

台湾附近海域黑潮表层流轴位置季节 变异的探讨*

顾 玉 荷

(中国科学院海洋研究所)

起源于台湾东南和菲律宾东北海域的黑潮,在沿台湾东岸北上的过程中,其表层流轴的位置有着明显的季节变异。本文根据所搜集到的资料(主要是 GEK 资料),粗略分析了台湾以东及东海南部海域黑潮表层流轴的季节变异,并对引起变异的原因作了初步探讨,认为季风和海底地形的共同作用,形成了该海域中黑潮特有的路径特征,而季风是引起黑潮表层流轴季节变异的主要原因。

一、表层流轴位置的季节变异

尽管从气候式平均状况来看,东海的黑潮可以认为是一支十分稳定的西部边界流,尤其在赤尾屿以北,不仅流速分布稳定,而且流轴位置、流向和流辐的变化也都不大^[4]。然而,象其他海流一样,黑潮也存在着各种尺度的时空变化,在台湾的东北方,黑潮表层流轴位置的季节变异尤为明显。

管秉贤分析了二十多年的水文分布资料后指出^[4],在台湾的东北方,秋、冬季黑潮的表层流轴总出现一个不大的反气旋式的小弯曲,除此之外,在东海其他区域还未发现较为

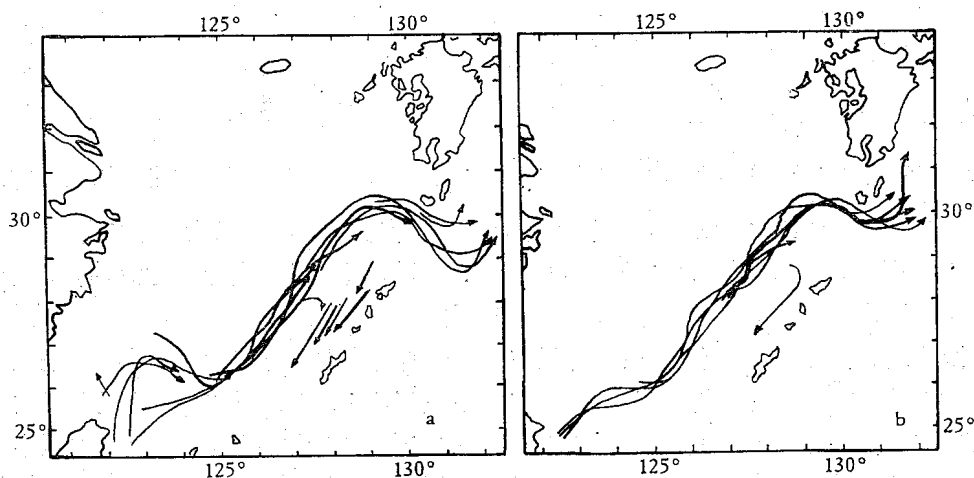


图 1 表层黑潮路径
a. 冬季 b. 夏季

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 671 号。
收稿日期: 1981 年 7 月 27 日。

显著的弯曲现象。1978年,他将冬季黑潮途径与夏季对比后又指出¹⁾,除了在台湾东北方出现小的弯曲(先偏北,再偏东的反气旋式转动)以外,黑潮冬季路径与夏季趋于一致。

