

管秉贤论著

汇集

Ⅱ.黑潮及其变异研究

中国科学院海洋研究所
1986

目 录

1. 黑潮流速流量的分布、变化及其与地形关系的初步分析
2. 我国台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响
3. 东海黑潮变异研究的若干结果
4. 苏澳-与那国岛断面上黑潮流速结构的特征及其季节变化
5. ANALYSIS OF THE VARIATIONS OF VOLUME TRANSPORTS OF THE KUROSHIO IN THE EAST CHINA SEA
6. MAJOR FEATRUES OF WARM AND COLD EDDIES SOUTH OF THE NANSEI ISLANDS
7. 台湾以东及东海黑潮调查研究的主要动向及结果
8. 台湾以东黑潮深层流的途径
1942 年 2-3 月观测结果的分析
9. 日本以南黑潮大弯曲及其与东海黑潮变异的关系
10. 黑潮调查概况及其研究意义
11. 黑潮专题研究规划设想
12. 黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征

黑潮流速流量的分布、变化及其与地形关系的初步分析*

管秉賢

(中国科学院海洋研究所)

黑潮为北太平洋西部最主要的海流,它流经琉球群岛西侧的部分,构成了中国黄东海环流系统的主干。我国近海区域的水文特征以及海流、水团的分布、变化等等,在不同程度上都受到这部分黑潮的影响。因此,研究这部分黑潮,不仅对阐明黑潮本身的动力结构具有重大意义,而且对阐明中国近海的海况变化并从而建立比较可靠的预报方法,也是十分必要的。

自本世纪三十年代以来,日、德等国学者对这部分黑潮的结构及其动力学问题,作了不少研究,有的并把它与湾流作了对比(Uda, 1930; Sigematsu, 1933; Kisindo, 1934; Wüst, 1936; Koenuma, 1939等,转引自 Defant, 1961, 638—641)^[1]。

在四十年代,日本学者虽对流经本州南岸的黑潮进行了多方面的研究;但对流经东海的黑潮,因战争关系,观测工作中断,研究工作也极少进展。

从五十年代起,恢复了经常性的观测工作,同时又由于GEK的广泛应用,表层流的观测数据较前大有增加。这对进一步研究黑潮提供了宝贵的资料。

G断面(见图1)是横贯黑潮主干及其逆流的一个断面,位于奄美群岛西北的深沟上。我们现已得到1956—1961这六年间日本长崎海洋气象台等在这一断面上所得的10余次GEK资料(共240站次),以及相应的水文观测资料和由此算得的动力计算资料^[3-11,16,17,22,23]。

对这部分黑潮的分析来说,G断面算是代表性较好、而实测资料又最多的一个断面。因此,本文将取G断面为例来进行分析。

考虑到这部分黑潮流速在琉球群岛西侧的海沟上,地形的影响必然是比较显著的,因此,本文还拟引用湾流中的一些研究成果,导入与实际情况比较接近的一个地形模式,来着重地探讨一下海沟地形与黑潮流速、流量分布等的关系。

在分析了平均情况下黑潮流速、流量的分布特点之后,本文还将根据现有的比较系统的资料,对近几年来黑潮流速、流量的变动及其相互关系等,作一初步的分析。最后,本文还拟就黑潮的途径问题,略陈浅见。

一、表层流速的分布及其与地形的关系

先来分析G断面上表层流速分布的平均情况。将1956—1961年间的11次GEK记

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第273号;本文是在毛汉礼先生的热情指导与帮助下完成的,并承赫崇本先生审阅全稿,提出了许多建设性的意见,袁业立、甘子钧、刘凤树、李磊等同志也对初稿提出了不少宝贵的意见,李长松、孙寿昌、刘秉玉等同志参加了计算绘图工作,均深致谢意。

录,沿断面方向(x 轴,以自 G_1 指向 G_2 为正)及与之垂直的方向(y 轴,以顺流方向为正)分解为 u 、 v 两个分量,即可求得各站流速分量及平均值及矢量如表 1 及图 1 所示。

速度(厘米/秒)

(cm/sec) in section 2.

站号 St. No.

站号 St. No.	合成矢量 Resultant Vector		观测次数 No. of obs.
	流速 vel.	流向 dir.	
9		185°	11
13		125°	12
5		115°	11
25		105°	10
30		147°	15
26		142°	12
8		171°	11

2	-2.3	15.3
4	-3.3	7.3
6	17.3	3.0
8	41.2	6.5
10	28.2	15.2
12	71.2	18.3
14	40.1	21.3
16	11.5	13.2
18	7.0	11.1
20	-4.1	8.2
22	3.0	-2.5
24	-2.7	
26	6.9	
28	3.4	
30	3.0	
32	-4.6	
34	-2.8	
36	-1.7	

(同一断面各站流速分量及平均值的分布图)

图 1 为流速矢量图,流速分量具有下列一些特征。

(1) 最大流速出现在 G_1 — G_2 站之间,这是黑潮流轴所在之处。最大流速约 77 厘米/秒左右,流向为 SE 。在流轴两侧,流速分量 u 约分布成喇叭形,流速近似地作线性递减,其平均流速约为 1.5×10^{-5} 秒⁻¹ 左右。流速的幅度分别约为 45 及 25 厘,故可认为,黑潮为一流速较快的流。

(2) 在黑潮定宽,距流轴约 50 厘处,开始出现涡流,最大流速约为 S 及 SE ,流幅约 60 余厘。如以 S 的流速作为黑潮与其定宽的

由图可知, $\bar{v}$ 的最大值亦出现在海底坡度最大处附近, 流速约为 36 厘米/秒; 逆流的最大值出现在海底隆起处, 流速约为 20 厘米/秒。这种分布趋势及量值, 与黑潮的实际情况, 亦较接近。

綜上所述, 作者初步认为: 引用 Neumann 的“相当正压性”流体这一概念, 并引进与实际接近的地形模式, 便可比较合理地得出这部分黑潮(及其逆流)在平均情况下的流速、流量及其分布廓线。

由(9')、(14)及(15)三式可知, 如假定 $\bar{p}$, β 为常量, 则某一断面上各点的流速、流量, 取决于地形、摩擦系数及海面摩擦坡度这三个因子。地形可以认为是不变的。摩擦系数的量值很难确定, 其变化则更难估计。从现实观点出发, 可设摩擦系数为常值。这样一来, 流速、流量的变化, 主要将取决于海面摩擦坡度的变化。故可以这样设想: 黑潮沿着陆棚陆坡毗连区域及深沟流动时, 流速流量的分布型式, 主要取决于地形; 而流速流量的量值, 则主要与海面摩擦坡度有关, 即海面摩擦坡度增大时, 流量及各层平均流速亦增大, 反之亦同。由此推论, 如能测得在黑潮顺流方向上不同时期的 $\partial\zeta/\partial y$, 则对研究黑潮流量的变化、亦即黑潮的强弱, 将是十分有用的。也可以说, $\partial\zeta/\partial y$ 可能是表征黑潮强弱的一个指标。

如能取得在黑潮流经的岛屿附近(比如说, 冲绳岛及奄美大岛等)的长期水位观测资料以及断面流量资料, 便可对上述设想进行验证。作者并认为: 这项工作对研究黑潮的变动及其预报方法, 是有一定启发意义的; 因为这样一来, 流量变化问题便可与水位坡度变化问题相联系, 而后者, 一般讲来, 无论就观测和预报方法来说, 都比流速要方便得多。

三、近几年来黑潮流速、流量的变动情况

本节拟扼要分析近几年来 G 断面上表层流速及流量的变动情况。

图 4 指出了自 1956 年夏至 1961 年秋期间 12 次 GEK 记录中流速分量 v 的分布廓线。

虽然各条廓线的形状并不很规则, 但从这些廓线中, 仍可明显地看出第一节中所指出的几个特点, 例如, (i) 每条曲线都有一个狭窄的“主峰”, 其位置都在 G_5-G_7 站之间; (ii) 除个别时期外(如 1957 年 1 月、1958 年 6 月及 1961 年 11 月), 断面右侧均出现范围较宽的逆流区, 等等。由是可知, 黑潮及其逆流的分布位置是比较稳定的。但流速和流幅等等, 则各个时期的变动仍很明显。近几年来黑潮及其逆流的某些特征值的变动情况, 如表 2 所示。

1. 表层流速及流量变化的概况

如以流轴两侧 $v > 0$ 的区域作为黑潮的范围, 则可根据图 4 中的流速分布廓线借求积法得出黑潮的表层平均流速。计算结果指出, 表层平均流速的变化趋势, 大多数都和表层最大流速($v_{0,\max}$)的相似。所以, 下文即以表层最大流速为代表, 来讨论近几年来黑潮流速的变动情况。

在这五、六年內, 黑潮表层最大流速的变动颇为显著(见表 2 及图 5)。最大值约为 133 厘米/秒(其矢量值为 139 厘米/秒), 出现在 1961 年 3 月; 1957 年 9 月、1960 年 6 及

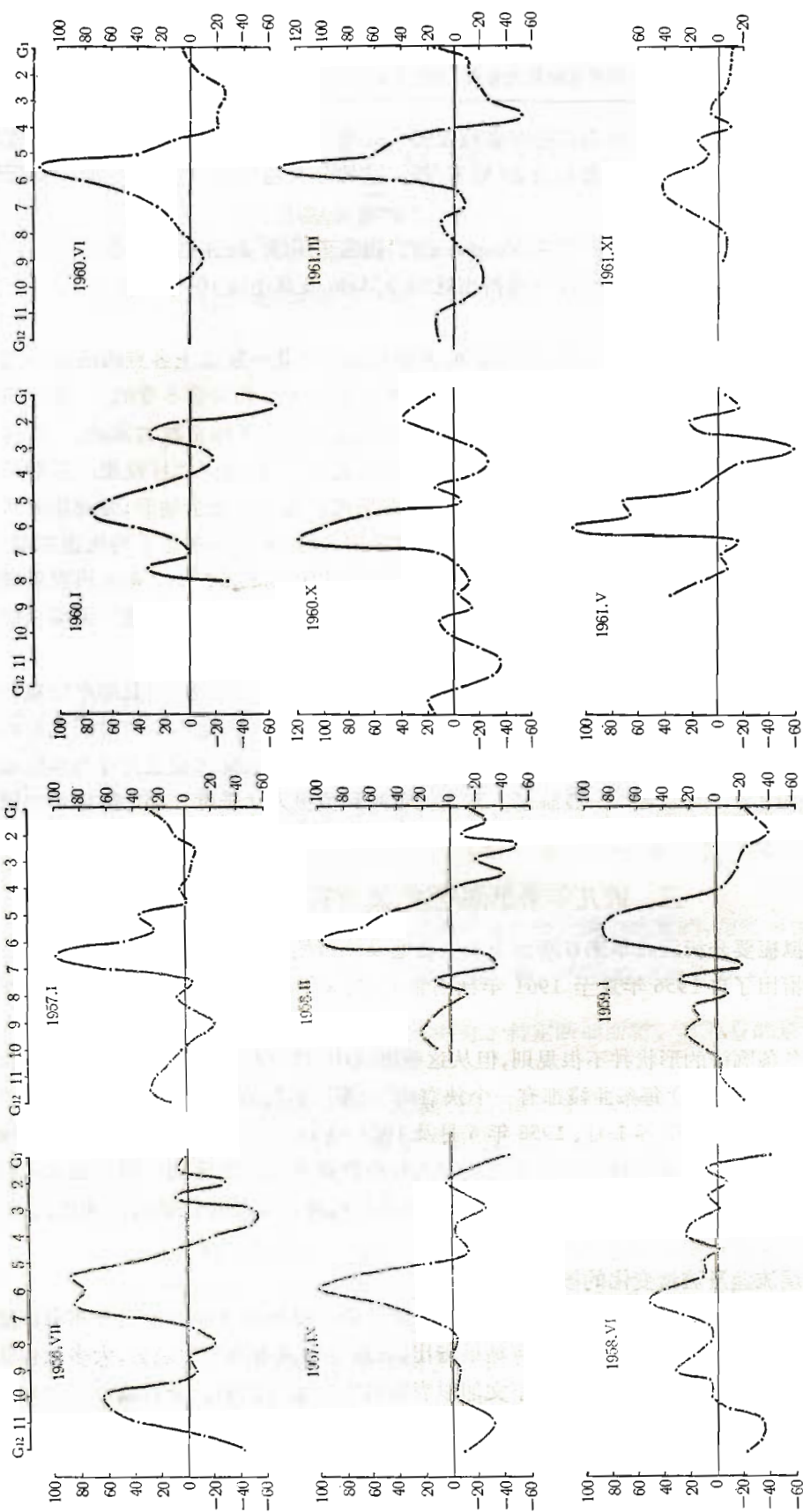


图4 近几年来 G 断面的流速 (厘米/秒) 分布
Fig. 4. Velocity (cm/sec) distribution in section G in recent years.

表 2 近几年内黑潮及其逆流某些特征值的变动

Tab. 2. Variations of some characteristic values of the Kuroshio and its counter-current in recent years.

时间	Time	1956, VII	1957, I	1957, IX	1958, II	1958, VI	1959, I	1960, I	1960, VI	1960, X	1961, III	1961, V	1961, XI
$v_{0, \max}$ (cm/sec)	位置 Position	f	f	6	6	6 f	e 6	e	e	f	e	6	f
	流速 vel.	103	98	103	103	51	82	77	129	129	139	113	46
	流向 dir.	70°	40	20	55	70 50	40 50	50	60	60	50	50	60°
$v_{0, \max}$ (cm/sec)	位置 Position	e (f)	f	6	6	f	e (6)	e	e	f	e	6	6 f
	流速 vel.	87 (85)	98	100	97	50	82 (80)	74	115	117	133	109	41
流量 Transport, ($10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$)		38	30	35	35	37	50	41	39	44	27	37	20
逆流的最大 流速 $v_{0, \max}$ of counter- current (cm/sec)	位置 Position	3 c	b	1	b	1	2	a	b 3	c	c	3	1
	流速 vel.	-51	-8	-45	-51	-41	-41	-65	-25	-26	-46	-58	-11

(又 1959 年 VII 月及 1961 年 VIII 月的流量分别为 31×10^6 、 $43 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{sec}$ ，以上流量值均根据日本长崎海洋气象台资料)

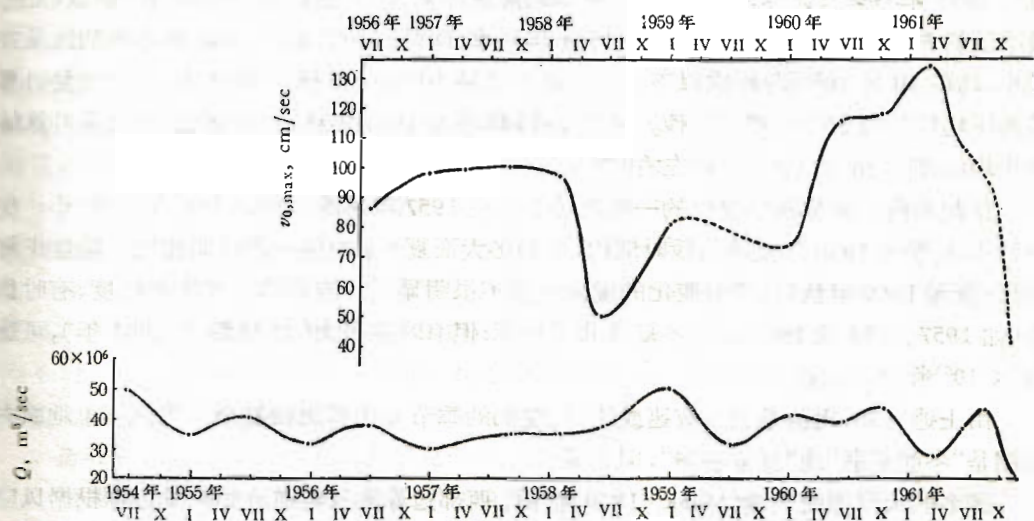
图 5 近几年来黑潮(G断面)表层最大流速($v_{0, \max}$, 根据 GEK 资料)及流量(Q)的变动

Fig. 5. Variations of the surface max. vel. ($v_{0, \max}$, according to GEK data) and volume transport (Q) of the Kuroshio (in section G) in recent years.

10月、1961年5月的 $v_{0,\max}$ 亦均达到100厘米/秒或以上。最小值约为41厘米/秒,出现在1961年11月,1958年6月的 $v_{0,\max}$ 亦很小,约为50厘米/秒。由是可知,最大值约为最小值的三倍左右。这12次观测的平均值约为92厘米/秒。在1958年冬季以前,表层流速比较稳定,而在同年夏季,表层流速却突然下降,出现次最小值。此后,流速在两年半左右的时间内有继续增大之势,至1961年春季达到最大值。接着,流速又骤趋陡降。在1961年度内,流速有大幅度的变动,变幅达92厘米/秒。

从这12次记录来看,流速的季节变化似无明显的规律性。如以1958年而论,表层最大流速为冬强而夏弱;1960年则为夏、秋强而冬、春弱;而在1957年则冬、夏季流速几乎相等。表层平均流速的变化趋势也与此相似。

在探讨黑潮流量的变动以前,拟将资料来源略加说明。

关于黑潮(G 断面)的流量,已有不少学者进行了计算,但所得出的同期流量值,并不一致。据作者所知,最近几年来,日本长崎海洋气象台海洋课的学者们(1959a, 1960a),曾先后两次系统地报导了黑潮流量的变动(自1955年冬至1959年冬)^[4,6],并有过多次的零星报导;日本西海区水产研究所的伊藤侑(1962)也有过类似的报导(自1955年冬至1961年3月)^[12];我们亦计算了1957—1959年的流量^[1]。

从计算结果的比较来看,日本学者们得出的数值,均比我们的为大^[1];又长崎海洋气象台得出的与伊藤侑报导的,有时差异亦较大。虽然如此,但流量变动的趋势,则基本上都是一致的。

在下面分析 G 断面的流量变化时,本文将采用长崎海洋气象台的数值(见表2及图5),因该台所发表的资料,包括的时间较长。

由表2可知,在这五、六年内,黑潮流量变动也很大。最大值约为 50×10^6 米³/秒,出现在1959年冬季³⁾;此外,1960年冬、秋季的流量亦较大,均达到 40×10^6 米³/秒或以上。最小值约为 20×10^6 米³/秒,出现在1961年秋季;同时,1957年和1961年冬季的流量亦较小,均在 30×10^6 米³/秒或以下。最大值约为最小值的2.5倍。表2中14次流量计算值的平均值约为 36×10^6 米³/秒。又自1955年冬至1961年秋, G 断面17次流量计算值的平均值亦为 36×10^6 米³/秒左右^[14-16]。

在此期内,流量季节变化的一般趋势是:在1957年冬季以前,为夏大而冬小;在1958年夏季至1960年夏季这段时间内,则为冬大而夏小,与前一段时间相比,趋势正好相反;及至1960年秋后,季节变化的规律性便不很明显了。流量季节变化的幅度,有时很小(如1957、1958及1960年),冬夏季几乎相等;但有时亦很大(如1959及1961年),可达 20×10^6 米³/秒左右。

由上述可知,无论是表层流速或流量,它们的季节变化都比较复杂;所以简单地认为黑潮是“冬强夏弱”或“夏强冬弱”,似欠妥当。

著名的大洋漂流理论(Munk, 1950)指出,西部边界流及其逆流的流量可以根据风应力涡度求得^[24]。日本学者南日俊夫(T. Naniiti, 1952)及市荣誉(T. Ichiye, 1958)等曾分别根据实测风速及风应力涡度的变化,讨论了流经日本南岸的黑潮的流量变化,得到了一

3) 又根据长崎海洋气象台(1955a)的计算,1954年夏季冲绳岛西方断面(与 G 断面相当),黑潮的流量亦达到 50×10^6 米³/秒^[31]。所以,在4—5年内,黑潮流量出现两个“高峯”。

些較好的結果^[25,20]。

对于流经东海的黑潮,其流量变化与风应力涡度变化的关系以及局部风的影响等等,因限于資料,目前尚难探討,拟留待今后进行。現仅就表层流速及断面流速結構两方面来分析它們与黑潮流量变化的一些关系,因为它們是流量变化的两个重要标志。

2. 表层流速与流量变化的关系

对比图 5 中的两条曲綫可知,表层流速与流量的变化趋势,在相当长一段时間內頗为一致,即表层流速增大时,流量亦增大,但两者增大的量值并不成比例。例如,1959 年冬季流量出現近几年来的最大值,表层流速虽亦增大,但并未达到相应的最大值。而在另一段时間內,两者的变化趋势則相反。例如,自 1960 年冬季至 1961 年春季,表层流速在显著增大中,但流量并没有这种趋势;1961 年 3 月表层流速达到最大值时,流量却几乎下降到最小值。

所以表层流速与流量变化虽密切相关,却非完全一致。这是因为流量不仅与表层流速有关,在相当大的程度上,更取决于流速的垂直結構。再者,即使从理論上講,表层流速与流量的变化趋势应趨一致;但由于上述表层流速系 *GEK* 觀測所得,而流量則系由温、盐度分布計算得出,考虑到資料性质的不同,以及觀測、計算中所可能产生的种种誤差,两者未尽一致,亦是理解的。

因此,表层流速只是估計流量变化的指标之一,如欲单从表层流速資料来推断黑潮流量变化的趋势,則不一定可靠,甚至还可能适得其反。

3. 断面流速結構与流量变化的关系

根据动力計算得出的 *G* 断面近几年內的流速分布見图 6。

首先,从图上可以看出,黑潮的流速結構都显示这样一个特征,即:主流流軸随着深度的增加而逐漸移向黑潮右側(1959 年冬季,这一特征不甚明显)。这一特征,早为 Iselin (1936)根据湾流資料所指出^[21]。本节所述的流速結構,主要是指这一主流流軸(和流核)的位置、寬度、厚度等而言。其中流軸系指 10 厘米/秒等速綫所包围的水体,而流核則指流軸中最大流速所在处,流核深度为流核到流軸边缘的垂直距离。*G* 断面上流速結構的特征值見表 3。

表中指出:在流量出現最大值的 1959 年冬季,*G* 断面流速結構的主要特征是:(i)流核位置最偏东南,即离陆棚最远;(ii)流核深度及流軸厚度均达到最大;(iii)核心速度亦較大。这种分布,均有利于使流量达到最大值。反之,在流量較小的 1959 年夏季,流核位置最偏西北,即离陆棚最近,流核深度达到最小,流軸厚度亦不大,同时流幅狹窄。这种分布均不利于使流量有較大的值。总的說来,在这几年內,这些特征值中,以流核位置及深度的变化較為显著,其他各值的变化一般均較小。

这些特征值与流量变化的关系見图 7。

图中明显地指出:流量与流核深度两者的变化趋势相当一致,而与其他特征值的关系則較差。故可初步认为:流核位置及其深度是影响流量变化的两个比較重要的因子;而这两者根据 *G* 断面的地形来看,实际上即为黑潮流軸离陆棚远近的两个指标而已。黑潮流軸离陆棚較近时,流核即偏西北,因受地形限制,其深度亦較浅;反之,流軸离陆棚較远时,流核即偏东南,其深度亦較大。在前一种情况下,流核有时即位在陆棚上,延伸很浅,

流量不可能很大。而在后一种情况下,流核延伸較深,流量随而增大。所以,从流速結構与地形的关系来分析流量变化时,可以得出这样的初步推論:当黑潮流軸离陆棚較远时,流量可能增大;反之,流量可能减小。

导致黑潮流軸产生这种变动的的原因是什么?这是黑潮研究中頗为重要的一个課題。对此,目前尚难提出什么具体的意見。但是,我們初步认为:上述变动似与 130°E 以东海区黑潮的变动有着一定的联系。

在近几年內,黑潮通过 G 断面时,其流軸位置一般离陆棚均較近,只有 1959 年冬季离陆棚較远,即位置最偏东南。由表 3 可知,黑潮通过 E 断面(位于屋久島东南方)时,其流軸一般亦偏北,也只有 1959 年冬季最为偏南。因此,也許可以这样設想:黑潮这两段流軸位置的变动可能有着相似的节奏,即黑潮通过 G 断面时,其流軸如离陆棚較远,則在通过 E 断面时,流軸亦将偏南,反之亦然。如以 1959 年的情况而論, G 断面的流軸冬季較夏季約偏东南 40—50 哩,而在 E 断面相应地約偏南 70—80 哩。

其次,順便提出一个值得我們注意的問題:1959 年在日本四国及远州滩以南先后出現的显著的冷水团(这是 1954 年以后最显著的一次)^[18],是否也与該年冬季(1—2 月)黑潮通过 G 及 E 断面时流軸发生变动有关?两者發生的時間,相差大約有三、四个月以上,当 G 及 E 断面上流軸最偏东南时,四国及远州滩外海尚未出現显著的冷水团;而当这些地区先后出現显著的冷水团时,上述流軸又恢复到离陆棚較近的一般情况。

根据南日俊夫(1960)的研究,在 1959 年 1—9 月期間, 130°E 以东黑潮流軸位置与其平均位置的偏离,是随着時間由西向东移动的;即向南的偏离,冬季(1—3 月)首先在九州以南出現,接着初夏(5—6 月)出現在四国以南,至盛夏(7—9 月)則出現在远州滩以南附近^[26]。福岡二郎(Fukuoka, 1960)亦曾指出,在 1959 年 5—8 月期間,由于黑潮“蛇行”所出現的冷水团是由西向东推移的^[18]。这样一来,上述几項現象发生時間的差距,似可得到解释,这种差距即表示 E 断面附近出現冷水团的時間,要比四国、远州滩以南的为早。

綜上所述,似可合理地认为,1959 年冬季以后在 130°E 以东、日本南岸所出現的冷水团,是在黑潮流軸离岸較远的情況下产生的。由于流軸离岸距离时远时近的变化大約呈波状自西向东地发生着,故冷水团亦自西向东移动。值得指出的是:流軸位置的这种变动,却是在 G 及 E 断面上首先出現而逐渐向东推移的。因此, G 断面上流軸位置的变动,不仅与黑潮流量变化有关,可能还同日本南部的海况变化有联系。 G 断面上黑潮流軸的偏东南現象,可能即是不久以后将在日本四国、本州以南出現显著的弯曲和冷水团的一种預兆。

对于东海黑潮流量出現最大值的另一个时期(1954 年夏季,此时日本南岸亦出現显著的冷水团),因限于資料,尚难进行同样的分析。我們期望,今后能获得更多更系統的資料,借以檢驗上述关系在黑潮其他时期的变动中是否存在。

四、黑潮的途径問題

以上,我們仅就 G 断面資料,分析了黑潮流速流量的分布、变化及其与地形的关系。为了对流经我国东海的黑潮有一个比較全面的了解,显然还須就黑潮所流经的其他断面进行同样的分析。但目前因缺乏資料,尚难这样做。本节只根据現有的少数資料,对黑潮的

途径問題略作分析。

日本长崎海洋气象台曾于 1960 年及 1961 年秋季 (10—11 月) 在东海进行了范围較广的調查;其中 1961 年那次观测,范围更大,南至 24°N, 西至 122°E 附近,包括了黑潮主干所流經的 4—5 个断面。这为研究黑潮途径提供了一項可貴資料。

这两年秋季各断面上最大流速(即黑潮流軸)的位置及量值等如表 4 所示。在图 8 中

表 4 黑潮在几个断面上的最大流速及流量

Tab. 4. Max. velocity and transport of the Kuroshio in some sections.

時間 Time		1960, X—XI				1961, X—XI			
断面 Section		14	G	I	K	Q	S	G	I
最大流速 Max. vel.	位置 Position	No. 1431	G_f	I_A	K_c	Q_d	S_8	G_f	I_d
	流速 vel.(cm/sec)	51	129	87	93	139	87	46	67
	流向 Dir. (°)	60	60	50	40	50	50	60	50
	流量 Transport ($10^6 m^3/sec$)		44			33		20	

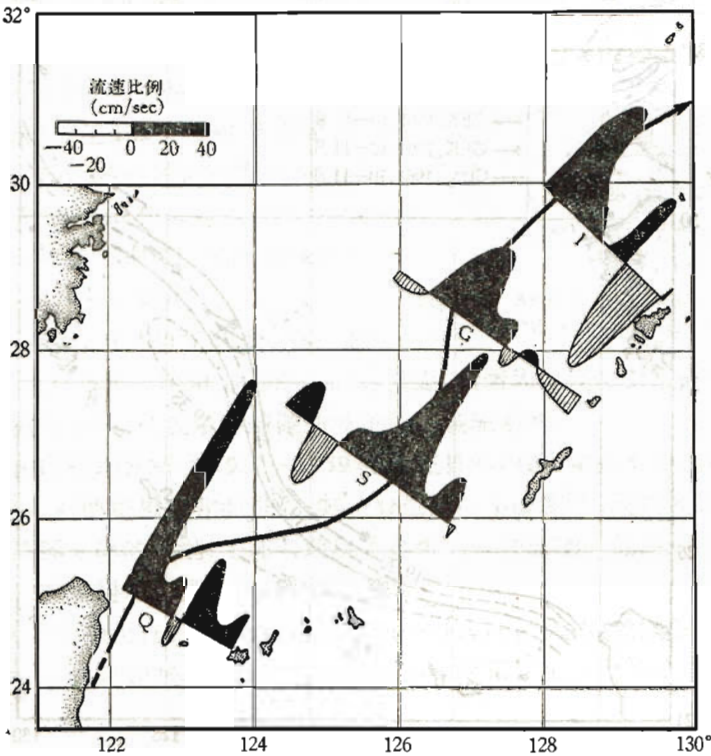


图 8 黑潮表层流速(v)的分布

Fig. 8. Distribution of surface velocity (v) of the Kuroshio. (1961, X—XI)

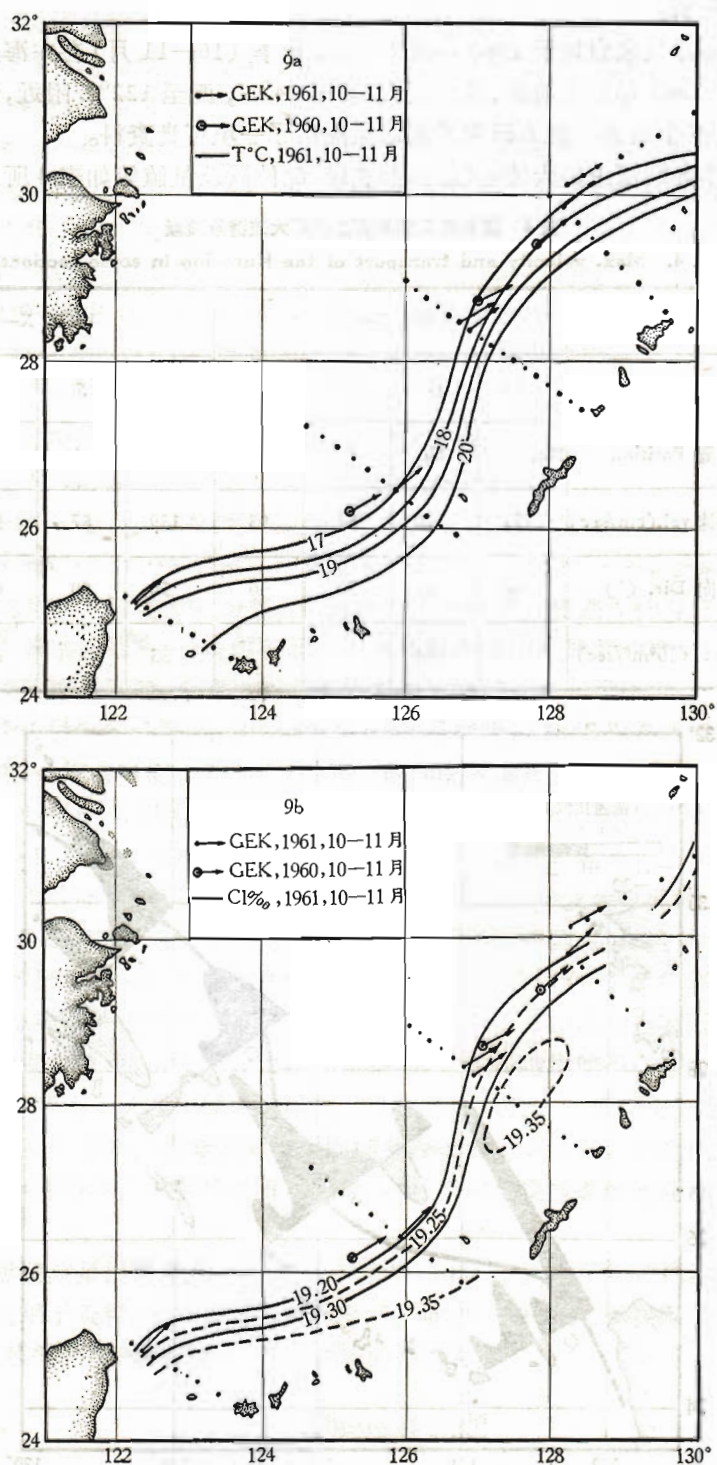


图 9 黑潮表层最大流速与 200 米层温度氯度分布的比较

Fig. 9. Comparison between the surface max. vel. and the distribution of the temp., chlorinity in 200m. level in the Kuroshio region.

还指出了 1961 年秋季黑潮在各断面上的表层流速(v)分布廓线。

从这两年秋季各断面上最大流速的方向来看,黑潮主干的流向比较稳定,均指向 NE—ENE,但流速流量的变化却很大。这与单独由 G 断面得出的情况相同。

如将最大流速位置与各层水文要素的分布加以比较,则可看出,前者与 200 米层上的温、盐度分布有着密切的关系(见图 9)。

图 9 指出,最大流速一般均位于 $16-19^{\circ}\text{C}$ (或 $19.15-19.30\text{‰}$) 等值线附近的狭带区域。这里是该层上温、盐度水平梯度最大的地方,同时也是表层流速最大的地方。

我们还就其他年份其他季节的一些零星资料,进行了同样的比较,觉得这一关系仍然存在。这样,就可把 200 米层的温、盐度水平梯度最大处近似地作为黑潮表层流速最大处,亦即黑潮的轴线。图 8 中的黑潮轴线,就是根据最大流速位置并参考 200 米层温、盐度分布得出的。

就 1961 年秋季而论,流经我国东海的黑潮,其轴线显然不象一般所认为的那样——迳直地指向东北,而亦有弯曲现象⁴⁾:在 Q—S—G 断面间轴线下凹,而在 G—I 断面间则上凸。同期,日本四国、本州以南区域的观测指出,在那里黑潮亦具有显著的弯曲现象^[11]。所以,就这一时期而论,这两处黑潮的轴线都同时出现弯曲。

南日俊夫(1960)曾根据 1937—1959 年间观测到的弯曲现象求得了 130°E 以东黑潮的平均轴线^[26](见图 10)。如将这一轴线与本文得出的 130°E 以西(1961 年秋)的轴线相联,则更可看出:在 $122^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$ 之间,黑潮轴线呈波状前进,各波峰间的距离近似相等,约为 400 哩(—740 公里)。如在这个波状轴线之间作一中线,则可得黑潮轴线波动的振幅约为 40 哩(—74 公里)。

同时,还可看出,在 130°E 以西,这一轴线的位置又与 200—500—1000 米等深线颇为接近,后者为深度倾斜最大处。所以,黑潮主干自我国台湾北上后,大致是沿陆棚陆坡毗连区域流动的。

南日俊夫在仔细地分析了 1937—1959 年间在日本四国、本州南岸出现的黑潮弯曲现象以后,认为这种弯曲现象并非前进波,其槽脊位置亦不改变^[26],故其性质为驻波。

对于流经我国东海的黑潮,上述弯曲现象是否为一种波动?如系波动,则是前进波呢或是驻波?是一个值得今后进一步探讨的问题。

最后,本文着重指出,如上述弯曲现象果系一种波动,则它对我国黄东海、特别是东海的海况变化,当有着密切的关系,在开展我国近海水文预报工作中是值得予以重视的。

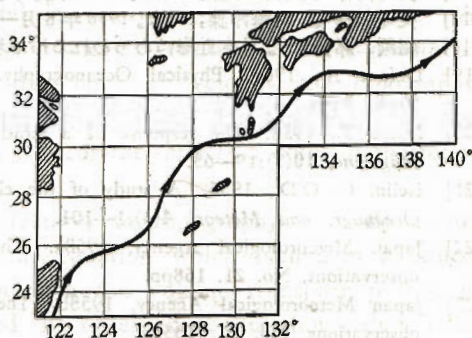


图 10 黑潮轴线 (130°E 以东的轴线系根据南日俊夫, 1960)

Fig. 10. Axis of the Kuroshio (axis to the east of 130°E is drawn after Nanjiti, 1960).

4) 1960 年秋亦有类似现象出现,但比较不明显。

参 考 文 献

- [1] 毛汉礼、管秉贤、郑义芳、丁文兰。南黄海及东海北部(28°—37°N)夏季的海流系统及若干问题的初步探讨(即将发表)。
- [2] 斯费德鲁普 H. U., 约翰逊 M. W., 佛莱明 R. H., 1946。海洋。(毛汉礼译, 1958, 科学出版社出版)第二卷, 341—664 页。
- [3] 日本气象厅, 1957。气象厅海洋气象观测资料, No. 19。
- [4] 日本气象厅, 1959a。气象厅海洋气象观测资料, No. 23, 共 240 页。
- [5] 日本气象厅, 1959b。气象厅海洋气象观测资料, No. 24, 共 289 页。
- [6] 日本气象厅, 1960a。气象厅海洋气象观测资料, No. 25, 共 258 页。
- [7] 日本气象厅, 1960b。气象厅海洋气象观测资料, No. 26, 共 256 页。
- [8] 日本气象厅, 1961。气象厅海洋气象观测资料, No. 27, 共 257 页。
- [9] 日本气象厅, 1962a。气象厅海洋气象观测资料, No. 28, 共 304 页。
- [10] 日本气象厅, 1962b。气象厅海洋气象观测资料, No. 29, 共 284 页。
- [11] 日本气象厅, 1962c。气象厅海洋气象观测资料, No. 30, 共 326 页。
- [12] 伊藤 潤, 1962。昭和 35 年西日本海域综合海况, 日本海洋学会志, 18 (2): 47—48。
- [13] 长崎海洋气象台海洋課, 1955a。昭和 29 年夏季东支那海海洋观测报告。海洋报告, 4 (1): 78—84。
- [14] 长崎海洋气象台海洋課, 1955b。昭和 30 年冬季东支那海海洋观测报告。海洋报告, 4 (2): 25—35。
- [15] 长崎海洋气象台海洋課, 1956a。昭和 30 年夏季东支那海海洋观测报告。海洋报告, 4 (4): 33—48。
- [16] 长崎海洋气象台海洋課, 1956b。1956 年度冬季东支那海海洋观测报告。海洋报告, 5 (2): 33—45。
- [17] 长崎海洋气象台海洋課, 1956c。1956 年 6 月—7 月东支那海海洋观测报告。海洋报告, 5 (4): 53—67。
- [18] 福岡 二郎, 1960。日本近海にあらわれる冷水塊及び暖水塊について(その1), 海と空, 36 (1): 1—12。
- [19] Defant A., 1961。Physical Oceanography, I. xvi+729 pp. Pergamon Press, Oxford. London. New York. Paris.
- [20] Ichiye T., 1958。The response of a stratified bounded ocean to variable wind stresses. *Oceanogr. Magazine*, 10(1):19—63。
- [21] Iselin, C. O'D., 1936。A study of the circulation of the western North Atlantic. *Pap. Phys. Oceanogr. and Meteor.*, 4(4):1—101。
- [22] Japan Meteorological Agency, 1958a。The results of marine meteorological and oceanographical observations, No. 21, 168pp。
- [23] Japan Meteorological Agency, 1958b。The results of marine meteorological and oceanographical observations, No. 22, 183pp。
- [24] Munk W. H., 1950。On the wind-driven ocean circulation, *Jour. of Meteorology*, 7(2):79—93。
- [25] Naňniti T., 1952。On the fluctuation of the Kuroshio and the wind, 日本海洋学会志, 8 (1):23—29。
- [26] ———, 1960。Long-period fluctuation in the Kuroshio, *Paper in the Meteorology and Geophysics*, 11(2—4):339—347。
- [27] Neumann G., 1960a。On the dynamical structure of the Gulf stream as an equivalent-barotropic flow. *Journal of Geophysical Research*, 65(1):239—247。
- [28] ———, 1960b。On the effect of bottom topography on ocean current, *Dt. Hydrogr. Z.*, 13(3): 132—141。

A PRELIMINARY STUDY OF THE DISTRIBUTION AND VARIATION OF THE VELOCITY AND VOLUME TRANSPORT OF THE KUROSHIO AND THEIR RELATION TO THE TOPOGRAPHY

KWAN PING-HSIEN

(*Institute of Oceanology, Academia Sinia*)

ABSTRACT

By employment of the data obtained by the Japanese in recent years (1956—1961) in section G, four topics concerning the distribution and variation of the velocity and volume transport of the Kuroshio in the East China Sea are discussed in this paper.

(1) The distribution of surface velocity and its relation to topography A simple model of the velocity profile across Kuroshio and its counter-current is proposed, based on 11 series of GEK data. It is shown that both the velocity and topography profiles may be expressed analogously in the form of a "damped vibration", and the max. velocity (axis of the Kuroshio) is just located near the inflection point of the topographic curve.

(2) The distribution of transport and its relation to topography By introducing the topographic model of section G into the equation which Neumann obtained in his study of the Gulf Stream, a solution expressing the volume transport profile is derived. Comparison between the calculated and the observed results shows that, both in the velocity and transport profiles, the agreements are fairly satisfactory. It is further suggested that the distribution types of the velocity and transport are mainly determined by the bottom topography, the presence of a counter-current on the right side of the Kuroshio being closely connected with the bottom ridge there. On the other hand, the magnitudes of the velocity and transport are proportional to the value of the frictional slope of the sea surface.

(3) Variation of the velocity and transport Compared with the Gulf Stream, the annual and secular variations of the strength of the Kuroshio are so much larger and complicated that their regularities are far from being clear. However, probably due to the restrictive effect of the bottom configuration, the direction and position of the axis are relatively stable. Except in the winter of 1959, when the transport reached its maximum, the axis of the Kuroshio lies near the boundary between the continental shelf and continental slope.

(4) The problem of the path of the Kuroshio in the East China Sea is briefly analysed. It is suggested that, if the meander does exist, the conditions of the China Sea would be more or less affected. It is therefore an important and interesting problem to investigate, not only for the theoretical study, but also for the practical application.

我国台湾及其附近海底地形对 黑潮途径的影响*

管秉贤

(中国科学院海洋研究所)

台湾是我国第一大岛,其形略呈椭圆,长轴指向 NNE, 约长 205 海里(~380 公里),短轴约 80 海里(~150 公里)。台湾东临太平洋,海底地形峻陡,等深线大都与海岸平行,在离岸数十海里处,水深激增达 4 千米以上;西临台湾海峡,海底地形平坦,水深多在 50—60 米左右。

台湾东北角,在三貂角—苏澳以东,地形急变,等深线变成与海岸近乎正交而作 ESE

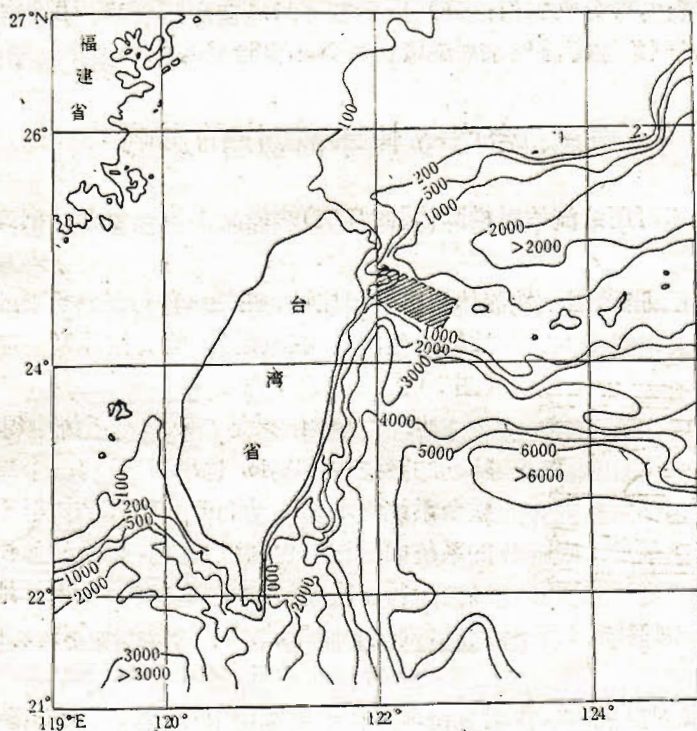


图1 台湾省附近海区的地形(深度单位:米),
(阴线区为海脊;图上以数字代表的地名,1 钓鱼岛,2 赤尾屿)

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 399 号。

本文承毛礼同志热忱指导并提出宝贵意见;蔡崇本同志审阅全文,同时提出了建设性意见;海流组同志们切磋讨论和郑守仪、刘秉玉同志予以热情帮助,作者均此致以衷心的感谢!

走向,水深从南北两侧的 1000—2000 米陡减为 500 米左右,最浅处尚不及 200 米。这就是本文中所提到的海脊。

台湾西南角,在高雄、恒春以西,等深线亦呈横斜状,水深自南向北锐减(图 1)。

北赤道流在吕宋以北分为两支:东支即沿台湾东岸北上的黑潮主干,西支(黑潮分支)一部分进入南海,另一部分在夏季,又沿台湾西岸北上,后者在流出台湾海峡后,在台湾东北方与黑潮主干相会,“并肩地”流向东北(须田晓次,1948)^[5]。所以,可以认为,夏季,台湾是位于黑潮及其分支(以下或称东支及西支)的绕流之中。

北赤道流主轴在吕宋以东部分的流幅约 45—90 海里(85—170 公里)(见 Stommel 及 Yoshida, 1972, 第 155 页,图 26a, b, c)^[5],故台湾东西向的幅度约为北赤道流流幅的 1.8—0.9 倍。这样尺度的一个大岛,屹立在黑潮所流经的区域中,其影响显然是可观的。

关于台湾及其附近海底地形对黑潮途径的影响,过去还很少予以注意。本文拟从下列两方面,(1)台湾岛本身对黑潮的影响;(2)台湾附近海底地形对黑潮的影响,试作一些探讨。这些都是黑潮动力学中的重要问题,是黑潮的姊妹流——湾流所没有遇到的,值得深入研究。本文旨在着重提出这一问题,以期引起同行的注意,并进而解决这一问题。

本文所用资料¹⁾,均分别引自:(1)日本水产试验场,《海洋调查要报》,Nos. 44—69;(2)日本气象厅,《气象厅海洋气象观测资料》,Nos. 28—30, 54。

一、台湾岛本身对黑潮的影响

可以取粘性不可压缩流体对圆柱体(或圆柱)的绕流作为一个近似模式来分析台湾对黑潮的动力影响。

实验研究早已证实,当粘性流体流过圆柱体时,在柱体前端流体开始分为两支,在其后端产生涡旋,在较远处,两支流体又趋向于会合在一起(图 2)。

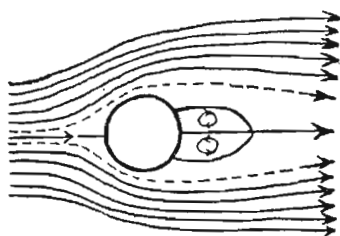


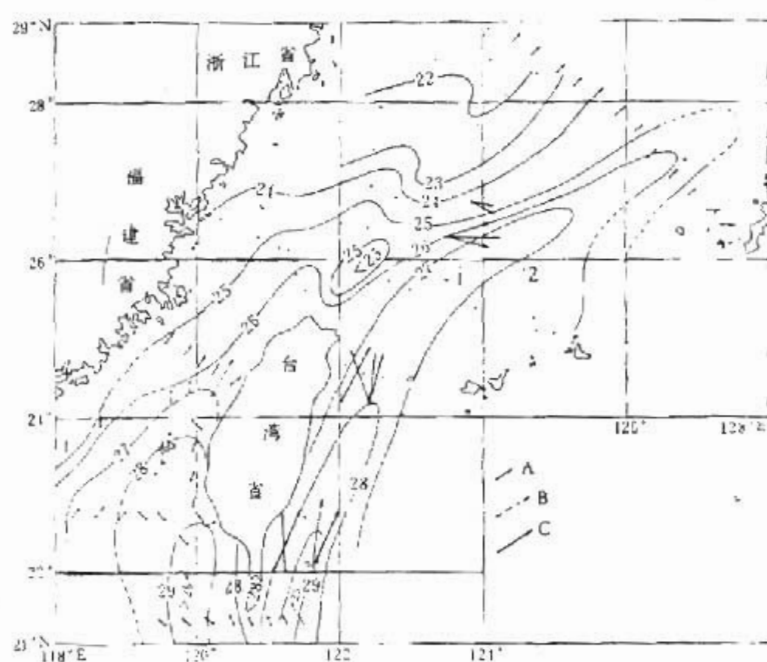
图 2 粘性流体流过圆柱体的模式(根据文献[4])

当然,上述结果是在不转动系统中得出的。在均匀转动的系统中, Taylor 也早指出过,一个二维运动不会因整个系统的均匀转动而改变型式^[42]。至于在非均匀转动的系统中,流型也大致相同,只是流体流过柱体之后可以产生行星波而已^[44]。如更进一步考虑地球纬圈的向北缩减,则这种行星波对于柱体将是不对称的^[6](转引自顿震潮, 1951)^[2]。

实验所指出的这些影响,在黑潮绕流台湾的过程中有一些是可以看得相当明显的。

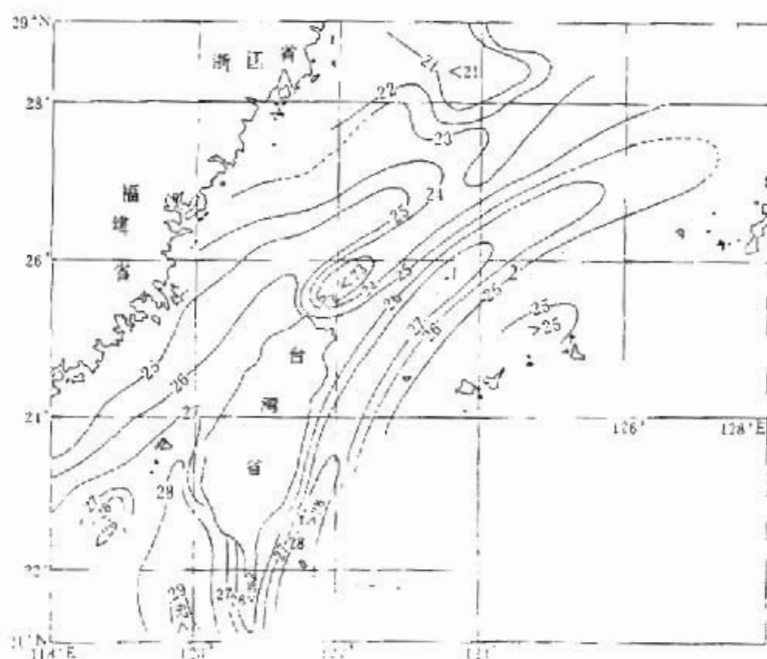
如上所述,在早期的海流图上已可看出台湾南北两端,黑潮因绕流而先分支后又汇合的情形了。下面将再引用台湾附近的水文、海流实测资料来论述台湾对黑潮的这种影响。

1) 补记: 本文初稿完成较早,当时尚未见到下列日本学者有关我国台湾省以北海区所出现的气旋式冷涡的报导(见: 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 Third C S K Symposium Bangkok Thailand, 1972", pp. 199—218).



