

黃海冷水团的水温变化以及环流 特征的初步分析*

管秉賢

(中国科学院海洋研究所)

夏季潛居于黃海深底层的冷水团(“黃海冷水团”),是我国近海水文特征中一个突出而重要的現象。有关这一冷水团的調查工作,日本学者早在1921年春就开始了^[1];在北黃海的个别断面上,迄今已累积了一定数量而比較系統的資料。但就整个黃海而論,特别是南黃海,系統性的資料还很缺乏。

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

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

- (1) 冷水团区域水温季节变化的主要特征;
- (2) 冷水团水温的多年变化以及可能导致这种变化的主要原因;
- (3) 与水温分布有关的冷水团环流(水平流速及垂直流速)的主要特征;和
- (4) 垂直涡动热传导系数 K_v 的量值。

本文将取大連一成山角断面(見图1)作为代表,故着重分析北黃海冷水团的情况。

选取这一断面作为代表的理由是:

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

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

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

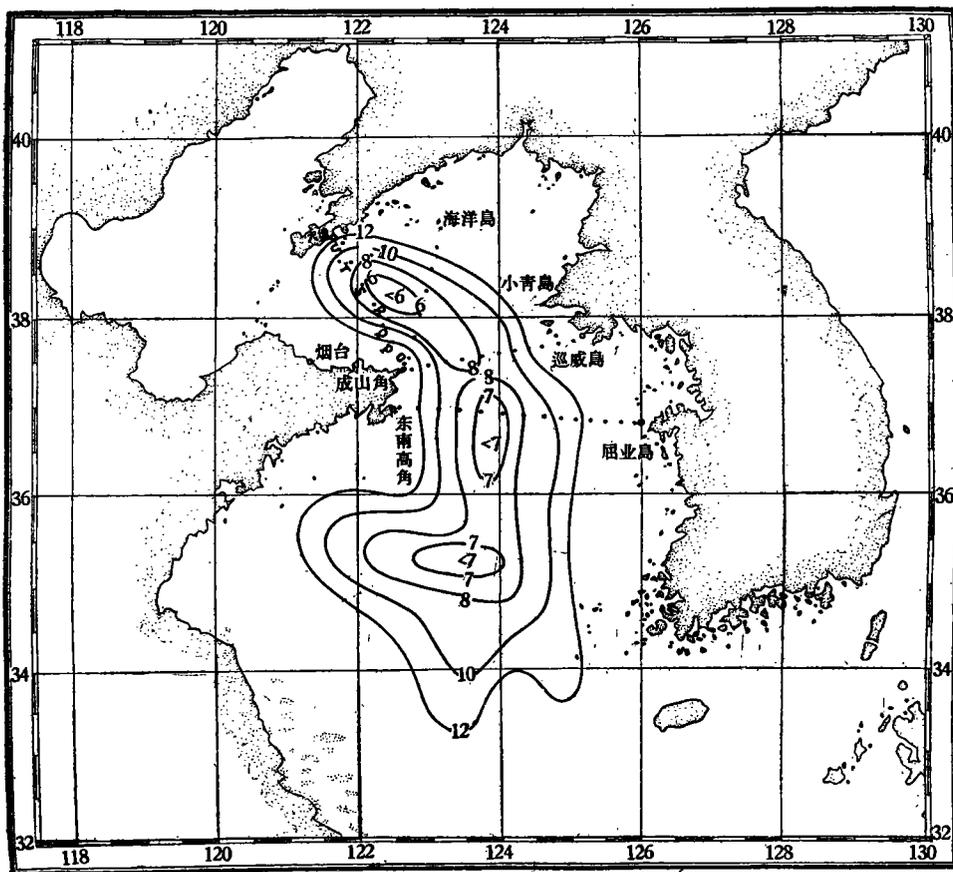


图1 断面位置及8月底层水温分布(水温分布根据赫崇本等, 1959)

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

并见表3),故易于识别和比较冷水团强度的时间变化。

(3) 将这一断面所得的某些分析结果,与其他断面上的情况作了比较,表明这一断面是有较好的代表性的。

本文所引用的资料,均取自:

- (1) “海洋水文参考资料”, I. (中国海区及朝鲜西岸)^[4];及
- (2) “中国气温资料”^[1]。

一、冷水团区域水温季节变化的主要特征

对于黄海冷水团的水温分布及其季节变化,已经有了比较细致的研究。但除少数工作外,都是根据“准天气式”的一次观测值资料进行分析的;本节拟根据“气候式”的多年平均值资料,来探索水温季节变化的主要特征。为此,我们曾利用大连一成山角断面10年(1928—1937)间的完整资料^[4],计算了各月的温、盐度平均值,并据此绘制了断面分布图。

1. 水温断面分布的季节变化

从这些资料的分析中可以看出,这一断面上水温的季节变化,有如下的基本特点:

(1) 一年期間的水溫,以 3 月為最低,8 月為最高。最低時,斷面兩端的水溫小於 2°C ,中部的溫度約為 3°C 左右。最高時,斷面中部的表層水溫大於 24°C ,深底層水溫仍在 $6-8^{\circ}\text{C}$ 之間。

(2) 各季水溫的分布趨勢是:冬季諸月(12—3 月),斷面中部水溫高而兩端低,4 月為過渡階段,中部與兩端水溫相差不大,即幾乎呈均勻狀態;其餘諸月,深層水溫均是中部低而兩端高。近表層水溫,在 5—9 月期間,仍為中部高而兩端低,而在 10—11 月期間,則分布頗為均勻。

從相應的溫、鹽斷面圖聯繫起來看,冬季諸月斷面中部為高溫高鹽水,兩端為低溫低鹽水,兩者左右並列;夏季則近表層為高溫低鹽水,深底層為低溫高鹽水,兩者上下迭置。

(3) 各季水溫垂直結構的形式是:冬季諸月(12—3 月),水溫分布呈垂直均勻或接近垂直均勻狀態;夏半年(5—10 月)則出現層化現象,6—9 月尤為顯著。4 月為開始層化的時期,而 10—11 月則為層化漸趨消失的時期。在層化最顯著的時期,上均勻層的厚度較小,一般約為 10 米;深層(25 米層以下)則溫度的垂直梯度較小,形成了厚度較大的下均勻層。入秋以後,上均勻層的厚度逐漸加大,躍層加深,而下均勻層則漸趨縮減。

2. 水溫月偏差斷面分布的季節變化

為了分析逐月水溫升降的情況,又根據上述平均值資料,計算了水溫的逐月偏差(即從後一個月的溫度值減去前一個月的溫度值,故正值為增溫,負值為降溫),其斷面分布見圖 2。

圖 2 指出:一年內水溫的月偏差以 3 月為最小。2 到 3 月,斷面右端的水溫幾乎沒有變化,左端降溫亦不到 1°C 。3 月以後,整個斷面開始增溫。在 4—8 月期間,表層及兩端增溫快,中部深層增溫緩;月偏差的等值綫多呈水平分布,其形狀與冷水團的水溫分布相似。6 月份為增溫最快的一個月,表層增溫達 6°C 以上;自此以後,增溫漸緩。9 月起表層開始降溫,但表層以下仍繼續增溫,此時,增溫最快的區域由表層移向深層。全年深底層增溫最快的時期,即在 9 月;在這月里 25 米層增溫可達 6°C 以上,底層亦可達 $3-4^{\circ}\text{C}$ 。9 月以後,降溫區域加大加深,增溫區域則相應縮小;11 月起,降溫最快的區域移向兩端。在 12—2 月期間內,整個斷面同時降溫,等值綫多呈垂直分布。降溫速度以 12 月成山角附近海區為最快,亦可達 6°C 左右。

以上系根據多年平均值資料得出的情況,經與逐年的水溫分布相比較,兩者的趨勢是一致的。

3. 水溫季節變化的振幅與位相的斷面分布

為了進一步探索黃海冷水團的熱結構及其在水溫季節變化中的重要性,我們利用上述平均值資料繪制了斷面上各站層的水溫季節變化曲綫,如圖 3 所示。

從圖 3 中可以看出,表層以下的各組水溫季節變化曲綫,其形狀隨站位及深度而異。為了分析這種變異的原因,現將各站層的水溫季節變化曲綫,按照下式^[9]

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

進行了調和分析,求得了“熱”波的振幅和位相(見表 1)。

上式中的 ω ——熱波角頻率; T_0 ——各站層十二個月的平均溫度; T_1 、 T_2 ——熱波全年分量及半年分量的振幅; ϕ_1 、 ϕ_2 ——熱波全年分量及半年分量的位相。

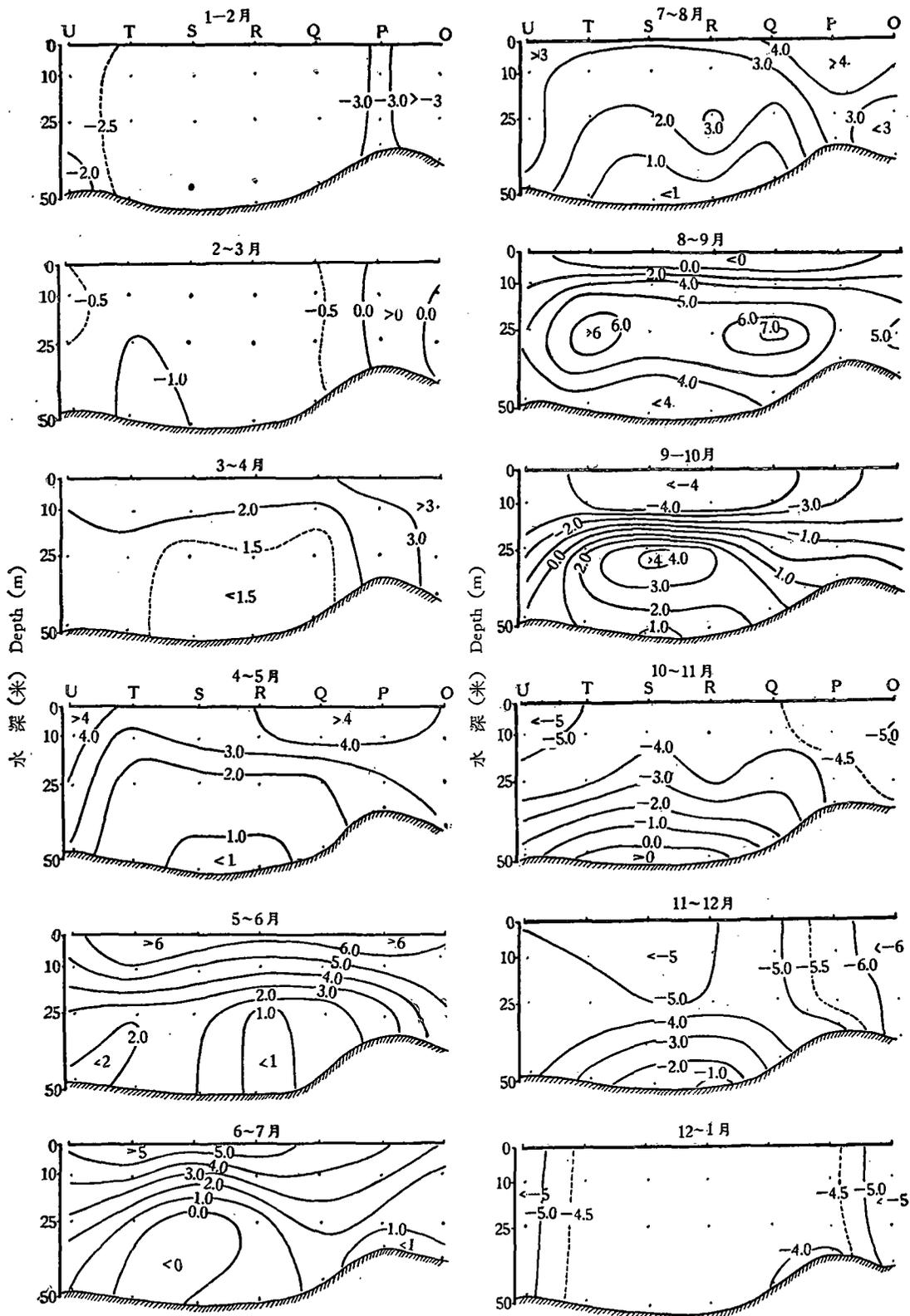


图2 大連一成山角断面水溫月偏差(°C, 正值为增溫, 負值为降溫)的分布

Fig. 2. Sectional distribution of monthly temperature deviation (°C, positive values—increasing, negative values—decreasing) from Dairen to C. Shantung.