近滕正人根据1967年GEK调查资料绘制了表层黑潮路径图(图1)^[6],由图可见,在台湾东北方,黑潮冬、夏表层流轴位置有着明显的季节变异。

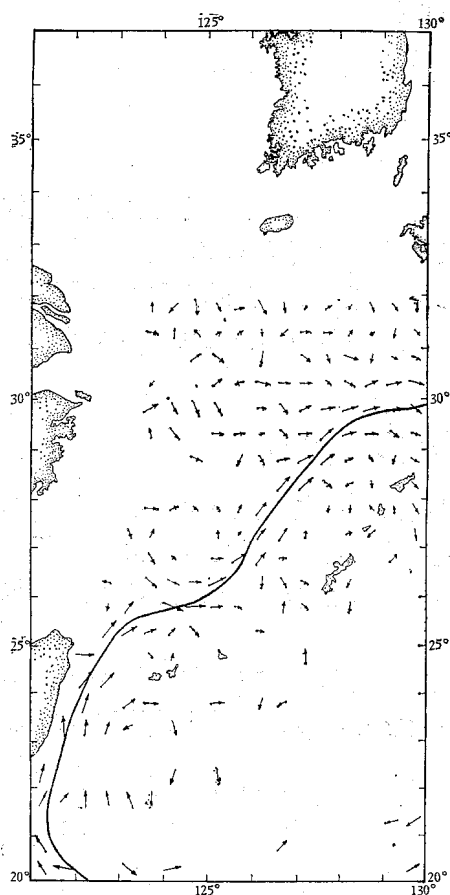


图2 黑潮夏季表层平均流速分布及流轴位置

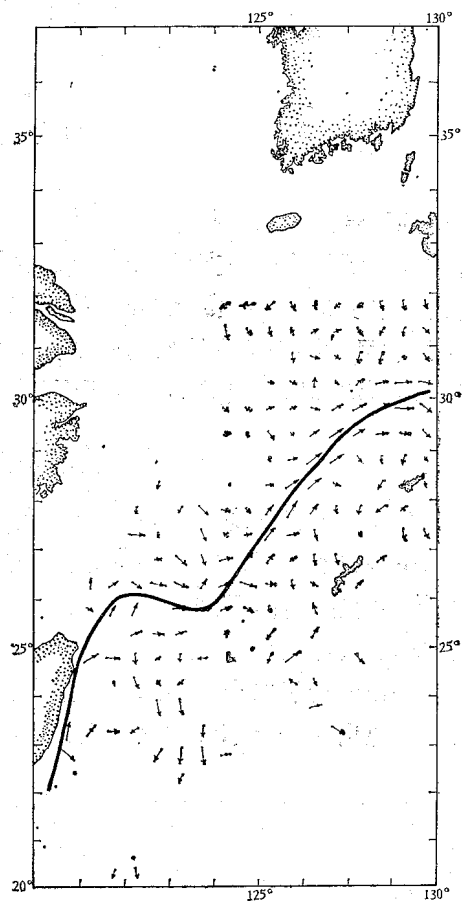


图3 黑潮冬季表层平均流速分布及流轴位置

图2和图3是日本1979年出版的海洋环境图《海流编》中冬、夏平均流速分布图^[7],该图搜集了1953—1977年共二十五年的GEK资料,图中粗曲线为表层流轴,是笔者根据表层最大流速的方向及位置并参阅有关资料加绘的^[6,7,10]。

由图2、3可以看出,夏季,在台湾以东,表层黑潮的方向为东北北和东北,进入东海后,流向略向右偏转,在钓鱼岛附近,转为东和东东南,在125°E以东26°N以北又逐渐转为东北向。从表层流轴的位置及分布趋势看,它与台湾东岸的距离在北上的过程中不断增大,跨过台湾东北方海脊进入东海后,仍然离开大陆坡继续向东偏移,在钓鱼岛附近,与大陆坡相遇,然后大致与等深线相一致,向东北延伸。

冬季,在台湾以东,表层流向大致与台湾东岸平行,指向北或东北北,进入东海后并没

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

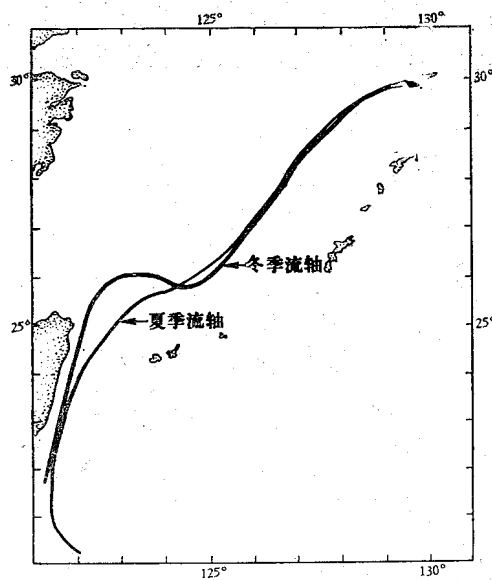


图 4 黑潮冬、夏表层流轴位置比较

有立即发生明显改变,直至 26°N 附近才明显地转为东和东南方向,在 125°E 以东、 26°N 以北,流向又与夏季的基本一致。冬季流轴的位置与夏季也有明显不同,在台湾以东,流轴紧贴台湾东岸,几乎与岸平行,一般均位于夏季流轴位置之左(西),进入东海后继续向北延伸,直至越过大陆坡到达 26°N 以北才转向东南东,从而出现了一个明显的反气旋式

