

长江冲淡水的转向机制问题

赵 浣 二

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

摘 要

本文简述了迄今关于长江冲淡水转向现象的几种主要观点及其不足之处。文中又以大量的观测事实指出, 长江冲淡水转向现象不仅与长江径流量有关, 而且与我国东南沿岸的海面坡度和海面风应力的涡度有关, 海面坡度的存在从本质上反映了台湾暖流对长江冲淡水转向现象的影响。

长江以水量丰沛而著称, 每年流入东海的淡水量平均达 $9322 \times 10^8 \text{ m}^3$, 约占渤、黄、东海所纳径流量的70%左右^[1]。

长江径流入海后的典型扩展特征是, 在枯水季节(从11月至第二年4月), 径流入海不久, 便沿近岸向南扩张, 而在洪水期(5—10月)的多数月份, 径流入海不久, 约在东经 $122^{\circ}10'$ — $122^{\circ}30'$ 之间, 很快转成东北方向, 长江冲淡水影响所及有时可达济州岛^[2,3]或南黄海中心区域^[4], 转向后的冲淡水主轴略呈反气旋的转向趋势^[5]。

一、关于引起冲淡水转向的几种主要观点

一般认为长江冲淡水的转向现象与长江径流量、外海流场(主要是台湾暖流)、海面风应力、海底地形和斜压效应有关。但是, 其中究竟哪些是起主导作用的因素, 引起冲淡水转向的力学机制是什么? 至今尚无较为一致的看法。

由于长江冲淡水的转向现象常常出现在洪水期, 而且冲淡水区的盐度分布、冲淡水的消涨变化均与径流量有关, 因此, 人们通常认为长江径流量是影响冲淡水转向现象的主要原因之一^[5-8,11]。乐肯堂甚至认为存在着一个临界径流量。根据洪水期各月平均舌轴位置和多年平均的月平均径流量, 粗略地得到这一临界流量为 $3.6-4.0 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 。然而他的理论结果(文献[7]公式(2.14))恰巧说明, 冲淡水的舌轴转角是随着流量的增大而逐渐增大的。于洪华^[2]根据1975—1981年间的断面调查资料和调查期间的径流量资料认为, 这一临界流量为 $3.5 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 。Beardsley等人^[9]根据射流理论, 考虑到水深加大造成的涡管伸长和底摩擦影响, 认为至少在南槽口存在着一个临界流速 V_c , 当流速过

本文于1989年12月24日收到, 修改稿于1990年12月24日收到。

1. 乐肯堂, 长江冲淡水洪水期盐度分布和海流结构的初步分析, 渤海、黄海、东海调查研究报告, 中国科学院海洋研究所编, 1984, 151—163。

V_{oc} 时，冲淡水舌就会向左偏转。由于流速与流量有关，这里也隐含着临界流量的概念。然而Beardsley等人没有给出 V_{oc} 的具体数值，并使临界流量的概念更趋复杂。

由于确实存在着当长江径流量很大时，冲淡水并不转向的个例，另一些学者提出台湾暖流是影响长江冲淡水转向的主要因素，并举出了一些重要证据。例如，浦泳修^[10]同样使用1975—1981年间的标准断面资料和相应的前一个月的月平均径流量指出：“长江冲淡水分布状况之所以多变，主要与台湾暖流和（东海）北部的冷涡有关，长江径流量的多寡是次要的。”王从敏等人^[11]在研究了历年（1959—1981）8月冲淡水扩展方向同台湾暖流及7月份长江径流量的关系之后指出“冲淡水的扩展方向同台湾暖流高盐水的北伸距离及台湾暖流高盐水（底层）轴距闽、浙海岸的距离远近有关，而与前期长江径流量关系较小。

由于缺乏长期的测流资料，人们只能从温盐资料间接地推测台湾暖流的强弱。这种推测的可靠性如何是要进一步论证的。此外，台湾暖流高盐水的分布有明显的季节变化，如何从实测资料中排除季节变化影响，即对8月份以外的其他月，如何找出表示台湾暖流强弱的温盐指标，本身是一个十分复杂的问题。至于文献〔10〕把东海北部的冷涡归结为影响冲淡水转向的原因，但文中并没有给出这些冷涡确实存在的必要证据，也就很难谈论它们对长江冲淡水的影响了。

洪水期长江口海区的风场以偏南风为主，正好同冲淡水转向以后的方向一致。枯水期长江口区的风场以偏北风为主，恰与枯水期冲淡水的扩展方向一致。因此人们常把风应力看作是影响冲淡水转向的因素之一^[5, 6, 13, 14]。但是，由于以下几个原因，风的直接作用，对冲淡水的转向现象来说，可能是不重要的。第一，平均风场引起的流速较小，从而对冲淡水的影响较小。第二，若不考虑地形效应，均匀的风场不可能改变流场的涡度。第三，迄今人们还没有从实测资料中发现风应力同洪水期冲淡水的扩展方向之间的明确关系。