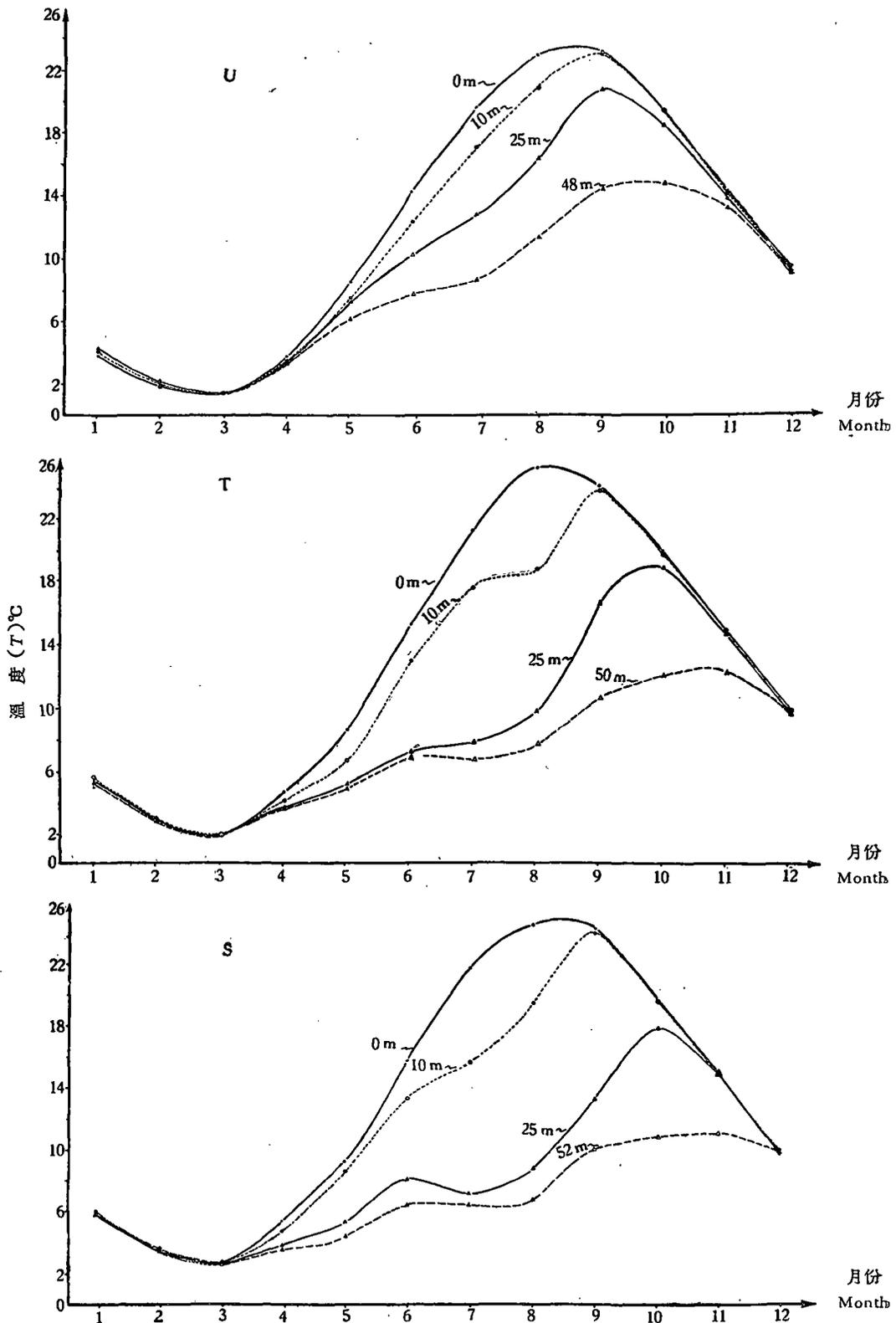
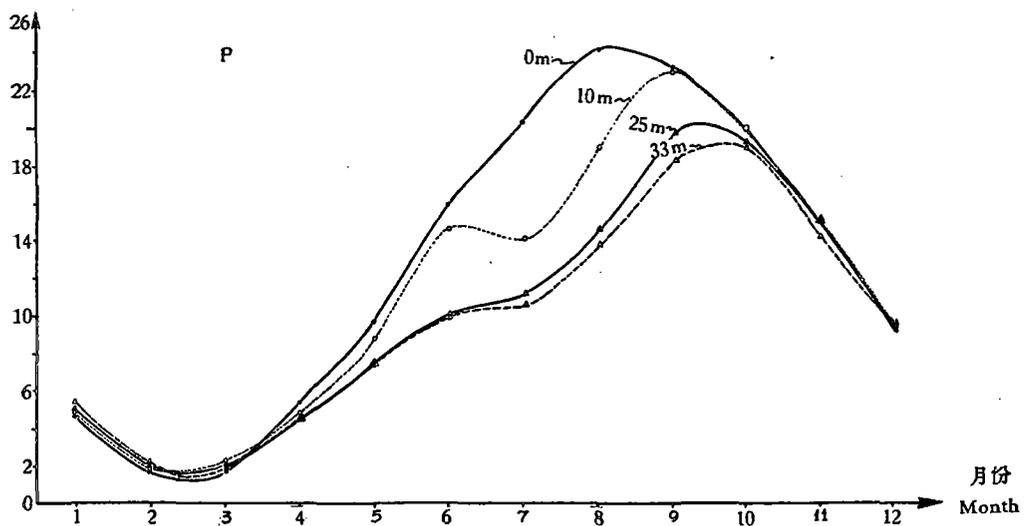
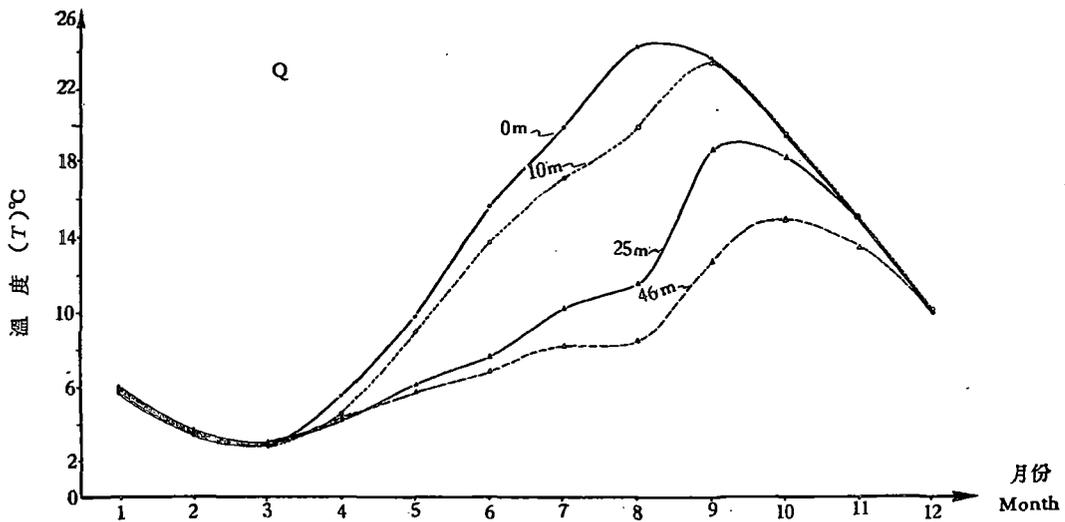
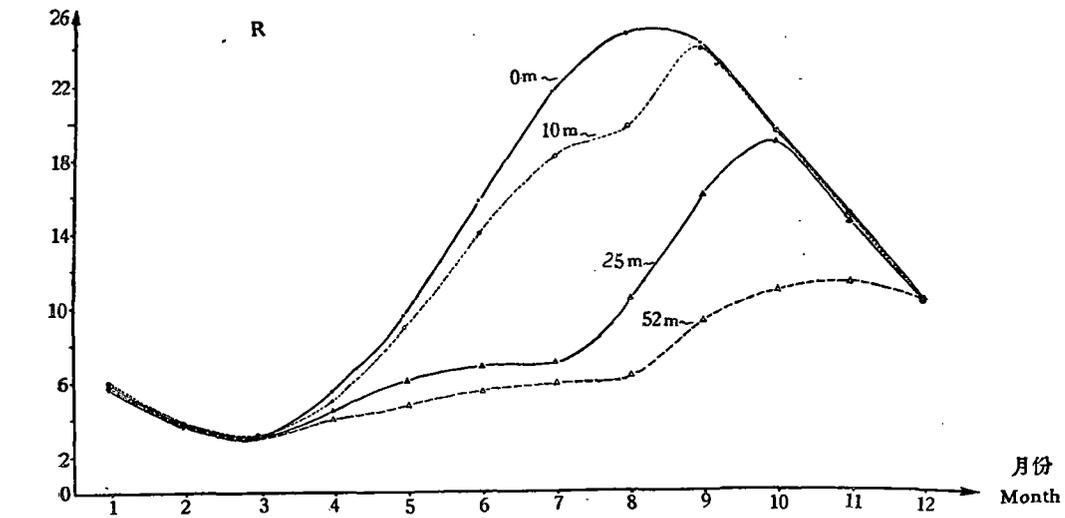


图3 图注见下



續图 3

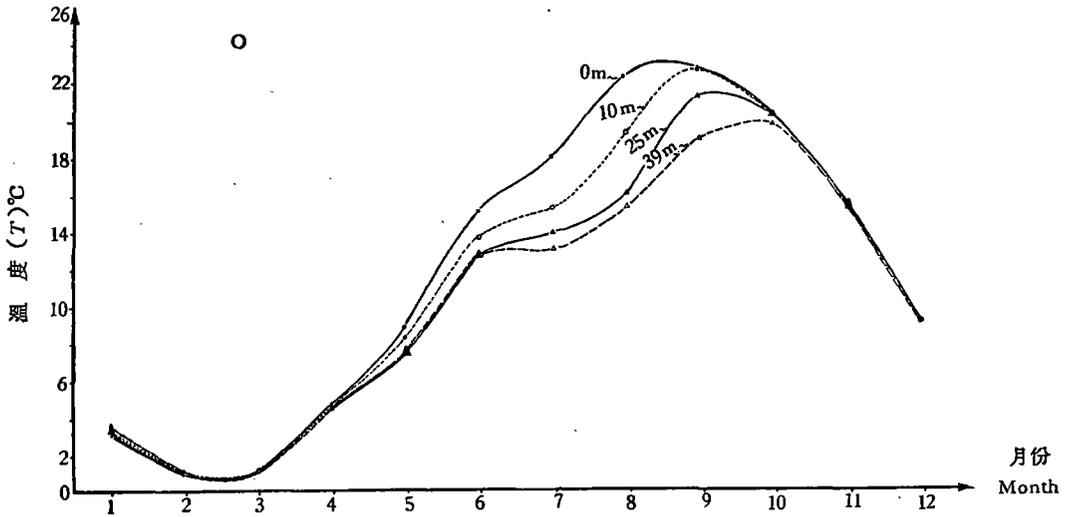


图 3 大連—成山角断面各站水溫季节变化曲线

Fig. 3. Annual temperature variations for the stations along Dairen—C. Shantung section

表 1 大連—成山角断面平均水溫(1928—1937)的調和分析結果

Table 1. Results of the harmonic analysis of the mean temp. curves along Dairen—C. Shantung Section, 1928—1937

(振幅, amplitude: T , °C; 位相, phase: ϕ , °)

层次 Level 分量 Components 站号 Station	0 m		10 m					25 m					底层 (Bottom)					平均深度 (m) Mean depth (m)			
	全年 Annual		半年 Semi-annual		全年 Annual		半年 Semi-annual			全年 Annual		半年 Semi-annual			全年 Annual		半年 Semi-annual				
	T_0	T_1	ϕ_1	T_2	ϕ_2	T_0	T_1	ϕ_1	T_2	ϕ_2	T_0	T_1	ϕ_1	T_2	ϕ_2	T_0	T_1		ϕ_1	T_2	ϕ_2
U	12.0	11.2	227	0.4	112	11.3	10.8	231	0.6	144	10.9	9.6	234	1.4	168	8.1	6.6	246	1.6	225	48
T	12.8	11.6	227	1.1	54	11.6	10.5	233	0.4	90	8.7	7.5	258	2.4	198	7.1	4.8	263	1.5	240	50
S	13.0	11.1	225	1.0	45	11.8	10.0	230	1.0	165	8.4	6.0	256	2.4	225	6.7	4.0	264	1.6	240	52
R	13.1	11.7	227	1.4	63	12.2	9.4	228	0.9	162	8.9	6.8	264	2.6	195	6.6	4.0	272	1.9	252	52
Q	13.0	11.0	225	0.5	96	12.0	9.5	228	0.7	156	9.6	7.2	252	2.2	184	8.2	5.6	257	1.8	220	46
P	12.6	11.4	222	0	0	11.5	9.7	227	1.3	180	10.1	8.2	237	1.9	190	9.8	7.5	237	2.1	198	33
O	11.9	11.0	225	0.6	210	12.0	10.4	228	1.2	180	10.5	9.6	231	1.9	192	10.2	8.4	231	2.0	214	39

这些調和常数的分布情况(见图 4),具有下列一些特点:

(1) 水溫季节变化以全年分量为主,半年分量对全年分量的振幅之比 (T_2/T_1), 一般均小于 0.3; 但在冷中心附近处, 比值可达 0.4 以上, 即半年分量几乎为全年分量之半。

(2) T_0 、 T_1 的变化趋势相似, 而 T_2 則与之相反。 T_0 与 T_1 之值, 在垂直方向上, 均随深度的增加而减少; 在断面方向上, 除表层比較不規則外, 其值則自断面两端向中部遞減。 T_2 之值, 自表层向深层逐漸增加, 除在断面两端外, 其值以 25 米层附近为最大。

(3) ϕ_1 、 ϕ_2 的变化趋势相似, 自表层向下, 位相均落后; 且各层的位相差值, 自断面两端向中部遞增。除断面两端外, 全年分量的位相差, 以 10—25 米层間为最大。 半年分量

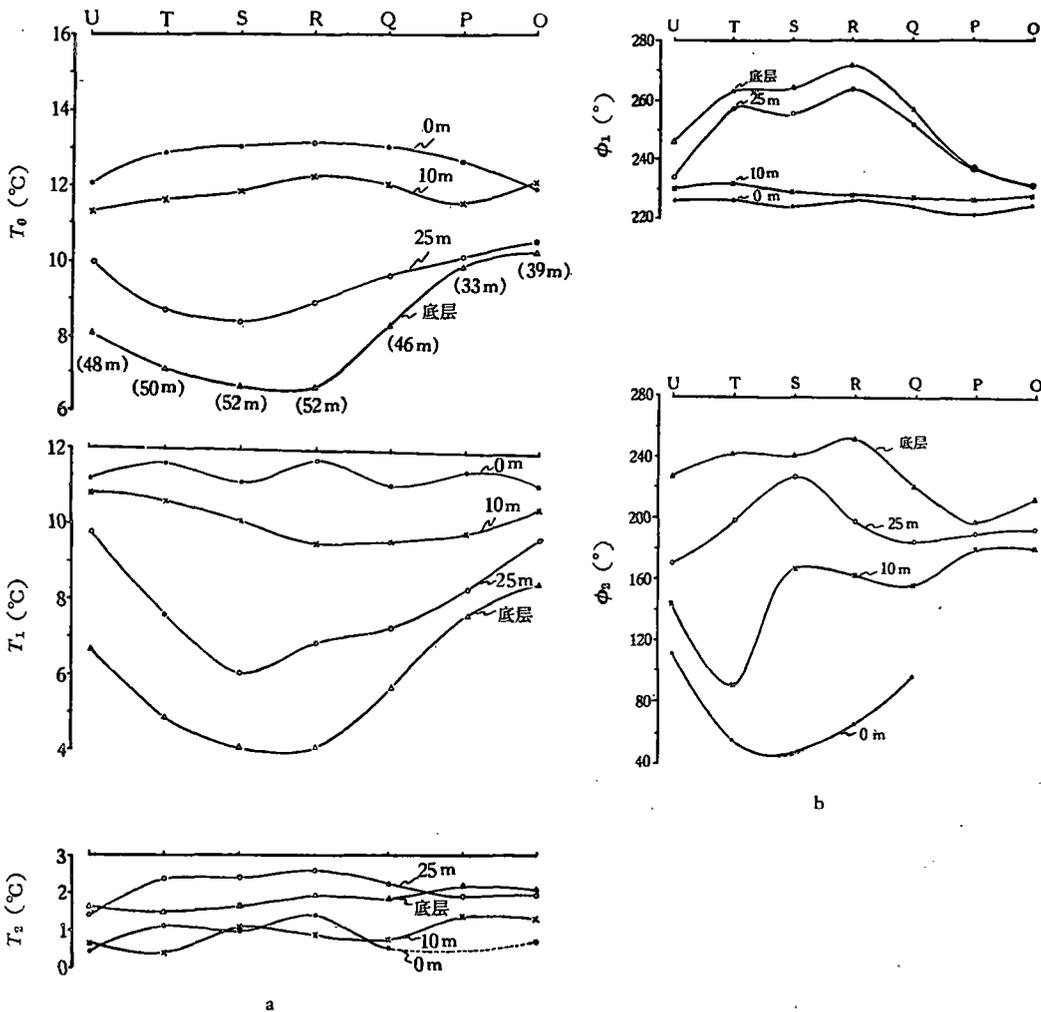


图 4 水温季节变化的振幅及位相的断面分布

Fig. 4. Sectional distribution of the amplitude and phase of the annual temperature variation.

a: T_0 , T_1 , T_2 ; b: ϕ_1 , ϕ_2 .