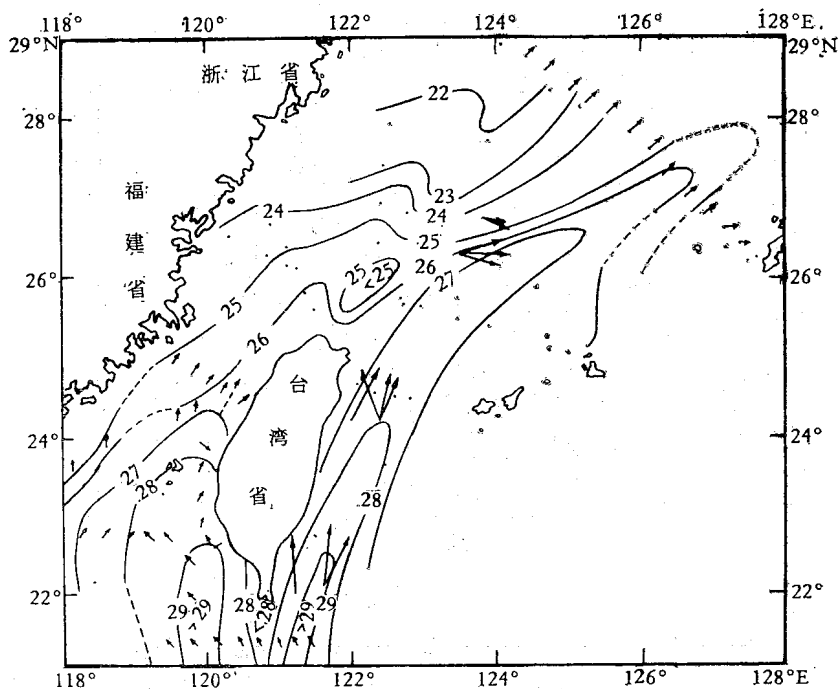


图 5a 台湾附近海区 6 月表层水温分布

小弯曲;越过 125°E 以后,流轴又向东北延伸,与夏季路径基本一致。

将图 2 和图 3 叠合在一起,表层流轴位置在冬、夏季的变异就十分明显。

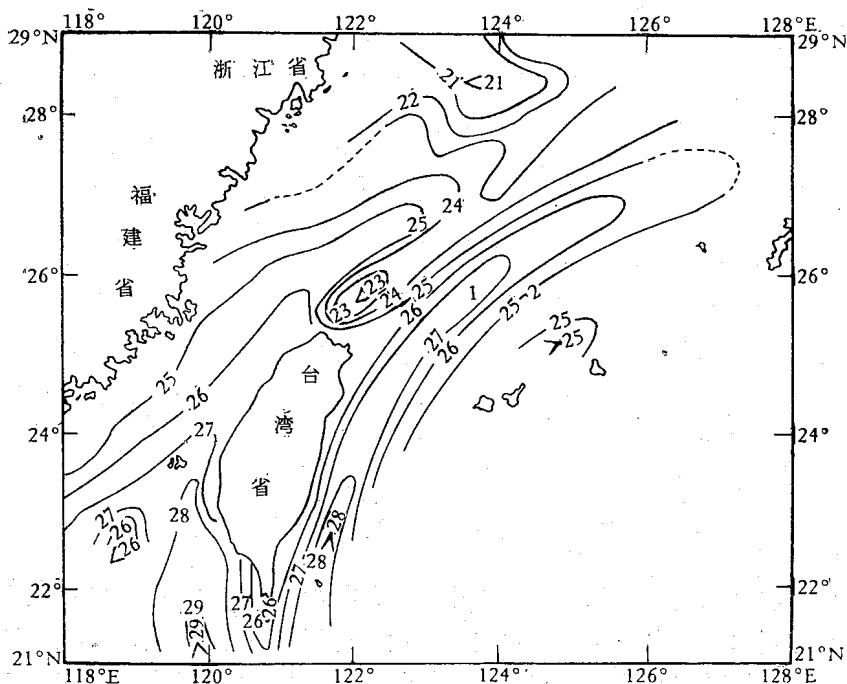


图 5b 台湾附近海区 6 月 25 米层水温分布

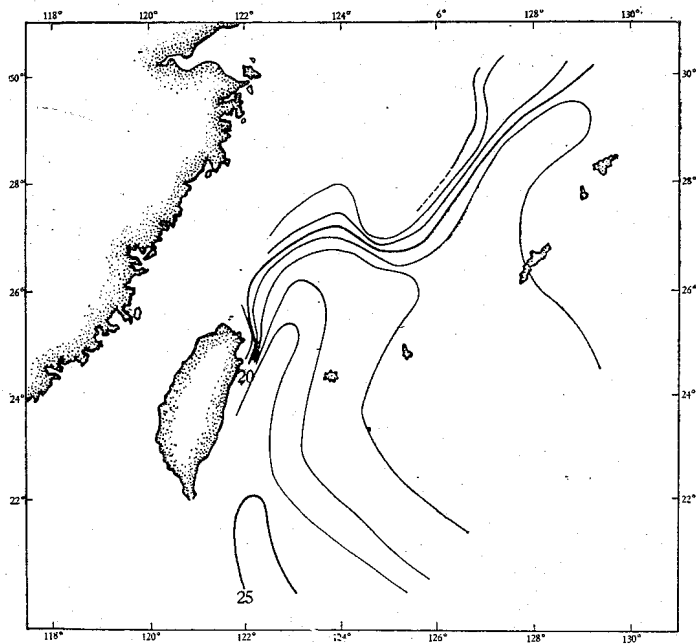


图 6 1967 年 3 月 30 米层水温分布

上述季节变异现象从温度分布图上也可以得到证实。图5是1932年6月表层和25米层水温分布图^[3],在台湾以东,等温线在北上过程中逐渐向东偏移,其分布趋势与夏季黑潮表层流轴相一致。图6,7分别为1967年3月30米层和1969年2—3月10米层温度分布图,其温度最大水平梯度带的位置显然距岸较近;在台湾东北方,等温线均出现一个明显的反气旋式弯曲,这与夏季的温度分布显然不同,而与冬季的流轴甚相一致。

上述海域黑潮的调查资料十分稀少,但仅就现有资料,已可看出黑潮表层流轴位置确实存在着明显的季节变异;至于其详细情况,则有待于更为详细的调查资料,特别是海流的实测资料来证实。

