

局地风对黄海和东海近岸浅海 海流影响的研究*

赵保仁

(中国科学院海洋研究所)

在我国沿岸广阔的浅水海区,局地风对海流的影响非常明显。由于岸线及海底地形的影响,风与海流的关系也很复杂。

我国浅海的风生流曾引起许多学者的重视,较早的如管秉贤^[1]、沈凌云^[2]曾明确指出风生流的存在及其对我国浅海环流系统的影响。沈凌云和我所海流组^[3]曾分别根据长江口北部海区的某站及青岛近海的长期观测资料求出了表层海流同局地风的相关关系,并试图对风生海流进行预报。早期对我国浅海风生流的研究仅限于表层,近年来又取得了一些进展,如刘风树等^[2]用全流方法计算了北部湾的海流,指出北部湾的海流主要同该地区的地形及风应力的涡度有关。作者根据青岛近海的浮标站测流资料得知,局地风对海流的影响不仅限于上层,而且直达海底^[3]。在理论上对近岸风生流的研究也取得了一些进展^[3,4]。然而就我国沿岸广阔的浅海水域而言,局地风对海流有何影响?浅海风生流动的垂直变化情况如何?海流对风作用的反应速度又是怎样等重要课题尚未进行过深入研究。作者特选用黄海和东海三个有代表性的长期测流站,俾对这些问题作一初步探讨。

本文所用的测流资料有长江口附近的A站和B站的Ekman海流计观测序列以及青岛近海的浮标站海流观测序列(以下称浮标C站)。A站位于长江口,水深约50米的浅水水域,于1964年6月进行过两次连续观测,相隔约两天,共计15个昼夜的资料。B站位于A站以北若干海里,水深约30米的浅水水域。自1965年8月到1967年1月共7次连续观测,累计达28昼夜的资料。青岛近海的浮标C站于1979年4月用印刷海流计进行了4天连续观测。

本文用于分析风生流的方法主要是二元线性回归法。

一、风生流的分离与计算方法

假定观测所得的余流由两部分组成,即风生的和非风生的,而且后者在短期内可近似地认为是不变的。又假定风速分量作用于海面时,各有其风因子和流偏角(下称分风因子

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第752号。

本文承毛汉礼教授和管秉贤副教授热情指导并提出宝贵意见,谨此表示衷心的感谢。

本刊编辑部收到稿件日期:1982年2月25日。

- 1) 沈凌云,1960。有关浅海表层流与风的关系以及黄东海风场特征的初步探讨(未刊稿)。
- 2) 本所海流组,1965。重要航道海流初步预报方法的研究。
- 3) 赵保仁,单站浮标测流资料的谱分析。海洋科学集刊,第21集(待刊稿)。

和分风流偏角), 并且还假定这些风因子和流偏角在观测期间近似为常量。那么, 在这些条件下, 我们就可以得到如下的二元线性回归模式:

$$\begin{aligned} u &= u_0 + a_1 u_w + a_2 v_w, \\ v &= v_0 + b_1 u_w + b_2 v_w. \end{aligned} \quad (1)$$

式中 u, v 为余流东分量和北分量; u_w, v_w 为风速东分量和北分量; a_1, a_2, b_1, b_2 为线性回归系数; u_0, v_0 是余流中与风速无关的部分, 可称它为“常流”。为了用最小二乘法求出 $u_0, a_1, a_2, v_0, b_1, b_2$ 等值, 必须先求出余流系列 u, v 及与之相应的风速值系列 u_w, v_w 。我们在计算时, 对 Ekman 海流计测得的 A 站和 B 站的资料, 先用拉格朗日三点线性内插, 求得各正点的流速时间系列, 再用时间间隔为 25 小时的滑动平均求出逐时变化的余流时间系列。浮标 C 站的余流系列求取方法已另文报道¹⁾。按时间推移的日平均风速也用滑动平均法算出。线性回归时所用时间系列是逐时变化的余流和逐时变化的日平均风速值。

根据算出的线性回归系数, 不难给出计算分风因子和分风流偏角的表达式, 即

$$k_u = \sqrt{a_1^2 + b_1^2}, \quad (2)$$

$$K_v = \sqrt{a_2^2 + b_2^2}, \quad (3)$$

$$\theta_u = \arctan(-b_1/a_1), \quad (4)$$

$$\theta_v = \arctan(a_2/b_2). \quad (5)$$

式中 k_u, θ_u 为风速东分量 u_w 的分风因子和分风流偏角; k_v, θ_v 为风速北分量的分风因子和分风流偏角。计算都是在我所的 108 电子计算机上进行的。

二、余流变化的一般特征

三个测站的地理位置为: A 站处在台湾暖流控制的浅水强流水域, 上层有江浙沿岸淡水的影响; B 站地处黄海沿岸流及台湾暖流相互交汇的水域, 上层有长江冲淡水的影响, 因此, B 站所在海区的海流相对要复杂一些; 浮标 C 站位于青岛近海, 离岸较近, 地处弱流水域。由于三个测站所处的环境完全不同, 现将有关计算结果分别叙述如下:

1. A 站

以第二次观测所得的日平均风速矢量及余流矢量的过程图为代表, 如图 1 所示。图中相邻两个矢量间的时间间隔为 4 小时。尽管台湾暖流流经该站, 常年有向北的流动, 但却很容易从图 1 看出余流序列的变化明显受风的控制。观测期间盛行偏南风, 余流方向大体为北到东北方向, 风和流的方向比较接近。可见从表层到底层, 余流矢量是随着风矢量的变化而变化的。风速加大时, 流速也加大; 风向改变时, 流向也随之改变。流对风的反应很快, 几乎很难看出余流对风速变化的反应有明显的滞后现象。另外, 还可看出, 从表层到底层, 于同一时刻余流先向右偏转, 大约到十米层以下, 流向变为向左偏转; 到底层, 绝大多数流速矢量已经偏到了风速矢量的左侧。从上到下流向的这种偏转方式显然具有近岸风生流动的性质, 即上层余流具有风海流的旋转性质, 下层具有底层梯度流的

1) 见第 479 页脚注 3)。

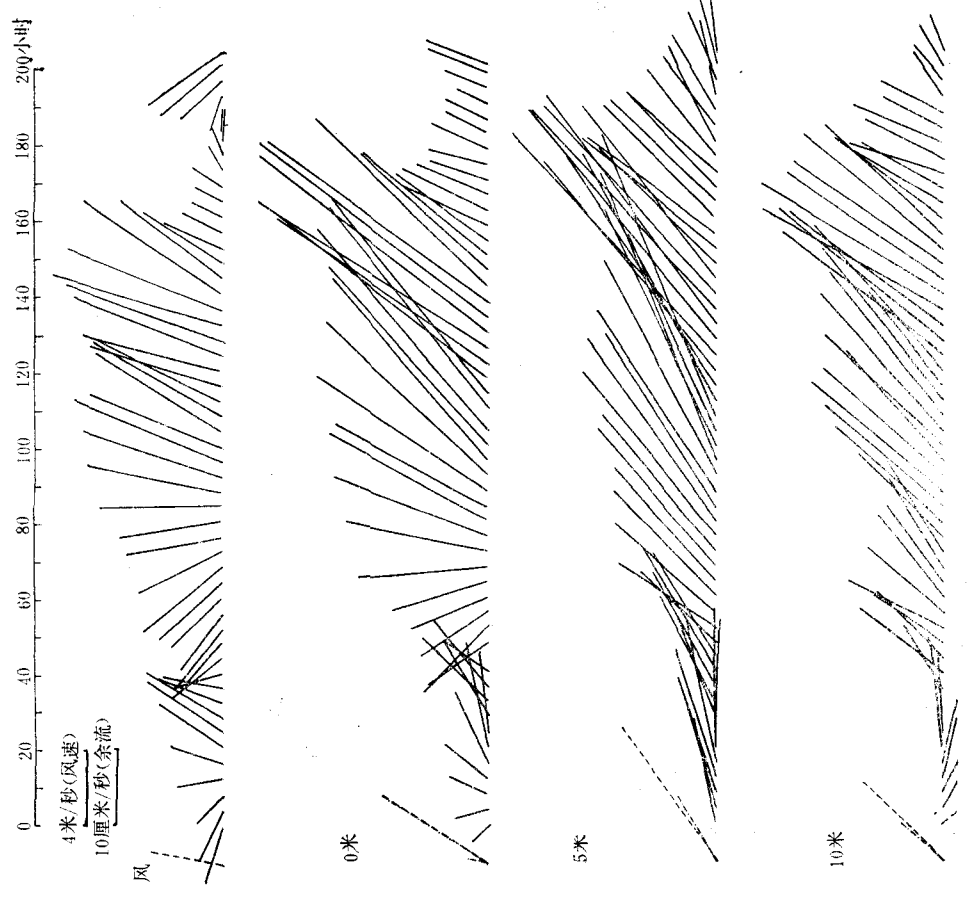
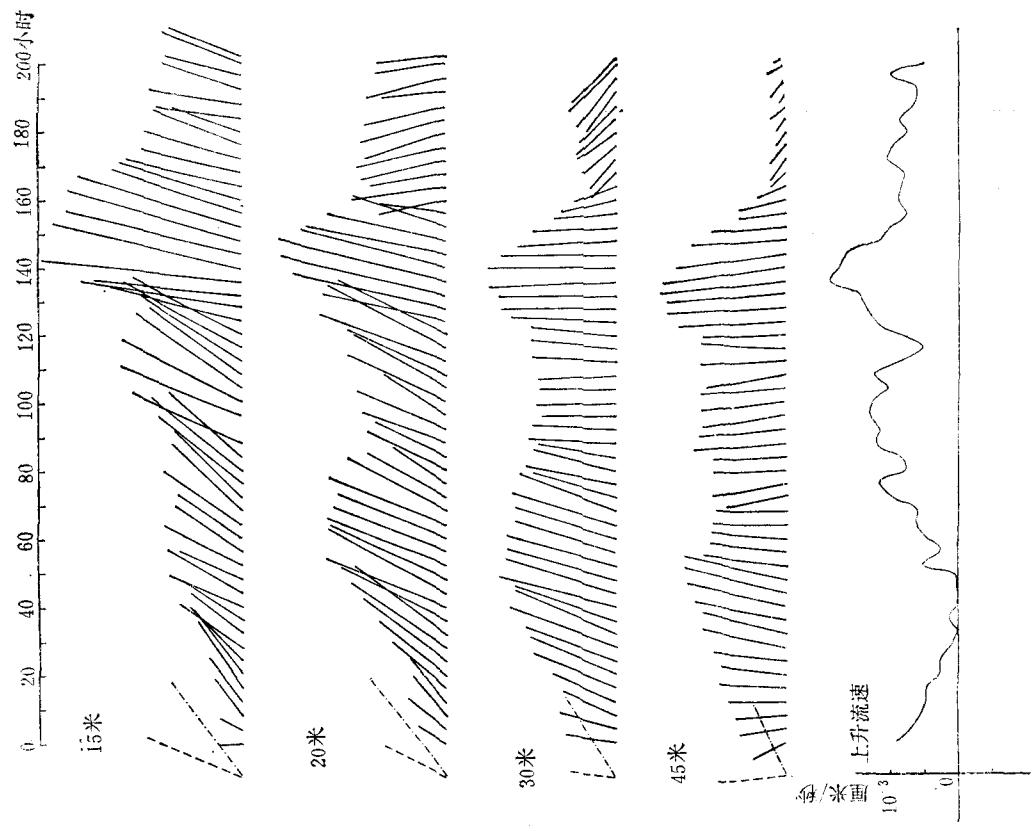


图1 A站余流过程图
 ----- 平均余流矢量; - - - - - 常流矢量

性质。这一现象在风速比较大的时候表现得更为显著,并在观测期间的总平均风速与各层总平均余流的垂直变化中反应出来,如图 1 点线所示。

值得注意的一个问题是:虽然从表层到底层的余流变化明显受风矢量的变化所控制,但余流矢量呈 Ekman 螺旋状旋转的水层却仅限于上层 10 米左右的范围,而在其余较深的水层中(约 30 米厚),余流矢量则呈底层梯度流状旋转。这在下面将要阐明的 B 站余流图中,无论是夏季还是冬季都存在。在观测中,测流点的水深大约是摩擦深度的 1—2 倍,对具有这样水深的近岸浅水风生流来说,本文所揭示的很可能是比较普遍的现象之一。文献 [5] 从理论上得知,当水深是摩擦深度的 1—2 倍时,上层离岸的 Ekman 输送所涉及的水层大约只有水深的 1/3 左右,这同我们的实测结果非常接近。也即是说,在通常情况下,为了补偿离岸的 Ekman 输送,补偿流大约在 1/3 水深以下直至海底的整个水层中向岸流去。

另一个值得注意的问题是,由图 1 可见,从表层到底层,沿岸方向的风速分量(可用北分量近似代替)的变化趋势都是一致的。这意味着,在这一段时间内,沿岸方向的流速反应是正压的。Smith^[6] 在研究水深较深的 Oregon 沿岸的浮标站资料时曾指出过这一现象。我们认为在水深较浅的我国近海这一现象也是存在的。

2. B 站

B 站的海流观测主要集中在夏(8 月,共 11 天)、冬(1 月和 3 月共 17 天)两季。历史上,对这一海区流动情况的大体结论是中、下层流向常年偏北,夏季表层流向多变,冬季表层流向偏南。从几次分析的资料来看,中下层的情况与以往的结论比较一致,表层略有出入。从绘制的七次余流过程图中可见(图 2 仅给出其中四次),中、下层的余流矢量及各次观测期间的平均流速矢量,不管什么风向,几乎全偏北向,而上表层情况就复杂得多。

1965 年 8 月,据所得的三次观测资料表明,表层(0—3 米)各次观测的平均余流,就有两次是偏南的。在第一次观测的前期(见图 2a)有较小的偏南风,这时表层至 10 米层的余流矢量是偏南的,随着东南偏南风的增大,表层及 5 米层的余流矢量逐渐转成北向;第二次观测期间,海面的风向为东略偏南,这时表层的余流矢量不是偏在风矢量的右侧指向北,而是偏在左侧指向南,且在观测中、前期表层的流向与 5 米层相反(见图 2b);第三次观测期间,海面刮北风,表层余流为南南西向,与前两次相比,这一次表层余流明显偏大。这些迹象表明,在上表层(可达 5—10 米层)除了存在随风变化的风生流外,尚存在着有一股比较稳定的南向流。也就是说,在上表层明显看出的风生流是叠加在比较稳定的向南流动的“背景流场”(下称常流)之上的。冬季的情况恰巧相反,表层和中下层一样存在一股稳定的北向流。其表现为:(1)在冬季的四次观测中仅有一次是在偏南风为主的形势下得到的(如图 2c),这时的流向主要偏北,且从表层到底层均与风向比较一致;(2)其它三次观测都是在北到西北风的天气形势下进行的,这时的余流只有表层偏南,5 米及 5 米层以下的流向则一律偏北;(3)如图 2d 所示;这次观测的中前期,海面刮北风,此时只有表层出现偏南方向流动;观测末期又刮了一阵较小的东南风,这时表层余流立即转成西北方向,且流速颇大。类似的现象还可以从 1976 年 1 月的观测资料中查到。以上现象说明冬季表层也同中、下层一样存在偏北方向的“常流”流场,只有受到北风的强制作用,表层才时而出现向南的流动。

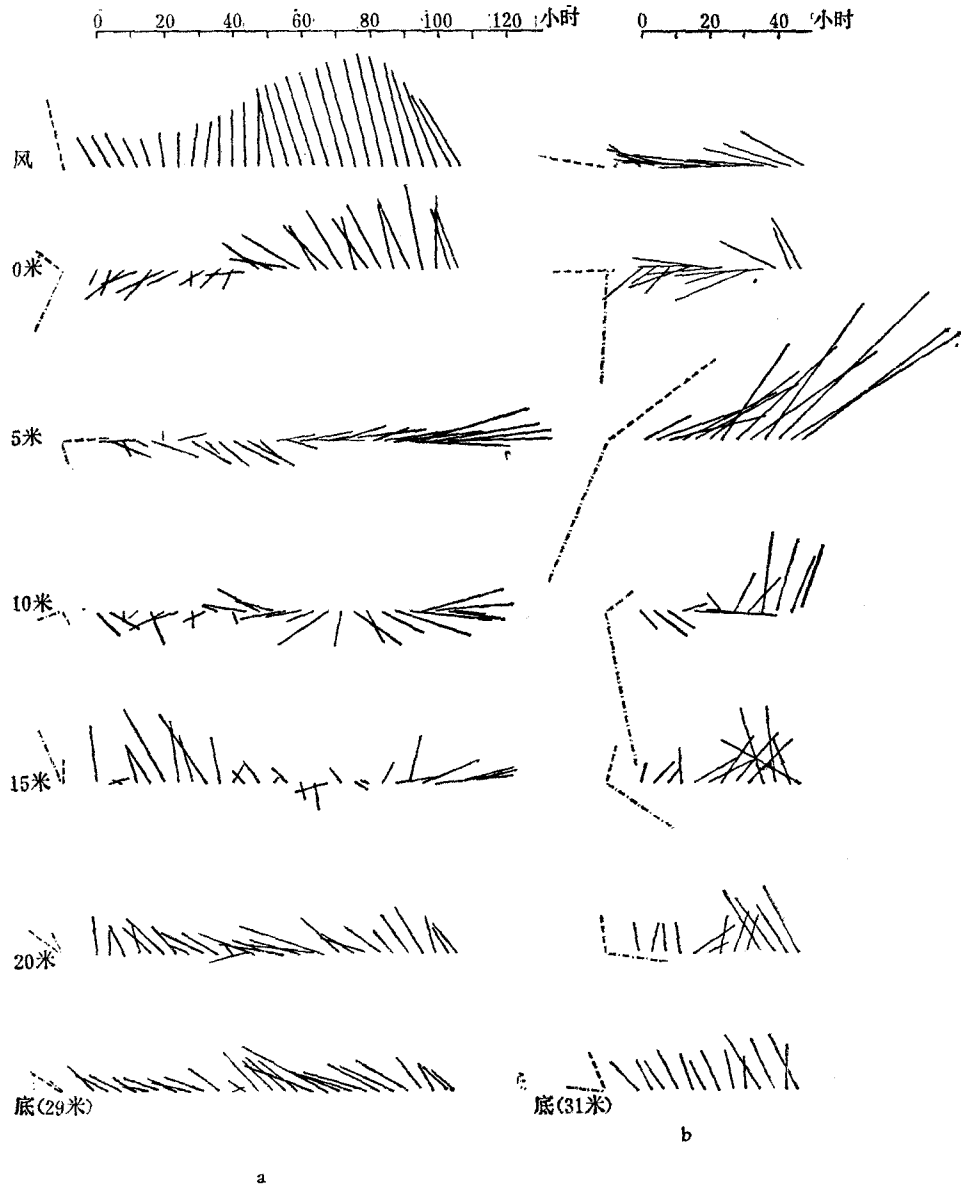


图2 B站余流过程图(图例同图1)

a. 1965年8月(第1次); b. 1965年8月(第2次); c. 1966年3月(第1次); d. 1966年3月(第2次)。

关于B站海区风对海流的影响问题,从图2给出的矢量变化过程图中可以看到,风对海流的影响非常明显。无论冬、夏,从表层到底层,都可以看出风对海流的强制作用,当然这种作用以表层表现得最为突出。对表层以下的海流,其中尤以图2c中的余流矢量受风的变化影响最为突出。显而易见,这种影响直达底层,且余流的垂直结构也与A站一样,具有近岸风生性质。其它几次观测,也可以看出风对表层以下的各层海流的影响。

总之,就观测到的B站海流而言,上表层流向多变,受风的影响较大。但从多次观测所得的矢量过程图来看,夏季这里存在着较为稳定的偏南方向的常流,而冬季正好相反,

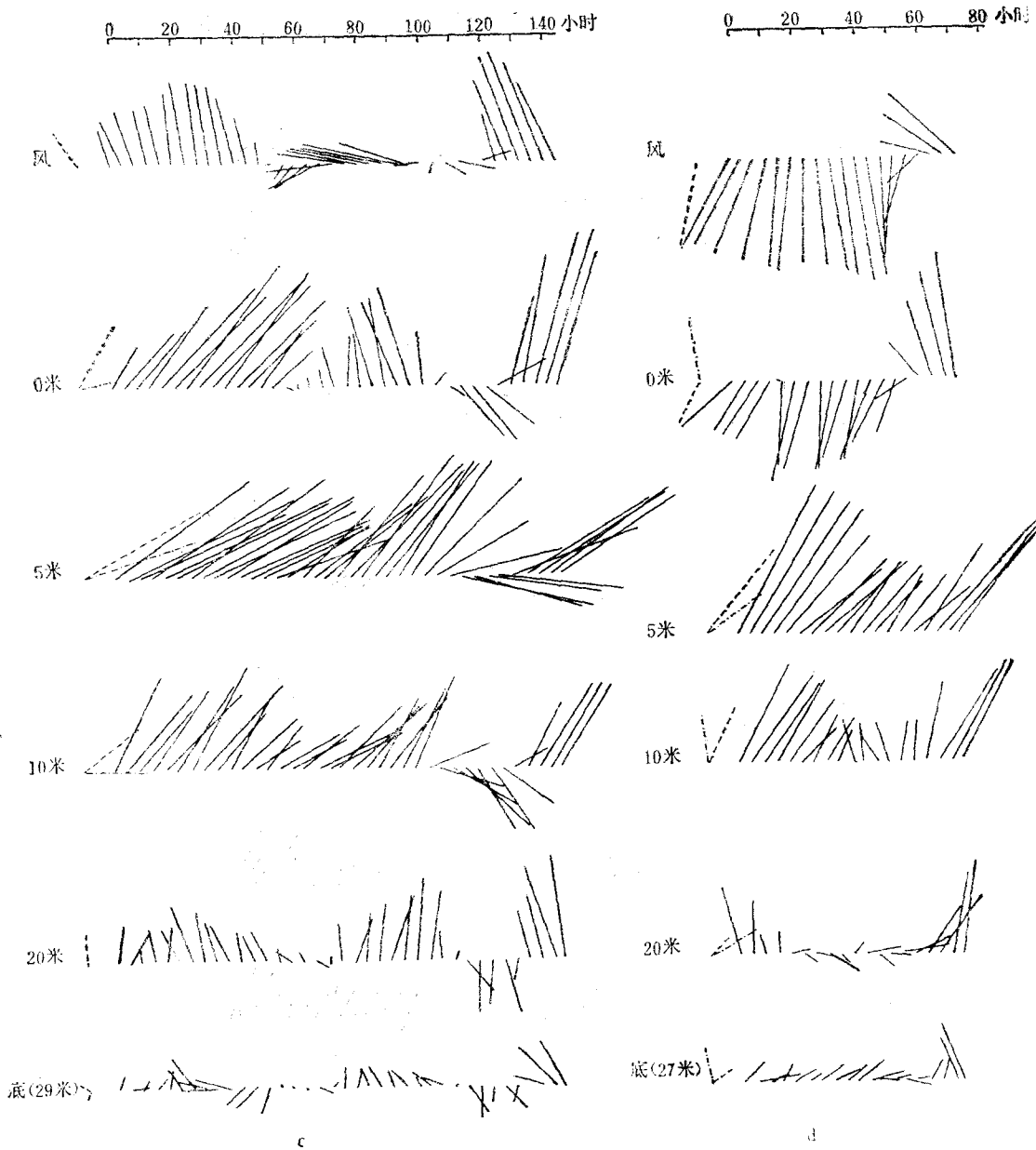


图2(续)

表层恰好存在着偏北向常流。由于这一流动的方向正好同季风的方向相反，因此它们常常被风生流所掩盖。在10米层以下，流向基本上常年偏北。

3. 浮标C站

对青岛近海的浮标C站，余流的变化特点已另文讨论¹⁾。这里仅概述几点结论：(1) 观测期间的余流量值很小，一般只有10厘米/秒左右，不超过实测最大流速的1/10；流向大体为北到东北；20米层到底层流速减小，方向偏左，似具有底层梯度流的性质；(2) 余

1) 见第479页注3)。

流随风速的加大而加大,当风作反时针方向旋转时,余流亦作反时针方向旋转,反应极为敏感。

三、风矢量及余流矢量的相关分析结果

现据上述计算结果对三个观测区域的风生流动讨论如下。

我们对 A, B, C 三站一共进行了 110 次相关分析(见表 1, 这里仅列出部分计算结果),流速分量同风速矢量的复相关在 0.01 水平上高度显著者有 102 次,而在 0.1 水平以下者仅有 4 次。

表 1

| 站 号 | 观测时间 | F 分布值 | | 层次(米) | 流速 u 的 相关系数 R_u | 流速 v 的 相关系数 R_v | 计算所得之 F 值 | |
|------|------------|------------|------------|-------|-------------------------|-------------------------|-----------|-------|
| | | $F^{0.05}$ | $F^{0.01}$ | | | | F_u | F_v |
| A | 1964 年 6 月 | 3.04 | 4.71 | 0 | 0.957 | 0.890 | 1076.8 | 380.6 |
| | | | | 5 | 0.918 | 0.683 | 534.4 | 87.4 |
| | | | | 10 | 0.863 | 0.671 | 292.8 | 81.7 |
| | | | | 15 | 0.462 | 0.663 | 27.1 | 78.6 |
| | | | | 20 | 0.595 | 0.577 | 54.9 | 40.7 |
| | | | | 30 | 0.348 | 0.631 | 13.7 | 66.0 |
| | | | | 45 | 0.288 | 0.755 | 9.1 | 132.0 |
| B | 1965 年 8 月 | 3.09 | 4.81 | 0 | 0.0484 | 0.937 | 0.12 | 372.9 |
| | | | | 5 | 0.648 | 0.562 | 37.7 | 24.0 |
| | | | | 10 | 0.418 | 0.131 | 11.1 | 0.91 |
| | | | | 15 | 0.613 | 0.676 | 31.3 | 43.7 |
| | | | | 20 | 0.509 | 0.301 | 18.2 | 5.2 |
| | 1966 年 3 月 | 3.06 | 4.76 | 0 | 0.882 | 0.943 | 248.1 | 564.9 |
| | | | | 5 | 0.753 | 0.850 | 92.5 | 178.4 |
| | | | | 10 | 0.372 | 0.795 | 11.4 | 121.2 |
| | | | | 20 | 0.552 | 0.606 | 30.8 | 40.9 |
| | | | | 27 | 0.586 | 0.750 | 36.8 | 90.7 |
| 浮标 C | 1979 年 4 月 | 3.13 | 4.93 | 20 | 0.963 | 0.545 | 425.3 | 14.1 |
| | | | | 28 | 0.502 | 0.547 | 11.3 | 14.2 |

A 站除第一次观测的 15 米层的流速北分量同风速的二元线性回归在 0.05 水平上显著外,其它各层次的余流分量都在 0.01 水平上高度显著。而且计算所得之 F 值,绝大多数远大于 $F^{0.01}$,这说明线性回归的显著水平是高于 0.01 的。因此,在 A 站观测所得的余流和风的线性相关关系很好。

B 站除个别层次的流速分量同风速分量的复相关的显著性水平较低¹⁾或不相关外,绝大多数的流速分量同风的相关关系也是很好的。

值得注意的是,当某一层次的某一流速分量同风速不相关时,同一层的另一流速分量

1) 如 1965 年 8 月第二次观测底层东分量,1967 年 1 月第一次观测的 5 米层和 10 米层北分量在 0.1 水平上显著。

同风速分量的复相关的显著性水平必定是很高的。

浮标 C 站, 20 米层及底层流速分量同风的相关都是在 0.01 水平上显著。

通过对风、流相关的显著性检验, 可以确认, 这些区域的海流变化同风的变化是密切相关的。

从计算所得各站流速分量 u, v 的相关系数值 R_u, R_v 我们还得出, 沿岸方向的相关系数略大于离岸方向的相关系数。现将各站的 ΣR_u 和 ΣR_v 列于表 2。显然 A 站和 B 站的 ΣR_v 总是大于 ΣR_u 。而浮标 C 站, 却正相反, ΣR_u 大于 ΣR_v 。A 站和 B 站 v 方向大体为沿岸方向, 而浮标 C 站, u 方向大体为沿岸方向。因此, 可以认为, 沿岸方向的流速分量与风速的相关程度比离岸方向的流速分量同风的关系更密切。由于表层流速受风的影响

较大, 这一结论还可以从比较各站表层的 R_u, R_v 值的大小中得到。

在我们获得的资料中, 经向风占优势。测站 A, B 的 R_v 大于 R_u 是否由经向风引起? 而浮标 C 站只有 4 天观测, 仅两层资料, 是否能说明问题? 好在观测中也有纬向风(如图 2b) 和风向多变(如图 2c) 的情

况。在这两次观测中, ΣR_v 都大于 ΣR_u 。沿岸方向的流速分量具有较大的相关系数, 这可能是因为近岸, 沿岸方向便于风生流动的发展而造成的。

回归分析的结果表明, 对同一站不同时间的观测, 所得的回归系数及风海流椭圆参数之值差异较大。本文对时间较长, 相关系数值较大的几次观测绘制了分风因子的垂直变化图(见图 3)。由图 3 可以看出, 除 B 站 8 月分风因子的垂直变化比较复杂外, 其它几次观测的分风因子大体是随着深度的增加而成指数衰减的。

下面讨论回归分析中得到的“常流”所具有的性质。

A 站 我们计算了在时间上与它最接近的一次水文断面观测所得的地转流速。表 3 列出了测流站所在位置相对于 70 米深的地转流速值。可以看到计算所得的地转流速值同据第二次观测分离出来的常流值比较接近, 所不同者仅在于按计算所得的地转流速

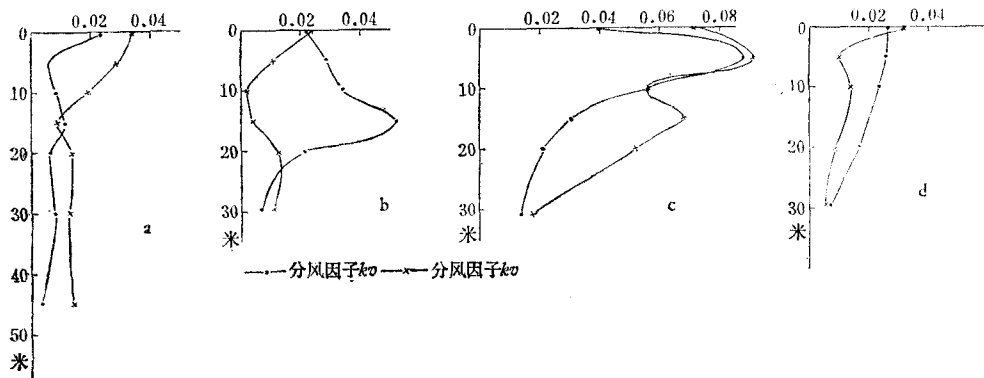


图 3 分风因子的垂直变化

a. A 站 6 月; b. B 站 8 月(第 1 次); c. B 站 8 月(第 2 次); d. B 站 3 月。

表 3

| 水深(米) | 0 | 5 | 10 | 15 | 20 | 25 | 30 | 35 | 40 |
|-----------|------|------|------|------|------|-----|-----|----|-----|
| 地转流(厘米/秒) | 12.2 | 11.5 | 10.2 | 8.0 | 4.1 | 2.9 | 0.9 | 0 | 0 |
| 常流(厘米/秒) | 2.3 | 10.4 | 7.1 | 11.1 | 10.8 | — | 7.6 | — | 4.5 |

是上层大,下层小,而按我们分离出来的常流值则是表层小,中、下层大。另一方面台湾暖流并非完全具有密度流性质,从台湾暖流水的扩展范围来看,其上层较弱,中、下层较强。这一情况同我们计算所得之常流的垂直变化一致。因此可以说,在这一区域我们算得的常流较好地代表了一段时间内相对稳定的台湾暖流的流动情况。

B 站 如图 2 所示,在夏季,上层常流方向偏南,下层常流偏北;在冬季,从表层到底层常流方向几乎一致地偏北。我们可以看到,在上表层,常流方向同观测期间的平均余流方向相差较大。从常流显示的流向来看,夏季在偏南的季风作用下有一股潜在的偏南流动;冬季在偏北季风的作用下有潜在的偏北流动。而且据我们的分析来看,这股潜在的流动还是比较稳定的。那么冬、夏两种不同方向的流动究竟怎样产生?据夏季情况,计算所得 8 月份的常流与同期的标准断面的密度场相适应。B 站的地理位置正处在南黄海冷水团影响的外围区域,因此我们推测这一区域与夏季密度场适应的向南流动可能是经常存在的。

至于 B 站地区中、下层夏季出现向北的常流以及在冬季几乎整个水层都具有向北的常流,我们推测可能是台湾暖流向长江口以北延伸的反应。

以上我们对 A 站及 B 站计算所得的常流性质作了概要的分析。这些分析为海流预报确定常流提供了一些线索。同时这些分析也部分地解释了 B 站海区何以经常出现 0—3 米的平均余流同 5 米层的余流方向完全相反的原因。

四、流场随风变化的反应速度

本节主要讨论海流对风作用的反应速度问题,即某方向的风需要作用多长时间才能建立与之相适应的海流?这一时间间隔随深度的变化如何?这类问题的正确回答对研究浅海风生流的动力学等问题是十分重要的。尽管我们可从风速、风向(图 1,2)发生明显变化的位置,找出各层余流发生相应变化所需要的大体上的滞后时间。但是由于风和余流都处在不断的变化过程中,因此难从直观的对比中得到确切的量的概念,为此我们仍然借助于相关分析的方法作如下处理:首先计算余流分量和与之相应时刻的风矢量(这里不是指日平均风速,而是实测风速)之间的相关系数,然后计算与余流矢量相应时刻及前一小时的平均风速矢量同余流的相关系数,继而再计算与余流矢量相应时刻及前两小时的平均风速同余流的相关。如此下推,其目的是要看看究竟多长时间余流分量与前期的平均风矢量的相关系数达到最大值,作为一种近似,我们把这一时间间隔看成是风海流的反应速度。我们对每次观测都作了这样的计算,结果彼此较为接近。作为代表,图 4 给出与图 1,图 2b, 2c 相应的三次计算结果。图中可见,相关系数 R 随时间变化的关系是起先增加很快,当其接近最大值时减缓,尔后大约稳定一段时间,随后又随着时间的增长而逐渐减小。由表层到底层,相关系数达到最大值所需要的时间间隔是依次增加的。 R 达到

最大值所需要的时间间隔,在表层约为6—12小时,在底层约为15—20小时。

还需指出的是,用上述推移法求得的相关系数达到最大值时的量值,绝大多数都接近或超过日平均风速与余流分量相关时算得的相关系数。这就为预报风海流提供了一个较为便利的条件。因为在前一节的计算中,某一时刻的余流所对应的风速为该时刻前后各12小时风速的平均值,而本节要求的风速则是余流所在时刻前一段时间内的风速平均值,所以对海流预报来说,后者是比较便于取得的。

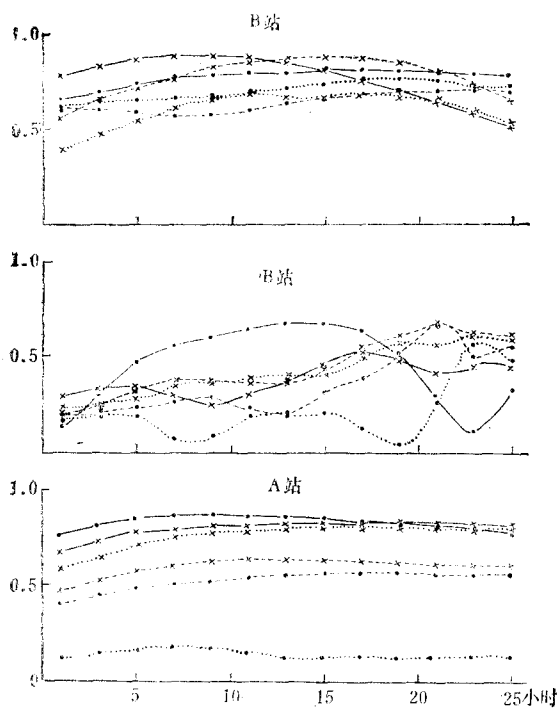


图4 相关系数 R_u , R_v 的时变化

—×— 0米 R_u ; - - - × - - - 20米 R_u ;
 × 底层 R_u ; —●— 0米 R_v ;
 - - - × - - - 20米 R_v ; × 底层 R_v .

节的讨论中,我们已经指出底层流速是与风速相关的。据图1的曲线还可以看到,西南风加大时上升流速也开始增加,当西南风增至最大值时,上升流速也增至最大值(见图1);而在第一次观测期间,当风向为东北方向时,这时的垂直流速已变为负值,即海水是下沉的。前后两次观测所估算的垂直流速的平均值分别为 3.2×10^{-4} 和 8.0×10^{-4} 厘米/秒,最大垂直流速分别为 10.1×10^{-4} 和 18.8×10^{-4} 厘米/秒。最大值约为平均值的2—3倍。足见上升流的变化幅度是很大的。

根据上述估算,以及第三节所做的相关分析,可以认为,风速和风向的变化是影响这一区域上升流变化的重要原因。

六、结 语

1. 从风矢量同余流矢量的直观比较中,以及余流和风的相关分析中可以确认风对我国近岸浅海海流的影响是显著的,并且可以直达海底。

2. 检验表明流速分量同风矢量的相关水平是高度显著的;相关系数在表层最大,随着深度的增加有减小的趋势;沿岸方向的流速分量同风矢量的相关系数数值大于离岸方向的

五、A站海区的上升流

夏季浙闽沿岸是我国上升流比较发达的海区之一。其产生原因颇受人们的重视,特作如下讨论。虽然A站的位置比较偏北,其上升流不及南部各断面那样强烈,但仍有代表性。根据实测的底层流速,据文献[4]提出的方法,不难得到该地区上升流速的变化过程曲线。图1最下面的一条便是用底层流速估计出来的上升流速的过程曲线。由该曲线可以看到,上升流明显随风的变化而变化。其实在第二、三

相关系数值。

3. 余流的垂直变化具有近岸风生流的性质。当上层有离岸的 Ekman 输送时, 趋岸的补偿流大约从 $1/3$ 水深处直到海底的较厚水层中向岸流去。

4. 余流随风变化的反应速度极快, 在表层大约需要 6—12 小时就可建立与风相适应的风生流动。随着深度的增大, 适应时间逐渐加长, 底层流的适应时间大约是 15—20 小时。

5. 风对表层流的影响最大。在 B 站水域经常出现表层流速矢量与 5 米层流速矢量完全相反的流动, 这是因为该站上表层的常流方向正好同我国季风方向相反, 即夏季偏南, 冬季偏北, 表层的风生流动是叠加在与其方向相反的流动上的。

6. 在 A 站, 依底层流速时间系列估计上升流时, 其值变化幅度很大, 观测期间的最大上升流速大约是其平均值的 2—3 倍。上升流速的这一变化主要是由风引起的。

参 考 文 献

- [1] 管秉贤, 1957. 中国沿岸的表面海流与风的关系的初步研究. 海洋与湖沼 **1**(1): 95—122.
- [2] 刘风树、于天常, 1980. 北部湾环流的初步探讨. 海洋湖沼通报 **1**: 9—14.
- [3] 胡敦欣, 1979. 风生沿岸上升流及沿岸流的一个非稳态模式. 海洋与湖沼 **10**(2): 93—102.
- [4] 胡敦欣等, 1980. 关于浙江沿岸上升流的研究. 科学通报 **25**(3): 131—133.
- [5] 张庆华, 1980. 定常海岸有限深海的风海流. 海洋与湖沼 **12**(2): 152—171.
- [6] Smith. R. L., 1974. A Description of Current, Wind and Sea Level Variations During Coastal Upwelling off the Oregon Coast, July—August 1972. *Journal of Geophysical Research* **79**(3): 435—443.

**A STUDY OF THE EFFECTS OF LOCAL WIND ON CURRENTS
IN THE OFF-SHORE AREAS OF THE EAST CHINA
SEA AND HUANGHAI SEA***

Zhao Baoren

(Institute of Oceanology, Academia Sinica)

ABSTRACT

The vertical structure of shallow water currents and the effects of local wind on the currents in the off-shore areas of the East China Sea and Huanghai Sea (Yellow Sea), are analysed in the present paper with the data from three typical current stations. The major results are as follows:

1. The influence of local wind on shallow water current is significant and bottom reaching. The correlation level between current components and wind vectors is very high throughout the depth, and values of the correlation coefficient of the long-shore component are greater than that of the cross-shore component.

2. The vertical variation of the residual currents is specific for shallow water wind-driven current. From surface down to about 1/3 depth the vertical variation of the residual currents exhibits the characteristics of the Ekman spiral and from 1/3 depth down the variation exhibits that of bottom gradient current.

3. The residual current responds to the wind rapidly. Yet it still takes 6—12 hrs for the surface layer to adjust to the wind and this interval increases up to 15—20 hrs near the bottom.

4. At station B the currents at surface are often opposite to these at 5-meter-layer. This is attributed to the constant current, which is in the direction opposite to the monsoon in the observed area.

In this paper upwelling at Station A are also estimated from the bottom currents.

* Contribution No. 752 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.