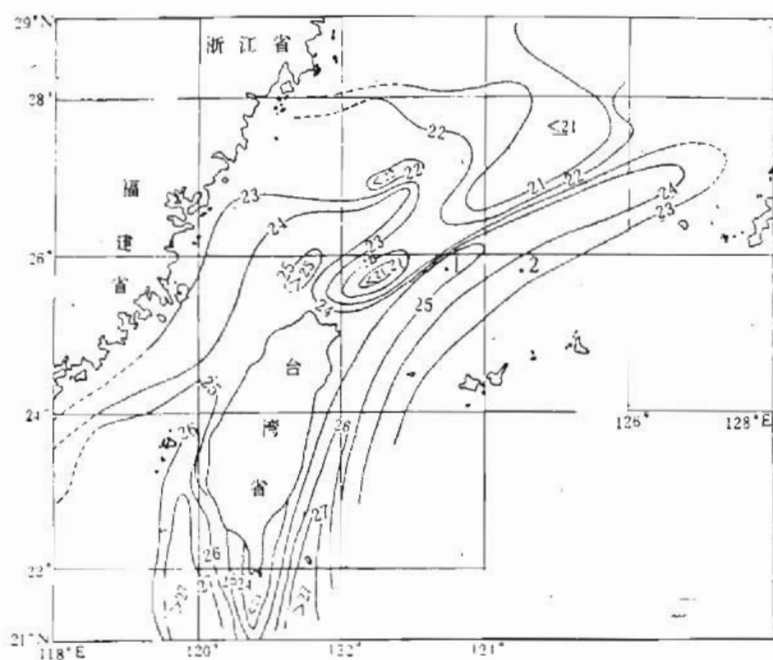
a. 表层, 1932 年 6 月上旬

A: 同期大面潮流流向; B: 同期连续观测潮流; C: 根据 Sigematsu (1932)⁽¹⁾

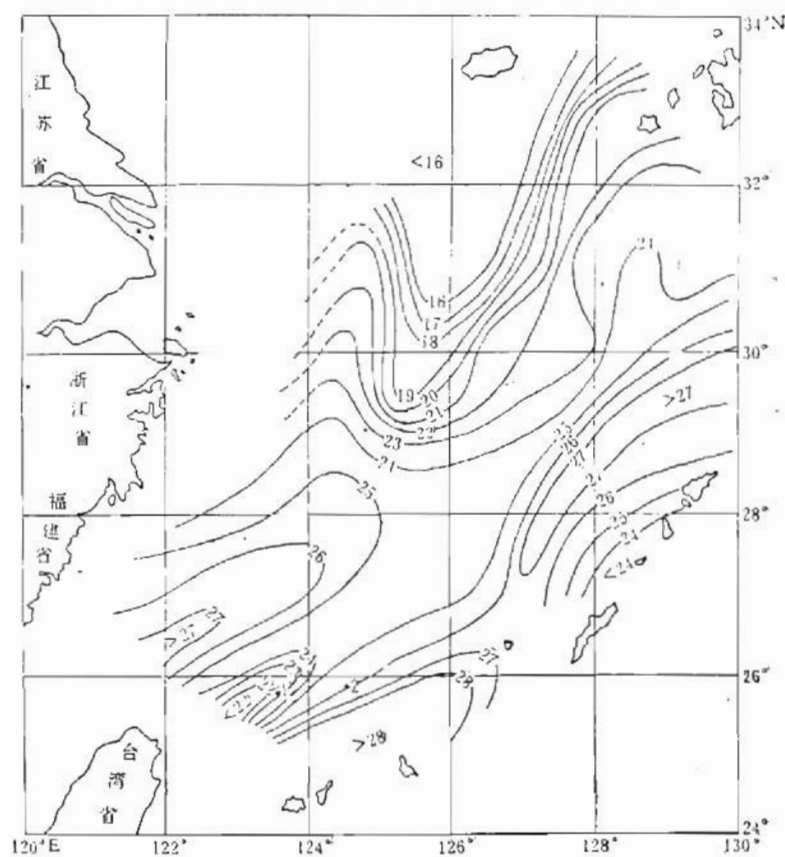


b. 25 米层, 1932 年 6 月上旬

图 3 台湾省附近海区的水温(°C)分布
(图上以数字代表的地名, 1 钓鱼岛, 2 赤尾屿)



c. 50 米层, 1932 年 6 月上旬



d. 50 米层, 1973 年 7 月 10 日—8 月 10 日

图 3 (续)

1932年6月上旬,日本学者们曾在台湾附近海区进行了一次测站相当密、观测时间相当接近的调查,取得了一批几乎可算是同步观测的资料。 29°N 以南区域0、25及50米层的水温分布见图3。

各层水温分布明显地指出,源自低纬地区的北赤道流暖水,在台湾南端分两支绕过该岛:东支沿台湾东岸,西支沿台湾西岸(并汇合了一部分来自南海的暖水),流向东北。这一水温分布与当时在台湾南端、海峡及冲绳西北断面上的表面流观测结果(图3a上的短矢)以及早年同期(1927年夏季)台湾以东的测流结果(图3a上的长矢,根据 Sigematsu, 1932)^[1]也趋向一致,即表面流大致沿着暖水舌轴方向流动。

基隆以北,在这两支暖水的中间,出现一个范围不大的低温区域,海水将绕这一区域中心作气旋式转动(详后)。这与由于台湾的屏障作用所引起的涡旋相当。

东海南部海域,夏季水温分布的这种型式,即来自台湾东西两侧的两支暖水,左右分立,中间夹着一个趋于封闭的低温水,不仅早期的观测(1932年6月)是这样,近期(1973年7—8月)也是这样。这从图3c、d两幅水温分布图的比较中,可以得到证实。即时隔40余年,分布的基本特征,依然不变。

东支是主流,势强延伸广。西支因受台湾海峡浅水地形以及东海低温水向南扩展的影响,势弱延伸不广,但仍及 28°N , 124°E 附近。关于低温水的影响,在后面图6b、c上可以看得更为明显。在第28—32站之间,低温水迫使暖水舌潜伏在10—25米层以下流向东北。在台湾以北,冲绳西北断面以南这段距离内,这两支暖水是“左右分立,并肩前进”的。但在冲绳西北断面上,则只能看到一个显著的暖水块。由于缺乏更细致的资料,这两支暖水到底在何处汇合,尚不得其详。虽然如此,这一水温分布已充分显示了台湾对黑潮流动的影响了。下面再就一些水温断面分布图来进一步分析分支和屏障作用。

1. 分支作用

1931—1941年期间,在鹅銮鼻南方 $21^{\circ}20'\text{N}$, $121^{\circ}27'\text{E}$ 点以西100余海里的断面上曾进行了30余次水文观测,为分析暖流的東西分支现象提供了许多资料。遗憾的是观测层次太浅,极大多数都局限于200米层之上。

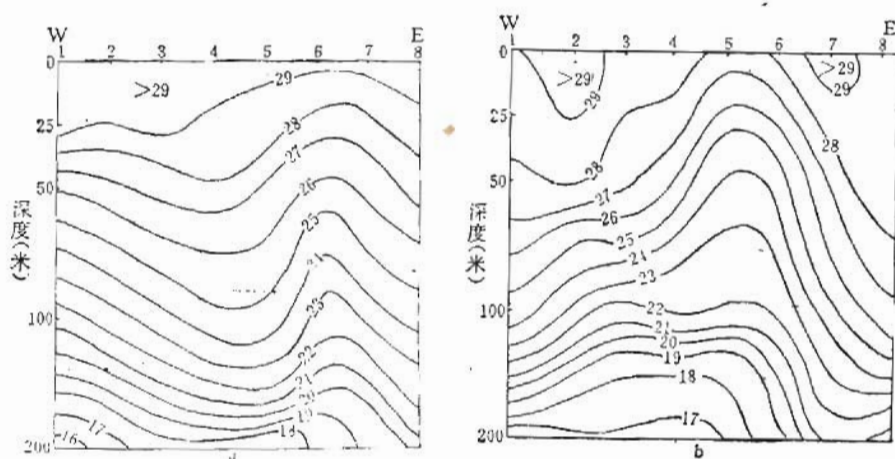


图4 鹅銮鼻以南的水温 $T^{\circ}\text{C}$ 断面

a. 1931年6月25—26日; b. 1932年6月7—8日

图 4a 为 1931 年 6 月下旬的水温断面分布。由 200 米层以上的水温结构可以推知,在断面东侧,等温线急剧地向东下倾,故流向应指北,流速也较强;在断面西侧,等温线亦向东下倾,流向亦应指北,但流速较弱;而在断面中部(略偏东),等温线向西下倾,流向将偏南,分别与两侧的北流形成涡旋。在这一区域,深层冷水向近表层上升的现象,亦很明显。也就是,在断面两侧,黑潮分为两支,分别沿台湾东西两岸向北流去,而在鹅銮鼻以南附近出现逆流。在这个断面上,两个分支相距约 30 海里。

初步看来,在大多数时期,分支现象都较明显。但也有一些时期,在这断面上,只能看到东分支;而在断面西侧,如仅凭 200 米层以上的水温结构来推想,则流向偏南,看不出有西分支的存在。1932 年 6 月上旬的观测结果,就是这样一种情况(见图 4b)。虽然,当时在 50 米层以上两支暖水分立左右的现象仍颇明显,但从 50—200 米层的水温结构来看,西侧流向显然偏南。

所以,在夏季,分支现象也是有变化的,有时两个分支很明显,有时则只能看出主干东支。其原因,可能与吕宋以北的北赤道流,它相对于台湾的位置及其流向亦有变异有关。北赤道流的宽度只有台湾东西向宽度的 0.6—1.2 倍左右。只有当它接近台湾南端时,其西侧向西能越过 $120^{\circ}40'E$ (大约相当于猫鼻头的经度),分支现象才较明显。如北赤道流稍偏东些,则黑潮的整个流幅可能将沿台湾东岸北上了! 因此,也许可以这样设想,东支流幅的显著变宽,可能就是鹅銮鼻以南断面上西分支不明显的标志。

在此,须再次着重指出,由于缺乏 200 米层以深的资料,上述推论有待今后取得更深层的资料加以验证。

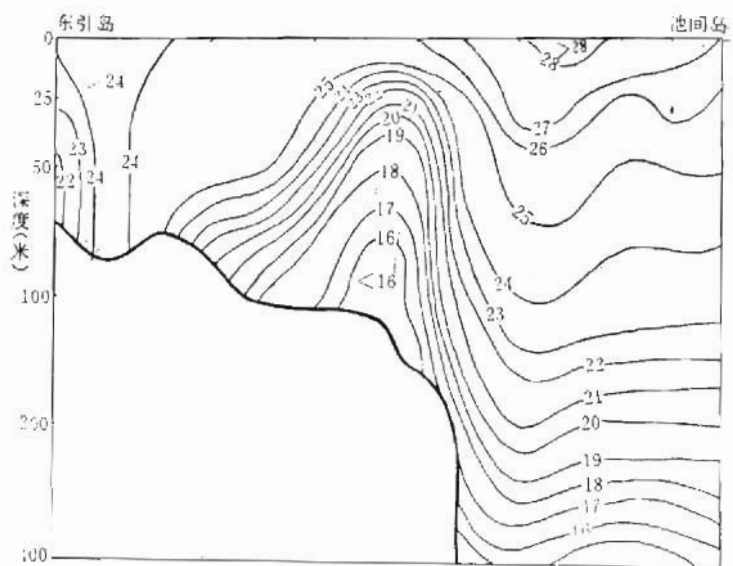
虽然,根据上述水温结构推得的各个时期的分支现象并非完全相同,甚至也可能看不出西分支,但这并不影响我们援引前面的简单模式来讨论黑潮对台湾的绕流现象。因为上面根据水温结构推得的,仅是梯度流的大致情况。夏季,在偏南风的作用下,台湾附近的表面流向亦均偏北。例如,鹅銮鼻以南 $21^{\circ}20'N$, $121^{\circ}27'E$ 点以西断面,1932 年 6 月上旬同期的表面流向就是这样(见图 3a)。此外,通过台湾海峡北上的,不仅有上述西分支,还有来自南海的暖水,这点已从许多流速实测资料中得到了证实。所以,就夏季表面海流的分布来讲,在台湾南端,海流开始分支,并导致冷水上升,乃是很明显的事实。

2. 屏障作用

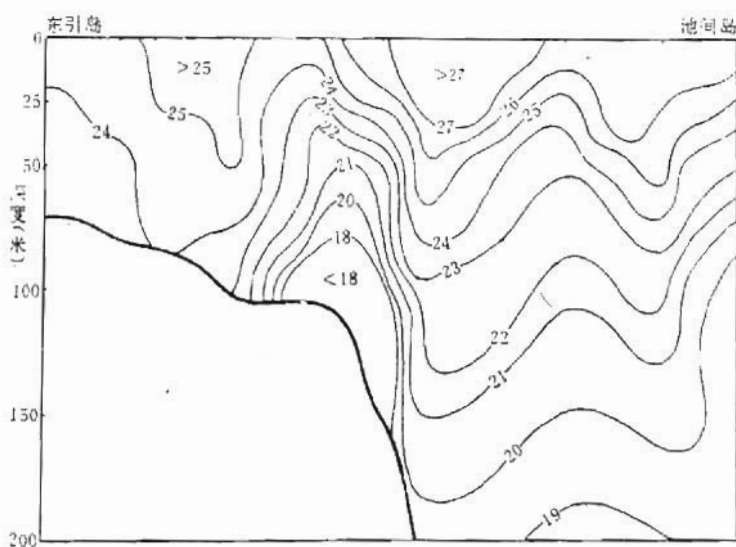
基隆以北(彭佳屿附近)所出现的小的低温中心,是台湾对黑潮绕流产生屏障作用最明显的证据。在彭佳屿附近,不仅各层水温较周围为低,盐度亦较高,所以围绕这一高密中心,将出现小型的气旋式涡旋,同时还可能出现冷水上升现象。对比实验研究结果可以推知,这一涡旋乃是黑潮(主要是东支)沿岸流动时,因海岸摩擦作用,在边界层内,绕流出现分离现象所引起的。

自 1929 至 1936 年期间,在东引岛—池间岛断面上所进行的 11 次观测中,除了有三次因观测时间在冬季(1, 2 月),海水层化现象被降温及风力搅拌等作用所破坏,从而断面分布上低温水上凸现象不明显外,其余 8 次观测,在断面中部(即基隆以北)均出现明显的冷水上凸现象(见表 1)。这充分表明,在台湾北端,至少在 5—11 月期间,是常常存在着气旋式小涡旋的。

1929 及 1932 年 6 月的两个温度断面见图 5。从这些图表中可以看出,这断面上低温



a. 1929 年 6 月 11—13 日

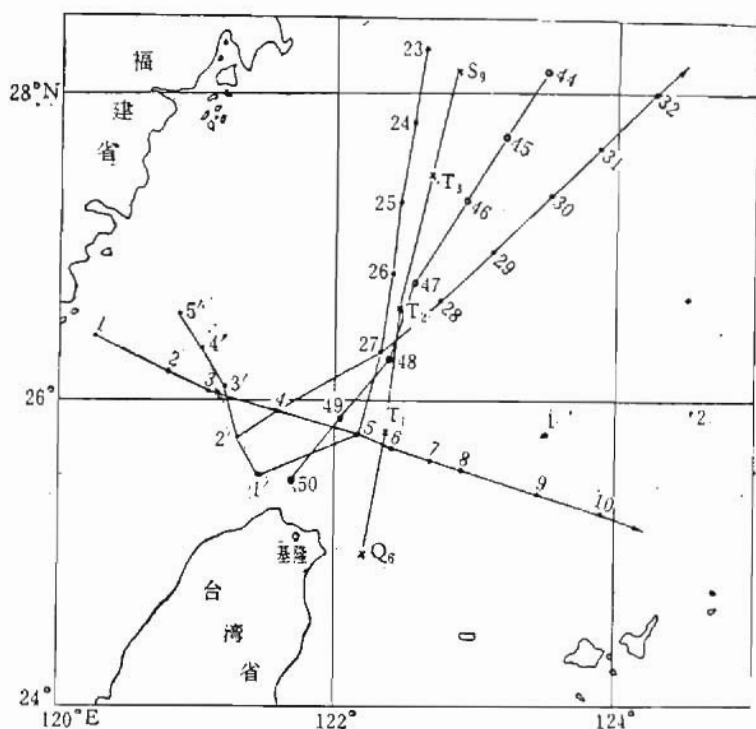


b. 1932 年 6 月 3—6 日

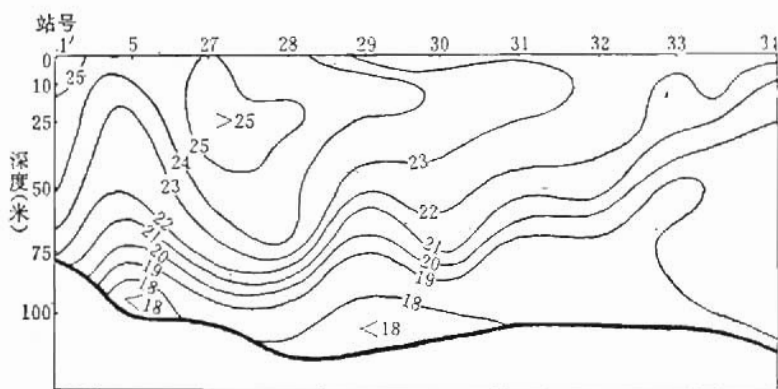
图 5 东引岛——池间岛水温 $T^{\circ}\text{C}$ 断面

中心的位置颇为稳定，均位于中部附近。同时，在平面分布图（见图 3）上，这一低温中心的封闭性亦较明显。在 0—50 米层内，其形略呈椭圆，长轴指向 NE，约长 50 海里，短轴约长 20 海里。下面再看看与东引岛—池间岛断面近乎正交的一些纵向断面上的水温分布。1932 年 6 月的两个纵向断面见图 6。

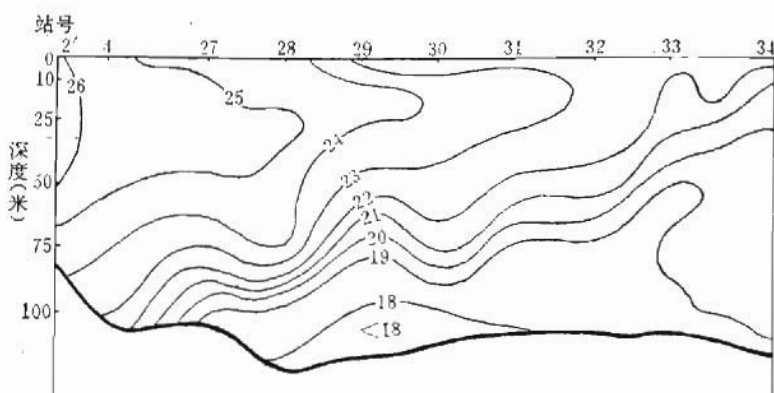
从连接 1'—5—27—32……各站的断面（图 6b）来看，基隆以北的冷水上凸现象亦颇明显。但如从连接 2'—4—27—32……各站的断面（图 6c）来看，则冷水上凸现象已不见了，而只能看出来自台湾海峡的暖水流向东北的情况。这些资料表明，小涡旋中心大致位于



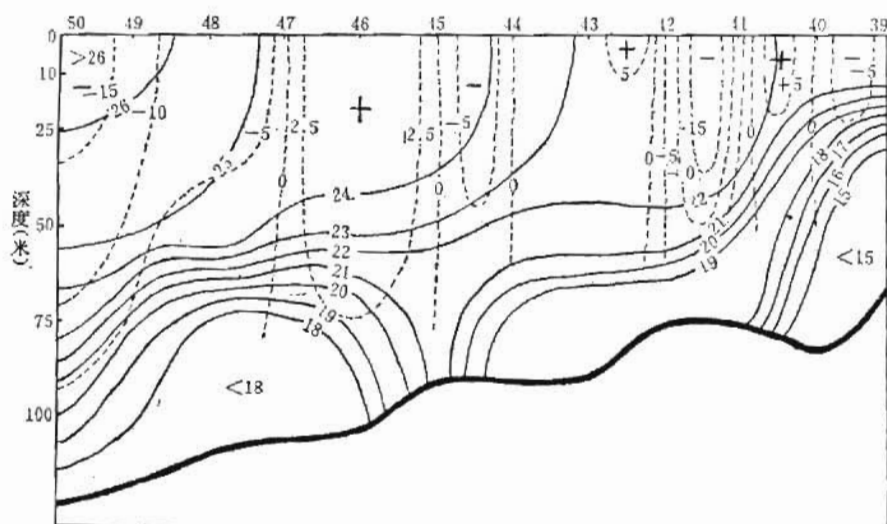
a. 断面位置; (●表示1932年6月观测; ○表示1939年6月观测; ×表示1961年10—11月观测)



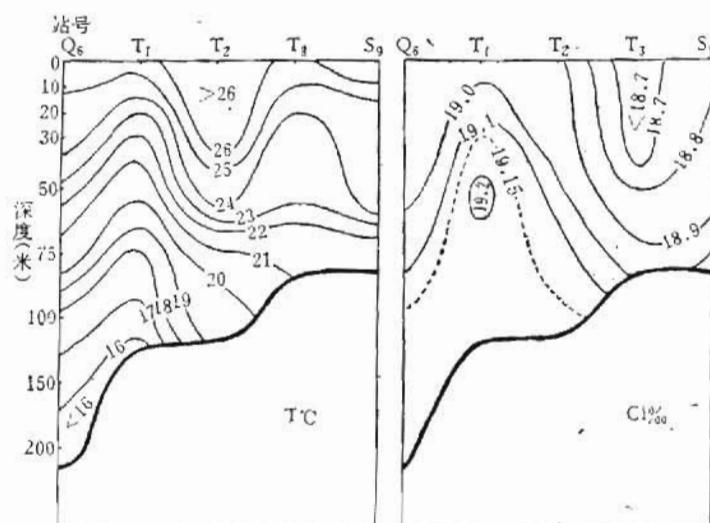
b. 1932年6月温度 $T^{\circ}\text{C}$ 断面



c. 1932年6月温度 $T^{\circ}\text{C}$ 断面



d. 温度(°C, 实线)及流速(厘米/秒, 虚线)断面,
1939年6月15—21日, 流向, +指W, -指E



c. 基隆以北的纵向温、盐度断面, 1961年10月19—20日

图6 基隆以北的几个纵向水温(°C)断面
(图上以数字代表的地名, 1 钓鱼岛, 2 赤尾屿)

表1 东引岛—池间岛断面上低温中心的出现情况

观测日期(年、月、日)	低温中心出现与否	位置
1929, 6, 11—13	出现	断面中部
7, 6—8	出现	断面中部
1930, 5, 7—9	出现	断面中部
8, 6—8	出现	断面中部, 稍偏东
11, 16—17	出现	断面中部,
1931, 2, 13—15	未出现	—
5, 23—25	出现	断面中部
1932, 2, 29—3, 2	未出现	—
6, 3—6	出现	断面中部
1933, 10, 6—8	出现	断面中部
1936, 1, 25—27	未出现	—

离基隆 NE 约 50 余海里的地方。在表 1 中其他七次观测及 1961 年 10 月的一次观测(见图 6c)期间,小涡旋中心与基隆的距离,大致与 1941 年 6 月的情况相近。

表 1 低温中心与基隆距离

观测日期(年、月、日)	距离(海里)	50米深度水温($^{\circ}\text{C}$)
1911, 1, 20—22	40	19.0
1, 5	50	19.5
1919, 1, 12—21	100	21.5(50米深), 14.99(75米深)
1961, 10, 19—20	10	20.17

但从 1939 年 6 月的资料来看,小涡旋中心离基隆的距离却较上述情况为远,达 80—110 海里(见图 6d 及表 1)。所以,小涡旋的位置总是有变化的,这可能与黑潮流速的强弱有关。因为实验研究业已表明,柱体后涡旋区域的大小,随着雷诺数(Re)的增大而增大,且河流的方向延伸(谷一郎, 1962)。而在雷诺数($Re = Vd/\nu$)中, d 表征物体大小的长度是固定的,而 ν (运动学粘滞系数)一般可假定为常数,故涡旋区域的大小,亦即涡旋中心离柱体的距离,将随着流速的增大而增大。

从涡旋结构及动力计算结果来看,这一低温中心显然与气旋式涡旋相当,但目前尚未能得到良好的观测资料来予以证实。1961 年 10 月沿 Q_1 — M 断面上虽有若干测站的 GEK 资料,但由于此处水浅,潮流影响相当大,故这一 GEK 资料似难作为余流的代表。

从附近区域的动力计算结果(图 6d)来看,在离基隆东北的方向上,显然有一系列小涡旋成排地出现,这正与柱体后面因修建生成的涡旋更相当。

通过以上分析,可得黑潮绕流台湾的简单模式如图 7。

如将图 7 与图 2 中的绕流模式相比,可以看出有下列几点主要差异:

(1) 东西两支在下游的流向偏于东北,尤与台湾长轴方向并不对称。但在实验模式中,两侧流线相对下轴线即是对称的。我们认为:这一方面当然与台湾岛本身的形状亦非完全对称,其中线以西微凸有关。另一方面,还可能部分地是由于下列两点原因所致:

① 与上游(即北赤道流在吕宋以北的部分)流向台湾南端的角度有关。在实验模式

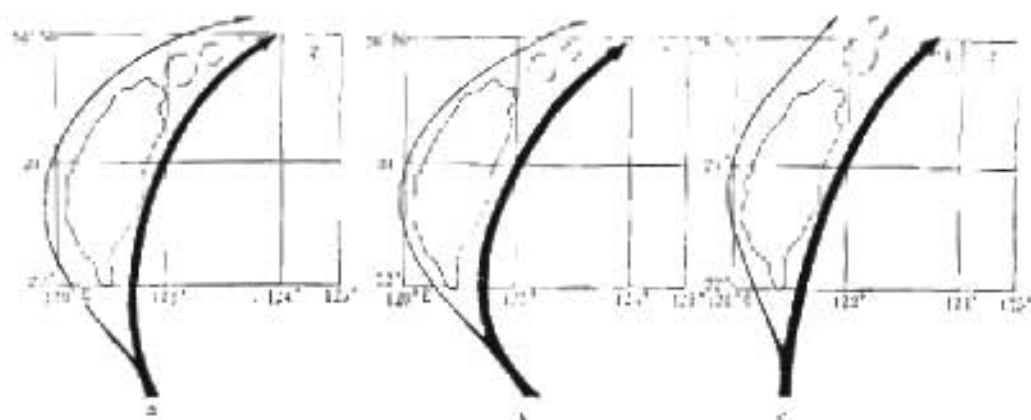


图 7 黑潮绕流台湾的简单模式

(图上以数字代表的地名,1:钓鱼岛,2:彭佳屿)

中,上游流向与椭圆柱长轴方向一致,而在这一实例中,上游流向则偏于 SE。即北赤道流系从 SE 向 NW 的方向流向台湾南端,绕过台湾南端后,两个分支又以偏于 NE 的方向流去。我们推测,如上游流向再偏左或偏右一些,下游流向亦将相应地有所变化,同时两个分支在下游的汇合地点也将有所不同(见图 7b, c)。这与西风带绕过青藏高原时,由于上游急流的位置和方向的不同,下游流型也就十分不同的情况(顾震潮, 1951) 相似^[1]。

②与台湾附近的海底地形有关。台湾附近海底的深度分布,特别是三貂角—苏澳以东的海脊,有利于使东分支向东北偏转。即使上游流向与台湾长轴方向一致,由于这一海脊的影响,东分支还是要向东北偏转的。这一问题拟在下节专门加以分析。

(2)下游在基隆以北只出现气旋式涡旋¹⁾,而在模拟实验中,气旋式和反气旋式涡旋是成对地并列出现的。显然,这种常常出现的气旋式涡旋,当归因于东分支的绕流,即主要是东分支流过台湾东岸时,由于地形边界层内的摩擦作用生成的。而在实验中出现的反气旋式涡旋,如在台湾以北海区中也出现的话,必将归因于西分支的绕流。

根据粘性流体运动的性质可知,流速大的易生成涡旋,而流速小的则否。东西两分支的流速有很大的差别,东支远较西支为强。所以,在台湾以北,气旋式涡旋常常出现,而反气旋式涡旋则否。

另一方面,也由于地转及动力不稳定之故,质点作气旋性转动时是比较稳定的,而作反气旋性转动时则较不稳定(罗四维, 1963)^[1]。这也可能是反气旋式涡旋不易存在的原因之一。

导致黑潮绕流现象与实验模式之间出现差异的原因,除了上面一些外,当然还会有许多其他原因。首先是海洋中的外界扰动因子远比模拟实验中的要复杂得多;其次,两者的雷诺数亦不同,等等。但是,即使如此,我们仍然认为,实验得出的粘性流体对(椭)圆柱的绕流模式,可以近似地阐明台湾地形对黑潮影响的主要特点了。

日高孝次(K. Hidaka, 1926, 1927)^[8,9]曾作过有关北太平洋西部海流的地形模拟试验,得出了一些较好的结果。他模拟了黑潮东西两分支(气流强度为 4:1),当这两分支流过台湾后,在基隆以北也出现与图 2 中模式相似的气旋和反气旋涡旋。这方面的工作值得进一步开展,因为这对了解地形对黑潮的复杂影响会有很大的好处。作者认为,今后开展这种模拟试验时,可以着重地研究在上游流速流向和位置不同的各种情况下,下游的流型及其变化等方面的问题。因为我们不仅要进一步了解由于地形所产生的分支、屏障等作用,还要了解这些作用对东海水文分布的影响。

从上述分析中可以看出,虽然台湾的地形在很长一段时间内是不变的,但由于流过台湾的海流,其流速、流向及结构等等有着各种变化,所以台湾对黑潮的动力影响,以及由此所引起的黑潮对东海水文分布的影响,也将有所变化。其中,最明显的如:

(1)下游的流向以及两个分支的汇合地点将随着上游流向台湾的方向和位置而变,从而对东海我国近海海流、水团分布的影响也随之而异。如上游流向更偏西一些,则下游流向可能更偏东一些,会合地点离台湾北部也可能更远一些。反之,如上游流向更偏北一些,则下游及涡旋的位置也可能更接近东海我国沿岸一些(见图 7b, c)。

1) 在图 3 中,基隆以北的“冷中心”很明显,“暖中心”则不明显,但仍可看出一些痕迹。各层均有,特别是在 50 米层上,有高于 25℃ 的“小暖”位于“小冷”(其中心低于 21℃)的左侧。

(2) 台湾北部涡旋区域的大小和位置等等也随着两个分支的流速,特别是东支的流速而变。在黑潮较强时期,涡旋区域的范围可能更偏北些,从而也更接近浙闽沿岸一些。反之,则可能更靠近基隆一些。

像这类问题等等,都是值得深入研究的。

二、台湾附近海底地形对黑潮的影响

上节简单地讨论了台湾岛本身对黑潮绕流的影响,而没有考虑台湾附近的海底深度分布,也就是前述讨论是在台湾周围的水深为无限或均大于黑潮厚度的假定下进行的。本节将以黑潮流过台湾东北方的海脊为例,来讨论海底地形对黑潮的影响。

在 24°N 以南,黑潮主干(东支)紧贴着台湾东岸北上,流向和等深线几乎平行。但在 $24-25^{\circ}\text{N}$ 之间,上述海脊(自NW向SE横斜)却与黑潮流向几乎正交。这一海脊的深度自NW向SE递增,西部不到200米,中部在200—500米之间,东部在500—800米之间。长轴(横流方向)约100公里,短轴(顺流方向)约50公里。黑潮的厚度至少有800米。黑潮在流过这一海脊时正如气流过山一样,地形影响显然不能忽略。因为,如取这一海脊顶峰的平均深度约为500米,则黑潮的厚度将较海脊深度约大3/5;因此,黑潮必将挤缩着跨越这一海脊,从而其流轴也必将会发生偏转。

这一现象,在有关的一些海流资料中,可以看得很清楚。这方面,早期资料有:日本水路部于1935年发表的冬夏季海流图[见Stommel, Yoshida, 1972, 第131页,图2(a), (b)]^[15];美国海道测量部于1944年发表的西北太平洋海流图(U. S. Hydrographic Office, 1944)等^[16]。近期资料有:①日本调查船Takuyo及Chofu Maru于1965年所进行的GEK观测结果,②1965年及1966年夏季海面相对于1200分巴面的动力高度图(以上两项分别见Stommel, Yoshida, 1972, 第132页,图3及第133页,图4)等^[17]。

目前,我们还没有这一区域中详细的测流和水文资料。因此,关于黑潮在跨越这一海脊过程中流向、流线偏转的细节,还不得而知。但从上述资料中,可以明显地看出这样一种基本趋势:黑潮主干在通过 $24-25^{\circ}\text{N}$ 之间,即跨越这一海脊时,它不是沿着原来的方向,紧贴着台湾东岸北上的,而是离岸作反气旋式偏转,偏向东北方。这点,更明显地表现在H. Nitani所作的东海海流系统模式图(见Stommel, Yoshida, 1972, 第136页,图10)^[18]上。

Neumann (1960, 1968)在阐述海流所受的地形效应时,将海流通过海脊的偏转情况归纳为三类,即Ekman型、Sverdrup型和Neumann所提出的混合型(见图8a, b, c)^[10, 11]。

Ekman考虑的是均匀海洋中的摩擦性漂流, Sverdrup考虑的是非均匀海洋中受科氏力影响的相对海流,而Neumann考虑的则是层化海洋中的水平质量输送,即全流。比较图8中这三种类型的偏转情况可以得知,在北半球,当海流由深入浅时,都要发生向右偏转的现象。这点,三型皆一致。但海脊上海流偏转的细节,特别是通过海脊后,流线是否有净右偏这一点,却各不相同。例如,在Ekman型中,通过海脊后流线出现净右偏;但在Sverdrup型中则否,流线并无净偏转。但同时,这两型的流向,均无净偏转出现。混合型和Sverdrup型相似,流线亦基本上无净偏转出现,但在这两型中,流线右偏达到最大的位置

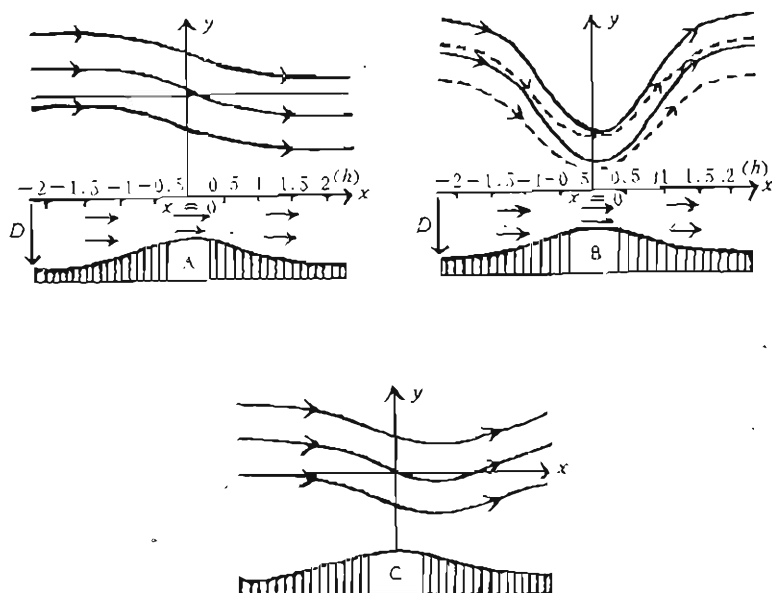


图8 海流跨越海脊时偏转的典型模式

A Ekman型; B Sverdrup型; C 混合型(根据 Neumann, 1968)⁽¹⁾

又各不相同。

从现有观测资料来看,黑潮在跨越这一海脊过程中偏转的基本趋势,似和上述三型均有所不同。因为黑潮在通过这一海脊后,流线和流向均出现净右偏。

海底地形对海流的影响是很复杂的。本文不拟从理论上来进行严格的分析,而只拟引用气象学和海洋学上有关这方面的已有成果,对海脊地形对黑潮途径的影响,作一些粗略而近似的分析探讨,以期能得到与上述偏转的基本趋势较为相符的结果。

1. 位涡度守恒原理的应用

Bolin (1950) 曾根据位涡度守恒原理,研究了西风跨越山脉时地形对西风的影响^[6]。他在不考虑科氏参数随纬度变化的情况下,讨论了一无限狭窄气流正交地横过山脉时的偏转问题。他假定气柱的垂直压缩是以相应的侧向伸展来补偿的,即假定气流流速不变而流幅则随气柱厚度而变。他只考虑了曲率涡度。在这样条件下,他所求得的气流偏角与地形的关系式为:

$$\sin \alpha = - \frac{f_0}{C D_0} \int_{x_1}^x h dx. \quad (1)$$

在上式中, $f_0 = 2\omega \sin \phi$, 为附近地区的科氏参数, C 为流速, D_0 为未经扰动前气流的厚度。气流原来沿 x 方向流动,在 x_1 处开始触山,山脉长轴沿 y 轴, $h(x)$ 为山脉高度, α 为扰动气流与气流原来方向(x 轴)之间的夹角。

上式指出,在北半球, $\sin \alpha$ 均为负值,即气流越山时将右偏(偏向负 y 轴),而作反气旋式运动。同时,流速愈小,偏角则愈大。

对于这一区域的黑潮来讲,上述假定基本合适,因黑潮强流也是近似地以正交方向跨越海脊的。同时,海区较小,科氏参数的变化也可以不考虑。但黑潮流速的水平切变($\partial C /$

∂n , n 指向流线之右) 颇大, 我们前曾求得, 在东海 G 断面流轴附近的较大范围内, 流速向右侧迅速减小, 其水平切变的平均值约为 -1.5×10^{-5} 秒 $^{-1}$ (管秉贤, 1964)¹⁾, 而在台湾东岸附近可能要更大些¹⁾。在台湾东北方, 如取黑潮流轴的曲率半径约为 2° (120 海里或近似为 220 公里), 平均流速约为 100 厘米/秒, 则反气旋式运动的曲率涡度 (C/R) 的量值约为 -0.5×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 。所以, 切变涡度反较曲率涡度为大, 至少两者具有同一量级。这样, 切变涡度必须同时予以考虑。因而, 在自然坐标中, 相对涡度的垂直分量为 $\xi = \frac{C}{R} + \frac{\partial C}{\partial n}$ 。这里, n 仍然指向流线右侧。为简单计, 并假定 $\partial C/\partial n$ 沿流轴为一常数。

如取和 Bolin 相同的直角坐标系, 即黑潮在未受海脊扰动前沿 x 轴 (约为 NNE 方向) 流动, 海脊短轴沿 x 轴, 长轴沿 y 轴 (负 y 轴指向 ESE, 见图 9)。在未受扰动前黑潮虽无曲率涡度, 但仍具上述切变涡度, 其表达式, 在此直角坐标中为 $-\frac{\partial u}{\partial y}$, 量值与 $\frac{\partial C}{\partial n}$ 相等, 即 -1.5×10^{-5} 秒 $^{-1}$ 。

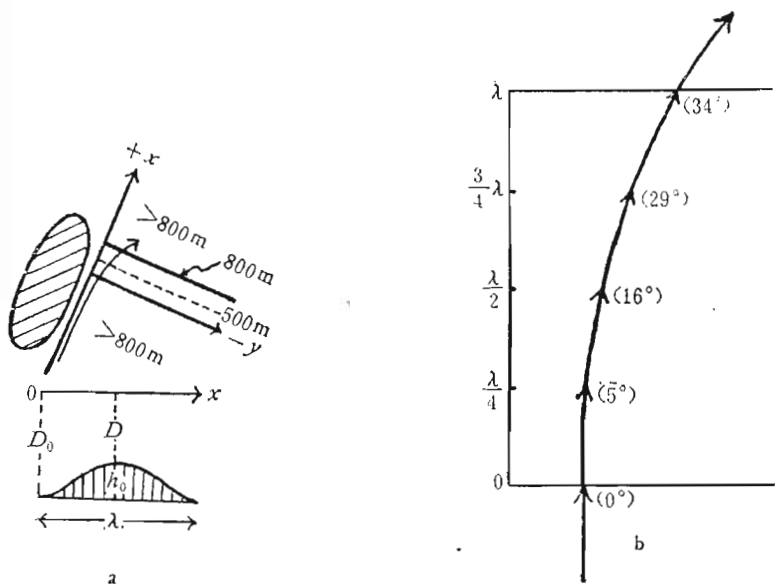


图 9 黑潮(在海脊上)流线的示意图

a. 地形模式; b. 根据(9)式得出的流线

这样, 由位涡度守恒原理得:

$$\frac{\xi + f_0}{D} = \frac{\xi_0 + f_0}{D_0} \quad (2)$$

亦即

$$\left[\left(\frac{C}{R} + \frac{\partial C}{\partial n} \right) + f_0 \right] / D = \left(\frac{\partial C}{\partial n} + f_0 \right) / D_0. \quad (3)$$

故曲率

$$\frac{1}{R} = - \frac{\left(f_0 + \frac{\partial C}{\partial n} \right) (D_0 - D)}{C D_0} = - \frac{\left(f_0 + \frac{\partial C}{\partial n} \right)}{C D_0} \cdot h. \quad (4)$$

1) 应该指出, 根据观测资料, 在流轴左侧, 流速水平切变为正值。但因这里所引用的是无摩擦的位涡度守恒原理, 同时, 左侧范围亦较小, 故左侧情况未予考虑。

在上式中, h 为海脊在 800 米层以上的高度。

如曲率以其解析式

$$\frac{1}{R} = \frac{d^2y/dx^2}{\left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{3/2}}$$

代入, 将(4)式从黑潮开始接触海脊处 ($x = 0$) 积分到海脊上某点(x)。此时, 为便于积分, (4)式分母中的流速 C 将近似地视为沿 x 方向的平均值, 则得:

$$\left\{\frac{dy}{dx} / \left[1 + \left(\frac{dy}{dx}\right)^2\right]^{1/2}\right\}_0^x = -\frac{\left(f_0 + \frac{\partial C}{\partial n}\right)}{CD_0} \int_0^x h(x) dx, \quad (5)$$

亦即:

$$(\sin \alpha)_x - (\sin \alpha)_0 = -\frac{\left(f_0 + \frac{\partial C}{\partial n}\right)}{CD_0} \int_0^x h(x) dx. \quad (6)$$

α 为黑潮原来流向 (x 轴) 与受海脊扰动后流向之间的夹角。但在 $x = 0$ 处, 海流尚未受扰动, 故 $(\sin \alpha)_0 = 0$ 。

所以

$$\sin \alpha = -\frac{\left(f_0 + \frac{\partial C}{\partial n}\right)}{CD_0} \int_0^x h(x) dx. \quad (7)$$

比较(1)、(7)两式可以看出, 两个偏角公式的形状完全相似, 只是(7)式多了一项由切变涡度引起的地形效应而已, 亦即地形对流轴的偏转效应有两方面, 分别与行星涡度 (f_0) 及切变涡度 ($\partial C / \partial n$) 相联系。

再取海脊地形如下列最简单的模式 (见图 9):

$$h = D_0 - D = h_0 \sin \frac{\pi x}{\lambda}, \quad (8)$$

式中的 $D_0 = 800$ 米, $h_0 = 300$ 米, λ 为海脊短轴的长度 (约 50 公里)。将(8)式代入(7)式得:

$$\sin \alpha = -\frac{\left(f_0 + \frac{\partial C}{\partial n}\right)}{CD_0} \cdot \frac{h_0 \lambda}{\pi} \left(1 - \cos \frac{\pi x}{\lambda}\right). \quad (9)$$

在这实例中, $f_0 = 6.2 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$, $\frac{\partial C}{\partial n} = -1.5 \times 10^{-5} \text{ 秒}^{-1}$, 故 $\sin \alpha$ 均为负值, 即黑潮在跨越海脊时, 流轴将右偏, 偏向负 y 轴。当取 $C = 100$ 厘米/秒时, 黑潮通过海脊时的流线如图 9。

2. 流量守恒原理的应用

上述偏角公式 (1)、(7) 均是在沿流线速度量值 (C) 为不变的假定下导出的。Defant (1961)^[7] 未考虑这一假定, 而是根据运动方程及通过断面上的流量为守恒的原理, 从另一条途径探讨了地形对海流的影响。现再引用这一原理于黑潮流过海脊的实例中, 并将结果与前述由西风越山理论得出的进行比较。

采用同样的坐标系及地形模式, 并假设黑潮在未受地形扰动前沿 x 轴流动, 其流速为

U , 沿 Y 轴的分速 $V = 0$ 。而 $U = -\frac{g}{f_0} \frac{\partial \zeta}{\partial y}$, ζ 为海面在平均海平面上的升高。又黑潮厚度仍为 D_0 。

在海脊上, 流速分量为 u, v 。同时假定流速为稳定, 但其分布可随地点而变, 即 $\frac{\partial v}{\partial x} \approx 0$, 但 $\frac{\partial v}{\partial y} = 0$ 。考虑到在 Y 方向上海脊深度没有变化, 仍按原假定, $\frac{\partial \zeta}{\partial y}$ (沿 X 方向上) 为常数。这样, 在海脊上的运动方程为:

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + f_0 u = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y}, \quad (10)$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} = f_0 \left(\frac{U}{u} - 1 \right). \quad (11)$$

因通过海脊上各断面的流量为守恒, 故有:

$$U D_0 = u(D_0 - h) = u \left(D_0 - h_0 \sin \frac{\pi x}{\lambda} \right). \quad (12)$$

所以

$$\frac{U}{u} = 1 - \frac{h_0}{D_0} \sin \frac{\pi x}{\lambda}. \quad (13)$$

代入(11)式得:

$$\frac{\partial v}{\partial x} = -\frac{f_0 h_0}{D_0} \sin \frac{\pi x}{\lambda}. \quad (14)$$

将上式从 $x = 0$ 积分到 $x = x$ 处, 并考虑在 $x = 0$ 处, $v = 0$, 得:

$$v = -\frac{f_0 h_0}{D_0} \int_0^x \sin \frac{\pi x}{\lambda} dx. \quad (15)$$

又由(13)式得:

$$u = U / \left(1 - \frac{h_0}{D_0} \sin \frac{\pi x}{\lambda} \right). \quad (16)$$

根据(15)、(16)两式, 即可求得海脊上各点的流速流向。

如将(15)式两边除以 $C_1 = \sqrt{u^2 + v^2}$, 得

$$\sin \alpha = \frac{v}{C_1} = -\frac{f_0}{D_0 C_1} \int_0^x h(x) dx. \quad (17)$$

上式与(1)式相比, 除流速 C_1 与 C 不同外, 其余完全相同。

海脊上各点根据(1)、(9)及(17)式求得的流轴偏角 α 见表 3。

表 3 海脊上流轴的偏角($^\circ$)

根据公式	x				
	0	$\lambda/4$	$\lambda/2$	$3\lambda/4$	λ
(1), $[\partial C / \partial n = 0]$	0	6	22	39	48
(9), $[\partial C / \partial n \approx 0]$	0	5	16	29	34
(17)	0	5	13	25	36

表中各项结果的比较表明,由考虑了切变涡度的 Bolin 公式得出的偏角与由断面流量守恒原理得出的偏角,两者颇为接近,黑潮在通过海脊时,偏角是逐渐增大的,当到达海脊后端($x = \lambda$)时,偏角达到最大,约 $34-36^\circ$ 。这一量值与 H. Nitani (见 Stommel, Yoshida, 1972)^[15]所作东海海流系统模式图中的情况亦较接近。至于由 Bolin 的原始公式得出的偏转情况,趋势虽相似,但偏角似嫌过大。

通过以上分析比较可以看出,引用前述方法来研究黑潮跨越海脊时的偏转现象,可得与偏转基本趋势较为接近的结果,即黑潮在跨越海脊时,流轴作反气旋式偏转,在离开海脊时,流轴、流向均有净右偏。所以,沿着台湾东岸北上的黑潮,是以这一海脊为起点,开始偏向东北的。

我们认为,海流在通过海脊时的偏转现象,是比较复杂的,除了 Neumann 所归纳的三种典型现象外,可能还有其它的类型,而本文所分析的,即其一例。作者期望,将来能得到这一区域上比较细致的测流和水文资料,以便对偏转的细节进行实际的验证。

三、讨 论

最后,作为本文分析研究的一个应用,拟就夏季台湾暖流的来源问题,略谈一点看法。

一般认为,出现在东海中国近海的台湾暖流,是在台湾东北方,从黑潮主干分出来的。但从前述三十及七十年代夏季的观测资料(图 3)来看,情况并非如此,其理由是:

(1) 如台湾暖流确系黑潮主干的分支,则在自台湾东北方到闽浙沿岸的过程中,台湾暖流必将出现显著的弯曲现象(先向 NW,再向 NE)。但在图 3 上,并无这种迹象。当年,在台湾东北方,看不出有暖水舌自黑潮主干分离出来,指向东海中国近海。只能看到,暖水舌的边缘部分掠过东海我国近海区,而这一边缘显然属于源自台湾海峡的暖水,而非直接来自台湾东岸。

(2) 根据黑潮主干在跨越台湾东北角的海脊时,流轴将发生右偏这一事实及其分析,台湾东北方产生左偏分支的可能性应当是不大的。

所以,我们认为,至少在当年夏季,台湾暖流当源自台湾海峡。至于冬季情况,手头尚无完整的资料可供分析。作者同样期望,今后能获得东海南部海区更多更好的资料,以便对台湾暖流的来源问题作出进一步的阐明和验证。

参 考 文 献

- [1] 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.
- [2] 顾震潮, 1951. 西藏高原对东亚环流的动力影响和它的重要性. 中国科学 2(3): 283—303.
- [3] 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.
- [4] 谷一郎, 粘性流体理论(刘亦珩译, 1962, 上海科技出版社), 第 37—40 页, 图 6.3, 7.2, 7.3.
- [5] 须田宽次, 1948. 海洋科学(郑焕宇译, 1958, 科学出版社), 第 329 页, 图 101.
- [6] Bolin, B., 1950. On the influence of the Earth's orography on the general character of the westerlies. *Tellus* 2(3): 184—195.
- [7] Defant, A., 1961. *Physical Oceanography*. Pergamon, Oxford, Vol. 1, pp. 432—436.
- [8] Hidaka, K., 1926. Experimental studies on the North Pacific Ocean currents near Japan (1st Paper). *The Geophysical Magazine* 1: 68—75.
- [9] ———, 1927. Experimental studies on the North Pacific Ocean currents near Japan.