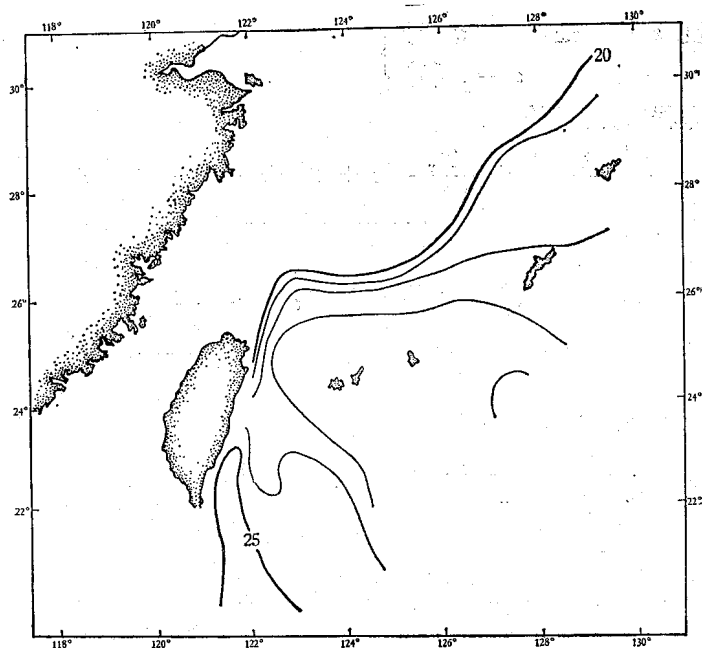


图7 1969年2—3月10米层水温分布

二、变异原因的探讨

关于黑潮表层流轴季节变异的原因,目前尚少研究,本文试图对此作一初步探讨。

朱祖佑曾认为来自菲律宾海的海流初始条件,科氏力随纬度变化所产生的涡度以及海底地形等对台湾以东的黑潮影响很大^[9]。奚盘根等一些其他学者认为^[1],在整个东中国海环流系统里,边界力、地形效应和热盐效应起主要作用,而风只起次要调节作用。对于作为整体的黑潮而言,似乎可以这样认为;然而,对于表层黑潮,风的影响是很显著的,它可以引起表层流场的改变和流轴位置的摆动。台湾附近海域处于季风控制之下,夏季偏南风,会使黑潮近表层的流速产生东分量;冬季偏北风,会产生西分量;这样,冬、夏表层流向便会出现差异,表层流轴也会相应地发生季节变化。本文拟仅就季风对黑潮表层流轴位置的影响作一探讨。

首先讨论风对流速水平分布均匀的地转流的影响,并假定由此所得的结论也适用于流速水平分布不均,但流线彼此平行的情况。取方程为

$$\left. \begin{aligned} -fv &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \\ fu &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