因振幅较小,位相的计算误差相对地增大,故分布较复杂;但表层与深层的仍有所不同。

这些特点表明:热量向深层传播的情况,随着断面上各站的位置而异。对于全年分量来说,在断面中部,热传播得比较慢;而在两端,则正相反。位相差最大的10—25米层间,也正是冷水团锋面最显著的地方。这些均显示了跃层对于热传导的“抑制”作用。

全年分量的物理意义是十分明显的,而半年分量的意义,则迄今所知甚少。对此,本文仅能指出如下一点线索。

从图4中水温季节变化曲线的形状来看,凡是出现跃层的测站,表层以下的曲线,便不复呈简单的余弦形状,而在夏半年(约在4—10月或5—11月)期间出现“畸变”;同时这种畸变,又在跃层附近为最甚。另一方面,半年分量的振幅亦以断面中部跃层附近处为最大,而在跃层较弱的断面两端则较小。所以半年分量的出现与曲线的畸变是有一定联系的。又本海区出现跃层的时间,如上所述,约为半年左右,以是推断:表征曲线畸变的半

年分量,可能是由于跃层现象而产生的。

这样看来,这一断面上水温季节变化的振幅及位相的分布,与冷水团及其锋面,亦即跃层有着密切的关系。这在 T_0 、 T_1 、 T_2 及 T_2/T_1 的断面分布图上(见图 5)可以看得更为明显。

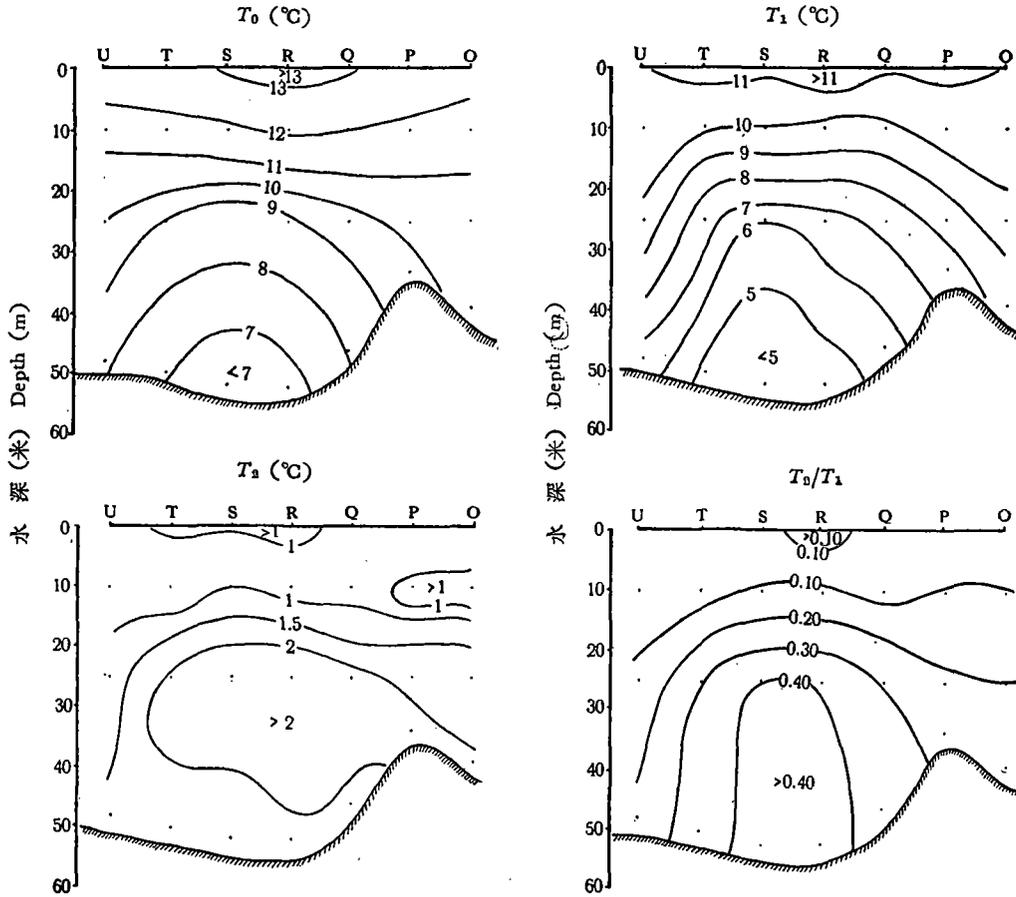


图 5 水温季节变化的振幅(T_0 , T_1 , T_2 及 T_2/T_1)的断面分布
Fig. 5. Sectional distribution of the amplitude (T_0 , T_1 , T_2 and T_2/T_1) of the annual temperature variation.

T_0 、 T_1 、 T_2/T_1 及 T_2 的分布趋势,都在不同程度上反映了夏季冷水团水温结构的特征。特别是前三者,其分布趋势,与冷水团的形貌更为相似:在断面中部,等值线上凸;而在断面两端,等值线则下凹。它们量值的变化趋势是: T_0 、 T_1 均自表层向深层减小; T_2/T_1 自表层向深层增加; T_2 则以冷水团锋面附近为高区,而向其上下水层及两端递减,但梯度较小。

二、冷水团水温的多年变化以及可能导致这种变化的主要原因

在分析冷水团水温的多年变化时,我们取大连一成山角断面上每年 8 月份的水温为代表。这主要是由于 7—8 月间为北黄海冷水团的强盛期,此时锋面最为显著,水温变化

亦較穩定之故。这些,可以从R站(位于断面中部)10年平均值得出的10—25米层的水温差值(見表2)和冷水团夏季水温的月偏差(見图2)得到充分的証明。但因7月份的資料不及8月份为完整,故在极大多数年份中我們取8月份的水温为代表,个别年份亦有用7月份的資料。

表2 R站水温10年(1928—1937)平均值10—25米层的差值

Table 2. Difference of the mean temp. between 10 and 25m levels of Station R, 1928—1937

月 份 Month		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
水 温 Temp. (°C)	10m	6.1	3.8	3.0	5.0	8.9	13.8	17.9	19.6	23.9	19.3	15.0	10.0
	25m	6.1	3.7	3.0	4.5	6.1	6.8	7.0	10.2	15.8	18.7	14.4	10.1
	差值, Differ.	0.0	0.1	0.0	0.5	2.8	7.0	10.9	9.4	8.1	0.6	0.6	-0.1

在分析冷水团水温的多年变化以及导致这种变化的主要原因之前,我們可以先来看一看冷水团中心位置变动的情况。这里所指的中心位置,仍然是就大連—成山角断面而言的。我們取断面上8°C等温綫和海底所包的面积作为冷中心的范围(关于取8°C等温綫作为标准的原因,詳后)。自1928年起的13年期間(1928—1931,1933—1940,1943)8月份冷中心的位置、底层最低水温、及其出現深度的变动情况如表3所示。

表3 大連—成山角断面冷水团中心位置及底层最低水温的变动情况

Table 3. Variations of the location of the center of the cold water mass and the bottom lowest temperature

年 份 Year	中心位置 Location of the center (Station)	底层最低水温, Bottom lowest temp.		8°C綫与海底所包的相对面积 Relative area enclosed by 8°C isotherm and the bottom
		温度, Temp. (°C)	出現深度, Depth (m)	
1928	S—R	5.6	56	1428
1929	S—R—Q	6.0	50	1260
1930	S—R	4.6	52	1460
1931	S	7.2	54	282
1933	S—R	4.8	57	1737
1934	R	5.8	55	687
1935	S—R	8.0	53	0
1936	S—R—Q	4.8	55	2200
1937	S—R	6.0	57	1010
1938	S—R—Q	5.3	52,47	1266
1939	S—R	6.7	51	404
1940	R	6.7	51	608
1943	S	6.7	56	480

由表可知,在这13年期間,8月份的底层最低水温虽变动在4.6—8.0°C之間,但冷中心的位置却始終比較穩定:大多数年份,均位在断面中部附近而略偏于大連方面;其最低水温出現的深度亦均为50余米左右;这一区域即是“黄海槽”在該断面上的最深部分。

1. 冷水团的最低水温与冬季气温的关系

如取底层最低水温作为黄海冷水团水温多年变化的一个指标,則从表3可知,在此期

間,黃海冷水團 8 月最低水溫的最小值為 4.6°C,出現在 1930 年;最大值為 8.0°C,出現在 1935 年;平均值為 6.0°C。為了尋求水溫多年變化的主要原因,又將表 3 中每年 8 月的底層最低水溫與斷面附近地區(如大連、煙台)同年 1 月的平均氣溫^[1]作了比較,結果如圖 6 所示。

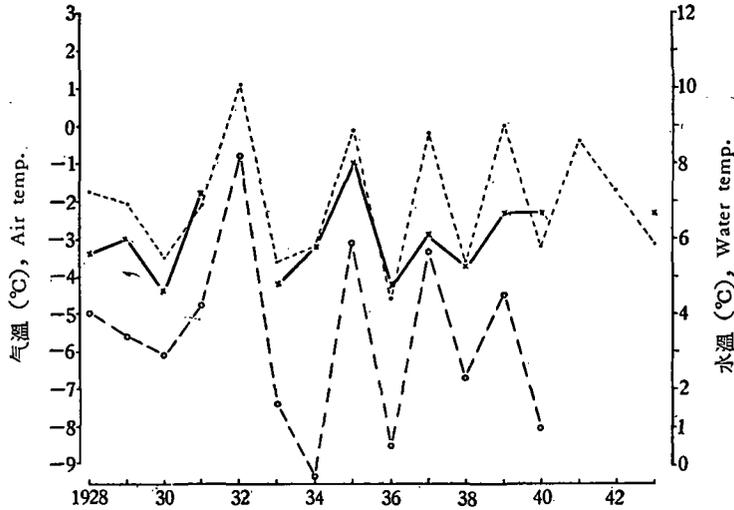


圖 6 大連—成山角斷面 8 月底層最低水溫和附近地區(大連及煙台) 1 月平均氣溫的多年變化的比較
 Fig. 6. Comparison of the secular variations of the lowest water temp. in Aug. (along Dairen—C. Shantung section) with those of the mean air temp. in Jan. (of Dairen and Chefoo)

· · · · · 煙台 1 月平均氣溫 Mean air temp. in Jan. of Chefoo
 ○ — ○ — ○ 大連 1 月平均氣溫 Mean air temp. in Jan. of Dairen
 x — x — x 8 月底層最低水溫 Lowest water temp. in Aug.

這三條曲線的變化趨勢相當一致,代表冷水團最低水溫多年變化的那一條曲線(圖中實線),幾乎全部在煙台與大連的兩條氣溫曲線(圖中虛線)的變動範圍之內。曲線表明: 1 月份的平均氣溫,大約每隔 1—2 年或 2—3 年有一次波動,冷水團 8 月的底層最低水溫也隨着起伏。在氣溫較高的那些“暖年”(如 1935、1937、1939 等年),冷水團的水溫也較高。而在氣溫較低的那些“冷年”(如 1930、1933、1936、1938 等年),冷水團的水溫亦較低。

在這 13 年期間,冷水團 8 月的最低水溫與煙台同年 1 月的平均氣溫的相關係數為 0.62,兩者的關係如圖 7 所示。這樣看來,冷水團每年 8 月的最低水溫與同年 1 月附近地區的平均氣溫,有着相當密切的關係。

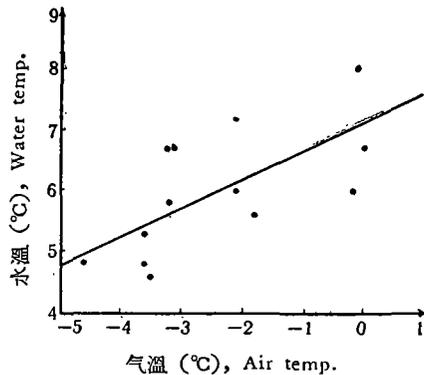


圖 7 大連—成山角斷面 8 月底層最低水溫和煙台 1 月平均氣溫的關係

Fig. 7. Relation between the bottom lowest temp. in Aug. (along Dairen—C. Shantung Section) and the mean air temp. in Jan. (of Chefoo)