- (2nd Paper). *Ibid.* 1:203—210.
- [10] Neumann, G., 1960. On the effect of bottom topography on ocean current. *Deut. Hydrograph. Zeitschr.* 13(3):132—141.
- [11] ———, 1968. Ocean Currents. Elsevier Publishing Co., Amsterdam-London-New York, pp. 231—235, fig. 69 A, B, C.
- [12] Rossby, C. G., 1936. Dynamics of steady ocean current in the light of experimental fluid mechanics. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology, M. I. T. and Woods-Hole Oceanogr. Inst.* 5(1):1—43.
- [13] Sigenatsu, R., 1932. Some oceanographical investigations of the results of oceanic survey, carried out by H. I. J. M. S. Mansyû from April 1925 to March 1928. *Rec. Oceanogr. Wks. Japan* 4(1):151—170.
- [14] Steward, H. J., 1948. A theory of the effect of obstacles on the waves in the westerlies. *Jour. Meteor.* 5:236—238.
- [15] Stommel, H. and K. Yoshida, 1972. Kuroshio—Its Physical Aspects. University of Tokyo Press, pp. 131—133, 136, 155.
- [16] U. S. Hydrographic Office, 1944. Current Charts North-Western Pacific Ocean. *H. O. Misc.* No. 10,058A.

THE TOPOGRAPHIC EFFECTS OF TAIWAN ISLAND, CHINA AND ADJACENT BOTTOM RELIEF ON THE PATH OF THE KUROSHIO*

Kwan Ping-hsien

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

Taiwan is the largest island of China. It faces the Pacific Ocean on the east where the bottom relief is very steep and most of the isobaths run parallel to the coast. At the places several tens of sea miles away from the coast, the depth increases abruptly to several thousands of meters. But at the northeastern corner, that is, to the east of Sandiao Jiao—Suao, there is an abrupt change in bottom topography, the isobaths are nearly perpendicular to the coast and run in the direction ESE, and the depth decreases rapidly from both the north and the south. Here is the submarine ridge as shown in Fig. 1.

North of the Philippines, the North Equatorial Current is divided into two parts, the main current (the Kuroshio) flows northward along the east coast of Taiwan, while the branch, besides partly entering into the South China Sea, flows northwestward and then northeastward along the west coast of Taiwan in summer. Accordingly, it may be considered that Taiwan Island is situated in the circumfluence of the Kuroshio and its branch in summer.

The width of the main axis of the North Equatorial Current east of the Philippines is about 45 to 90 sea miles, and the east to west scale of Taiwan is about 80 sea miles, therefore, the latter is about 1.8 to 0.9 times as wide as the former. It

* Contribution No. 399 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

goes without saying that, such a large island as the Taiwan Island, standing out against the flow pattern of the North Equatorial Current and the Kuroshio, must have a noticeable effect on the flow pattern of the Kuroshio.

In the present paper, the hydrographical data collected in the period from 1927—1973 in the region near Taiwan Island were analyzed mainly by qualitative treatment in order to study the topographic effects of Taiwan Island and adjacent bottom relief on the path of the Kuroshio.

I. The Topographic Effect of Taiwan Island upon the Path of the Kuroshio

It has been proven in previous experimental investigation that when viscous fluid flows pass an elliptical cylinder, the flow is first divided into two branches at the fore end of the cylinder, then forming eddies at the rear end and farther off, the two branches approach each other again. (Fig. 2)

Of course, the above result is obtained in the non-rotating system. As had been indicated by Taylor, such a two-dimensional motion pattern would not be changed also in a uniformly rotating system. In a non-uniformly rotating system, although the flow pattern is approximately the same, planetary waves are formed after the fluid flows pass the cylinder. If, in addition, one takes into consideration the northward decrease of the latitude-circle of the earth, these planetary waves are not symmetrical to the cylinder (Koo Chen-chao, 1951).

The branching and vortex (or wake) phenomenon induced when the Kuroshio flows around Taiwan Island may be sufficiently verified from observational data. Fig. 3 (a, b, c) reveals the temperature distribution of the surface, 25 m and 50 m layers in June, 1932, in the region adjacent to Taiwan. As shown in the figures, the warm water originated from the North Equatorial Current and dividing into two branches (eastern and western) on the southern tip of Taiwan, flows around Taiwan Island. This temperature distribution tends to agree with the results of surface current observations obtained in June, 1932 and in the summer of 1927. It is evident that surface currents flow approximately along the axis of the tongues of the warm waters. Therefore, Taiwan is situated in the circumfluence of the Kuroshio and its branch in summer.

The occurrence of a cold water mass of small scale to the north of Jilong between these two warm water branches is the strong evidence of the vortex effect induced when the Kuroshio flows around Taiwan.

In the neighbourhood of Pengjia Yu, not only the water temperature was lower, but also the salinity was higher than its surrounding region, therefore a cyclonic eddy (or vortex) of small scale would occur around this center of high density. As shown in Table 1 and Fig. 5, obvious upheaval of cold water in the region north to Jilong often occurred in the period from 1929 to 1936 on the section from Dongyin Dao to Chijian Dao. It sufficiently indicates that cyclonic eddy often exists to the north of Taiwan at least in the period from May to November. Observational results obtained in summer (July to August, 1973) are shown in Fig. 3d. From Figs. 3c and 3d, it is evident that the dominant features of the temperature distribution after an interval of 41 years remained unchanged

It is considered that the circumfluence model obtained from experimental study of viscous fluid flowing around the cylinder may be approximately used to explain the main characteristics of the topographic effects of Taiwan Island upon the Kuroshio

II. The Effect of the Submarine Ridge Adjacent to Taiwan on the Path of the Kuroshio

To the south of 24°N , the main stream of the Kuroshio flows north northeastward closely along the east coast of Taiwan, its direction being almost parallel to the isobaths. But in the region between 24° — 25°N , the above-mentioned submarine ridge runs nearly perpendicular to the direction of the Kuroshio. The depth of the ridge increases eastwards, in the west, it is less than 200 m, in the middle between 200 to 500 m, and in the east, between 500 to 800 m in depth. The ridge is about 100 and 50 km in length in the cross-stream and down-stream directions respectively. The thickness of the Kuroshio is about 800 m at least. If the average depth of the peak of the ridge is taken to be 500 m, thus the thickness of the Kuroshio is at least $1\frac{3}{5}$ times as large as the depth of the ridge. Just as the air-stream will shrink as it flows across the mountain, the water column of the Kuroshio will shrink as it flows across the ridge, with the result that the current axis will necessarily be deflected.

Such a basic tendency of the path of the Kuroshio of not following the initial direction of flowing closely along the coast but separating from the coast and deflecting anti-cyclonically towards the northeast as it flows across the ridge is shown evidently in "Current Charts of Western North Pacific Ocean", "Data of CSK", etc.

According to G. Neumann (1960, 1968), the deflections of the stream-lines on the ridge may be classified into three types, namely, the Ekman type, the Sverdrup type and the mixed type suggested by Neumann. However, the basic tendency of the deflection of the Kuroshio as it flows across the ridge, is not quite the same as each of the three types, that is, there are net right-deflections in both the stream-line and current direction after the Kuroshio flows through the ridge.

For the sake of contrast and roughly discussing the basic tendency of the deflection, the stream-line deflection of the Kuroshio on the ridge is calculated by application of the principle of the conservation of potential vorticity (Bolin, 1950) and that of the conservation of mass transport (Defant, 1961) respectively, and at the same time a simple model of the ridge topography is introduced. The shear curl in the velocity distribution is considered and taken as a constant in the calculation, as it is very strong in the Kuroshio. As shown in Fig. 9 and Table 3, both results are relatively agreeable with the basic tendency of the path of the Kuroshio. Therefore, as the Kuroshio flows north northeastward along the east coast of Taiwan, this ridge acts as a turning point, the Kuroshio commences to deflect to the northeast at the ridge.

It is considered that the deflection phenomenon of the current across the submarine ridge is very complex. Besides the three types classified by Neumann, there

may still be other types of stream-line deflections. The case discussed above may be one of these types.

In conclusion, based on the above analysis, the problem of the origin of the Taiwan Warm Current in summer in the adjacent sea along Fujien and Zhejiang Provinces is also preliminarily discussed.

东海黑潮变异研究的若干结果*

管秉贤

(中国科学院海洋研究所)

黑潮为北赤道流的延续体,起源于中国台湾省的东南海域,沿台湾东岸流向东北,并流过东海,然后向东流向日本以南的太平洋。黑潮及其变异,不仅控制着几乎整个东海及其邻近海域的水文情况,并且也对我国东南沿岸地区的气候变迁有着显著的影响。

六十年代初期以来,在我所曾呈奎、毛汉礼两位教授的热情指导与鼓励下,我们对黑潮及其变异的研究,给予了很大的关注。主要课题为:(1)台湾以东及东海区域黑潮的流速结构以及它和海底地形的关系;(2)黑潮流速流量的季节变化和多年变化;(3)黑潮邻近海域的海流。

这一研究旨在根据观测结果以及动力学的分析探求黑潮的变异规律,以期将来有可能开展黑潮变异的趋势预报。

通过水文和海流历史资料,特别是 CSK 资料的分析研究,我们在这方面完成了下列几项工作:

对于东海的黑潮,我们取 G 断面为例,研究了:黑潮流速、流量的分布和变化以及与地形的关系(管秉贤,1964)^[1],1956—1975 年期间黑潮表层流速的变动(管秉贤等,印刷中)^[6]。

对于台湾以东的黑潮,研究了:台湾岛和附近海底地形对黑潮途径的影响(管秉贤,1978a)^[2];苏澳—与那国岛断面上黑潮的流速结构及其季节变化(管秉贤,印刷中)^[5]。对于台湾西岸海区,研究了台湾海峡中的月平均表层流速与两岸月平均水位差的关系(管秉贤,印刷中)^[4]。

此外,我们对黑潮邻近水域,例如南海的海流系统也甚感兴趣。通过对 1966—1968 年冬季所得 CSK 资料的分析,我们在地转流场上发现:大约在 19° — 22° N 之间,即北回归线以南附近,存在着一支狭窄但流速相当大的呈带状结构的东北向流,亦即冬季季风流动的海流。我们称之为“南海暖流”。

南海暖流出现在黑潮以西海域,而副热带逆流则出现在黑潮以东海域。通过对这两支海流的地理位置、水文特征和流速结构的比较分析,可以明显地看到,它们是十分相似的,从而南海暖流可以定性地认为是“南海的副热带逆流”(管秉贤,1978b)^[3]。

在本文中,重点是阐明东海 G 断面(位于琉球群岛的西北方,见图 1)上二十年期间(1956—1975)黑潮表层流速的变动情况。这对整个黑潮流系变异问题的合作研究来讲,

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 504 号;本文曾在黑潮及毗邻水域合作调查(CSK)第四次学术讨论会(日本东京,1979年2月14—17日)上宣读。

本文得到我所路成铭、范继铨、刘举平、吕彩霞等同志在绘图、计算及准备文稿方面的热情帮助,谨此致以衷心的感谢。本刊编辑部收到稿件日期:1979年4月15日。

For the English version, see: *The Kuroshio IV—Proceedings of the 4th Symposium for CSK (1980)*, Saikon Publishing Company, Tokyo.

肯定是有意义的。

本文系作者研究东海黑潮变异问题的第二篇文章。流速资料全部来自日本气象厅出版的“气象厅海洋气象观测资料”(Nos.19—58, 其中缺 No.20 及 No.30 两册)。表层流用电磁海流计(GEK)观测,共54个航次,凡660余个海流记录。在本文中,将每一航次所观测到的最大流速($W_{0,max}$)的位置作为黑潮流轴所在处。本文主要是分析这种最大值的分布和变化。

在本文计算中,将自 G_6 到 G_9 站之间约长130余海里的断面划分为12个分区。每一分区内,与断面正交的表层流速分量的平均值(V_0)如图1中的点线所示。实线系在1956—1961年期间观测的相应的平均值(见管秉贤,1964,图1)^[1]。这两条曲线几乎完全重合。这一结果表明,如就气候式的平均状况而论,黑潮及其右侧逆流的表层流速的分布,实在是很稳定的。6年及20年间观测到的结果,几乎是一样的。还有,最大流速都位于海底坡度最陡处亦即海底廓线的拐点附近。这一关系的动力学是值得进一步研究的。

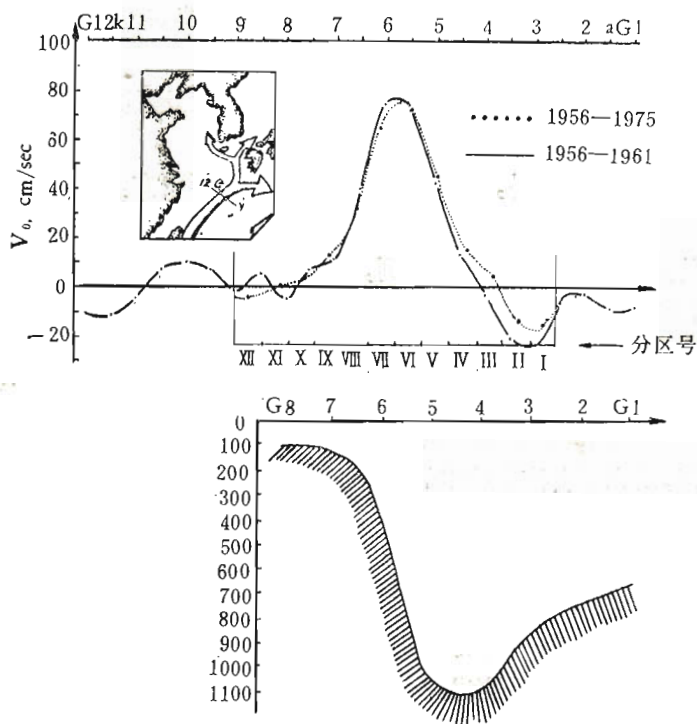


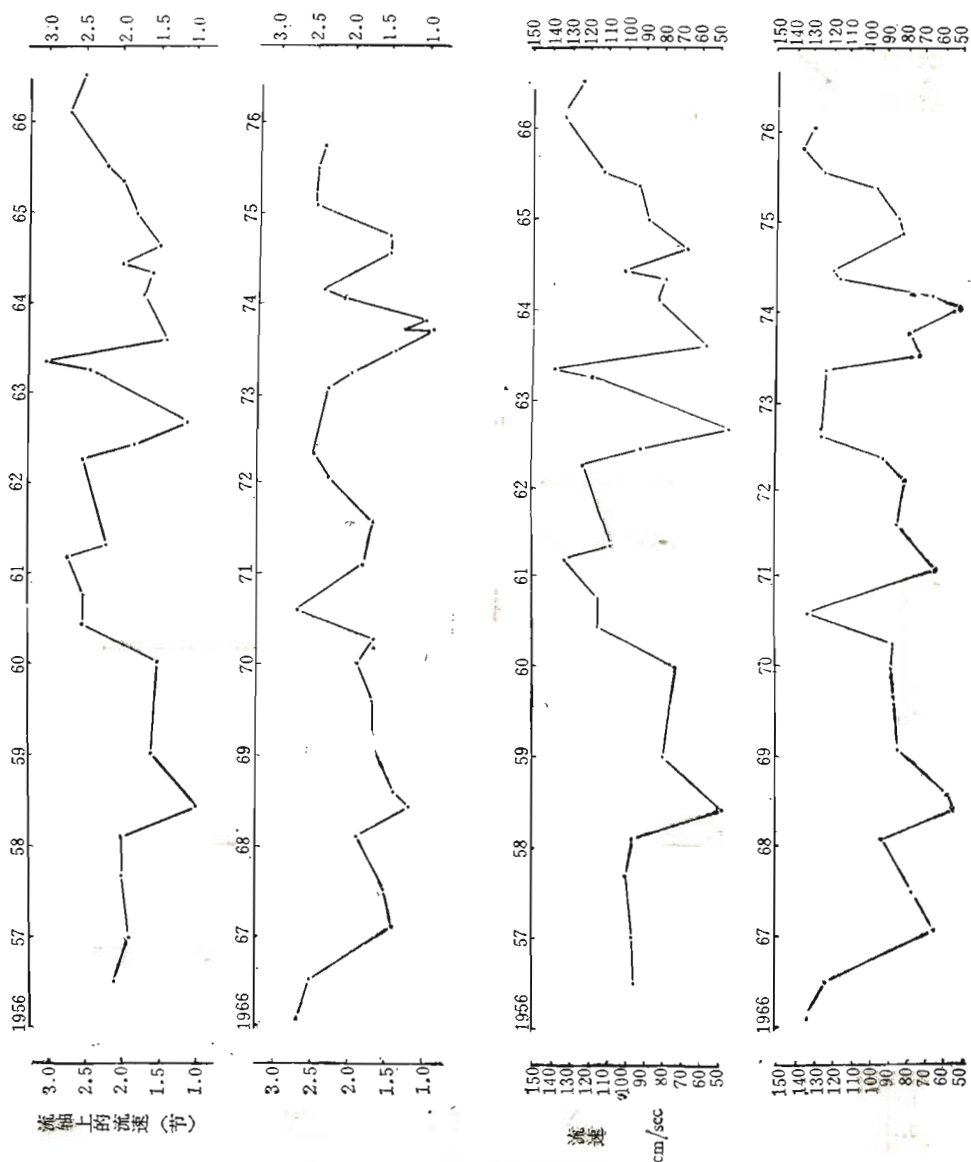
图1 G断面的位置、海底地形以及断面上表层流速的分布
(下图纵坐标为深度,米)

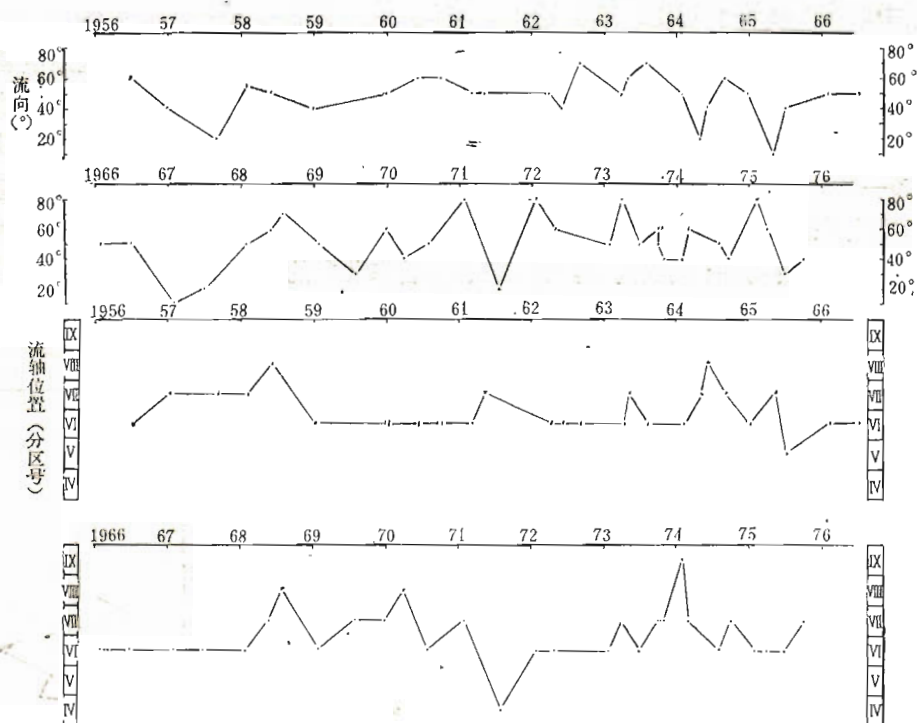
图2列举了二十年间(1956—1975)黑潮的变动情况。从这些观测结果中可以明显地看出,如就黑潮流轴的位置,流向和流幅(指流速 ≥ 40 厘米/秒的部分)而论,在这期间东海黑潮的变动并不大,在这54个航次中,其变动幅度如下:

- (1) 黑潮流轴均位于第IV—IX分区之间,其中,位于第VI—VII分区之间者47次,位于第VI分区上的28次;
- (2) 黑潮流向均落在 10° — 80° 之间,其中,指向 40° — 60° 之间的39次,指向 50° 的17次;

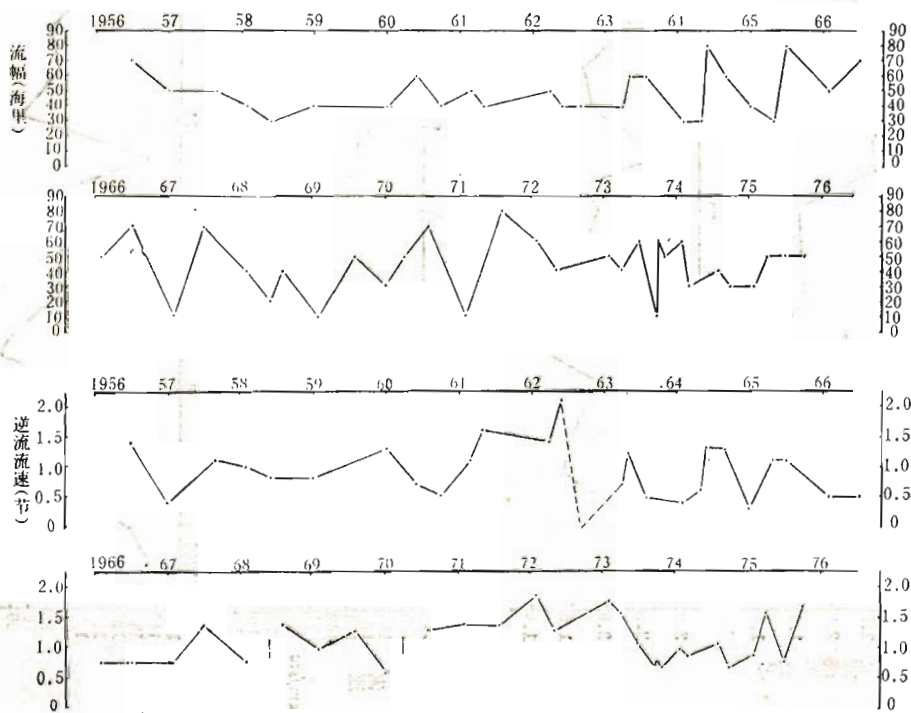
(3) 黑潮的流幅变动在 10—80 海里之间, 其中, 变动在 30—60 海里之间的共 42 次, 40—50 海里之间的共 26 次。

所以, 黑潮确为一条非常狭窄的西部边界流。本文作者认为, 黑潮的上述主要特征(即流速分布颇为稳定, 流轴位置、流向和流幅的变动不大), 是与东海的陆架和陆坡的地形效应紧密相关的。东海中的黑潮, 其流动受到海底地形的强烈控制: 顺流左侧毗连水深在 100—200 米之间的陆架外缘部分, 右侧下有陆坡的隆起, 稍远处又有琉球群岛作为屏障。因而, 在这方面东海中的黑潮与日本以南的黑潮是颇为不同的。在后者, 经常观测到大而比较稳定的弯曲; 而在前者, 除了在台湾省东北方的海域中秋、冬季可能出现小的





b



c

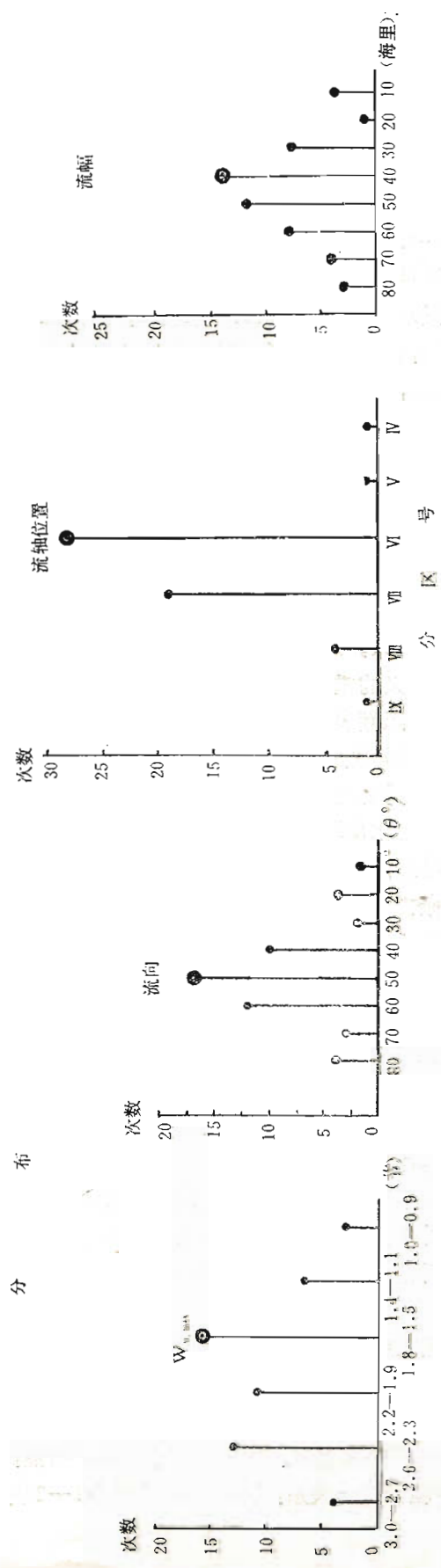


图 2 黑潮流轴位置、流速、流向和流幅以及逆流流速的变动 (1956—1975) 和分布

弯曲外,在东海在这二十年间还没有观测到有显著的弯曲现象。作者认为,这主要也与地形的影响有关。

反之,黑潮流轴处流速的变化却是颇大的。在这二十年期间,表层最大流速($W_{o,max}$)的变动幅度超过2节(0.9—3.0节),平均流速为1.9节。所以,变动幅度等于或略大于这一时期的平均速度。最大流速为3节,流向为 60° ,这是1963年4月在第VI分区上观测到的。根据观测结果,最小流速出现在1973年秋季,这是二十年间黑潮最弱的时期。再从流速分布的方直图来看,有两个峰值(分别为1.5—1.8节,2.3—2.6节),出现次数共占一半以上。 $V_{o,max}$ 具有同样的变动情况(见图2中的第二组曲线)。

在54次观测中,有51次在黑潮右侧都观测到有逆流出现,只有1962年8月未观测到逆流,此时黑潮右侧仍为微弱的偏北向或东向流所占。其他两次在黑潮右侧未进行测流。所以,黑潮右侧所出现的逆流,实是一个经常性的现象。不仅如此,逆流流速还是比较大的。表层逆流的流速达到2.1节(出现在1962年5月,流向为 170°),最大逆流的平均值为0.9节,几乎达到了黑潮流轴处平均流速的一半。其变动幅度亦较大,变动在0.3—2.1节范围内。出现最频的流速为1.1节和0.5节,两者共占十分之三左右。

由于黑潮流速的变动比较大,本文着重对黑潮流速的多年变化和季节变化进行了分析研究,得出了下列一些有意义的重要关系。

在这二十年期间,G断面上黑潮表层最大流速($V_{o,max}$)按年按月的平均值(厘米/秒)见表1。总的来看,各年的观测次数,基本上是均匀的;各月的观测次数,除12月份没有观测,2月观测较频,9月及11月观测较疏外,大体上也是均匀的。根据这些资料,在这二十年间黑潮表层流速的多年变化及季节变化如图3所示。

1. 多年变化 这段时间内,G断面上表层最大流速($V_{o,max}$)的年平均值的时间序列曲线(见图3a中的第一条曲线)和日本以南海域中黑潮平均流速的相应曲线(见图3a中的第二条曲线,根据Nitani, 1975)^[7]具有相似的变动趋势。但G断面上黑潮变动的位相却比日本以南海域中的黑潮约早两年。例如,在G断面上,黑潮流速在1958—1959年偏低,在1960—1966年偏高;而在日本以南海域,则为1959—1962年偏低,1962—1968年偏高。这一关系比较清楚地表明,黑潮各段甚至副热带流涡各分流系之间的变动是趋向于相互联系的(White, 1975)^[8]。如果这种关系将来也存在的话,则东海黑潮的变动,也许可以作为大约两年以后日本以南海域中黑潮变动的一个征兆。当然,出现为期约为两年这一位相差的原因,是值得注意和研讨的。

2. 季节变化 根据多年资料平均得出的黑潮表层最大流速,其最大值出现在春季(3月),最小值出现在秋季(11月,见图3b的第一条曲线)。这种流速值的每两个月(如1月及2月,3月及4月,等等)的平均值,也具有类似的变动趋势,即春强而秋弱(见图3b中的第二条实线)。

为了探索G断面上黑潮表层流速季节变化的原因,再将上述每两个月的平均流速和相应时期北太平洋上夏威夷群岛附近的每两个月的风应力涡度的平均值($\text{Curl}_z \tau$)作了比较(见图3b的中部)。我们发现,当风应力涡度值的位相较黑潮流速值向前移动(即提早)两个月时,两者的相关关系颇为显著,相关系数达81%。当然,这仅是一个平均或气候式的图景。为了进一步验证这一关系,再取观测时期为1—2月份的各个航次所得的

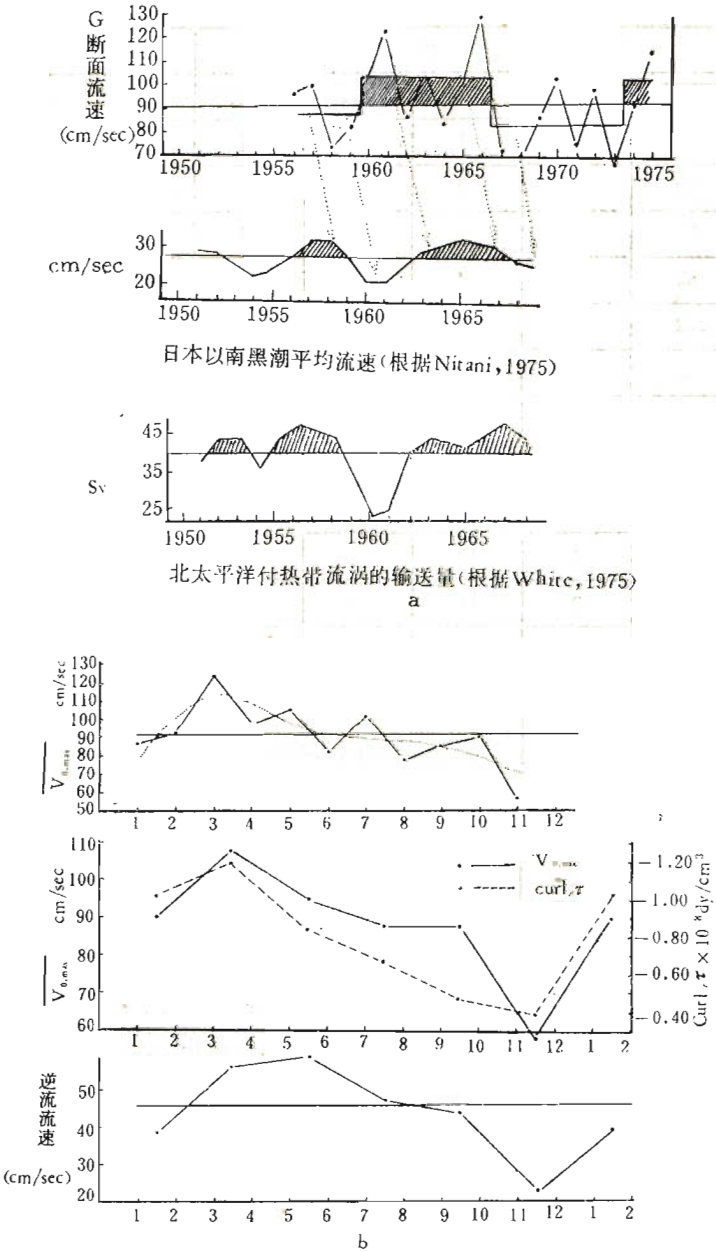


图3 黑潮及其逆流表层最大流速的多年变化及季节变化

$V_{0,max}$ 值与前两个月(即前一年的 11—12 月份)的海面风应力涡度的平均值(区域范围为 $20^{\circ}\text{--}28^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{E--}130^{\circ}\text{W}$)作了比较,如图 4 中的两条曲线所示。在 1957—1973 年期间内,这种例证共有 17 对。其中 1961—1963 年因在 1—2 月份没有进行观测, $V_{0,max}$ 值系 3—4 月份观测,风应力涡度值则取同年的 1—2 月份值。由图可知,这两组数值的相关关系也是比较显著的,相关系数达 62%。

上述风应力涡度的量值系根据 Wyrki 和 Meyers (1975) 发表的太平洋上信风场的

表 1 黑潮表层最大流速按年按月的平均值(厘米/秒)

黑 潮						逆 流		
年份	$\overline{V_{0, \max}}$	观测次数	月份	$\overline{V_{0, \max}}$	观测次数	月份	$\overline{W_{0, \max}}$	观测次数
1956	96	1	1	86	5	1—2	39	16
57	99	2	2	92	11	3—4	56	7
58	73	2	3	123	3	5—6	59	8
59	82	1	4	97	4	7—8	47	12
1960	102	3	5	105	6	9—10	44	6
61	121	2	6	81	4	11—12	23	2
62	87	3	7	101	6	平均值	46	共 51 次
63	105	3	8	77	7			
64	84	4	9	85	2			
65	99	3	10	90	4			
66	129	2	11	58	2			
67	72	2	12	—	—			
68	69	3						
69	86	2						
1970	103	3						
71	75	2						
72	99	2						
73	67	6						
74	92	4						
75	114	4						
平均值	91.5	共 54 次						

风应力资料(1950—1972)^[9]计算而得。

这两个相关系数的量值都分别达到或超过 5% 的显著水平。因此,可以认为,G 断面上黑潮流轴处的表层流速和北太平洋副热带区域风应力涡度场之间,不仅在多年平均情况下,也在冬季和早春的各次事例中存在着某种相关关系。至于在其他月份,由于黑潮流速和风应力涡度值都比较小,各次事例中两者的相关关系没有冬季和早春那样显著,这方面的原因有待今后进一步探讨。

综上所述,可以初步肯定地说,G 断面上黑潮表层流速的季节变化(特别是冬季和早春)主要是由于夏威夷群岛附近,亦即北太平洋副热带区域海面上大约前两个月的风应力涡度的变化所引起的。

这一重要结果表明,东北信风边界处(或者,严格地说,东北信风和西风之间的边界)的风应力场及其纬向移动几乎控制了东海黑潮的变异。

黑潮右侧逆流的最大流速的季节变化亦为春季和初夏较强,秋、冬季,特别是秋季最弱(见图 3b 的底部)。如就每两个月的平均流速来讲,逆流最大流速的季节变化和黑潮流轴处的颇为一致,即当黑潮流轴处的流速增强时,逆流亦随之增强;反之亦然。当然,这也是指多年平均状况而言。

本文用较长时间序列的流速和风速实测资料的分析结果支持了著名的 Sverdrup 关系(1947)。不仅如此,本文也为海洋-大气的远距离相关提供了一个较好的例子。

除上述初步结果以外,我们还发现:如就各年同一月份流速和水位的关系而言,黑潮

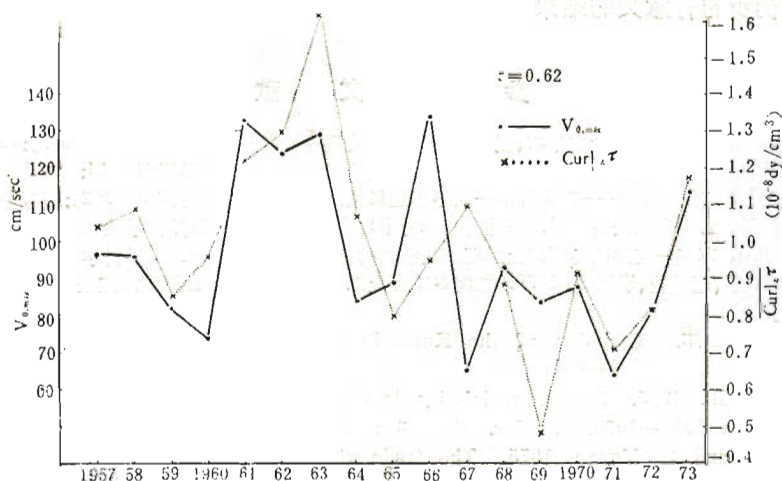


图4 G断面上黑潮1—2月或3—4月的表层最大流速($V_{0,max}$)与北太平洋副热带区域前两个月风应力涡度平均值($Curl_{\tau}$)的关系

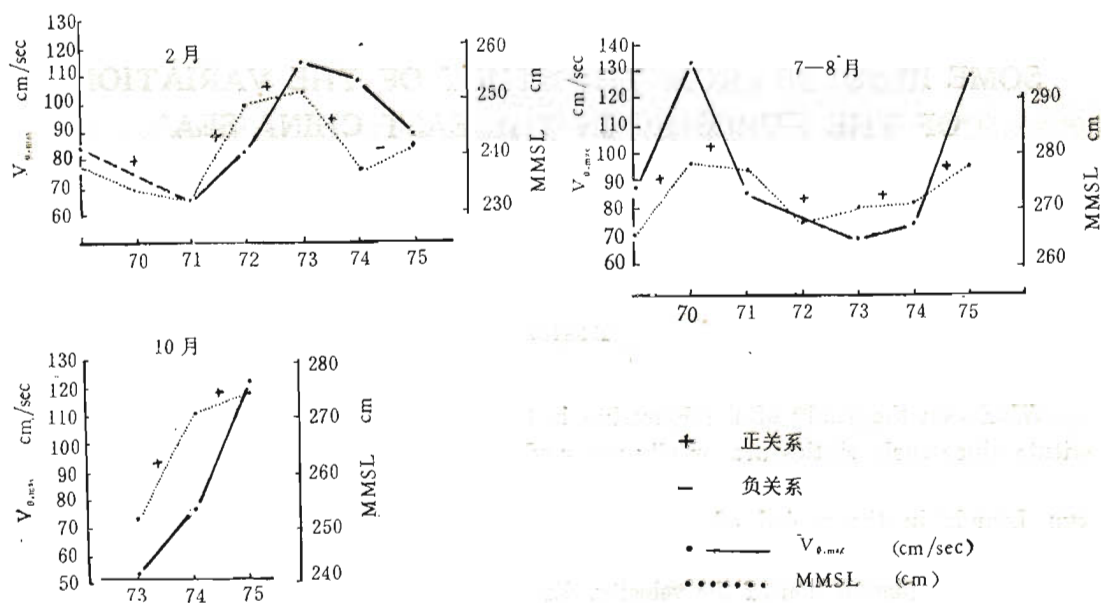


图5 黑潮表层最大流速和那霸港月平均水位两者变化的关系

表层流速的变动趋势和黑潮顺流右侧岛屿(例如,那霸)上月平均水位(MMSL)的变动趋势颇为相似(见图5,图上那霸港月平均水位资料根据日本气象厅出版的“气象要览”)。例如,在1969—1975年期间的2月、7—8月和10月,极大多数情况下,相邻两次黑潮流速和那霸港水位的变动趋势相同,即黑潮流速增强时,那霸月平均水位也随之增高,反之亦然(“正关系”);只有个别情况,才出现相反的关系(“负关系”)。这一例子为进一步应用沿岸和岛屿上的月平均水位偏差来探索东海黑潮的变动趋势提供了线索。

作者认为: 本文所得出的上述各项关系为进一步研究东海黑潮的变异及其趋势预报

提出了一些初步的有意义的结果。

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] 管秉贤, 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。
- [3] 管秉贤, 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。
- [4] 管秉贤, 1979. 台湾海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系。海洋科学集刊(印刷中)。
- [5] 管秉贤, 1979. 苏澳一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(印刷中)。
- [6] 管秉贤, 刘举平, 范继铨, 于振娟, 1979. 东海G断面上二十年来(1956—1975)黑潮表层流速的变动。科学通报(印刷中)。
- [7] Nitani, H., 1975. Variation of the Kuroshio south of Japan. *J. Oceanog. Soc. Japan* 31: 16—35.
- [8] White, W. B., 1975. Secular variability in the large-scale baroclinic transport of the North Pacific from 1950—1970. *J. Mar. Res.* 33: 144—155.
- [9] Wyrtki, K. and G. Meyers, 1975. The trade wind field over the Pacific Ocean, Part II. Bimonthly fields of wind stress: 1950 to 1972. *Rep. HIG-75-2*, Hawaii Inst. Geophys. University of Hawaii, 16pp.

SOME RESULTS FROM THE STUDY OF THE VARIATION OF THE KUROSHIO IN THE EAST CHINA SEA*

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

Works on the study of the Kuroshio in the East China Sea carried on in this Institute since early sixties are briefly reported.

Based on the GEK data obtained by JMA on a section north-west to the Ryukyu Islands in the period of twenty years (1956—1975), some results from the study of the variation of the Kuroshio in the East China Sea are presented. The ranges of the fluctuation of the velocity, direction, position of the axis, and width of the Kuroshio, and those of its counter current are shown in some detail. Especially, variations of the surface velocity of the Kuroshio on this section are compared with those of the wind-stress curl over the sea near Hawaiian Islands in the same period (1950—1972). With a lag of about two months, a close relationship between them is obtained. It is considered that this result strongly supports the well-known Sverdrup-relation, and may be useful for the further study of the tendency prediction of the Kuroshio.

* Contribution No. 504 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

苏澳-与那国岛断面上黑潮流速结构的特征及其季节变化*

管 秉 贤

(中国科学院海洋研究所)

自北赤道流延伸而来的黑潮,起源于我国台湾省的东南海域。当黑潮沿着台湾岛东岸北上时,它的主轴通过苏澳-与那国岛断面,自北太平洋进入我国东海,成为我国东、黄海海流系统的“大动脉”。显然,黑潮流速结构及其变化,对东、黄海水文特征的分布、变化以及我国东部沿海地区的气候,特别是旱涝现象,都有着密切的关系。所以,有关这一问题的探讨是很有意义的。而欲研究黑潮的上述问题,取苏澳-与那国岛断面作为探讨的核心是很合适的,因为这个断面不仅离黑潮源地较近,而且位于黑潮进入东海首当其冲的关键性区域。

关于黑潮在这一断面上海洋水文状态的变化情况,日本学者须田皖次(K. Suda, 1937—1938)曾作过广泛的研究,他主要分析了黑潮源地区域标量场(温、盐、密度等)的逐月变化特征^[16]。本文拟引用须田当年所列举的温、盐度资料,来研究黑潮流速结构(主要是流速分布和输送量)及其季节变化,并结合现有的海面风应力资料,试图对黑潮输送量的季节变化及其原因作一初步的探讨,并作为进一步研究黑潮变动规律的参考。

一、资料及计算方法

1. 流速及输送量

本文所用的温、盐度资料,取自须田文中的表 1(黑潮海洋观测结果,月平均值: t° , $S_{\text{‰}}$, σ_{D}),这是前“台湾水产试验场”自 1914 到 1937 年逐月调查结果的平均值,表中每月的温、盐度值,大都系由各年同月 10 余次以上的观测值平均而得^[16]。这是到目前为止,黑潮源地区域水文调查最系统、时间序列最长的一份资料。遗憾的是,当时观测层次只及 400 米,且盐度数据的质量较差。

本文没有引用在黑潮及其邻近水域进行的合作调查(CSK)期间所得的这一断面附近的资料,因为站位不一致,而且 CSK 每年只观测春、夏(或秋)两次,若以此来讨论季节变化,代表性不足。

苏澳-与那国岛断面共长 50 余海里,其间布有测站五个(见图 1,自西向东,站号为 A—E),各站间距约 14 海里。水深自苏澳附近的 100 余米向东渐增。观测层次, B—E

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 506 号。

本文承山东海洋学院赫崇本教授审稿,提出了不少有益的意见,并对全文作了细致的修改,刘秉玉同志绘图,特此致谢。

$\bar{v}_{10}$ 与 $\bar{v}_4$ 及 $\bar{v}_{12}$ 与 $\bar{v}_4$) 也必然具有同样显著的相关性。这点从上表显而易见。因为, 两站之间的平均流速 $\bar{v}_8$ 与 $\bar{v}_4$ 的关系等于

$$\bar{v}_8/\bar{v}_4 = \Delta d_8/\Delta d_4 = 1.73,$$

余类推。它们之间, 和动力高度一样, 具有相同的线性关系。所以, 断面上流速的分布特征(即其结构), 不会因零面取得不同而有较显著的差异。

其次, 从表 1 中也可看出, d_8 , d_{10} 及 d_{12} 与 d_4 的关系, 由于季节不同而引起的变化亦较微小。特别是, 本文所处理的是根据多年资料得到的月平均状况。所以, 可以近似地认为, 400 米层以下深层水体中的质量分布, 对黑潮整个水层中流速和输送量的季节变化的贡献, 将是微小的。因而, 以 400 米层作为零面所得的流速和输送量, 它们的量值虽然与以 800, 1000 及 1200 米层为零面的相应值有着较大的差异, 但其季节变化的趋势是可以代表黑潮季节变化的主要特征的。

上述简单分析与黑潮较深水层中等密度线坡度较小, 且终年很少起伏的事实是相符的。

计算所得的各月及年平均的流速结构见图 1, 断面最大流速、各层平均流速以及断面输送量的逐月变化见图 2 及表 3。

2. 风应力及其涡度

本文引用了 Hellerman (1967, 1968) 发表的世界大洋每 $5^\circ \times 5^\circ$ 方格区域四季的海面风应力资料^[6]。这是迄今为止, 对这一量值编纂、计算得最为完整和有意义的材料(见 Hantel, 1972)^[5]。为了探索风场变化与这一断面上黑潮输送量变化之间的关系, 本文取上述资料中北太平洋上 $122.5^\circ \text{E} - 117.5^\circ \text{W}$, $7.5^\circ - 32.5^\circ \text{N}$ 范围内的风应力量值, 分别计算了风应力涡度沿各纬度圈的平均值, 各纬度圈内每 20° 经度带的平均值, 得出了春(3—5月)、夏(6—8月)、秋(9—11月)、冬(12, 1, 2月)四季及年平均的量值。到目前为止, 我们尚未获得世界大洋上海面风应力的逐月资料; 因此, 在比较风应力涡度与黑潮输送量之间的关系时, 将逐月的输送量也按上述季节加以组合。

由风应力 ($\tau = i\tau_x + j\tau_y$) 计算风应力涡度的垂直分量

$$(\text{curl}_z \tau = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y})$$

时, 本文根据 Stokes 定理, 先求风应力沿经纬度所组成的梯形的环流值, 再以梯形面积相除, 求得这梯形内的风应力涡度值。例如对于图 2B 中 $5^\circ \times 5^\circ$ 的方格, Hellerman 给出了 A, B, C, D 四点的 τ_x , τ_y 值。本文先求沿 AB, CD 上 τ_x 的平均值 $\bar{\tau}_{x1}$, $\bar{\tau}_{x2}$, 再求沿 BC, DA 上 τ_y 的平均值 $\bar{\tau}_{y2}$, $\bar{\tau}_{y1}$, 由此再计算下列风应力涡度:

$$\text{curl}_z \tau \doteq \frac{C}{S} \doteq \frac{(AB\bar{\tau}_{x1} + BC\bar{\tau}_{y2} - CD\bar{\tau}_{x2} - DA\bar{\tau}_{y1})}{\frac{(AB + CD)}{2} \cdot BC} \quad (2)$$

在上式中, AB, BC, CD, DA 分别为上述梯形的边长, AB, CD 值随纬度而异。本文计算时, 沿经线每度的长度, 一律取为 111 公里, 沿不同纬线每度的长度, 则取自“海洋学常用表”(H. H. 朱波夫, 1957; 施正铿等译, 1965, 第 189 表)。风应力涡度沿各纬度圈的平均值, 以及各纬度圈内每 20° 经度带的平均值, 均以每 $5^\circ \times 5^\circ$ 方格的风应力涡度值

站间为 0, 25, 50, 100, 200, 400 米; A—B 站间为 0, 25, 50, 100 米。B—E 站间的流速用常用的动力方法计算。A—B 站的流速, 由于水深不等, 相应的两站之间的动力高度差, 是根据下列公式计算的:

$$\Delta d_{BA} = (d_{B,100} - d_{A,100}) + \left[d_{B,100/400} - \frac{1}{2}(\delta_B + \delta_A)\Delta p \right] \quad (1)$$

式中的 $d_{B,100}$, $d_{A,100}$, 分别为 B, A 站相对于 100 米层的动力高度, $d_{B,100/400}$ 为 B 站 100 米层相对于该站 400 米层的动力高度。 δ_B , δ_A 分别为 B, A 两站上观测最深层 (400, 100 米层) 的比容值, 而 $\delta = \Delta_{st} + \delta_{sp}$, Δp 为深度差。

通过断面的输送量, 系由各层流速积分而得。而 A—B 站间 100 米层以下的输送量, 系按断面为三角形进行计算。

关于不等深两站之间海流的动力计算方法, 已有多种方案, 但各有其缺点而未臻尽善。本文应用其中较为常用的方法进行计算。从以下结果中可以看出, A—B 站间用上述方法所得的流速和输送量, 尽管方法本身可能存在一些缺点, 但对整个断面上流速和输送量季节变化的基本趋势, 不会产生较大的影响, 因为这两站之间所占的断面面积只占整个断面的很小一部分 (约 1/6)。

这一海区常用的动力零面为 800 米层或 1000, 1200 米层。本文取 400 米层作为动力计算的零面, 显然是太浅了, 这是由于当时观测最深层次只及 400 米。但是, 就本文旨在阐明流速结构的分布特征, 以及流速和输送量的季节变化而论, 取 400 米层作为零面, 还是可以的。因为, 从这一海区黑潮质量场的分布来看, 季节变化主要显示在 400 米层以上的水体中, 而 400 米层以下的水体, 密度分布已基本趋于稳定并比较均匀。近年来的黑潮合作调查, 为分析这个问题提供了良好的资料。

本文取 1966 年 1, 7 两个月重复在 23°N 断面 (从台湾东岸到 124.5°E, 各次均有 6 个测站) 上所得的 CSK 资料¹⁾为例, 对以 400, 800, 1000 及 1200 米层为零面的海面动力高度 (d_4 , d_8 , d_{10} 及 d_{12}), 进行了相关分析, 求得了后三者分别对 d_4 的关系式, 如表 1 所示。关系式后所附括号内的数值表示两者的相关系数 (%)。

表 1 由不同零面所得的海面动力高度 (动力米) 的关系式

零面(米)	冬季 (1966 年 1 月)	夏季 (1966 年 7 月)	平 均
800	$d_8 = 1.68d_4 - 0.33, (96)$	$d_8 = 1.78d_4 - 0.52, (99)$	$d_8 = 1.73d_4 - 0.42$
1000	$d_{10} = 1.87d_4 - 0.39, (96)$	$d_{10} = 1.91d_4 - 0.51, (99)$	$d_{10} = 1.89d_4 - 0.45$
1200	$d_{12} = 1.96d_4 - 0.36, (95)$	$d_{12} = 1.93d_4 - 0.38, (99)$	$d_{12} = 1.945d_4 - 0.37$

由表可知, 以 800, 1000 及 1200 米层为零面的海面动力高度与以 400 米层为零面的海面动力高度之间, 都具有显著的线性关系。至于 0—400 米层之间其他各层的动力高度, 估计情况也类似。这样, 与两站之间的动力高度的差值 Δd 成正比的平均流速 $\bar{v}$, 它以 800, 1000, 1200 米层为零面算得的量值, 与以 400 米层为零面算得的量值之间 ($\bar{v}_8$ 与 $\bar{v}_4$,

1) Preliminary Data Report of CSK, Japanese Oceanographic Data Center, No. 31 (Nov., 1966); No. 54 (Feb., 1967).