边界条件为

$$\left. \begin{aligned} \text{在海面 } z=0 \text{ 处, } A_z \frac{\partial u}{\partial z} &= -T_x \\ A_z \frac{\partial v}{\partial z} &= -T_y \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$$\left. \begin{aligned} \text{在某一深度 } z=h \text{ 处, } u &= u(h) \\ v &= v(h) \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

满足上述条件的方程(1)的解为

$$\left. \begin{aligned} u &= \underbrace{-\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y}}_{\text{I}} + \underbrace{\frac{T_x}{2A_z a} (\delta + \gamma) + \frac{T_y}{2A_z a} (\delta - \gamma)}_{\text{II}} \\ &\quad + \underbrace{\alpha \left[u(h) + \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right] - \beta \left[v(h) - \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right]}_{\text{III}} \\ &= u_g + u_d + u_f \\ v &= \underbrace{\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}}_{\text{I}} + \underbrace{\frac{T_x}{2A_z a} (\gamma - \delta) + \frac{T_y}{2A_z a} (\delta + \gamma)}_{\text{II}} \\ &\quad + \underbrace{\beta \left[u(h) + \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \right] + \alpha \left[v(h) - \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \right]}_{\text{III}} \\ &= v_g + v_d + v_f. \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

$$\text{其中 } a = \sqrt{\frac{f\rho}{2A_z}}$$

$$\alpha = 2 \frac{\text{ch}ah \cos ah \text{ch}az \cos az + \text{sh}ah \sin ah \text{sh}az \sin az}{\text{ch}2ah + \cos 2ah}$$

$$\beta = 2 \frac{\text{ch}ah \cos ah \text{sh}az \sin az - \text{sh}ah \sin ah \text{ch}az \cos az}{\text{ch}2ah + \cos 2ah}$$

$$\delta = 2 \frac{\text{ch}ah \cos ah \text{sh}a(h-z) \cos a(h-z) + \text{sh}ah \sin ah \text{ch}a(h-z) \sin a(h-z)}{\text{ch}2ah + \cos 2ah}$$

$$\gamma = 2 \frac{\text{ch}ah \cos ah \text{ch}a(h-z) \sin a(h-z) - \text{sh}ah \sin ah \text{sh}a(h-z) \cos a(h-z)}{\text{ch}2ah + \cos 2ah}$$

与 Фельзенбаум^[11] 等许多学者在求解类似问题时所得的结果类似, 这里流速也可分为三部分: I 为纯梯度流部分(第一项), 记为 u_g 、 v_g ; II 为纯漂流部分(第二、三项), 记为 u_d 、 v_d ; III 为受摩擦影响的梯度流部分(第三、四项), 记为 u_f 、 v_f 。

本文取下边界 $h = \frac{\pi}{a}$, 即摩擦深度, 并且认为, 在此深度处摩擦已不存在, 漂流消失, 但地转流依然存在, 按地转关系有

$$\left. \begin{aligned} u(h) &= -\frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial y}(h) = u_g(h) \\ v(h) &= \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x}(h) = v_g(h) \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

为更加明确起见, 取 y 轴为原来地转流方向, 即未受到风影响时的等压线方向, x 轴与之垂直指向右。这样, 未受风影响的地转流就只沿 y 方向流动, 而不存在 x 方向的分量, (4) 式就可以简化为

$$\left. \begin{aligned} u &= \frac{\pi T_x}{f\rho h}(\delta + \gamma) + \frac{\pi T_y}{f\rho h}(\delta - \gamma) - \beta[v_g(h) - v_g(z)] \\ &= u_d + u_f \\ v &= \frac{1}{f\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\pi T_x}{f\rho h}(\delta - \gamma) + \frac{\pi T_y}{f\rho h}(\delta + \gamma) + \alpha[v_g(h) - v_g(z)] \\ &= v_g v_d + v_f \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

表层流速可简化为

$$\left. \begin{aligned} u(0) &= \frac{\pi(T_x + T_y)}{f\rho h} = u_d(0) \\ v(0) &= \frac{1}{\rho f} \frac{\partial p}{\partial x} - \frac{\pi(T_x - T_y)}{f\rho h} = v_g(0) + v_d(0) \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

将式(6)在摩擦深度内对 z 积分, 并记 $\bar{v}_g = \frac{1}{h} \int_0^h v_g dz$, 可求得上 Ekman 层中的体积输送为

$$\left. \begin{aligned} M_x &= \int_0^h u dz = \frac{T_y}{f\rho} + \frac{h}{2\pi} [v(h) - \bar{v}_g] \\ M_y &= \int_0^h v dz = \bar{v}_g h - \frac{T_x}{f\rho} + \frac{h}{2\pi} [v_g(h) - \bar{v}_g] \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