不僅如此,該斷面上每年 8 月冷水團所占的面積,也隨着當年冬季氣溫的冷暖而變。圖 8 及 9 分別指出了某幾個“冷年”和“暖年” 8 月

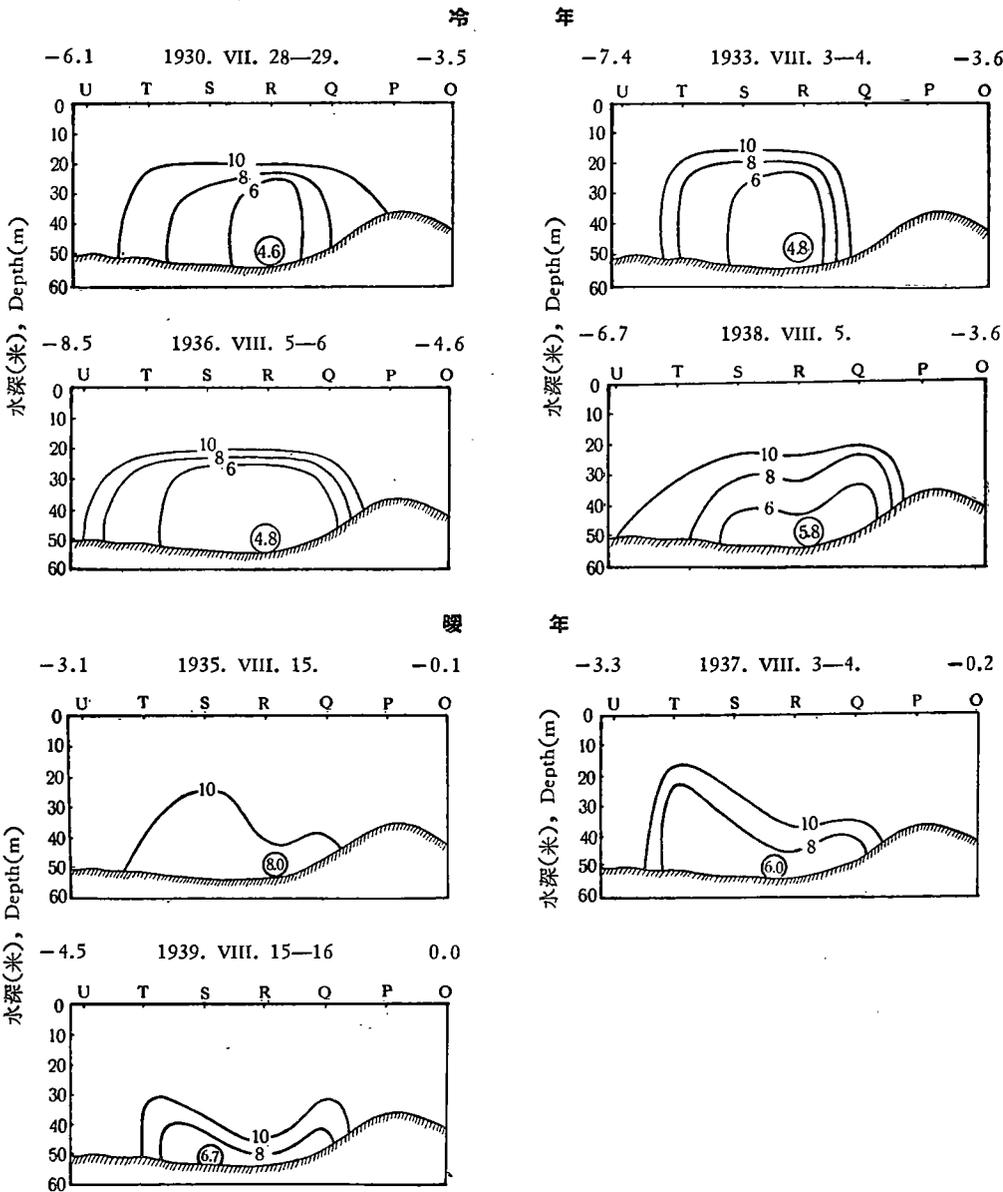


图 8 大連—成山断面某几年 8 月 10°, 8° 及 6°C 等温綫所包的范围(图中左上角的数值为大連 1 月平均气温, 右上角的为烟台 1 月平均气温, 下中部圈內的数值为最低水温)

Fig. 8. Sectional distribution of 10°, 8° and 6°C isotherms in Aug. of some years (the value in upper left corner—mean air temp. in Jan. of Dairen, the value in upper right corner—mean air temp. in Jan. of Chefoo, the value in lower middle—the lowest water temp.)

份断面上 6°, 8° 和 10°C 等温綫所包冷水的范围, 以及 8°C 等温綫所包冷水的相对面积与烟台 1 月平均气温的关系。

由图可知, 在这些“冷年”内, 8°C 等温綫所包冷水的面积要比几个“暖年”内該綫所包的相应面积大得多, 而在有几个“暖年”(如 1935 年), 則 8°C 这一等温綫竟趋消失。而且在这十多年內, 冷水所占的面积与烟台 1 月的平均气温之間的关系亦頗密切。

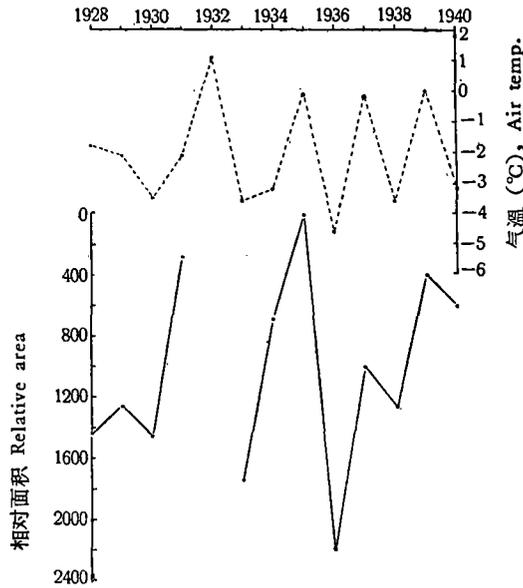


图9 大連—成山角断面 8 月份 8°C 等温綫所包的相对面积与烟台 1 月平均气温的关系
 Fig. 9. Relation between the relative area enclosed by 8°C isotherm in Aug. (along Dairen—C. Shantung Section) and the mean air temperature in Jan. of Chefoo
 ·——·——· 8°C 綫所包相对面积 ·——·——· 烟台 1 月气温

現在,再來看一看其他諸断面(如成山角—海洋島,成山角—小青島,成山角—巡威島及东南高角—屈业島等,位置見图 1)上的情况(見表 4 及图 10)。

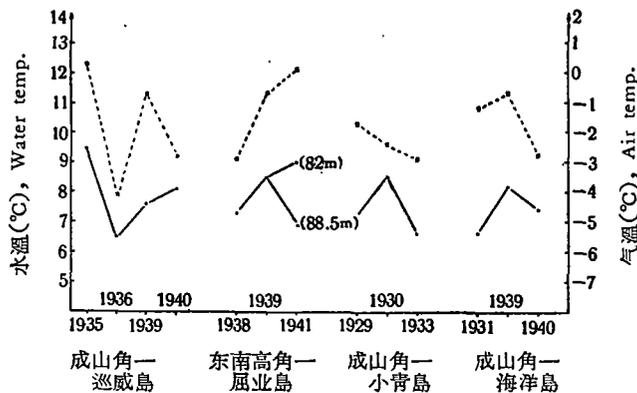


图 10 其他断面 8 月底层最低水温(●)与成山角 1 月平均气温(×)的比較
 Fig. 10. Comparison of the bottom lowest temp. in Aug. along other sections (·) with the mean air temp. in Jan. of C. Shantung (×).

这些断面,也都橫貫黃海冷水团。虽然各只有 3—4 年而且不連續的資料,不能进行系統的对比,但从图中仍然可以看出,冷水团近底层的水温也是随着附近地区冬季的气温而变化的;当然,其趋势不及大連—成山角断面那样明显。

以上就断面分布分析了冷水团水温的多年变化及其与冬季气温的关系。至于水平方向上水温多年变化的情况,因手头缺乏完整資料[只有 1933、1936 (“冷年”)和 1939 (“暖

表 4 其他断面 8 月底层最低水温与成山角 1 月平均气温的比较

Table 4. Comparison of the bottom lowest temp. (in Aug.) of other sections with the mean air temp. (in Jan.) of C. Shantung

断面 Section	观测日期 Time of observ.	近底层最低水温 Bottom lowest temp. (°C)	50 米层最低水温 Lowest temp. in 50m. level (°C)	成山角 1 月平均气温 Mean air temp. in Jan. of C. Shantung (°C)
成山角—海丰岛 C. Shantung— Kaiyō-Tō	1931, 8, 29	6.6 (55m)		-1.2
	1939, 8, 16	8.2 (56m)		-0.7
	1940, 8, 4—5	7.4 (62m)		-2.8
成山角—小青岛 C. Shantung— Syōsei-Tō	1929, 8, 2—3	7.2 (69m)	7.2	-1.7
	1930, 7, 30—31	8.5 (74m)	9.3	-2.4
	1933, 8, 5—6	6.6 (67m)	6.6	-2.9
成山角—巡威岛 C. Shantung— Zyuni-Tō	1935, 8, 2—3	9.5 (77m)	9.5	0.3
	1936, 8, 6	6.5 (63m)	6.5	-4.1
	1939, 8, 2—3	7.6 (73m)	7.6	-0.7
	1940, 8, 12	8.1 (71m)	8.1	-2.8
东南高角—屈业岛 Tungnan— Kutugyo-Tō	1938, 8, 4—5	7.3 (72m)	7.4	-2.9
	1939, 8, 11—12	8.5 (78m)	8.5	-0.7
	1941, 7, 31—8, 1	6.9 (88.5m)	9.0	0.1
		8.3 (82m)		

年”等几年不完整的底层水温分布图(8月,见图 11);同时,这些平面分布图,特别是其中的南黄海部分,由于测站稀疏,代表性也较差,只能作概括性的探讨。

从这几幅大面分布图上,仍然可以看出,同上面所得的结果一样:在 1933、1936 等“冷年”(1月平均气温,烟台分别为 -3.6° 、 -4.6° °C;大连分别为 -7.4° 、 -8.5° °C),冷水团的范围大大扩展,8°C 等温线所包的冷水几乎占据了整个“黄海槽”,向南达到 36° N 以南,有时还可达 34° N;同时,水平梯度亦很大。而在 1939 等“暖年”(1月平均气温,烟台为 0.0° °C,大连为 -4.5° °C),冷水范围显著缩小,8°C 等温线所包的冷水只局限于北黄海的一个小区域内;水平梯度亦减小。

日本学者早年在研究北黄海冷水团时,曾取 10°C 等温线作为“冷水带”的范围^[10]。但是,通过本文的分析比较,我们认为,作为冷水团范围多年变化的指标,8°C 线较 10°C 线为适宜,因前者随冬季气温的变化颇为显著,而后者则较为稳定。

通过上述分析,我们可以得出这样的初步推论:冬季(1月),如北黄海及其周围地区的气温低,则冷水团夏季(7—8月)底层的最低水温亦低,冷水范围(以 8°C 线为准,包括断面及平面分布)较广,底层的温度梯度亦较大。反之亦然。

2. 冷水团锋面强度与夏、冬两季气温差值的关系

取上述分析所用的资料,将 13 年期间冷水团中心附近(一般即为出现最低水温的测站)每年 8 月 10 米层与 25 米层的水温差值和当年附近地区(仍以烟台为例)8 月与 1 月平均气温的差值进行对比,得图 12。

在分析冷水团锋面强度的多年变化时,最理想的办法是取跃层强度作为指标。但由于水温的历史资料,只有 0、10、25 米及底层的记录,根据这样 4 层的记录来计算跃层的强