$\bar{v}_{10}$ 与 $\bar{v}_4$ 及 $\bar{v}_{12}$ 与 $\bar{v}_4$) 也必然具有同样显著的相关性。这点从上表显而易见。因为, 两站之间的平均流速 $\bar{v}_8$ 与 $\bar{v}_4$ 的关系等于

$$\bar{v}_8/\bar{v}_4 = \Delta d_8/\Delta d_4 = 1.73,$$

余类推。它们之间, 和动力高度一样, 具有相同的线性关系。所以, 断面上流速的分布特征(即其结构), 不会因零面取得不同而有较显著的差异。

其次, 从表 1 中也可看出, d_8 , d_{10} 及 d_{12} 与 d_4 的关系, 由于季节不同而引起的变化亦较微小。特别是, 本文所处理的是根据多年资料得到的月平均状况。所以, 可以近似地认为, 400 米层以下深层水体中的质量分布, 对黑潮整个水层中流速和输送量的季节变化的贡献, 将是微小的。因而, 以 400 米层作为零面所得的流速和输送量, 它们的量值虽然与以 800, 1000 及 1200 米层为零面的相应值有着较大的差异, 但其季节变化的趋势是可以代表黑潮季节变化的主要特征的。

上述简单分析与黑潮较深水层中等密度线坡度较小, 且终年很少起伏的事实是相符的。

计算所得的各月及年平均的流速结构见图 1, 断面最大流速、各层平均流速以及断面输送量的逐月变化见图 2 及表 3。

2. 风应力及其涡度

本文引用了 Hellerman (1967, 1968) 发表的世界大洋每 $5^\circ \times 5^\circ$ 方格区域四季的海面风应力资料^[6]。这是迄今为止, 对这一量值编纂、计算得最为完整和有意义的材料(见 Hantel, 1972)^[5]。为了探索风场变化与这一断面上黑潮输送量变化之间的关系, 本文取上述资料中北太平洋上 $122.5^\circ \text{E} - 117.5^\circ \text{W}$, $7.5^\circ - 32.5^\circ \text{N}$ 范围内的风应力值, 分别计算了风应力涡度沿各纬度圈的平均值, 各纬度圈内每 20° 经度带的平均值, 得出了春(3—5月)、夏(6—8月)、秋(9—11月)、冬(12, 1, 2月)四季及年平均的量值。到目前为止, 我们尚未获得世界大洋上海面风应力的逐月资料; 因此, 在比较风应力涡度与黑潮输送量之间的关系时, 将逐月的输送量也按上述季节加以组合。

由风应力 ($\tau = i\tau_x + j\tau_y$) 计算风应力涡度的垂直分量

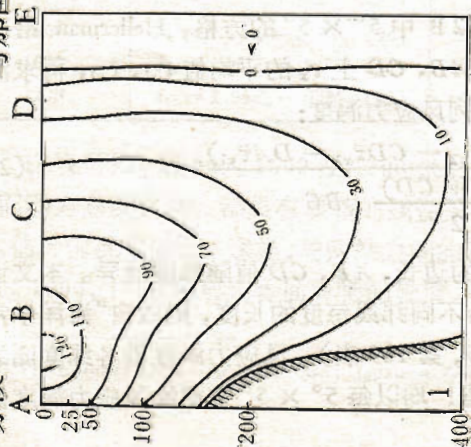
$$(\text{curl}_z \tau = \frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y})$$

时, 本文根据 Stokes 定理, 先求风应力沿经纬度所组成的梯形的环流值, 再以梯形面积相除, 求得这梯形内的风应力涡度值。例如对于图 2B 中 $5^\circ \times 5^\circ$ 的方格, Hellerman 给出了 A, B, C, D 四点的 τ_x , τ_y 值。本文先求沿 AB, CD 上 τ_x 的平均值 $\bar{\tau}_{x1}$, $\bar{\tau}_{x2}$, 再求沿 BC, DA 上 τ_y 的平均值 $\bar{\tau}_{y2}$, $\bar{\tau}_{y1}$, 由此再计算下列风应力涡度:

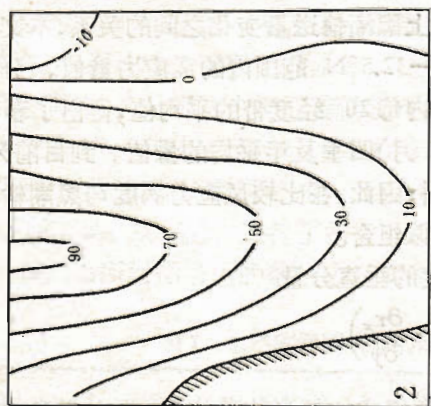
$$\text{curl}_z \tau = \frac{C}{S} = \frac{(AB\bar{\tau}_{x1} + BC\bar{\tau}_{y2} - CD\bar{\tau}_{x2} - DA\bar{\tau}_{y1})}{\frac{(AB + CD)}{2} \cdot BC} \quad (2)$$

在上式中, AB, BC, CD, DA 分别为上述梯形的边长, AB, CD 值随纬度而异。本文计算时, 沿经线每度的长度, 一律取为 111 公里, 沿不同纬线每度的长度, 则取自“海洋学常用表”(H. H. 朱波夫, 1957; 施正镗等译, 1965, 第 189 表)。风应力涡度沿各纬度圈的平均值, 以及各纬度圈内每 20° 经度带的平均值, 均以每 $5^\circ \times 5^\circ$ 方格的风应力涡度值

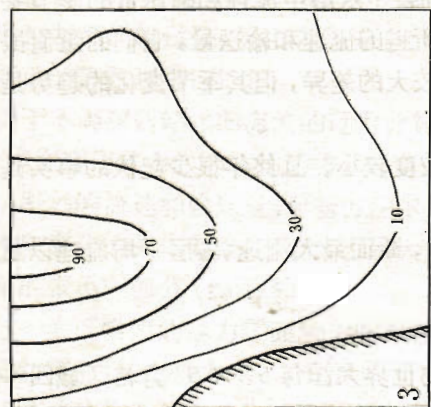
苏澳 与那国岛



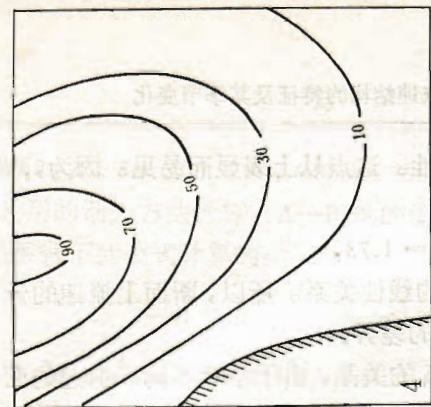
$Q = 12.6 \times 10^6 \text{ 米}^3/\text{秒}$



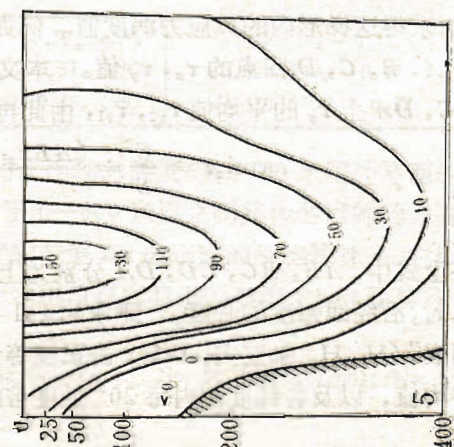
8.8



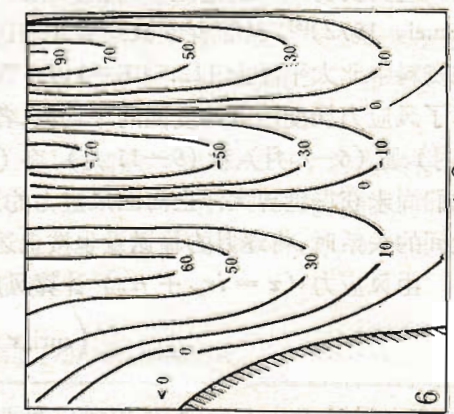
11.0



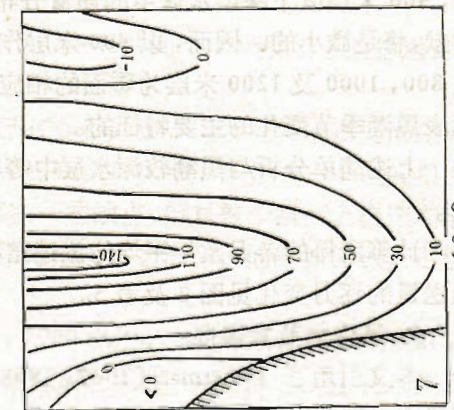
10.5



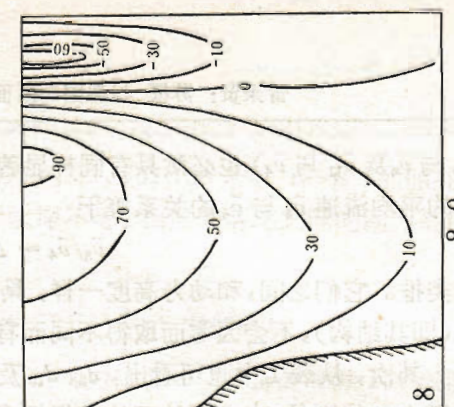
13.6



4.3



10.9

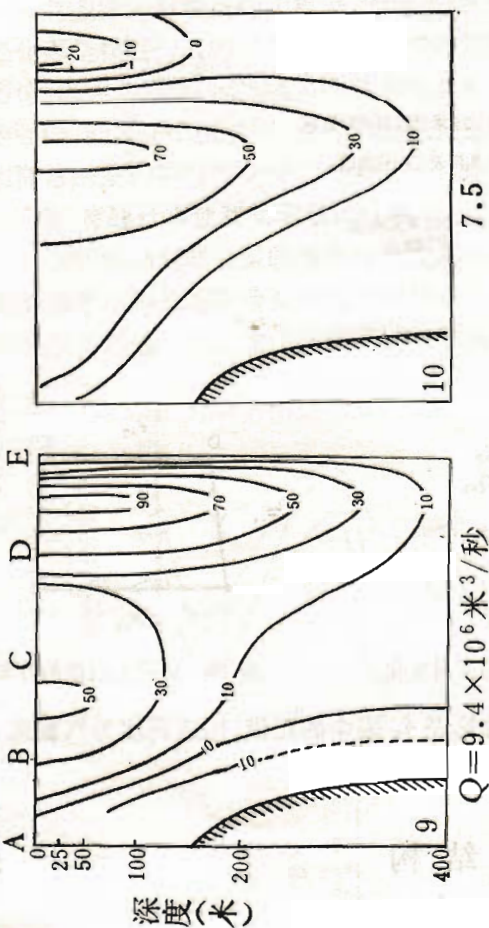


8.0

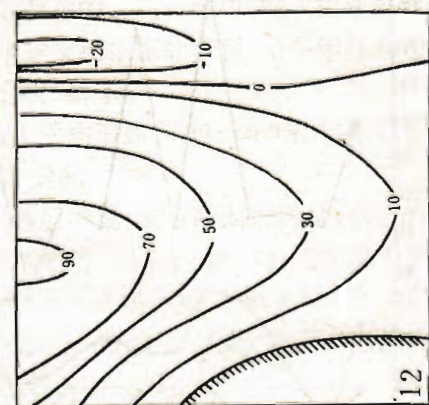
深度(米)

深度(米)

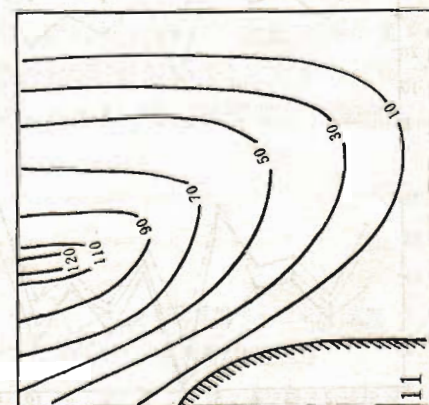
苏澳 与那国岛



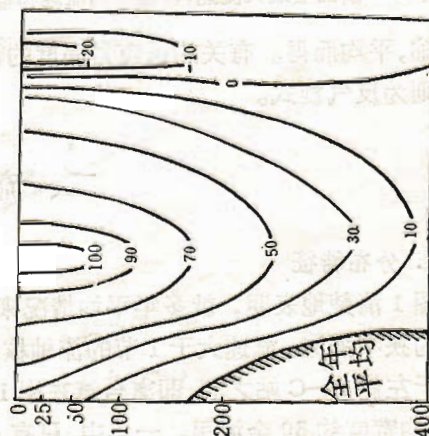
7.5



9.4



14.1



10.2

深度(米)

年平均

图1 黑潮通过苏澳-与那国岛断面的逐月流速(厘米/秒)分布

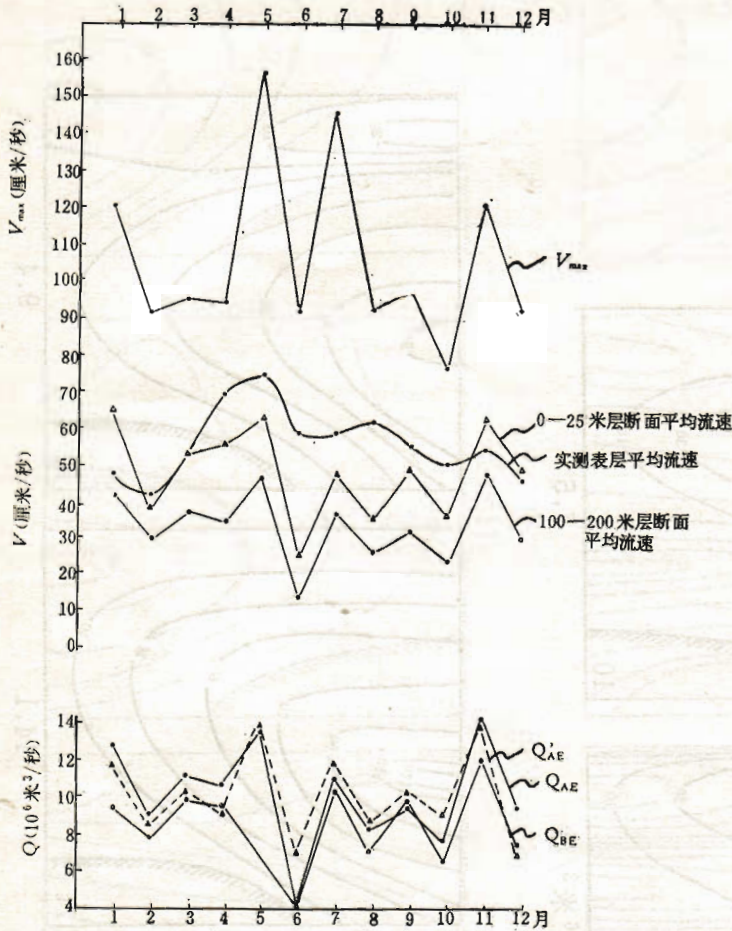


图 2A 断面上最大流速,各层平均流速和输送量的逐月变化

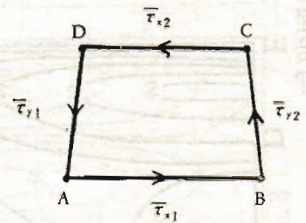


图 2B 风应力涡度的计算

为基础,平均而得。有关的风应力涡度的计算值见表 4。表中的正值,代表涡度为气旋式,负值则为反气旋式。

二、流速结构

1. 分布特征

图 1 清楚地表明,就多年平均情况来看,黑潮在这断面上主要表现为单核(心)单束(带)的狭窄强流。流速大于 1 节的流轴核心部分(50 厘米/秒等值线所包部分),大部分时间位于左侧 B—C 站之间,即离台湾东岸 15—30 海里的地方。流核冬季稍偏西,夏季则偏东,平均宽度约 30 余海里。一年中,只有 6 月,黑潮才因中间出现逆流而成为双核双束带状,此时黑潮北向净输送量大大减小。9 月,黑潮又出现双核,但中间并无逆流出现。流核向下扩展最深时可达 300 余米,这出现在 5 月及 7 月。有时,流核在向深层扩展时,也向其右侧偏斜。右侧(D—E 站之间)出现逆流的次数较多,且深透全部层次。左侧(A—B 站之间)多在夏、秋季出现逆流,且多在 100 米层附近。逆流流速一般均很小,只有夏季 6 月

及8月才显著增强,在表层最大可达一节半以上。流核的最大流速可达3节(约157厘米/秒)。

应该指出,黑潮在这断面上的流速结构是比较简单的。在一年中,除了流速量值变化颇大外,这种结构也是比较稳定的。这显然是由于本文所依据的资料,是多年观测的月平均值,通过平均的过程,已将逐年的不规则现象“光滑”掉了。

图2A指出了黑潮最大流速,10—25米层断面平均流速,100—200米层断面平均流速以及整个断面和B—E站之间输送量的逐月变化情况。

此图给人最明显的印象是,无论是最大流速、各层流速,或者断面输送量,它们的逐月变化都是相当一致的。这表明各层流速的相关性很显著。因此,就逐月变化或季节变化而论,流速的增强(或减弱),也就意味着输送量的增大(或减小)。也就是说,在讨论黑潮的强弱,即其季节变化时,流速和输送量这两个指标是一致的。因而,在下文将着重分析黑潮输送量的季节变化及其与海面上风应力涡度场的关系。

2. 流速计算值和实测值的比较

在讨论黑潮输送量的季节变化及其原因之前,简略地分析一下上述根据质量场所求得的流速结构及其季节变化的实际代表性。遗憾的是,到目前为止,这方面可加以比较的只有表层流速一项。由于上述海区几乎没有深层测流资料,输送量现在还无法加以比较。

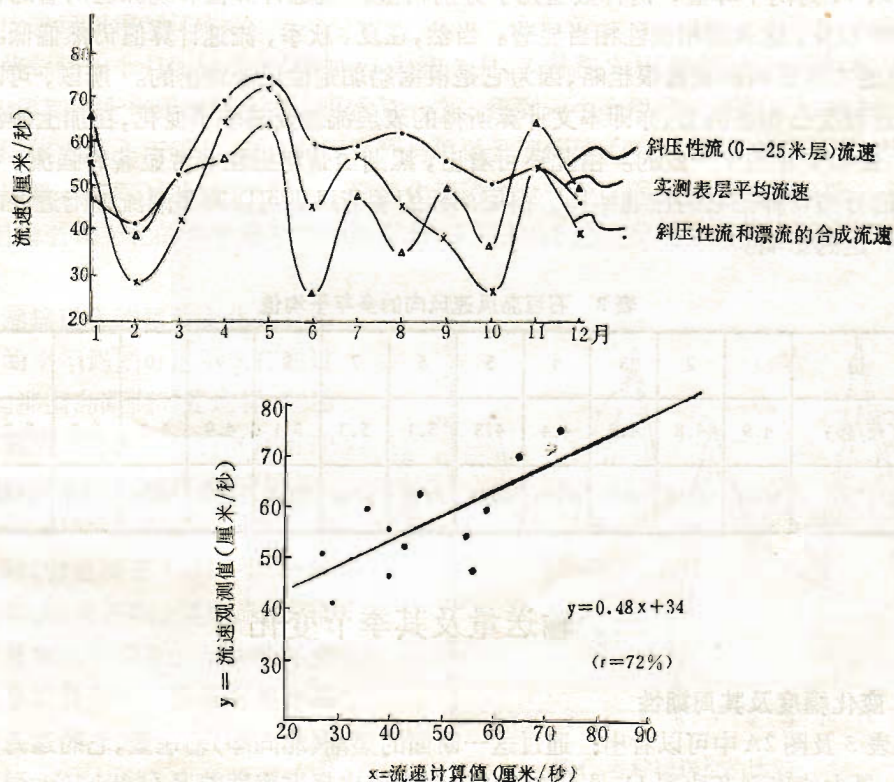


图3 流速计算值和观测值的比较

为此,本文引用“西北太平洋海流图”(美国海军海道测量部,1944)^[18]中台湾省以东海

区 (23° — 26°N , 124°E 以西) $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 方格上所列出的资料, 即流速量值和观测次数, 按加权平均的方法, 求得黑潮途径附近的逐月平均表层流速, 与上述根据计算所得的 0—25 米层的断面平均流速加以比较。

两者的比较表明, 5 月这个峰值是一致的, 另一个计算所得的峰值 (11 月), 在实测流速值中表现得并不明显。就夏半年 (4—10 月) 而论, 实测流速均比计算流速大; 而在冬半年的 11, 12, 1 三个月, 则相反, 实测流速比计算流速小。在统计上, 两者的相关性也不显著。

这些差异, 可以用季节风所引起的漂流的影响来加以解释。

本文引用石垣岛的风速、风向历史资料 (见 T. Okada, pp. 190, 192)^[13] 来代表台湾以东海区的风况 (见表 2)。平均风速系 1900—1929 年期间观测所得, 平均风向系 1887—1925 年期间观测所得。这些时期与苏澳—与那国岛断面上水文观测的时期, 以及上述实测表层流速资料的时期, 都比较接近, 或部分相重。由表 2 可知, 4—8 月为偏南风, 其余月份均为偏北风。为了作一极为粗略的估算, 风因子取为 0.02, 同时也不考虑偏角, 而将偏南 (或北) 风所引起的漂流, 直接与斜压性的 0—25 米层的流速计算值相加 (减), 得到了考虑漂流影响的表层流速计算值, 如图 3 中的曲线所示。

可以看出, 在考虑漂流影响后, 流速计算值和观测值的变化趋势及量值, 便趋于接近, 特别是 5, 11 月两个峰值, 两种数值几乎分别相重。流速计算值和观测值两者的相关系数也达到 72%, 这表明相关性相当显著。当然, 在夏、秋季, 流速计算值仍然偏低。应该指出, 流速实测资料的质量很粗略, 因为它是根据船舶定位记录得出的。所以, 可以认为上述接近程度已相当满意, 亦即本文计算所得的表层流速及其季节变化, 在加上漂流的影响以后, 是和实际趋于一致的。由此还可看出, 黑潮虽是斜压性非常显著的强流, 可以从质量场的分布计算出它的流速结构, 但局部性的季节风仍可以对黑潮流轴附近处的表层流产生一定的影响。

表 2 石垣岛风速风向的多年平均值

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年平均
风速 (米/秒)	4.9	4.8	4.9	4.4	4.3	5.1	5.3	5.1	4.9	5.0	5.2	5.2	4.9
风向 ($^{\circ}$)	N44E	N44E	N65E	S85E	S74E	S1W	S74E	S31E	N58E	N43E	N43E	N50E	N68E

三、输送量及其季节变化

1. 变化幅度及其周期性

从表 3 及图 2A 中可以看出: 通过这一断面的黑潮 (北向净) 输送量, 它的逐月变化幅度很大, 最大值出现在秋季 11 月 (14.1SV), 次大值出现在春季 5 月 (13.6SV); 最小值出现在夏季 6 月 (4.3SV), 次小值出现在秋季 10 月 (7.5SV)。最大值约为最小值的 3.3 倍, 而且逐月有一长一消的变化, 各月平均值为 10.0SV。就四季变化而论, 春、秋为两峰, 冬、

夏为两谷,其中春比秋大,冬比夏大。秋、冬季几乎相等,夏季为一年中黑潮输送量最小的季节。

表3 黑潮在苏澳-与那国岛断面上的北向净输送量(单位: $SV = 10^6 \text{米}^3/\text{秒}$)

月 份	12	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
输送量 Q	9.4	12.6	8.8	11.0	10.5	13.6	4.3	10.9	8.2	9.4	7.5	14.1
各季平均	冬: 10.3			春: 11.7			夏: 7.8			秋: 10.3		
年平均	10.0											

从图2A中也可看出,通过整个断面的输送量和通过B—E站之间的输送量,在大部分月份都比较接近,而且逐月的变化趋势也完全一致。所以,本文采用的不等深两站之间动力计算的方法,对黑潮通过整个断面的输送量季节变化的基本趋势,并无影响。

下面再分析黑潮输送量逐月变化的周期性。如前所述,黑潮输送量出现逐月一长一消的变化,因此,象双月(1/6年)分量这样的短周期性可能比较明显。本文不拟应用调和分析方法来分析周期性,因为在这种情况下,原始数据的个数(12)显得太少,很难得出短周期分量调和常数的最佳值。

从图2A中还可明显地看出,输送量的变化具有比较显著的半年分量。这点通过下面的简单比较可以得到证实。

试将每隔6个月的输送量(例如,1月和7月,2月和8月,等等)顺次两两相加,求其平均值,得到一个半年时间序列。再重复一次,得到一个全年时间序列,如图2A中输送量的虚线值(Q'_{AE})所示。这一时间序列与输送量观测值(Q_{AE} ,指根据温、盐度资料得出的输送量,下同)的时间序列,不但变化趋势完全一致,而且量值也较接近。由此可见,黑潮输送量变化的半年周期性相当显著,5月及11月出现两个峰值,即体现了这一周期性。

黑潮输送量的季节变化具有相当显著的半年周期,这不仅在通过苏澳-与那国岛断面时是这样,在通过其他海区,例如日本南岸(潮岬冲以南的断面)时,也有类似情况。Masuzawa (1954) 在研究黑潮的季节变化时,曾分析了1952—1954年间的资料,结果表明,黑潮流速、输送量以及海水所携带的动能的年变化过程是很复杂的,但具有半年周期的雏型,最大值发生在春、秋两季^[10]。Ichiye (1955) 也曾整理了日本以南海域1940, 1952—1953年的观测资料,发现流速变化近似地具有半年周期,最大值发生在夏、冬两季^[8]。

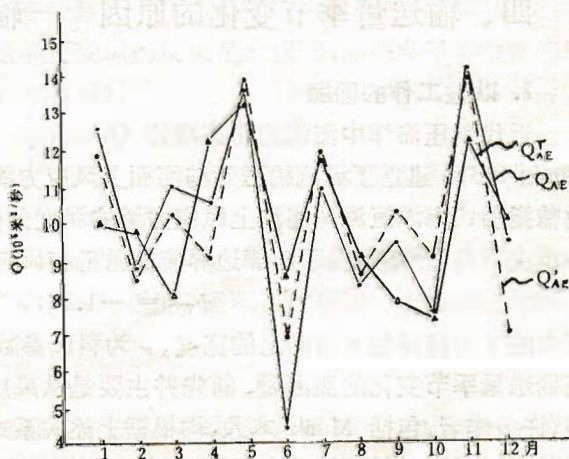


图4 各种输送量的比较

其实,流速或输送量季节变化的这种双峰现象,在另一支著名的西部边界流——湾流中也是存在的。Iselin (1940) 曾应用 13 个水文断面 1937—1940 年的资料,研究了湾流输送量的季节变化,并和验潮仪的水位资料作了比较。他的研究表明,湾流输送量的最大值发生在冬季,次大值发生在夏季^[9]。

2. 流场和温度场的相互关系

这里阐述黑潮流速、输送量的分布变化与温度场的关系。为了分析这两者关系的主要特征,本文将黑潮逐月输送量和断面上 B—C 站之间相应时期 100 米层和 200 米层平均温度的差值,即

$$\delta T_{100-200}^{B-C} = \overline{T_{100-200}^C} - \overline{T_{100-200}^B}$$

作了相关分析。本文取用上述温度差值的理由是,根据我们过去对东海区域黑潮的研究,发现海面上黑潮流轴的位置,与 100—200 米层上温度水平梯度最大带相一致(管秉贤, 1964)^[1];而苏澳—与那国岛断面上 B—C 站的 100—200 米层处,正是大部分时间内温度水平梯度最大带所在的位置。

这两个量值的相关系数 $r = 67\%$, 回归方程为:

$$Q = 2.448T + 4.38 \quad (3)$$

式中 Q 的单位为 $SV = 10^6$ 米³/秒, δT 的单位为 $^{\circ}C$ 。这两者的关系是显著的。由此式算得的输送量,如图 4 中的曲线 (Q_{TE}^T) 所示。这一曲线和输送量观测值 (Q_{AE}) 曲线,无论在变化趋势和量值方面,都比较接近。因此,可以合理地认为, B—C 站之间 100—200 米层上温度水平梯度的变化,与黑潮输送量的变化,两者是紧密相连的:当这里的温度水平梯度增大时,亦即温跃层向西上倾较陡时,黑潮输送量趋于增大;反之,当温度水平梯度减小,亦即温跃层向西上倾较缓时,黑潮输送量趋于减少。所以,这里温度水平梯度的变化是黑潮输送量变化的一个近似的示性指标。

四、输送量季节变化的原因——输送量和风应力涡度的关系

1. 以往工作的回顾

近代斜压海洋中海流的稳态理论 (Sverdrup, 1947; Stommel, 1948; Штокман, 1949; Munk, 1950) 建立了海流输送量与海面上风应力涡度之间的关系^[17,14,24,11]。特别是 Munk, 他曾指出,“海洋恒流与海洋上风应力场的涡度分量相联系,如风应力场是无旋的,则海流将消失”^[11]。他还给出了西部边界流输送量和风应力涡度之间的著名关系式,即:

$$\psi_{wc} = -1.17\gamma\beta^{-1}\text{Curl}_z\tau_0$$

式中的 r 为海洋在 x 方向上的宽度, β 为科氏参数随纬度的变化率。所以,我们在探索黑潮输送量季节变化的原因时,首先并主要是从风应力涡度的变化上来考虑。大约三十年前,许多作者,包括 Munk 本人,均根据上述关系式来计算海流的输送量(以下简称“计算值”),并将其与根据温、盐度观测资料得出的输送量(以下简称“观测值”)进行对比。这方面的工作,可大致分为两类。其一,根据海面风应力涡度的多年平均值,来计算诸如湾流、黑潮等强流的平均输送量。其二,将上述关系式推广应用于不稳态的情况,根据各月、各季或各年的海面风应力涡度值来计算湾流、黑潮等在相应时期的输送量及其变化。

应该指出,迄今为止,输送量计算值和观测值的比较结果,大都是不一致的。人们对导致这不一致的原因,也作过许多解释。例如, Munk (1950), Stommel (1958) 等等对湾流、黑潮等输送量的计算值比观测值约小一半的原因都曾作过细致深入的分析^[11,12]。

本文旨在分析黑潮输送量的变化及其原因,因而着眼点放在输送量随时间的相对变化,而不是其绝对值。下面将对近年来一些作者有关这方面的研究工作作一简略的回顾。

(1) Fofonoff (1962) 计算了 1959—1960 年 24 个月内阿拉斯加流的地转输送量,并将它与相应时期通过胡安-德富卡海峡 (Juan de Fuca Strait) 到海洋站“P” (50°N, 145°W) 断面的斜压输送量的观测值进行了比较^[4]。输送量的计算值有着强烈的季节变化,而观测值却无明显的季节变化。他进一步考虑了海洋的惯性效应,认为前几个月的风场对当月的输送量也有影响,因而取计算值的十二个月的滑动平均值来进行比较。这样,季节性周期已予以压缩,计算值与观测值就趋于一致。本文作者认为,从该文的图 18 来看,两者只是平均值趋于一致,而季节变化过程并不相符。

(2) Ю. В. Павлова (1964) 在讨论黑潮的季节变化时,曾取北太平洋上各月的风应力涡度的多年平均值(见 Сметанина, 1962)^[23],与日本南岸黑潮相应月份的输送量进行了比较^[22]。她所取的风应力涡度,系阿留申低压与夏威夷反气旋脊之间区域内 $\text{curl}_z \tau$ 的积分值,相当于北太平洋上副热带圈内涡度的最大值。该文作者的比较结果(见该文图 4)表明,风应力涡度与输送量均有两个峰值,但前者出现在冬季(1 月,最大值)及夏季(7 月,次大值);而后者却出现在夏季(8—9 月,最大值)及冬季(1 月,次大值)。Павлова 因而认为,海洋环流的变化与大气中大尺度涡度的变化是互相重复的,但海洋环流最大值的位相却落后于风应力涡度场的最大值约半年以上的时间。她还认为,这一位相差显然是由于海水密度场为了与风应力涡度场的变化取得适应需要时间而引起的,也就是说,质量场的调整需时约半年以上。

本文作者认为,除了输送量 8—9 月份的峰值不明显外,Павлова 的结果也与 Ichiye (1951)^[7], Veronis 及 Morgan (1955)^[49] 的计算结果并不相符。后两文的计算均表明,均匀深度正压海洋中的西部边界流,对内区的可变风的反应是很快,即海洋对季节性力的反应是正压的(转引自 Evenson 及 Veronis, 1975)^[3],而不象 Павлова 所得出的,海洋对风的反应落后达半年以上。

(3) P. P. Niiler 及 W. S. Richardson (1973) 在讨论佛罗里达海流的季节变化时指出,海流输送量的最大值发生在 5 月,最小值发生在 1 月^[12]。而信风带上风应力涡度的最大值发生在 2 月,即输送量最大值落后约 3—4 个月。他们认为,漂流输送量对风应力的作用,应立即起反应,迟后是很短暂的。他们同时指出,还不了解有任何理论能够合理地解释佛罗里达海流输送量季节变化的特征。

(4) J. A. T. Bye, B. J. Noye 及 T. W. Sag (1975) 根据 Eyre (1972) 算得的月平均风应力资料,也计算了湾流、黑潮等著名洋流输送量的逐月变化^[2]。他们指出,湾流所流经的佛罗里达海峡,是海流输送量观测得最为广泛、最为细致的区域。而他们由数值计算得出的每月输送量,与 Niiler 及 Richardson (1973)^[12] 根据 1964, 1970 年观测结果得出的输送量,两者季节变化的趋势很少一致之处,只是年平均值接近而已。

(5) Alan J. Evenson 及 George Veronis (1975) 根据 Hellerman (1968) 的每季及年

平均风应力资料计算了稳态的 Sverdrup 输送量的相应值^[3]。他们指出,一般说来,输送量的计算值和观测值符合得不好。其中,西部边界流输送量的计算值与观测值不符,在北半球计算值偏低,而在南半球计算值则偏高。

(6) Warren B. White (1975) 在讨论北太平洋大尺度斜压性输送量在 1950—1970 年期间的多年变化时指出,输送量观测值和根据 Sverdrup (1947) 理论得出的计算值之间,没有相关关系^[20]。原因可能是上述理论未能正确地予以应用,也可能是风应力的分布没有代表性。White 认为,风与地转输送量观测值两者多年变化的关系,需要进一步予以了解。

2. 本文的计算结果

表 4 指出了各纬度圈上风应力涡度的四季及年平均值,单位为 10^{-8} 达因/厘米³。本表所包括的,几乎是北太平洋上 17.5° — 32.5° N 的全部海区。而流经我国近海的黑潮则位于 20° — 31° N 的纬度带内,苏澳-与那国岛断面的位置在 25° N 左右。所以,本表所列举的风应力涡度资料的范围是足够大的。表中第 1 纵行为各纬度圈内的平均值,第 2—6 纵行为相应纬度圈每 20 个经度带的平均值,第 7 纵行为台湾以东海区 5 个经度带的平均值。每个纬度圈相隔 5 度。

表 4 各纬度圈上的风应力涡度值 ($\text{curl}_z \tau; 10^{-8}$ 达因/厘米³)

经度范围		1	2	3	4	5	6	7	8
纬度范围		122.5°E—117.5°W	122.5°E—142.5°E	147.5°E—167.5°E	172.5°E—167.5°W	162.5°W—142.5°W	137.5°W—117.5°W	122.5°E—127.5°E	147.5°E—142.5°W
32.5°N	冬	*-0.79		-0.86	-0.95	-0.37	** -1.11		
	春	-0.70		-0.65	-0.65	-0.50	-0.92		
	夏	-0.46		-0.46	-0.30	-0.28	-0.82		
	秋	-0.60		-0.47	-0.81	-0.29	-0.78		
	平均	-0.64		-0.61	-0.68	-0.36	-0.91		
27.5°N	相关系数	0.76		0.46	0.67	0.79	0.32		
	冬	-1.07	-1.00	-1.40	-0.91	-1.21	-0.68	-1.29	-1.17
	春	-0.73	-0.19	-0.81	-1.00	-0.98	-0.66	-0.30	-0.93
	夏	-0.29	-0.20	-0.17	-0.33	-0.55	-0.08	0.09	-0.35
	秋	-0.41	0.07	-0.32	-0.70	-0.66	-0.22	0.02	-0.56
22.5°N	平均	-0.62	-0.33	-0.68	-0.74	-0.85	-0.41	-0.37	-0.75
	相关系数	0.57		0.53	0.95	0.62	0.78		0.69
22.5°N	冬	-0.71	-0.34	-1.08	-0.94	-0.47	-0.63	-0.01	
	春	-0.38	-0.17	-0.42	-0.25	-0.28	-0.72	0.07	
	夏	-0.18	-0.04	-0.17	-0.37	-0.31	-0.08	-0.14	
	秋	-0.04	0.83	-0.20	-0.24	-0.22	-0.23	0.73	
	平均	-0.33	0.07	-0.47	-0.45	-0.32	-0.41	0.16	
17.5°N	相关系数	0.30		0.32	-0.06	-0.07	0.83		

* 这组数值系 142.5° E— 127.5° W 纬圈上的平均值。

** 这组数值系 137.5° — 127.5° W 纬圈上的平均值。

表 4 还列举了四季的风应力涡度值与相应时期黑潮输送量(见表 3)之间的相关系数。凡四季风应力涡度出现正值者,则不再计算相关系数,因正值与南向经向输送相当,此与事实不符。

为了讨论风应力涡度与黑潮输送量之间的关系,简略叙述一下上述海区中海面风应力及其涡度的分布情况。

图 5a 指出了各纬度圈上风应力纬向分量 τ_x 平均值随纬度的分布。由图可知,除了 27.5°N 的冬季, 32.5°N 的冬、春、秋季以外,其余地区四季的风应力均为负值,即东风,其最大值约为 0.94 达因/厘米²。西风应力的最大值约 0.79 达因/厘米²。这两个最大值均出现在冬季。风应力四季的变化幅度以 32.5°N 处为最大,其次为 27.5°N 处,最小的变幅出现在北回归线附近(22.5°N)。冬、春、夏季的风应力在 12.5°N 处达到极大值。这里,即是 $\partial\tau_x/\partial y = 0$ 之处,亦即两个流涡(gyre)——副热带流涡与北赤道流系的边界所在处。

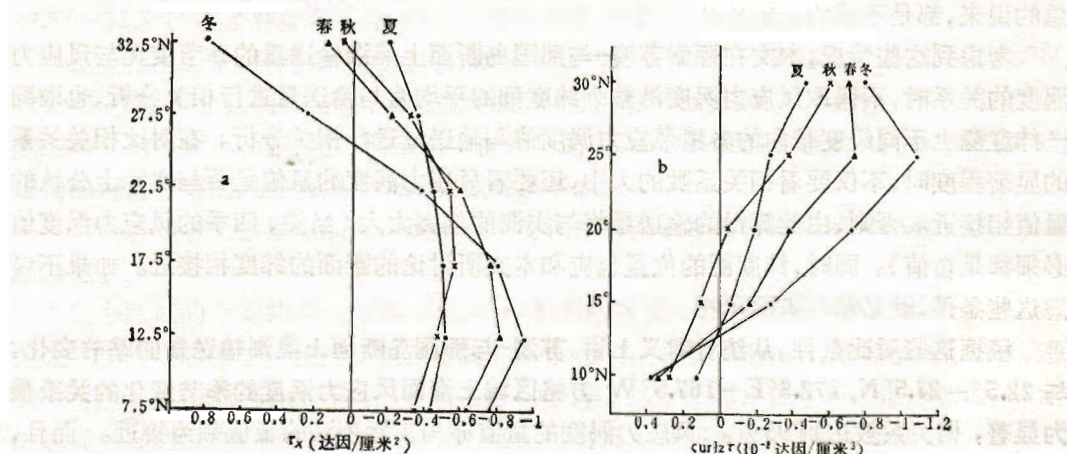


图 5 各纬度圈上的风应力平均值 (a) 及风应力涡度 (b)

图 5b 指出了各纬度圈上风应力涡度 ($\text{curl} \tau$) 平均值随纬度的分布。除了低纬地区(10°N 的四季, 15°N 的秋季)以外,其余地区四季风应力涡度均为负值,即反气旋式。最大值出现在 25°N 附近的冬季,达到 -1.07×10^{-8} 达因/厘米³。四季变幅最大的地区在 25°N,其次在 20°N,最小的地区在 10°N 附近。风应力涡度的绝对值均以冬季为最大,春季其次,夏或秋季最小。一般说来,四季风应力涡度的绝对值随纬度而增加,但在冬、春季,风应力涡度在 25°N 处达到极大值。此时,此处正是西风和东北信风的边界区域。

由于风应力以纬向分量 (τ_x) 为主,所以风应力涡度与风应力纬向分量的经向梯度 ($-\partial\tau_x/\partial y$) 是很接近的,也就是说,图 5b 上的风应力涡度值与图 5a 上风应力的经向梯度值很为近似。

再看表 4 上 122.5°E—117.5°W 经度带内各纬度圈风应力涡度的四季平均值,其绝对值亦随纬度而增加,在 22.5°—32.5°N 地区,约为 $(-0.62 \sim -0.64) \times 10^{-8}$ 达因/厘米³。此值,与 Munk (1950, 表 2) 用以计算黑潮输送量的风应力涡度值 ($-0.51 \times 1.25 \times 10^{-8} = -0.625 \times 10^{-8}$ 达因/厘米³)^[11] 极为一致。

由于风应力的分布实际上并非纯纬向性的,所以,同一纬度圈上风应力涡度的量值,

无论是四季或年平均值,均随着经度带(大都以 20 度为分隔)的不同而有较大的差异。例如,从表 4 中可以看出,在 27.5° — 32.5°N 纬度圈内,各经度带的风应力涡度的年平均值,最大可达 -0.91×10^{-8} 达因/厘米³(位于 137.5° — 127.5°W),最小只有 -0.36×10^{-8} 达因/厘米³(位于 162.5° — 142.5°W);在 22.5° — 27.5°N 纬度圈内,各经度带的风应力涡度的年平均值,最大可达 -0.85×10^{-8} 达因/厘米³(位于 162.5° — 142.5°W),最小只有 -0.33×10^{-8} 达因/厘米³(位于 122.5° — 142.5°E),变动幅度均可达到最小值的三倍左右。风应力涡度的四季值也有类似情况,而且变动幅度更大。

前述一些作者在根据风应力涡度值计算黑潮、湾流等洋流的输送量时,大多数采用风应力涡度在各大洋上沿整个纬度圈的平均值。而表 4 指出,同一纬度圈上各经度带的风应力涡度值变动较大。另一方面,前面的简略回顾表明,无论就年平均或逐季、逐月而论,根据风应力涡度沿整个纬度圈的平均值计算所得的输送量,与输送量观测值的符合程度,总的说来,都是不佳的。

考虑到这些情况,本文在探索苏澳-与那国岛断面上黑潮输送量的季节变化与风应力涡度的关系时,不仅取风应力涡度沿整个纬度圈的平均值与输送量进行相关分析,也取同一纬度圈上不同经度带内的各组风应力涡度值与输送量进行相关分析。在对比相关关系的显著程度时,不仅要看相关系数的大小,还要看风应力涡度的量值是否与实际上公认的量值相接近。否则,由此算得的输送量将与实测的偏离太大(当然,四季的风应力涡度值必须都是负值)。同时,纬度圈的位置也应和本文所讨论的断面的纬度相接近。如果不考虑这些条件,就必然与实际不符。

根据这些对比条件,从统计意义上讲,苏澳-与那国岛断面上黑潮输送量的季节变化,与 22.5° — 27.5°N , 172.5°E — 167.5°W 方格区域上海面风应力涡度的季节变化的关系最为显著,相关系数达到 95%。风应力涡度的量值亦与实际公认的量值颇为接近。而且,这方格区域的平均纬度 (25°N) 正和苏澳-与那国岛断面的纬度一致。这方格区域内风应力涡度与黑潮输送量两者季节变化的关系见图 6 所示,它们的回归方程为:

$$Q = -15.7 \text{ curl } \tau + 18.4 \quad (r=95\%)$$

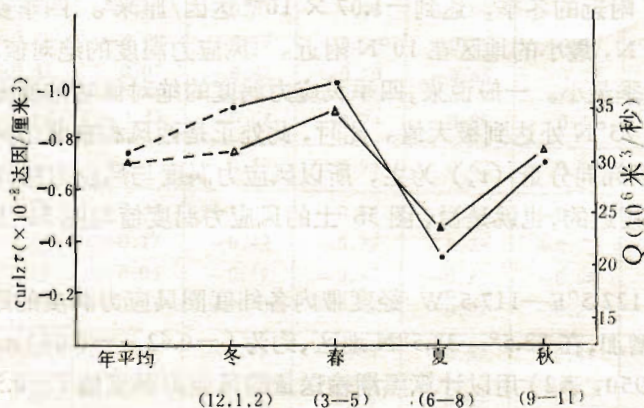


图 6 黑潮输送量 (Q ; Δ)与 22.5° — 27.5°N , 172.5°E — 167.5°W 方格区域内的风应力涡度 ($\text{curl } \tau$; $\cdot$) 两者季节变化的关系

$$Q = -15.7 \text{curl}_z \tau + 18.4. \quad (4)$$

式中的 $\text{curl}_z \tau$ 为按季平均的风应力涡度, 单位为 10^{-8} 达因/厘米³, Q 为按季相加的三个月输送量之和, 单位为 10^6 米³/秒。

这方格区域四季风应力涡度的年平均值为 -0.74×10^{-8} 达因/厘米³, 以此值代入上式, 得相应的四季输送量的平均值为 30.0×10^6 米³/秒, 即各月输送量的平均值为 10.0×10^6 米³/秒。本文还根据须田文中所列举的温、盐度的年平均值^[16], 计算了相应的输送量的年平均值为 10.25×10^6 米³/秒。这两个数值是十分一致的。

反之, 其他区域的风应力涡度值, 无论是整个纬度圈上的平均值, 或是除此方格区域以外的每 20 个经度带内的平均值, 都和输送量的四季值没有较好的相关关系。有的区域虽有较好的相关关系(如 $32.5^\circ-27.5^\circ\text{N}$, $162.5^\circ-142.5^\circ\text{W}$; $27.5^\circ-22.5^\circ\text{N}$, $137.5^\circ-117.5^\circ\text{W}$ 等), 但风应力涡度值过低, 与实际不符。特别应予以指出的是, 风应力涡度沿 $27.5^\circ-22.5^\circ\text{N}$ 整个纬度圈的平均值, 与输送量的四季值, 相关关系不好。

还应指出的是, 台湾以东海区 ($17.5^\circ-22.5^\circ\text{N}$, $122.5^\circ-127.5^\circ\text{E}$; $22.5^\circ-27.5^\circ\text{N}$, $122.5^\circ-127.5^\circ\text{E}$ 这两个方格) 风应力涡度与黑潮输送量的相关关系更差, 不仅风应力涡度的年平均值太小, 而且还出现正值。由此可见, 西部边界流的输送量及其季节变化与当地局部海区的海面风应力涡度场无关或关系不大。

再来看一看上述与黑潮输送量的季节变化相关得最好的方格区域的地理位置及其风场特征。

这个区域的平均纬度与苏澳-与那国岛断面的纬度一致, 即在北回归线附近。它位于北太平洋的中心区域, 包括夏威夷群岛的若干岛屿。根据 Wyrski 及 Meyers (1975, 图 1)^[21] 所绘制的信风平均位置图(见本文图 7) 来看, 这个区域正位于东北信风和西风相接的边界上, 而且是整个边界的中心部分, 这里已远离太平洋东、西两岸的影响。

所以, 从探索台湾以东海区黑潮输送量季节变化的趋势来说, 这个方格区域的风应力涡度是一个良好的指标。夏威夷群岛上的风场资料, 也许能为我们探索黑潮的趋势预报方法提供某种实际的可能性。

例如, 当夏威夷群岛附近海区的风应力涡度(往往为负值, 主要是风应力纬向分量的经向梯度)的量值增大时, 台湾以东海区黑潮的输送量就增大; 反之, 当那里风应力涡度的量值减小时, 这里黑潮的输送量也减小。

就四季的时间序列而论, 风应力涡度与黑潮输送量两者的变化, 是同位相的, 即海洋对季节性力的反应, 可能是很快的。由于缺乏逐月的风应力资料, 本文还未能确定海洋反应落后于风应力的月数, 但从按季节顺序为同位相这一事实来看, 如有落后时间, 最长也不会超过两个月。

3. 讨论

最后, 讨论这样一个问题, 即黑潮通过这一断面时, 输送量的季节变化为什么与风应力涡度在相应纬度上整个范围内 ($22.5^\circ-27.5^\circ\text{N}$, $122.5^\circ\text{E}-117.5^\circ\text{W}$) 的平均值关系较差, 而与夏威夷群岛附近海区 ($22.5^\circ-27.5^\circ\text{N}$, $172.5^\circ\text{E}-167.5^\circ\text{W}$), 即北太平洋中心区域的平均值关系良好。

Munk (1950, 第 26 式) 在给出西部边界流输送量与风应力涡度的关系时, 对于风应力

涡度如何选取没有加以说明。但他在“讨论和结论”(Munk, 1950, § 10, p. 89)中提到湾流的强度时,曾指出:“它与信风和西风之间的向量差有关,或严格地讲,与所讨论问题的纬度处的风应力涡度的平均值有关”^[11]。

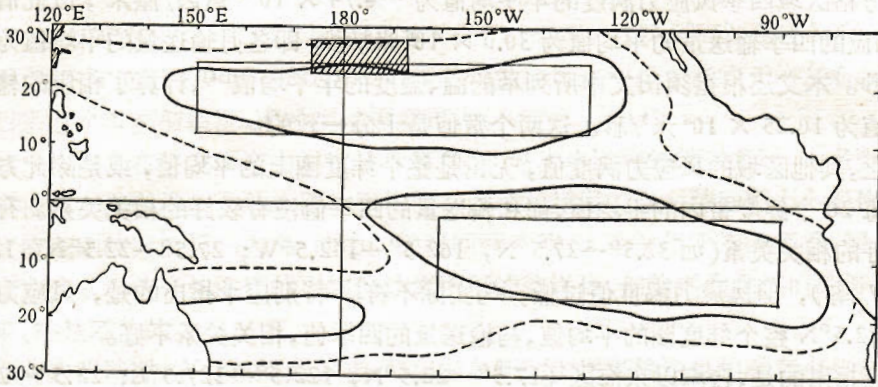


图7 NE及SE信风的中间区域,虚、实线分别表示年平均信风场的边界和信风经常占有的区域(根据参考文献[21])

而许多作者,在讨论西部边界流的输送量及其季节变化、多年变化时,大都取相应时期的风应力涡度在有关的整个纬度圈上的平均值。但是,这样算得的输送量的季节变化与实测资料的符合程度,正如前所述,总的说来,是不能令人满意的。

本文试图从风应力涡度在纬向分布上的不均匀性,对导致上述结果的原因,提供一点初步的解释。

Munk (1950, §7, p. 87) 在讨论风生环流的普遍解,即经向和纬向风应力同时存在 $[\tau = i\tau_x(x, y) + j\tau_y(x, y)]$ 时,曾明确地指出,如果在西部、东部边界区域内,风应力涡度值随 x 的变化是如此的缓慢,以致 ψ 主要视 $X(x)$ 而变,则对于整个海洋区域来说,下式 (Munk, 1950, 第 32 式, p. 87) 为一个适宜的近似^[11]:

$$\psi = -\gamma X \beta^{-1} \overline{\text{curl}_z \tau}_0$$

其中,

$$\overline{\text{curl}_z \tau} = \frac{1}{\gamma - x} \int_x^\gamma \text{curl}_z \tau dx$$

代表风应力涡度沿着一段纬度 (x 与东部边界之间) 的滑动平均值 (Munk, 1950, 第 31 式, p. 87)。

所以,根据 Munk 的公式计算西部边界流的输送量时,必须考虑 $\text{curl}_z \tau$ 怎样取值才较合适。因为风应力涡度是随 x 而变的,特别在接近西部、东部边界时,其变化更为显著。这点从表 4 中可以看得到十分明显。在 $22.5^\circ - 27.5^\circ \text{N}$ 这纬度圈内,无论是 $\text{curl}_z \tau$ 的四季值或年平均值,都沿经度而变,特别是在接近西部、东部边界 ($122.5^\circ - 142.5^\circ \text{E}$, $137.5^\circ - 117.5^\circ \text{W}$) 时,其变化更大。就年平均值而论,从中部区域到西、东部边界区域,量值减小到一半左右,四季值的变化幅度更大。

因此,依照 Munk 的意见, $\text{curl}_z \tau$ 沿整个纬度圈的平均值,不适宜于计算整个海洋区域、亦即不适宜于计算西部边界流的输送量。

那么, $\text{curl}_z \tau$ 的值该怎样选取呢? 对此, 本文只能从统计和相关的结果, 略加陈述。

本文认为, 取 $\text{curl}_z \tau$ 的平均值时, 首先不应包括西部及东部边界区域。例如, $\text{curl}_z \tau$ 的值如取沿整个纬度圈的平均值, 则输送量与风应力涡度两者季节变化的相关系数, 仅达 57%。如不包括两侧边界区域, 而取 147.5°E — 142.5°W 区域内的平均值, 则相应的相关系数达到 69%。这点, 可以用 Munk 的上述说明来解释。其次, 本文计算结果表明, 在 147.5°E — 142.5°W 区域内, $\text{curl}_z \tau$ 的值亦以取其中的中心区域为宜, 因为这一中心区域的风应力涡度与输送量的相关关系, 远比起其两侧的为高, 达到 95% 左右。导致这一结果的原因, 需要进一步予以探索。目前只能认为, 距离西部、东部边界区域愈远, $\text{curl}_z \tau$ 的代表性愈好, 它与黑潮输送量季节变化的关系, 也愈显著。

本文所得出的这些关系, 都是以黑潮输送量与风应力涡度的四季资料为基础的。显然, 实例的个数太少, 还不足以作出十分肯定的结论。我们期望, 今后能得到风应力涡度的每两个月的或逐月的平均资料, 以便对黑潮输送量和风应力涡度两者在多年平均状况下的关系, 进一步加以验证。同时, 如能探索黑潮输送量与风应力涡度在准同时状况下的关系, 那将是更有意义的工作。

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] Bye, J. A. T., B. J. Noye, and T. W. Sag, 1975. A monthly analysis of the global wind stress and the ocean transports predicted from a numerical model. *Quart. J. R. Met. Soc.* 101(430): 749—762.
- [3] Evenson, A. J. and G. Veronis, 1975. Continuous representation of wind stress and wind stress curl over the world ocean. *J. Mar. Res. (Supp.)*: 131—144.
- [4] Fofonoff, N. P., 1962. Machine computation of mass transport in the North Pacific Ocean. *J. Fish. Res. Bd. Canada* 19(6): 1121—1141.
- [5] Hantel, M., 1972. Wind stress curl—the forcing function for oceanic motions, in “Studies in Physical Oceanography”. N. Y. Vol. 1, pp. 124—136.
- [6] Hellerman, S., 1967. An updated estimate of the wind stress on the world ocean. *Mon. Wea. Rev.* 95: 607—626.
- [7] Ichiye, T., 1951. On the variation of oceanic circulation. *The Oceanographic Magazine* 3(2): 79—82.
- [8] ———, 1955. On the variation of oceanic circulation in the adjacent seas of Japan. Proc. of the UNESCO Sympos. on Phys. Oceanography, Tokyo.
- [9] Iselin, C. O'D., 1940. Preliminary report on longperiod variations in the transport of the Gulf Stream System. *Papers in Physical Oceanography and Meteorology*, 8(1): 1—40.
- [10] Masuzawa, J., 1954. On the Kuroshio south off Shiono-Misaki of Japan (Current and water masses of the Kuroshio System I). *The Oceanographic Magazine* 6(1): 25—33.
- [11] Munk, W. H., 1950. On the wind-driven ocean circulation. *Journal of Meteorology*, 7(2): 79—93.
- [12] Niiler, P. P., and W. S. Richardson, 1973. Seasonal variability of the Florida Current. *J. Mar. Res.*, 31(3): 144—167.
- [13] Okada, T., 1931. The Climate of Japan. Central Meteorological Observatory, Tokyo pp. 1—328.
- [14] Stommel, H., 1948. The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Tran. Amer. Geophys. Un.* 29: 202—206.
- [15] Stommel, H., 1958. The Gulf Stream: A physical and dynamical description. 1st Edition, Univ. of Calif. Press, Berkeley and Los Angeles, pp. 1—202.
- [16] Suda, K., 1937. On the variations of the oceanographical state of Kuroshio in the original region (Part 1). *Geophysical Magazine* 11(4): 373—410.