由(6), (7), (8)式明显可知, 由于风和摩擦的存在, 出现了垂直于等压线的横向速度分量和横向体积输送分量, 结果使原来满足地转关系而沿等压线流动的海流, 不再完全沿等压线流动了, 表层和上 Ekman 层中的体积输送均发生了偏向, 其中表层流与等压线的偏角 θ_0 , 按(7)式可表示为

$$\operatorname{tg} \theta_0 = \frac{\pi(T_x + T_y)}{v_g(0)f\rho h + \pi(T_y - T_x)} = \frac{u_d(0)}{v_g(0) + v_d(0)} \quad (9)$$

由(9)式取边界条件, $y = y_0 = 0$ 时, $x = x_0 = 0$, 可求得表层流路径表达式

$$x = \frac{\pi(T_x + T_y)}{v_g(0)f\rho h + \pi(T_y - T_x)} y \quad (10)$$

由(9)及(10)式可知, 表层流与 y 轴(等压线)的偏角 θ_0 与风应力有关; 而流线的偏距 x 不仅与风应力有关, 而且还与纵向距离 y 成正比, 距原点愈远, 流轴的偏移距离也愈大。对于地转速度分量 $v_g(0)$ 大于风漂流速度分量 $v_d(0)$ 的情况, 由(9), (10)式可知, 当

$(T_x + T_y) > 0$ 时,流向偏角和流线的偏距都为正值,表示流向偏向等压线之右侧,流线不与等压线平行而向右偏转。当 $(T_x + T_y) < 0$ 时,情况便相反,流线离开等压线向左偏转。

以上讨论的是流速水平分布均匀的地转流受到不同方向的风影响后表层流线的变化情况。

从严格的定义出发,流线并非流轴,但对于黑潮这个狭窄的西部边界流而言,从动力高度等高线的分布来看,尽管等高线的水平分布疏密不均,但大致上是彼此平行的。基于这一事实,若作粗略考虑,可以认为黑潮流轴位置的左右摆动,也反映了黑潮流场的摆动,从而反映了流线的摆动情况。反之,根据流线的摆动情况,可以间接地类推出黑潮流轴位置也相应地发生了类似的摆动。

台湾以东及东北海域的黑潮,正处于季风控制之下,秋、冬季多为东北风,夏季多为东南风和西南风,全年风力较强。众所周知,黑潮中地转分量 v_g 是最主要的速度分量,它自南向北流动,而且在一般情况下远大于风所引起的漂流速度分量 u_d 和 v_d 。因此,由上面的分析可知,当夏季吹南风时 ($T_x = 0, T_y > 0$),黑潮便会产生向东的漂流速度和体积输送分量,结果使表层流向向右偏转,流线,从而流轴也相应地往右(东)偏转;秋、冬季吹北风时,情况便相反,流线及流轴均往左(西)偏转。这样,夏季流轴便距岸较远,有离岸东偏趋势;冬季流轴则靠近台湾东岸,结果便形成了夏季流轴位于冬季之右(东)的特点。尽管在一般情况下,流向的偏角不大,但是由于流线及流轴的偏距与距原点的距离成正比,所以越往北,离原点越远,流轴的偏距也越大,冬、夏流轴间距离也就越远。在黑潮源地附近,二者可能相距很小,但在长距离北上的过程中,由于冬、夏不同季风的影响,到达台湾东北方时,二者的距离就十分显著了。进入东海后,黑潮仍然处在上述季风的影响下,因此,夏季流轴继续向东偏转,而冬季则继续向北延伸。当冬季黑潮到达 26°N 附近时,受到了东海大陆坡的阻挡,海底地形迫使整个黑潮向东急转,这样在台湾东北方表层流轴便形成了一个反气旋式小弯曲。

由(7)式还可看出,若北风增强,表层漂流的南分量和西分量就增大,当南分量大于地转分量 v_g 时,黑潮便会出现倒流(南流)现象,这时流场仍向西偏移。这一现象,管秉贤在分析 1966 年秋季阳明号调查资料时即已指出^[9],本文结果与其分析一致。