人们还从数学模型和数值模拟来考查冲淡水的转向机制问题，在这里首推乐肯堂^[7]的工作。他通过求解射形流方程组指出，地形效应是影响冲淡水转向的主要原因之一。而后崔茂常^[16]也提出了类似的看法。王文素则认为夏季季风和地形影响，是长江冲淡水转向的主要原因^[13]。袁耀初等人^[17, 18]从数值计算得到台湾暖流和底斜效应是促使长江冲淡水转向的主要动力机制。另外，顾玉荷^[15]的数学模型则强调了季风和台湾暖流的影响。袁耀初等人和顾玉荷都认为，径流量越小，外力越易使其转向，从而否定了径流量是促使冲淡水转向的主要原因和存在临界流量这种观点。张庆华^[20]考虑了一个稳定的两层模式，他的结果与众不同，认为长江冲淡水转向与否，同来自长江口北部海域南下的黄海沿岸流的存在和季节变化有关，从而在长江冲淡水转向问题上又增加了一个新的观点。

由上可知，关于洪水期长江冲淡水的转向机制问题，无论在资料分析或是理论研究方面，各家分歧甚大。其突出的问题在于人们没有给出较多的观测依据和使人们信服的理论结果。因此，尽可能收集较全面的观测资料，最好进行系统的海上观测，给出有说服力的研究成果，仍是当前迫切需要解决的问题。我们将从现有的观测资料入手，尽可能占有较多的观测资料，进行综合分析，最后得到：径流量、自南向北的海面坡度、风应力的涡度变化，是造成冲淡水转向的主要原因。

二、实测资料给予的启示

首先需要说明一下,怎样定量地表达冲淡水的转向现象?

毛汉礼等人^{〔5〕}曾把盐度为26的等盐线定义为冲淡水核心区的界限盐度值,而把32等盐线作为整个冲淡水的界限盐度值.他们并把长江口北部的等盐线26与31°N线包围的面积与等盐线26包围的总面积之比作为判断冲淡水转向程度的指标.而后王从敏和翁学传在研究冲淡水转向现象与台湾暖流及长江径流量的关系时,也是使用这一指标的.另一些学者则是根据冲淡水的扩展方向作为其转向指标.如于洪华等人^{〔8〕}以冲淡水核心区界限盐度值26的扩展方向来判断冲淡水是否转向的.而浦泳修则以盐度为30的等盐线为主,并参照盐度为31、32的等盐线的扩展状态作为转向指标.在理论研究中,常常把冲淡水的转向现象归结为冲淡水的舌轴方向的改变问题.文献〔7〕并根据实测盐度分布,给出了冲淡水舌轴轨迹图.

在我们的研究中,收集到1958—1987年间洪水期的大部分调查资料,共69次.其中主要包括全国海洋普查资料、标准断面资料、水产部门的调查资料以及其他专题调查资料.由于调查资料的来源不同,布站密度和调查范围的差异较大,研究中很难像文献〔5〕那样使用冲淡水面积之比作为转向指标.在这里,我们将把冲淡水的舌轴与正东方向的交角定义为冲淡水的扩展方向.向北为正,向南为负,当交角为正时称转向.这里所说的冲淡水舌是指与长江口的淡水源直接相连的低盐水区.在多数情况下,这一区域的盐度值小于31.

对冲淡水舌形状比较规则,远岸段的扩展方向与冲淡水转向后的方向基本一致的情况,一般不难给出其舌轴方向,如图1(a)所示.但对那些冲淡水扩展方向不一,以及远岸段方向不断改变的那些观测个例,就比较难以准确确定其舌轴方向.这时我们将以冲淡水主体部分的中心线为舌轴,如图1(b)所示.如果远岸段的冲淡水舌轴方向不断改变,我们将以接近转向点附近的舌轴方向为准.如此定出的舌轴方向比较粗糙,可能因人而异,但误差一般不会超过5—10°.

(一) 径流量

由于各月调查时间不一,统计时对大通站径流量的取值作如下规定:当海上调查的中间时刻落入上旬时,我们取上月和当月的月平均流量的平均值,其他情况则取当月的月平均流量.

如此,统计结果表明,长江冲淡水的转向角明显随径流量的增大而增大(图2),但转角值各月有所不同.