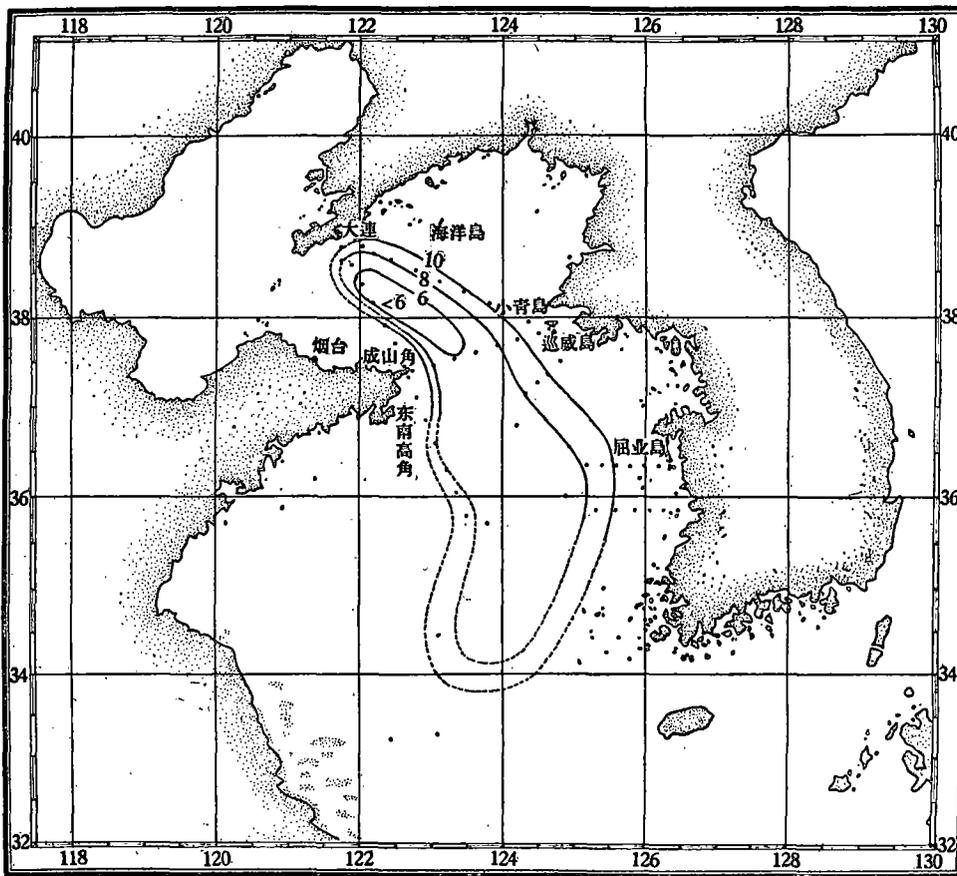


图 11 a

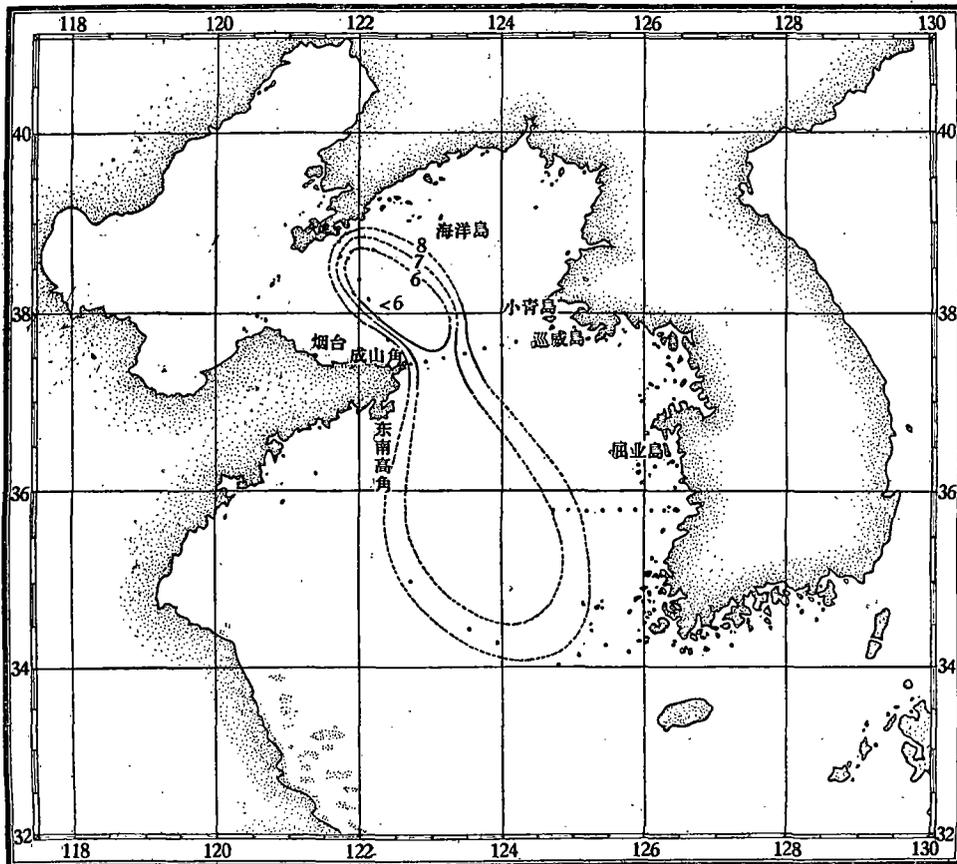


图 11 b

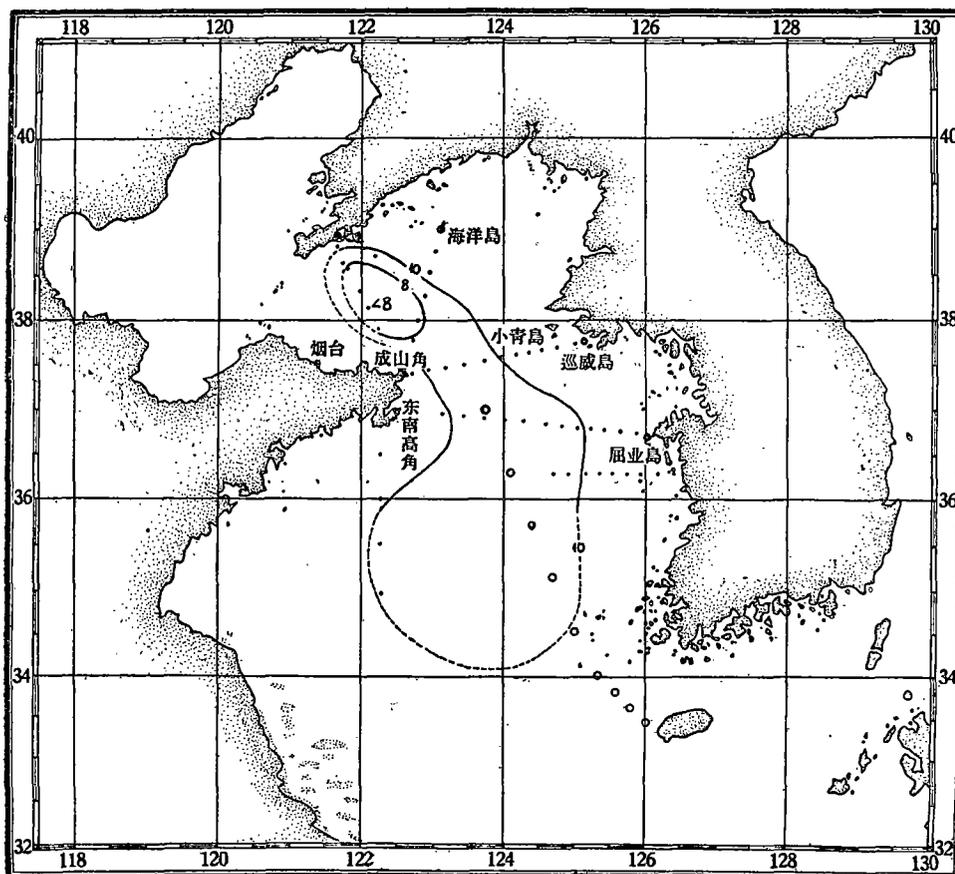


图 11 c (图中表以 \circ 的测站系 7 月份资料)

图 11 8 月黄海底层冷水的分布

Fig. 11. Temperature distribution of bottom cold water in Aug. for the Yellow Sea. (a, 1933, b, 1936, c, 1939)

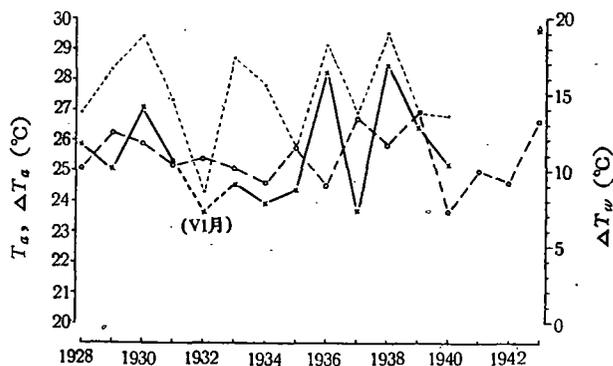


图 12 大连—成山角断面冷中心附近 8 月水温差值 ΔT_w 与烟台月平均气温差值 ΔT_a 的多年变化的比较

Fig. 12. Comparison of the secular variations of the water temp. difference in Aug. ΔT_w near the cold center of Dairen—C. Shantung Section with those of the monthly mean air temp. difference ΔT_a of Chefoo.

- · · · · 烟台 8 月与 1 月气温差值 (ΔT_a) \circ — — \circ — — \circ 烟台 8 月气温 (T_a)
- x — — x — — x 8 月冷中心附近 10 米层与 25 米层水温差值 (ΔT_w)

度,可能会引入較大的誤差;另一方面,过去的研究業已指出,10—25 米这一水层大致即是盛夏季节北黃海中部的跃层所在之处;因此,我們就粗略地取 10—25 米层間的水温差值,作为冷水团鋒面強度的一个指标。

比較結果指出,每年 8 月冷中心附近 10—25 米层的水温差值和同年烟台 8 月与 1 月平均气温的差值,两者的关系亦頗为密切,即水温差值大致随气温差值而变。在气温差值較大的那几年里(如 1930、1936、1938 等年),水温差值亦大(在上述三年中,水温差值均在 14—16°C 左右);在气温差值較小的那几年里(如 1932、1935、1937、1940 等年),水温差值亦小(在上述四年中,水温差值均在 7—10°C 左右)。两组差值的相关系数为 0.69,其关系如图 13 所示。

此外,又将上述水温差值与同年 8 月烟台的平均气温作了比較(见图 12)。这两组曲綫的关系就显得較差,有好几年(如 1936、1937、1938 等年),两者的趋势几乎完全相反。

由是似可推知:在盛夏季节(8 月),冷水团鋒面的強度的,主要系与当年夏、冬两季(8 月及 1 月)气温的差值相关,而与当年夏季气温的关系,則不很密切。如夏、冬两季的气温差值大,則冷中心 10—25 米层的水温差值亦大,即冷水团的鋒面显著。反之亦同。

本节所得到的两个推論,即(i)夏季底层冷水的温度,主要取决于当年冬季的气温和(ii)冷水团鋒面的強度的,主要取决于当年夏、冬两季的气温差,是互相联系着的,第二个推論还可从第一个推論中得出。

就夏季北黃海中部的情况而論,10 米层大致位在上均匀层(暖水)的底部,而 25 米层則大致位在下均匀层(冷水)的頂部。上均匀层的温度主要随入輻射、或气温而变,气温升高时,上均匀层的水温亦随着升高。而下均匀层,受气温的影响就較少,其温度則与底层冷水的关系較为密切。根据第一个推論,底层冷水温度又与冬季的气温有着密切的联系。所以,8 月份 10 米层的水温与同期的气温有关,而 25 米层的水温則与 1 月的气温有关;并且它們之間的关系又都是正变的,即气温增加时,水温亦随着增加。从而,8 月份 10 米层与 25 米层的水温差值和当年 8 月与 1 月的气温差值之間,亦将存在着一定的統計关系。

但应指出,即使在海水水平运动較小的冷中心区域,影响水温变化的因素,仍然是十分复杂的,远沒有上面所說的那樣簡單。根据作者的研究(下节还将着重分析),在北黃海冷水团中心区域附近,海水有着显著的上升运动^[6]。在这样情况下分析水温的垂直分布,必先同时考虑垂直涡动热传导与垂直热对流这两項过程的綜合作用。前者将热量向下传导,具有增温作用;而后者携带冷水上升,具有降温作用。在上述定性的闡述中,对于 10 米层只着重考虑了涡动热传导而沒有考虑垂直热对流;对于 25 米层則只考虑了垂直热对流而沒有考虑涡动热传导,显然是不够全面的。因此,上述分析結果,只能算是一个近似

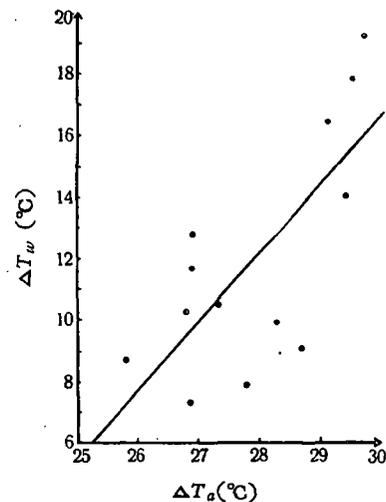


图 13 水温差值与气温差值的关系

Fig. 13. Relation between the water temp. difference and that of the air temp.

模式;而上述統計关系的存在,則說明了对于 10 米层的水温变化而言,涡动热传导起了主要的作用;而在 25 米层的水温变化中,則似以垂直热对流作用为主。这方面,尚待今后进行进一步的研究。

夏季冷水团的温度与当年冬季附近地区的气温有关,这项結果,無論从理論上或是从实践上来說,都具有一定的意义。

首先,这一結果与冷水团(至少是北黄海冷水团)主要是当地的表层海水,在冬季冷却情况下下沉形成的看法^[5]相符,从而对闡明冷水团的成因提供了一项合理的依据。上述結果主要是根据北黄海的断面資料得出的,我們期望将来能有南黄海的較完整的資料,以便对黄海冷水团的成因,有一个比較全面的分析。

其次,上述关系更为我們今后研究冷水团水温的預报方法,提供了一些綫索。我們认为,这方面如能积累更多的資料,通过进一步的分析研究,似可根据附近地区气温变化的趋势,来預报冷水团水温及鋒面強度的变化趋势。而这种趋势預报,对于水产漁捞事业,显然是有其实践意义的。

三、冷水团环流的特征

作者前曾根据流速、动力高度、以及温盐結構等資料,对北黄海冷水团区域的环流模式(水平环流及垂直环流)作了初步探討^[6]。現拟对这一問題,試作进一步的分析。根据冷水团的性質——温差大、盐差小,其密度分布主要决定于温度这一特点,我們首先可以从水温結構来推导流速的近似計算公式,然后据此来探索环流、特别是垂直环流的性質及其分布上的一些主要特征。

1. 流速的近似計算公式

在盛夏季节(7—8 月),北黄海冷水团中心区域的等温綫呈封閉形式,并略似椭圆形,其长軸大致沿 NW—SE 方向。为了求得冷水团区域流速的近似計算公式,我們取用了圆柱坐标(r 、 ϑ 及 z)。坐标原点置于海底冷中心处, r 为矢径, ϑ 为幅角(沿圆周方向,气旋式轉动为正,反气旋式轉动为負), z 軸垂直向上为正;相应的流速分量为 V_r 、 V_ϑ 及 w 。

我們的假定是:

(1) 运动是稳定的,即 $\frac{\partial \mathbf{V}}{\partial t} = 0$,同时不考虑非綫性項,故 $\frac{d\mathbf{V}}{dt} = 0$;

(2) 沿圆周方向上,压力、流速、温度等要素的梯度为零,即 $\frac{\partial}{\partial \vartheta} = 0$;

(3) 在水平方向上,压力梯度力、克氏力和摩擦力三者取得平衡¹⁾。在此,摩擦力視為彻体力,其量值与流速成正比,即为 $-kV$, k 为摩擦系数;

(4) 密度只与水温有关,即 $\rho = \rho_0(1 - \alpha T)$, ρ_0 指水温为 0°C ,盐度为某一定值时的密度, α 为海水热膨胀系数;

1) 应该指出,由于冷水团环流作近乎閉合的曲綫运动,当取圆柱坐标时,在径向上将出现离心力 $\left(\frac{V_\vartheta^2}{r}\right)$, 在周向上則出現另一項力 $\left(-\frac{V_\vartheta V_r}{r}\right)$ ^[7]。如取冷水团半径为 50 公里(約 27 哩),表层最大流速 V_ϑ 为 20 厘米·秒⁻¹, $f = 10^{-4}$ 秒⁻¹,則这两項力都很小;如分別同径向及周向上的克氏分力 (fV_ϑ , $-fV_r$) 相比,前者均只有后者的 4×10^{-2} ,故前者均可略而不計。

- (5) 風速極微, 即 $\tau \rightarrow 0$;
 (6) 克氏參數為常數, 即 $f = 2\omega \sin \phi = \text{const.}$;
 (7) 海底為等深, 不考慮地形陡升的近岸處。