下面应用前述公式粗略估算台湾以东和东海南部海域中黑潮冬、夏表层流轴的位置。

由于菲律宾以北的黑潮很不稳定,对该海域的黑潮资料所知也甚少,作为粗略估计,本文将坐标原点取在 $21^\circ\text{N}, 121^\circ30'\text{E}$ 处,设此点为冬、夏表层流轴重合的位置。根据彭佳屿及兰屿的风速资料^[8],在整个计算过程中,取夏季 $T_x = 0, T_y = 0.40$ 达因/厘米², (相当于南风 5 米/秒);冬季 $T_x = -0.76$ 达因/厘米², $T_y = -0.76$ 达因/厘米², (相当于东北风 7 米/秒)。摩擦深度 h 的量值是个至今尚未解决的问题,这里暂取夏季 $h = 50$ 米,冬季 $h = 70$ 米。此外,取科氏参量 $f = 6 \times 10^{-5}$ 秒⁻¹,表层地转流速 $v_g(0) = 80$ 厘米/秒。按上述数据,由公式(9)求得冬、夏季表层流向的偏角分别为 -8° 和 3° 左右,在距原点约 350 公里的台湾东北方,夏季流轴东移 17 公里,而冬季则西移 50 公里,两者相距 67 公里。

图8为本文求得的台湾附近海域黑潮冬、夏表层流轴模式。此图分三段求得。在台湾以东,海岸陡峭,水深均在3000米以上,大大超过黑潮厚度,可认为这里的黑潮受海底地形的影响不大,因而没有考虑海底地形的影响而只考虑风的影响。在台湾东北的苏澳-与那国岛之间有一海脊,水深只有500米左右,且等深线与黑潮几乎正交,海底地形的影响非常显著,因而在此处只考虑地形的影响而未计及风的影响,并直接取用文献[2]的结果,即黑潮在跨越该海脊时,流向右偏约 30° ,流轴位置右移11公里。海脊以北海域,水深又急剧增加,超过黑潮厚度,因此地形的影响可以再度忽略,而只考虑风的影响,直至黑潮与东海大陆坡相遇地形急剧变浅处为止。据管秉贤分析^[4],黑潮遇到东海大陆坡后,由于受地形的控制,基本沿地形最陡峻处流动。这里地形极为复杂,黑潮遇到大陆坡后流动的详细情况及动力原因有待于进一步研究。

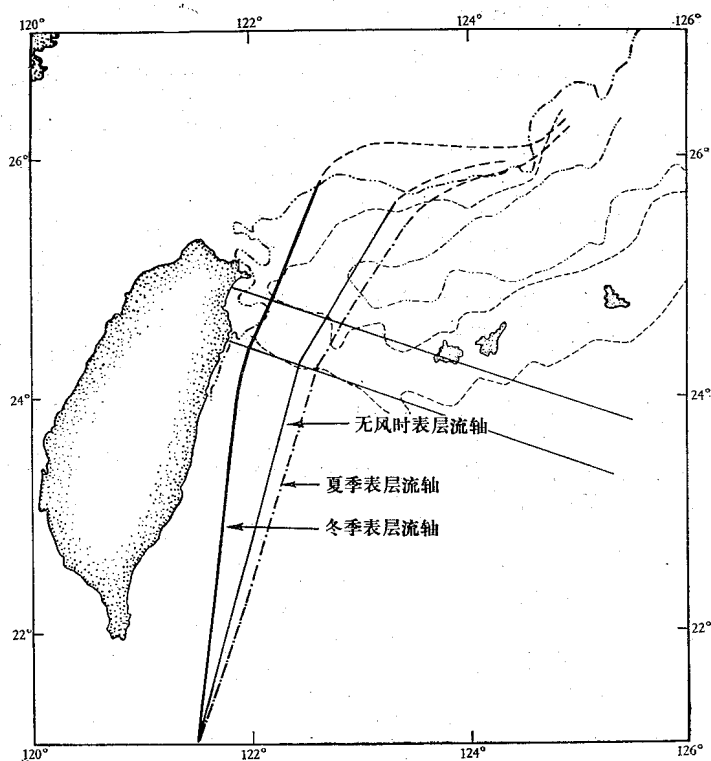


图8 黑潮表层流轴模式

三、结论与讨论

由以上分析可知,台湾以东及东北海域,黑潮的表层流轴有着明显的季节变化,冬季流轴一般位于夏季以西,距岸较近。在台湾东北方,冬季流轴存在一个明显的反气旋式小弯曲,而夏季却无此弯曲现象。引起这一变异的原因可能很多,笔者认为季风的影响可能起着主要的作用。由于季风的作用,原来平行于台湾东岸的地转流不再与岸平行,出现了横向速度分量和体积输送分量。夏季偏南风使表层黑潮产生离岸向东输送的分量,表层流线,从而表层流轴也随之向东偏转;冬季的偏北风和东北风使表层黑潮向西趋岸输送,

