

浙江近海上升流季过程的初步研究*

曹欣中

(国家海洋局第二海洋研究所)

提 要

本文在前期工作的基础上,根据1981年6月、8月和10月三个专题航次调查的资料,对 $27^{\circ}30'N-30^{\circ}30'N$; $124^{\circ}E$ 以西海区的上升流过程进行了初步研究。描述了浙江近海温盐分布的基本特征、赤潮现象,讨论了涌升水的来源,介绍了余流的一般情况,给出了浙江沿岸上升流的强度,并且讨论了形成机理。最后简略地讨论了浙江近海上升流和渔场的关系。

主题词:浙江近海,上升流,温度,盐度,渔场。

早在六十年代初,管秉贤、陈上及就提出浙江近海存在上升流;后来,毛汉礼、任允武等对该上升流进行过一般理化特征的分析^[1]。七十年代,胡敦欣等对浙江近海上升流机制进行过初步探讨,且推断浙江近海冬季也可能存在上升流^[2]。八十年代初,国家海洋局第二海洋研究所上升流课题组专题调查队在 $27^{\circ}30'N-29^{\circ}30'N$, $123^{\circ}30'E$ 以西海区进行了水文、化学、浮游生物等的大面和连续站的调查。根据所获资料写出了《浙江近海沿岸上升流的初步探讨》^[3]、《浙江近海温逆增现象的初步分析》^[4]、《浙江沿岸上升流锋区特征及其成因的初步探讨》^[5]、《影响浙江近海营养盐分布的主要水动力因子》^[6]等论文。研究指出,浙江近海夏季沿岸上升流的核心区位于鱼山列岛附近海区($28^{\circ}30'N-29^{\circ}30'N$; $122^{\circ}30'E$ 以西近岸斜坡海区);涌升水在调查期间(1980年7—8月)并未抵达表面,约在5米层以下;在近岸斜坡处,由于来自调查海区东南部水深50—60米以下的变性黑潮次表层水(水温低于 $24^{\circ}C$,盐度高于34.5‰)的涌升冷水,在横向平均流的垂直切变作用下而伴随形成混合型温逆增现象;影响本海区营养盐分布的主要水动力因子是上升流、涡动垂直混合及径流;估算到的浙江沿岸上升流的垂直向上速度的量级为 $10^{-4}-10^{-2}$ 厘米/秒,认为风和向岸剩余压强梯度力是浙江沿岸上升流形成的主要动力。

1981年6月、8月、10月对于浙江近海上升流的季过程所进行的三个航次专题调查,就是在上述工作的基础上进行规划、实施的一次较为周密的多学科综合专题调查。目的在于认识浙江近海上升流季过程及其特征变化,以便为研究浙江沿岸上升流的生消规律及其与渔业的关系提供基础资料。

自然 环 境

浙江近海是东海的重要组成部份,其西临浙江海岸,近岸海区岛屿众多,岸线曲折。海

* 本课题在调查期间得到海洋局二所、东海分局各级领导的支持;调查方案的制订曾获得中科院海洋所毛汉礼教授和管秉贤教授,以及任允武副教授等的热情指导。在此向他们和帮助过本课题的同志致谢。

底地形复杂,一般趋势为西北浅,并向东南外海下倾。近岸较浅,在20米等深线与50米等深线间有一明显的狭长海底斜坡,坡度约为 1.1×10^{-3} 。这一近岸斜坡的沿岸走向呈西南—东北向,大体与等深线、岸线和岛屿排列的走向相平行。斜坡外海地势较为平坦,调查海区水深除东南个别站位外一般不超过80米。

本海区北部,紧靠长江。长江流域面积广,支流密布。不仅水量大,而且携带大量营养物质流入东海。以长江冲淡水为主体的江浙沿岸水,随着其势力的季变化而对本海区施加影响。

自南进入本海区的“台湾暖流”终年存在。虽然其源头尚有争论,但台湾暖流流经本海区,使这里海水处于强烈交换和更新状态,则是事实。

浙江石浦以南大多属半日潮海区,潮流也是以半日潮流为主。因此以25小时的实测流速来分离潮流和求出余流,应有相当的代表性。

浙江海面南北跨越约4个纬度,加上海岸线自南至北的走向实有差异,因此浙江海面的南、北风场也有差异。夏季,石浦以南海区主要受西南季风的影响,而石浦以北海区却主要受东南季风的影响,这一风势有利于浙江近海上升流发展。冬季,石浦以南为北到东北风,但以北海区却是北到西北风为主,此种风势不利于上升流发展。

海底沉积物分布大体是与海岸相平行的狭长带状分布。水深20米以内的沿岸水域,底质以粉砂为主;20米至50米水深间底质为粘土质软泥,其有机质百分含量较高;其他多数为砂质软泥。

上述台湾暖流底层自东南向西北流动,造成有利于浙江沿岸上升流形成的爬坡态势,加上夏季石浦以南海区盛行西南季风和以北海区盛行东南季风所构成的反时针型的气旋风应力涡的作用,使本海区夏季出现较强的沿岸上升流。这一现象年年如此,比较稳定,从而使其底层出现有机质含量较高的软泥带。

上升流季过程的一般特征

沿岸上升流携带海洋内部营养物质于透光层,供浮游植物摄取。因此上升流对海洋生产力有着十分重要的作用。本节将根据1981年6—10月三个航次所获资料来认识涌升水的来龙去脉及其消长变化所显示出的温、盐度结构。

1. 海水温、盐度断面分布的基本特征。

由观测资料得知,用等盐线划分,可以把本海区分为沿岸水和外海水两部分。一般可粗略地取盐度 $S < 31\%$ 为近岸低盐水,而取 $S > 33\%$ 为外海高盐水。 $31\% < S < 33\%$ 之间的海水可视为过渡水,即“盐度锋”之所在。因该锋的示性指标是盐度,所以命名为盐度锋。

外海高盐水,在夏秋季节又可借助温跃层划分为两个水团。上层为高温高盐水,下层为低温高盐水。通常可取水温 $T > 23^\circ\text{C}$ 为上层水, $T < 23^\circ\text{C}$ 为下层水⁽¹⁾。由于6月至10月,

(1) 这里所指的上层水,即东海表层水;下层水即黑潮次表层水。它们又可称为台湾暖流上层水和下层水,总称为台湾暖流水。

浙江沿岸上升流存在,上层水和下层水间形成的温跃层具有向岸上倾的趋势,因此我们称此层为“上升流锋层”,其与水平面相交的狭带构成该面上的上升流锋带,简称上升流锋。

由此可见,在夏秋层化型上升流期间,该区存在三个水团:沿岸水、外海上层水和下层水。它们之间构成二个性质不同的锋,即盐度锋和上升流锋。当沿岸上升流逐渐加强时,近表层相应离岸输运,近底层相应向岸输运,我们可以观测到盐度锋层下部向岸弯曲,强度变强(即等盐线密度变大⁽¹⁾);上部离岸,锋的强度也有变化。因此,不仅上升流锋与上升流有关,而且盐度锋也与上升流有关。根据 Mooers 关于前进锋和退行锋的定义,我们知道,这里的上升流锋属于前进锋,而沿岸的盐度锋属于退行锋。上述态势随着上升流加强而加强,随着上升流衰减而变弱。图 1—3 分别为 1981 年 6 月、8 月、10 月的四号断面温、盐度分布。由图可见,8 月份上述态势最强,表明 8 月份的上升流势力高于 6 月和 10 月。

由图 1 可见,1981 年 6 月 16—17 日在鱼山列岛北的沿岸水($T > 21^{\circ}\text{C}$, $S < 31\text{‰}$)可扩展到 $122^{\circ}40'\text{E}$ 。这时四号断面上的表层盐度锋位于 8142 站与 8143 站之间。盐度锋层下部受到上升流作用的缘故,明显向岸弯曲。可能 6 月份的横向垂直环流位于 20 米以下,上部似乎影响不大。但与同期更北的三号断面(图 4)比较可见,四号断面上的表层盐度锋位置大体向外海移了 10 多公里。这可能与四号断面处的沿岸上升流略强有关。

图 2 是 1981 年 8 月 7 日所获的四号断面的温、盐度分布。这时由于沿岸水南下势力减弱,盐度锋位置比 6 月份要靠岸 20 多公里。由上升流锋层向岸抬升的程度,不难判断 8 月份的上升流势力应比 6 月份强得多。但是盐度锋层受上升流影响却被 8142 站出现的温逆增现象所掩盖了。如我们从图 5 来看,盐度锋层受上升流影响的情景超过 6 月份的三号断面,是一目了然的。

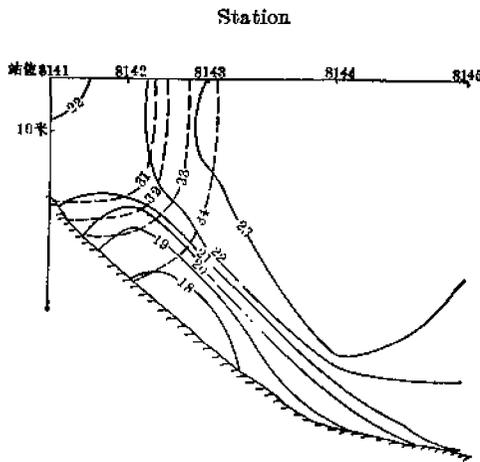


图 1 1981 年 6 月 16—17 日浙江近海四号断面温、盐度分布

Fig. 1 Distributions of temperature and salinity of the profile 4 off Zhejiang on 16—17, June, 1981

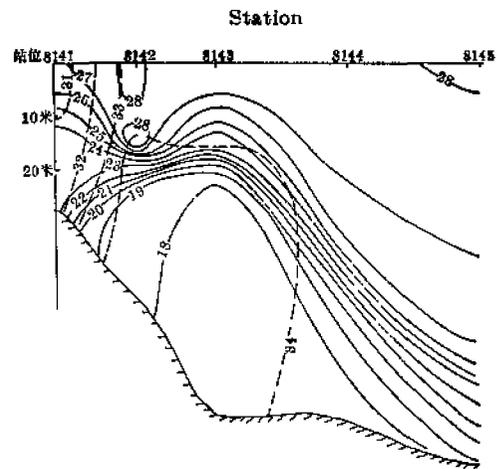


图 2 1981 年 8 月 7 日浙江近海四号断面温、盐度分布

Fig. 2 Distributions of temperature and salinity of the profile 4 off Zhejiang on 7 August, 1981

(1) 意味着单位面积中穿过的等盐线数目增加。

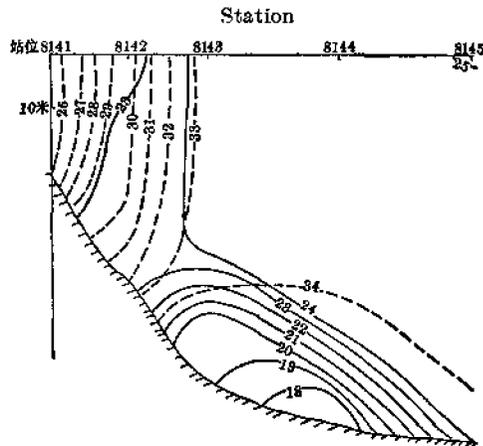


图3 1981年10月11日浙江近海四号断面温、盐度分布
Fig. 3 Distributions of temperature and salinity of the profile 4 off Zhejiang on 11 October, 1981

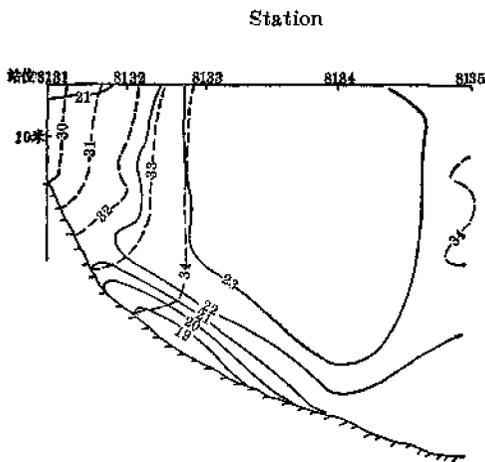


图4 1981年6月16日浙江近海三号断面温、盐度分布
Fig. 4 Distributions of temperature and salinity of the profile 3 off Zhejiang on 16 June, 1981

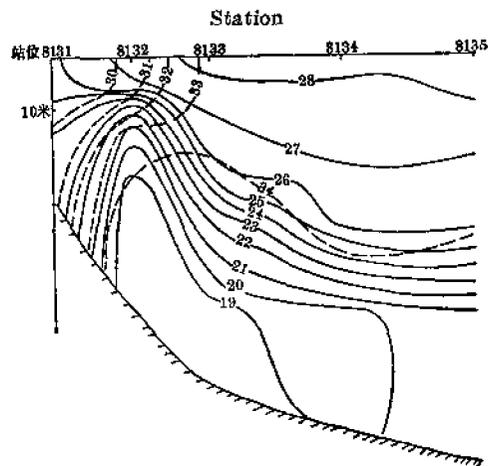


图5 1981年8月16日浙江近海三号断面温、盐度分布
Fig. 5 Distributions of temperature and salinity of the profile 3 off Zhejiang on 6 August, 1981

图3是1981年10月11日所测的四号断面温、盐度分布。由图可见,这时沿岸水南下势力增强,上升流衰减,对盐度锋的影响也随之减小。

由上讨论可知,1981年6月至10月期间的观测结果表明,上升流生消过程既与上升流锋有着密切的关系,也对沿岸盐度锋有着明显的影响。盐度锋和上升流锋同时存在是浙江近海层化型上升流期间的基本温盐的特征结构。我们可以根据上升流锋层和沿岸盐度锋层的形状特征来推断浙江近海层化型上升流的季节变化等情况。