上述各項假定是否合適, 下面通過計算結果與其他結果的比較即可看出, 在此不擬一一加以分析。

根據這些假定, 可得基本方程如下:

運動方程為:

$$-fV_{\theta} + kV_r = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial r}, \quad (1)$$

$$fV_r + kV_{\theta} = 0, \quad (2)$$

$$g = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}. \quad (3)$$

簡化綫性狀態方程為:

$$\rho = \rho_0(1 - \alpha T). \quad (4)$$

連續方程為:

$$\frac{\partial V_r}{\partial r} + \frac{V_r}{r} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (5)$$

由式(2)得:

$$V_{\theta} = -\frac{f}{k} V_r. \quad (6)$$

代入式(1)得:

$$V_r = -\frac{k}{(f^2 + k^2)\rho_0} \frac{\partial p}{\partial r}. \quad (7)$$

將式(3)從 $0-z$ 積分, 並引入式(4), 得:

$$p - p_0 = -\rho_0 g z + \alpha \rho_0 g \int_0^z T dz. \quad (8)$$

將式(8)對 r 求導數, 並考慮在等深海底上的邊界條件, 即 $z = 0$ 處, $V_{\theta} = V_r = 0$,

亦即 $\frac{\partial p}{\partial r} = 0$, 得:

$$\frac{\partial p}{\partial r} = \alpha g \rho_0 \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z T dz. \quad (9)$$

將上式代入式(7)及(6), 即得各層水平流速分量的公式為:

$$V_r = -\frac{k\alpha g}{(f^2 + k^2)\rho_0} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z T dz, \quad (10)$$

$$V_{\theta} = \frac{f\alpha g}{(f^2 + k^2)\rho_0} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z T dz. \quad (11)$$

設 $\int_0^z T dz = F(r, z)$, $\frac{k\alpha g}{(f^2 + k^2)\rho_0} = K_1$, $\frac{f\alpha g}{(f^2 + k^2)\rho_0} = K_2$, 式(10)及(11)可以寫成:

$$V_r = -K_1 \frac{\partial F}{\partial r}, \quad (10')$$

$$V_{\theta} = K_2 \frac{\partial F}{\partial r}. \quad (11')$$

将式(10)代入式(5)得:

$$\frac{\partial \omega}{\partial z} = K_1 \left[\frac{\partial^2}{\partial r^2} \int_0^z T dz + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z T dz \right]. \quad (12)$$

将式(12)从 0— z 积分,并考虑 $z = 0$ 处, $\omega = 0$,这一边界条件得:

$$\omega = K_1 \left[\int_0^z dz \frac{\partial^2}{\partial r^2} \int_0^z T dz + \int_0^z dz \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z T dz \right]. \quad (13)$$

在上式中,因积分限与 r 无关,故又可写成:

$$\omega = K_1 \left[\frac{\partial^2}{\partial r^2} \int_0^z dz \int_0^z T dz + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \int_0^z dz \int_0^z T dz \right]. \quad (13')$$

設 $\int_0^z dz \int_0^z T dz = \Phi(r, z)$, 上式可簡写为:

$$\omega = K_1 \left(\frac{\partial^2}{\partial r^2} \Phi + \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \Phi \right). \quad (13'')$$

方程(10)、(11)及(13)三个流速分量公式所表示的物理意义是这样:

(A) 关于水平流速

(1) 周向流速(V_θ)及径向流速(V_r)均視水温的垂直积分 $F \left(= \int_0^z T dz \right)$ 的水平变化而定,如 F 在水平方向上为恆量,則流速处处为零。

(2) V_r 与 V_θ 的量值之比为 $-k/f$,当 f 为恆量时,比值視摩擦系数 k 而定,亦即摩擦作用愈显著,径向流速分量的绝对值亦愈大¹⁾。

(B) 关于垂直流速

(1) 垂直流速(ω)視 $\Phi \left(= \int_0^z dz \int_0^z T dz \right)$ 对 r 的一次及二次导数而定。 Φ 为水温的垂直二次积分,表征自海底到 z 处单位截面水柱內的热结构;故 ω 亦視这一热结构的水平变化而定,此外, ω 的量值还与摩擦系数 k 有关,摩擦作用愈显著,垂直流速亦愈大。

(2) 如 Φ 在水平方向上无变化,即 $\frac{\partial}{\partial r} \Phi = \frac{\partial^2}{\partial r^2} \Phi = 0$,那么,即使温跃层很强(即水温的垂直梯度很大、但等温綫則系水平迭置),亦不可能由此导致垂直运动。

(3) 反之,如处处无垂直流速出現,則各层 Φ 的分布(从而 T 或 σ_t),应呈水平状,亦即冷水团的鋒面将成水平状^[6]。

綜上所述,冷水团环流的结构,主要視 F 、 Φ 的水平分布而定,其流速又与摩擦系数有关。如摩擦力为零,則径向流速及垂直流速均趋消失。

2. 流速分布的特征

既然 F 及 Φ 的水平分布,对冷水团的环流有着决定性的意义,现在就根据 F 及 Φ 来分析流速分布的特征。

显然,求 $F(r, z)$ 及 $\Phi(r, z)$ 的解析式是十分困难的。在这里,我們將用大連一成山角断面上的 F 及 Φ 的分布曲綫,作为分析流速分布特征的依据。

在沒有求得 F 及 Φ 的分布曲綫之前,首先将根据断面上等温綫的形状,来考虑 F 及 Φ

1) 指 $f > k$ 的情况而言,下同。在本海区 f 的量值約为 0.9×10^{-4} 秒⁻¹,而 k 的量級則为 10^{-5} — 10^{-6} 秒⁻¹(詳后),因此,上述条件,一般講来是能滿足的。

分布曲線的大致圖式。

根據第一節所述，盛夏期間(7—8月)，該斷面大約在10米以內水層，為暖水所占，等溫綫下凹；在10米層以下則為冷水所占，等溫綫上凸。如果不考慮近表層這一淺薄的暖水，斷面上冷水團的等溫綫大致呈“ \cap ”形，即中部上凸而兩端下凹；各層的水溫分布曲綫則呈“ \cup ”形，即中部下凹而兩端上凸。因為 F 及 Φ 這兩個函數分別表示水溫自海底向上的一次及二次垂直積分，所以有理由認為， F 及 Φ 的分布曲綫大体上亦呈“ \cup ”形，即在冷中心處曲綫下凹，而在冷水團邊緣處曲綫上凸；除了陡度增大外，其趨勢將與各層水溫分布曲綫相同(見圖14)。下面即可看出，根據水溫資料算得的 F 及 Φ 曲綫，除在斷面兩端稍有差異外，其形狀與上述圖式相似。

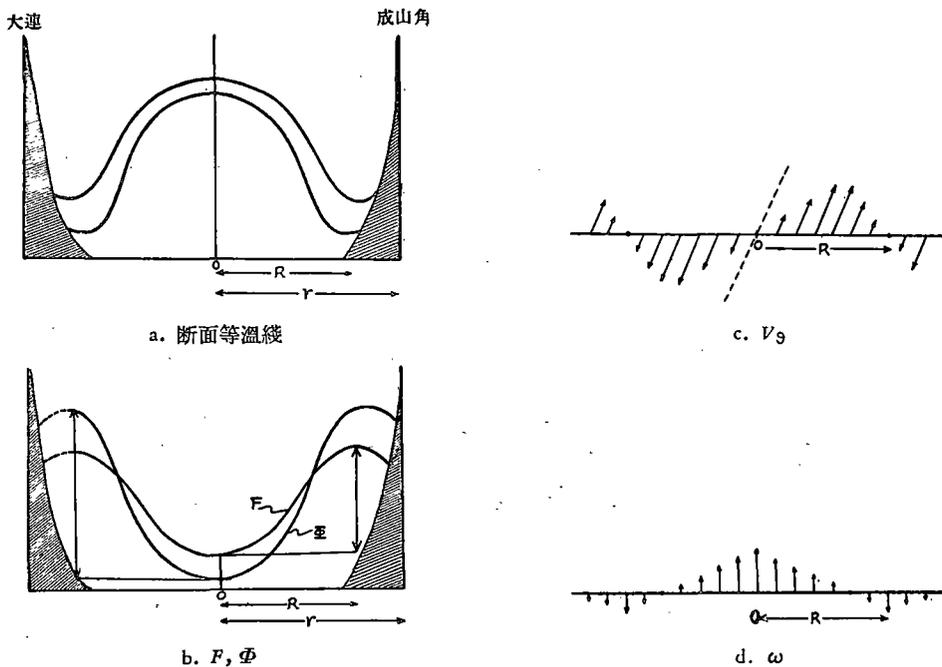


圖14 大連—成山角斷面 F 、 Φ 曲綫及流速分布示意圖

Fig. 14. Schematic representation of the distributions of F , Φ curves and current velocity along Dairen—C. Shantung Section.

- | | |
|------------------------------------|----------------------------------|
| a. Sectional isotherms; | b. F and Φ curves; |
| c. Distribution of horizontal vel; | d. Distribution of vertical vel. |

圖14指出了大連—成山角斷面上等溫綫及 F 、 Φ 曲綫的示意分布。圖中的 r 軸自冷中心指向斷面兩端， R 大致與冷水團(底層)的半徑相當。在 $r=0$ 處， F 及 Φ 出現極小值；在 $r=R$ 處， F 及 Φ 則出現極大值。

這樣一來，由式(11)可知：

- (1) 在 $0 < r < R$ 的範圍內， $\frac{\partial F}{\partial r} > 0$ ，故 $V_h > 0$ ，即水平環流呈氣旋式；
- (2) 在 $r=0$ 及 $r=R$ 處， $\frac{\partial F}{\partial r} = 0$ ，故 $V_h = V_r = 0$ ，即水平流速消失；

(3) 在 $r > R$ 处, $\frac{\partial F}{\partial r} < 0$, 故 $V_3 < 0$, 即在近岸处, 可能出现逆流, 水平环流呈反气旋式。

所以, 式(11)得出的水平环流, 其分布趋势与北黄海冷水团的密度环流相符。

其次, 由式(13)可知, 垂直流速的分布情况为:

(1) 在冷中心 $r = 0$ 处, Φ 出现极小值, 故 $\frac{\partial \Phi}{\partial r} = 0$, $\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} > 0$; 而 $\frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial r}$ 为不定。

后者如取极限, 则有

$$\lim_{r \rightarrow 0} \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial r} = \lim_{r \rightarrow 0} \frac{1}{r'} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial r} \right)' = \frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2}.$$

因此, 由式(13)得

$$\omega = 2K_1 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} > 0,$$

故 ω 为正, 即垂直流速向上。

(2) 在断面两端附近 $r = R$ 处, Φ 出现极大值, 故 $\frac{\partial \Phi}{\partial r} = 0$, $\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} < 0$ 。因而

$$\omega = K_1 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} < 0,$$

即 ω 为负, 垂直流速向下。

(3) 在 $r = -\frac{\partial \Phi}{\partial r} / \frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2}$ 处, $\omega = 0$, 即为垂直环流上升与下降的分界处。

由此可见, 式(13)得出的垂直环流, 以冷中心为轴, 分成左右两环。在冷中心处为上升运动, 在两岸附近则为下降运动; 中间并有垂直流速为零之处。亦即在等温线上凸处出现上升运动, 而在等温线下凹处出现下降运动。这些情形与作者根据断面温盐结构推得的结果是相符合的^[6]。

3. 计算结果及讨论

现在, 我们举大连一成山角断面 1928 及 1936 年 8 月份的两次水温观测资料为例, 来计算流速。

应该指出, 该断面实非等深(平均约 50 米), 在接近岸边时, 水深陡减。在计算 F 及 Φ 的分布曲线时, 我们取水深为 50 米。对于深度小于 50 米的那些站, 均假定海底以下至 50 米处的陆地为呈垂直均匀状态的海水所代替。

各站层的 F 及 Φ 值是用数值积分方法求得的, 由 F 及 Φ 计算水平及垂直流速时, 则用差分代替微分。

(1) 水平流速

计算各站层的 F 值时, 取用下列近似梯形公式:

$$F(r, z) = \int_0^z T dz \approx \Delta z \left\{ \frac{1}{2} [T(0) + T(z)] + T(\Delta z) + \cdots + T[(n-1)\Delta z] \right\},$$

在上式中, z 轴自海底向上计算, $z = n\Delta z$, $\Delta z = 5$ 米, $n = 0, 1, 2, \cdots, 10$ 。

根据上式算得的表层 F 值的断面分布如图 15 中的实线所示。这一曲线在断面中部具有极小值, 向断面两端逐渐增大; 在成山角附近有时出现极大值; 在大连附近则没有出

現极大值。这些曲线的形状与前面根据断面等温线分布趋势所推得的大致相符。图中的虚线指出了表层动力高度 d 的断面分布。这两组曲线的趋势颇为一致，由此我们可以初步肯定，根据 F 算得的 V_9 ，其分布趋势将与密度流相同。

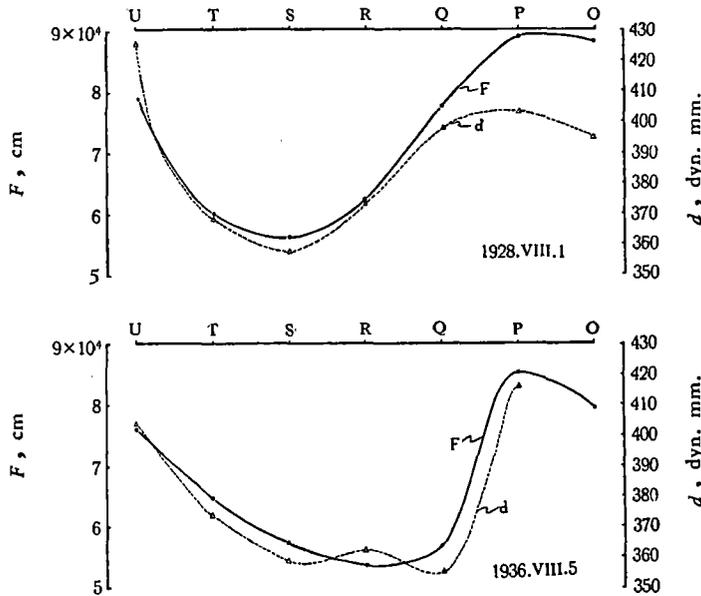


图 15 大連—成山角断面表层的 F 及动力高度 d 的分布曲线
 Fig. 15. Distribution of F and the dynamical height (d) at the surface along Dairen—C. Shantung Section.