图2中用不同符号标出不同月份的转向角随径流量的变化关系.由于冲淡水的转向角不可能超越岸线,且实测资料中转向角与流量之间的非线性倾向比较明显,因此我们用下式

$$y = a - b/x \quad (1)$$

来拟合资料.与式(1)有关的回归系数及相关系数(R)如表1所示.表中***b/a***为统计

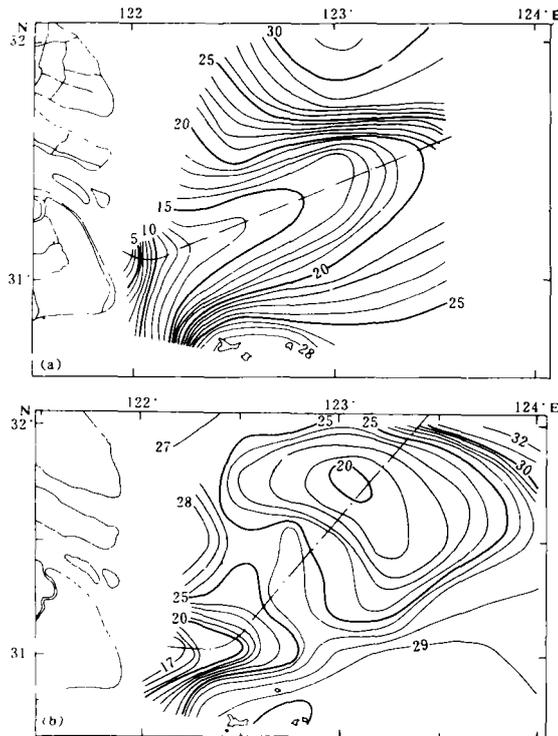


图1 读取长江冲淡水舌轴方向的具体实例

(a) 1985年9月, 流量 $3.44 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$,(b) 1986年5月, 流量 $2.38 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$

所得各月冲淡水开始转向的最小流量, 可称之为月均启动流量。

表1 与式(1)有关的回归统计量

| 月份 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 |
|--------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| a | 246.2 | 88.1 | 141.9 | 151.2 | 145.0 |
| $b \times 10^4$ | 568.3 | 167.7 | 436.3 | 426.0 | 479.3 |
| $b/a (\text{m}^3)$ | 23 100 | 19 000 | 30 700 | 28 200 | 33 060 |
| R | 0.44 | 0.35 | 0.84 | 0.67 | 0.85 |

图2表明, 除6月份外, 各回归曲线的走向比较一致。随着径流量的增大, 图中各曲线的排列次序为5、6、8、7、9月。10月只观测到两次转向情况, 没有给出相应的回归曲线。

表2进一步给出各月冲淡水的转向频率及与冲淡水转向现象有关的特征量。该表的显著特征是:(1)从6月至10月, 转向次数与观测总次数之比(即转向频率)逐月减小(5月的频率与6月接近)。(2)5—8月, 观测所得转向最小流量和不转向最大流量有逐月增大之势。下一节, 我们将进一步讨论这两条统计特征所代表的动力学机制。

从图2及表2的统计结果还可以知道, 尽管在平均情况下, 冲淡水的转向角随着流量的增大而增大, 但在实测资料中确实存在着大径流量(超过 $4.0 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$)冲淡水不转向

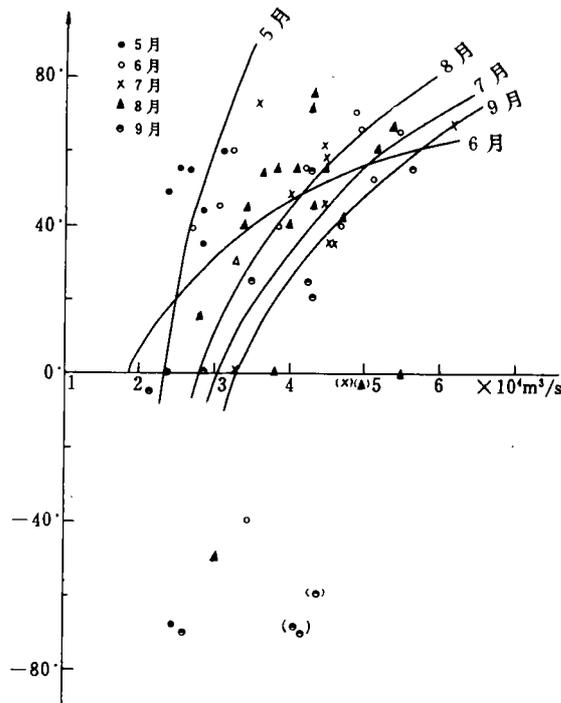


图2 冲淡水转向角与大通站径流量之关系

求拟合曲线时, 括弧中的资料已被略去

的若干个例。在我们使用的资料中计有1986年7月、1977和1983年8月, 1981年9月等。其中1977年8月, 已被文献〔10, 11〕报道过。作为例子图3给出了三次大流量情况下长江冲淡水不转向的实例, 它们分别是1981年9月、1983年8月和1986年7月。当时的月平均流量分别为 4.15 、 5.47 和 $4.75 \times 10^4 \text{m}^3/\text{s}$ 。

表2 冲淡水转向状况统计

| 月 份 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 |
|--|--------|--------|--------|--------|--------|--------|
| 总观测次数 | 7 | 11 | 10 | 19 | 11 | 11 |
| 转向次数/频率 | 6/86% | 10/91% | 8/80% | 15/79% | 5/45% | 2/18% |
| 水文调查期月 平均流量 (m^3/s) | 26 800 | 41 400 | 44 600 | 41 000 | 39 500 | 27 600 |
| 不转向最大流量 (m^3/s) | 24 300 | 34 300 | 47 400 | 54 700 | 41 500 | 40 500 |
| 转向月月平均流量 (m^3/s) | 27 300 | 42 100 | 45 700 | 40 500 | 43 600 | 38 700 |
| 转向月最小流量 (m^3/s) | 23 800 | 26 800 | 35 800 | 28 000 | 34 400 | 30 500 |
| 30年月平均流量 (m^3/s) | 35 500 | 41 100 | 48 900 | 45 600 | 42 000 | 35 800 |

对图3(a), 尽管径流量超过 $4.0 \times 10^4 \text{m}^3/\text{s}$, 但在 31°N 线以北, 几乎找不出冲淡水的踪影。对图3(b), 台湾暖流高盐水系直伸 32°N 以北, 几乎到达 33°N 线附近。在图3(b)中, 于 32°N 线以北, 还可以看到被台湾暖流水系排挤的冲淡水区, 预示着调查前冲淡水曾经转向到东北方向。与1983年8月类似的情况还有1977年8月。图3(c)中的冲淡水直接向东

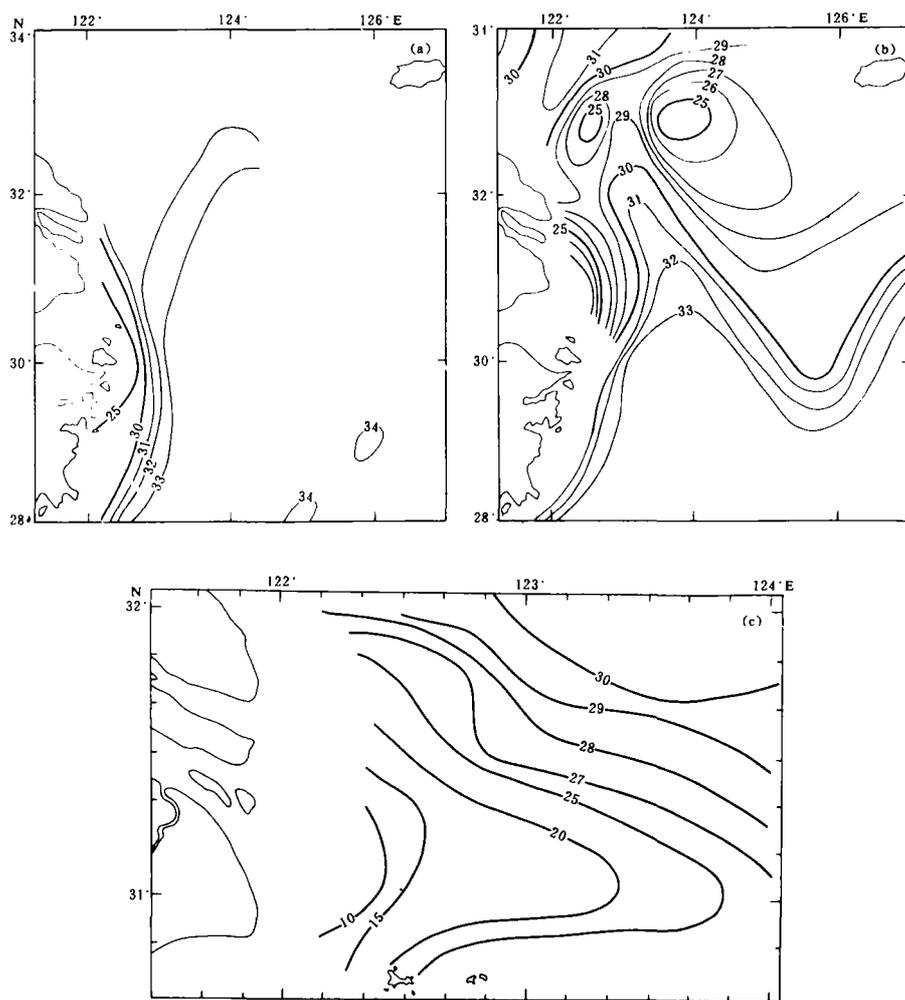


图3 大通站径流量超过 $4.0 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 时冲淡水不转向的个例(表层盐度分布)

(a) 1981年9月, (b) 1983年8月, (c) 1986年7月。月平均流量分别为 4.15 、 5.47 、 $4.75 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$

略偏南的方向扩张, 可达 124°E 以东海区。

另一方面, 观测资料还表明, 当长江径流量大大小于人们提到的临界径流量时, 冲淡水有时却明显地转成东北方向。如径流量不足 $3.0 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 冲淡水明显转向的个例有1958、1978、1981、1982、1986年5月, 1979年6月, 1972年8月等。图4给出1979年6月和1981年5月两个实例。这两次的径流量分别为 2.68 、 $2.84 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$, 1986年5月的径流量仅为 $2.38 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ (图1(b))。

多数作者只注意到洪水期6—8月冲淡水的转向现象, 对洪水季前期的5月却很少报道。我们的统计结果表明5月恰巧是冲淡水转向频率最高的月份之一, 而该月冲淡水转向的月平均径流量仅为 $2.73 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 。径流量大时, 冲淡水可以不转向, 径流量小时, 又常常转成东北方向, 以上事实同临界径流量的提法相差甚远。

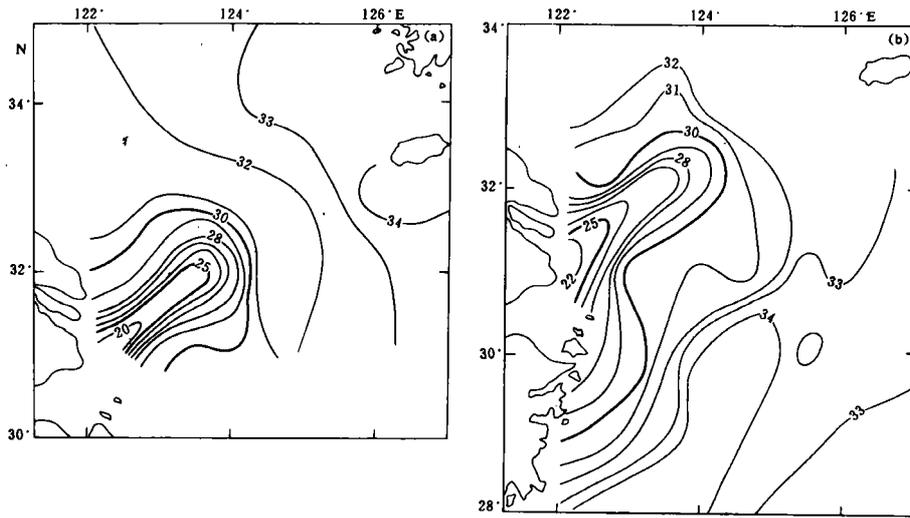


图 4 大通站径流量小于 $3.0 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ 时，
冲淡水转成东北方向的实例(表层盐度分布)

(a) 1979年6月, (b) 1981年5月, 径流量分别为 $2.68, 2.84 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$

(二) 海面坡度

迄今只有文献[19]讨论过长江口南北两岸的水位差对冲淡水转向现象的影响。

根据大地水准测量资料, 已发现我国沿岸的平均海面, 南高北低, 存在着自南向北的海面坡度 [21-23]。以刘天真和王志豪给出的资料, 从汕头至金山嘴的平均海面坡度为 2.62×10^{-7} , 长江口以北的平均海面比较平坦。以陈宗镛等人给出的有关我国高程基准的最新研究结果, 从汕头至连云港的平均海面坡度为 3.07×10^{-7} 坡降最大的区域出现在南汇嘴至连云港一带。以上两种海面坡降, 虽然在长江口以北有些出入, 但总的坡降趋势是一致的。从大范围看, 上述沿岸水位的变化趋势又与西北太平洋经向动力高度差相一致 [24]。另外, 我国沿岸水位的季节变化特征是: 月均水位年变幅为北部大南部小 [25, 26]。由北向南位相依次落后。于长江口海区月均水位一般于8月达最高值, 2月达最低值。

根据文献 [21, 25] 给出的水位资料, 内插得长涂站的平均海平面高程为 5 cm, 计算所得厦门、长涂站的月平均水位和两站间的面坡度值如表 3 所示。由表可知长江淡水入海后, 在其南下过程中均逆坡而进。洪水期长江入海口门的平均流速一般只有 $40-50 \text{ cm/s}$ [27, 28]。那么以表 3 中的水位坡降值, 由简单的能量守恒原理可知, 冲淡水逆坡南进的路程大约只有 $50-120 \text{ km}$ 。然后在海面坡度的作用下冲淡水将折向东北方向。显然上述由能量守恒原则得出的数值与夏季冲淡水的实际扩展情况比较一致。

表 3 厦门及长涂两站月平均水位 (cm) 及海面坡度值

| 月 份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| 厦 门 | 26 | 22 | 18 | 14 | 17 | 18 | 16 | 24 | 38 | 47 | 41 | 30 |
| 长 涂 | -7 | -10 | -10 | -6 | 2 | 10 | 11 | 17 | 26 | 22 | 10 | 2 |
| 坡度值 $\times 10^7$ | 4.23 | 4.10 | 3.59 | 2.56 | 1.92 | 1.03 | 0.64 | 0.90 | 1.54 | 3.21 | 3.97 | 3.59 |

另外, 将图 2 与表 3 相对照, 不难发现洪水期图 2 中拟合曲线的排列次序同表 3 中的海面坡度值相一致, 即较大的海面坡度对应于较小的转向流量. 这一关系不难从准地转运动的位涡方程

$$\frac{d\zeta_0}{dt} = F \frac{d\zeta_0}{dt} - \frac{d\eta_B}{dt} \quad (2)$$

得到合理的物理解释. 式中 ζ_0 为相对涡度, η_0 为海面坡度, η_B 为海底坡度, F 为无维参数. 公式 (2) 的推导见文献 [29]. 由式 (2) 不难得到

$$\frac{d\zeta_0}{dt} = F \left(u \frac{\partial \eta_0}{\partial x} + v \frac{\partial \eta_0}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial \eta_B}{\partial x} + v \frac{\partial \eta_B}{\partial y} \right). \quad (3)$$

如果暂时不考虑海底地形对冲淡水涡度的影响那么可以看出, 涡度的实质微商分别同冲淡水的流速和海面坡度成正比. 冲淡水逆坡南下, 涡度增大, 顺坡而下涡度减小. 由于长江冲淡水的入海流速与径流量成比例增长, 因此冲淡水的入海径流量越大, 对涡度的改变所起的作用就越大. 这就是在图 2 中实测的冲淡水转角随大通站径流量的增加而增大的原因所在. 但是流速还必须通过海面坡度起作用. 如果海面坡度为零或向南倾斜, 那么冲淡水将不会出现气旋式的转向. 由于海面坡度受气象条件干扰很大, 这就不难理解, 有时即使径流量很大, 但冲淡水舌轴并没有转成东北方向. 另外, 洪水期 5、6 两月的海面坡度较大, 较小的径流量就能使冲淡水明显转向, 7 月海面坡度最小, 这时使冲淡水转向的最小流量理应变得较大. 因此, 表 1、2 所揭示的统计特征以及图 2 所示的拟合曲线的排列次序, 均与表 3 中给出的多年平均的海面坡度值相适应.

方国洪等人^[30]指出, 自南向北下倾的海面坡度, 是台湾暖流北上的主要动力因素, 即台湾暖流的强弱在很大程度上取决于海面坡度的大小. 因此在讨论冲淡水转向原因时, 究竟是台湾暖流起主要作用, 还是径流量起主要作用可以用式 (3) 把互相排斥的两种观点较好地统一起来. 式 (3) 表明, 海面坡度 (从而台湾暖流) 和径流量对冲淡水转向问题有同等重要的贡献.

(三) 海面风应力及其涡度

我国沿海为季风气候, 长江口海区 5 月至 8 月底盛行偏南风, 其他各月盛行偏北风. 夏季的偏南风比较有利于长江冲淡水向东北方向扩展. 但是, 从动力学观点来看, 如果不考虑地形影响, 那么均匀的海面风应力作用, 将不会引起流场涡度的改变. 我们曾经考查过 1975—1982 年间 5—10 月大陈站风速同长江冲淡水转向角度之间的关系, 结果未能得到较为满意的相关结果. 迄今也未见过从实测资料中得出风应力的变化对冲淡水转向角有明显影响的报道. 就图 3 所示的三次观测而言, 调查前研究海区均受过强台风或热带风暴的影响, 其中 1981 年 9 月和 1983 年 8 月长江口海区出现过 7 级以上偏北大风, 这似乎表明了风对长江冲淡水路径的影响, 但是 1986 年 7 月调查前, 由于热带风暴与温带气旋的共同作用, 长江口海区出现 6 级以上偏南风, 这时冲淡水并没有转成东北方向, 而是如图 3(c) 那样

向东略偏南方向扩张。因此风应力的直接作用，对长江冲淡水的转向现象来说是一个比较难于分析清楚的问题。我们进而考查长江口海区风应力的涡度变化对冲淡水转向现象的影响。

一般来说，长江口以北夏季多南至东南风，冬季多北至西北风；长江口以南夏季多南至西南风，冬季多北至东北风。因此在长江口海区风应力的涡度和季节变化是明显存在的。过慧华等人²⁾曾以1经纬度的网格计算过1959年渤、黄、东海的地转风应力及其涡度和散度值，结果表明长江口冬季为负涡度，夏季多数为正涡度，且冬季的涡度值高于夏季的1—2个量级(表4)。另外，我们根据大陈和吕四站1975—1982年间各月风速统计资料，计算了离海面10m高处的风应力及其分量的径向切变值如表5所示。作为风应力涡度的

表4 1959年长江口海区风应力(dyn cm⁻²)及涡度值

| 月 份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|------|
| τ_x | 0.32 | -0.53 | -0.03 | -0.01 | -0.03 | 0.03 | 0.02 | -0.01 | 0.03 | 0.11 | 0.84 | 0.47 |
| τ_y | 1.03 | -0.68 | -0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.08 | 0.03 | -0.03 | -0.11 | 0.63 | 0.84 |
| $\text{rot } \tau \cdot 10^8$ | -5.84 | -2.23 | -0.58 | -0.09 | 0.07 | 0.01 | 0.11 | 0.09 | 0.07 | 3.09 | 4.21 | 2.91 |
| $\frac{d\tau}{dx} \cdot 10^8$ | 4.68 | 1.52 | 0.31 | 0.03 | 0.01 | 0.01 | 0.19 | 0.01 | 0.02 | 2.51 | 1.99 | 3.52 |

部分，表5中的数值变化趋势同表4基本一致。冬、夏季风应力涡度的显著变化，显然是洪枯两季改变长江冲淡水路径的重要原因之一。

表5 大陈及吕四站风应力(dyn/cm²) (1975—1982)

| 月 份 | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 12 |
|-------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|------|-------|-------|
| 大 陈 | 0.09 | -0.09 | 0.11 | -0.08 | -0.06 | 0.05 | 0.14 | 0.01 | 0.14 | 0.16 | 0.09 | 0.08 |
| 吕 四 | -0.59 | -0.46 | -0.32 | -0.10 | -0.03 | 0.21 | 0.46 | 0.01 | 0.37 | 0.19 | 0.67 | -0.59 |
| 大 陈 | 0.19 | 0.05 | -0.20 | -0.19 | -0.26 | -0.26 | 0.29 | 0.45 | -0.34 | 0.16 | 0.08 | 0.22 |
| 吕 四 | -0.48 | 0.34 | -0.21 | 0.04 | 0.18 | 0.28 | 0.30 | 0.11 | -0.33 | 0.34 | 0.19 | 0.41 |
| $\frac{d\tau}{dx} \cdot 10^8$ | 0.72 | 0.35 | 0.23 | 0.28 | 0.51 | 0.79 | 1.1 | 1.1 | 0.51 | 0.9 | -0.44 | -0.77 |

(四) 夏季长江口区的层化特征

长江径流入海的主要叉道(北港、南槽、北槽)均为部分混合型河口^[28]。即长江径流入海口处，存在着不同程度的层化现象。长江河口的层化状态因时、因地不同，通常与径流量、大小潮以及涨、落潮相有关。反映洪水期长江河口层化现象的最明显例子如文献[28]中的图2。我们在长江口海区的调查中也得到过类似的盐度分布。此外长江口的层化现象还表现在各水道的实测流速剖面图中^[28]。即在北港、北槽、南槽中，从海面至海底，径流并不是一致地外泻入海，相反在其下层，均观测到外海水倒流入河口的现象。

由上可知，由于洪水期长江口存在着不同程度的层化现象，因此在构造长江冲淡水转

2) 过慧华等，渤、黄、东海灾害性天气下及月平均风场、风应力及涡度、散度场特征的初步分析(手稿)。

向问题的数学模型中过于依赖于地形对冲淡水转向问题的影响是不切实际的。

综上所述, 根据实测资料的分析, 径流量、海面坡度和风应力的涡度变化是影响长江冲淡水能否转向的关键因子。海面坡度的存在, 本质上反应了台湾暖流对长江冲淡水的影响。

