

台湾海峡西部上升流的 生成和长消原因分析^①

吴永成 翁学传 杨玉玲

(中国科学院海洋研究所)

台湾海峡西部海域是上升流多发区,近年来已引起众多海洋学家的重视。我国海洋学家通过对台湾海峡区水团、海流和营养盐等的分析研究,不仅得出了台湾海峡西部海域上升流的分布范围和特征,并对其成因也作了探讨,取得了一些有价值的研究结果。由于这些研究都是采用间接方法,因此对上升流的主要成因尚存在不同的看法。本文通过对引起台湾海峡西部海域上升流的各驱动力因子量级的分析,进而判断出上升流的主要成因。

一、台湾海峡西部上升流成因的现有看法

台湾海峡西部海域存在着海坛岛东侧、东山岛东南侧和台湾浅滩南部三个最活跃的上升流区。关于它们的成因目前大致有三种观点:

(1)在台湾海峡区存在一支由南来的南海水和黑潮分支水构成的稳定北向海流。在其北进过程中受海底地形抬升作用,引起海水涌升,形成上升流。

(2)台湾海峡区夏季盛行平行海岸的西南风,它的作用引起风生沿岸上升流。

(3)台湾海峡某些海区受地形等影响,潮混合强烈,在潮锋区左侧垂直向上速度增大,形成潮生上升流。

上述三种原因对海峡西部三处上升流的形成都有影响,但对各上升流来说,究竟以哪种原因为主目前海洋学家的看法尚不一致,同时对于是否还存在其他影响因素的问题亦尚未有定论。本文利用现有的海流和气象等资料,通过对引起各上升流生成和长消的驱动力因子的量级分析,对以上问题给以说明。

二、各驱动力对上升流作用分析

近岸上升流是一种非周期性和非定常的海水垂直运动,它的生成和长消取决于海水所受各驱动力向岸分量的变化。下面对各主要驱动力进行分析。

^① 中国科学院海洋研究所调查研究报告第2939号。
收稿日期:1995年12月19日。

(一) 海 流 作 用

台湾海峡区的北向流可在某些近岸区形成上升流。由于众所周知的原因,台湾海峡区的海流观测资料较少,近年来中国科学院海洋研究所和福建海洋研究所等单位在海峡西部海域开展了一些调查。本文在分析海峡西部三处上升流时,均采用上述单位实测的底层流流速值。实测夏季的海坛岛东侧、东山岛东南侧和台湾浅滩南部底层流北向流速分别为 20.0cm/s, 19.5cm/s, 3.0cm/s, 依据上述实测值分解出向岸分量, 利用胡敦欣等(1980)给出的估算式估算了西部三处上升流的流速值(表 1), 所得结果和肖晖(1988)的估算值比较接近。

$$W=0.75U \operatorname{tg} \alpha$$

式中, W 表示上升流流速, U 表示风速, α 表示海底坡度。此外, 作者还根据赵保仁(1991)给出的台湾海峡区夏季北向海流最大流速(36cm/s)和依据实测的夏季表层与底层流的比例关系(约为 0.6), 并取海底平均坡度为 1/1000, 求得上升流最大可能流速为 11.5×10^{-3} cm/s。这一结果与胡敦欣等(1980)估算的 1965 年浙江沿岸夏季上升流最大流速值(6 月为 10.6×10^{-3} cm/s, 7 月为 12.0×10^{-3} cm/s)很接近。

表 1 夏季上升流估算值

海 区	岸 线 方 向	海 底 坡 度	底层流向岸 分量(cm/s)	上升流流速 ($\times 10^{-3}$ cm/s)
海坛岛东南 (N6 站)	45°	1/1000	12.3	9.2
东山岛东 (3031 站)	45°	1/1200	8.3	5.1
台湾浅滩东南 (204 站)	45°	1/500	3.0	4.5

