基于GOCI观测数据的长江浅滩悬浮泥沙的潮周期变化特征

周钰¹, 宣基亮¹, 黄大吉^{1,2*}

1. 卫星海洋环境动力国家重点实验室, 自然资源部第二海洋研究所, 杭州 310012;

2. 热带、亚热带海洋自然资源保护与修复重点实验室, 自然资源部第四海洋研究所, 北海 536000

* 通讯作者, E-mail: djhuang@sio.org.cn

收稿日期: 2019-12-17; 收修改稿日期: 2020-04-05; 接受日期: 2020-04-21; 网络版发表日期: 2020-06-16

国家重点研发计划专项项目(编号: 2016YFC1401603)、国家自然科学基金-浙江两化融合联合基金(批准号: U1609201)和国家自然科学基金创新研究群体项目(批准号: 41621064)资助

摘要 利用地球静止轨道水色卫星总固体悬浮泥沙浓度(TSS)的逐时影像, 对冬季长江浅滩TSS的空间形态和潮周期变化特征进行定量分析, 并结合数值模拟得出的潮流、潮汐结果探讨其动力机制. 研究表明, 冬季长江浅滩TSS的空间分布呈现由苏北浅滩向外海阶梯式递减的舌状分布形态, 两条TSS锋面大致位于20和50m等深线附近; 在GOCI覆盖时段内, TSS的潮周期变化显著, 变化过程可分为衰减、维持、增长三个阶段, 其中在衰减和增长阶段存在跳跃式剧烈变化. 机制分析表明, 海底地形和潮流速度主导的潮致混合在长江浅滩TSS的时空变化中起到主要作用, 其中海底地形决定了TSS分布的空间形态, 潮流速度大小改变引起TSS浓度的潮周期变化.

关键词 长江浅滩, 悬浮泥沙(TSS), 潮周期变化, 潮混合

1 引言

长江浅滩位于黄东海交界处, 地势平坦, 平均水深26m(图1). 巨量陆源泥沙的输入加之强潮混合导致的底质泥沙再悬浮, 使得黄东海成为世界上最浑浊的海域之一(Milliman和Meade, 1983; Saito和Yang, 1995; Shi和Wang, 2010). 长江浅滩悬浮泥沙浓度分布, 总体表现为沿岸高于外海, 冬季高于夏季. 长江口至江苏沿岸海域一年四季都为高浊度区, 浅滩中部悬浮泥沙浓度季节变化显著, 冬季浓度达到最大, 形成特殊的由

苏北浅滩向外海阶梯式递减的舌状分布(图1)(Yuan等, 2008; Shi和Wang, 2010; Bian等, 2013). 悬浮泥沙的输运与分布直接影响该海域的水动力和生态环境(Klemer和Barko, 1991; Chen, 2001; Mutshinda等, 2013; Zhou等, 2017), 因此了解该海域悬浮泥沙浓度的时空变化特征及其动力机制, 对于多学科研究具有重要意义.

以往对于长江浅滩悬浮泥沙浓度时空变化特征的研究结果表明, 长江浅滩悬浮泥沙浓度具有明显的季节尺度及短周期(大小潮周期、天气尺度)变化特征,

中文引用格式: 周钰, 宣基亮, 黄大吉. 2020. 基于GOCI观测数据的长江浅滩悬浮泥沙的潮周期变化特征. 中国科学: 地球科学, 50: 1280–1288, doi: [10.1360/SSTe-2019-0294](https://doi.org/10.1360/SSTe-2019-0294)

英文引用格式: Zhou Y, Xuan J, Huang D. 2020. Tidal variation of total suspended solids over the Yangtze Bank based on the geostationary ocean color imager. Science China Earth Sciences, 63: 1381–1389, <https://doi.org/10.1007/s11430-019-9618-7>

图1 研究区域和海底地形(a)及2016年2月长江浅滩基于GOCI的海表TSS(b)
(a) 白色方框表示研究区域(30°N~34°N, 120°E~127°E); (b) 黑线分别为20、50及80m等深线

此特征受到水动力(径流、波浪、潮)及大气强迫(风场、气温)等动力过程的多时间尺度变化调制(Yuan等, 2008; Shi和Wang, 2010; Yuan和Hsueh, 2010; Shi等, 2011; Bian等, 2013; Luo等, 2017; Qiao等, 2017)。