- [17] Sverdrup, H. U., 1947. Wind-driven currents in a baroclinic ocean, with application to the equatorial currents of the eastern Pacific. *Proc. of the National Academy of Science* 33: 318—326.
- [18] U. S. Hydrographic Office, 1944. Current Charts North-Western Pacific Ocean. H. O. Misc. No. 10,058A.
- [19] Veronis, G., and G. W. Morgan, 1955. A study of the time-dependent wind-driven ocean circulation in a homogeneous, rectangular, ocean. *Tellus* 7: 232—242.
- [20] White Warren, B. 1975. Secular variability in the largescale baroclinic transport of the North Pacific from 1950—1970. *J. Mar. Res.* 33(1): 141—155.
- [21] Wyrtki, K., and G. Meyers, 1975. The Trade Wind Field over the Pacific Ocean, Part II. Bi-monthly Field of Wind Stress, 1950 to 1972. Hawaii Institute of Geophysics, Univ. of Hawaii.
- [22] Павлова, Ю. В., 1964. Сезонные изменения течения Куросио. *Океанология* IV. (4):625—640.
- [23] Сметанина, Н. С., 1962., Карты завихренности касательного напряжения ветра над Тихим Океаном. Тр. Ин-та. океанол. АН СССР, Т. LVII: 133—155.
- [24] Штокман, В. Б., 1949. Исследование влияния ветра и рельефа дна на результирующую циркуляцию и распределение масс в неоднородном океане или море. Тр. Ин-та. океанол. АН СССР. Т. III.

THE CHARACTERISTICS OF THE VELOCITY STRUCTURE OF THE KUROSHIO AND ITS SEASONAL VARIATION ON THE SECTION SU'AO-YONAGUNIJIMA*

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

This section is situated near the origin of the Kuroshio, and is the entrance for the Kuroshio flowing from the Pacific Ocean into the East China sea. Therefore, it is a key-place for monitoring the variation of the Kuroshio.

In this paper, the monthly averaged hydrographical data published by Suda (1937—1938) are used to study the velocity structure (i.e., the distribution of the velocity and the transport) and the seasonal variations of the Kuroshio. The results show that the seasonal variation of the transport has a semi-annual dominant period, and a sufficiently significant correlative relation ($r = 95\%$) exists between the transport values of the Kuroshio in four seasons and the corresponding values of the wind-stress curl at the same latitude as the section over the middle of the North Pacific, that is, at the neighbourhood of the Hawaiian Islands.

This empirical relation may be useful for the study of the tendency prediction of the Kuroshio.

* Contribution No. 506 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

ANALYSIS OF THE VARIATIONS OF VOLUME TRANSPORTS OF THE KUROSHIO IN THE EAST CHINA SEA*

Guan Bingxian

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

The Kuroshio in the East China Sea, with its fluctuations, not only governs the distribution and variability of the hydrographic conditions of nearly the whole East China Sea and adjacent regions, but also has a significant influence upon the climatic change of the southeastern coastal region of China.

The magnitude of volume transports (for simplicity, abbreviated as VT hereafter) is one of the most important and evident indices characterizing the variation of the Kuroshio. Since the 60's, the variation of VT of the Kuroshio in the East China Sea and its relation to the sea conditions south of Japan (including the variation of VT of the Kuroshio through section E¹⁾ and the large meander phenomenon) have been studied by several authors, such as Kwan (1964), Nitani (1972), Konaga (1978), Konaga et al (1980a, b) and Kawabe (1980) etc.

On the basis of the studies made recently by the author concerning the seasonal variation of VT of the Kuroshio east of Taiwan (Guan, 1981) and the seasonal and year to year variations of the surface velocity at the axis of the Kuroshio in the East China Sea (Guan, 1979), variations of VT (referred to 700 db) through section G—PN²⁾ in the East China Sea in a period of more than twenty years (1955—1978) are analyzed in some detail in this paper. The main aspects under investigation are the general characteristics of the variation of VT, its cause and relation to the occurrence of large meander south of Japan. Data used here were obtained and calculated by the Nagasaki Marine Observatory of JMA (Konaga, 1978; Konaga et al, 1980b). Some important results are obtained as follows.

I. GENERAL CHARACTERISTICS OF THE VARIATION OF VT

Hydrographic sectional observations made on 71 cruises from July, 1955 through Sept., 1978, reveal that the maximum of VT is 35 sv³⁾ (April, 1977), the minimum is 5 sv (Feb.,

*Contribution No. 802 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

This paper was presented at the China-Japan Ocean Study Symposium, Oct. 28—29, 1981, Shimizu, Japan.

1) Line situated southeast of Yakushima Island.

2) Line situated northwest of Ryukyu Islands.

3) 1 sv = 10⁶ m³/s.

1974), the over-all mean is 21.3 sv, $\sigma_n=5.36$ sv. The frequency distribution of occurrence of VT appears nearly to be of a Gaussian type, as shown in Fig. 1. The annual and mean monthly values of VT of the Kuroshio for this period are shown in Fig. 2.

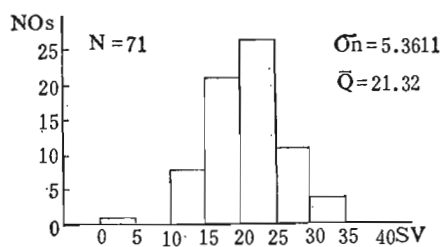


Fig. 1 Frequency distribution of VT of the Kuroshio through section G in the period 1955-1978 ($1 \text{ sv}=10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)

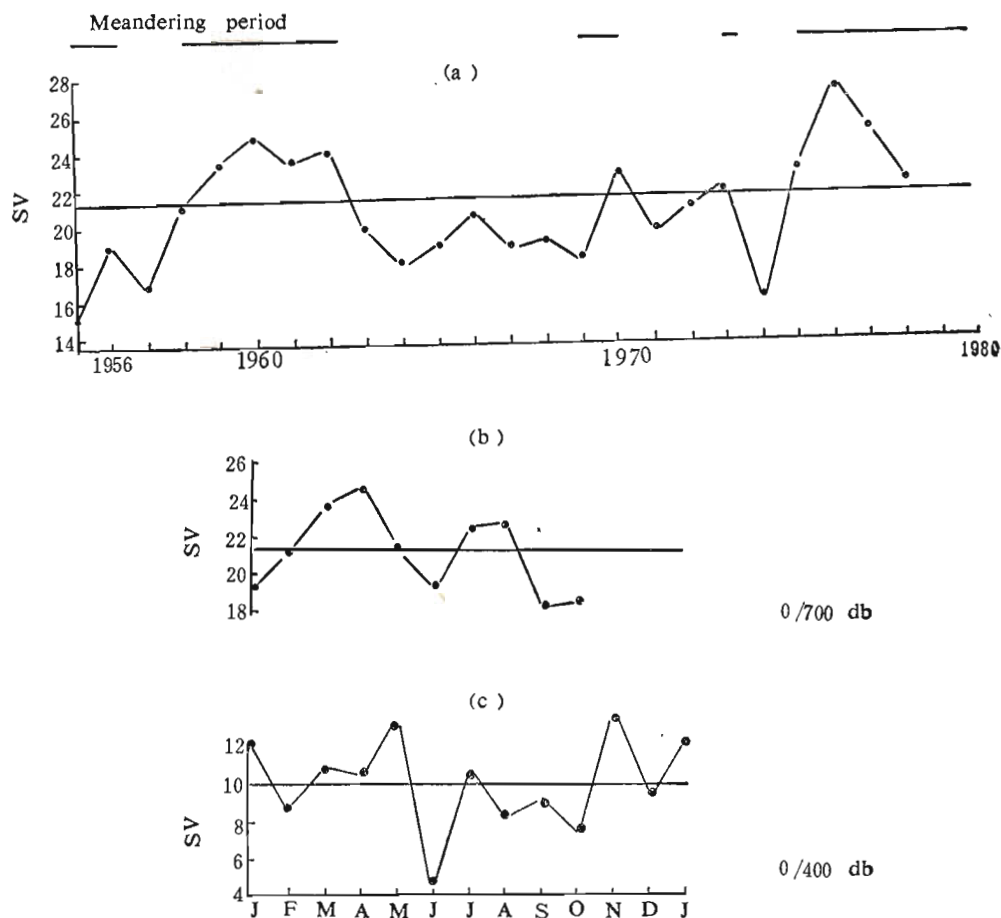


Fig. 2 Time series curves of VT of the Kuroshio
 (a) Annual values for section G, 1955-1978;
 (b) Mean monthly values for section G, 1955-1978;
 (c) Mean monthly values for section Suao-Yonagunijima.

Mean seasonal variations of VT: The VT in spring (March—May) and summer (July—Aug.) are two peaks above the average, with the spring one being a bit greater than the summer one; the VT in winter (Jan.—Feb.), early summer (June) and Fall (Sept.—Oct.) are below the average, with the Fall one being the smallest in a year's period (if the Nov.—Dec. ones are excluded, for which the data are not available, see Fig. 2b). The mean seasonal variations of VT of the Kuroshio through section Suao—Yonagunijima east of Taiwan are shown in Fig. 2c (the temperature and salinity data from which VT are calculated are from K. Suda's paper, 1937—1938). The mean seasonal variations of VT through this section appear to be also of the type of two peaks which appear, however, in spring (May) and Fall (Nov.). The smaller VT appear in winter and summer. With the exception of a great VT in the Fall on the section east of Taiwan, tendencies of the mean seasonal variations of VT on both sections are nearly the same, though the observations were made at a time gap of about forty years or more (Guan, 1981).

Interannual (or year to year) variations of VT: There are four periods in 24 years (i.e., 1958—1962, 1970, 1973 and 1975—1978) in which VT of the Kuroshio are greater than the average, the maximum was observed in 1976 (27.5 sv), the minimum (with the exclusion of 1955, because there was only one observation of 15.0 sv for this year) in 1974 (15.6 sv). On the whole, VT of the Kuroshio in the East China Sea remained in a low value level from 1963 through 1974. The four peak periods of VT of the Kuroshio in the East China Sea just coincided with the periods of the occurrence of large or quasi-large meanders (accompanied with a cold water mass) of the Kuroshio south of Japan (Fig. 2a). The two periods, to be exact, 1958—1962 and 1975—1978, in which the VT of Kuroshio remained greater than the average for several years, coincided respectively with the periods of the occurrence of large meanders of No. 2 and No. 3 after the World War II. A meander of medium degree occurred south of Japan near by 1970 (Nitani, 1977; Matsukawa, 1979). The relationship between the peak period of VT of the Kuroshio in the East China Sea and the occurrence of the large meander south of Japan will be treated in the last paragraph.

II. REGIONAL PHASE DIFFERENCE OF THE VARIATION OF VT

Whether the variations of the velocity and VT of the Kuroshio through different sections are in phase or not is one of the key problems in studying the regularity of the variations of the Kuroshio. Since the 70's, more attention has been drawn to this problem. The fact that the variations of VT of the Kuroshio through sections G and E are nearly out of phase was first pointed out by Nitani (1972). While White et al (1975) considered that the variations of the Subtropical Counter Current, Kuroshio (south of Japan) and Equatorial Current are approximately in phase. In this article, phase relations of the variations among the North Equatorial Current in the mid-Pacific (NEC), Kuroshio east of Taiwan (section Ishigaki—Keelung) and Kuroshio in Tokara Strait (section Naze—Nishinoomoto) are analyzed using the 1974—1975 data of MMSL given respectively by Wyrski (1977), Chu (1976) and Konaga et al (1980a). The time series of the differences of MMSL between the two sides of these three sections are shown respectively in Fig. 3. According to the geostrophic equation, the variations of such differences of MMSL represent those of the surface velocity. But it is known to all that such variations may also characterize in

some degree the variations of VT.

As seen from these examples, variations on different sections of the Subtropical Circulation System are evidently not in phase, i.e., they have phase differences. As regards the sections east of Taiwan and in Tokara Strait, owing to their important locations (key points for the Kuroshio flowing in and out of the East China Sea), relation between the differences of MMSL for these two sections is analyzed by means of correlative method with different time lag τ , as shown in Fig. 4. Evidently, with time lag of nearly 2, 3 or 5 months, a significant linear correlation exists between the variations of the Kuroshio in Tokara Strait and those east of Taiwan. The result also shows that the mean velocity of the Kuroshio on the path between these two sections is ca. 0.3 knot.

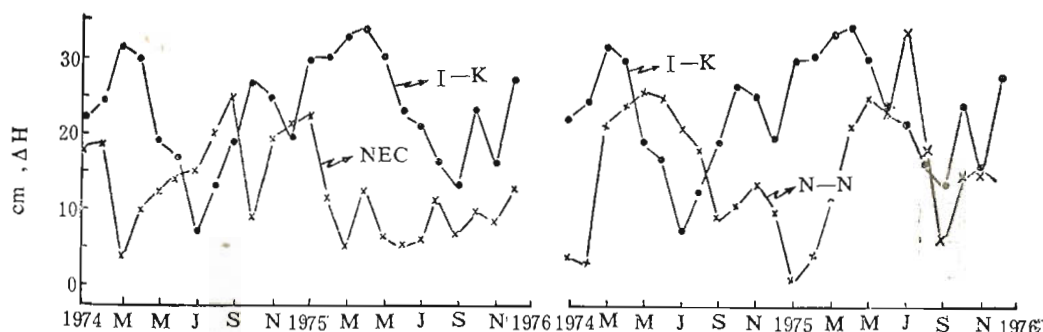


Fig. 3 Comparisons of the differences of the MMSL between the two sides across the North Pacific Equatorial Current (NEC), Kuroshio to the east of Taiwan (I-K) and Kuroshio in the Tokara Strait (N-N), 1974-1975.

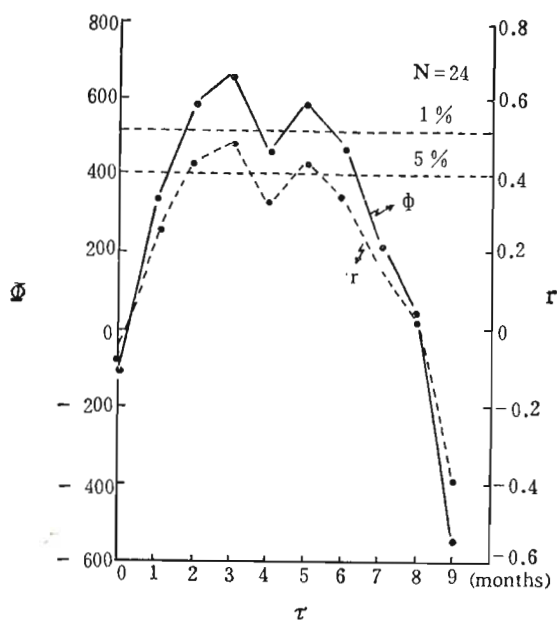


Fig. 4 Correlative functions (Φ) and coefficients (r) between the differences of the MMSL between the two sides of the section to the east of Taiwan and those in the Tokara Strait. (Time lag, in months)

III. ANALYSIS OF THE CAUSE OF THE VARIATION OF VT

Several years ago, in studying the mean seasonal variations of VT of the Kuroshio east of Taiwan, a significant linear correlation between the seasonal values of VT and the corresponding values of the surface wind-stress curl in the adjacent sea region of the Hawaiian Islands was obtained (Fig. 5a, Guan, 1981). Lately, in studying the mean seasonal and year to year variations of surface velocity (measured with GEK) at the axis of the Kuroshio through section G, linear correlations between surface velocities [including (1) the bimonthly average values, and (2) values obtained on individual cruises made in winter or early spring in the period 1957—1973] and the corresponding values of the wind-stress curl in the adjacent region of the Hawaiian Islands were also obtained. Meanwhile, the current velocity variations responded to the wind action with a time lag of ca. two

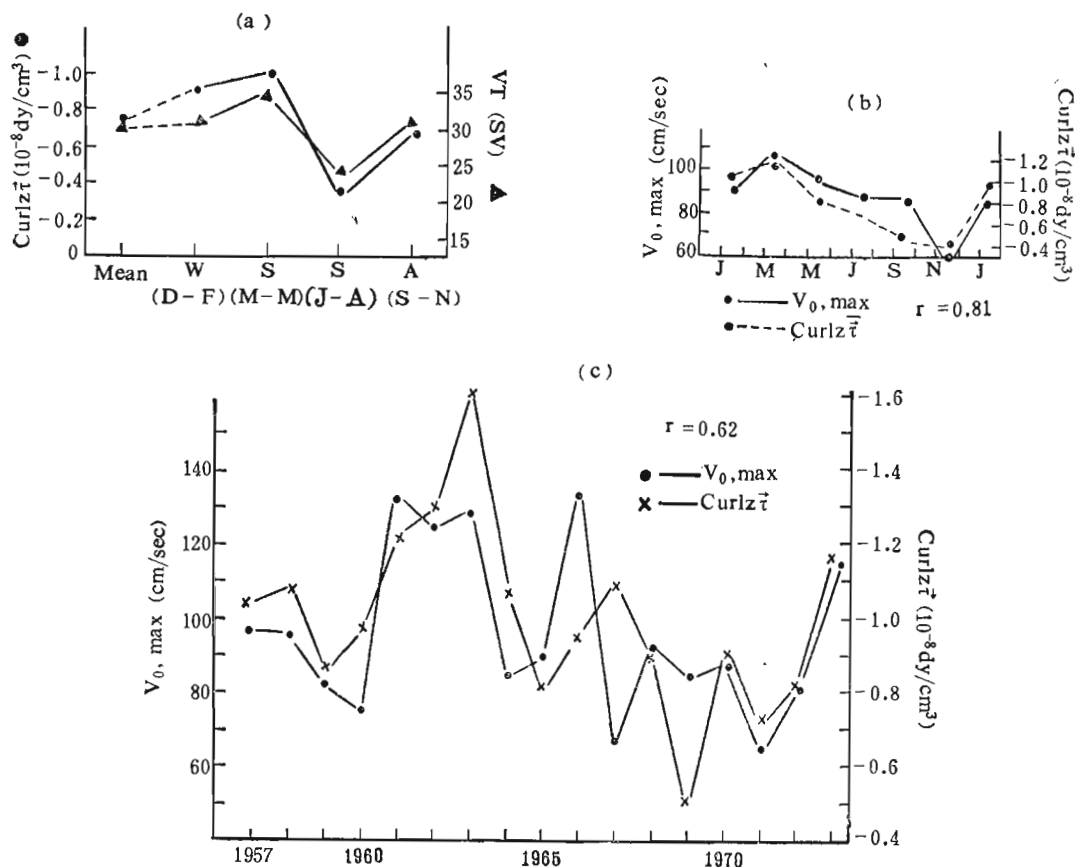


Fig. 5 Comparisons of the VT and the surface velocity at the axis of Kuroshio with the surface wind-stress curl in the adjacent region of the Hawaiian Islands

- VT (sum in 3 months) to the east of Taiwan with the mean seasonal average wind-stress curl (Guan, in press);
- Mean bimonthly velocity ($V_{0, \max}$) on section G with mean bimonthly wind-stress curl observed two months earlier (Guan, 1979);
- Maximum surface velocity ($V_{0, \max}$) on Section G observed in Jan.—Feb., or Mar.—April with the average wind-stress curl observed two months earlier (Guan, 1979).

months (Fig. 5b, c, Guan, 1979). But the relations between the variations of the velocity (and VT) of the Kuroshio and the corresponding ones of the wind-stress curl averaged over the whole latitude circle in the Subtropical region of the North Pacific are, on the contrary, rather poor or even of nonexistence.

To find the cause of the variation of VT of the Kuroshio in the East China Sea, the time series of annual VT through section G and the corresponding time series of annual wind-stress curl in the adjacent region of the Hawaiian Islands in the period from 1955 through 1972 were analyzed with the correlative method. The wind-stress curls were calculated from the wind-stress data published by Wyrski & Meyers (1975). The results show that, with a lag of one year, a linear correlative relation of significance level over 1% exists between the above two time series of annual values ($n=17$, $r=69.8\%$, see Fig. 6, 7). The

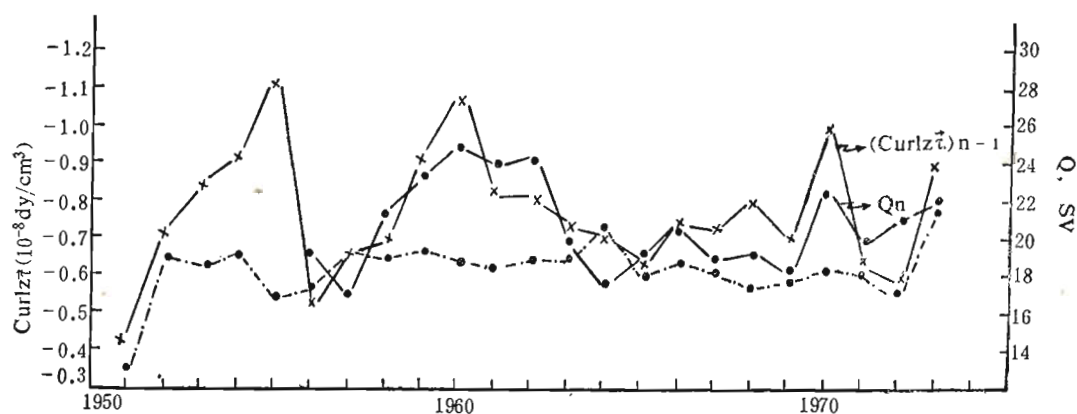


Fig. 6 Relation between the annual Kuroshio VT through Section G (Q_n) and the annual wind-stress curls one year earlier in the adjacent region of the Hawaiian Islands ($\text{Curl}_z \tau_{n-1}$). (— Annual $\text{curl}_z \tau$ averaged along the whole latitude band $21-29^\circ\text{N}$ of North Pacific Ocean one year earlier)

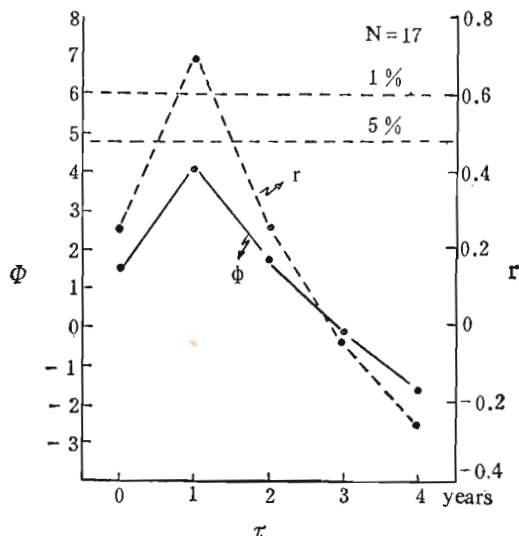


Fig. 7 Correlative functions (Φ) and coefficients (r) between the annual Kuroshio VT through Section G and the annual wind-stress curls in the adjacent region of the Hawaiian Islands, 1955–1973. (Time lag, in years, for the variations of the Kuroshio VT)

two curves appear to have a similar tendency, especially some peak pairs (such as $\text{curl}_z \vec{\tau}$ of 1959, VT of 1960; $\text{curl}_z \vec{\tau}$ of 1969, VT of 1970, etc.) approach to coincide. But, such result can't be obtained from the data of annual wind-stress curls averaged over the whole latitude circle in the Subtropical region (21° — 29°N) of the North Pacific. Therefore, it seems that the correlative relation between the wind-stress curl and VT of the Kuroshio has the character of locality, and the wind-stress curl averaged over whole latitude circle as generally adopted is probably lack of significance in statistical analysis. Further analysis shows that, in a year's period, only the bimonthly mean wind-stress curls of Nov.—Dec. have a significant correlation ($n=18$, $r=57.8\%$) with the VT of Kuroshio next year (see Fig. 8). This is a period in which the wind-stress curl increases abruptly after a long time decay of about 8 months (Fig. 9b). The wind-stress curl field in this period is of special significance for the study of the variation of Kuroshio. Owing to the inertial effect of the ocean, the wind fields of a few months earlier also have effects upon the current fields of the following months (Fofonoff, 1962). The effect of the wind-stress curl in Nov.—Dec. upon the variation of VT of Kuroshio may remain a year or so.

Through the above analysis, a significant linear correlation and a definite time lag between the variations of annual VT of the Kuroshio on section G and those of the annual wind-stress curl in the adjacent region of the Hawaiian Islands (i.e., teleconnections) have been obtained from the observations of comparatively long time series. Meanwhile, the existence of regional phase difference in the variation of Kuroshio has been suggested and discussed on account of the data of the differences of MMSL between two sides of the sections where the Kuroshio flows in and out of the East China Sea. Thus, a clue for the tendency prediction of the variation of the Kuroshio in this region has been provided.

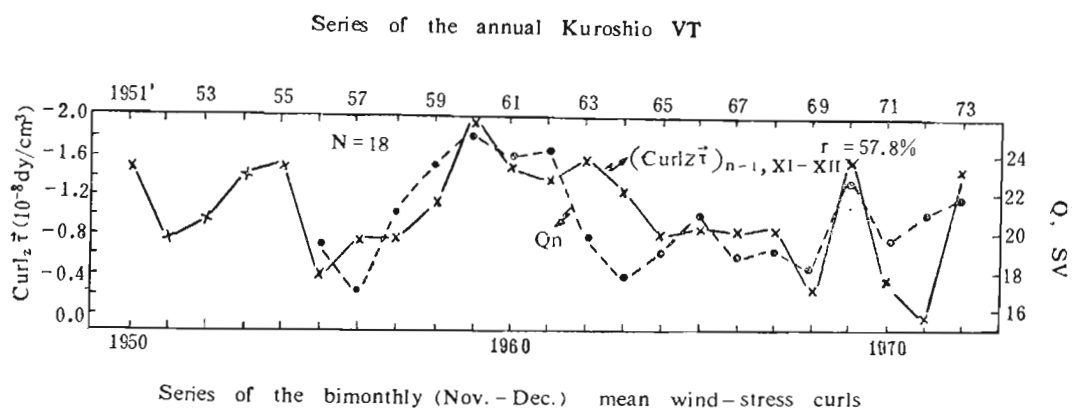


Fig. 8 Relation between the annual Kuroshio VT through Section G (Q_n) and the bimonthly (Nov.—Dec.) mean wind-stress curls one year earlier ($\text{Curl}_z \vec{\tau}_{n-1, \text{XI-XII}}$) in the adjacent region of the Hawaiian Islands.

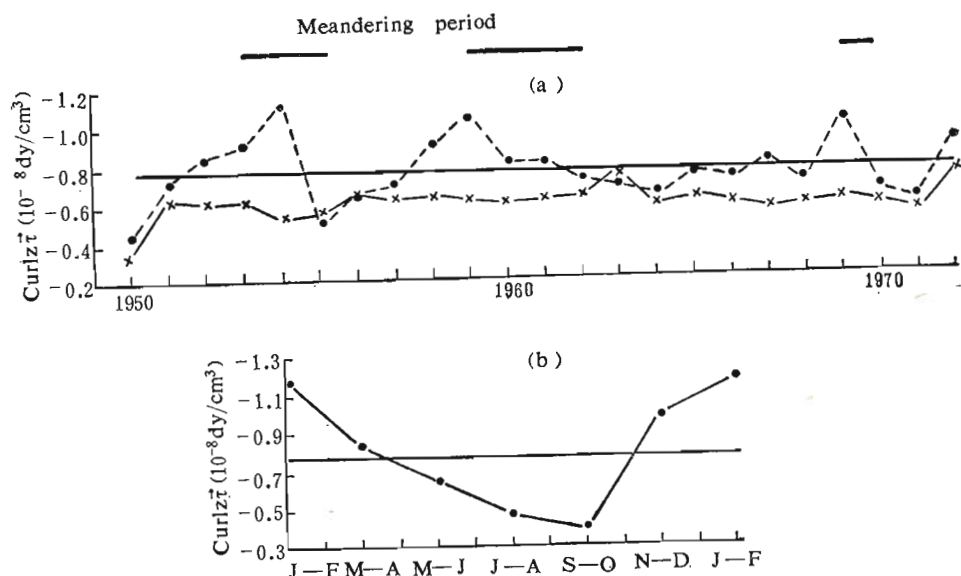


Fig. 9 Time series curves of the annual wind-stress curls (a) and those of the mean bimonthly ones (b).
 —•— average values in the adjacent region of the Hawaiian Islands.
 —x— average values along the whole latitude band 21°–29°N of the North Pacific Ocean.

IV. STATISTICAL RELATION AMONG THE SURFACE WIND-STRESS CURL IN THE ADJACENT REGION OF THE HAWAIIAN ISLANDS, VT OF THE KUROSHIO IN THE EAST CHINA SEA AND THE LARGE MEANDER OF THE KUROSHIO SOUTH OF JAPAN

It is evident from Fig. 9a that in a period of 23 years (from 1950 through 1972), three significant peaks appeared in the time series of the annual surface wind-stress curl in the adjacent region of the Hawaiian Islands, i.e., the first (-1.13×10^{-8} dy/cm²) occurred in 1954, the second (-1.09×10^{-8} dy/cm²) in 1959, and the third (-1.01×10^{-8} dy/cm²) in 1969. In addition to these three peak values, the curl increased from 1971 to 1972 too, but the corresponding wind-stress curl data after 1972 are not available yet. The over-all mean values of the wind-stress curl is -0.77×10^{-8} dy/cm². Of these three peaks, the former two are quite different from the latter one. The former two peaks appeared after continuous increasing for 5 years, but the latter one was formed owing to the abrupt increasing and decreasing. It is worth noting that, these three peak periods nearly coincided with the periods of the occurrence of three large meanders of the Kuroshio south of Japan since the fifties, i.e., 1953–1955, 1959–1963, 1969. The former two lasted for a few years, but the latter, as a quasi-large meander (Nitani, 1977), lasted for only a short time.

As mentioned above, these three peak periods of the annual wind-stress curl were just the periods that the peaks of annual VT of the Kuroshio in the East China Sea appeared in the same year or one year later.¹⁾ Taking these three events into consideration, the

1) According to the calculation of the Nagasaki Marine Observatory (1955), VT of the Kuroshio on section to the NW of Naha in the summer of 1954 reached a peak value too.

following relation may be obtained: As the annual surface wind-stress curl in the adjacent region of the Hawaiian Islands has continuously increased for several years (or did abruptly) and reached a peak value, the annual VT of the Kuroshio in the East China Sea will then increase with it and reach a peak value soon afterwards, and at these very periods of the occurrences of peak values, large or quasi-large meander (accompanied with a large cold water mass) of the Kuroshio south of Japan will appear.

As regards the relation between the increase of VT of the Kuroshio in the East China Sea and the occurrence of the large meander south of Japan, it was indicated by the author in the early 60's that the SE deviation of the location of axis of the Kuroshio on section G (in the meanwhile, VT increased significantly) may be a precursor of the appearance soon afterwards of significant meander and cold water mass south of Shikoku and Honshū, Japan (Kwan, 1964). My view at that time was in agreement roughly with that suggested recently by Japanese authors, such as Konaga et al (1980a).

From the consistent results obtained for several times, it may be considered that surface wind-stress curl field in the adjacent region of the Hawaiian Islands is a "key" for studying the cause of the variation of the Kuroshio. At the same time, the coincident relation between the occurrence of large meander south of Japan and that of the peak period of wind-stress curl in the key region may be a significant clue for studying the mechanism of the large meander, should this result be further confirmed by wind-stress curl data of other periods of the occurrence of large meander (such as the large meanders beginning from 1934 and 1975). These preliminary results are being expected to be further verified and improved with the data of still longer time series.

References

- [1] Chu Tsu-You, 1976. Study of the Kuroshio Current between Taiwan and Ishigakijima. *Acta Oceanographica Taiwanica* 6: 1—24.
- [2] Fofonoff, N. P., 1962. Machine computations of mass transport in the North Pacific Ocean. *J. Fish. Res. Bd. Canada* 19 (6): 1121—1141.
- [3] Guan Bingxian, 1979. Some results from the study of the variation of the Kuroshio in the East China Sea. *Oceanologia et Limnologia Sinica* 10 (4): 297—306. (in Chinese) Also: The Kuroshio IV—Proceedings of the Fourth Symposium for CSK, 1980. Saikon Publishing Company, Ltd., Tokyo, pp. 897—911.
- [4] Guan Bingxian, 1981. The characteristics of the velocity structure of the Kuroshio and its seasonal variation on the section Suao-Yona-kunijima. *Studia Marina Sinica* 18: 1—18. (in Chinese)
- [5] Kawabe, M., 1980. Sea level variations around the Nansei Islands and the large meander in the Kuroshio south of central Japan. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan* 36 (4): 227—235.
- [6] Konaga, S., 1978. On the other phenomena occurring during the appearance of the cold water mass in the past. In "The Kuroshio meander and cold water mass—A study concerning its generation, disappearance and prediction" edited by T. Teramoto, pp. 106—111. (in Japanese)
- [7] Konaga S., K. Nishiyama, H. Ishizaki and Y. Hanzawa, 1980a, Geostrophic current southeast of Yakushima Island. *La mer* 18 (1): 1—16.
- [8] Konaga S., K. Nishiyama, and H. Ishizaki, 1980b. Geostrophic transport in the East China Sea and south-east of Yakushima Island—A case study. *The Oceanographic Magazine* 31 (1—2): 33—40.
- [9] Kwan Ping-hsien (Guan Bingxian), 1964. A preliminary study of the distribution and variation of the velocity and volume transport of the Kuroshio and their relation to the topography. *Oceanologia et Limnologia Sinica* 6 (3): 229—251. (in Chinese)
- [10] Matsukawa, Y., 1979. A consideration on the mechanism of generation, stagnation and disappearance of the Kuroshio meander. *Jour. Oceanogr. Soc. Japan* 35 (2): 118—125. (in Japanese)
- [11] Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio, in "Kuroshio—Its physical aspects", edited by H. Stommel and K. Yoshida. Univ. Tokyo Press, pp. 129—163.

- [12] Nitani, H., 1977. Process of the occurrence, continuation and disappearance of the large meander of the Kuroshio off Enshu-Nada. *Kaiyo Kagaku* 9: 29—36. (in Japanese)
- [13] White W. B., K. Hasunuma and H. Solomon, 1978. Large-scale seasonal and secular variability of the Subtropical front in the western North Pacific from 1954 to 1974. *Jour. Geophys. Res.* 83 (c9): 4531—4544.
- [14] Wyrтки, K., 1977. Sea level during the 1972 El Niño. *Jour. Physical Oceanogr.* 7 (6): 779—789.
- [15] Wyrтки, K., and G. Meyers, 1975. The trade wind field over the Pacific Ocean, Part II. Bimonthly fields of wind stress: 1950 to 1972. Rep. HIG-75-2, Hawaii Inst. Geophys. University of Hawaii, 16pp.

MAJOR FEATURES OF WARM AND COLD EDDIES SOUTH OF THE NANSEI ISLANDS*

Guan Bingxian

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

As regards the eddies occurring in the origination region of the Kuroshio (west of 130° E), the earliest informations were reported by R. Shigematsu (1932) and K. Koenuma (1936) respectively. From the data observed in the twenties, they pointed out that there was a warm eddy located to the right side of the Kuroshio in the Luzon Strait^[1]. Using the data obtained from the forties through the sixties, Nitani further convinced the existence of the warm eddy^[2]. During the latest two decades, observations of the area south of the Nansei Islands on board of R/V Chofu Maru (1965, '66, '67) and Hakuho Maru (1974, '75) also revealed the existence of warm and cold eddies, but few works on "eddies" are reported, so far as we know.

Recently, cyclonic revolutions continuous for approximately 200 days from early May to middle November in 1980 in the area east of Okinawa Island were observed by using the satellite-tracked drifting buoys. The existence of the cold eddy as revealed by the buoy's cyclonic movement was confirmed by subsequent hydrographic observations^[3].

In this article, from the results of hydrographic and current observations made during the CSK period (1965—1977), the existences of warm and cold eddies on the right side of the Kuroshio in the area south of the Nansei Islands are affirmed and their major features are depicted, and some related problems are discussed.

I. WARM EDDY SOUTH OF THE RYUKYU ISLANDS

The four longitudinal sections covered by R/V Chofu Maru of Nagasaki Marine Observatory, JMA, from April 29 to May 10, 1975 are in the area south of the Ryukyu Islands between 125° to $129^{\circ}30'E$ ^[3]. The temperature and salinity distributions at 300 and 600 m depths, and the temperature section along $126^{\circ}30'E$ are shown respectively in Figs. 1, 2.

It is evident from the figures that there exists a huge warm water mass between ca. 150—600 m depths south of the Ryukyu Islands, with its center in the grid of 22° — $24^{\circ}N$ and 126° — $128^{\circ}E$. The horizontal temperature gradient reaches the maximum at the 500—600 m depths, the temperature difference between the center and boundary of the warm eddy is ca. 3° — $4^{\circ}C$. As regards the salinity distribution, warm center corresponds to high saline water, the isolines of temperature and those of the salinity approach to coincide with each other. But the salinity gradient is very small, only 0.15‰ between the center and boundary at the 600 m depth.

* Contribution No. 935 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

According to the mass distribution, there is an anticyclonic eddy around the water characterized by high temperature (low density). The comparison between the observed surface current velocity (with GEK) and the dynamic height topography (0/1000 db) reveals that the two approach to coincide: observed current path composed of more than 30 vectors described 3 cycles approximately along the contour lines of dynamic height, indicating that the current flows anticyclonically. In addition, the mean surface geostrophic current velocity is ca. 30 cm/s (~ 0.6 kt), while the mean velocity measured with GEK is about 0.8 kt (see Fig. 3). It may be considered that the calculated and observed velocities are comparatively close too. Additional data observed in this area has also been analyzed by the author, yet it was the result observed in 1975 that revealed a typical evidence of the existence of a warm eddy with evidently enclosed characteristic south of the Ryukyu Islands. It is of more interest to point out, the approximate coincidence of the flow patterns deduced from the mass field with those observed on the surface level reveals that the eddy movement was mainly of geostrophic or

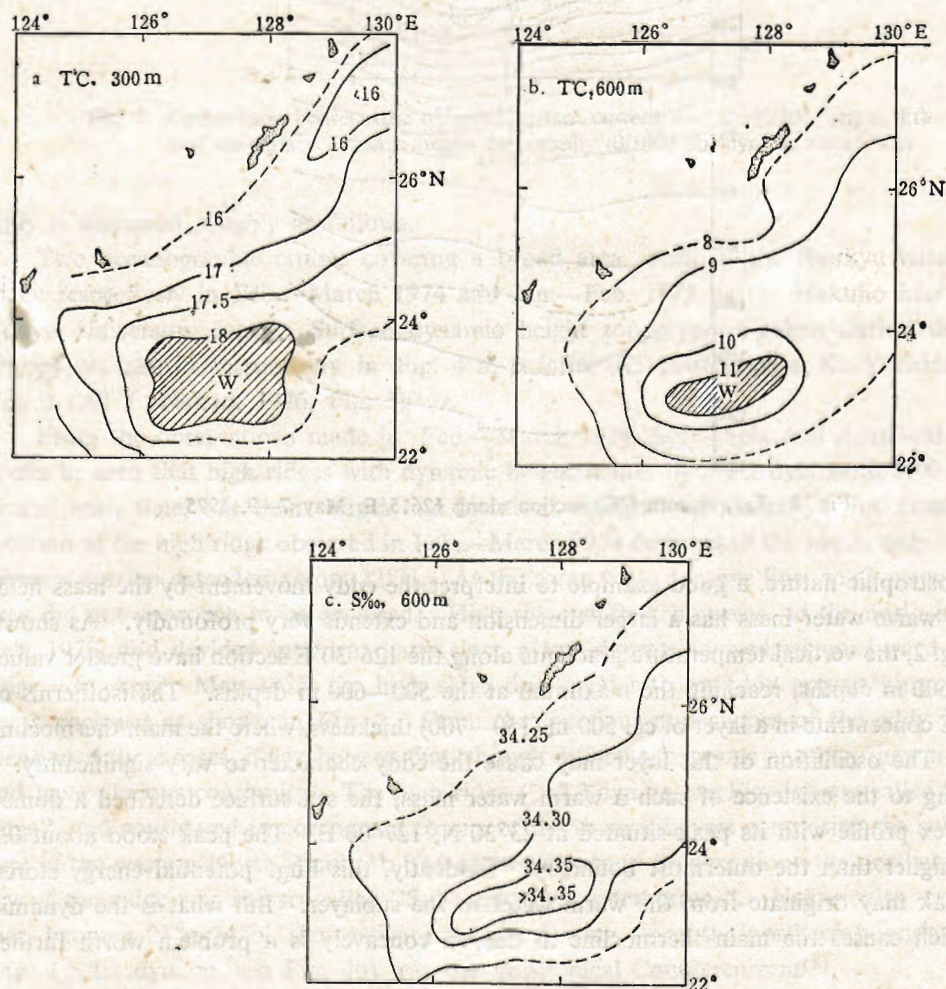


Fig. 1 Distributions of temperature and salinity of the warm eddy (a—c)

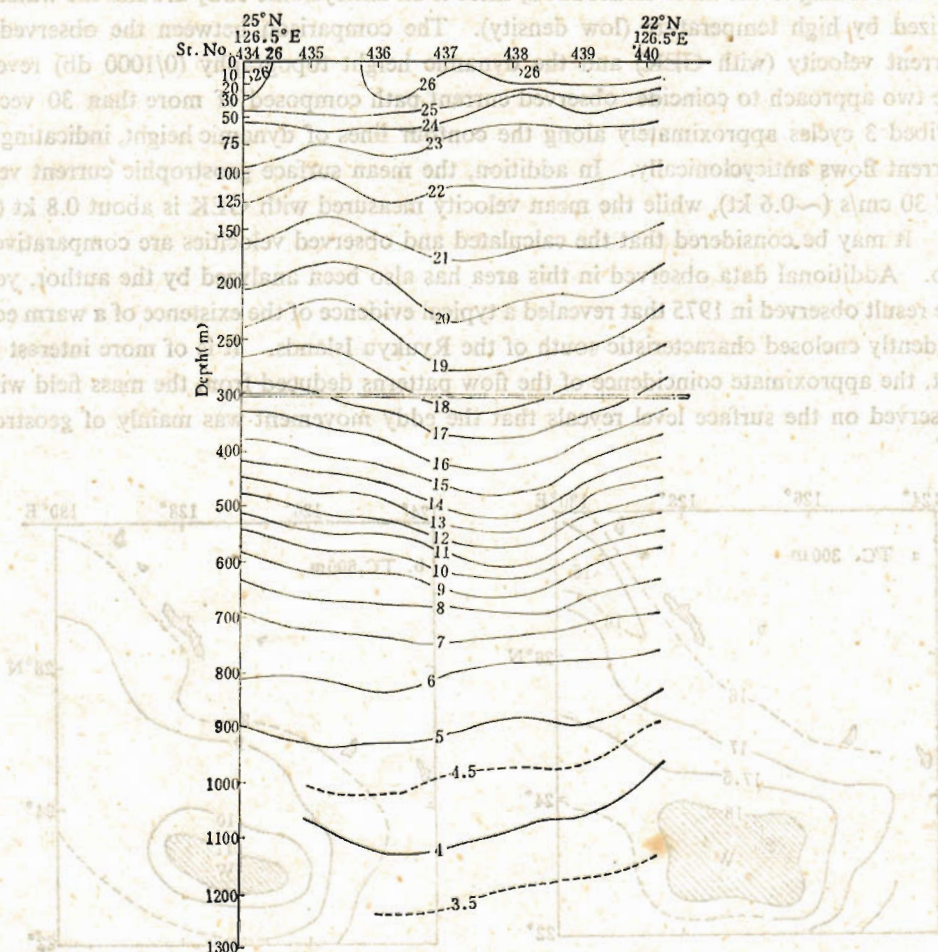


Fig. 2 Temperature ($^{\circ}\text{C}$) section along 126.5°E , May 7–9, 1975

quasi-geostrophic nature, a good example to interpret the eddy movement by the mass field.