下面根据海流运动中的海面高度差、气压差、海水密度差和海底摩擦力引起的压力梯度力平衡关系, 对各驱动力的作用进行分析。

1. 海面高度差 翟国君等(1993)通过对沿岸长期验潮站的水准点几何水准联测资料分析指出, 台湾海峡区的海平面呈现明显的南高北低分布, 海峡西岸北端的平均海平面比南端 13cm。本文作者根据国际海洋物理学会关于基隆(1904—1924 年)、高雄(1904—1943 年)的观测资料(Publication Scientifique No. 5, No. 19), 首先推算出两处月、年平均水位值, 进而求得基隆海平面比高雄约低 9.5cm。

管秉贤(1980)和李立(1987)分别根据历史资料的对比, 指出了海峡两岸水位存在明显的周年变化: 西岸水位春夏降低、秋冬升高、最低出现在 7 月, 与西南风一致; 东岸水位夏季上升, 秋冬下降, 与西岸大致相反, 最低值出现在 11 月至 1 月。由于两岸水位变动规律不同, 造成每年 2 月至 8 月海平面东岸高于西岸, 其中 5 月至 7 月高差约在 20—28cm

(图1,2),而其他月份的情况多数相反。夏季海峡南北向和东西向的海平面高度差都产生压强梯度,引起北向流。当高度差为28cm时,正压力可引起的北向流流速约为21cm/s,该值与管秉贤(1980)根据月平均水位差推算的最大东北向流速值(25cm/s)较接近。根据上面给出的北向底层流流速 $U=21\text{cm/s}$,估算出可能引起的上升流速为 $W=9.2\times 10^{-3}\text{cm/s}$,该值与表1中列出的利用实测流速估算的上升流速相比,大致与海坛岛东侧的上升流值相当,可见海面高度差这一驱动力引起的上升流是较大的。