基于现场观测及卫星遥感观测,发现长江浅滩悬浮泥沙浓度季节变化明显,冬季高于夏季,大部分学者认为,这是由于冬季大风和降温破坏了层化,潮流和底边界相互作用产生的底部剪切力使底沉积物再悬浮,通过垂向混合作用扩散至表层(Shi和Wang, 2010; Bian等, 2013);也有学者认为,沿岸高浊度水体向东的跨陆架平流输运,造成了冬季高悬浮泥沙浓度(Yuan等, 2008)。Luo等(2017)通过数值模式模拟了长江浅滩三维水动力条件及悬浮泥沙输运过程,再次验证了潮流和底边界相互作用产生的剪切力使局地沉积物再悬浮的假设。

此外,Chen(2001)和Shi等(2011)发现东海悬浮泥沙浓度还呈现显著的大小潮周期变化,冬季大潮期悬浮泥沙浓度约为小潮期的1.5~2.5倍。至于有关长江浅滩悬浮泥沙浓度的空间形态及潮周期变化特征的详细描述,由于受到观测资料时空分辨率的限制,目前还未见诸文献,相关研究尚缺乏。

本文用高时空分辨率地球静止轨道水色卫星(geostationary ocean color imager, GOCI)的总悬浮固体颗粒物浓度(total suspended solid particle concentration, TSS)影像(以下简称GOCI-TSS),对长江浅滩海表TSS时空变化进行研究。GOCI影像资料的时间分辨率为1h(一天8次,从08:16~15:16, UTC+8),空间分辨率为

500m,能够满足对TSS短周期变化研究的需求(Ryu等, 2012)。本文通过对2016年2月8日08:16~15:16的连续无云GOCI-TSS影像进行定量分析,研究长江浅滩海域TSS的空间形态分布及其潮周期变化特征,然后结合Finite Volume Coastal Ocean Model(FVCOM)的潮流、潮汐模拟数据对其动力机制进行探讨。

2 数据与方法

2.1 GOCI逐时TSS数据

本文使用了由韩国海洋卫星中心(Korea Ocean Satellite Center, KOSC)提供的逐时GOCI-TSS影像,它具有高时空分辨率的特点,时间分辨率为1h(一天8次,从08:16~15:16, UTC+8),空间分辨率为500m。Choi等(2014)和Doxaran等(2014)的研究表明GOCI-TSS数据在近岸高浊度水体同样适用,Yin和Huang(2016)应用GOCI-TSS数据详细描述了东海近岸次中尺度锋波的一次完整生命周期变化,因此该数据应用于近海TSS短周期时空变化的研究是可靠的。

受云层的阻挡,通常难以捕捉长江浅滩TSS连续数日的完整变化过程。通过对2013~2019年GOCI-TSS影像的长时间序列观察,挑选了空间覆盖率较好的2016年2月8日08:16~15:16的逐时GOCI-TSS影像,用于分析长江浅滩表层TSS潮周期变化特征。由于KOSC仅提供10:16~12:16一天3个时刻的Level-2 TSS产品,因此我们需要利用GOCI Data Processing System(Ryu等, 2012)将一天8次的Level-1B辐射率产品处理成我

们所需的Level-2 TSS产品, 然后剔除浓度大于 100 g m^{-3} 及浓度小于或等于 0 g m^{-3} 的数据点。同时采用了基于TSS梯度变化的锋面轮廓线法(Yin和Huang, 2016), 提取了一天6个时刻的锋面轮廓线(从09:16~14:16、08:16及15:16的TSS影像因空间覆盖不足, 无法提取锋面轮廓线)(图2)。

2.2 潮流、潮汐数据

为了获得大范围、逐时的潮流、潮汐变化, 本文使用了三维水动力模型FVCOM模拟的潮流和潮汐数据, 模式中主要的11个分潮分别为 M_2 、 S_2 、 N_2 、 K_2 、 K_1 、 O_1 、 P_1 、 Q_1 、 M_4 、 MS_4 、 MN_4 。该模式数据在先前的研究中已经得到验证(Xuan等, 2016), 可以合理地反映长江浅滩海域潮流、潮汐的实际变化。本文用MATLAB的t_tide工具包(Pawlowicz等, 2002)对FVCOM模拟的潮流和潮汐数据进行调和分析, 获得各分潮的调和常数(分潮振幅 H 和迟角 g), 然后预报出2016年2月8日的逐时潮流、潮汐变化。