This warm water mass has a larger dimension and extends very profoundly. As shown in the Fig. 2, the vertical temperature gradients along the $126^{\circ}30'\text{E}$ section have greater values at 300–600 m depths, reaching the maximum at the 500–600 m depths. The isotherms of 8° – 21°C concentrate in a layer of ca. 500 m (150–700) thickness, where the main thermocline located. The oscillation of this layer may cause the eddy character to vary significantly.

Owing to the existence of such a warm water mass, the sea surface described a dome-like convex profile with its peak situated at $23^{\circ}30'\text{N}$, $127^{\circ}00'\text{E}$. The peak stood about 0.2 dyn. m higher than the outermost boundary. Evidently, this huge potential energy stored in the peak may originate from the warm water in the sublayer. But what is the dynamic force which causes the main thermocline to deepen concavely is a problem worth further studying.

Basing on the observed data obtained in this area recently, the evolution of this warm

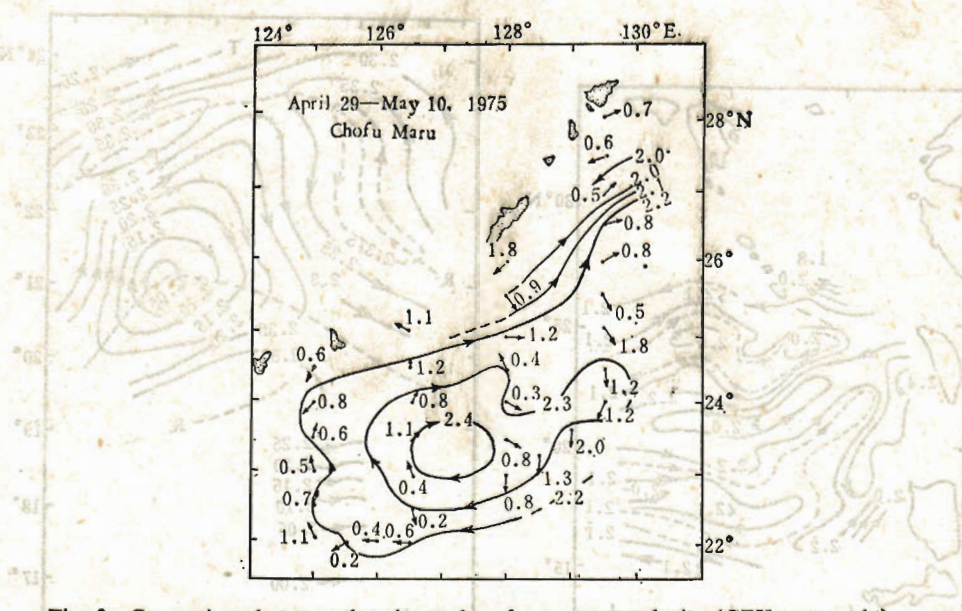


Fig. 3 Comparison between the observed surface current velocity (GEK, arrow, kt) and sea-surface dynamic height topography (0/1000 db, dyn. m, streamline)

eddy is discussed roughly as follows.

Two oceanographic cruises covering a broad area south of the Ryukyu Islands were made respectively in Feb.—March 1974 and Jan.—Feb. 1975 by the Hakuho Maru of the Tokyo University, Japan. Surface dynamic height topographies taken during these two cruises are shown respectively in Fig. 4 a, b (after K. Hasunuma & K. Yoshida, 1978, Fig. 2 and T. Nakao, 1976, Fig. 3)^[1,6].

From the observations made in Feb.—March 1974, Jan.—Feb. and April—May 1975, it can be seen that high ridges with dynamic height higher than 2.3 dyn. m (0/1000 db) appeared each time, but their shapes and locations changed significantly. For example, the location of the high ridge observed in Feb.—March 1974 deviated to the south, only its north-western portion extended across 22°N. At the same time, contour lines in above mentioned area did not approach to be enclosed. High ridge shifted, however, to the north in Jan.—Feb. 1975, and divided into two parts since a low-depression wedged northward into the ridge. In April—May 1975, the high ridge developed into an eddy approaching evidently being enclosed as shown in Fig. 3. From the locations and shapes of the eddy in above mentioned three cases, it can be seen that, though different from one another, they are related and have obvious continuity. The high ridge (>2.3 dyn. m, see Fig. 4a) was called “tropical ridge”, and considered to correspond to one of the three subgyres composing the subtropical gyre of the western North Pacific^[1]. The eastward current flowing along the northern boundary of the ridge was the so called “Subtropical Countercurrent”. Nakao also considered that, between 21°–24°N, the eastward current flowing along the northern boundary of the ridge (>2.3 dyn. m, see Fig. 4b) was the Subtropical Countercurrent^[5].

According to above statements, it may be considered that the high ridge with the peak

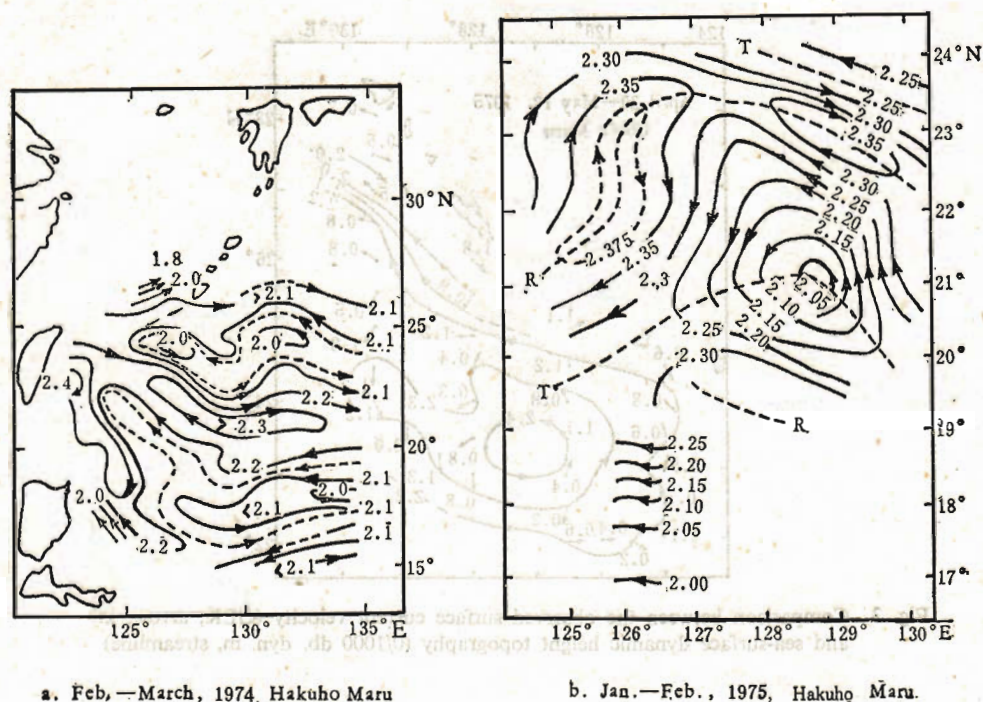


Fig. 4 Sea-surface dynamic height topographies (0/1000 db, dyn. m)
[after (a) Hasunuma & Yoshida, 1978; (b) Nakao, 1976]

of dome at $23^{\circ}30'N$, $127^{\circ}00'E$ was a part of the tropical ridge suggested by Hasunuma & Yoshida^[1], and in addition, owing to its obviously enclosed character, it was probably the peak of the ridge. Thus, the northern boundary of the ridge shown in Fig. 3 should be a part of the Subtropical Countercurrent.

Taking the results of the three cruises into account, it was evident that the location of the Subtropical Countercurrent moved to the north with the northward displacement of the tropical ridge, and in the spring of 1975, it had moved close to the area south of Ryukyu Islands. This fact is consistent with the conclusion suggested by White, Hasunuma & Solomon that the subtropical front has a remarkable variability, i.e., large seasonal and yearly variations of the location and intensity of the Subtropical Countercurrent exist^[7]. Hasunuma & Yoshida also showed that the Kuroshio Ridge, which should be the most pronounced ridge around the Ryukyu Islands and south of Japan, was not clear at all in the area surveyed during the spring of 1974^[1]. The sea condition remained much the same in the following cruises.

But it is worth indicating that the warm eddy revealed in this article extended very profoundly, while Hasunuma & Yoshida considered that the currents associated with Tropical and North-Equatorial subgyres were relatively shallow phenomena, because the major features of the dynamic topography in the tropical area were almost determined by the amount of low density water confined in surface layer shallower than 200 m^[1].

Going further back to the early stage of CSK, similar warm water region was found to have appeared each time (Fig. 5, from Data Report of CSK, Nos. 31, 54, 85, 102) during the

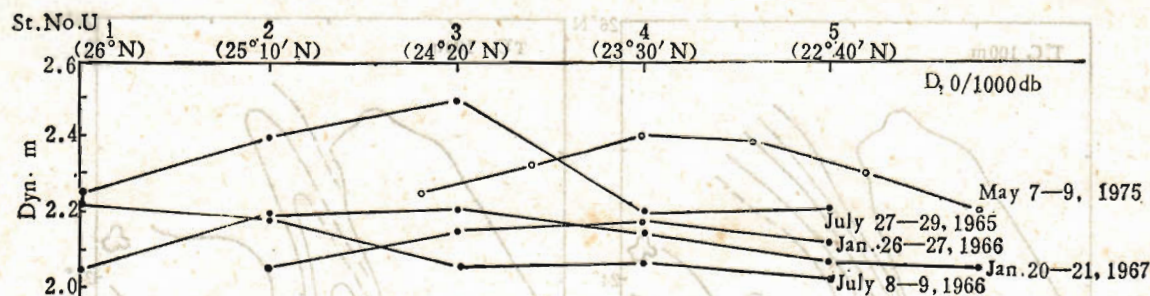


Fig. 5 Sea-surface dynamic height topographies (0/1000 db, dyn. m) along 127°E

four cruises along 127°E Section made by Chofu Maru during 1965—1967^[4]. Basing on the analytical results of the data obtained in April—May 1975, it is reasonable to say that similar eddies might have occurred during that period, with only variable locations and intensities.

Thus, as far as our information goes, the occurrence of the eddy, especially the warm eddy south of Ryukyu Islands is very frequent.

But, the situation is different from that observed in 1980 in the area east of Okinawa Island. The center of the above-mentioned cold eddy is located mainly at two distinctive positions, one is near 25°20'N, 128°40'E, and the other is near 27°N, 130°E^[3]. Therefore, the cold eddy observed in 1980 is located to the northeast of the warm eddy observed in 1975. The western portion of the former and the eastern portion of the latter may be partly overlapped. It suggests that the eddy regime in this area is rather complicated.

II. COLD EDDY EAST OF TAIWAN

During the springs and autumns of the CSK period (1965—1969), 8 cruises to the area adjacent to Taiwan Province had been made by R/V Yang Ming of Taiwan Univ. From the results obtained there revealed that at the right side of the Kuroshio, besides the counter-current flowing southward, a cold water region appeared evidently several times in the area south of Iriomotejima and Ishigakijima, the temperature distributions at 100 m depth in the spring and autumn of 1966 were shown respectively in Figs. 6, 7. The cyclonic eddies were described on the dynamic height (0/800 db) chart (Data Report of CSK, Nos. 39, 67)^[4].

In general, the center of this cold water mass was located at the layers between 100—300 m, the temperature difference between the center and the outer rim at 100 m depth might reach 2—3°C or more. It seemed that the location of the eddy was generally fixed in spite of its variable intensity. It is considered that the occurrence of the cold eddy may be related to the existences of Iriomotejima and Ishigakijima.

Through the comparison of the observational results obtained in spring and fall of 1966 (see Figs. 6, 7), an evident difference may be seen, i.e., the cold eddy and warm core to the right side of the Kuroshio appearing in the spring moved westward in the fall, and the warm core almost approached the shore of Taiwan. The situation remained the same at 200 m

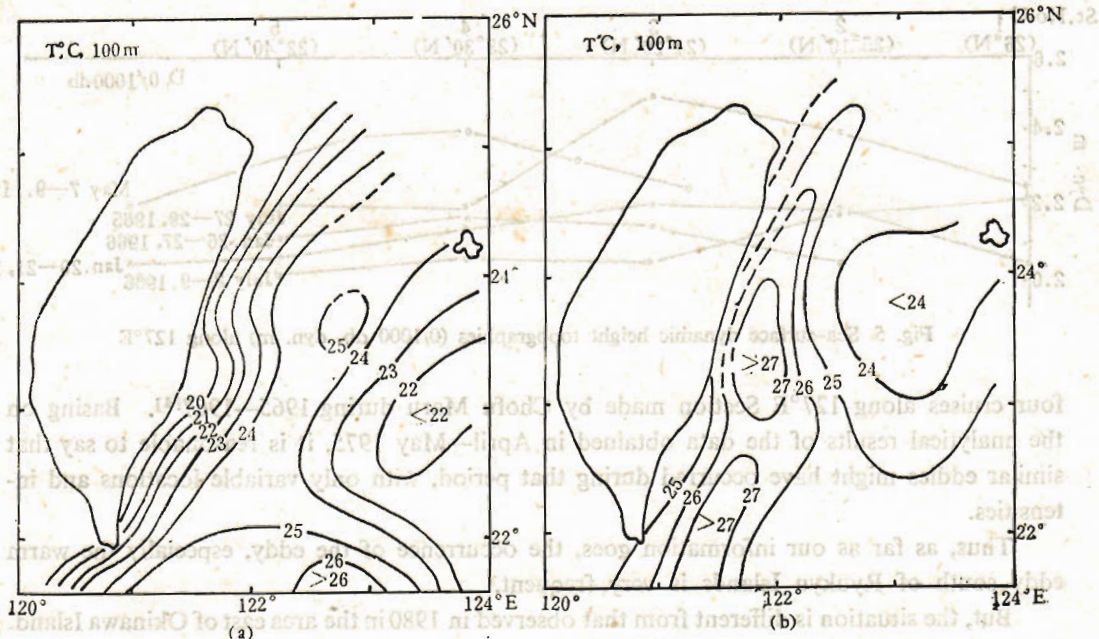


Fig. 6 Distributions of temperature ($^{\circ}\text{C}$, 100 m) east of Taiwan
(a) March–April, 1966; (b) Sept.–Oct., 1966.

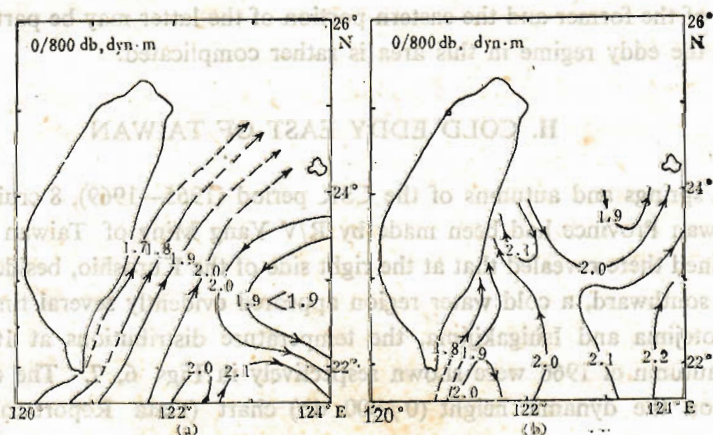


Fig. 7 Sea-surface dynamic height topographies (0/800 db, dyn. m) east of Taiwan
(a) March–April, 1966; (b) Sept.–Oct., 1966.

depth. In the mean while, the cold water mass extended vertically to 50–500 m depth. The dynamic height topography (Fig. 7) also showed that, owing to the westward displacement of the eddy, the warm core was pushed near to the shore, with the result that the velocity of the upper layer of the Kuroshio south-east of Hua Lian (left end of the section along $23^{\circ}45' \text{N}$) became negative (i.e., flowing southward). The southward flow on the geostrophic field might extend to 200 m level (200 / 800 db). From 250 m downward, the direction of current restored northerly. Considering the agreement of the velocities calculated by dynamic

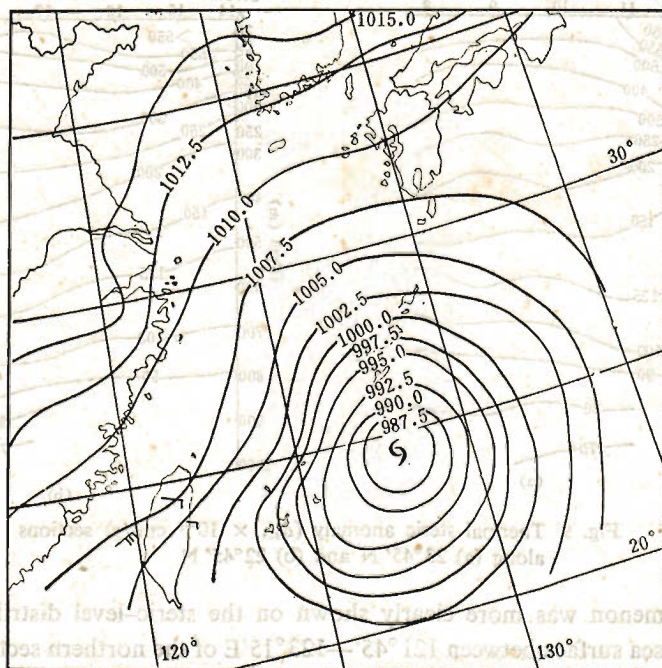


Fig. 8 Chart of sealevel pressure, Sept. 23, 0200, 1966
(after Qingdao Meteorological Observatory)

method with the observed ones in the other Kuroshio regions, the south flowing phenomenon of the Kuroshio in the near surface layer (0—200 m) on the geostrophic field may be regarded as a reality.

From the analysis of the synoptic situation, it is evident that the south flowing phenomenon in the near surface layer of the Kuroshio was closely related with the occurrence and path of the typhoon, so it was only a local and temporary phenomenon. A zonal section along $23^{\circ}45'N$ was covered on Sept. 27—28, 1966. Late in September, a strong typhoon with central low pressure 982.5—990 mb appeared over the sea east of Taiwan (Fig. 8). It moved northward across the Ryukyu Islands. On Sept. 23, when the typhoon approached nearest to the east shore of Taiwan, the low pressure center was located at ca. $24.5^{\circ}N$, $128^{\circ}E$, i.e., at a distance of about 5° — 6° longitudes from the shore. In the mean while, the strong northeastern wind from the upper left part of typhoon drove the near surface water to move shoreward, as a result, the near surface axis of the Kuroshio shifted to the west, and the warm core and cold eddy are displaced with it shoreward too. Thermal steric anomaly ($\Delta_{st} \times 10^{-5} \text{ cm}^3/\text{g}$) sections along $23^{\circ}45'N$ (observed on Sept. 27—28) and $22^{\circ}45'N$ (observed on Sept. 30—Oct. 1) are shown respectively in Fig. 9. It can be seen that, owing to the set-up of light water ($\Delta_{st} \geq 300 \times 10^{-5} \text{ cm}^3/\text{g}$) along the coast in the northern section, the isosteres (or isothermal lines) slope downward from E to W in the neighbourhood of the coast. On the southern section which was covered little later, similar tendency might be seen at 0—75 m depth, yet the influence was much lighter.

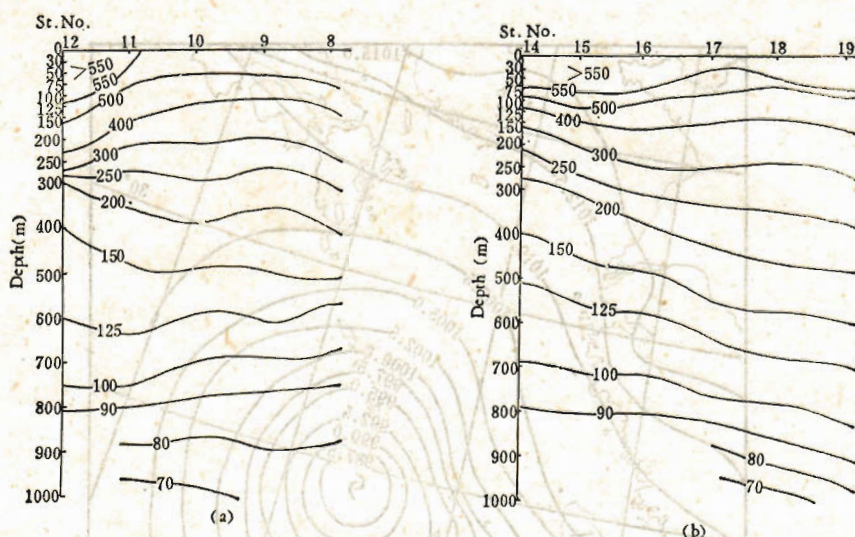


Fig. 9 Thermal steric anomaly (d_{st} , $\times 10^{-5}$ cm³/g) sections along (a) 23°45' N and (b) 22°45' N

Such phenomenon was more clearly shown on the steric-level distribution as depicted in Fig. 10. The sea surface between 121°45'—123°15' E of the northern section sloped upward from E to W at ca. 0.3 dyn. m (~ 30 cm) while that of the southern section remained to slope downward from E to W at ca. 0.16 dyn. m (~ 16 cm). The set-up phenomenon of the lighter water along the coast on the northern section was so strong that it caused the upper layer water of the Kuroshio to flow southward. And on the contrary, the steric-levels (250/800 db) at 250 m depth in the neighbourhood of the coast on both sections sloped downward from E to W, indicating that the Kuroshio at this level still flowed northward. This is an evidence that the transport of Ekman-drift is only limited to a shallower layer.

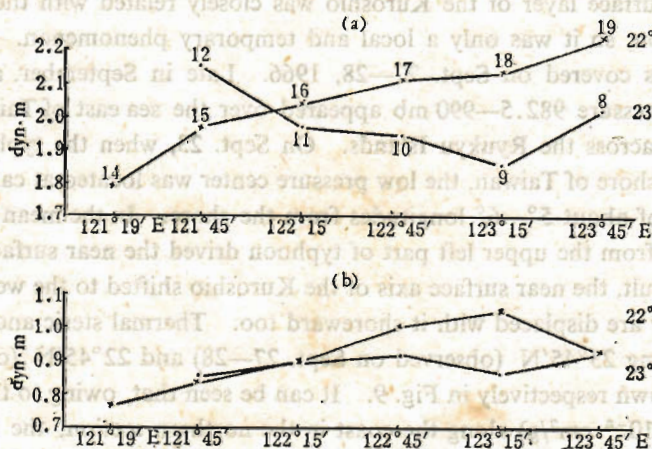


Fig. 10 Distributions of steric-level along 23°45' N and 22°45' N

(a) sea-surface (0/800 db, dyn. m);

(b) at 250 m depth (250/800 db, dyn. m).

The northern section was covered (on Sept. 27—28) at about 4—5 days after the nearest approach of the typhoon center to the coast of Taiwan (on Sept. 23). At that time, the wind force had much decreased, the observed maximum velocity was only 17—18 kt. But the shoreward set-up phenomenon still remained. From this example, it may be considered that the influence of the typhoon upon the Kuroshio may at least remain for 4—5 days or more, counting from the day of the nearest distance of the typhoon center to the shore.

It can be seen from above analysis that the southward flowing of the upper layer of Kuroshio water in the neighbourhood of the Taiwan east coast was the result of the shoreward set-up of water induced by typhoon that also caused the mass field to change significantly. So far as we know, such information concerning the southward flow of the Kuroshio had been reported rarely. This is a typical example showing the influence of typhoon upon the Kuroshio, and is worth further studying.

References

- [1] Hasunuma, K. and K. Yoshida, 1978. Splitting of the Subtropical gyre in the western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan* **34** (4): 160—172.
- [2] 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.
- [3] Japan Meteorological Agency, 1977. The results of marine meteorological and oceanographical observations. No. 57, pp. 104—115, 165—166.
- [4] Japanese Oceanographic Data Center, 1966—1967. Data report of CSK, Nos. 12, 31, 39, 54, 67, 85.
- [5] Nakao, T., 1976. Hydrography south of the Okinawa Islands where Leptocephalids were collected. *J. Fac. Mar. Sci. Technol., Tokai Univ.* **9**: 33—46.
- [6] Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In: "Kuroshio—Its physical aspects", ed. by H. Stommel and K. Yoshida, Univ. of Tokyo Press, Tokyo, pp. 133—134.
- [7] White, W., K. Hasunuma and H. Solomon, 1978. Large-scale seasonal and secular variability of the Subtropical Front in the western North Pacific from 1954—1974. *J. Geophys. Res.* **83**: 4531—4544.

台湾以东及东海黑潮调查研究 的主要动向及结果

管 秉 贤

(中国科学院海洋研究所)

本文阐述台湾以东及东海中黑潮调查研究的情况。但本文不拟就此作一全面的历史性回顾，而是着重介绍六十年代中期，即“黑潮及其邻近海域合作调查(CSK)”开展以来，特别是近几年来，这一海域黑潮调查研究的主要动向及结果¹⁾。

黑潮系由北赤道流(在菲律宾以东)向北流动的一个分支延续而来，其源地位于我国台湾省的东南和巴士海峡以东的海域。它流经台湾东岸、东海和日本的南岸及东岸，直至本州的铫子外方，才延伸为黑潮的延续体(见图1)。黑潮这段流径，东西约跨20个经度

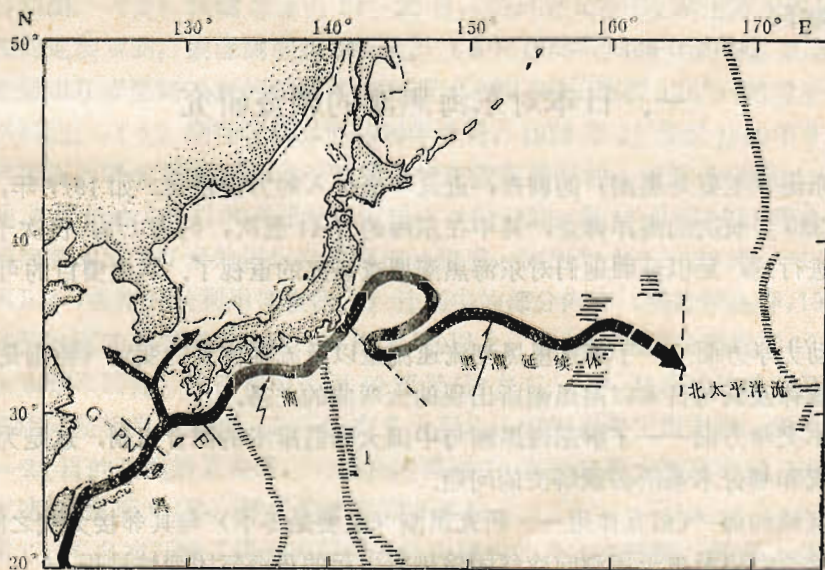


图1 黑潮流系示意图

根据 H. Kawai, 1972, 稍有增改 1——伊豆-小笠原海脊

(东经 120° — 140°)，南北约跨16个纬度(北纬 20° — 36°)。所以，粗略讲来，台湾以东及东海中的黑潮(北纬 20° — 30° ，东经 120° — 130°)，其流径约占上述黑潮总流径

本文1981年12月22日收到。

1)关于黑潮起源部分早期的调查研究工作，请参见二谷颀男(1972)的文章^[12]。

的一半。因而,对这段黑潮(一般称为其起源部分)的调查研究,不仅由于它位于整个黑潮流系的上游,对其下游的变化必然会有影响,就是从流径长度上看,也应占有重要地位。但是,对这段黑潮的调查研究,长期以来没有予以应有的重视。CSK开展以来,这一情况有所改变。近几年来,由于开始认识到这段黑潮及其变异,与日本以南海域出现的大弯曲和冷水团现象有着较密切的联系,因而对这段黑潮的调查研究也进入了一个比较活跃的新阶段。

从1979年2月14—17日,在东京召开的CSK最后一次学术讨论会上所宣读的论文和所重视的问题来看,当前黑潮调查研究的主要动向是:以黑潮变异(特别是大、中尺度的低频即长周期变异)问题为核心,调查研究反映这些变异的现象,寻求变异与其他水文气象等因子(如风场、海水温盐结构、水位等)的关系,探索变异机制,以期能对黑潮变异达到预测的目的。对于这段黑潮的调查研究,主要动向也是这样,但和日本以南、以东那部分黑潮的情况相比,由于开展得比较晚,投入力量又比较小,故取得的结果比较少,进展也慢得多。这是应该引起充分注意的。

由于黑潮流经中、日两国的沿岸和近海,其地理位置与这两国最为接近,影响也最为直接和显著。所以,中、日两国,特别是日本的海洋学者,对黑潮调查研究更为重视和积极。现将中、日两国对台湾以东和东海黑潮(水文气象方面)的调查研究,就其主要动向和结果概述如下。

一、日本对东海黑潮的调查研究

日本对东海(主要是黑潮)的调查,近几年来投入的力量较大。如1977年,日本全年共完成了320多航次的海洋调查,其中在东海的计41航次,约占1/8,仅次于在日本沿岸水域所进行的,足以证明他们对东海黑潮调查研究的重视了。其主要目的可归纳为下列几点:

1.黑潮动力学方面——了解这里黑潮流速流量以及流轴位置的变动(特别是长周期的多年变化)规律及其与日本以南黑潮所出现的大弯曲的关系。

2.黑潮水文学方面——了解东海黑潮与中国大陆沿岸水的混合机制,这是为了掌握东海的复杂海况和划分水系所必须解决的问题。

3.黑潮区域的海-气相互作用——研究黑潮(主要是冬季)与其邻接大气之间热量和水汽的交换过程,以及由于黑潮向冷气团输热所引起的东海气团变性过程。

4.渔场海洋学方面——研究黑潮左侧锋面、涡和上升流现象与上、底层鱼类产卵场、索饵场、稚鱼分布、生活地区和捕捞场等之间的关系,以及由于黑潮变异所引起的对渔场和渔业等的影响,并寻找和开发陆架外的新渔场。

5.其他方面——研究黑潮变异对海中污染物的漂移、舰船航行等的影响,等等。

为了达到上述目的,特别是研究黑潮变异,开展海洋调查,积累长时间序列的水文气象和海流等资料是首要的和必需的基础。他们的调查方式方法是多样多途径的,手段也逐步现代化(但传统仪器仍发挥着主要的作用),目的性则比较明确。下面举例说明。

1. 在东海黑潮所流经的若干断面上定期进行温盐度和气象观测, 并用 GEK (电磁海流计) 测定表层流。在这种标准断面观测中, 冲永良部岛 NW 的 G-PN 断面是东海黑潮观测最为系统, 时间序列也最长的一个断面。长崎海洋气象台自 1955 年夏季起至 1978 年底在此断面上已积累了 70 余航次的水文、气象和 GEK 同时观测资料。初期每年冬夏季观测两次, 1972 年以来每年增至四次。这批观测结果, 为研究东海黑潮的变异提供了最重要和有用的基础。不仅如此, 从 1976 年开始, 为了研究黑潮流轴处的精细结构, 调查方法也作了不少改进。例如, 过去站距为 10—20 海里, 现在在流轴所在的陆架陆坡邻接处附近, 站距缩小为 2.5—5 海里, 并用 XBT (投弃式温深计) 精测水温垂直结构。同时对海底地形也进行连续测深。1978 年 1、4、7、9 月的四次观测即其一例。这种精细观测, 揭示了黑潮水温以及流速的细微结构, 和过去从站距较大的资料中所得出的结果相比, 黑潮水温和流速结构显得更为复杂, 陆架、陆坡邻接处附近的黑潮流核 (强流带), 不再是一个, 而是可细分为 3—4 个分支 (赤松英雄, 1979) ^[1] 这是 20 余年来黑潮调查的一个显著和重要的进展。流速结构的这种新发现, 必将进一步促进黑潮动力学的研究。

2. 在黑潮流轴及其附近处, 应用海流计测定各层的流速流向。据作者所知, 到目前为止, 已在若干测站上进行了这种观测。例如, (1) 1958 年 2 月 3 日春风丸曾在黑潮流轴经常所在的 G₀ 站¹⁾ 上进行了 GEK, LORAN 和 Ekman-Merz 海流计从海面直到 500 米层的综合观测。(2) 1968 年 6 月 21—22 日, 长风丸又在 G₀ 站上应用海流计进行了锚泊一昼夜的连续观测, 最深测层达 300 米。(3) 1965—1968 年的春、夏季, 鹿儿岛大学的调查船也在赤尾屿以东的黑潮流轴附近 (北纬 26°, 东经 125°) 相对于 1,000 米层进行了双机测流。(4) 1978 年 10 月到 1979 年 3 月, 1979 年 11 月到 1980 年 3 月, 东海大学海洋研究所在西表岛 NW 水深达千米的海域施放定置浮标, 应用 Aanderaa 海流计取得了 300、700 米层长达 4 个月的流速连续资料。(5) 1980 年 11 月到 1981 年 3 月东海大学又在吐噶喇海峡水深 700 米处进行自记海流计测流, 测层为 200、500 米。(4) — (5) 两项均系 KER (黑潮开发利用调查研究) 计划中的部分内容 (稻叶荣生等, 1981) ^[2]。总的看来, 这些地区的表层流速均达 100 厘米/秒以上, 最强流速往往出现在 10—50 米层附近, 即使在 500 米层处, 流速也可达到 40 厘米/秒左右。从一昼夜的连续观测结果中可以看出, 黑潮流向是相当稳定的, 几乎没有多大变化, 但流速变化很剧烈。例如, G₀ 站 1968 年 6 月 21—22 日的观测结果表明, 一昼夜内黑潮 10 米层的最大流速可达 204 厘米/秒, 该层最小流速仅 82 厘米/秒, 相差几乎达到 2.5 倍。

3. 应用 GEK 多次开展了黑潮流域附近较大面积的表层流观测。例如, 日本水路部和气象厅于 1973 年 11 月都在东海进行了 GEK 观测。特别是水路部的, 其测站甚密, 调查范围颇广, 几乎遍及整个东海。气象厅的观测亦具特点: 三条船在大约两周时间内, 在同样观测网上重复调查了三次。最近日本海洋资料中心和水路协会对多年来所积累的大量 GEK 资料 (包括东海, 台湾以东, 菲律宾以东及以北, 日本以南及以东海域和日本海) 进行编绘, 出版了“海洋环境图-海流篇-日本近海” (1979) 实测海流图集。二谷颖男等

1) 站位为北纬 28°27', 东经 126°59'。

(1979) 还根据 8 万余个 GEK 资料对日本近海的表层海流的分布变化作了有意义的统计分析^[3]。

4. 曾在黑潮区域乘潜艇进行观测。例如, 1967 年 9 月 17 及 19 日先后有琉球大学的两位学者, 在冲绳本岛的南及西北方, 随潜艇“よみうり”号潜航到 200 米左右的深海实地调查黑潮底层流情况。据报道, 那里流速还相当强, 以致潜艇前进比较困难^[4]。

5. 此外, 还计划进行若干特殊的观测。例如, (1) 在东海陆架东部设置海底水位计, 与西南诸岛上的验潮站结合起来, 并在中间设锚碇浮标连续测定流速、流向和温盐度, 借以研究黑潮流轴位置的变动; (2) 施放漂流浮标, 用人造卫星追踪黑潮的途径; (3) 曾准备用 Richardson 浮子, 在冲绳西方直接测定黑潮流量的季节变动, 以便与北太平洋中纬度高气压带的风应力涡度的年变化进行对比, 借此验证 Sverdrup 的经典理论^[5]。

以上都是为了调查研究东海黑潮流速流量以及流轴位置等的分布和变化进行的观测工作。

6. 为了研究黑潮水和中国大陆沿岸水的混合机制, 日本气象厅从 1968 年开始就进行了“关于东中国海的综合研究”这项工作, 先后于 1968 及 1973 两年的 10 月开展了两次广大海域的同步调查。1968 年 10 月 12—15 日, 有五艘调查船分别在东海北部广大海域的五个断面上进行了自西而东的准同步调查。1973 年 10 月 22 日—11 月 8 日, 又有三艘调查船分别在东海中南部广大海域的六个断面上重复进行了三航次调查。前一次调查以测站密、测层多、同步性强为其特点, 后一次则以短期内多次重复为其特点。这些在东海海洋调查史上都是罕见的。此外, 1968 年和 1975 年的 10 月, 日本气象厅又曾两次在琉球群岛以西海域进行了黑潮短周期变动的调查; 1974 年秋又在东海用 XBT 进行了短期的快速调查, 其目的是研究等温层, 这是标志海水混合程度的一个重要指标。通过这些调查, 发现高温高盐的黑潮水中, 在 70—100 米的深度上孤立地存在着盐度小于 34.1‰ 的低盐水; 而在混合带内, 表层水存在着两个以上的等温层和逆温层等结构。佐原勉和半泽洋一(1979)根据这些资料对“东中国海的水系分布”作了比较详细和深入的分析探讨^[6]。

7. 为了研究黑潮区域的海—气相互作用, 日本学者曾先后于 1968、1974 及 1975 年的 2 月下半月在东海黑潮区域进行了三次旨在阐明气团变性机制的现场试验。后两次称为“气团变性实验 (AMTEX'74 及 AMTEX'75)”。观测网为一自黑潮区域西延到中国东部地区的多边形。除了在多边形顶点进行高空气象观测以外, 中心还有锚泊调查船进行海洋水文及气象观测, 每次历时均长达两周。关于这几次现场实验的结果, 均已有不少调查报告、论文和专著问世^[7, 8]。

8. 日本学者也很重视与黑潮邻近的陆架区域海流的调查研究, 他们曾出版了一册以讨论东海陆架海流为重点的专刊 (《海洋科学》, 1975 年 1 月号, “东中国海”)。这方面比较重要的调查工作, 有这样几项: (1) 1967—1971 年间, 长崎海洋气象台和南海区水产研究所等曾在东海陆架水深 71—164 米的区域内, 进行了 8 个测站的海流连续观测, 有的长达 3—4 昼夜。余流分析结果表明: 春季南起台湾以北, 北至对马海峡, 在陆架内缘大约沿着 100 米等深线有一支较弱的 (0.1—0.5 节) 海流, 流向 NNE 方向, 在济州岛 SE 有和对马暖流一起流入日本海之势, 这里的流速增至 1.0—1.5 节。(2) 他们

还根据 1961—1967 年间的 GEK 观测资料, 绘制了冬 (1—2 月) 及夏 (7—8 月) 季黑潮及对马暖流的途径图, 并认为除了冬季在台湾东北海域出现反气旋式小弯曲外, 冬夏季海流的途径大体相同^[9]。(3) 西海区水研所从 1968 年夏季起开展了东海陆架附近底层流的调查研究。从奄美大岛西北方约 140—200 海里处所投放的海底漂浮器的拾得结果看, 有一支底层流沿着 100 米等深线的走向, 先向北, 再向西北进入南黄海。结合当时的底层温度分布图可以看出, 陆架底层环流似与黄海底层冷水团的季节和年际变化有关。1971 年夏季又在台湾以北和黑潮左侧海域进行了类似的试验^[10-12]。(4) 东海大学曾于 1975 年 2 月 14—24 日在东海大陆架上 (北纬 $28^{\circ}34'$, 东经 $125^{\circ}19.5'$) 应用自记流速计进行了 10 天观测。结果表明, 主要流向为横越等深线指向 NW, 但陆架上海流非常不稳定 (稳定度仅 10.7%), 平均余流亦很弱 (3.4 厘米/秒)^[13]。(5) 气象厅自 1977 年 3 月开始, 还在东海陆架 (北纬 $28^{\circ}20'$, 东经 $126^{\circ}05'$, 水深 115 米) 上安放了一个能长期记录 16 个参数值的海洋气象浮标, 其中包括风速、风向、气温、气压、水温、海水导电率、波高、周期以及海流的流速和流向等重要水文气象因子^[14]。

9. 在 CSK (1965—1977 年) 期间, 日本学者对东海黑潮进行了广泛而定期的观测。CSK 结束以后, 日本科技厅又组织有关单位, 于 1977 年紧接着开展了为期 6 年的“黑潮开发利用调查研究” (KER) 工作, 调查区域几乎遍及整个东海 (从现有资料来看, 南到北纬 25° , 西到东经 122.5°), 仪器亦较 CSK 期间所用的为先进 (如 STD, MBT, DBT 等被广泛采用)。海流观测除用 GEK 外, 有些海区还拟借船舶漂移来测定表层流。观测资料及图集已陆续发表^[15]。所以, 日本学者对东海黑潮的调查研究, 不仅没有因为 CSK 结束而减缓其步伐, 而是更进一步蓬勃地向前进展着。

在介绍日本学者对东海黑潮研究的主要动向和结果之前, 有必要简略地提到日本以南海域黑潮的弯曲现象及其研究概况。因为黑潮是一个整体, 这两段水体的运动必然是密切关联的。

正如吉田耕造 (1972) 所指出的, 黑潮在本州以南海域 (东经 136° — 140°) 的弯曲现象已成为最积极研究的课题^[16]。这种弯曲及伴生的大冷水团, 在过去 40 余年间曾出现过四次。根据现有观测资料, 第一次出现在 1934—1944 年间, 大约存在了十年之久。第二次出现在 1953—1955 年间, 第三次出现在 1959—1963 年间。最近一次出现在 1975 年 7 月, 直到 1980 年 8 月才消失。当然, 中间也曾出现过几次很快趋于消失的“准弯曲”。

日本政府对黑潮大弯曲现象很重视, 1975 年大弯曲出现后, 立即成立了以吉田耕造为首的 (后来由寺本俊彦接替) “黑潮大弯曲和冷水团研究组”, 开展调查研究工作。最近一次大弯曲, 曾于 1977 年 5 月出现过流环从大弯曲中切割出来的现象, 后来又发生过流环重新合并到黑潮中去而再度形成弯曲的现象。这些在黑潮弯曲的观测史上都属首次¹⁾。

在大多数情况下, 弯曲形成时间很短, 只要几个月, 而逐渐消衰的时间则长得多。现在可以有充分把握地认为, 黑潮弯曲并非异常现象, 乃是黑潮有两种途径, 其一为近似直线, 另一为波状弯曲, 并在远洲滩外出现大冷水团。两者至少在三年内是稳定的, 故称之为黑

1) 近据饭田隼人 (1979) 称, 1936 年 9 月间在日本以南亦出现过类似的大冷水块切离现象^[17]。

潮路径的双型 (Bimodal) 分布。

黑潮弯曲出现的区域是相当固定的,一般都在伊豆-小笠原海脊之西,这清楚地表明地形在弯曲形成中是重要因素之一。还有,黑潮本身流速流量的变动也与弯曲的发展有着密切的关系。庄司大太郎 (1964) 指出,黑潮流速变异与弯曲的形成之间有着很好的相关关系。Taft (1972) 根据较细致的分析结果指出了类似的相互关系。Namias (1970) 还发现,西太平洋副热带区域的海面温度与本州以南的黑潮最大流速具有很强的负相关关系。因而,黑潮弯曲和西太平洋的大洋环流以及大气环流也具有密切关系。White 和 McCreary 曾对黑潮弯曲的形成及其与大尺度海洋环流的关系进行了理论研究^[18]。他们把黑潮弯曲作了这样的数值模拟:纬向斜压惯性射流通过一海岸扰动(尺度象九州岛那样大)时所产生的 Rossby lee wave 现象。这一关于黑潮准稳定弯曲理论所根据的观测事实是:当黑潮斜压性流量弱时($<40 \text{ sv}$, $0/1,000 \text{ db}$),出现弯曲;而当流量强时($>40 \text{ sv}$),弯曲消失。但 Solomon (1978) 及 Taft (1978) 都对这一黑潮弯曲形成理论提出了不同意见。特别是 Taft 指出了一个观测与理论有明显矛盾之处,即在 1971 年,虽在远洲滩外所观测到的流量相当小,但这年黑潮却没有出现弯曲。日本学者如尹宗焕、竹内谦介、松野健、三浦秀夫等也都对黑潮弯曲问题进行过理论研究和数值模拟工作,并作出了贡献。

围绕着黑潮出现弯曲与其本身流速流量变动的关系,并联系到日本以南(如屋久岛 SE 的 E 断面)和东海中(如 G-PN 断面)黑潮的流量变动及其位相差等问题,近年来日本学者在考虑日本以南海域的海况和地形对黑潮影响的同时,开始着眼于从黑潮源地区域(特别是东海)来探索黑潮出现大弯曲的机制。因为东海黑潮属于上游部分,不仅它的变动对下游(特别是日本以南的黑潮)有影响,同时预料两地的变动会有位相差,从而东海黑潮的变动似有可能为预测日本以南黑潮的变动提供某种信息或线索。这实是黑潮研究中的一个重要课题和预期达到的目的。

现在分别就日本学者在东海黑潮动力学、水文学,东海黑潮区域的海-气相互作用和渔场海洋学等几个方面所取得的主要研究结果综述如下。

1. 黑潮变异动力学:二谷颖男 (1972) 曾对东经 130° 以北海域的黑潮作了系统的阐述,其中对“东海中的黑潮”研究得更较细致,提出了东海海流系统的示意模式图及有关东海黑潮主轴位置、流幅、主流及逆流的最大流速值、平均流速等特征值和变动幅度;还对吕宋以东、台湾以东和屋久岛东南诸断面的流速结构和流量变动等作过较深入的分析。但他最重要的贡献是,根据 1955—1968 年间东海 G-PN 断面和屋久岛东南方 E 断面上的黑潮流量值指出这样两点:(1) 这些断面上的流量都显示了长周期性变化(周期约为 7—8 年), (2) E 断面上的流量变化趋势几乎与 G-PN 断面上的相反,而与琉球群岛东南断面上东北向流的流量变化趋势相接近^[19]。他所提出的 G 与 E 断面上黑潮流量变动具有反位相关系这一现象,具有关键性的意义,因为它对研究东海和日本以南海域中黑潮的变动规律以及黑潮大弯曲的机制富有启发性。围绕这一问题,不少日本学者紧密结合黑潮的大弯曲现象,提出了一些可能的理由和假设,试图来阐明这一反位相关系的原因。

小长俊二 (1978) 在讨论东海黑潮流量变动与大弯曲的关系时指出,1959—1962 年及 1975 年以来,东海黑潮流量超过平均值很多而形成峰值,此时,黑潮在日本以南出现弯曲,

后来,小长俊二等(1980a)对黑潮出现弯曲和冷水团与E及PN断面上流量变动的关系提出了如下的观点:当日本东海道以南海域出现冷水团时,可能有这样的倾向,即流型向西偏离,通过PN断面的流量增大而通过E断面的则减少.他们认为,这是由于此时奄美大岛以东的南向流量增加甚多,所以尽管东海及吐噶喇海峡中黑潮的流量增加,E断面的流量反而减少.最近,小长俊二等(1980b)注意到1977年通过PN和E两个断面的黑潮流量都相当大,但此时黑潮仍然出现弯曲这一事实,又进一步对这两个断面上流量变动位相正好相反的原因,从事例分析的角度,提出了另一个示意模式.虽然,这一模式是部分地根据观测到的动力高度分布图提出的,但是,正如作者们所指出的,其适用性有待将来设计得很好的现场观测来予以检验^[20-22].

川道正树(1980)在研究南西诸岛的水位变化以及日本以南黑潮的大弯曲时提出了这样一个概念:当黑潮出现弯曲时,沿着琉球海脊东岸,可能发展一支北向的与深西部边界流相似的深层流.因而,此时通过E断面上层的“视”地转流量可能减弱^[23].

佐伯理郎、网野正明(1980)和小长俊二(1978)持有同样的观点,认为东海黑潮流量大时(年平均流量 $\bar{Q} \geq 23.1 \text{ sv}$),日本以南的黑潮出现弯曲,流量小时($\bar{Q} \leq 20.0 \text{ sv}$),弯曲消失.但他们指出,要证实这一关系,资料尚嫌不足.此外,他们还根据东海黑潮年平均流量变动的主要周期(20、8、5.5年),预测了近期弯曲的消长情况,预言1975年5月出现的这次大弯曲,可能于1980年消失(这一预测是成功的),而在1988—1990年间可能又有大弯曲出现^[24].在本文下一节中,我们将通过产生大尺度斜压性流的风应力涡度场的变化,把东海黑潮流量的变动与日本以南黑潮出现弯曲两者联系起来,对上述问题提出我们的看法.

上述日本学者关于东海黑潮的研究结果主要是根据东海东部(东经 126° 以东)的资料得出的.鹿儿岛大学水产学部的学者则根据东海中部(东经 125°)断面的观测资料,对赤尾屿以东附近的黑潮流速结构和流量变化作了多次的分析研究.这一经向断面北起北纬 32° ,南迄北纬 20° ,大致以 30° — 45° 的夹角切越黑潮以及琉球群岛南北两侧的其他流系.鹿儿岛大学在1965—1970年间的春(4月)及夏(8月)季对此断面共进行了9次水文调查,其中包括4次最深观测层次达400米的双机测流.实测结果表明:和G-PN断面上的情况相似,这里黑潮的流向也较稳定,多位于NNE—ENE之间.根据动力计算得出的流速结构与实测结果也趋于相符.地转流速流量的计算结果指出,虽然黑潮流幅宽度与厚度都有变化,但流轴几乎经常位于陆架边缘与海脊之间的中点附近^[25].高桥及茶圆(1967)根据1965年夏季观测资料指出,通过东经 125° 的黑潮流量与同年同季通过东海东部的黑潮流量(长崎海洋气象台计算)几乎相等.同时,春、夏季还经常发现,在黑潮以南的海脊附近,流向偏西,即为黑潮逆流^[26, 27].上述调查研究结果表明,就东海东部和中部而言,黑潮的流况是趋于相同的,因而,观测最为系统、时间亦最长的G-PN断面的资料,其代表性是比较好的.