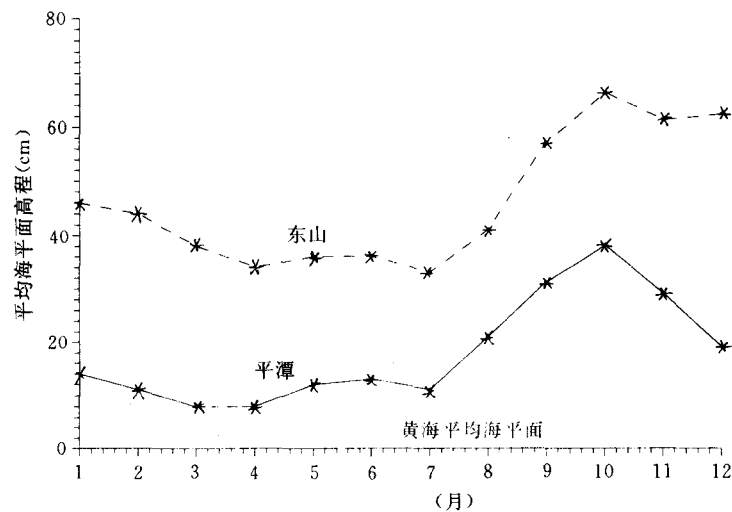


图1 台湾海峡西岸平均海平面月际变化

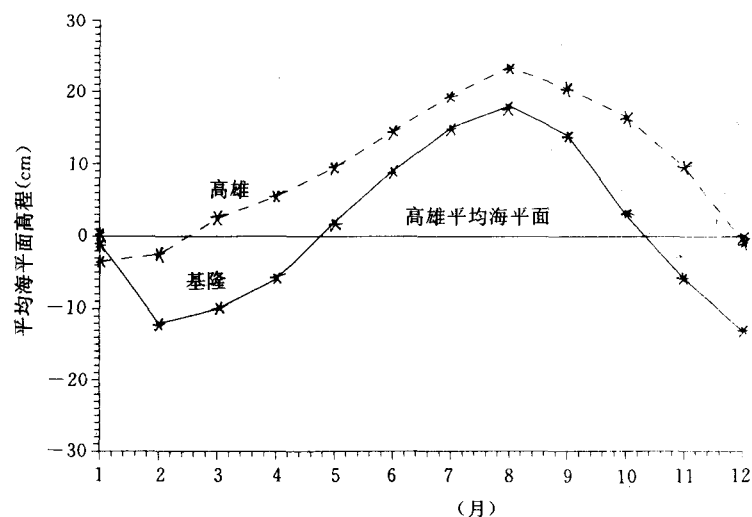


图2 台湾海峡东岸平均海平面月际变化

2. 气压差 气压对海流的影响是通过海平面高程变化实现的。从台湾海峡区气压分布来看,冬季等压线基本上沿纬线方向分布,北部的气压约为1020hpa,南部约为

1015hpa, 相差约 5hpa。夏季等压线则大致沿海峡轴线方向分布, 气压值为 1003—1004hpa, 其中西岸约比东岸低 1hpa, 如 7 月平潭为 1002.9hpa, 恒春为 1003.1hpa, 压差为 1.2hpa。夏季海峡区气压差别较小, 引起海平面高差变化以及海流变化都较小, 还不到海平面南北高差效应的 10%, 况且气压差随天气过程变化较频, 正、反作用交叉出现, 所以在一般情况下, 气压差效应可以忽略不计。

3. 海水密度差 从近年多次海峡西部海域海水温、盐调查结果来看, 除冬季外, 其它季节海水密度的水平分布都较均匀, 特别是夏季为一年中最均匀时期, 大部分水域水平密度差为 0.5 左右, 仅台湾浅滩东南略大, 约为 1.0。夏季海水水平密度差所引起的海流流速估算值约为 2.0cm/s, 它的量级和气压差效应相当, 对沿岸上升流驱动作用也甚微。

4. 海底摩擦力 台湾海峡水深较浅(除台湾浅滩东侧), 全海域都小于 100m。台湾海峡的海底地形较复杂, 台湾浅滩、澎湖水道、彰云沙脊和乌丘水槽等交叉林立, 海峡西岸岸线曲折, 岛屿众多, 这种复杂的海底地形和岸线使海峡区的流场结构亦趋于复杂, 同时也导致海底摩擦作用增大, 消耗北向流的大量能量。海底摩擦力相对海流来讲是伴生者, 故它对上升流形成和长消的影响是起负作用的。Fang 等(1982)和本文作者用同一方法估算出台湾海峡地区的海底摩擦力约为夏季风应力的 1—4 倍。

(二) 风的作用

1. 季风的作用

(1) 台湾海峡区夏季风特征: 台湾海峡区风情的主要特点为 5 月下旬至 8 月盛行西南季风, 平均风速偏小, 大风日数也少; 10 月至次年 4 月盛行东北季风, 风向稳定, 平均风速大, 大风日数多; 5 月和 9 月为冬、夏季风转换期, 风情多变。表 2 中给出了偏西南风(包括 S, SSW, SW 三个方向)的出现频率和相应的风应力。由表可见, 6 月份海峡西部海域的偏西南风频率已超过 40%, 7 月份大于 50%, 8 月回落, 9 月已降到 20% 以下。说明历年 6—8 月份偏西南风是西部海域的主导风向。西南风与海峡西部岸线平行, 长时间作用也会引起海峡西部一些区域出现上升流。

(2) 风生上升流强度: 根据表 2 给出的风应力, 并考虑海坛岛东侧、东山岛东南侧和台湾浅滩南部三处实测的海水温、盐度, 利用吉田耕造(1977)计算式得出风生上升流的流速如表 3 所示。表 2, 3 可以看出, 5 月海峡区的风情以偏北风为主, 引起的海峡西部近岸上升流为负值, 即是下降流。6 月至 8 月海峡区盛行西南风, 且每一大风过程连续时间较长, 因此在海峡西部形成较强的风生上升流。海坛岛东侧上升流以 7 月最强, 东山岛东南侧和台湾浅滩南部的上升流则以 6 月最强。进入 8 月后, 随西南风频率减少和风应力变小, 三处上升流的流速也相应减弱。这与现场资料分析结果相吻合。

(3) 风生上升流扩展时间和涌升宽度: 利用表 3 给出的上升流流速, 并结合三处上升流区的水深, 可以估算出 6 月份海峡西部三处上升流由底层扩展到表层所需的时间大约是: 海坛岛东侧为 7.9 天, 东山岛东南侧为 7.5 天, 台湾浅滩南部为 16.0 天。以上数据说明, 6 月份只有当西南风持续时间超过上述天数时风生上升流才能直达海面。如果两个西南风过程间隔时间短, 风应力的持续作用是可以连续的保持风生上升流的稳定存在, 但实