流轴也随之西移;结果便形成了冬季流轴紧贴海岸,夏季流轴远离海岸,夏季流轴位于冬季之右(东)的现象。由于流轴的偏移距离是整个流动过程中风的累积效应,所以越往北,冬、夏流轴间的距离便越大。在东海南部,紧贴台湾东岸北上的冬季黑潮由于受到突然变浅的大陆坡的阻挡,被迫转向东去,从而形成了反气旋式小弯曲。季风和地形的共同作用,形成了这里冬、夏季黑潮所特有的路径特征。

本文只是对台湾附近海域黑潮表层流轴位置季节变异的原因作一粗略的定性解释,而不是严格的理论推导。该海域中黑潮的调查资料十分稀少,也给此项工作带来很大困难,作者期望能获得系统、详尽的调查资料,以便作进一步的探讨。

参 考 文 献

- [1] 奚盘根、张淑珍、冯士筌,1980。东中国海环流的一种模型, I. 冬季环流的数值模拟。山东海洋学院学报 10 (3): 13—26。
- [2] 顾玉荷,1983。海底地形对海流影响的初步研究。第二次中国海洋湖沼科学会议论文集 31—39 页。
- [3] 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。
- [4] 管秉贤、刘举平、范继铨、于振娟,1979。东海 G 断面上二十年(1956—1975) 来黑潮表层流速的变动。科学通报 21: 990—994。
- [5] 管秉贤,1983。黑潮源地区域若干冷暖涡的主要特征。第二次中国海洋湖沼科学会议论文集 19—30 页。
- [6] 近藤正人、王井一寿,1975。東け海の流況。海洋科学 7 (1): 27—32, 第 3 图。
- [7] 海洋資料センター編集,1979。海洋環境図,海流編。日本水路協会発行。
- [8] Chu Tsu-You, 1971. Environmental study of the surrounding waters of Taiwan. Acta Oceanographica Taiwanica Science Reports of the National Taiwan University. No. 1. pp. 15—22.
- [9] Chu Tsu-You, 1974. The fluctuations of the Kuroshio current in the sea area of Taiwan. Acta Oceanographica Taiwanica Science Reports of the National Taiwan University. No. 4. pp. 1—12.
- [10] Nitani, H., 1972. Beginning of the Kuroshio. In “Kuroshio” (edited by H. Stommel and K. Yoshida), University of Tokyo Press, pp. 131—133.
- [11] Фельзенбаум, А. И., 1960. Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений. изд. АН СССР, Москва.

THE STUDY OF THE SEASONAL VARIATIONS OF THE POSITION OF SURFACE AXIS OF THE KUROSHIO EAST OF TAIWAN*

Gu Yuhe

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

ABSTRACT

In this paper, the seasonal variations of the position of surface axis of the Kuroshio in the east and northeast sea region of Taiwan are analysed.

In winter, to the east of Taiwan, the Kuroshio runs almost parallel to the coast and the position of its surface axis is quite close to the coast; but to the northeast of Taiwan, the axis often presents a clear-cut anticyclonic meander of small scale. In summer, to the east of Taiwan, the position of axis is farther away from the coast of Taiwan than in winter. The farther the Kuroshio flows northward, the greater the distance of axis from the coast of Taiwan. The small meander as existed in winter no longer exists in summer.

It may be considered that the above mentioned variations are due to the effects of monsoon on the Kuroshio. In this paper, the effect of local wind stress on the geostrophic flow which is uniform in horizontal direction is discussed, and it is supposed that the results obtained can be applied to the geostrophic flow which is non-uniform in horizontal direction but whose stream lines are parallel to one another. The results show that, owing to the presence of wind stress and friction, the transverse velocity appears. Consequently, the Kuroshio no longer flows along the contour line of the isobaric surface. In the adjacent sea region of Taiwan, the south wind prevails in summer and the north wind prevails in winter. So the surface axis of the Kuroshio deflects eastward in summer and westward in winter. That accounts for why the position of the axis is farther away from the coast in summer than in winter. Owing to the forced action of topography, the Kuroshio begins to flow along the isobaths when it meets the continental shelf of the East China Sea. Thus an anticyclonic meander appears in winter.

Finally, the sketch of the flow pattern of the Kuroshio in the above mentioned sea region is made as calculated, which agrees approximately with the situation of the Kuroshio there.

*Contribution No. 671 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.