3 结果

3.1 TSS的空间形态与潮周期变化

3.1.1 TSS的空间形态

2016年2月8日的逐时GOCI-TSS影像(图3a~3h)显示, 在GOCI覆盖时段内长江浅滩海表TSS有着相似的空间形态分布特征, TSS浓度向离岸方向呈阶梯式递减, 呈现由苏北浅滩向外海的离岸扩展水舌状。根据提取的锋面轮廓线(图2b), 发现长江浅滩海域在GOCI覆盖时段内每个时刻始终存在两条TSS锋面, 一条位于20m等深线附近, 我们称它为近岸锋; 另一条锋面主

体覆盖了 31.3°N ~ 33°N 的大部分长江浅滩(50m等深线以浅)区域, 我们称它为浅滩锋; 并且锋面位置及形态与地形等深线有很好的对应关系。其中近岸锋大致呈南北走向, 锋面曲折呈羽毛状, 锋面位置基本维持在20m等深线左右。浅滩锋主体轮廓与50m等深线相似, 都呈现由近岸向外海的扩展状, 其东西跨度约3个经度, 南北跨约1.7个纬度: 浅滩锋东北段与50m等深线基本相吻合; 浅滩锋东南段随着潮流振荡出现向外扩展和向内收缩现象, 最远可抵达50m等深线外; 浅滩锋南段呈东西走向, 锋面较顺直; 浅滩锋北段同样呈东西走向, 与锋面南段相比, 锋面较曲折。除此之外, 两条锋面还将长江浅滩水体大致区分为三个子区域, 即近岸浑浊区(20m等深线以浅)、浅滩过渡区(20~50m等深线以内)及外海透明区(50m等深线以深)(图3i)。

3.1.2 TSS的潮周期变化

与长江浅滩TSS相似的空间形态相比, 2016年2月8日08:16~15:16的TSS浓度存在显著的潮周期变化特征(图3a~3h)。在我们的研究时间段内, 长江浅滩TSS浓度的变化过程大致可分为三个阶段: 08:16~10:16为衰退阶段、11:16~13:16为维持阶段、14:16~15:16为增长阶段, 各个阶段的变化特征如下。

(1) 衰退阶段, 即2016年2月8日08:16~10:16(图3a~3c)。该阶段内长江浅滩TSS浓度呈现跳跃式下降, 由于08:16时刻TSS空间覆盖率较低, 因此将该时刻的TSS数据排除在统计分析之外, 通过对比09:16~10:16三个子区域TSS平均浓度变化, 发现TSS浓度的相对变化幅度向离岸方向递增, 分别下降了12%、18%、28%, 当然, 数据的空间覆盖率不足也会带来不确定性; 同时, 通过对比TSS浓度等值线(32 及 64 g m^{-3} 等值

图2 2016年2月8日长江浅滩TSS梯度分布

(a) 13:16时刻的TSS梯度; (b) 09:16~14:16, 6个时刻的TSS锋面轮廓线

图 3 基于GOCI的长江浅滩逐时海表TSS((a)~(h))以及断面A浓度逐时变化及海底地形变化(i)

2016-02-08 08:16~15:16. 红实线、蓝实线、黑实线分别代表TSS浓度为16、32、 64 g m^{-3} 等值线, 虚线为等深线; 断面A位置(图3a所示, 32°N , 122°E ~ 127°E)

线, 可用来粗略表示浅滩过渡区的内外边界)的位置变化发现高浊度水体更加集中分布在近岸浅水海域; 近岸锋出现较大幅度向岸移动, 但浅滩锋的位置变化不大(图3i).

(2) 维持阶段, 即2016年2月8日11:16~13:16(图3d~3f). 这一阶段内长江浅滩TSS浓度保持稳定, 变化幅度小, TSS在三个子区域内的空间分布一致, 并且在

12:16时刻三个区域TSS浓度同时达到最低值; 同时, TSS浓度等值线(16 、 32 和 64 g m^{-3})的位置及形态变化不大, TSS空间分布稳定; 两条锋面的位置变化基本可以忽略不计(图3i).

(3) 增长阶段, 即2016年2月8日14:16~15:16(图3g~3h). 长江浅滩TSS浓度呈现跳跃式上升, 同样受TSS空间覆盖率限制, 15:16时刻只能获取浅滩过渡区

TSS浓度, 该阶段内浅滩过渡区TSS浓度上升72%; TSS浓度等值线(32及64 g m^{-3} 值线)包围面积向离岸方向大幅扩张, 表明高浊度水体再次大范围覆盖50m以浅区域; 同时, 近岸锋面出现离岸方向的大幅度移动(图3i).

3.2 动力机制分析

黄、东海是强潮驱动的陆架海, 周期性的潮运动驱动的水平流场、垂向混合作用都会直接影响长江浅滩TSS的输运与分布(Yang等, 2007). 图3a~3h显示冬季长江浅滩TSS虽然有着相似的空间形态特征, 但是其浓度存在显著的潮周期变化, 因此我们结合FVCOM潮流、潮汐数据对长江浅滩TSS潮周期时空变化的动力机制进行探讨.

首先, 我们根据TSS平流输运扩散方程

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \mathbf{V} \cdot \nabla S - \nabla \cdot \mathbf{G} + \sum, \quad \mathbf{G} = (\overline{uS'}, \overline{vS'}), \quad (1)$$

简单估算了各个时段内潮流造成的平流输运和水平扩散作用对于表层TSS浓度变化的贡献. 其中 S 表示TSS浓度, $\mathbf{V}$ 表示潮流速度分量 u 、 v , u' 、 v' 、 S' 代表 u 、 v 、 S 的扰动场变量, $\mathbf{G}$ 表示水平方向的扩散通量, $\mathbf{V} \cdot \nabla S$ 为平流输运项, $-\nabla \cdot \mathbf{G}$ 为水平扩散项, $\sum$ 为余项, 即垂向相关项, 包含垂直方向上的对流、扩散和沉降.

计算结果表明, 在相邻时刻间隔内(图4, 由于各相邻时刻内各项变化的空间分布有着相似的结果, 因此在这仅以11:16~12:16为例), 潮流的平流输运的量级为 $O(10^{-7} \text{g m}^{-3} \text{s}^{-1})$, 水平扩散的量级为 $O(10^{-5} \text{g m}^{-3} \text{s}^{-1})$, 而长江浅滩TSS浓度局地变化的量级为 $O(10^{-3} \text{g m}^{-3} \text{s}^{-1})$. 由此可见, 相对于TSS浓度的局地变化, 平流输运作用基本可以忽略不计; 水平扩散仅在TSS浓度维持阶段的11:16~12:16起到约17%的最大贡献, 其余时间段其贡献均小于10%, 因此水平扩散对于TSS浓度局地变化来讲是次要因素. 由此可以推断, 在本文的研究区域和研究时段内, 余项也就是垂向上的对流、扩散和沉降对TSS浓度的潮周期变化起到了关键的作用.

许多研究结果表明, 潮流的周期性运动引起底部剪切力和潮致混合强度的改变, 是近海表层TSS短周期变化的主要原因(Jago等, 1993; Shi等, 2011; Choi等, 2012; Doxaran等, 2014; Luo等, 2017; Azhikodan和Yokoyama, 2018). 为了探讨潮致混合强度与长江浅滩TSS潮周期变化的关系, 我们参照Simpson和Hunter(1974)的做法, 采用潮混合参数 $k=\log(H/U^3)$ 来评估长江浅滩潮混合强度, 同时可以根据 k 值大小大致判断潮锋位置, 其中 $U=\sqrt{u^2+v^2}$ 为瞬时潮流速率, $H=h+h'$ 为

图4 TSS平流输运扩散方程计算结果

2016-02-08, 11:16~12:16. (a) TSS浓度变化项 $\partial S/\partial t$; (b) 余项 $\sum$; (c) 平流输运项 $\mathbf{V} \cdot \nabla S$; (d) 水平扩散项 $-\nabla \cdot \mathbf{G}$

水深, 用海底地形(h)加上潮汐变化(h')表示. Simpson和Hunter(1974)采用了潮流振幅为特征流速 U , 对潮流的总体(平均)作用进行估算, 但是对于短周期的潮混合变化研究来说, 利用平均态流速则会忽略了短时间尺度的潮流变化引发的混合强度变化, 因此, 当推广到短周期尺度潮混合变化的研究中, 如本研究中的潮周期变化, 则需要用瞬时潮流速度作为特征流速 U , 这种

推广已经得到了应用(Ni等, 2016). 周期性的潮运动引起的垂向混合强度变化是水深和潮流速率共同作用的结果, 潮混合参数越小代表垂向混合作用越强. 从平均态的潮混合参数及TSS平面分布(图5i), 我们发现TSS的空间分布和形态与潮混合参数有很好的对应关系, 低(高)潮混合参数对应着高(低)TSS浓度, 潮混合参数总体沿离岸方向递增, 潮混合参数等值线(蓝线: $k=1.5$

图 5 潮混合参数和海表TSS

2016-02-08, 08:16~15:16. (a)~(h) 逐时潮混合参数(等值线)叠加逐时海表TSS(颜色填充); (i) 平均态潮混合参数(等值线)叠加平均态TSS(颜色填充); (j) 区域平均潮混合参数和TSS浓度变化

和黑线: $k=2$)与地形等深线(20m和50m)轮廓相似、位置相近, 分别大致对应近岸锋和浅滩锋. 表明长江浅滩TSS在潮周期尺度下的空间分布与形态呈现相对稳定的阶梯式递减离岸水舌状分布, 主要与海底地形主导的潮混合强度的空间分布有关.

同时, 潮混合强度也存在显著的潮周期变化特征(图5a~5h), 潮混合参数的逐时空间分布与平均态(图5i)相比总体分布大致相同, 向离岸方向递增, 但是仍然存在脉动. 潮混合参数等值线随时间出现向离岸方向扩张和靠岸方向的收缩, 等值线形态出现弯曲和变形, 表明长江浅滩海域潮混合强度出现不同程度的加强或减弱, 造成TSS浓度呈现潮周期变化特征. 但TSS浓度与潮混合强度的变化并不是完全同步的(图5j), 比如潮混合参数 k 在10:16达到最大值1.93(混合最弱), 而TSS浓度则在12:16达到最低值 12.83 g m^{-3} , 其相对于潮混合强度的变化约有2h的滞后, 因为底沉积物再悬浮并通过垂向混合扩散至表层需要一定的时间, 因此存在滞后, 并且滞后时间的长短与水深和潮混合强度相关(Yang等, 2007).

通过上述讨论, 我们发现长江浅滩TSS空间分布主要与海底地形主导的潮混合强度的空间分布有关, TSS浓度的潮周期变化特征主要与潮混合强度的变化相关, 而潮混合强度由水深和潮流大小共同决定. 为了

进一步确认潮混合强度的变化主要受水深还是潮流大小变化的影响, 对潮混合参数 $\log(H/U^3)$ 求随体导数

$$\frac{d\log(H/U^3)}{dt} = \frac{1}{H\ln 10} \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{1}{H\ln 10} \mathbf{V} \cdot \nabla H - \frac{3}{U\ln 10} \frac{\partial U}{\partial t} - \frac{3}{U\ln 10} \mathbf{V} \cdot \nabla U. \quad (2)$$

式(2)右边可分为局地变化项 $\left(\frac{1}{H\ln 10} \frac{\partial H}{\partial t}, -\frac{3}{U\ln 10} \frac{\partial U}{\partial t}\right)$

和平流变化项 $\left(\frac{1}{H\ln 10} \mathbf{V} \cdot \nabla H, -\frac{3}{U\ln 10} \mathbf{V} \cdot \nabla U\right)$. 计算

结果表明(本文仅以08:16~09:16的变化为例, 其余时段各项分布基本都符合这个规律), 潮混合强度的逐时变化主要由潮流的局地变化引起(图6b), 其次是潮流的平流变化(图6d), 水深变化造成的混合强度改变基本只在20m以浅的近岸海域起作用(图6a和6c), 说明潮流大小的周期性改变引起的潮致混合强度变化, 可能是长江浅滩TSS浓度出现潮周期变化的主要原因.

4 总结与讨论

本文基于逐时GOCI-TSS影像, 捕捉了长江浅滩海域TSS一次潮周期变化过程. 由于受观测资料时空分辨率的限制, 以往的研究缺少对长江浅滩TSS潮周期

图6 潮混合强度的局地变化和平流变化

(a) $\frac{1}{H\ln 10} \frac{\partial H}{\partial t}$ 和(b) $-\frac{3}{U\ln 10} \frac{\partial U}{\partial t}$ 为局地变化项的两个分解项; (c) $\frac{1}{H\ln 10} \mathbf{V} \cdot \nabla H$ 和(d) $-\frac{3}{U\ln 10} \mathbf{V} \cdot \nabla U$ 为平流变化的两个分解项

变化过程的特征描述与机理分析. 本文详细描述了长江浅滩TSS的空间形态和潮周期变化特征, 并且结合FVCOM水动力模型简要分析其动力机制. 长江浅滩TSS呈现相似的由苏北浅滩向外海阶梯式递减的舌状分布形态, TSS锋面将长江浅滩海域分为近岸浑浊区、浅滩过渡区和外海透明区; 除此之外, 在GOCI覆盖时段内, TSS浓度存在显著的潮周期变化, 变化过程可分为衰减、维持、增长三个阶段. 虽然GOCI-TSS观测资料未能形成12.4h一个的完整潮周期, 但鉴于潮周期变化的对称特征, 7h的连续资料已经能够较好地反映出潮周期的变化.

本研究发现长江浅滩TSS的空间分布与海底地形主导的潮混合强度的空间分布相关, 水深向离岸方向递增使得潮混合强度大致沿离岸方向递减, TSS浓度向离岸方向下降, 形成离岸扩展水舌. 同时, 长江浅滩TSS浓度的潮周期变化明显, 主要是由潮流大小的周期性变化主导的潮致混合强度的周期性改变引起, 并且TSS浓度相对于潮混合强度变化约有2h的滞后.

借助GOCI-TSS影像, 观测到了海表TSS的潮周期变化, 本文借助FVCOM模拟的潮流、潮汐数据, 以潮混合为切入点, 简要分析TSS潮周期变化的动力机制. 值得关注的是, 海表TSS是底部泥沙经底部剪切力作用启动后再悬浮, 而后通过潮混合扩散至表层. 本文未将启动和悬浮过程的数值模拟纳入考虑, 因此接下来的研究有必要进一步借助加入泥沙模块的水动力模型进行, 以期更好地理解这个过程. 并且风场在浅水海域的垂向混合以及剪切作用也是引起沉积物再悬浮的强动力因素之一(Bian等, 2013), 比如台风、冬季强风暴等天气过程都会在短时间内造成TSS浓度的剧烈增长(Bian等, 2010; Yang等, 2007), 但是通常情况下风场造成的底部剪切力与潮流引起的底部剪切力相比小得多(Lu等, 2011), 所以本文只考虑了潮流、潮汐和海底地形对长江浅滩TSS空间形态和潮周期变化的影响, 将来可以结合大气模式进一步探讨风场对长江浅滩TSS短周期变化的影响. 本文的研究成果将提升对东海TSS短周期变化的认识, 为数值研究长江浅滩的沉积物输运及再悬浮过程提供实证依据.

致谢 感谢韩国海洋卫星中心(<http://kosc.kiost.ac.kr/eng/>)提供的高时空分辨率GOCI数据.

参考文献

- Azhikodan G, Yokoyama K. 2018. Sediment transport and fluid mud layer formation in the macro-tidal Chikugo river estuary during a fortnightly tidal cycle. *Estuar Coast Shelf Sci*, 202: 232–245
- Bian C, Jiang W, Song D. 2010. Terrigenous transportation to the Okinawa Trough and the influence of typhoons on suspended sediment concentration. *Cont Shelf Res*, 30: 1189–1199
- Bian C, Jiang W, Quan Q, Wang T, Greatbatch R J, Li W. 2013. Distributions of suspended sediment concentration in the Yellow Sea and the East China Sea based on field surveys during the four seasons of 2011. *J Marine Syst*, 121–122: 24–35
- Chen S. 2001. Seasonal, neap-spring variation of sediment concentration in the joint area between Yangtze Estuary and Hangzhou Bay. *Sc China Ser B-Chem*, 44: 57–62
- Choi J K, Park Y J, Ahn J H, Lim H S, Eom J, Ryu J H. 2012. GOCI, the world's first geostationary ocean color observation satellite, for the monitoring of temporal variability in coastal water turbidity. *J Geophys Res*, 117: C09004
- Choi J K, Park Y J, Lee B R, Eom J, Moon J E, Ryu J H. 2014. Application of the geostationary ocean color imager (GOCI) to mapping the temporal dynamics of coastal water turbidity. *Remote Sens Environ*, 146: 24–35
- Doxaran D, Lamquin N, Park Y J, Mazeran C, Ryu J H, Wang M, Poteau A. 2014. Retrieval of the seawater reflectance for suspended solids monitoring in the East China Sea using MODIS, MERIS and GOCI satellite data. *Remote Sens Environ*, 146: 36–48
- Jago C F, Bale A J, Green M O, Howarth M J, Jones S E, Mccave I N, Millward G E, Morris A W, Rowden A A, Williams J J. 1993. Resuspension processes and seston dynamics, Southern North Sea. *Philos Trans R Soc B-Biol Sci*, 343: 475–489
- Klemer A, Barko J. 1991. Effects of mixing and silica enrichment on phytoplankton seasonal succession. *Hydrobiologia*, 210: 171–181
- Lu J, Qiao F L, Wang X H, Wang Y G, Teng Y, Xia C S. 2011. A numerical study of transport dynamics and seasonal variability of the Yellow River sediment in the Bohai and Yellow Seas. *Estuar Coast Shelf Sci*, 95: 39–51
- Luo Z, Zhu J, Wu H, Li X. 2017. Dynamics of the sediment plume over the Yangtze Bank in the Yellow and East China Seas. *J Geophys Res-Oceans*, 122: 10073–10090
- Milliman J D, Meade R H. 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *J Geol*, 91: 1–21
- Mutshinda C M, Finkel Z V, Irwin A J. 2013. Which environmental factors control phytoplankton populations? A Bayesian variable selection approach. *Ecol Model*, 269: 1–8
- Ni X, Huang D, Zeng D, Zhang T, Li H, Chen J. 2016. The impact of

- wind mixing on the variation of bottom dissolved oxygen off the changjiang estuary during summer. *J Marine Syst*, 154: 122–130
- Pawlowicz R, Beardsley B, Lentz S. 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T_TIDE. *Comput Geosci*, 28: 929–937
- Qiao S, Shi X, Wang G, Zhou L, Hu B, Hu L, Yang G, Liu Y, Yao Z, Liu S. 2017. Sediment accumulation and budget in the Bohai Sea, Yellow Sea and East China Sea. *Mar Geol*, 390: 270–281
- Ryu J H, Han H J, Cho S, Park Y J, Ahn Y H. 2012. Overview of geostationary ocean color imager (GOCI) and GOCI data processing system (GDPS). *Ocean Sci J*, 47: 223–233
- Saito Y, Yang Z S. 1995. Historical change of the Huanghe (Yellow River) and its impact on the sediment budget of the East China Sea. Yokohama: Proceedings of International Symposium on Global Fluxes of Carbon and its Related Substances in the Coastal Sea-Ocean-Atmosphere System. 7–12
- Shi W, Wang M. 2010. Satellite observations of the seasonal sediment plume in central East China Sea. *J Marine Syst*, 82: 280–285
- Shi W, Wang M, Jiang L. 2011. Spring-neap tidal effects on satellite ocean color observations in the Bohai Sea, Yellow Sea, and East China Sea. *J Geophys Res*, 116: C12032
- Simpson J H, Hunter J R. 1974. Fronts in the Irish Sea. *Nature*, 250: 404–406
- Xuan J, Yang Z, Huang D, Wang T, Zhou F. 2016. Tidal residual current and its role in the mean flow on the Changjiang Bank. *J Marine Syst*, 154: 66–81
- Yang Z, Lei K, Guo Z, Wang H. 2007. Effect of a winter storm on sediment transport and resuspension in the distal mud area, the East China Sea. *J Coast Res*, 232: 310–318
- Yin W, Huang D. 2016. Evolution of submesoscale coastal frontal waves in the East China Sea based on geostationary ocean color imager observational data. *Geophys Res Lett*, 43: 9801–9809
- Yuan D, Zhu J, Li C, Hu D. 2008. Cross-shelf circulation in the Yellow and East China Seas indicated by MODIS satellite observations. *J Marine Syst*, 70: 134–149
- Yuan D, Hsueh Y. 2010. Dynamics of the cross-shelf circulation in the Yellow and East China Seas in winter. *Deep-Sea Res Part II-Top Stud Oceanogr*, 57: 1745–1761
- Zhou Z X, Yu R C, Zhou M J. 2017. Seasonal succession of microalgal blooms from diatoms to dinoflagellates in the East China Sea: A numerical simulation study. *Ecol Model*, 360: 150–162

(责任编辑: 杨守业)