表 5 指出了断面左右两边根据式(11)算得的 V_9 及相应的密度流流速 v 。 V_9 的系数 $K_2 \left[= \frac{fag}{(f^2 + k^2)} \right]$ ，如取 $\alpha = 1.8 \times 10^{-4} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ ， $g = 10^3 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-2}$ ， $f = 0.9 \times 10^{-4} \text{ 秒}^{-1}$ ， $k = 2 \times 10^{-6} \text{ 秒}^{-1}$ 时，则 K_2 的近似值为 $2 \times 10^3 \text{ 厘米} \cdot \text{秒}^{-1}$ 。 v 按一般的动力计算方法求得， $v = m\Delta d$ ， m 视纬度及站距而定，在计算中平均纬度取为 38°N 。

表 5 大連—成山角断面表层流速 V_9 与密度流流速 v 的比较

Table 5. Comparison of the velocity of the surface current V_9 with that of the density current v for Dairen—C. Shantung Section

水溫觀測日期 Time of temp. observ.	1928, VIII, 1		1936, VIII, 5	
站 位 Station	U—S	S—Q	U—R	Q—P
站 距 Distance between stations (km)	56	56	84	28
$V_9 = K_2 \frac{\partial F}{\partial r}$, (cm/sec)	8.2	7.6	5.3	20.6
$v = m\Delta d$, (cm/sec)	13.6	8.0	5.6	24.4

由表可知, V_9 与 v 不仅分布趋势相同, 两者的量值也相接近。所以, 就北黄海夏季的情况而言, 上述种种假定是比较合适的。因此, 如只要得出冷水团某一断面上水平流速的近似值, 可用(10)及(11)两式来代替比较繁琐的动力计算方法。但应指出, 在近岸处(如成山角沿岸), 以及在冷水团长轴的两端, 则或因受低盐水的影响比较显著(前者), 或因与冷水团呈圆形的假定相差较大(后者), 近似公式得出的流速与密度流的差异将会增大, 从而上述公式的适用性也就较差了。

从上面 V_9 与 v 的比较中可以看出, 冷水团的水平环流主要取决于热结构, 亦即水平流速场主要取决于温度场。在气象学上, 由气温水平梯度所生成的风称为“热成风”(Thermal wind), 其速度分量为:

$$\Delta u_T = -\frac{g}{f} \int_{z_0}^{z_1} \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial y} dz,$$

及

$$\Delta v_T = \frac{g}{f} \int_{z_0}^{z_1} \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial x} dz;$$

它们表示地转风随高度(从 z_0 到 z_1)的变化^[7]。类似地, 由式(11), 周向流速 V_9 随深度(从 z_0 到 z_1)的变化为:

$$\Delta V_9 = -\frac{fag}{(f^2 + k^2)} \int_{z_0}^{z_1} \frac{\partial T}{\partial r} dz.$$

这两类公式颇有相似之处¹⁾, 故北黄海冷水团的水平环流可仿“热成风”而称之为“热成流”(Thermal current)。

(2) 垂直流速

计算水温的垂直二次积分时, 取用下列近似公式^[8]:

$$\Phi(r, z) = \int_0^z dz \int_0^z T dz \approx (\Delta z)^2 \{nT(0) + (n-1)T(\Delta z) + (n-2)T(2\Delta z) + \dots + 2T[(n-2)\Delta z] + T[(n-1)\Delta z]\},$$

式中符号的意义同前。

根据上式算得的海面下 15、20 米层处 Φ 值的断面分布曲线如图 16 所示。表 6 指出了根据该图及式(13)算得的冷中心附近处的垂直流速 w_Φ 。

表 6 大连一成山角断面冷中心附近垂直流速的计算值
Table 6. Calculated values of the vertical velocity near the cold center of Dairen—C. Shantung Section

水温观测日期	Time of temp. observ.	1928, VIII, 1	1936, VIII, 5	z 轴方向	
测站	Station	S	R	Direction of z axis	
$w_\Phi = K_1 \left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial r} \right)$, cm/sec, ($K_1 = 2.0 \times 10^{-6} \text{sec}^{-1}$)	层次	15	1.1×10^{-4}	1.1×10^{-4}	向上为正
	Level (m)	20	0.6×10^{-4}	0.7×10^{-4}	Positive upward
$w_W = K_2 \frac{\partial \ln(T - T_D)}{\partial z}$, cm/sec, ($K_2 = 1 \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$)	10—15	-1.6×10^{-3}	-1.0×10^{-3}	向下为正	
	15—20	-2.6×10^{-3}	-2.8×10^{-3}	Positive downward	

1) 当然, 在“热成风”公式中没有显示出摩擦效应, 而在 V_9 公式中则含有摩擦系数 k , 这是两者主要的差异。

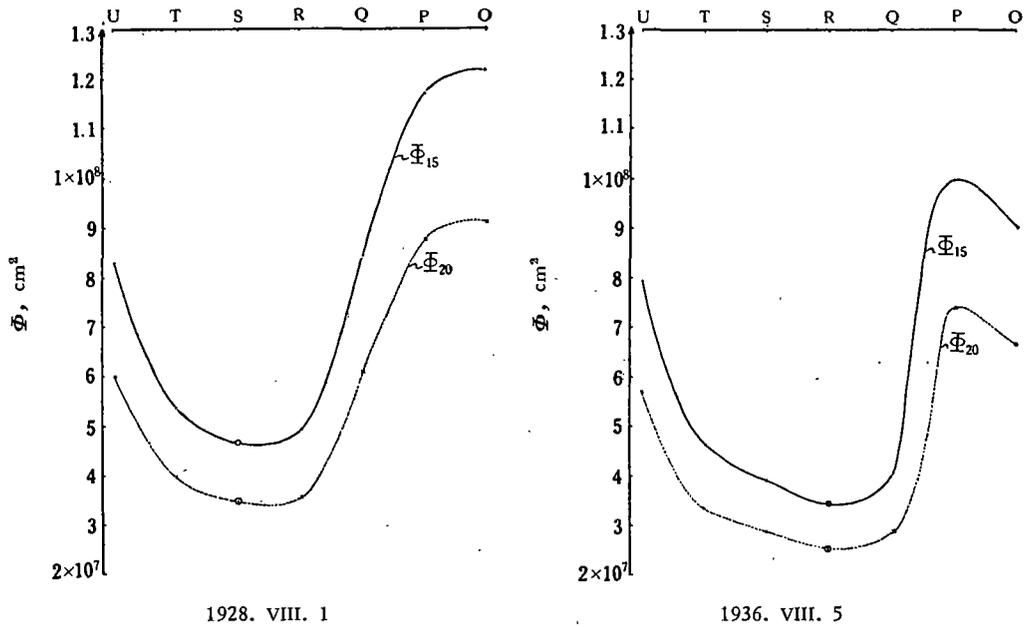


图 16 大連—成山角断面 15 及 20 米层的 Φ 值分布曲线

Fig. 16. Distribution of Φ in 15 and 20m. levels along Dairen—C. Shantung Section.

表中 w_ϕ 的系数 $K_1 \left(= \frac{kag}{f^2 + k^2} \right)$, 当取 $k = 2.0 \times 10^{-6}$ 秒 $^{-1}$, $\alpha = 1.8 \times 10^{-4}$ °C $^{-1}$, $f = 0.9 \times 10^{-4}$ 秒 $^{-1}$, $g = 10^3$ 厘米·秒 $^{-2}$ 时, K_1 的近似值为 45 厘米·秒 $^{-1}$ 。

由于垂直流速没有直接观测值, 同时也没有象动力计算值那样可视为标准的流速来予以比较, 因此, 由式(13)得出的 w_ϕ 是否合理, 只能根据各种计算值之间的比较结果来加以讨论。

根据作者的前一研究^[6], 在冷中心附近可以采用 Wyrтки 的垂直流速公式^[20], 即

$$w_w = K_x \frac{\partial \ln(T - T_D)}{\partial z}$$

这样一来, 我们就可将 w_ϕ 先与 w_w 进行比较。利用同样水温资料算得的 w_w , 如表 6 中的下半部所示。在计算 w_w 时, K_x 值近似地取为 1。

w_ϕ 和 w_w 均系根据水温分布得出, 显然, 它们都代表热效应对垂直运动的贡献。

由表可知, 根据两种公式算得的垂直流速, 方向相同, 在冷中心附近 15—20 米层处, 都具有上升运动; 但两者之值却相差一个量级, 即 w_ϕ 较 w_w 小一个量级 (前者为 10^{-4} 厘米·秒 $^{-1}$, 而后者为 10^{-3} 厘米·秒 $^{-1}$)。对于这两种计算值相差一个量级的原因, 本文试作如下的分析。

导致上述差异的原因, 可能不只一个, 其中应首先提到的是, 公式中有关系数的量值是否取得合适, 对 w 的量值有很大的影响。在 w_ϕ 和 w_w 的公式中, 分别含有一个量值未定的系数: w_ϕ 中含有摩擦系数 k , w_w 中含有垂直涡动传导系数 K_x 。近几年来, 对 K_x 值已进行了较多的研究, 在跃层附近, $K_x \approx 1$, 这一结果已获得多方面的支持^[18] (在下节中还要提到这点)。因此, 我们认为表 6 中所示的 w_w 的量级是比较合理的。但对于 k 值,

特别是浅海中的摩擦系数,研究得就很少。在摩擦力与流速成正比的公式中($R = -k\rho v$, Guldberg-Mohn, 1876), k 值取为 2.0×10^{-6} 秒⁻¹, 这一般是指深海大洋而言的^[16,20]。在浅海地形多变处,摩擦力显然要增大。Taylor (1920) 在讨论摩擦力与流速平方成正比的另一公式($R = -k'\rho v^2$) 时指出,当水深约 50—100 米,且底形又比较规则时, k' 值为 0.0026; 但在浅海(水深小于 50 米)地形复杂处, k' 的量值可能要比 0.0026 大 100 倍或以上^[16]。据此推测,在浅海中,前一系数 k 的量值也应适当地增大。因此,在上述计算中,取 k 值与深海大洋中的相同,可能是嫌小了。如 k 值增大一个量级,即 $k = 2.0 \times 10^{-5}$ 秒⁻¹ (k 值增大一个量级,对周向流速 V_θ 的计算值,影响很小,此时 V_θ 减小约 5% 左右), 则 w_0 与 w_w 将具有相同的量级。所以,作者初步认为,上述差异的出现,在较大程度上是由于 k 值取得太小了。根据 w_0 与 w_w 两式量级的比较来看,浅海的 k 值,似应比深海大一个量级。关于这方面,我们目前还提不出其他更多的理由,有待今后进一步加以研究。

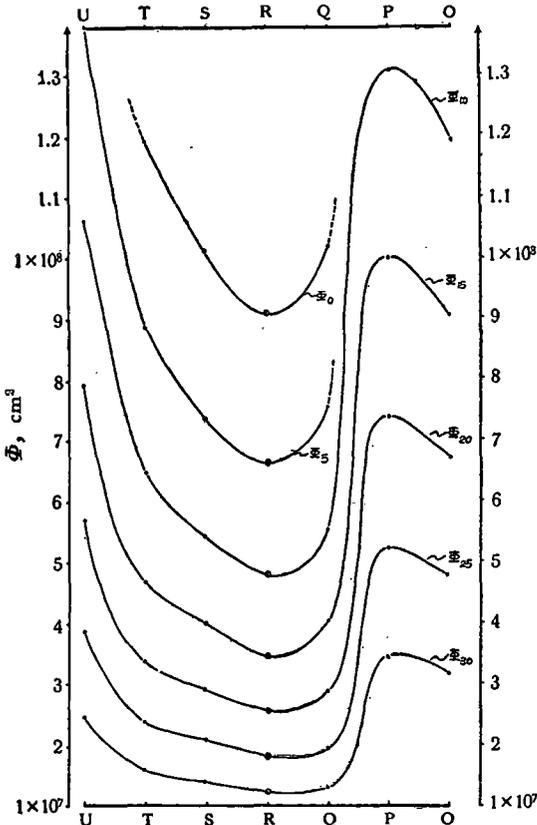


图 17 大連—成山角断面各层 Φ 值分布曲线

Fig. 17. Distribution of Φ in different levels along Dairen—C. Shantung Section (1936, VIII, 5—6).

