

# 长江口浑浊带含沙量的 潮流变化及其成因分析<sup>\*</sup>

时伟荣

(华东师范大学河口海岸研究所, 上海 200062)

**提 要** 实测数据显示在长江口南槽浑浊带内, 近河床含沙量在很多情况下在转流后 1—3h 内出现峰值, 在涨、落急流速最大时含沙量却迅速下降。本文利用实测数据计算了不同潮时的泥沙垂向紊动扩散系数, 发现它与底层含沙量有类似的变化过程, 结合近底层高浓度悬沙的迁移, 认为转流后出现的含沙量峰值主要是由于憩流期沉降到河床的悬沙重新悬浮引起的。重新悬浮是浑浊带的重要成因。

**关键词** 河口浑浊带 高浓度悬沙层 重新悬浮 底层含沙量 长江口

## 1 引论

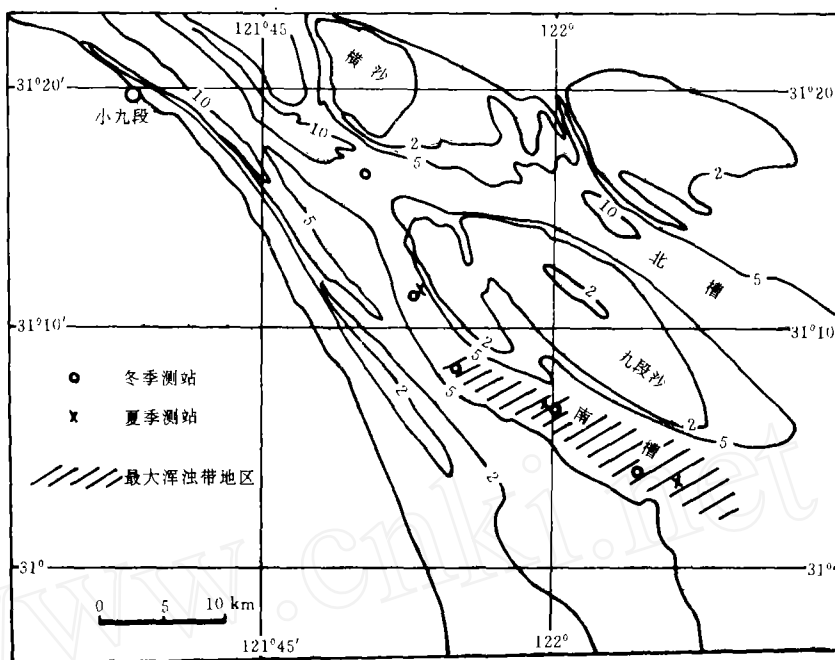
浑浊带广泛存在于部分和充分混合型河口。一般认为其成因与河口重力环流模式有密切关系。近来在浑浊带的形成机制上一些学者提出在潮流作用较强的河口泥沙的重新悬浮过程起着十分重要的作用<sup>[1]</sup>, 它可以增加局部水体的含沙量, 有利于浑浊带的发育<sup>[2]</sup>。参与重新悬浮过程的泥沙主要为高浓度悬沙层, 或称浮泥, 其浓度变化在  $10\text{g}/\text{dm}^3$  到  $250\text{g}/\text{dm}^3$  之间, 它经历的压实时间短, 通常只有一到数个潮周期, 具有与一般河床物质不同的悬浮形式, 初始起动速率很小, 而扩散很快<sup>[3]</sup>。由于目前还很难通过实测取得准确、可靠的参数, 对这一过程的研究主要通过分析近河床含沙量的变化进行<sup>[4]</sup>。作者在对长江口南槽九段沙浑浊带地区水文测量资料的分析中发现存在除了已经认识到的涨、落急时刻或稍后出现的含沙量峰值外, 在很多情况下还在转流后的 1—3h 内出现另外一个峰值, 同时在随后的涨、落急时刻含沙量又呈明显下降的趋势。本文拟对这一现象作一描述, 并探讨含沙量在转流后出现峰值的原因及其与浑浊带形成机制的关系。

## 2 区域概况和资料来源

观测区域位于长江口南槽横沙岛下游至九段沙下游的范围内。历年来的研究表明该地区浑浊带发育明显, 其中心位置位于小九段下游的主航道内, 并随径流量的大小变化而作上下游迁移, 枯季对应于九段沙的上游, 洪季对应于九段沙的中、下游<sup>[5]</sup>。长江口浑浊带

<sup>\*</sup> 本研究属国家自然科学基金和博士后基金资助项目。  
来稿日期: 1992 年 6 月; 收到修改稿日期: 1992 年 12 月。

含沙量的纵向差异表层较 0.6H 层以下(H 为河道水深)的为小,即浑浊带在近河床最为发育<sup>[6]</sup>。该地区河槽内底质沉积物主要为细颗粒物质,粒径小于 0.063mm 的颗粒可占沉积物重量的 90%以上。在有些年份和潮况下河槽内有浮泥形成。



X 夏季站位,从陆向海方向依次为 X01、X02 和 X03 站

D 冬季站位,从陆向海方向依次为 D01、D02、D03、D04 和 D05 站

图 1 长江口南槽和采样点位置

Fig. 1 The South Passage in Changjiang estuary with sampling sites

本文所采用的含沙量、流速、盐度等数据均来自“最大浑浊带”课题组 1988 年所进行的现场观测。观测分洪、枯两季进行。洪季在槽中设立了 3 个纵向站位,分别在大、小潮进行了两次同步观测;枯季在槽中设立了 5 个站位,在中等潮条件下进行了一次同步观测。所有野外采样和室内分析均按常规进行,其中含沙量的野外采样用悬移质击式采样器,分 6 层进行,底层样品的位置离河床 0.5m,室内测定中使用 0.45μm 孔径滤膜过滤。

对本次实测资料的计算显示南槽浑浊带中心洪季位于 X3 站,枯季在 D2 到 D4 站之间<sup>①</sup>。

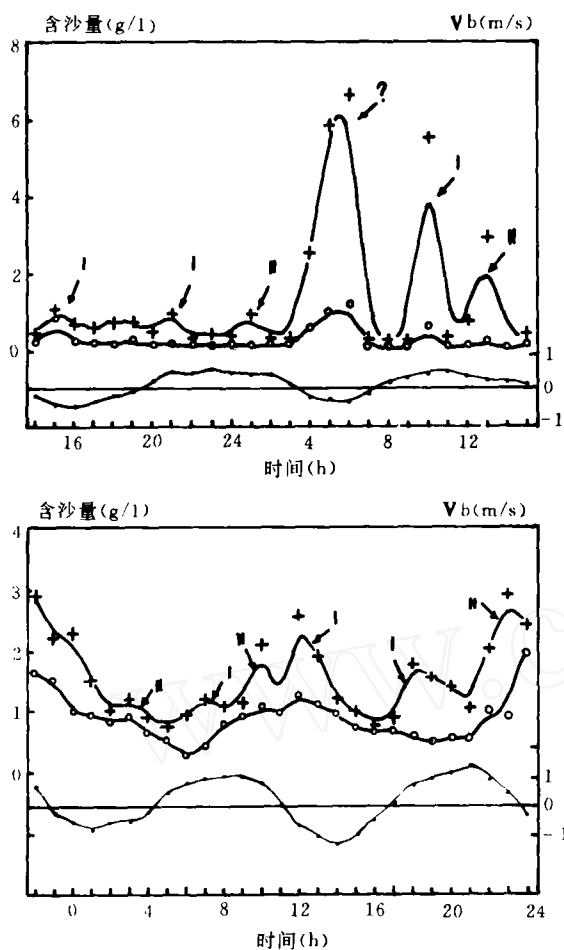
### 3 现象和成因分析

#### 3.1 底层含沙量变化特征

洪、枯季实测资料表明南槽浑浊带地区底层含沙量有明显的变化特征,且在洪枯季及

① 时伟荣、季九发,长江口南北槽输沙机制和浑浊带发育分析,华东师范大学河口海岸研究所

大、小潮都有表现。



洪季 X03 站小潮(上)和枯季中潮 D03 站(下)底层流速(·)、含沙量(+)和平均含沙量(o)的时间变化,示不同类型的峰值:I:第一个峰值,II:第二个峰值

图 2 洪季小潮 X03 站和枯季中等潮 D03 站底层流速、含沙量和平均含沙量的时间变化

Fig. 2 Tidal variation of near bottom current velocity, concentration and vertically mean concentration at X03(up) and D03 (down)

· velocity + concentration \* mean c.

反映近河床含沙量相对重要性的底层悬沙系数  $Cr$  与底层流速  $V_b$  之间的关系加以说明。 $Cr$  的表达式为:

$$Cr = C_b / C_m \quad (3-1)$$

图 2 示洪季小潮(X03 站)和枯季中等潮(D03 站)条件下底层流速、含沙量和垂向平均含沙量在两个潮周期内的变化。可以看到含沙量在一个涨或落潮过程内可出现两个峰值;第一个峰值(I)出现在转流后的 2—3h 内;第二个峰值(II)出现在涨、落潮流最大或稍后。很多情况下,伴随着第一个峰值含沙量在涨、落急时大幅度下降(X03 站 15—17h; 10—11h; D03 站 12—14h; 18—21h)。这两个峰值也可以相继出现。从出现的频度来看,在所有站点共 42 个涨和落潮过程中,第一个峰值单独出现的频率最高,占 55%,第二个峰值单独出现的频率为 26%。其中,洪季大潮期以第二个峰值单独出现的次数为最多,小潮期以第一个峰值单独出现的情况为多,枯季第一个峰值出现的频率最高。此外,从含沙量的大小来看,第一个峰值有时高于第二个峰值。因而这一现象不容忽视。

对于第二个峰值,从水流挟沙能力( $\propto V^3$ )可以认为是由于涨、落潮流对河床的冲刷引起的。对第一个峰值,国内尚不见有文献提到,有报道在德国的威悉(Weser)河口浑浊带内存在部分类似的现象:床面细颗粒泥沙在重新悬浮后很快又沉积下来,且发生在潮流的加速期,致使含沙量迅速下降<sup>[7]</sup>。由于第一个峰值的产生难以用以水流速度为表征的冲刷强度来解释,其成因与第二个峰值可能有所不同。

### 3.2 成因分析

在上述底层含沙量的变化过程中含沙量的垂向结构也有很大的改变。现以

式中  $C_b$  表示近河床实测含沙量(离河床约 0.5m),  $C_m$  为垂向平均含沙量;  $V_b$  为离河床 0.5m 处的实测流速。

在洪、枯季各个站位在一个涨或落潮过程中,随着流速  $V_b$  的增长,  $C_r$  系数从憩流时的接近 1 增加到涨、落急前的 4 到 8 左右,但在流速最大时  $C_r$  又迅速减小(图 3)。在河床沉积物具备可冲物质时,  $C_r$  随流速加大而增长,反映了河床表层沉积物的悬浮或重新悬浮,而且  $C_r$  系数的这种变化过程在不同站位同步出现,因而可以认为第一个峰值与河床物质的强烈浮起有关;同时又由于  $C_r$  (包括  $C_b$ ) 在流速最大时呈下降趋势,与水流冲刷强度呈负相关,浮起现象就不是一个简单的持续冲刷过程。

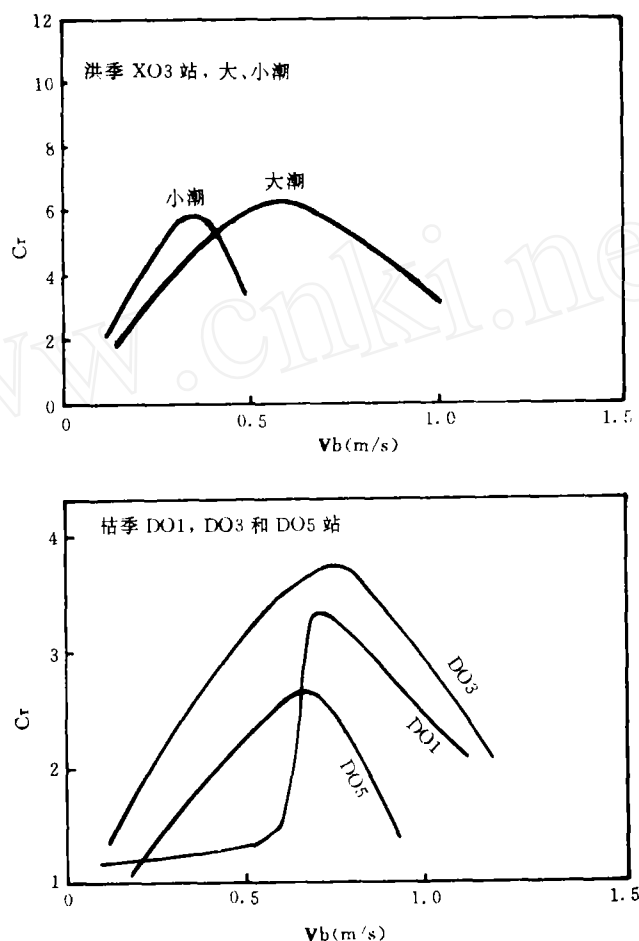


图 3  $C_r$  系数与  $V_b$  的对应关系

Fig. 3  $C_r$  versus  $V_b$

**3.2.1 泥沙垂向扩散系数的计算和潮流变化** 据研究河床细颗粒泥沙在缺乏明显的内部结构时(如高浓度悬浮体),并不具备临界切应力,它们的起动和悬浮可以在极小的流速下进行,其悬浮速率在很大程度上决定于上覆水流的紊动扩散强度;相应地,当含沙量纵、横向分布较均匀时,近河床含沙量在很大程度上也决定于水流的垂向紊动扩散能力。这一

现象可见于床面发育高浓度悬浮体的河口和海底环境<sup>[8]</sup>。并被许多现场水动力、含沙量观测所验证。

水流垂向扩散强度可以由涡动扩散系数  $K_z$  来表示,若将  $K_z$  表示为局部理查德数 (Richardson number) 的函数,则其形式可写成<sup>[9,10]</sup>

$$Kz = k(1 + \alpha \cdot Ri)^{-\beta} \quad (3-2)$$

式中理查德数

$$Ri = -\frac{g}{\rho} \cdot \frac{\partial \rho}{\partial z} \cdot \left(\frac{\partial v}{\partial z}\right)^{-2} \quad (3-3)$$

(3-2)和(3-3)式中各符号的含义为:

$k$ ——冯·卡门常数,  $k=0.40$ ,  $\alpha, \beta$ ——经验系数,根据不同情况  $\alpha$  的值取在 1 到 10 之间,  $\beta$  在 1 左右,这里据参考文献[9]取  $\alpha=3.5$  和  $\beta=1$ ,  $g$ ——重力加速度,  $v$ ——纵向平均流速,  $z$ ——垂直方向,向下为正,  $\rho$ ——水沙混合物比重,这里取

$$\rho = C + \frac{\rho_v}{\rho_s} \cdot (\rho_s - C) \quad (3-4)$$

和

$$\rho_v = \rho_0 \cdot (1 + a \cdot S) \quad (3-5)$$

(3-4)和(3-5)式中:  $C$ ——含沙量 ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ),  $\rho_v$ ——咸水比重,  $\rho_0$ ——净水比重,  $\rho_0=1$ ,  $a$ ——比例系数,  $a=7.6 \times 10^{-4}$ ,  $S$ ——含盐量 ( $\%$ ),  $\rho_s$ ——悬沙干比重,取  $\rho_s=2.65$  ( $\text{g}/\text{cm}^3$ )。

这样在计算紊动势能时既考虑了盐度分层因素,又考虑了含沙量分层的影响。盐度和含沙量的分层情况以底层和 0.8H 层的实测量的差异来代表。

式(3-3)中  $\partial v / \partial z$  反映了流速垂向结构。由于一般情况下流速分布有较强的规律性,因而本文利用近底层三层(1.0H, 0.8H, 0.6H 层)实测流速数据拟合了流速垂向分布。拟合曲线的形式为

$$v = (Az^2 + Bz + C) \cdot \ln z + D \quad (3-6)$$

式中  $A, B, C, D$  为拟合系数。

拟合结果良好,相关系数均在 0.950 以上,大多数情况下大于 0.990。有了拟合曲线就可以求得  $\partial v / \partial z$  值。

利用上述方法分别计算了洪季和枯季各个站位的  $K_z$  值。为了说明问题,现将算得的  $K_z$  与实测  $v_b$  值点绘成图(图 4)。

由于这种计算方法有一定的误差,因而图 4 中  $K_z$  点子分布较散,但仍可以看到一个比较明显的趋势,就是  $K_z$  在转流后增长很快,而在  $v_b$  达最大值时反而减小,用多元回归法算得两者曲线相关系数在 0.86—0.94 之间。 $K_z$  的最大值对应于  $v_b=0.5-0.8\text{m/s}$ ,相当于转流后 2—3h。如前所述,  $K_z$  的增加表明床面泥沙向上层水扩散的速率加大,并导致近河床含沙量的增长;相反当  $K_z$  减小时扩散速率就相应减小,含沙量将下降,因而  $K_z-v_b$  和  $Cb-v_b$  关系的类似性表明含沙量和扩散强度有本质上的联系。

影响  $K_z$  的潮汐变化的主要因素是密度分层和流速垂向分布梯度<sup>[10]</sup>,利用盐度分层系数、底层含沙量及  $C_r$  系数所作的相关分析表明后者与前两者没有明显的关系,但流速

垂向梯度在涨、落潮流过程中却有一定的变化规律,其变化趋势与  $K_z$  相似,即在转流后较大,在流急时较小。说明这里流速梯度是影响泥沙扩散的主要因素。

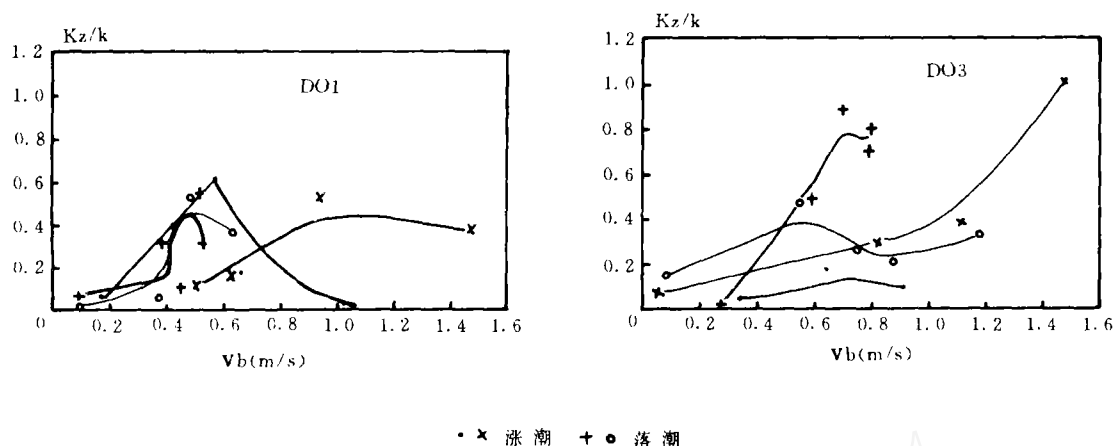


图4 枯季 D01, D03 站  $K_z$  对  $V_b$  的分布情况

Fig. 1  $K_z$  versus  $V_b$  at stations D01 and D03 in the dry season

上述计算结果表明泥沙垂向扩散作用在转流后的第一到三个小时内最为强烈,因此有可能在此时形成一个含沙量峰值。

**3.2.2 纵断面含沙量的潮流变化** 如前所述,以扩散强度来理解底层含沙量变化的一个重要前提是床面具备高浓度悬沙层,在长江口这一悬沙层可以是浮泥,也可能是憩流期形成的浑水。以往资料表明在长江口浑浊带地区存在浮泥<sup>①</sup>。本次观测没有配备必需的测深仪器,因而缺乏浮泥的观测资料,但小潮期 X01, X03 站的底质样品显示床面存在浓度为  $52-540\text{g/dm}^3$  的水状泥层。另外,从含沙量,尤其是底层含沙量纵断面分布看,观测期间,特别在枯季和洪季小潮期局部确实存在含沙量很高 ( $2-7\text{g/dm}^3$ ) 的浑浊水体,它随潮流的进退作上、下游迁移,同时产生再悬浮和扩散。例如,枯季含沙量在一个潮周期内的纵断面分布:涨潮期它位于 D02、D03 和 D05 站,显然由于这里再悬浮作用最强,底层含沙量才有此分布。随涨潮流的迁移,落潮时浑浊水位于 D01 站。

以上分析表明长江口南槽底层含沙量在转流后出现的第一个峰值主要是由于床面高浓度悬沙层受上覆水流紊动作用而向上迅速扩散引起的,高浓度悬沙层的很大部分来源于憩流期沉降到河床的悬沙和浑浊水,因而这是一个悬沙的重新悬浮过程。再者,由于这些物质的侵蚀性质(如含水量、粒度分布)与通常的底质有较大的不同,因而实际上此时床面为一双层构造。在再悬浮过程之后,由于抗冲强度的跃增,床面的侵蚀速率可能降低,形成在流速增加时含沙量反而下降的情况。

① 上海航道局长江口整治工程处,长江口南槽浮泥形成条件分析报告,1977年。

#### 4 长江口泥沙再悬浮对浑浊带发育的影响

首先,长江口泥沙的重新悬浮是浑浊带泥沙的一个重要来源。表 1 列出各个涨、落潮过程内第一个峰值所对应的  $C_r$  值和最大与最小底层含沙量之比  $C_{\max}/C_{\min}$ ,可见除大潮期外  $C_r$  均大于  $C_{\max}/C_{\min}$ ,因而再悬浮的贡献是十分重要的。其次,再悬浮过程使河口含沙量的分层变得十分重要,由于再悬浮持续的时间不长,近河床浑浊水向表层的进一步扩散受到限制,垂向平均含沙量增长相对较小。这也说明了长江口浑浊带在下层水体发育最明显的原因。

表 1 不同水文条件下  $C_r$  最大值与最大、最小含沙量之比( $C_{\max}/C_{\min}$ )

Tab. 1  $C_r$  values corresponding to first peaks and Ratios of  $C_{\max}/C_{\min}$

站	位	X01		X02		X03					
洪季	$C_r$	4.0-	---	6.5-	--	--	10.8+				
大潮	$C_{\max}/C_{\min}$	3.0-	3.9+	7.3-	6.8+	9.0	11.0+				
洪季	$C_r$	3.4-	6.0+	---	5.5+	2.2-	10.0+				
小潮	$C_{\max}/C_{\min}$	2.4-	1.9+	2.0-	2.3+	*19.9-	10.2+				
站	位	D01		D02		D03		D04		D05	
枯季	$C_r$	3.4	10.9-	7.3-	3.3+	2.4	3.7+	--	2.6+	3.2-	2.6+
中等潮	$C_{1a}/C_{1b}$	2.1	3.5+	3.8-	1.2+	2.6-	1.7+	1.1	1.3+	2.2	1.2+

-: 涨潮; +: 落潮; \*: 浮泥

#### 5 小结

1988 年洪枯季水文测量资料显示长江口浑浊带内近河床含沙量在许多情况下在一个涨或落潮周期内存在两个峰值,第一个峰值出现在转流后 1—3h 内,第二个峰值出现在涨或落急时刻或稍后。这两个含沙量峰值的成因在性质上有所不同。第二个峰值主要是由于水流对河床物质的冲刷引起的;对于第一个峰值,根据对与流速垂向梯度和盐度有关的水流紊动扩散强度的初步计算和床面高浓度悬沙层运动的分析,可以认为是由转流后高浓度悬沙层的再悬浮引起的。当然,有关的动力机制还有待于更深入的研究。

高浓度悬沙层的再悬浮是长江口浑浊带发育的一个重要机制。

## 参 考 文 献

- 1 Dyer K R. Fine sediment particle transport in estuaries, in; Dronkers J. Leussen W van. eds. *Physical Processes in Estuaries*. New York; Springer-Verlag, 1988, 295—310.
- 2 Gailenne B. Study of fine materials in suspension in the estuary of the Loire and its dynamic grading. *Estuarine and Coastal Mar. Sci.*, 1974(2); 261—272.
- 3 Kirby K. High concentration suspension (fluid mud) layers in estuaries, in; Dronkers J. Leussen van W. eds. *Physical Processes in Estuaries*. New York. Springer-Verlag, 1988, 463—487.
- 4 Nichols M. M. Effects of fine sediment resuspension in estuaries. in; *Estuarine cohesive sediment dynamics. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies* (14). New York; Springer-Verlag, 1984, 5—40.
- 5 沈焕庭、郭成涛、朱慧芳等. 长江河口最大浑浊带的变化规律及其成因探讨。见: 中国海洋湖沼学会海岸河口学会编. *海岸河口区动力、地貌、沉积过程论文集*。北京: 科学出版社, 1985, 76—89.
- 6 Milliman J D. Yang Zuosheng Meade RH. Flux of suspended sediment in the Changjiang Estuary. in; *Acta Oceanologica Sinica* ed. *Proceedings of SSCS, I*, Beijing; China Ocean Press, 1983, 413—430.
- 7 Riethmuller R. Fanger HU. Grabemann I. et al. Hydrographic measurements in the turbidity zone of the Weser Estuary. in; Dronkers J. Leussen W. van eds. *Physical Processes in Estuaries*. New York; Springer-Verlag, 1988. 322—344.
- 8 Lavelle JW. Mofjeld H O. Baker ET. An in-situ erosion rate for a fine-grained marine sediment. *Journal of Geophysical Research*, 1984, 89(C4); 6543—6552.
- 9 Mehta AJ. On estuarine cohesive sediment suspension behaviour. *Journal of Geophysical Research*, 1989, 95(C10); 14303—14314.
- 10 Officer CB. *Physical Oceanography of Estuaries*. New York; John Wiley & Son, 1976. 209—218.

## 作 者 简 介

时伟荣, 1962年生, 1982年毕业于南京大学地理系, 1987年在法国获得博士学位。现在华东师范大学从事河口沉积, 泥沙运动研究。在国内外发表学术论文十数篇。



## A PHENOMENOLOGICAL STUDY ON TIDAL VARIATION OF TURBIDITY IN THE SOUTH PASSAGE OF THE CHANGJIANG ESTUARY

Shi Weirong

(*Institute of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062*)

**Key words** Tidal resuspension, Turbidity maximum, Eddy diffusion, Suspended sediment concentration, Changjiang Estuary

### Abstract

The characteristic variation pattern of the near bottom suspended sediment concentration has been identified for the first time during the hydrographic survey of the turbidity maximum in the South Passage of the Changjiang Estuary. In most of the monitoring periods (each generally exceeding 25 hours) there are peak values in one to three hours after the reversal of the tidal current, moreover the concentration decreases sharply thereafter. The origination of those peak values have been analysed based on the diffusion equation. The eddy diffusion coefficients  $K_z$  are calculated by using the field data. Meanwhile the vertical profiles of velocity have been fitted in calculation in order to get insight into its tidal variation. The  $K_z$  so calculated show a tidal variation course similar to that of the near bottom concentration, i. e. the maximum values occur in the midway of the current speed acceleration phase, It is indeed closely related to the tidal variations of the vertical gradient of velocity which have large initial values. On the other hand, the longitudinal section on the distribution of concentration shows that there is a forward and backward movement of near bottom turbide water during a certain tidal period. The conclusion is that those peak values of concentration occurring soon after the slack-water are mainly caused by the strongest diffusion of the settled suspended materials due to the largest gradient of velocity at the same time. The resuspension takes place in relative short time since the amount of settled sediments seems to be limited. It disappears before the arrival of the full current, which restrains effectively the further increase of near bottom concentration and explains why the turbidity maximum in the Changjiang estuary is developed near the bottom.