表2 台湾海峡两岸主要台站风情

月份	台 站 风 情	平潭	崇武	金门	东山	新竹	马公
5	偏 西 南 风 (%)	25	27	28	27	18	30
6		47	49	41	42	30	42
7		62	63	65	51	36	49
8		41	41	45	35	28	36
9		12	15	17	14	8	13
5	风 应 力 (Pa)	-5.2	-5.7	-3.1	6.9	2.1	6.0
6		5.2	5.2	-3.6	4.5	2.6	4.7
7		6.0	5.2	3.6	3.8	2.7	4.0
8		4.5	4.0	2.1	3.2	2.1	3.4

表3 风生上升流流速

海 区	水 深 (m)	跃层以上水深 (m)	跃层以下水深 (m)	上升流流速(10^{-3}cm/s)			
				5 月	6 月	7 月	8 月
海坛岛东侧	40	15	25	-5.87	5.87	6.77	5.08
东山岛东南侧	35	10	25	-8.33	5.43	4.59	3.26
台湾浅滩南部	60	20	40	-5.53	4.33	3.69	3.13

际上由于风情多变,在6—8月间保持风生上升流稳定存在7天以上是不可能的。所以作者认为,西南风可以引起风生上升流,但它不是台湾海峡西部历年夏季上升流稳定存在的最主要驱动力。不过西南风作用可使夏季海峡西部上升流显示更加明显是不容怀疑的。

根据表2,3给出的风应力和上升流速,应用吉田耕造(1977)给出的计算公式,还可计算出海峡西部三处上升流的宽度在12—17km间。这一数值比由实测资料得出的上升流宽度偏小,如海坛岛东侧上升流的实测宽度为50km左右。这一结果也间接表明,西南风效应不是影响海峡西部三处上升流宽度的主要原因。

2. 短时大风的作用

大谷清隆等(1986)通过对日本喷火湾的风、海水温度和盐度等同步观测资料分析,指出当海面刮较强的大风时,尽管时间不很长(1—2天)也可引起明显风生上升流,其流速可以达到 10^{-2}cm/s 级。大谷清隆建立的上升流计算式为:

$$W = a|V|V + c$$

式中, V 为风速(m/s), a, c 为经验系数。大谷清隆的计算式是经验式,我们把喷火湾的现场情况与台湾海峡西部海区作了比较分析,认为二者在某些方面比较类似(如水浅、风区有限等),因此可以借用大谷清隆公式来估算台湾海峡区短时大风生成的上升流。但是考虑到喷火湾是一个半封闭海湾,台湾海峡则是一个有南、北两个开口的水道,狭管效应造成台湾海峡风强度偏大,故在选择系数 a, c 时,只取大谷清隆给出的低限值,即取 $a =$

0.031, $c=0.68$ 。设当台湾海峡区大风最低风速为 $V=8\text{m/s}$, 持续时间为 24 小时, 则利用上式即可估算出上升流流速为 $W=2.7\times 10^{-2}\text{cm/s}$, 这一估算值显然比常规风引起的上升流速偏大。尽管目前我们还缺少大风过程中同步的风情和海水温、盐度及海流资料, 暂还不能验证该值的准确程度, 但大风可以生成较强的上升流是不容置疑的。

(三) 潮混合作用

潮混合和上升流是两种性质不同的海水运动过程, 但在某些沿岸海区二者会同时出现, 这是因为强烈的潮混合作用在潮锋区将深层冷水挟卷到上层, 形成了潮生上升流。作者根据台湾海峡海区潮流平均流速 ($0.05\text{—}1.0\text{m/s}$), 并结合郭炳火 (1992) 建议的充分混合参数法, 分析了台湾海峡西部三个上升流区的潮混合情况。结果表明: 当潮流流速大于 0.70m/s 时, 在上述三处都有可能形成海洋锋, 造成下层冷水被挟卷到表层; 但当流速小于 0.7m/s 时, 浅滩南部浅水区依然可以出现海洋锋, 其他两处则可能性很小, 得出的上升流速值约为 $10^{-3}\text{—}10^{-4}\text{cm/s}$ 。有关台湾海峡潮生上升流的详细情况将在另文报道。