2. 上升流加强期能伴随出现赤潮现象。

上升流海区是属于海洋的一个生态系统。一般认为赤潮的出现,是该系统的一种失调现象,往往有害于当地的渔业生产。因此对赤潮进行调查和研究是十分重要的。可是当人们发现赤潮再报告有关部门,赶到现场进行科学观测,赤潮已经消失。所以,遇到赤潮,立即进行科学观测,特别是综合性观测,其资料是十分宝贵的。

1981年6月16—19日,我所上升流调查队正在海上调查。6月19日早上9点,海调“405”船航行到8142站(28°59'N, 122°25'E)与8141站(29°02'N, 122°13'E)间见到赤潮。我们可以看到海面上有相互间隔排列的狭长红水带,自西南至东北走向,各红水带内也呈现出色调不一的细长条纹状排列,各红水带约有百米来宽。

1981年8月12—17日,我所上升流调查队又在海上调查。8月15日早上7:30,我们正在8143站(28°58'N, 122°42'E)进行连续站观测时,看到该站向岸一侧徐徐有粉红色细长条海水带由西南漂经测站,但其范围等远不如6月19日所见的赤潮。

在这二次现场中,我们进行了相应的观测,现把所得情况简叙如下^[6]。

(1) 图6是1981年6月19日出现赤潮时的四号断面温盐分布,图1是同期17日未出现赤潮时的四号断面温盐分布。两图比较不难发现有以下不同:

(a) 有赤潮时的表层水温在8141站和8142站分别比无赤潮时的表层水温高2.2°C和3°C;表层盐度却分别减低1.35‰和0.6‰。

(b) 有赤潮时,在8142站观测到温逆增现象,其强度为0.12°C/米,上界深度为10米,下界深度为25米,厚度为15米。

(c) 有赤潮时,在15米至20米层间还可看到盐度递减现象存在,其强度为-0.2‰/米,但无赤潮时上述两类逆转均未观测到。

(d) 有赤潮时,出现上下温跃层,中间有强双温逆增层相隔开的海水温度结构。无赤潮时未见此类结构。

(2) 1981年8月7日在8142站测得温逆增,位于10—15米层内,强度约0.22°C/米。这时海面未见赤潮。12日经过8142站,温逆增依然测到,仍位于10—15米层内,强度基本不变,约为0.21°C/米。同时在8143站也测得温逆增(7日在该站未观测到),位于15—20米层内,强度约为8142站的3.5倍,即0.78°C/米。而且8月12日测得的表层水温比7日的表层水温高1.84°C。这时的温度分布发展趋势很接近6月19日在8142站所见的情况,但12日并未见赤潮。一直到8月15日上午7:30再次见到赤潮。这时测得资料表明,温逆增位置已上移到5—10米层间,后继续上移至表层0—5米内。随着温逆增的

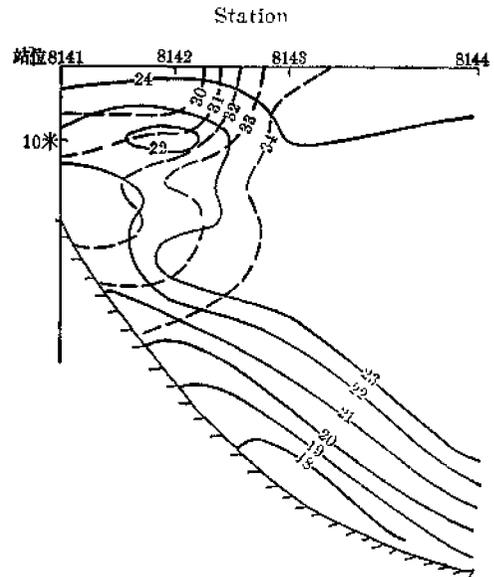


图6 1981年6月19日出现赤潮时的四号断面温、盐度分布

Fig. 6 Distributions of temperature and salinity of the profile 4 off Zhejiang during the rise of red tide on 19 June, 1981

消失,海面上的赤潮亦渐渐消失。

虽然上述异常仅仅是二次赤潮现场所观测的情况,但是非常宝贵。这一事实表明,赤潮的形成与局地水文状况的异常很有关系,值得海洋生物和渔业工作者注意。应该指出:上升流不仅因为输送营养盐,为形成赤潮的某些生物种水华准备了物质条件,而且还由于上升流加强期伴随出现温递增、盐递减等异常结构,从而使表层水温和盐度急骤增减,出现生态系统的失调现象——赤潮。换句话说,赤潮的形成与局地上升流的强烈变动有关。当然,赤潮的形成是复杂的,还应与当时的气象以及生成赤潮的浮游生物种本身的生理要求等有关。

(3) 观测资料表明,赤潮出现时的现场气温、气压、湿度约比无赤潮时的同期气温高 2°C 、气压高3毫巴、湿度高3%。

(4) 根据我所方绍锦等同志对本赤潮带内所采集的样本进行生物组成鉴定得知,夜光虫密度很高,达190650个/升,其他浮游动物虽种群不少,但数目较少。浮游植物以硅藻类为主,密度高达 846×10^5 个细胞/升,为现场非赤潮表层水浮游植物密度的4341倍。

(5) 最后应该谈到的是,一般有关赤潮报道,均说缺氧。可是我所海洋化学组的同志在赤潮现场测得的溶解氧饱和度却高达150%以上,无赤潮时只有98%。这一情况值得今后验证和研究。

3. 涌升水的源地

前人与我们已从各个方面论证了浙江近海上升流的存在^[1-5,7-9]。本节想分析一下,以鱼山列岛为核心的近岸斜坡海区能抵达近表层的低温、高盐、低氧的涌升水来自何处?为此我们绘制了下列五个垂直于调查海区东南——西北向的断面温、盐度分布。规定自东南向西北分别称为I、II、III、IV、V号断面。这些断面的温度分布(1981年8月)分别为图7—图11。由图可见,低温高盐下层水确由调查海区东南逐向西北方向爬坡涌升。如果我们用水温 $T < 24^{\circ}\text{C}$ 来表示下层水,则从图7可见,该水位于调查海区东南部50米以下。该水随着逆坡爬升至断面II(图8)时,我们可以见到下层核心水确沿西北向进入调查区中部。其核心水剖面随着水深变浅(即爬坡)变得较扁,下温跃层强度有明显的变强。图8表明南部的双温跃层分离较大,而往北(虽然更偏外海),渐渐合而为一。由图9可见,8143站完全合而为一。至北似有再分离的趋势。同时我们可以看到下温跃层在8143站抬升最甚,差不多达海面下15米层处。这表明了1981年8月,8143站是四号断面以南海区上升流最强的站。继续往西北,我们从图11可见到下层水由于受到沿岸水南下势力的阻挡,而逐渐转向东北伸展。从上述五断面的温盐分布看,已生动地反映了本海区的低温高盐水的运移路线。无疑,揭示出这股水爬坡涌升的生消变化,对浙江近海的水文、水化学、浮游及底栖生物的分布特征及其变动,以及渔场变动的认识均有较大的帮助。

下层低温高盐水究竟来自于台湾海峡,还是来自于台湾东北部,本调查是无法断言的。但是根据翁学传等人^[10]的研究指出:“由台湾暖流水、黑潮水和海峡水⁽¹⁾的T-S曲

(1) 系指台湾海峡水;

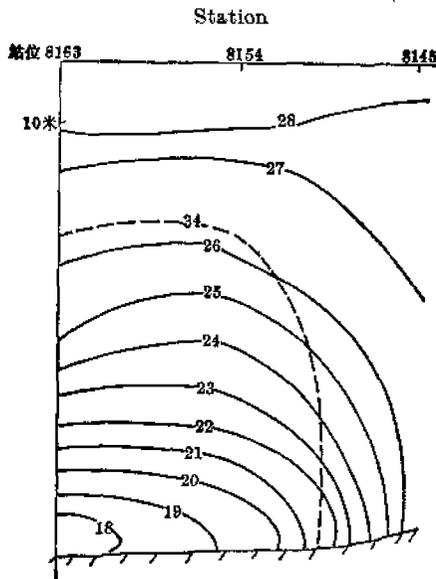


图7 1981年8月1号断面温、盐度分布
Fig. 7 Distributions of temperature and salinity of the section I in August, 1981

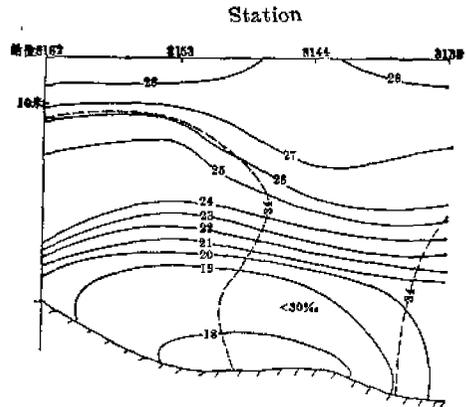


图8 1981年8月II号断面温、盐度分布
Fig. 8 Distributions of temperature and salinity of the section II in August, 1981

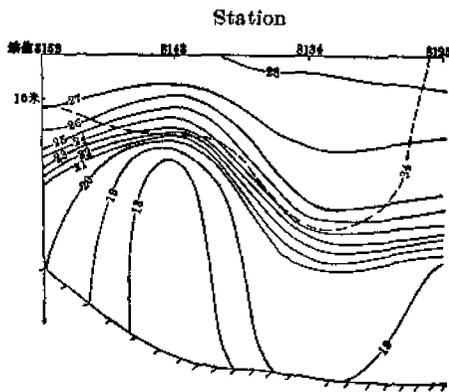


图9 1981年8月III号断面温、盐度分布
Fig. 9 Distributions of temperature and salinity of the section III in August, 1981

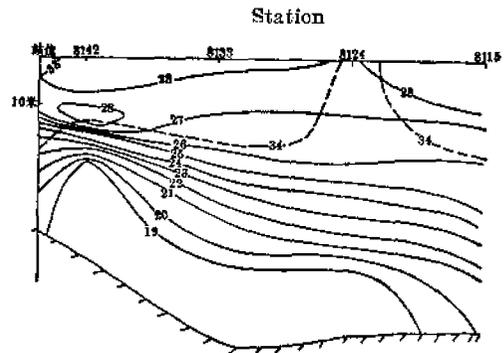


图10 1981年8月IV号断面温、盐度分布
Fig. 10 Distributions of temperature and salinity of the section IV in August, 1981

线配置关系,可以看出海峡水在北上过程中,主要与来自台湾东侧的黑潮表层水相混合,形成上层水,而与黑潮次表层水发生混合的可能性较小”,“深层水⁽¹⁾的温、盐性质及其变化,与台湾东侧的黑潮次表层水极为相近”。由此可见,本海区的下层低温高盐水源自台湾东侧的黑潮次表层水。

(1) 系指本文指出的下层水。

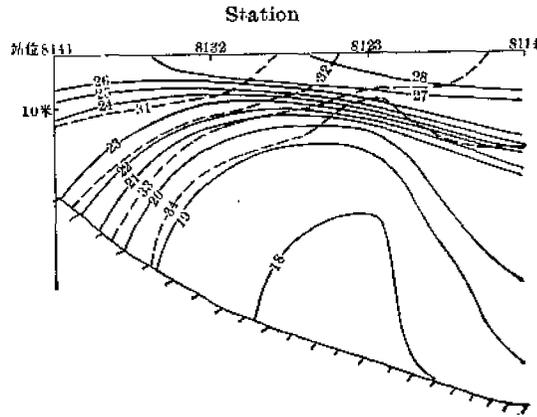


图 11 1981年8月V号断面温、盐度分布

Fig. 11 Distributions of temperature and salinity of the section V in August, 1981.

4. 上升流区的定性划定的方法

国外对海洋中的风生沿岸上升流区位置的划定,常用海面相对冷水区来描述,但是在浅陆架多岛屿的浙江近海来讲,此法常易失误,我们要特别注意。因为根据历年的观测资料及我们的专题调查资料可以看到,本区的涌升水经常并非抵达海面,而在5米以下^[9, 51]。另外,舟山附近潮混合较强,因此水温升高常比外海慢而形成海面低温区。所以我们必须根据断面温跃层向岸上倾的程度,结合大面分布来划定浙江沿岸上升流区的位置(层化结构期,冬季非层化时当别论述)。图 12 是 1981 年 8 月 20 米层温度大面分布。阴影部分为 $T < 23^{\circ}\text{C}$ 区,反映了下层低温高盐水涌升范围。表明涌升水是以鱼山列岛外为核心向北扩展的情况。这又一次证明 1958 年普查所获结果“ 29°N 断面附近是浙江近海夏季沿岸上升流的核心”是正确的。

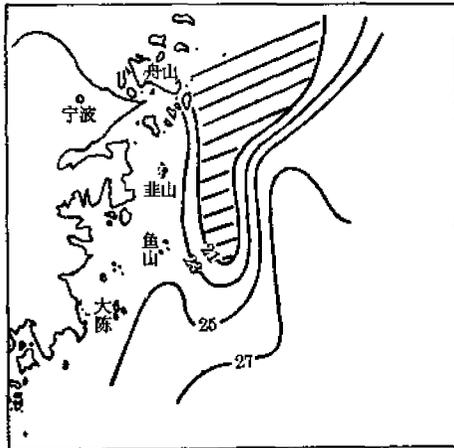


图 12 1981年8月浙江近海20米层温度分布

Fig. 12 Temperature distributions in 20m layer off Zhejiang in August, 1981

图 13 是 1981 年 8 月 20 米层密度 (σ_t) 大面分布。同样印证上述结论的正确性。从该图还可看到,涌升水核心 ($\sigma_t > 23$) 外海侧有一支高温次高盐水 ($\sigma_t < 23$, 即上层水) 自调查海区西南向东北伸展。这与上小节所讨论的下层水自东南向西北伸展正好垂直交叉。此类,水文结构应该反映出上下流场的差异,关于这方面的讨论将另文叙述。

运用断面上温跃层向岸抬升程度来确定上升流强弱是否可靠呢? 会不会把潮波或内波对温跃层的影响误为上升流呢? 图 14 为 1981 年 8 月 12—17 日在四号断面上各连续站所测得的 13 个(周日)温度资料的平均温度分布。所以该断面分布已滤去高于半日潮波频率的波动

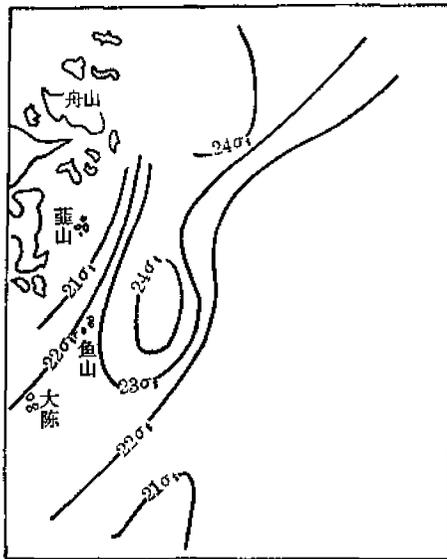


图 13 1981年8月浙江近海20米层密度分布
Fig. 13 Sigma-t distributions in 20m layer off Zhejiang in August, 1981

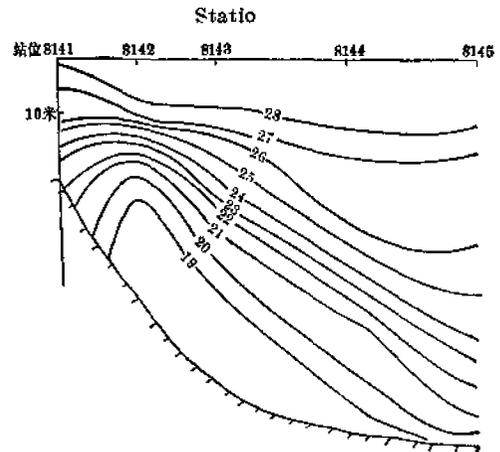


图 14 1981年8月12—17日四号断面
平均温度分布
Fig. 14 Mean temperature distributions
of the profile 4 off Zhejiang on 12—
17 August, 1981

影响。我们由图可见,下温跃层仍表现出向岸上倾的趋势。外海侧仍有上、下温跃层分离的情况,但在近岸 8142 站,由于上升流较强,上下温跃层仍显示合一的情况。这里的温跃层强度比外海侧强,可达 $0.57^{\circ}\text{C}/\text{米}$,上界深度约在 10 米处,下界深度约为 25 米。所以我们不用担心潮波和内波对温跃层振动的微弱影响。可以用温跃层抬升程度来表征浙江近海层化型结构时的上升流之强弱。

流场结构和垂直环流模式

1981年各航次均进行了若干站的海流周日观测,特别是8月航次,顺利地完成了—个断面的五个测站的周日测流。这为我们分析浙江近海流场结构提供了较为直接的可靠依据。

1. 余流的一般情况。

表 1 所列资料是应用电子计算机将实测周日海流资料分离出潮流后的余流结果。由表 1 可见,1981年6月18日在 8144 站所测余流基本为北向流,6米层以下全为北向偏西流;8月所测五个站的余流除了 8141 站近表层以下为偏西流和 8145 站底层为东南流以外,基本是北向流。8143 和 8144 站大体为东北流;10月在 8145 站也测得大体为东北向的余流,但近岸站 8142 近表层约为南向流、底层也为偏东北流。总趋势与历史上所了解的,基本一致。

不过,由 8 月所得的断面余流资料看,海区的流场是相当复杂的。既不是正压流,也不是单纯的风海流。例如 8141 站,表层为东北流、10 米层为西南流,但是 15 米层以下却

表 1 1981 年各航次测得的各站海流
Table 1 Current at stations observed from each cruises in 1981

站 位 号 Sta. No.	观 察 时 间 (月, 日) Observed time (M, D)	水 深 (米) Depth (M)	项 目 Item	水 层 Water Layers (M)								底 层 ^(*) Bottom Layer		
				0	6	10	15	20	30	40	50			
8144	6, 18	66	余流 RC ⁽¹⁾ (cm/sec)	3.84	10.74	9.54				10.04			9.10	
			方向 D ⁽²⁾ (degree)	10°	353°	341°				351°			345°	
			分量 C ⁽³⁾ (cm/sec)	N	3.78	10.66	9.00				9.92			8.79
				E	0.66	-1.30	-3.15				-1.55			-2.35
8141	8, 17	23	余流 RC(cm/sec)	10.50		6.13	13.64						14.09	
			方向 D(degree)	50°		254°	280°						288°	
			分量 C(cm/sec)	N	6.77		-1.70	5.84						4.41
				E	8.03		-5.89	-12.33						-13.83
8142	8, 16	46	余流 RC(cm/sec)	11.92	3.41	4.52				5.29			9.84	
			方向 D(degree)	332°	72°	18°				8°			343°	
			分量 C(cm/sec)	N	10.53	1.06	4.90				5.24			8.98
				E	-5.59	3.24	1.38				0.72			-2.74
8143	8, 15	64	余流 RC(cm/sec)	11.32	25.63	26.20				18.05			8.99	
			方向 D(degree)	324°	63°	53°				59°			21°	
			分量 C(cm/sec)	N	9.21	11.56	14.05				9.23			8.96
				E	-6.58	22.88	22.12				15.51			9.37

8144	8,14	71	余流 RC(cm/sec)	20.79	38.00	39.18				35.40	35.53	9.24	5.87
			方向 D(degree)	40°	46°	51°			37°	44°	56°	41°	
			分量 C(cm/sec)	N E	15.98 18.80	26.85 30.53	24.55 30.53		19.48 29.56	25.70 24.54	5.11 7.70	4.42 3.86	
8145	8,18	82	余流 RC(cm/sec)	26.28	29.23	27.56			28.01	29.50	28.86	22.79	6.82
			方向 D(degree)	338°	1°	2°			347°	356°	0°	123°	
			分量 C(cm/sec)	N E	24.34 -9.91	29.22 0.63	27.53 1.18		27.32 -6.20	29.42 14.89	28.04 -4.22	22.79 -0.09	-8.45 5.29
8142	10,16	42	余流 RC(cm/sec)			30.09			15.17	14.89		20.44	
			方向 D(degree)			206°			115°	28°		8°	
			分量 C(cm/sec)	N E			-26.59 -14.08		-6.80 19.14				20.25 2.77
8143	10,15	65	余流 RC(cm/sec)		7.96	10.99			16.82	12.71	8.63	11.69	
			方向 D(degree)		29°	23°			103°	137°	46°	337°	
			分量 C(cm/sec)	N E		6.93 3.86	9.56 4.07		-8.66 15.90	-9.38 8.61	5.99 6.26	11.63 -0.57	
8145	10,12	81	余流 RC(cm/sec)			23.35				19.05		14.18	
			方向 D(degree)			15°			22°			56°	
			分量 C(cm/sec)	N E			22.57 5.99		17.62 7.23			7.87 11.80	

(1) RC means residual current; (2) D means direction; (3) C means component; (4) bottom layer is at six meters near the sea bottom

2. 实测周日(25小时)海流的一般情况。

实测周日海流实际上是余流和潮流的合流。由于其对渔捞作业关系较为密切,我们有必要在此作些归纳和简单分析,以供参考。

因为8月航次有五个测位资料,所以以这一航次资料为例加以叙述。

自1981年8月17日12:00至18日12:00,在站位8141得25个整点实测流资料。由资料可见,8141站表层显然为旋转流,观测期完成二次旋转。表明这里是以半日潮流为主。前一周中最大合流是在17日13:00观测到,流速达68.8厘米/秒、流向为 73° ;而3个小时后(即在16:00)观测到最小合流(27.7厘米/秒、 123°)。由此可见,8141站表层合流变化强烈:差值达41.1厘米/秒、流向差 50° 。第二周的最大合流出现在18日夜间1:00,流速值高达72.4厘米/秒,流向为 59° ;至18日9:00出现最小合流(16厘米/秒、 294°)。又一次表明该站合流变化强烈。它们与8141站表层余流(10.66厘米、 51°)相比,这里的潮流分量大大比余流大。25个合流资料中有9个超过1节,流向主要为ENE和WSW。

自8月16日10:00至17日10:00在8142站所测周日流资料也表明,半日潮流影响明显。第一周内的最大和最小合流分别为(31.6厘米/秒、 38°)和(11.1厘米/秒、 231°);第二周内的最大和最小合流分别为(43.6厘米/秒、 48°)和(20厘米/秒、 209°)。虽然8142站的合流变化比8141站弱,但仍较强。第一周出现最大和最小合流的时刻与8141站同(16日13:00出现最大合流,16:00出现最小合流);第二周最大合流出现在半夜24:00(比8141站提前一小时),而最小合流推迟5小时(即17日5:00)出现,比8141站提前4小时。8142站合流主要流向为NNE和WWS。这里合流较小,未观测到过1节的,但与8142站表层余流(11.92厘米/秒、 332°)相比,潮流仍较大。

8143站表层合流主要为西向流,但已测不到半日潮旋转流的情况。不过10米层以下仍显示出半日潮旋转流的影响。8144站和8145站几无半日潮旋转流成分了。由此可见,“潮流近岸大远岸小,近岸潮流为主、远岸余流为主”的结论似乎在本海区也是成立的。

3. 上升流强度。

由于目前尚无成熟的测定上升流速度的海流计供调查使用⁽¹⁾。所以我们均用间接法推算的。

本文运用质量守恒法估算了1981年6月浙江近海四号断面的上升流强度。在8143和8144站间水深约55米处的上升流速度为 $+1.8 \times 10^{-8}$ 厘米/秒;8143站水深25米处的上升流速度为 $+2.1 \times 10^{-8}$ 厘米/秒。同样,用该方法又估算了1981年8月四号断面的上升流强度。在8142和8143站之间水深约55米处的上升流速度为 $+6.1 \times 10^{-4}$ 厘米/秒;水深45米处的上升流速度为 $+4.5 \times 10^{-4}$ 厘米/秒;8141和8142站间水深约35米处的上升流速度为 $+5.8 \times 10^{-8}$ 厘米/秒;水深20米处的上升流速度为 $+4.0 \times 10^{-8}$ 厘米/

(1) 国外虽有运用垂直速度仪直接测定的若干报道,但国内尚无此技术应用,即使国外也尚无普遍使用。

秒;水深 15 米处只有 $+3.7 \times 10^{-4}$ 厘米/秒。

由此可见,用质量守恒法估算上升流速度所得量级与其他方法所得量级基本一致^[2,9,7,8]。

上升流形成的机理

文献[2—3]对浙江近海沿岸上升流的形成机理已作过定性的解释。本文想从各种不同角度来加以分析和比较,便于找出该上升流形成的主要动力因子。

假设坐标原点取在平均海平面上,离岸方向为 x 正方向、沿岸向北为正 y 向、垂直向上为正 z 向,则稳态的线性无粘滞流体的运动方程有(采用鲍钱尼斯近似,风应力是面力):

$$-fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_x}{\partial z}, \quad (1)$$

$$fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \tau_y}{\partial z}, \quad (2)$$

$$0 = -\frac{\partial p}{\partial z} - g\rho. \quad (3)$$

不可压缩流体有连续方程:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

式中 f 为柯氏参数, ρ_0 为参考海水密度, ρ 为海水密度, p 为压力, (τ_x, τ_y) 为风应力, (u, v, w) 为海流速度, g 是重力加速度。

交叉微分(1)和(2)式得:

$$\beta v + f \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (5)$$

利用(4)式得:

$$\frac{\partial w}{\partial z} = \frac{\beta}{f} v - \frac{1}{f\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right) \quad (6)$$

积分(6)式有

$$w = w_0 + \frac{\beta}{f} \int_0^z v dz + \frac{1}{f\rho_0} \left(\frac{\partial \tau_y}{\partial x} - \frac{\partial \tau_x}{\partial y} \right). \quad (7)$$

其中 w_0 是海面的垂直速度, $w_0 = u_t \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_t \frac{\partial \zeta}{\partial y}$ (ζ 为海面的垂直位移)。

由(7)式不难得到下列结论:如果 ζ 与 y 无关,则 $u_t > 0$, 即有离岸流, ζ 离岸增加时有利于上升流,如 $u_t < 0$ 和海面 ζ 离岸减小 $\left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} < 0 \right)$ 有利于上升流,否则相反。同理 v_t 与 $\frac{\partial \zeta}{\partial y}$ 同号有利于上升流。故得下列印象:当海面向东北上倾时,海面流也流向东北或海面向西南上倾,海面流流向西南,均有利上升流。(7)式第二项表明上层沿岸流在行星涡作用下对上升流的贡献。浙江海区南向流的行星涡才有利于上升流。(7)式最后一项表明海

面风应力涡对上升流的贡献。显然反时针旋转的风应力涡(气旋涡)才有利于上升流(北半球的风应力气旋型涡相应于爱克曼吸力)。

如(6)式由海底向上积分得⁽¹⁾:

$$w = w_{-H} + \frac{\beta}{f} \int_{-H}^z v dz. \quad (8)$$

$$\text{式中 } H \text{ 为水深, } w_{-H} = -u_{-H} \frac{\partial H}{\partial x} - v_{-H} \frac{\partial H}{\partial y}.$$

由(8)式知,由于浙江近海海底自东南向西北上倾(故有 $\frac{\partial H}{\partial x} > 0, \frac{\partial H}{\partial y} < 0$), 所以当 $u_{-H} < 0, v_{-H} > 0$ 时,有利于上升流。也就是说,底层流如向西北爬坡,有利于上升流,否则相反。下层有北向流分量,在行星涡作用下有利于上升流[见(8)式第二项]。

上述各判据中 ζ 面难于直接测定,所以不易直接运用,其他各判据均能直接加以运用。为了了解浙江近海上升流形成的主要因子,我们对上述各因子进行量级比较。下面以 1981 年 8 月航次资料为例,各因子对上升流的贡献列于表 2。

表 2 各动力因子对上升流贡献的量级

Table 2 Order of the contribution of each dynamic factor to the upwelling

因子 Factor	$u_c \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v_c \frac{\partial \zeta}{\partial y}$	$-\left(u_{-H} \frac{\partial H}{\partial x} + v_{-H} \frac{\partial H}{\partial y}\right)$		$\frac{1}{f\rho_0} \tau_{0z}^{\rightarrow}$	$\frac{\beta}{f} \int_{-H}^z v dz$	$\frac{\beta}{f} \int_{-H}^z v dz$
量级 Order ($\times 10^{-2}$ cm/sec)	0.02	近岸 In Shore	远岸 Off Shore	0.68*	-0.08	0.21
		3.0	-0.4			
站位号 Sta. No.	8141	8142	8144		8142	8142

* 该数据来自胡敦欣等^[2]。

由表 2 可见,近岸爬坡流贡献最大,海面风如有不超过 8 米/秒西南风(且风应力场构成气旋式风应力场时),对上升流贡献次之。下层极向流(即北向流,约 7 厘米/秒)在 β 效应下对上升流贡献小于风的作用。表层离岸流(约 8 厘米/秒)在海面离岸上倾坡度为 0.25×10^{-5} 时,对上升流贡献最小。

为什么底层流会向岸爬坡呢?这可能是文献[3]所指出的,由于“海底摩擦效应的影响,沿岸流速分量与柯氏力均变小,结果使原来处于地转平衡的关系破坏,向岸的剩余梯度压力将迫使下层水体向岸输运(获得动能),向岸逆坡爬升(动能转化为势能)”。

上升流对浙江渔场的作用

浙江近海是我国主要渔业生产基地。盛产带鱼、墨鱼、鲳鱼、马面鲀、鲳鱼和虾等。海洋渔业生产的实践已表明,浙江近海的渔场主要是产卵、索饵渔场,也有越冬过路鱼群形

(1) 这里因认为非粘性流, τ 视作面力,故积分下层无风应力项。

成的渔场。这些渔场的形成,除生物因素外,与海洋环境也有密切关系,早已被海洋渔业生产的实践和现有的历史观测资料所证实。但是长期来,特别是渔业生产工作者却很少注意上升流对渔场的作用。因而不少渔业生产工作者虽然有丰富的实践经验,知道“海底地形深深浅浅处”、“大气低压中心处”、“冷中心周围海区”、“饵料中心区”、“锋区”等往往是渔场,但是不知或不太清楚为什么这些地方易形成渔场,究其原因,其中对浙江近海上上升流或其他局地上升流的作用及形成机理认识不足是重要原因之一。为此有必要归纳一下上升流对渔场的作用:

(1) 上升流输送营养盐,形成饵料中心,为产卵、索饵鱼群提供物质基础。

我曾对浙江近海影响营养盐分布的主要水动力因子进行过初步分析^[6],指出上升流输送营养盐的作用。并且估算过,当不考虑浮游植物吸收营养盐时,浙江近海上上升流少则11天,多则33天能使上升流区近表层营养盐翻一倍。

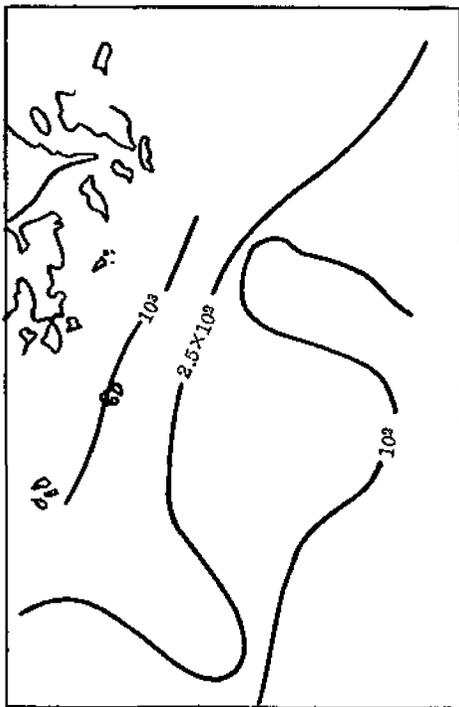


图17 1981年8月浙江近海浮游动物总生物量分布
(据方绍锦等提供的图复制,单位为 mg/m^3)

Fig. 17 Global biomass distribution of the zooplankton off Zhejiang in August, 1981

图17表示1981年8月大型网浮游动物总生物量的平面分布。由图可见,下大陈、鱼山和韭山附近海区生物量最高,一般超过 $1500 \text{ mg}/\text{m}^3$,鱼山以北的8141站达 $1885.3 \text{ mg}/\text{m}^3$ 。总生物量为 $500 \text{ mg}/\text{m}^3$ 的等值线基本与50米等深线位置相当。与图12和13所指出的上升流核心区海侧界基本一致。如此丰富的饵料,为浙江近海成为良好的产卵、索饵渔场提供了物质基础。历年的水文资料均表明6—8月间浙江沿岸上升流为加强期,而渔业生产也表明5—8月在($29^\circ 20' - 30^\circ 30' \text{N}$, 122°E 以东)近海区为带鱼产卵渔场,其汛期恰好与上升流加强期相对应,这可能不是偶然的巧合。

(2) 上升流的强弱对盐度锋和上升流锋强度与位置的影响,将导致渔场位置的变动。

前面我们已叙述了上升流对这两锋的影响。由于锋带处是流的辐聚区,更易集结营养物质和饵料,加上锋的外侧水温($24^\circ - 28^\circ \text{C}$)为秋汛鲈鳟鱼的适温范围,常是鲈鳟鱼的良好渔场。图18是根据省水产所宋海棠图重新复制的^[11]。该图充分证明了鲈鳟中心渔场与上升流和锋的密切关系。可以推断,上升流的变动和锋位置的变动也会引起渔场的变动。这一

点,由于缺乏具体的渔获资料,本文不能深入分析探讨。希望渔业工作者加以验证和研究。

(3) 上升流具有驱赶底层鱼的作用。调查表明,浙江近海沿岸上升流的强弱,完全反映了卧居下层的“变性黑潮次表层水”向浙江近岸爬坡涌升、伸展消退的程度。“变性黑潮

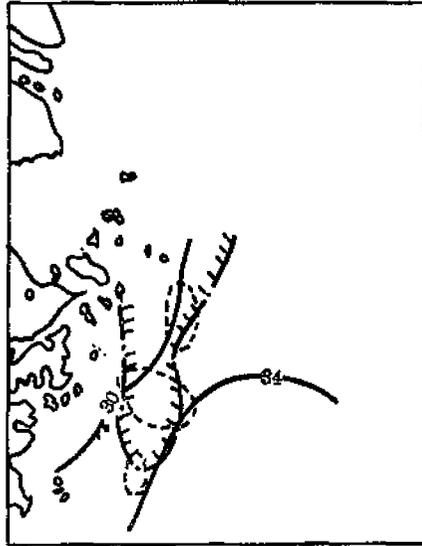


图 18 1980 年 8 月浙江近海上升流、锋和鲷鲚渔场的关系
(据宋海棠图复制)

Fig. 18 Relationship between the ground of Chub Mackrel-Scad
and the upwelling or the front off Zhejiang

次表层水”不仅具有低温($T < 24^{\circ}\text{C}$)、高盐($S > 34.2\%$)、高密($\sigma_t > 23$)特征,而且属于低氧水。资料表明其的溶解氧饱和度常低于 70%,每升该海水只有 2.0 毫升以下的溶解氧含量。鱼类,特别是产卵期鱼类回避低氧水的“袭击”是鱼类生理要求的本能反映。因此,黑潮次表层水向浙江近海伸展,具有“驱赶”底层鱼,而在其前锋集中形成鱼场^[12]。1979 年 5—9 月的带鱼中心位置自南向北的变动,似可由“黑潮次表层水”向西北伸展的情况来加以解释。

由此可见,上升流从提供营养物质、影响锋位置和驱赶作用等方面来与浙江近海渔场相联系。因此在渔场指挥和预报中不能忽视上升流的作用。

结 语

通过对浙江近海上升流调查和研究,已经使我们得到下列结果:

(1) 1981 年 6—10 月间浙江近海的三个航次调查资料,继 1980 年 7—8 月间的专题调查后,又一次证实夏季上升流的存在。根据调查资料,利用质量守恒法估算到的上升流垂直速度约为 $+3.7 \times 10^{-4}$ — $+4.0 \times 10^{-3}$ 厘米/秒。上升流的核心区由大陈岛外,沿着近岸斜坡向东北扩展(基本对应于底质为粘土质软泥分布区)。参照历年断面观测资料,似乎每年五月下旬浙江近海夏季沿岸上升流起始,六月加强,七至八月最强,九至十月逐渐消衰。涌升水海区具有低温、高盐、高密、低氧、富营养盐和多浮游生物量等一般特征。

(2) 浙江近海夏季上升流区的温、盐度结构属于层化型结构。分析表明存在三个边界明显的变性水团,沿岸低盐水、外海上层高盐高温水及其下层的低温高盐水。沿岸水和

外海水间形成的盐度锋层和外海上下层水间形成的上升流锋层的强度及形状、位置均受到上升流的影响。上升流锋层在上升流环流的作用下,具有向岸抬升、加强的趋势。盐度锋层在上升流环流的作用下,常出现下部向岸弯曲,上部向外海移动的趋势。

(3) 1981年8月温盐资料表明变性的黑潮次表层水自调查海区东南向西北伸展。参照前人的研究^[10],似乎涌升水源自台湾东侧的黑潮次表层水。

(4) 浙江近海上升流加强期,常伴随出现温度递增现象^[4]。水文异常(温递增、盐递减、双温跃层结构、表层水温骤增和盐度的减小等)、气候闷热潮湿可能是形成赤潮的环境条件。

(5) 台湾暖流的强度及主轴的位置,特别是下层的台湾暖流在进入本海区时,由于底摩擦效应而出现的剩余向岸压强梯度力的作用使主轴位置向岸移、方向转向西北,导致浙江上升流形成和加强。这也可能是导致鱼山列岛附近底层流反而变大的原因。本海区不能用单纯风效应完全加以解释。

(6) 本海区的横向垂直环流的形成,似乎上环流可由风解释,但下层环流的形式较为复杂,不能用风效应完全解释。

(7) 上升流对浙江近海渔场既有输送营养物质的作用^[6],也有驱赶底层鱼的作用^[12]。

参 考 文 献

- [1] 毛汉礼等,1964。南黄海和东海北部(28°—37°N)夏季的水文特征以及海水类(水系)的初步分析。海洋科学集刊,(01):29—77。
- [2] 胡敦欣等,1980。关于浙江沿岸上升流的研究。科学通报,(3):131—133。
- [3] 曹欣中等,1982。浙江近海沿岸上升流的初步探讨。中国海洋湖沼学会水文气象学会学术会议(1980)论文集,125—136。
- [4] 曹欣中等,1982。浙江近海温递增现象的初步分析。海洋通报,1(3):1—5。
- [5] 曹欣中,1983。影响浙江近海营养盐分布主要水动力因子的探讨。海洋科学,(2):36—38。
- [6] 曹欣中,1983。关于浙江近海的赤潮调查简报。海洋通报 2(4):121—123。
- [7] 潘玉球等,1982。浙江沿岸上升流锋区及其成因的初步探讨。海洋湖沼通报,(3):1—7。
- [8] 许建平,1983。关于浙江近海上升流存在的证据。海洋湖沼通报,(4):17—25。
- [9] 林建平,1983。浙江沿岸上升流区溶解氧分布的特征。海洋科学,(1):6—8。
- [10] 翁学传等,1983。台湾暖流水夏季 T-S 特征和来源的初步分析。第二次中国海洋湖沼科学会议论文集:95—96。
- [11] 宋海棠,1983。鱼山——大陈海区鲈、鳓鱼中心渔场形成条件的探讨。东海海洋,(3):40—44。
- [12] 郑建元,1982。纬向垂直环流在东海渔场形成过程中的作用。水产学报,6(3):273—286。

PRELIMINARY STUDY ON THE SEASONAL PROCESS OF THE COASTAL UPWELLING OFF ZHEJIANG IN THE EAST SEA, CHINA

Cao Xinzhong

(The second Institute of Oceanography, the National Bureau of Oceanography, China)

Abstract

On the base of present discussions, we can sum up following primary consequences:

(1) The existence of coastal upwelling off Zhejiang has been verified once again from the observed data obtained in July and August of 1980 and June, August, and October of 1981.

(2) The core area of the coastal upwelling lies on the nearshore slope from Dachen to Jiushan in summer.

(3) The temperature structure in the area of coastal upwelling off Zhejiang belongs to a stratified texture. In the region there are three obvious water masses: the Coastal Water Mass, the Upper Layer Water Mass and the Lower Layer Water Mass of "Taiwan Warm Current Water".

(4) The two frontal layers formed among the three water masses are respectively called "a salinity frontal layer" and "a upwelling frontal layer".

(5) The conceptual model of vertical circulation has been described in the region.

(6) The velocities of the coastal upwelling are about 3.7×10^{-4} — 4.0×10^{-3} cm/sec based on the method of mass conservation.

(7) The dynamic factors producing the coastal upwelling off Zhejiang are a surface wind stress, an excess of pressure force and a northward flow in the lower layer, etc.

(8) The occurrence of red tide near Yushan Islands seems to be related with the anomalous hydrographic conditions.

(9) The upwelling off Zhejiang has an important role in the fish food and the driving of bottom fish.

Key Words: Offshore of Zhejiang, Upwelling, Temperature, Salinity, Fishing ground.