此外,还应指出式(13)所存在的另一个问题。从 $\Phi(r, z)$ 的断面分布曲线来看(见图 17), 在冷中心附近, 曲线两侧的斜率随着接近海面而增大, 因而当我们用差分法计算该处的 w 值时, 其量值亦将随着接近海面而增大。这样一来, 海面的 w 值显然不能为零。这一结果是否仅是由于近似计算方法所引起, 抑或实际就是这样, 因未能求得 $\Phi(r, z)$ 的解析式, 目前尚无法作出判断。不过, 在 Welander (1959) 及 Tapeev (1962) 等有关大洋垂直流速的计算结果^[19,13] 中, 也存在着类似的情形, 即垂直流速随着接近海面而增大。这与一般假定, 由热盐效应所引起的垂直流速, 随着接近海面而趋于零的情形不同。这一差异, 是值得重视的。

现在再将在我们研究海区的夏季, 分别由热盐效应及风应力所导致的两项垂直流速的量级作一比较, 以便了解热盐垂直流速在综合垂直流速中所占的地位。

为此, 再来估算由风应力所产生的垂直流速的量级。根据吉田 (Yoshida) 及毛汉礼 (1957) 的研究^[21], 混和层底部的垂直

流速 w_H 与风应力涡度 $rot_x \tau$ 之间具有下列近似关系式:

$$w_H \sim -rot_x \tau / f.$$

Сметанина (1962) 曾根据月平均风场图计算并编绘了北太平洋逐月风应力涡度 ($rot_x \tau$) 的分布图^[12]。她的研究结果表明, 在北黄海, $rot_x \tau$ 的量值冬季(12 及 1 月)较大, 可

達 $40-60 \times 10^{-10}$ 達因·厘米⁻³；夏季較小，一般在 $0-20 \times 10^{-10}$ 達因·厘米⁻³ 左右，此時還可能出現負值。

如果我們取 $\text{rot}_z \tau$ 的量級為 10^{-8} 達因·厘米⁻³，而取 $f \sim 10^{-4}$ 秒⁻¹，則 ω_H 的量級最大不能超過 10^{-4} 厘米·秒⁻¹。就夏季情況而論，混和層底部的位置和躍層（上頂界）深度大致相當。在躍層附近，我們得出的熱鹽垂直流速的量級為 10^{-3} 厘米·秒⁻¹。當然，根據現場風應力算得的渦度，應比根據平均風應力算得的為大，但似不致有量級上的差別。因此我們初步認為，對這一海區的夏季來說，熱鹽垂直流速應比風生垂直流速為大，而是綜合垂直流速的主要成分。這也和前面得出的水平流速亦以熱鹽效應為主的結果相符。

在此，我們還擬對黃海冷水團的水平環流和垂直環流兩者之間的聯繫問題，略作說明。

氣旋式的水平環流與中心上升、邊緣下降（輻散型）的垂直環流相聯繫，這一現象不僅在黃海冷水團區域是這樣，在世界大洋的其他區域也不乏例證。

肥沼寬一（Koenuma, 1936）在分析北太平洋西南部的海流時，即已指出，如將北太平洋赤道流與其逆流看成是一個大尺度的氣旋式環流，則在它們兩者之間伴隨着上升流。北緯 10° 附近區域中層水的上升現象，即與此有關。他還指出，在民達那峽以東附近海區，即在赤道流與其逆流相接處，形成了氣旋式渦旋，在那里，上升現象更為顯著^[17]。

夏季圍繞黃海冷水團作氣旋式流動的密度環流，正和上述情況相同，所以在環流中間，亦應出現上升現象；而在北黃海大連一成山角斷面附近，由於流動更趨於閉合，上升現象當更顯著。

其實，氣旋式的水平環流與輻散型的垂直環流相聯繫，這一現象，Bjerknes, V. (1921) 在研究大氣中的圓形渦旋的動力學時，早就從理論上作過細緻的研究，得出了有關這方面的一些重要結論^[15]。

首先，他在垂直流速小至可以忽略不計的假定下，研究了由兩層流体所組成的穩定運動。結果指出：在北半球的氣旋式運動中，如上層旋轉得較下層為快，則由於旋轉作用，重的流体將聚集在旋轉軸附近，而上層較輕的流体將被迫向外流動。在旋轉中心區域，海面及等壓面將下傾，而流体分界面將上凸^[15,16]。

由此可見，在上述假定下，分界面的上凸，僅是質量分布的表現，並不一定意味着流體的垂直運動。

他又研究了地形摩擦對上述渦旋運動的影響。他指出，只要穩定運動一受到地形摩擦的影響，垂直運動就立刻出現。摩擦作用使壓力梯度力與慣性力之間的平衡狀態受到破壞，剩餘的壓力梯度力（指向氣旋中心）將迫使近地面層的空氣流向氣旋中心，從而在那里產生上升運動，而上層空氣將流向外邊。他認為這種垂直環流完全是由於流體的動能因受摩擦耗損所致的。他還指出，這種緩慢的垂直運動對上述質量場的分布不會有多大的改變^[15]。

如將黃海冷水團及其近表層的暖水看作是兩層流体所組成的水体，同時考慮到，上層流速一般總較下層為大，這樣，我們首先可以根據 Bjerknes 的前一結論來闡釋冷水團環流與其水文分布的關係。其次，象北黃海地形這樣複雜的淺海，海底摩擦的影響必然是存在的；因此，我們更可以根據 Bjerknes 的後一結論來闡明夏季在冷中心附近產生垂直

运动的原因。

所以,在討論質量場与流場的关系时,如将地形摩擦作用考虑在內,冷水团鋒面的上凸,就不仅只是冷水聚集于中間的表现,也是上升运动的表现。这即是說,在浅海,冷水上凸往往可以作为海水上升运动的一种标志。

我們再回顾本文得出的計算垂直流速的公式。在式(13)中,如摩擦力为零(亦即 $K_1 = k = 0$),那么,即使 $\left(\frac{\partial^2 \Phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \Phi}{\partial r}\right)$ 的量值很大, w 亦将为零。这一結果,与 Bjerknes 的理論結論相符。

根据本文分析結果与 Bjerknes 理論的比較可知,夏季在冷水团中心区域附近所产生的上升运动是热盐效应和地形摩擦效应的綜合結果。在浅海,这两种效应,一般均較在深海大洋为大;从而浅海中的垂直流速也将較深海大洋中的为显著。

四、垂直涡动传导系数的确定

当我们根据温跃层理論确定垂直流速的量值时,垂直涡动传导系数 K_z 是一个待定量。因此, K_z 值能否合理地确定,对于垂直流速的代表性,具有十分重要的意义。因此,在討論了北黄海冷水团区域的垂直流速之后,我們拟再来探討一下关于 K_z 的量值問題。

Fjelstad (1933) 在假定水温季节变化只与垂直涡动传导有关的情况下,得出了計算 $K_z(z)$ 的著名公式^[14],即

$$K_z(z) = \frac{n\omega}{T_n^2(z) \left(\frac{d\phi_n}{dz}\right)_z} \int_0^z T_n^2(z) dz,$$

式中的 n ——热波譜分量的个数; ω ——角頻率; T_n, ϕ_n ——第 n 譜分量的振幅及位相; z 轴自海底垂直向上为正,并假定在 $z = 0$ 处,水温已无季节变化。

我們利用上面得出的大連一成山角断面上水温季节变化的調和常数(見表 1, 只取全年分量的振幅与位相),根据上述公式,并按下列近似差分公式^[14]

$$K_z(n\Delta z) \approx \frac{360(\Delta z)^2}{\tau T_1^2(n\Delta z) \cdot \Delta \phi_1} \frac{1}{2} \{T_1^2(0) + 2T_1^2(\Delta z) + \dots + 2T_1^2[(n-1)\Delta z] + T_1^2(n\Delta z)\}$$

計算了各站层的 K_z 值。計算时,取 $\Delta z = 10$ 米, $\tau = 31,104 \times 10^3$ 秒。計算結果見表 7。

表 7 根据 Fjelstad 公式求得的 K_z 值(厘米³·秒⁻¹)

Table 7. Values of K_z ($\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$) determined by Fjelstad's formula

站号 Station No. 层別 Level (m)	U	T	S	R	Q	P	O
0—10	10.4	5.0	5.1	24.3	8.8	4.8	9.8
10—20	32.8	1.2	1.1	0.9	1.4	2.7	10.3
20—30	6.2	2.2	1.8	1.2	1.4	3.4	10.8
30—40	3.5	16.3	4.1	5.3	5.2		
40—50	1.9	10.2	10.6	9.7			

注: 計算所得的 $K_z(n\Delta z)$ 值,已近似地視為各 10 米层內的平均值。

根据表 7 繪成的 K_z 值断面分布如图 18 所示。

上图指出 K_z 的断面分布具有下列一些特点:

(1) K_z 值不但随深度而变, 并随断面上各站的位置而异。

(2) K_z 值以跃层附近 (15—25 米) 为低区 (< 2.0), 形成封閉曲綫, 向跃层上下及断面两端增大。因此, 在断面中部, K_z 值于跃层附近有其最小值, 而在两端則否。

(3) K_z 值的分布与跃层位置的联系, 显示了跃层对涡动热传导的“抑制”作用。

更值得指出的是, 在冷中心的跃层附近, K_z 的量值均接近于 1 (見表 7), 这与近年来的

許多研究結果, 尤其是 Robinson 及 Stommel 的^[18], 是相符的。因此, 我們认为: 在上述垂直流速的計算中, K_z 值的取定是比較合理的; 从而也进一步支持了作者在前文所得出的“在北黄海冷中心跃层附近, w 的量級为 10^{-3} 厘米·秒⁻¹”这一結果^[6]。

参 考 文 献

- [1] 中央气象局、中国科学院地球物理研究所联合資料室, 1954。中国气温資料, 73—77, 244—247, 255—258。
- [2] 毛汉礼、赫崇本, 1959。十年来海洋水文調查与研究的进展(未发表)。
- [3] 伍柏瑜、季林綺、楊禎先, 1959。等 σ_t 面分析在浅海中的应用(未发表)。
- [4] 海軍海道測量部, 1957。海洋水文参考資料(中国海区及朝鮮西岸), 1: 64—403。
- [5] 赫崇本、汪圓祥、雷宗友、徐 斯, 1959。黄海冷水团的形成及其性质的初步探討。海洋与湖沼 2(1): 11—15。
- [6] 管秉賢, 1962。有关我国近海海流研究的若干問題。海洋与湖沼 4(3—4): 121—141。
- [7] 正野重方, 1954。动力气象学(吳伯雄譯, 1960, 科学出版社), 156—157, 168。
- [8] 斯米尔諾夫, В. И., 1952。高等数学教程(孙念增譯, 1956, 高等教育出版社), 第 1 卷, 287—288。
- [9] 斯費德魯普, Н. У., 約翰遜, М. W., 佛萊明, R. H., 1946。海洋(毛汉礼譯, 1958, 科学出版社), 第 1 卷, 114。
- [10] 关东厅水产試驗場, 1934。橫断観測に显はれたる北部黄海の海象に就て, 海洋調查報告。73—114。
- [11] Иванов, Ю. А., и Тареев, Б. А., 1960。О расчёте вертикальной составляющей скорости дрейфовой течения, *Труды Морского Гидрофизического Института АН СССР*, 22:3—4。
- [12] Сметанина, Н. С., 1962。Карты завихренности касательного напряжения ветра над Тихим Океаном, *Труды Ин-та Океанол. АН СССР*, 57:133—155。
- [13] Тареев, Б. А., 1962。Оценки характера тепловой конвекции и турбулентной теплопроводности применительно к Антарктическому кольцу вод, *Океанология*, 2(1):31—43。
- [14] Штокман, В. Б., 1946。К вопросу о тепловом режиме в области Куросяво, *Труды Ин-та Океанол. АН СССР*, 1:74—98。
- [15] Bjerknes, V., 1921。On the dynamics of the circular vortex with applications to the atmosphere and atmospheric vortex and wave motions. *Geofysiske Publikationer*, 2(4): 1—81, figs. 31。
- [16] Defant, A. 1961。Physical Oceanography. 1: 317, 398—399, 465—469, figs. 210—212。
- [17] Koenuma, K., 1936。On the hydrography of the south-western part of the north Pacific and the Kuroshio, Part II. Characteristic water masses which are related to this region, and their mixture, especially the water of the Kuroshio. The Memoir of the Imperial Marine Observatory, Kobe, Japan, Vol. 6, p. 349—414。
- [18] Robinson, A., and Stommel, H., 1959。The oceanic thermocline and the associated thermohaline circulation. *Tellus*, 11: 3, p. 295—308。
- [19] Welander, P., 1959。An advective model of the oceanic thermocline. *Tellus*, 11: 3, p. 309—318。
- [20] Wyrtki, K., 1961。The thermohaline circulation in relation to the general circulation in the oceans. *Deep-Sea Res.*, 8: 1, p. 39—64。
- [21] Yoshida, K. and Mao Han-Lee, 1957。A Theory of upwelling of large horizontal extent. *J. Mar. Res.*, 16: 1. p. 40—54。

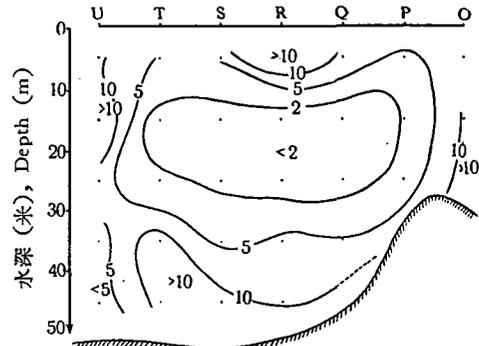


图 18 大連—成山角断面 K_z 值的分布

Fig. 18. Distribution of K_z along Dairen—C. Shantung Section.

A PRELIMINARY STUDY OF THE TEMPERATURE VARIATIONS AND THE CHARACTERISTICS OF THE CIRCULATION OF THE COLD WATER MASS OF THE YELLOW SEA

KWAN PING-HSIEN

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

(ABSTRACT)

The cold water mass of the Yellow Sea and its circulation is an outstanding feature and constitutes one of the most important problems in the study of the oceanography of the China Sea. In this paper, the seasonal and secular temperature variations and the characteristics of the circulation are analyzed, using the historical hydrographical data of Dairen—C. Shantung Section, 1928—1943. Its major topics are as follows:

(1) The principal features of the seasonal variations of the temperature in the region of the cold water mass are investigated with the sectional distributions of temperature, its monthly deviation, and the amplitudes and phases of the annual temperature curves from ten years (1928—1937) averages. It is shown that the seasonal variations of the temperature mainly reflect the features of the thermal structure of the cold water mass in summer.

(2) The secular variations of the temperature, the intensity of the front (main thermocline) in summer of the cold water mass, and their relations with the air temperature are studied using 13 years (1928—1931, 1933—1940, 1943) data. It is shown that the secular variations of the summer (Aug.) lowest temperature of the cold water mass are closely related to those of the winter (Jan.) mean air temperature in the neighbourhood area, while the secular variations of the intensity of the front in summer are related to those of the mean air temperature difference between summer and winter. These relations are helpful for the further study of the formation of the cold water mass as well as for the prediction of its temperature, and the latter has a practical significance for fisheries.

(3) Simplified formulas for calculations of the horizontal and vertical components of the velocity from temperature distribution are obtained. The formulas show that the distribution of the circulation of the cold water mass depends chiefly on the horizontal distribution of the vertically integrated temperature, it is, therefore, suggested that the summer circulation in the region of the cold water mass is largely due to thermal effect. Since the magnitude of the vertical velocity depends also on the value of the friction coefficient, if the magnitude of the latter is taken as the order of 10^{-5} sec^{-1} , then the order of the vertical velocity is $10^{-3} \text{ cm sec}^{-1}$, which agrees with the results obtained from the formula of Wyrki. Furthermore, the relations between the circulation and the mass distribution of the cold water mass, the effect of the bottom friction and the vertical movement are briefly discussed in the light of Bjerknes' famous theory of the circular vortex.

(4) Finally, the coefficient of the vertical eddy conductivity of cold water mass is determined by Fjølstad formula, the magnitudes obtained for the region near the main thermocline approximate to $1 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$, which agrees with the value generally accepted.