茶圆(1972)还引用1965—1970年间4月及8月沿东经 125° 断面的资料,分析了黑潮流量与温、盐度的关系,得出这样两点结果:(1)黑潮次表层水(440—240cl/t)的部分流量与黑潮总流量之比均为40%左右;(2)黑潮总流量与其次表层水中心盐度之间

存在着线性正相关关系,因而有可能根据这一盐度值找出黑潮流量的变异^[28]。

2. 黑潮水文学:佐原勉和半泽洋壹(1979)根据上述1968及1973年秋季在东海区域上所取得的大面积多船同步观测资料,应用 $T-S$ 图解划分了东海的水系,并分析了黑潮水和大陆沿岸水的混合情况,得出了这样几点重要结果:(1)在台湾东北海区,部分黑潮水主要是沿陆架中部的底层(水深约100米)流向东北的;(2)中国大陆沿岸水的底层水是在宫古岛以北(北纬 28° ,东经 125°)附近南下的;(3)黑潮水与大陆沿岸水的混合主要是沿陆架边缘进行的;(4)对马暖流不能简单地解释为黑潮的一个分支,而应认为是起源于黑潮水和大陆沿岸水的混合水的一支海流^[6]。这一观点是南朝鲜学者林斗柄(1971)首先提出的,他指出,对马暖流水是由黑潮表层水与东海海水混合形成的,混合显著的区域是在东海陆架边缘,水深100—200米处^[29]。

3. 黑潮区域的海-气相互作用:气象厅气象研究所的学者们,如二宫洸三(1973, 1975, 1976, 1980),近藤纯正(1980)等,通过几次“气团变性实验”的研究,对东海黑潮区域的海-气能量交换过程(主要是冬季黑潮向大气输热问题)得出了一些重要结果。众所周知,目前所发表的海面总热量交换数值都是根据历史平均资料计算得出。“气团变性实验”表明,冬季自东海海面向大气输送的热量,随着天气形势的变化,可以有很大的差异。例如,在极地冷空气爆发,北风加强,气温剧降的“冷期”,海面向大气输送的总热量大大增加,在最冷期,可达 $1,700$ 克卡/厘米²/日;而在副热带气团北侵,南风盛吹,气温回升的“暖期”,海面向大气输送的总热量大大减少,仅 $2-300$ 克卡/厘米²/日。寒潮盛行时,东海附近海域上的海面摩擦应力在广大范围内可达到 4 达因/厘米²^[30-32]。日本学者还发现,严冬时东海上空主要存在着周期分别为 $4-5$ 天及 $1.5-2$ 天的两类波状扰动。前一类长波常出现在东海北部,而后一类较短波则出现在东海南部(新田勉等1973)^[33]。他们还认为,东海是研究气团变性的最理想的区域。

4. 渔场海洋学:不少日本学者对东海黑潮及其附近区域的渔场海洋学都曾进行过较长期和深入的研究。例如,宇田道隆(1980)认为,东海陆架、陆坡的黑潮锋面区域,由于上升流提供了丰富的营养物,形成了鲭鱼及沙丁鱼的良好产卵场^[34]。中尾彻(1977)在研究黄东海的海洋环境变化及其与渔业的关系时,着重分析了黑潮锋面及出现上升流和涡旋区域的海况与渔况的关系,指出东海大陆架边缘的黑潮左侧区域有强烈的上升流,肥沃了上层水,为一些重要的经济鱼类(如鲭、竹筴鱼、鲷墨鱼等)的产卵、索饵提供了良好环境。所以他也认为黑潮与大陆沿岸水的锋面区域是良好的产卵场、索饵场和捕捞场。他的分析结果还表明,这里上升流的强度以及锋面的位置等则又与黑潮本身(如流轴位置、最大流速、高盐水核心的盐度等)的变异以及大陆沿岸水的相互混合作用等分不开^[35]。这提示我们,要研究东海黑潮及其附近区域的渔场海洋学,必须同时研究黑潮本身及其变异。

当然,日本学者对于东海渔场海洋学的研究,并不限于黑潮锋面区域。为了寻找陆架以外的渔场,鹿儿岛大学在1978—1981年间分三期研究了琉球群岛岛弧附近的渔场概况(高桥淳雄,1979)。这点也是值得注意的^[36]。

二、我国对台湾以东及东海黑潮的调查研究

(一) 大陆学者对台湾以东及东海黑潮的调查研究

黑潮及其变异, 不仅控制着几乎整个东海及邻近海域的水文分布情况, 并且也对我国东南沿岸地区的气候变迁(包括旱涝现象)有着比较显著的影响。我国的气象科学工作者早在 50 年代初期就已注意到这个问题的重要性。我国的海洋科学工作者则是从 60 年代初期才开始研究黑潮及其变异问题的。

苏育嵩(1963)曾根据温盐度历史资料得出的动力计算结果, 对台湾附近海区的水文特征及环流, 联系黄、东海的水量平衡作过探讨, 其中涉及黑潮^[37]。国家海洋局第三海洋研究所的学者(1966)根据当时所能搜集到的资料, 以四季典型月份为代表, 对台湾海峡及其相邻海区的水文分布进行了以黑潮及其分支为重点的分析研究^[38]。近几年, 国家海洋局第二海洋研究所的学者(1979)根据 CSK 资料(包括台湾以东、东海、吐噶喇海峡和屋久岛东南数千个站次, 几十个断面)分析了这一海区的水文分布特征和黑潮流速结构, 还编绘了东海黑潮区域的逐月分层海流图供航行使用。国家海洋局第一海洋研究所的学者(1980)分别对东海黑潮变动与北太平洋副热带高压变动的关系以及前者与青岛汛期降水的关系等作了研究。我所(1980)也对东海黑潮的温盐结构、温度季节变化、黑潮流速流量的变化与热含量的关系等进行了分析探讨。在黑潮流速的计算方法方面, 近年来也进行了一些工作。例如, 袁耀初等(1980)把有限元方法引入到台湾以东黑潮流速场的计算中, 取得了与动力计算方法相一致的结果^[39]。同时, 还进一步采用精确解与有限元方法相结合, 计算了黑潮的三维流速。景振华等(1979)山东海洋学院的学者在所提出的“普适”动力计算方法, 仅考虑铅直湍流的海流计算方法和计算流速的大气-海洋三层模式, f -平面上风旋度-热盐梯度方程中, 也以东海黑潮为例, 计算了流速, 据报道, 结果较满意^[40-42]。

近十余年来, 作者主要引用日本气象厅、水产厅和水路部自 50 年代以来发表的有关东经 130° 以西海域的水文和海流资料, 以及 30 年代以前这一海域特别是台湾以东海域的水文资料, 以黑潮所流经的几个断面为例, 进行了下列几方面的研究工作, 即 (1) 黑潮流速结构; (2) 地形对黑潮的影响; (3) 流速流量的变动及其原因; (4) 东海黑潮变动与日本以南黑潮大弯曲的关系; (5) 黑潮源地区域所出现的冷暖涡现象等^[43-49]。其目的是根据观测结果和动力学的分析, 探求这里黑潮的变异规律, 以期将来有可能开展黑潮变异的趋势预报。现在, 已经提出了一些概念并取得了若干初步但较有意义的结果。例如:

1. 200 米层上温、盐度水平梯度最大处, 即为黑潮表层流轴所在处, 这里深度的坡度亦最大^[43]。

2. 表层流速分布与海底地形关系密切, 除流向大致沿等深线走向外, 流速峰值往往位于地形廓线拐点处^[43]。

3. 东海黑潮的流动深受海底地形的影响和控制, 它犹如流动在由陆架外缘、陆坡、深沟、陆坡隆起及琉球群岛岛架所构成的“轨道”之中, 故流轴位置、流向和流幅的变动

较小。近二十余年来,除台湾东北海域可能出现小弯曲外,尚未观测到有显著的弯曲现象^[46]。

4. 台湾岛及其附近海底地形对黑潮路径具有较显著的影响。台湾岛对黑潮的影响与青藏高原对东亚环流的影响颇有相似之处。彭佳屿附近所出现的小冷涡是黑潮绕流台湾时产生的屏障作用最明显的例证。黑潮在通过三貂角—苏澳以东的海脊时,犹如气流过山,流轴作反气旋式偏转;可以认为,沿台湾东岸北上的黑潮是以这海脊为起点,开始转向东北的^[44]。最近,顾玉荷(1979, 1981)就台湾以东黑潮流轴的偏转及其季节变异作了一些定量的分析。

5. 黑潮源地区域的左右两侧,常常出现各种类型的涡旋。除了吕宋海峡黑潮右侧的暖涡(Nitani, 1972)和济州岛西南的暖涡(井上尚文, 1975)外,还发现四处:i)台湾以北彭佳屿附近的冷涡,ii)琉球群岛以南的暖涡等,iii)东海西南部的暖涡,iv)西表岛以南的冷涡等。同时这些涡旋的地转性或准地转性相当显著^[47]。

6. 根据苏澳—与那国岛断面和东海 G 断面上黑潮流速流量的较长时间序列(G断面长达 20 余年)资料,研究了在多年平均情况(气候式)下的季节变化以及逐次、逐年的变化情况,同时还引用相应时期的风应力资料,探索了黑潮流速流量变动的原因。几次分析结果表明,台湾以东和东海黑潮流速流量的变动与北太平洋副热带中心区域(即夏威夷群岛附近)海面风应力涡度的变化之间具有较好的相关关系,流速流量变化迟后于风应力涡度场变化的时间约 2 月—1 年左右,从而阐明了台湾以东及东海黑潮流速流量变动的主要原因,并为今后进一步研究黑潮趋势预报方法提供了线索。这一结果还表明,东北信风和西风之间边界区域的风应力场的分布变化几乎控制了源地区域黑潮的变动,这是以长时间序列的海流和风实测资料支持 Sverdrup 关系(1947)的一个实例,也是海—气远距离相关的一个良好例证。还可看出,从统计上讲,黑潮流量与风应力涡度之间的相关关系,是具有局地性的。夏威夷群岛附近这一远离大洋东西两岸的“关键性”区域,这里的风应力涡度场在统计上具有特殊意义。导致这一结果的动力原因以及风场和流场、变动响应及其传递机制等都值得深入研究^[45, 48, 49]。

7. 以前曾指出, G 及 E 断面上黑潮流轴位置的变动,不仅与这里黑潮流量的变动有关,可能还与日本以南黑潮途径的变动有联系。并认为东海黑潮流轴位置的显著偏南(此时流量增大),可能即是不久以后日本以南黑潮出现大弯曲和冷水团的一种征兆^[48]。近年的研究表明,1955—1978 年间东海黑潮的年平均流量有 4 个时期超过多年平均值,这 4 个时期正与日本以南黑潮出现大弯曲的时期相一致或很接近。另一方面,1950—1972 年间,夏威夷群岛附近海面风应力涡度的年平均值也出现过三个显著的峰值期,后者又分别与上述年代内黑潮大弯曲的时期相接近。结合起来,可得出这样的初步概念:当夏威夷群岛附近海面风应力涡度的年平均值持续增强几年或陡增达到峰值之后,东海黑潮流量的年平均值亦将随之增加并出现峰值,而就在出现峰值的这些时期,日本以南海域黑潮出现大弯曲^[48]。当然,上述结果有待今后得到更长时间序列资料的验证和予以进一步完善。

(二) 台湾省学者对台湾以东及附近区域黑潮的调查研究

台湾省紧邻黑潮的源地区域。台湾大学的海洋学者们，从六十年代初期起就开展了对台湾以东及附近区域黑潮的调查研究。在1965—1969年间，“阳明”号调查船参加了CSK。1968年台大海洋研究所成立，新调查船“九连”号投入使用。从手头所有的文献资料来看，迄止1980年6月，这两艘调查船已先后完成了30余航次的海洋调查，其中包括多次GEK观测。调查海区除1971及1972年8—9月间曾有两次南海的调查外，其余均在台湾省附近海域。调查研究的主要目的可归纳为下列三点：（1）首要的是了解台湾东岸黑潮的流速结构、流量变动及其与附近水位分布变化的关系，试图寻求黑潮起源部分这一关键性区域海流的监测方法，以期研究西部边界流的变动规律和海—气相互关系，这是当年CSK的一个重要项目，也是NORPAX的一个主要项目（后者是台湾省学者与美国华盛顿大学的B.A. Taft合作进行的）；（2）从海洋动力学和生态系统的观点研究台湾附近海域所发现的一些冷水团和上升流现象；（3）研究通过巴士海峡的黑潮水与南海水的交换过程以及南海海盆中冷水的来源等。

朱祖佑在上述各方面发表了近20篇论文和报告，尤以对台湾以东黑潮的研究较多，他并绘制了台湾附近海域各季的表层流分布图，为该省海洋学者所广泛采用。他的主要研究结果是：（1）认为台湾附近海域的海流系统，可大致为黑潮、中国沿岸流和南海季风漂流等这样三个流系。黑潮有一分支通过巴士海峡进入南海。冬季，它与NE季风所产生的SW向表面漂流相会合。夏季，黑潮支流与SW季风所产生的表面漂流相会后一起流向东北，进入台湾海峡。通过台湾海峡后，这一黑潮支流与东海中的黑潮主流相会后而流向东北^[50]。（2）根据CSK资料计算了台湾东岸黑潮的地转流速流量，并结合GEK资料，分析了这里黑潮的流速结构和流量变动，还给出了黑潮流轴离岸距离、流幅、最大流速等特征值及变动幅度。他在对流速计算值和观测值作了比较后指出，动力计算在台湾以东海域是适用的^[51]。（3）根据GEK观测结果，他指出这里黑潮的流轴呈波状，即具有明显的变异；并认为自菲律宾东岸延伸而来的海流的起始状态、行星涡度和海底地形等是引起这种变异的主要原因^[52]。（4）研究了台湾以东黑潮流速流量的变动以及黑潮流量与石垣—台湾东岸平均海平面差之间的关系，得出台湾以东断面的地转流量与断面两端动力高度差的平均比值常在0.48sv/cm之间。据此，他认为今后只需要观测断面两端的测站，就可按这两端的动力高度差值算出黑潮的流量。并强调岛屿上的水位资料为监测海流的变异提供了优质、方便和廉价的连续资料^[53]。（5）指出太平洋的黑潮水进入巴士海峡后，除了一小部分进入南海外，主流仍沿台湾南端流动，重新进入太平洋。由于夏季受南海中SW季风所产生的漂流的影响，自南海流出的流速大于流入南海的流速。关于通过巴士海峡的水量交换，他认为上层从南海流出的净流量要比自太平洋流入的约大12sv，这一差额将部分地从太平洋通过海峡进入南海的深层流中得到补偿。他还认为，南海海盆中低于13°C的深层冷水，其唯一来源为通过巴士海峡来自太平洋的黑潮水^[54]。

台湾附近海域的冷水团和上升流现象是比较显著的。殷富根据1970年5—6月份台湾东北方的调查资料，发现在基隆以北30海里附近处，每年4—6月常有冷水团存在，并

认为这是由于该地地形特殊, 并受洋流和季节风的作用, 致使较深层的冷水带到近表层而产生的^[55]。

台湾东岸(特别是北纬 24° 以南)经常有上升流把冷水带到近表层, 即使在冬季 NE 风不宜于产生上升现象的情况下, 也是这样。因此, 这里上升流的动力机制, 更引人注意。早在 1966 年 7 月 20 日卫星照片上, 就已看到了花莲外方表层出现冷水的现象。除了六十年代的 CSK 以外, “九连”号调查船自七十年代初开始, 截至 1980 年 6 月, 已在台湾东北和东南海域进行了 9 次以研究上升流现象为主的调查。Masahide Tominaga (1972) 和范光龙 (1979, 1980) 等对台湾东岸的上升流作了较详细的分析探讨。范光龙根据温度分布图分别论述了台湾东北及东南海域的上升流现象, 认为前一海域的上升流, 其深度达 100 米左右, 主要是由地衡效应、海底地形、冷暖水团之界面以及黑潮在此海域的顺时针涡旋所引起的^[57]; 而后一海域的上升流, 其深度达数百米。除了离岸风和海底地形外, 地衡效应和沿岸逆流也是引起这里出现上升流的原因^[58]。范光龙还根据台湾海峡东岸的两次水文调查资料, 分析了澎湖列岛附近的上升流现象^[59]。

顺便提到, 由于台湾东岸有黑潮流过, 这里陆架又很狭窄, 所以台湾的海洋温差能源条件颇为理想。台湾省的海洋学者, 正在利用所收集到的 STD 资料, 对花莲和台东沿岸的温差发电能源进行评价^[59]。

三、结 语

就东海黑潮的调查研究而言, 我们完成的工作还很有限。主要只是对东海黑潮所流经的几个断面上的流速结构及其变异问题作了一些分析探讨, 尚未对广大的源地区域进行较全面的研究(因而某些结论可能带有局部性), 特别是尚未系统地开展东海黑潮的现场观测工作。这实是一项刻不容缓的海洋调查任务。此外, 有关黑潮的动力学、理论研究以及模拟实验等更感缺乏, 亟待展开。

我们认为, 在开展东海黑潮的调查研究时, 应着重考虑逐步解决这几个问题:

1. 东海黑潮的中尺度、长周期变动(特别是多年变化), 及这种变化对东、黄海海况的影响。
2. 东海黑潮变动对我国东南沿海区域气候变迁和附近海域水产资源变动的影响。
3. 台湾暖流与黑潮的关系, 即闽浙以东的北上海流是否是从黑潮在台湾东北方派生出来的一个分支以及黑潮在这里是否有分支。
4. 东海黑潮深层是否存在着逆流以及冲绳海槽的深层环流流型。

当然, 在研究东海黑潮时, 也要经常注意到台湾以东及日本以南(甚至是日本以东)海域中黑潮的变动情况, 因为它们是一个整体, 相互之间必然有着密切的联系。此外, 也应研究黑潮水与中国大陆沿岸水的混合过程以及通过琉球群岛中诸海峡和水道东海和太平洋的水交换过程, 因为这些过程也对东海黑潮的变动有着不同程度的影响。

参 考 文 献

- [1] 赤松英雄, 海洋科学, 11(1979), 3, 175—181.
- [2] Inaba, H., K.Kawabata, *Abstract and Summary, Japan—China Ocean Study Symposium*, Faculty of Marine Science and Technology, Tokai Univ., 1981, 45—51.
- [3] Nitani, H., S.Yoshida, J. Okumoto & H. Nakamura, *Report of Hydrographic Researches*, 14(1979), 57—91.
- [4] 大冢一志, 号外海洋科学, 1(1978), 2, 98—105.
- [5] 黑潮总合研究グループ*, 昭和 52 年文部省科学研究费总合研究 A 研究报告书, 1978, 1—142.
- [6] 佐原 勉·半沢洋一, 海と空, 54(1979), 4, 13—26.
- [7] 近藤纯正, 海洋科学, 12(1980), 166—172.
- [8] 二宮洸三, 海洋科学, 12(1980), 182—188.
- [9] 近藤正人·王井一寿, 海洋科学, 7(1975), 27—32.
- [10] 川合英夫·坂本久雄, 南西水研研报, 2(1970), 39—48.
- [11] 井上尚文·川合英夫, 西水研研报, 42(1972), 91—105.
- [12] 井上尚文, 海と空, 51(1975), 5—12.
- [13] 稻叶荣生, 海と空, 56(1980), 29—38.
- [14] Japan Meteorological Agency, *Buoy Report*, No.4.
- [15] 海洋科学技术センター, 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書(その1), 1—152, (その2), 1—247.
- [16] Yoshida, K., *Kuroshio—Its physical aspects*, Tokyo Univ.Press, 1972, 434—440.
- [17] 飯田隼人, 黒潮の開発利用の調査研究成果報告書(その1), 16—23.
- [18] White, W.B.and J.P.McCreary, *Deep Sea Res.*, 23(1976), 33—147.
- [19] Nitani, H., *Kuroshio—Its Physical aspects*, Tokyo Univ.Press, 1972, 129—163.
- [20] 小長俊二, 昭和 52 年文部省科学研究费总合研究 A 研究报告书, 1978, 106—111.
- [21] Konaga, S., K.Nishiyama, H.Ishizaki and Y. Hanzawa, *La mer*, 18(1980), 1—16.
- [22] Konaga, S., K.Nishiyama and H.Ishizaki., *Oceanogr.Mag.*, 31(1980), 33—40.
- [23] Kawabe, M., *J.Oceanogr.Soc.Japan*, 36(1980), 227—235.
- [24] 佐伯理郎·網野正明, 1979 年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 71—72.
- [25] Takahashi, T.and M.Chaen, *Mem.Fac.Fish., Kagoshima Univ.*, 20(1971), 31—54.
- [26] Takahashi, T.and M.Chaen, *Mem.Fac.Fish., Kagoshima Univ.*, 16(1967), 63—75.
- [27] Takahashi, T.and M.Chaen, *Mem. Fac.Fish., Kagoshima Univ.*, 18(1969), 99—114.
- [28] Chaen, M., *Mem.Fac.Fish., Kagoshima Univ.*, 21(1972), 1, 23—30.
- [29] Lim, D.B., *J.Oceanogr.Soc.Korea*, 6(1971), 85—91.
- [30] Ninomiya, K., *J.Meteor.Soc.Japan*, 51(1973), 435—449.
- [31] Ninomiya, K., *J.Meteor.Soc.Japan*, 53(1975), 285—303.
- [32] Ninomiya, K., *J.Meteor.Soc.Japan*, 54(1976), 334—337.
- [33] Nitta, T., M.Nanbu and M.Yoshizaki., *J.Meteor.Soc.Japan*, 51(1973), 11—28.
- [34] Uda, M., *The Kuroshio Ⅳ—Proceedings of the 4th Symposium for CSK*, 1980, 983—993.
- [35] Nakao, T., *J.Fac.Mar.Sci.Technol., Tokai Univ.*, Spec.No.Nov.1977, 199—367.
- [36] Takahashi, T., *Mem.Fac.Fish., Kagoshima Univ.*, 28(1979), 209—214.
- [37] 苏育嵩, 太平洋西部渔业研究委员会第四次全体会议论文集, 1963, 17—33.
- [38] 国家海洋局第三海洋研究所, 海洋文集, 4(1966), 1—84.

- [39] 袁耀初、许卫忆、何魁荣, 海洋学报, 2(1980), 2, 7—18.
- [40] 景振华、奚盘根, 海洋与湖沼, 10(1979), 4, 306—318.
- [41] 景振华, 海洋学报, 3(1981), 1, 1—13.
- [42] 奚盘根、张淑珍、冯士箴, 山东海洋学院学报, 10(1980), 3, 13—25.
- [43] 管秉贤, 海洋与湖沼, 6(1964), 3, 229—251.
- [44] 管秉贤, 海洋科学集刊, 1978, 14, 1—21.
- [45] 管秉贤, 海洋科学集刊, 1981, 18, 1—18.
- [46] 管秉贤, 海洋与湖沼, 10(1979), 4, 297—306. 并见: *The Kuroshio IV—Proceedings of the Fourth Symposium for CSK*, 1980, 897—911.
- [47] 管秉贤, 中国海洋湖沼学会第三届年会论文集, 科学出版社, 1982, 19—30.
- [48] Guan Bingxian, *Special Report of Institute of Oceanic Research*, Tokai University, 1982, 118—137.
- [49] 管秉贤, 海洋科学, 1980, 4, 34—37, 56.
- [50] 朱祖佑, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1971, 1, 15—32.
- [51] Chu, T. Y., *The Kuroshio—A Symposium on the Japan Current*, 1970, 163—174.
- [52] 朱祖佑, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1974, 4, 1—12.
- [53] 朱祖佑, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1976, 6, 1—24.
- [54] 朱祖佑, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1972, 2, 11—24.
- [55] 殷 富, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1973, 3, 157—180.
- [56] 范光龙, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1979, 9, 50—57.
- [57] 范光龙, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1979, 10, 155—163.
- [58] 范光龙, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1980, 11, 105—117.
- [59] 梁乃匡、王 胄、林文宗, 台湾大学理学院海洋研究所研究报告, 1980, 11, 89—104.

No.7



THE UNIVERSITY OF CHICAGO

2008

和冷水間的動向 (1934-1940) 13

1941

1132号

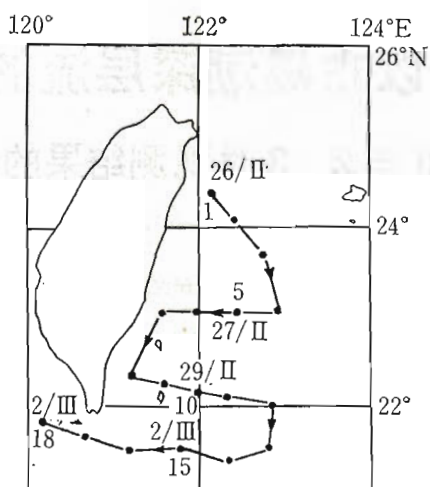


图 1 测站位置

(R/V Komahashi, 1940 年 2 月 26—3 月 2 日, 根据 JODC, 1970b)

行了水文观测,测站分布见图 1^[6]。除了鹅銮鼻以南的一站水深较浅外,其余各站均观测到 1200m,为研究黑潮的途径,特别是深层流的途径提供了较理想的资料。

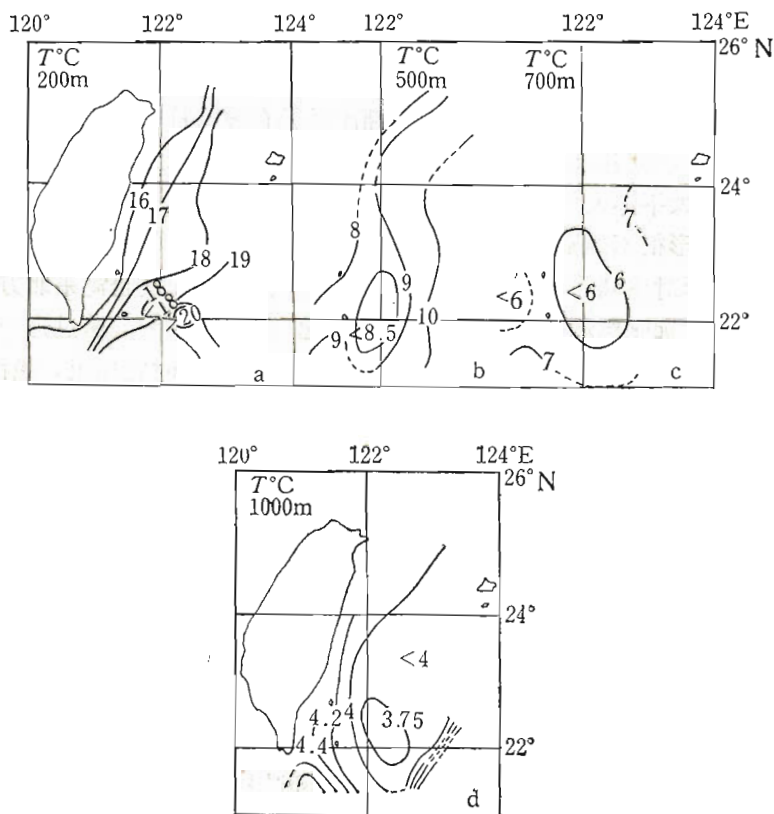


图 2 各层温度(°C)分布

200, 500, 700 及 1000 m 层的温度分布如图 2。台湾东南外方三个近似纬向断面上的温度分布见图 3。从图 2, 3 中可以看出, 在 500 m 层以浅, 温度随着离岸距离而增加; 但从 600—700 m 层起, 直至深层 (1200 m), 在兰屿以东却出现一个冷区, 特别是在 1000 m 层上, 台湾东南外方的温度分布趋势与近表层的相反, 除了冷区的东边界以外, 温度随着离岸距离而减低, 当然温度梯度是很小的。这种分布特征表明, 兰屿以东存在着一个冷区, 随着深度的增加, 其范围向北延伸愈广, 从而对黑潮深层流的途径可能产生显著的影响。

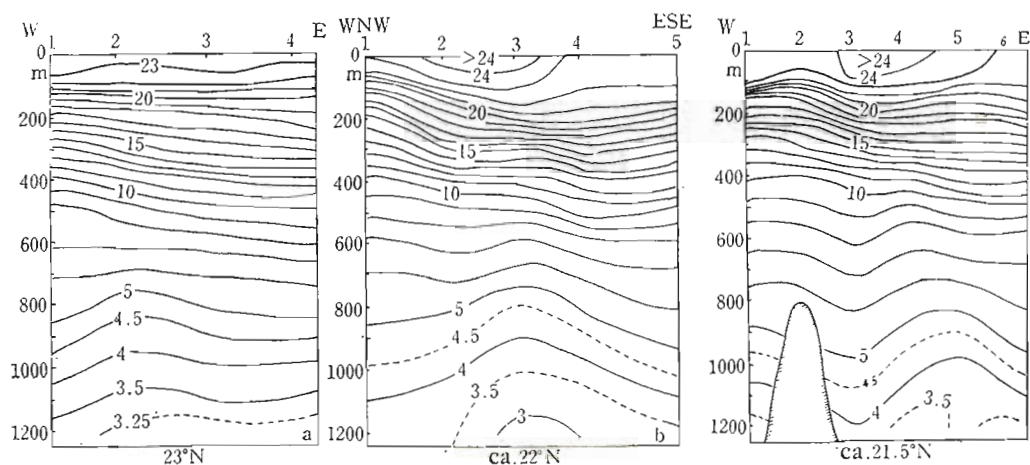


图 3 近似纬向断面的温度(°C)分布

二、地转流流型

以 1200 db 为零面的各层 (0, 200, 400, 500, 700, 800 及 1000 db) 动力高度分布如图 4 所示。

从图 4 地转流流型可以看出, 在兰屿以东附近区域各层均存在着一个气旋式的与温度分布图上冷区相应的涡旋(“冷涡”), 来自台湾以南的黑潮分别绕过冷涡的西、东两侧向北流动。在表层(图 4a)大部分是通过冷涡的西侧流向东海, 只有小部分绕过冷涡的东侧向北流动。最大流速出现在兰屿以西, 可达 103 cm/s。在 200 m 层(图 4b)黑潮途径开始有所变动, 沿着冷涡西侧北上的流动有所减弱, 兰屿以南的黑潮先呈反气旋式, 接着呈气旋式沿着冷涡东侧北流的趋势更趋明显。但最大流速仍位于兰屿以西, 可达 49.5 cm/s; 次大流速位于冷涡以东, 可达 42.6 cm/s。400—500 m 层的流径与 200 m 层的基本相同, 只是北向的最大流速不再出现在兰屿以西而移到兰屿以东冷涡的东侧边缘, 400 m 层的可达 32 cm/s。同时, 冷涡的尺度也随之增大, 特别是沿 122°E 南北向的延伸增大, 冷涡边缘北可达 23.5°N, 南可达 21.5°N, 长轴超过 200 km (图 4c, d)。及至 700—800 m 层, 冷涡更向东扩展, 其东南部可达 123°E。与此同时, 沿冷涡西侧北上流向东海的海水更趋减少; 来自台湾东南海域的黑潮主流, 大部分在兰屿以南先作反气旋式流动, 继而绕过冷涡南端作气旋式流动(图 4e, f)。在 800 m 层上, 北流的海水由于苏澳以东海脊的阻塞几乎都向东及东南流去。另一方面, 在苏澳东南离岸较远处, 尚有较微弱(约 6—8 cm/s)的东北向流, 这可能是仍然存在着紧邻台湾东南海岸北上的海流的证据。在 800 m 层上最大北向

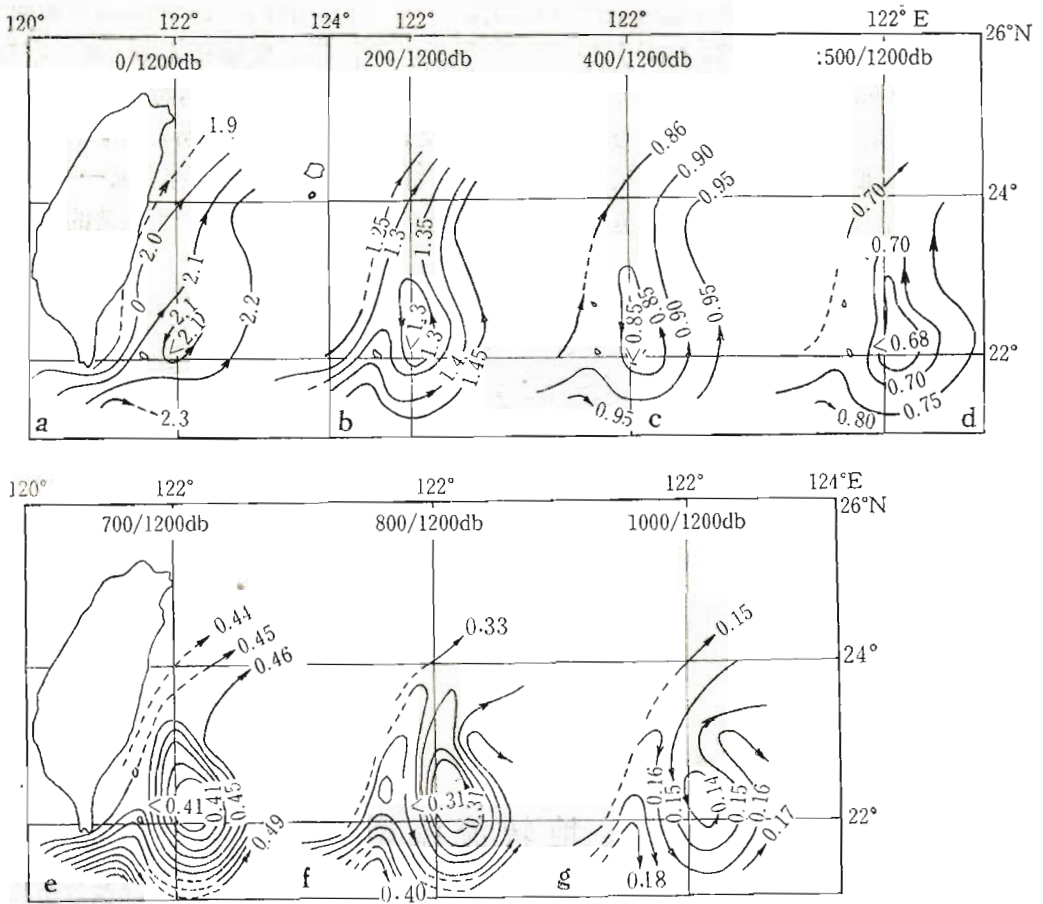


图4 各层动力高度 (dyn·m) 的分布

流速出现在冷涡东侧,可达 10.2 cm/s 。在 1000 m 层上,流动趋势几乎与 800 m 层的完全相同,只是流速更弱,冷涡东侧北向的最大流速已减少到 $4.3\text{—}4.5 \text{ cm/s}$ (图 4g)。

综合上述,可以看出,大约从 200 m 层起,沿台湾东南岸北上的黑潮,其流径愈来愈绕冷涡作弯曲(或“蛇行”)流动,主流不再是径直北流,而是由 NE 转向 SE—E—N 流动;而在 $800\text{—}1000 \text{ m}$ 层上,在 23°N 附近几乎绝大部分都向东流去。在弯曲途径的北侧出现一个尺度大约为 $100 \text{ km} \times 200 \text{ km}$ 的气旋型涡旋,它与温度垂直断面图(图 3)上的冷水上升相对应。

从上述各层地转流的分布中又可看出,上层流型与深层的有显著差异。从温度断面分布(图 3a—c)中可以看到,大约以 600 m 层为界,上、下层等温线的倾斜方向出现较显著的差异。根据这一现象,分别计算了上层($0\text{—}600 \text{ m}$ 层)和深层($600\text{—}1200 \text{ m}$ 层)的平均流速如图 5a, b 所示。图上箭矢代表两站间各层平均流速与断面正交分量的大小及方向。流线表示根据这些矢量所绘制的流型。从图上可以明显地看出,虽然上层和深层均存在着一个气旋式涡旋,但上层流型以向北流向东海为主,深层则以绕过涡旋向东流向太平洋为主。

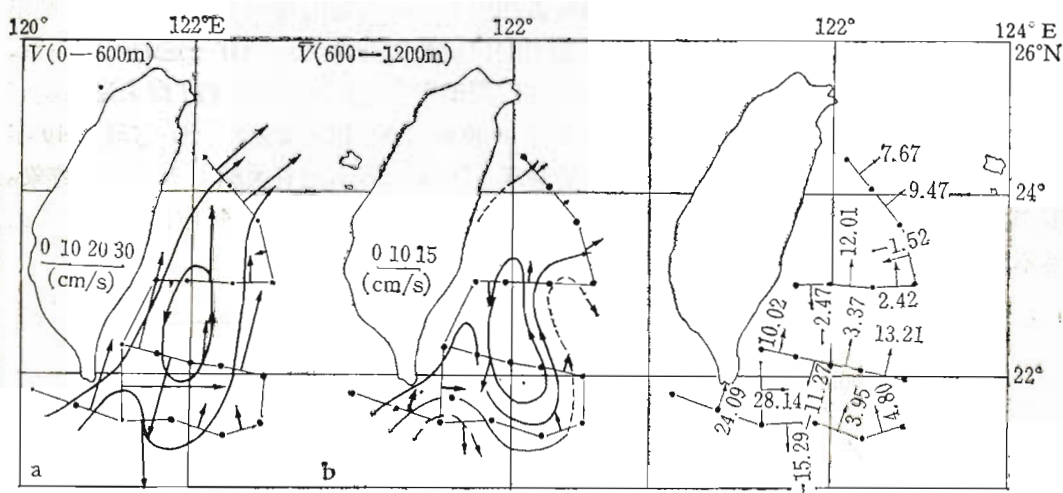


图 5 上层及深层地转流速 (cm/s) 分布

图 6 两站间的流量(以 1200 db¹为基准面)¹⁾

以 1200 db 为基准面的通过两站间的流量(体积输送量)如图 6 所示。正值表示北向, 负值表示南向。由图可知, 在台湾南端, 黑潮流向台湾东岸的总流量约为 $24\text{sv}^{1)}$, 通过台湾东北方流向东海的流量约为 17sv 。前一流量值可能略为偏大, 因为其中有很小一部分水体流入台湾海峡, 同时鹅銮鼻以南是深度只有 600—700 m 的水域, 这一影响在计算时也未消除。后一流量值可能略为偏小, 因为最北端的测站与海岸尚有一段距离。限于现有的观测资料, 要比较精确地考虑这些因素是很困难的。所以, 只能作为一个粗略的估计, 约有 5—6sv, 即 25% 左右的黑潮水向东流向太平洋。

三、讨 论

1. 黑潮在日本本州以南海域出现弯曲和冷水团的现象已成为当前西边界流动力学研究中最活跃的课题之一。尤其是, 最近发现它与南美洲西岸赤道区域的 El Niño 现象有着一定的遥相关关系^[10], 弯曲和冷水团出现机制的研究, 更受到海洋和气象学者们的重视。

迄今为止, 台湾东南海域——本州铍子外方这段黑潮主体, 除了在本州南方曾多次出现过弯曲和冷水团以外, 台湾东岸和东海中尚未观测到有较显著的弯曲和冷水团现象。所以, 根据现有文献来看, 本文中所指出的黑潮在台湾以东自表层至深层均出现弯曲和冷水团现象, 尚属首次报道。值得重视的是, 这次台湾以东出现弯曲和冷水团的时间(1940 年 2—3 月)正落在日本以南的黑潮(有观测资料可查的)首次出现大弯曲和冷水团的时期(1934—1944)内。这两者是否存在着某些内在的联系, 值得深入研究。可惜现尚无其他资料足以表明黑潮在本州以南出现大弯曲和冷水团的其他时期(如: 1953—1955, 1959—1963, 1975—1980 等), 台湾以东也有与本文所描述的(1940 年 2—3 月)类似的现象。当然两地的弯曲和冷水团的尺度与强度是有差异的。本州以南的冷水团, 其空间尺度(经纬度)约为 $(3-4)^{\circ} \times 2^{\circ}$, 而台湾以东的仅为 $2^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。同时, 后者的温度水平梯度亦较

1) $1\text{sv} = 10^6 \text{m}^3/\text{s}$

前者要弱得多。再者,前者发生在伊豆海岭以西没有任何岛屿的深海大洋处,而后者则出现在兰屿和绿岛以东的深水海域。现未知它的出现是否与岛屿地形有一定的因果关系,但纵观其他时期的调查资料(特别是 CSK 期间“阳明”号的多次观测资料)尚未发现类似的现象。图 7a 指出了“阳明”号 1967 年 9 月 1000 m 层的温度($^{\circ}\text{C}$)分布^[3],它与 1940 年 2—3 月 1000 m 层的温度(图 2d)分布有着显著的差异,看不出有类似冷涡存在的迹象。图 7b 是相应的 800 m 层的地转流分布(以 1000 db 为基准面),也与图 4f 中的分布型式迥然不同。故其出现与岛屿地形不一定有关。

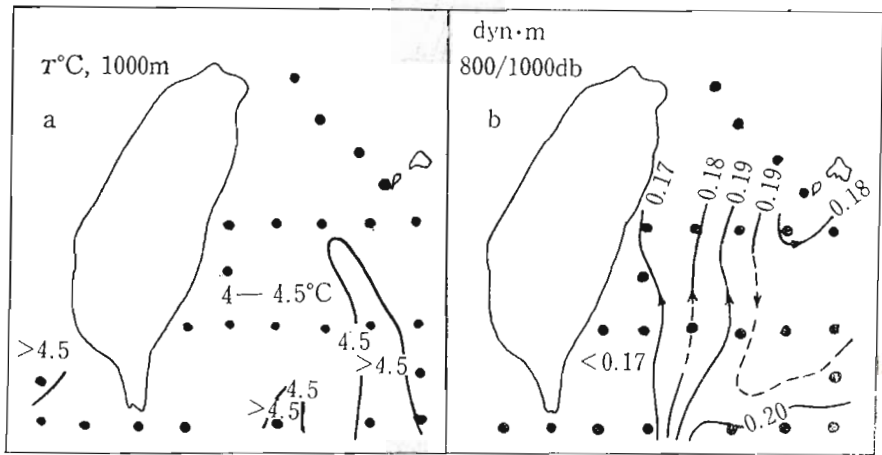


图 7 1967 年 9 月“阳明”号观测得出的温度($^{\circ}\text{C}$, 1000m 层)
及地转流($\text{dyn} \cdot \text{m}$, 800/1000db)分布

(根据 Data Report of CSK, No. 135, JODC, 1970a)

2. 苏澳以东海脊的延伸方向近乎与海岸正交(ESE),水深从南北两侧的 1000—2000m 陡减为 500m 左右,最浅处尚不及 200 m。所以,即使黑潮 500—600 m 以浅的水柱能挤缩着通过这一海脊之顶而流向东海,但肯定尚有相当一部分深层水由于海脊壁的阻塞作用而不能通过,必将折返南流。这又将反过来阻塞自台湾东南继续北上的深层水,从而迫使绕过冷涡东侧北上的海水折向 E—ESE 而流向太平洋。

关于台湾以东琉球群岛以南海域的海流,目前尚未进行过全面而详细的研究,只有一些零散的报道。例如, Nitani^[8] 在讨论东海及屋久岛东南黑潮流量时,给出了琉球群岛东南海域的 NE 向流量的多年变化曲线。Hasunuma & Yoshida^[4] 在讨论西北太平洋区域副热带流涡(gyre)的分离(Splitting)现象时,曾给出了这一区域的地转流(0/1000 db)分布图,并给出了一系列包括副热带逆流在内的带状流系结构。Kawabe^[7] 在讨论 PN¹ 及 E 断面黑潮流量的反位相关系时指出,当日本以南黑潮出现弯曲时,在琉球群岛海脊以东可能发展一支北向的与深西边界流相当的深层流,从而使通过 E 断面上层的“视”地转流量可能减弱。Nishizawa 等^[9] 在讨论通过 PN 断面的地转流量较通过 I 断面(九州东南)的为少时指出,在琉球群岛以东可能存在着一支流向 NE 的海流。

从以上这些报道中可以看出,琉球群岛东南海域存在着东向海流,并可能存在着深层西边界流。

作为一个推想, 本文在前面指出的深层黑潮绕过冷涡东侧北上由于苏澳以东海脊的阻塞作用而转向东流的那部分深层流, 可能作为黑潮深层流的迴流而折向南流, 也可能与 Kawabe^[7] 设想的琉球群岛东南的深层西边界流有联系, 或许就是深层西边界流的上游部分。为了检验这一推想, 进一步开展台湾以东琉球群岛以南海域的深水观测工作是很有必要的。

参 考 文 献

- [1] 管秉贤, 1978. 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—23.
- [2] Chu, T. Y., 1974. The fluctuations of the Kuroshio Current in the eastern sea area of Taiwan. *Acta Oceanogr. Taiwanica* 4: 1—12.
- [3] Fan, K. L., 1979. On upwelling along the southeastern coast of Taiwan. *ibid* 10: 151—159.
- [4] Hasunuma, K., and K. Yoshida, 1978. Splitting of the Subtropical Gyre in the Western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan* 34(4): 160—172.
- [5] JODC, 1970a. Data Report of CSK. No. 135.
- [6] JODC, 1970b. Existing Oceanographic Station Data in the South China Sea. 16 pp.
- [7] 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.
- [8] Nitani, H. 1972. Beginning of the Kuroshio, *In Kuroshio—its physical aspects* (edited by H. Stommel and K. Yoshida). Univ. Tokyo Press, pp. 129—163.
- [9] 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: 55—59.
- [10] Uda, M. 1980. Historical and recent advances in the studies of the Kuroshio and their future problems with application. *In The Kuroshio IV—Proceedings of the 4th Symposium for the CSK* (edited by A. Y. Takenouti) Saikon Publishing Company, Tokyo, pp. 983—993.

CURRENT PATH IN A DEEP LAYER OF THE KUROSHIO EAST OF TAIWAN

AN ANALYSIS OF THE OBSERVATION RESULTS OF FEB.—MAR., 1940*

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica, Qingdao)

ABSTRACT

Based on the deep sea (to 1200 m) observation data from Japanese R/V Komahashi (Feb. 26—Mar. 2, 1940), the Kuroshio path, especially in deep layer, is investigated as a case study from temperature distribution and dynamic height topography. Main results are as follows.

1. 500—600 m being as a boundary, the temperature distributions in the upper and deep layers are quite different from each other. The temperature in upper layer increased, and that in deep layer decreased with the increasing of distance from the shore.

* Contribution No. 1152 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.

A cold water area appeared to the east of Lanyu Island, its northward extension became wider with the increasing of the depth.

2. Dynamic height topographies (referred to 1200 db) at each level show that a cyclonic eddy appeared in the region east of Lanyu Island. The Kuroshio south of Taiwan, passing through both sides of the eddy, flowed toward the north as a whole. But in the near surface layers, it flowed mostly toward the East China Sea. While in the deep layers, the amount of water flowing northward along the west side of the eddy decreased with increasing of depth, and that flowing eastward and southeastward along the southern and eastern part of the eddy increased, which we considered that to be the result of the blocking effect on the northward flowing of the deep water due to the existence of submarine ridge northeast of Taiwan.

From about 200 m, the path of the northward flowing Kuroshio southeast of Taiwan began to meander cyclonically around the cold eddy, the deeper the depth it located, the more it meandered. The path of main current was no longer straight northward, but turned to E—SE. At 800—1000 m level around 23°N, the Kuroshio was almost entirely eastward flowing. The dimension of the cyclonic eddy is about 100×200 km.

3. Volume transport (referred to 1200 db) of the Kuroshio flowing from south of Taiwan to the east coast of Taiwan is around 24 sv. Volume transport of the Kuroshio flowing toward the East China Sea is around 17 sv. Therefore, as a rough estimation, about 5—6 sv (—25%) of the Kuroshio water flowed eastward to the Pacific Ocean.

4. The above-mentioned meander and cold eddy of the Kuroshio east of Taiwan occurred just in time of the appearance of the large meander and cold water mass of Kuroshio south of Japan in 1934—1944. Whether there is some intrinsic relation between these two phenomena is worth studying.

5. It is suggested that the deep layer water blocked by the submarine ridge and flowing eastward may flow southward as a recirculation. And there is another possibility that it may be related to the deep western boundary current southeast of Ryukyn Islands (Kawabe, 1980).

It is expected that the deep-sea expedition east of Taiwan and south of Ryukyn Islands would be systematically carried out in the near-future, a necessary and important event for exploring the Kuroshio path in deep layer.

黑潮调查概况及其研究意义

管秉贤

(中国科学院海洋研究所)

黑潮是北太平洋付热带总环流系统中的西部边界流,它与北大西洋中的湾流齐名,同是世界大洋中的著名强流。黑潮以流速、流量强大,流幅狭窄,延伸深邃,并具有高温高盐性质等为其特色。北赤道流在菲律宾东岸有一个向北流动的分支,黑潮即自此分支延伸而来。它流经巴士海峡以东,台湾东岸,东海和日本的南岸和东岸,其后再延伸为黑潮延续体。黑潮主体及其延续体合称为黑潮流系。

黑潮主体南北跨15个纬度(20° — 35° N),东西跨20个经度(120° — 140° E)。其中 130° E以西部分(即台湾东南到吐噶喇海峡段),称为黑潮的起源(或上游),其流径约占整个黑潮主体的一半(20° — 30° N, 120° — 130° E)。这部分黑潮与我国最为邻接,对我国的影响亦最为直接与明显,这就是本文中所指的黑潮。下面先简略地介绍一下当前黑潮调查研究的概况,再着重阐述我国当前开展这项工作的意义。

一、当前黑潮调查研究进展概况

自从和田雄治(1893)施放漂流瓶调查黑潮以来,在将近九十年期内,黑潮的调查研究得到了很大的持续不断的发展。当前黑潮调查研究是以黑潮变异问题为核心,研究反映变异的现象,寻求变异与其他水文气象因子的关系,探索变异的机制,以及这些变异与海洋生物的生态,渔业资源的变动和污染物的漂移等等的关系。在黑潮变异的研究中,又以研究大、中尺度的长周期性变化为重点,因为无论从实践还是从学科上讲,研究这类变化远比研究小尺度的短周期变化为重要。为此,几乎所有研究黑潮的中外学者,都强调建立并加强黑潮经常性的监测系统的重要性。

日本以南黑潮途径的大弯曲现象(最近一次持续达五年之久的大弯曲,刚于1980年8月份消失),已成为当前海洋学中最积极研究的课题之一。对于源地区域这部分黑潮,过去调查研究得比较少。但自国际性的“黑潮及其邻近海域的合作调查”(CSK, 1965—1977)开展以来,特别是近几年来,由于开始认识到东海黑潮的变异与日本以南黑潮的大弯曲现象有着内在的较密切的联系,所以这部分黑潮的调查研究,也开始进入了一个新的较活跃的阶段。

近二十余年来,日本除了在CSK中以主角姿态积极进行了包括东海在内的黑潮调查研究以外,日本气象厅、水产厅、水路部(一般合称“三官厅”)和有关研究所、院校等,更在东海开展了以研究黑潮变异动力学、水文学、海一气相互作用、污染物漂移和渔场海洋学等为重点的定期断面观测,多船大面积同步专题调查,锚泊站海流连续观测,浮标站自记海流

计长期观测,海底漂浮器底层流调查等多方面的工作。他们对东海调查投入了很大的力量,以1977年为例,日本在东海共进行了41个航次的调查,约占其该年海洋调查总航次的1/8。CSK结束以后,日本科技厅又立即组织全国有关力量,开展了包括东海(南到 25°N ,西到 $122^{\circ}30'\text{E}$)在内的为期六年的“黑潮开发利用调查研究”(KER,1977—)。迄今为止,在东海黑潮流经的个别断面(如冲永良部岛西北方的G—PN断面)上,已积累了水文和海流同时观测的系统资料近80航次。近年还应用新仪器开展了黑潮温度和流速结构的精细而重复观测,揭示了黑潮流轴具有多层结构等一些新现象。日本对东海黑潮的调查具有目的性明确、定期而持续、常规调查与专题调查相结合、方式方法多样化、观测手段逐步现代化等特点。调查计划除以整个黑潮命名外,还有单独冠以东海的(如“关于东中国海的研究”),和单独以东海黑潮区域为研究对象的(如“气团变性实验”:AMTEX)。在研究黑潮水和中國大陸沿岸水的混合机制的专题调查中所进行的多船大面积同步观测,其测区之广,测站之密,测层之多,同步性之强,短期内重复次数之多,都是东海海洋调查史上罕见的。调查结果除及时在“CSK资料报告”,“KER资料报告”,三官厅各自的观测资料报告上发表外,还出版了不少以刊载海流观测结果为主的图集(如:《海洋环境图—海流编—日本近海》,1979;《KER海洋图》,1980;《日本近海海流图》,1977,等等)。其中有关东海黑潮的部分都占了相当大的篇幅,为研究这部分黑潮的变异问题提供了良好的科学基础。日本学者已发表了关于整个黑潮流系的许多论文、报告和专著,但专门讨论东海黑潮的文章过去并不多。仅在最近几年内,由于开始认识到东海黑潮变异在整个黑潮流系变异中的重要性,有关这方面的文章才逐渐增多。重点是探讨东海黑潮流量变化与日本以南黑潮流量变异,特别是与大弯曲现象的关系。应该指出,关于这一问题的研究,目前仅系开始,还远未解决。

我国台湾省的海洋学者(主要是台湾大学海洋研究所的),自1962年起即开展以研究台湾东岸黑潮流速流量的变动,台湾附近海域的上升流和冷水团,巴士海峡的水交换为重点的调查工作。迄今为止,台湾大学的《阳明号》(1962—1969)和《九连号》(1969—1980)两艘调查船已先后在台湾及其附近海域进行了30余航次的水文调查和GEK观测。他们在六十年代参加了CSK,在七十年代参加了NORPAX等国际性的科学活动。调查结果除及时在“CSK资料报告”,“南中国海海洋资料”上发表外,还在“台湾大学海洋研究所研究报告”、“CSK学术讨论会论文集”上发表了几十篇讨论黑潮流速流量的变化,台湾附近海域的上升流和浮游生物等方面的论文和报告。

我国的气象工作者,早在五十年代初就开始认识到黑潮海域的温度分布和变化对我国东部沿海地区气候变迁(包括旱涝现象)的关系。我国的海洋工作者是从六十年代初才开始研究黑潮及其变异问题的。迄今为止,主要是引用日本的调查资料,对黑潮的温、盐度和流速结构以及黑潮所流经的几个断面上流速流量的变异作了一些分析研究。虽然,也得出了一些较有意义的结果,例如,阐明了东海黑潮流速流量的变动特征和原因及其与北太平洋付热带中心区域风应力涡度场的关系,提出了黑潮流速的几种计算方法等等。但是,我们目前所完成的工作还极其有限,还未对广大的黑潮源地区域进行较全面的研究,特别是尚未系统地开展黑潮的现场观测工作,这实是一项刻不容缓的海洋调查任务。

除了与黑潮最为邻近的中、日两国外,还有南朝鲜、美国、苏联和菲律宾等国的学者也都曾经和正在比较积极地进行这部分黑潮及其分支的调查研究工作。

黑潮专题研究规划设想

管秉贤

从国际物理海洋学发展的总趋势来看,海洋对气候影响的研究将是今后20年甚至更长时间内物理海洋学研究的重点。由于海洋主要是通过温度和海流的变异来影响大气的,所以环流变化规律的研究又是一项很重要的基础课题。黑潮是中国近海及其邻近大洋环流系统的主干,所以黑潮调查研究的重要性是不言而喻的。结合我国实情及四化建设的需要,我国开展黑潮调查研究的课题拟为:

“黑潮及其对中国近海水文分布、渔场变动和沿岸地区气候变迁等影响的研究”。

当前调查研究应立足于中国近海(如东海及南海),但应及时地面向台湾及菲律宾以东,琉球群岛东南和黑潮源地区域。并积极争取台湾省学者参加这项调查研究。

黑潮调查研究是综合性的,但以水文气象为主,同时应密切配合海水化学要素,海洋生物区系及生产力,污染物漂移,海底沉积物等的调查研究。

海洋水文气象方面的主要研究内容有:

1.东海、台湾岛和菲律宾以东黑潮上游的动力、热力结构及其变异规律(重点是长周期的大、中尺度现象);

2.黑潮上游变异与整个黑潮流系(特别是日本以南黑潮大弯曲现象)以及EL-Nino事件的关系;

3.黑潮的深层流结构(特别是台湾以东和冲绳海槽的深层环流),探明黑潮上游的深层是否存在明显的逆流?

4.东海黑潮水与中国大陆沿岸水的混合过程;

5.东海黑潮主干与对马暖流和台湾暖流的关系;

6.东海与太平洋通过琉球群岛诸海峡的水量交换过程;

7.琉球群岛东南海域的海流系统(特别是这里的付热带逆流)及其变异和与黑潮的关系;

8.黑潮与北赤道流的关系,阐明由后者延伸为前者的过程;

9.黑潮上游海域的海—气相互作用(重点是大、中尺度现象和过程);

10.巴士海峡的水量交换过程以及南海黑潮分支的动力、热力结构和变异;

11.黑潮变动(包括流速流量、流径、热盐结构等)对中国近海海况的影响以及由此所引起的对沿海地区气候变迁和近海水产资源变动等的影响;

12.黑潮上游部分的动能和温差能等的评价及开发利用,等等。

奋斗目标是:要求在1986年前,黑潮调查技术达到现代化和国际水平。在1990年前,为解决国民经济建设中与黑潮有关的若干重大问题(如黑潮与水产资源变动、气候变迁、水面水下军事活动、污染物漂移等的关系)和发展我国的远洋航运以及新渔场等提供物理海洋学方面具

—338— 本文刊于:中国海洋学会,国家海洋局合编,1985,

《我国海洋开发战略研究论文集》, p.338-339.

有先进水平的科学资料和依据。2000年前进一步提高水平，有些项目达到或接近当时的国际水平；并最终提出我国对黑潮海域的综合利用开发方案。与此同时，建立具有我国特色的黑潮变异动力学，完成若干具有较高水平的专著。

十分明显，黑潮调查研究既是一项海洋科学的基础课题，也是一项具有多种重要实践意义的应用课题。由于黑潮影响主要体现在长周期变动中，故其研究周期亦较长。它有一个开创和积累资料的过程，现在正是时候了，我们应从战略、学科及潜在的实践意义上来考虑这项调查研究的重大意义。

第二次中国海洋湖沼科学 会议论文集

Proceedings of the Second Chinese
Oceanological and Limnological
Science Conference

中国海洋湖沼学会编辑

*Edited by the Chinese Society
of Oceanology and Limnology*

抽印本

科学出版社

1983

黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征*

管 秉 贤

(中国科学院海洋研究所)

关于黑潮源地区域(指 130°E 以西)出现涡旋的报道,二谷认为,最早当推 R. Shigematsu (1932) 和 K. Koenuma (1936). 他们根据二十年代的调查资料,指出在吕宋海峡黑潮右侧(指顺流方向,下同)存在着一个暖涡. 二谷也引用四十到六十年代多次的观测

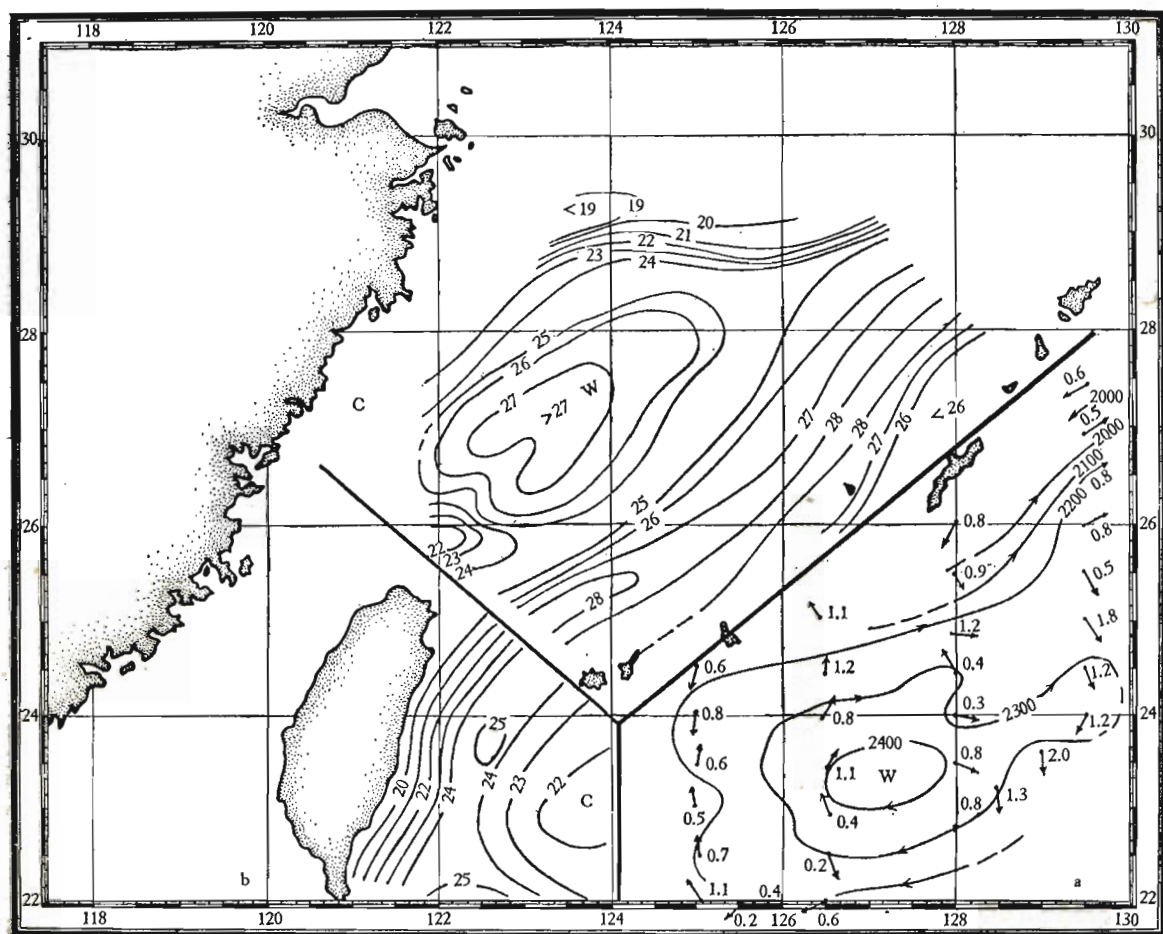


图 1 黑潮源地区的几个冷暖涡

(a) 动力高度(动力毫米), 0 分巴/1000 分巴。→ GEK 测得流速, 所注数字为节, 1975 年 4—5 月“长风丸”调查; (b) $T^{\circ}\text{C}$, 100 米, 1966 年 3—4 月“阳明”号调查; (c) $T^{\circ}\text{C}$, 50 米, BT. 1967 年 7 月“长风丸”调查

* 本文承我所吕彩霞同志计算资料及绘图, 范继铨同志清绘附图并帮助部分工作, 作者对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 574 号。

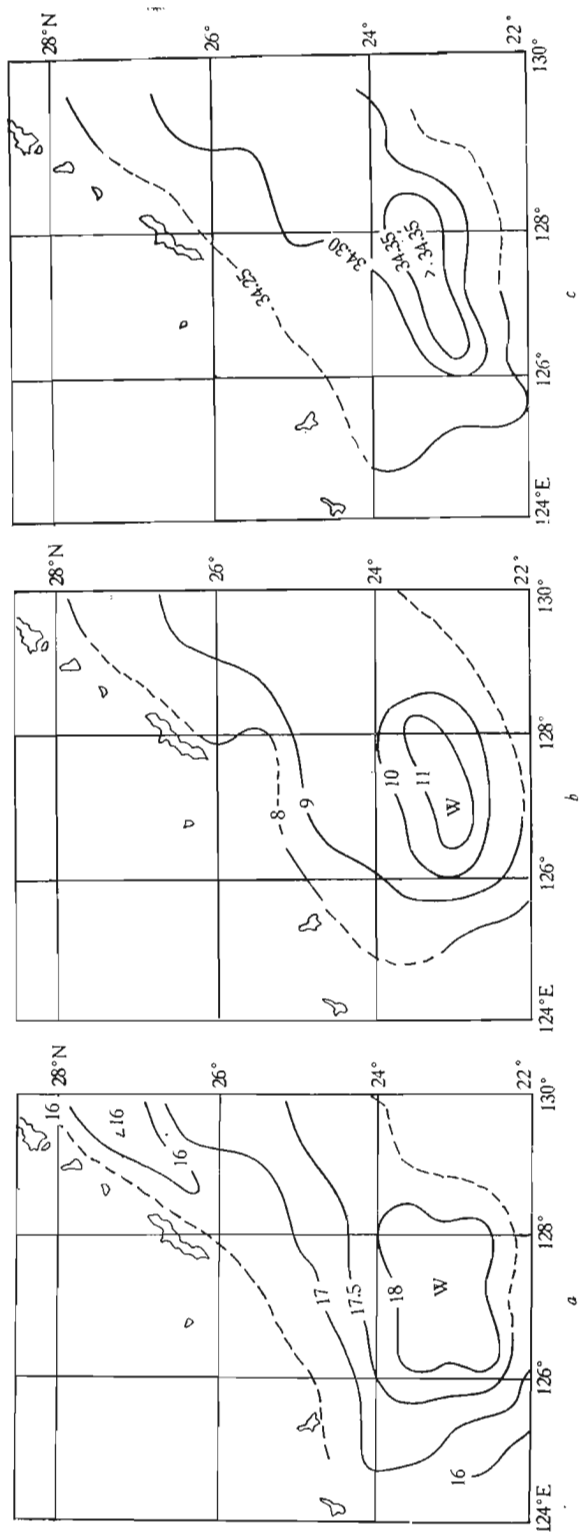


图2 琉球群岛以南暖涡的各层温盐度分布

(1975年4月29日—5月10日,日本“长风丸”调查) (a) $T^{\circ}\text{C}$, 300米; (b) $T^{\circ}\text{C}$, 600米; (c) $S_{\text{‰}}$, 600米

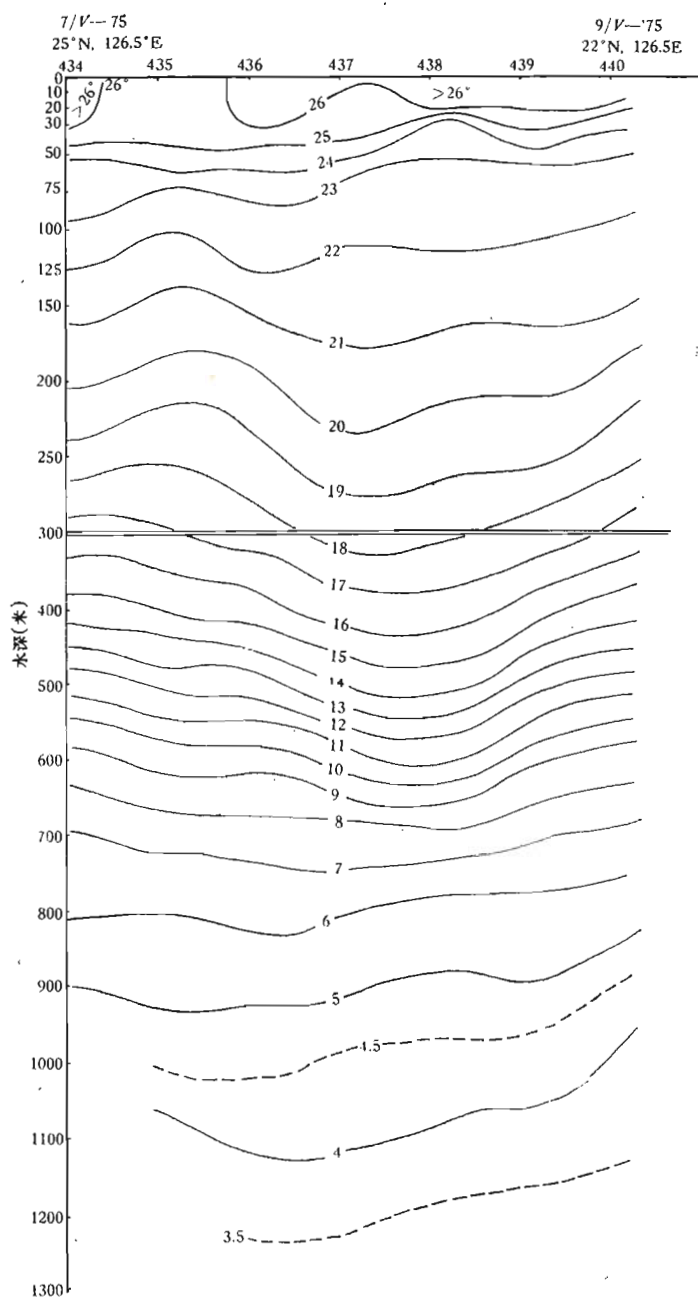


图3 沿 126.5°E 的水温 (°C) 断面
(1975 年 5 月 7—9 日, 长风丸调查)

结果,进一步指出那里有暖涡存在^[6]。近十几年来,日本在琉球群岛以南海域的调查,更揭示出这里海况的复杂性,冷暖涡都有,但尚未见到有关涡旋的专题报道。至于东海黑潮左侧的情况,本文作者^[2]和宇田及岸昭^[8]都分别指出在台湾以北彭佳屿附近海区经常存在着气旋式冷涡。井上尚文(1975)^[3]以及胡敦欣等(1980)^[1]也指出,在济州岛以南、对马暖流左侧存在着气旋式涡旋。

本文引用黑潮及其邻近水域的合作调查 (CSK) 期间 (1965—1977) 所得的水文及海流资料, 对黑潮源地区域流轴左右两侧曾出现过的若干个冷暖涡 (见图 1), 论述、分析它们的存在及主要特征, 并简略探讨一些有关的问题。

一、琉球群岛以南海域的暖涡

1975 年 4 月 29 日—5 月 10 日日本长崎海洋气象台的“长风丸”曾在琉球群岛以南海域沿四个经向断面进行了观测。表层动力高度和 GEK 观测结果如图 1 右下方所示。300, 600 米层的温盐度分布和沿 126.5°E 的水温断面分布分别见图 2—3 (资料见: 日本气象厅海洋气象观测资料, No. 57)。

从图 2—3 中可以看出, 琉球群岛以南海域, 约在 150—600 米层之间存在着一块暖水, 其中心位于 22° — 24°N , 126° — 128°E 区域内。温度水平梯度以 500—600 米层为最大, 暖中心和边缘约差 3° — 4°C 。就盐度分布而论, 暖中心为高盐水, 温盐度等值线的分布趋于一致, 但盐度梯度极小, 600 米层上中心和边缘的盐度差仅 0.15‰。从质量场来看, 围绕这块以高温(低密)为主要特征的水体应有一个反气旋式涡旋。从图 1 上实测海流结果与表层动力高度 (0 分巴/1000 分巴, 动力毫米) 分布的比较中显而易见, 两者的分布是趋于一致的: 30 余个实测矢量沿着动力高度等值线描绘了三圈顺时针式流动, 这表明海流作反气旋式运动。同时, 表层地转流速平均值约为 30 厘米/秒 (~ 0.6 节), 而 30 余个 GEK 实测流速的平均值约为 0.8 节。故可认为, 流速计算值与观测值亦较接近。笔者还分析了这一海区其他有关资料, 认为 1975 年这次观测结果是琉球群岛以南海域存在过封闭性明显的暖涡的一个典型例子。更有意义的是, 根据质量场得出的流动与表层流实测

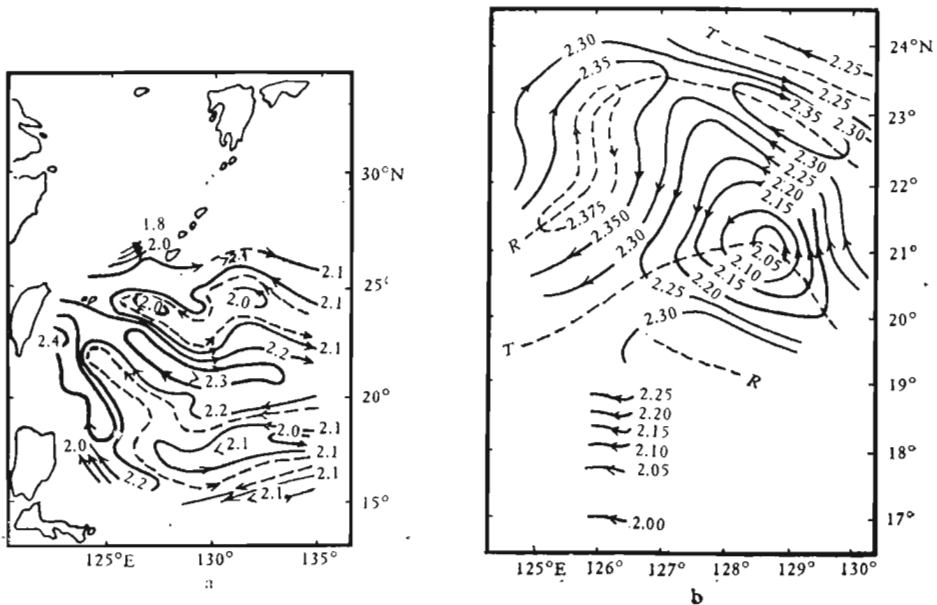


图 4 琉球群岛以南海域海面相对于 1000 分巴面的动力高度(动力米)分布

(a) 1974 年 2—3 月 (根据 K. Hasunuma & K. Yoshida, 1978^[4], fig.2)

(b) 1975 年 1—2 月 (根据 T. Nakao, 1976^[5], fig.3)

结果趋向符合,亦即涡旋具有较明显的地转或准地转性这一事实,为今后引用质量场资料解释涡旋的流场提供了一个较良好的例证.

这个暖水团的尺度较大,且伸展甚为深邃.从 126.5°E 断面(图 3)来看,温度垂直梯度以 300—600 米层,特别是 500—600 米层之间为最大, 8° — 21°C 的等温线集束在厚度为 500 余米(150—700 米)的水层中,主温跃层即在此处.这里水层的波动可使涡旋性质发生显著和根本的变化.相应于这团暖水,海面形成了以 $23^{\circ}30'\text{N}$, $127^{\circ}00'\text{E}$ 为穹顶的凸面,穹顶比边缘约高出 0.2 动力米.显然,这一巨大的位能源自次表层以下的暖水.但使这里主温跃层向下深凹的动力又来自何处?这是一个值得深入研究的问题.

下面联系这一海区近年来的调查研究结果,对这个暖涡的由来作一粗略的探讨.

日本东京大学海洋研究所的“白凤丸”曾于 1974 年 2—3 月和 1975 年 1—2 月在琉球群岛以南海域进行了两次范围较广的海洋调查.在这两次调查时期,海面相对于 1000 分巴面的动力高度分布分别见图 4a^[4] 和图 4b^[5].

结合 1974 年 2—3 月,1975 年 1—2 月和 4—5 月三次调查结果来看,在 130°E 以西, 22°N 以北海区的面(即本文所述暖涡的位置)上,每次都出现动力高度(均为 0/1000 分巴)大于 2.3 动力米的高区,但其形状和位置均有较显著的变动.例如,1974 年 2—3 月时,这一高脊位置偏南,只有其西北部才跨越 22°N 线,等高线在这区域内亦未封闭.待到 1975 年 1—2 月,高脊已北移,且因受南部低槽楔入的影响而分成两部分,封闭性仍不明显.到了同年 4—5 月,高脊才发展成为如图 1 中所示的明显趋于封闭的涡旋.从这高区前后三次的位置和形状来看,它们虽有差异,但联贯性仍较显著.

莲沼和吉田称这个(大于 2.3 动力米的)高脊为热带脊(tropical ridge),并认为它是组成北太平洋西部副热带流涡的三个次级流涡之一,此脊北部边缘的东向流动即为副热带逆流^[4].

中尾也认为,在 21° — 24°N 之间,沿着(大于 2.3 动力米的)那个高脊北部的东向流动是副热带逆流^[5].

根据以上论述,笔者认为,图 1 中以 $23^{\circ}30'\text{N}$, $127^{\circ}00'\text{E}$ 为穹顶的高脊,可能就是莲沼和吉田所提出的热带脊或其中的一部分,因其封闭性显著,也可能是其脊顶.这样,图 1 中脊北部的边缘该是副热带逆流的一部分了.再联系三次调查结果来看,到 1975 年春,热带脊向北移动到 1974 年早春时副热带槽的位置,副热带逆流也随之北移,移到了紧贴琉球群岛南侧的海域.这一事实与 White 等(1978)所指出的副热带逆流的位置和强度具有很大的季节和多年变化这一结果相一致^[6].但应指出,本文提出的这个暖涡伸展颇为深邃;而莲沼和吉田则认为,赤道区域动力高度分布的特征,几乎完全确定于 200 米以浅的表层低密水的量,因而与热带及北赤道次级流涡有关的海流是相当浅薄的^[4].这一差异值得注意.

再往前追溯,在 CSK 初期,“长风丸”在 1965—1967 年间曾沿 127°E 断面进行过四次观测,每次都出现过类似的暖区(图略,资料见 CSK 资料报告: Nos. 3, 54, 85, 102).根据 1975 年 4—5 月份资料的分析结果可以推测,当时也可能出现类似的涡旋现象,只是位置和强度有所变动而已.由此可知,在琉球群岛以南海域,涡旋,特别是暖涡的出现是很频繁的.

二、台湾以东海域的冷涡

在 CSK 期间(1965—1969)的春秋两季,台湾省“阳明”号调查船曾在台湾附近海域进行过多次调查。这项资料指出,在台湾东岸黑潮主流的右侧,除了出现自北至南流的逆流外,在石垣、西表岛以南的海域,曾多次出现一个明显的冷区¹⁾。图 1 左下方所示为 1966 年春季 100 米层的温度分布,它在动力高度(0/800 分巴)图上表现为一气旋式涡旋。1966 年秋季的观测结果见图 5。限于调查范围,图上只能看到大半个冷涡(资料见:CSK 资料报告, Nos. 39, 67)。

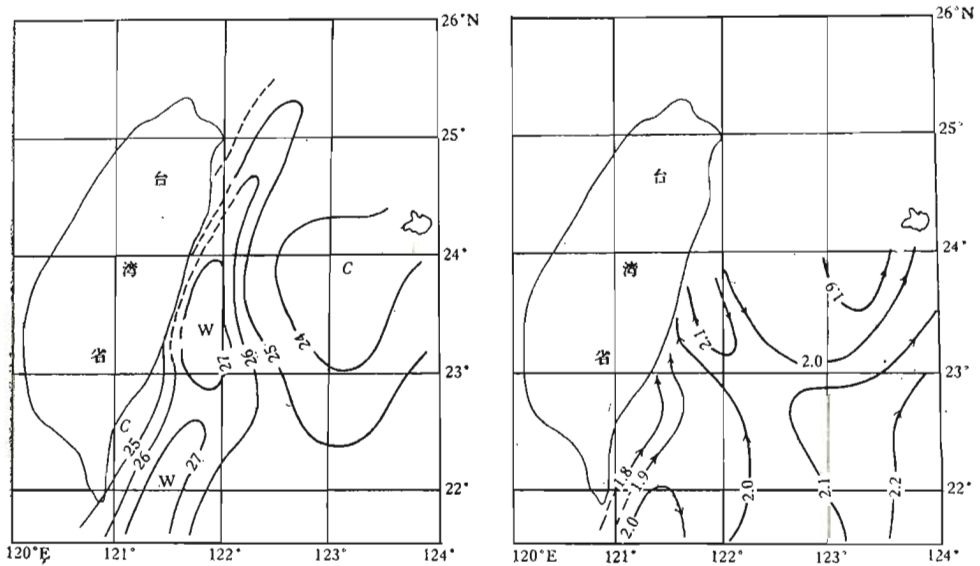


图 5 台湾以东海区 100 米层温度及海面动力高度动力米分布
(1966 年 9—10 月“阳明”号调查)

这个冷涡的中心,一般位于 100—300 米层内,在 100 米层上中心和外缘的温差可达 2° — 3°C 以上。这个冷涡看来较稳定,位置亦大体固定。我们认为,它的出现可能与石垣、西表等岛屿的存在有关。

从 1966 年春、秋两次观测结果(图 1 与图 5)的比较中可以看出一个明显的差异,即在 100 米层上春季时出现的冷涡以及黑潮右侧的暖核,秋季时向西趋岸移动,暖核几乎接近到了台湾海岸。这情形在 200 米层上仍然如此。此时,冷涡还向纵深扩展,可到 50—500 米层内。从图 5 的动力高度分布图上还可看到,由于冷涡西移迫使暖核靠岸,邻近台湾东岸处(花莲以南外方,沿 $23^{\circ}45'N$ 断面),黑潮近表层流速出现负值。这一现象,在地转流场上一直可存在到 200 米层左右,从 250 米层起的深层流则仍然向北。根据黑潮其他区域动力计算与实测结果趋向符合的事实,我们认为,这次黑潮近表层(0—200 分巴)在地转流场出现的南流现象当与实况趋于一致。

1) 最近,从日本“海洋科学”(1979 年 8 月,第 11 卷 8 号,第 694 页)上看到,茶丹正明也有类似报道(题为“宫古島南冷水渦について”,载“海洋科学号外 2”),原文未见。

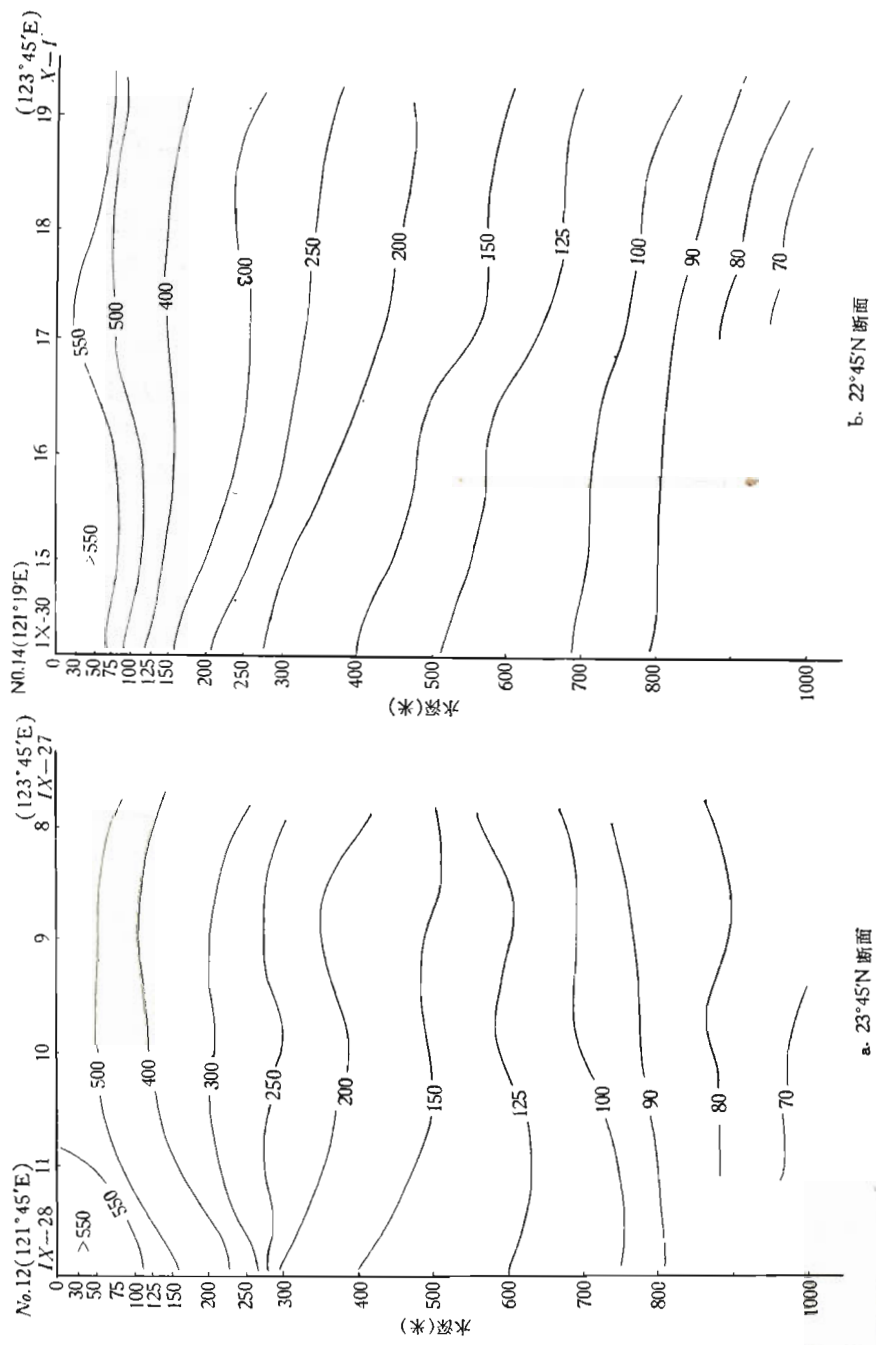


图 6 台湾以东海域两个纬向断面上的热比容偏差 ($\Delta \sigma_t$, 10^{-3} 厘米³/克) 分布, (1966 年 9—10 月“阳明”号调查)

从当时天气分析中可以看出,这种黑潮近表层水的南流现象与台风的影响分不开,从而它只是一种局部的临时性现象. 这个断面是在1966年9月27—28日观测的. 9月下旬台湾以东海面上曾出现一个中心低压为982.5—990毫巴的强台风,它跨越琉球群岛自南向北移动. 台风中心在9月23日最接近台湾东岸时,位于 24.5°N , 128°E 处,距岸仅5—6个经度(图略). 当时,来自台风左上部的强劲东北风,迫使近表层水向西趋岸输送,因而黑潮近表层的流轴也向岸移动,暖核和冷涡随之靠岸. 图6为分别沿 $23^{\circ}45'\text{N}$ (9月27—28日观测)和 $22^{\circ}45'\text{N}$ (9月30日—10月1日观测)两断面的热比容偏差(Δ_{st} , 10^{-5} 厘米³/克)分布图. 从图上可以看出,在北部断面上,轻水($\Delta_{st} \geq 500 \times 10^{-5}$ 厘米³/克)向岸堆积,在沿岸附近,等比容线自东向西下倾,其影响可达250米层左右. 海面因而自西向东下倾,黑潮近表层水才向南流. 而在观测略晚的南部断面上,75米层以上还能看出类似情形,但影响已甚轻微.

北部断面是在台风中心最接近海岸之后4—5天观测的,当时风力已大大降低,海上实测风速最大仅17—18节(蒲氏5级),最小仅9节(蒲氏3级),但海水趋岸堆积的现象,此时仍然持续着. 由此可以推知,在这个例子中,台风对黑潮的影响,从台风距岸最近的日期算起,至少可维持4—5天或以上. 这是气象对海洋影响的一个典型例子,进一步的研究是很有意义的.

三、东海西南部的暖涡

图7为“长风丸”1967年7月15日—8月1日在东海调查得出的50米层温盐度分布图(资料见:日本气象厅海洋气象观测资料, No. 42). 从图上可以看出,在台湾东北方,此时存在着一个显著的高温低盐即低密水区,尺度较大,约占 $2^{\circ} \times 3^{\circ}$ 经纬度方格,指向

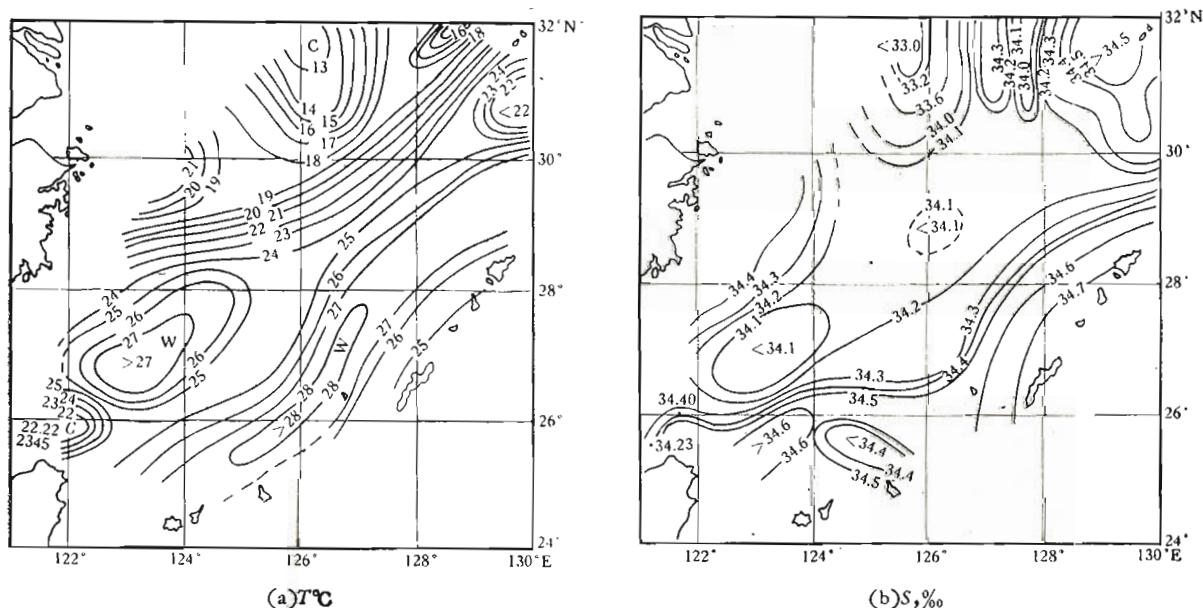


图7 东海1967年夏季50米层温盐度分布

1967年6月30日—8月1日,“长风丸”调查。(其中标有·者,系“阳明”号1967年5月9—10日调查)

为 SW-NE, 略呈椭圆形。温度水平梯度相当强, 中心与外缘之间的温差可达 4°C 余。在暖水的南北两侧, 则分别为黑潮和另一梯度很强的锋面。温盐度的分布颇相一致, 盐度梯度亦较强, 但盐差不及温差大, 故称这一趋于封闭的高温低盐水区为暖区。它在 75 米层上也同样存在, 且梯度更大。在 100 米层上, 因这里深度超过 100 米的测站很少, 且达到这一深度的测站的水温亦较低, 故暖区似不复存在 (75, 100 米层图略)。图 1 所示台湾以北 50 米层的 BT 资料 (测站数目比用颠倒温度计观测的增加一倍) 进一步证实了上述暖区的存在。但应指出, 在表层分布图上, 高温低盐特征以及封闭性都不明显, 故这个暖区的存在有时易为人们所忽略。

笔者在研究东海海流时, 认为夏季这个高温低盐水区乃系来自台湾海峡的水舌^[2], 象本文图上呈现这样明显的封闭性, 诚属罕见¹⁾。因而, 着重对下列两个问题作了进一步的分析。

1. 围绕这个暖区, 是否存在反气旋式环流? 因无实测流速资料, 这个问题只能从其他途径来加以论证。首先, 实践经验表明, 在夏季海水层化显著季节, 除河口附近区域外, 地转流理论在浅海适用。故这一暖区与反气旋式流动相应, 当无疑义。但这里地形复杂, 常规动力方法, 难以得出较好结果。另一方面, 定性理论指出, 层化明显时, 海水将主要沿等密面进行混合, 故等密面可视为“准等熵面”, 从而等密面的深度分布可用来判定海水的流动。

东海 1967 年夏季热比容偏差 ($\Delta_{st} = 500 \times 10^{-5}$ 厘米³/克) 面的深度分布如图 8 所示。该图指出, 这个热比容偏差面深度的分布与图 7 中等温线的分布几乎完全趋于一致, 而且封闭性亦同样显著。等比容面自暖中心向边缘上倾, 和边缘处相比, 穹顶的等比容面下降可达 30 米左右。因而, 围绕穹顶将有反气旋式流动存在, 否则, 等比容面便不能维持这样的分布。在 400×10^{-5} 厘米³/克面上, 情形类似 (图略)。但在 300×10^{-5} 厘米³/克面上, 封闭性就趋消失, 100 米等深线似有向西北突出的迹象 (图略)。联系 100 米层上温盐度的分布来看, 可以认为, 100 米等深线的这种走向表示: 在深底层里潮水有逆坡流向陆架的趋势, 而与近表层、次表层存在着趋于封闭的暖涡, 颇为不同。

在“长风丸”的这次观测中, 东海黑潮区域由质量场算得的流动, 经比较与当时的 GEK 观测结果相符 (图略)。还有, 在前述琉球群岛南部的暖区中, 也有类似比较结果可为佐证。所以, 我们认为, 大约在 75 米层以上应有围绕着这一暖区的反气旋式流动存在。

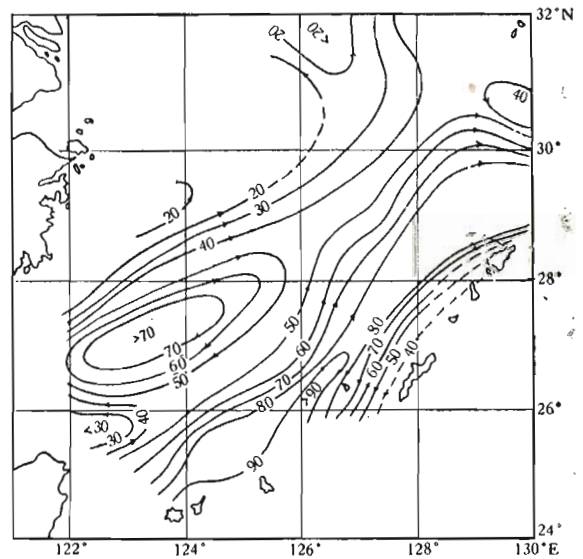
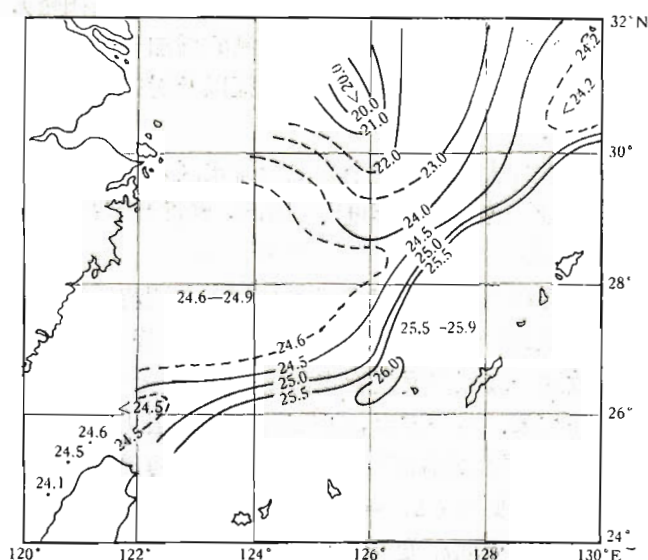


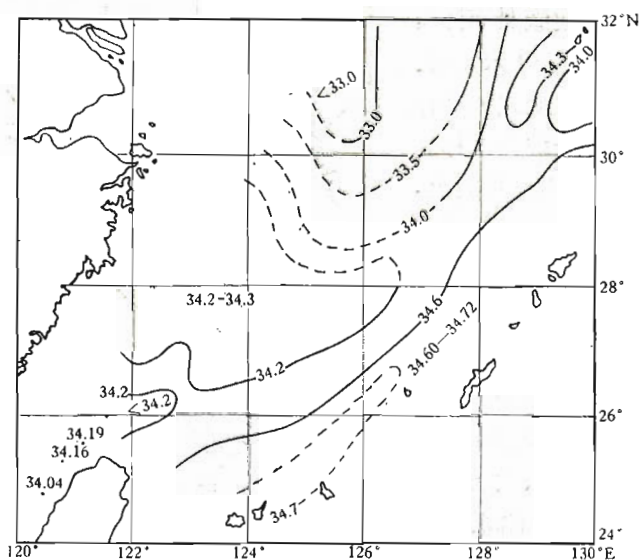
图 8 东海 1967 年夏季热比容偏差 ($\Delta_{st} = 500 \times 10^{-5}$ 厘米³/克) 的深度 (米) 分布
(1967 年 6 月 30 日—8 月 1 日“长风丸”调查)

1) 最近, 邢成军 (手稿, 1979) 引用与本文不同年份的资料, 也得出了类似结果。

2. 这一高温低盐水来自何处? 我们选取这次调查中分别位于黑潮区域和这一暖区内的一些测站, 绘制了有关的 T-S 图解(图略). 可以明显地看到, 至少在 400×10^{-5} 厘米³/克等比容面上, 黑潮和这暖涡两者的水文特征, 差异显著, 自成体系. 特别应指出的是, 黑潮不具有象暖涡那样的低盐水¹⁾. 到了 300×10^{-5} 厘米³/克面以下, 两者趋于一致.



(a) T, °C



这表明,此处的水文特征受到了逆坡向西北上流的黑潮水的较大影响。

从这次调查中等比容面 ($\Delta_{\sigma_t} = 500 \times 10^{-5}$ 厘米³/克) 上的温盐度分布 (图 9), 可以更清楚地看到,在此面上,调查海区明显地存在着这样三个主要水体,即黑潮水,黄海冷水和台湾海峡暖水(暂名)。在 400×10^{-5} 厘米³/克面上,情况类似(图略)。黑潮水和海峡暖水两者的温盐度分布均极其均匀,而黄海冷水则梯度颇大。三个水体的温盐度特征值如表 1 所示。

表 1 $\Delta_{\sigma_t} = 500 \times 10^{-5}$ 厘米³/克面上各水体的温盐度特征值

	黑 潮 水	台湾海峡暖水	黄海冷水
温度(°C)	25.5—25.8	24.6—24.9	<23.5
盐度(‰)	34.6—34.7	34.2—34.3	<33.75

在“长风丸”这次调查期内,台湾海峡中没有同期实测资料。因此,只能引用同年 4—5 月“阳明号”在这海峡中所得的温盐度资料(见 CSK 资料报告, No. 102)作一近似比较。1967 年 5 月 9—10 日台湾海峡东北部与东海最邻近的三个测站,它们在 500×10^{-5} 厘米³/克面上的温盐度值分别为: $T \sim 24.1^\circ - 24.6^\circ\text{C}$, $S \sim 34.04 - 34.19\text{‰}$ 。这与表 1 中海峡暖水的温盐度值(系 1967 年 7 月 15—23 日观测)颇为接近或几乎一致。所以,从这一简单比较看来,这一暖区的水体(指在 $400 - 500 \times 10^{-5}$ 厘米³/克面上的)很可能主要来自台湾海峡,而并非来自黑潮主干,当然,有可能混合有一小部分附近海区的其他水体。这是笔者到目前为止所持的观点。本节结论与笔者引用 1932、1973 年夏季资料得出的相同^[2]。至于本文中暖区在 50 米层上趋于封闭,而在前文相应层次却表现为水舌¹⁾,这一差异除了可能与当时调查海区的大小、测站布置的疏密和暖区位置的变动等有关外,其他原因也值得注意。

上面仅对近十年间(1966—1975)黑潮源地区域出现过的几个冷、暖涡作了个例分析;至于它们之间有无相互联系,联系又何在,目前尚难得知。图 1 中把不同时期观测到的三个涡旋绘在一起,这只表明,在狭窄的西部边界流两侧常常出现尺度比黑潮(横流)流幅为大的各种涡旋这一事实而已。所以,本文用北太平洋西部的具体例证,支持了 Swallow 最近所提出的“在强大的表层流附近常常出现各类涡旋,这点看来是无疑的”论断^[7]。

参 考 文 献

- [1] 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.
- [2] 管秉贤, 1978. 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.
- [3] 井上尚文, 1975. 東シナ海大陸棚上の海底附近的流動. 海と空, 51(1): 5—12.
- [4] Hasunuma, K., and K. Yoshida, 1978. Splitting of the Subtropical Gyre in the Western North Pacific. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, 34 (4): 160—172.
- [5] Nakao, T., 1976. Hydrography South of the Okinawa Islands where Leptocephalids were collected. *J. Fac. Mar. Sci. Technol.*, Tokai Univ., No. 9, pp. 33—45.
- [16] Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In “Kuroshio—its physical aspects”, edited by

1) 其中 1973 年 7—8 月的资料也表明, 东海西南部 500×10^{-5} 厘米³/克面上的等深线分布同样超于封闭(图略)。

- H. Stommel and K. Yoshida, University of Tokyo Press, p. 129—163.
- [7] Swallow, J. C., 1976. Variable currents in Mid-ocean. *Oceanus*, 19(3): 18—25.
- [8] 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. In "The Kuroshio III. Proceedings of the Third CSK Symposium, Bangkok Thailand, 1972" pp. 199—218.
- [9] White, W. B., K. Hasunuma and H. Solomon, 1978. Large-scale seasonal and secular variability of the subtropical front in the Western North Pacific from 1954—1974. *Jour. Geophys. Res.*, 83 (C9): 4531—4544.

THE MAIN FEATURES OF SEVERAL COLD AND WARM EDDIES IN THE AREA OF THE BEGINNING OF THE KUROSHIO

Guan Bingxian

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

On the basis of the hydrographical and current data obtained during the CSK period (1965—1977), the phenomena of several cold and warm eddies occurring on both sides of the beginning of the Kuroshio are reported. These eddies were observed in the areas: (1) to the south of the Ryukyu Islands (Apr.-May, 1975), (2) to the east of Taiwan Island (Mar.-Apr., Sep.-Oct. 1966), and (3) to the north east of Taiwan Island, July, 1967). The main features of these eddies are analyzed in a manner of case study from the point of view of hydrophysics. Further more, problems, such as the origin of the Taiwan Warm Water, the effect of the typhoon on the Kuroshio, and the relation between the warm eddy occurring to the south of the Ryukyu Islands and the Sub-tropical Counter current, are discussed briefly. Through this study, it is evident that there seems to be no doubt that eddies of various kinds are commonly present near the beginning of the Kuroshio.