参 考 文 献

- [1] 程天文, 我国主要河流入海径流量、输沙量及对沿岸的影响, 海洋学报, -7 (1985), 4: 461—471.
- [2] 朱元鼎, 黄海和东海海洋状况和经济生物区系的综合报告, 太平洋西部渔业研究委员会第三次会议论文集, 1958, 科学出版社, 16—18.
- [3] Mao Hanli *et al.*, Meso-scale eddy movement in the northern East China Sea, *Chin. J. Oceanol. Limnol.*, 1 (1983), 3: 237—247.
- [4] 林金祥、王宗山, 关于长江冲淡水异常变化的分析, 黄渤海海洋, 3 (1986), 4: 11—19.
- [5] 毛汉礼等, 长江冲淡水及其混合问题的初步探讨, 海洋与湖沼, 5 (1963), 3: 183—206.
- [6] Guan Bingxian, Major features of the shallow water hydrography in the East China Sea and Huanghai Sea, *Ocean Hydrodynamics of the Japan and East China Seas*, Elsevier Science Publishers, Amsterdam, 1984, 1—13.
- [7] 乐肯堂, 长江冲淡水路径问题的初步研究: (I) 模式, 海洋与湖沼, 15 (1984), 2: 157—167.
- [8] Yu Honghua *et al.*, Basic hydrographic characteristics of the studied area, *Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea*, April 12—16, 1983, Hangzhou, China, China Ocean Press, 1983, 270—279.
- [9] Beardsley, R.C. *et al.*, Discharge of the Changjiang into the East China Sea, *Continental Shelf Research*, 4 (1985), 1—2: 57—76.
- [10] 浦泳修, 夏季长江冲淡水扩展机制的初析, 东海海洋, 1 (1983), 43—51.
- [11] 王从敏、翁学传, 夏季台湾暖流水对长江冲淡水扩展方向的影响——Fuzzy关系方程的一种应用, 海洋与湖沼论文集, 1986年海洋与湖沼增刊, 1986, 13—19.
- [12] 赵保仁, 东海北部气旋型涡旋存在的近期观测证据, 海洋与湖沼, 16 (1985), 3: 240—248.
- [13] Wang Wensu, Yangtze brackish water plume—circulation and diffusion, *Prog. Oceanog.*, 21 (1988), 373—385.
- [14] 乐肯堂, 长江冲淡水路径问题的初步研究 II, 风场对路径的作用, 海洋与湖沼, 20 (1989), 2: 139—148.
- [15] 顾玉荷, 长江冲淡水转向原因的探讨, 海洋与湖沼, 16 (1985), 5: 354—363.
- [16] 崔茂常, 长江冲淡水转向研究, 海洋与湖沼, 15 (1984), 3: 222—229.
- [17] 袁耀初等, 东中国海陆架环流的单层模式, 海洋学报, 4 (1982), 1: 1—11.
- [18] Yuan Yaochu and Su Jilan, A two-layer circulation model of the East China Sea, *Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea*, April 12—16, 1983, Hangzhou, China, China Ocean Press, 1983, 335—345.
- [19] 浦泳修、许小云, 从径流、水位和海区盐度变化看长江水的扩展, 海洋通报, 2 (1983), 3: 1—7.
- [20] Zhang, Q.H. *et al.*, The interaction of estuarine and shelf waters: A model and applications, *J. Physical Oceanography*, 17 (1987), 4: 455—469.
- [21] 刘天珍、王志豪, 中国的海平面, 中国海平面变化, 海洋出版社, 1986, 250—258.
- [22] 陈宗镛等, 1985国家高程基准的研究, 青岛海洋大学学报, 18 (1988), 1: 9—13.
- [23] 余兆康等, 中国平均海面与国家高程基准之间的偏差, 台湾海峡, 8 (1989), 2: 99—103.
- [24] Wyrtki, K., Fluctuations of dynamic topography in the Pacific Ocean, *J. of Physical Oceanography*, 5 (1975), 3: 450—459.
- [25] 于克俊, 中国东部近海沿岸平均海面变化的分析, 海洋与湖沼, 16 (1985), 2: 127—137.

-
- 26 李坤平等, 中国近海月平均海面的变化及其原因的初步分析, *海洋学报*, **4** (1982), 529-536.
- 27 Milliman, J. D., *et al.*, Flux of suspended sediment in the Changjiang Estuary, *Proceedings of International Symposium on Sedimentation on the Continental Shelf with Special Reference to the East China Sea*, April 12-16, 1983, Hangzhou China, China Ocean Press, 1983, 382-399.
- 28 沈焕庭等, 长江河口环流及其对悬沙输移的影响, *海洋与湖泊*, **17** (1986), 26-35.
- 29 Pedlosky, J., *Geophysical Fluid Dynamics*, Springer-Verlag, New York, 1979, 677.
- 30 Fang Guohong and Zhao Baoren, A note on the main forcing of the northeastward flowing current off the southeast China coast, *Prog. Oceanog.*, **21** (1986), 363-372.