三、讨论和结语

1. 通过以上分析可以看出, 海平面高差引起的北向海流和西南季风这两项驱动力因素对台湾海峡西部上升流的作用是同量级的。由于历年 6—8 月期间北向海流较稳定, 而西南季风则随天气形势而变化, 时隐时现, 且强度不恒定, 故两者相比北向海流的作用应是最主要的。北向海流可以维持上升流较长时间的稳定存在, 而西南季风则起推动上升流生成和调节长消速度和范围的作用。

2. 台湾海峡西部海域三处上升流的中心位置相对稳定, 年际变化较小, 这与该海域的海底地形由东南向西北急剧陡升和岸线分布特殊等条件有关。

3. 近岸上升流是一个由多种动力因素作用形成的动态过程, 主要因素间的主次之分有时并不明显, 而且还存在相互作用等问题。从本文研究结果来看, 尽管海峡西部海域三处上升流的生成与北向海流、西南季风、潮混合和海底地形等关系密切, 但最主要原因还属海流和地形作用, 所以这三处上升流都属于海流-地形类上升流。

4. 冬季台湾海峡区偏北风占绝对优势, 而深层北向海流又是一年中的最弱时期, 海流向岸分量较小, 故海峡西部的上升流消失。然而当吹刮短时偏北大风时, 在台湾浅滩西北一带可出现风生上升流, 因而那里可成为冬季渔场区。

参 考 文 献

- 李立, 1987, 台湾海峡两岸月平均海面高度的变化, 台湾海峡, 6(3): 234—239。
肖晖, 1988, 台湾海峡西部沿岸上升流的研究, 台湾海峡, 7(2): 135—142。
赵保仁等, 1991, 东海主要水道的流量估算, 海洋学报, 13(2): 169—178。
张国荣等, 1991, 台湾海峡南部上升流的数值研究, 闽南-台湾浅滩渔场上升流区生态系研究, 科学出版社, 121—133。
胡敦欣等, 1980, 关于浙江沿岸上升流的研究, 科学通报, 3: 131—133。
郭炳火, 1992, 台湾浅滩初夏的暖水块和周围的冷水团, 台湾海峡, 11(1): 95—100。

- 管秉贤,1980,台湾海峡表层月平均流速与两岸月平均水位差的关系,海洋科学集刊,16:1—11。
- 翟国君等,1993,中国近海海面地形的计算与研究,水利科学进展,4(3),161—170。
- 大谷清隆等,1986,短時日吹く風によって生じる沿岸涌昇,沿岸海洋研究ノート,23(2):155—165。
- 吉田耕造,1977,涌昇研究の展望,沿岸海洋研究ノート,15(2):96—108。
- Fang, G and B. Zhao, 1988, A note on main forcing of the northeastward flowing current off the Southeast China coast, *Prog. Oceanog.*, 21:363—372。

ANALYSIS ON CAUSES OF GENERATION, EVOLUTION AND DECAY PROCESS OF UPWELLINGS OFF THE WESTERN COAST OF TAIWAN STRAIT^①

Wu Yongcheng, Weng Xuechuan and Yang Yuling

(*Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences*)

ABSTRACT

There are several coastal upwelling areas in the Taiwan Strait. The most active and the longest term duration upwelling areas are located at the east side of Haitan Island, south-east side of Dongshan Island and south side of Taiwan Shoal. In this paper, the causes of generation, evolution and decay process of upwellings off the western coast of Taiwan Strait were analysed by using historical weather data, current and seawater temperature data obtained from 1983 to 1989. The influences of dynamical factors (such as currents, monsoon and tide mixture) were evaluated and compared.

Results showed that current and monsoon are the main causes of the generation, evolution and decay process of upwellings off the western coast of Taiwan Strait. Because of the instability of monsoon speed and the discontinuity of longshore wind, the main factor influencing the generation and maintainance of coastal upwelling in the research area is current.

^① Contribution No. 2939 from the Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences.