

长江口夏季低氧区形成及加剧的成因分析^{*}

刘海霞, 李道季^{*}, 高磊, 王伟伟, 陈炜清

(华东师范大学 河口海岸学国家重点实验室, 上海 200062)

摘要:通过对比长江口及其邻近海域历史调查资料和目前的现场监测数据(1958-09—1959-09, 2003-09, 2005-07 及 2009-08), 分析了长江口夏季低氧区的历史变化, 探讨了低氧形成及其加剧的原因。结果表明: 20 世纪 90 年代之后长江口季节性低氧区出现扩大化、严重化趋势; 低氧区的形成主要受控于物理过程和自然作用, 包括长江冲淡水、沿岸流、上升流、台湾暖流及黑潮等各大流系及其与温度等理化因素相互作用下形成的水体层化、锋面过程、气旋式冷涡; 低氧现象加剧原因复杂, 影响因子有气候变化导致的海水温度上升, 长江径流量、输沙量变化, 长江流域降雨变化等, 而富营养化的加剧对低氧加剧并非起主导作用。

关键字:低氧区; 长江口; 溶解氧; 海水温度变化

中图分类号: P734

文献标志码: A

文章编号: 1671-6647(2012)02-0186-12

季节性缺氧在世界上许多半封闭海湾、河口和海岸存在, 已经引起人们越来越多的关注。通常认为低物理能(潮汐、潮流和风)、高径流量的海洋系统更容易发生低氧^[1]。低氧的形成需要具备 2 大必备条件: 1) 水体层化以阻止表底层水体交换复氧; 2) 底层有机物质分解以消耗水体溶解氧^[2]。

随着全球低氧现象的日益加重, 对于低氧加剧原因及变化趋势的研究也日益增多。有研究认为, 这种变化是由于受到全球气候变化、海平面变化、水温变化等影响所致^[3-6]。大部分研究者把它们形成和加剧归因于其水域的富营养化加剧^[1, 7-8], 或认为, 水利工程修建及土地利用变化, 改变了流域水环境, 包括径流量、泥沙量、营养物质通量, 进而通过径流输出影响河口近岸海域水体层化强度及有机质分解耗氧^[3], 从而影响低氧的形成、持续时间及强度。也有研究认为人类活动及气候变化对环境的影响发生在同样的时间尺度上, 所以很难区分哪些是人类影响所致, 哪些是气候变化所致^[9]。水体富营养化推动低氧形成, 低氧环境促进底泥磷的释放^[10], 释放的磷上升至真光层促进浮游植物生长, 植物残体沉降又促进富营养化的加剧; 全球变暖导致海水升温, 海水升温影响低氧强度, 同时海水升温促进底泥甲烷气体的释放, 又进一步推动全球变暖趋势^[11]。可见这些人类活动及气候变化与低氧之间存在着一定的正反馈效应, 该效应会使低氧过程加剧, 对海洋生态系统产生重要影响。

有研究表明 20 世纪 60 年代初期及 80 年代初期, 长江口及邻近海域富营养化指数(EI)年均值基本保持在 0.2 左右, 而 21 世纪初期, EI 年均值已经上升到 4.57, 可见 50 a 前, 长江口水域的富营养化水平很低^[12]。但 20 世纪 50 年代末期长江口就已经存在低氧区, 且 1959-08 长江口低氧区最低氧值仅为 0.34 mg/L, 大大低于近年来低氧区的最低氧值, 使我们有理由怀疑富营养化对低氧形成及加剧的贡献。因此, 我们重新检查了 20 世纪 50 年代末期长江口连续月观测数据, 并与近期的低氧区监测结果做对比, 探讨长江口低氧形成机制及严重化的主导因子。

^{*} 收稿日期: 2012-01-14

资助项目:国家全球变化重大科学研究计划项目——我国典型海岸带系统对气候变化的响应机制及脆弱性评估研究(2010CB951203); 上海市科委知识创新项目——长江河口生态系统对气候变化的响应机制及脆弱性评估研究(10JC1404400); 华东师范大学河口海岸学国家重点实验室科研业务课题——长江河口锋面过程及其对过滤器效应的影响(2009KYYW03)

作者简介:刘海霞(1986-), 女, 江苏海门人, 硕士研究生, 主要从事海洋环境科学方面研究. E-mail: haixialiu526@163.com

^{*} 通讯作者, E-mail: daojili@sklec.ecnu.edu.cn

(陈 靖 编辑)

1 研究区域与研究方法

本研究范围是长江口外 124°E 以西海域,选用长江口 1958-09—1959-09 全国海洋综合调查资料、2003-09 航次、2005-07 航次及 2009-08 航次调查数据,并结合 2001-05 长江口及邻近海域典型站位海洋沉积物耗氧实验所得数据分析探讨长江口低氧形成的原因,研究站位见图 1。图 1a 为 1958-09—1959-09 长江口及邻近海域大面调查站位图;图 1b 为 2009-08 长江口调查站位图;图 1c 为 2005-07 流速测定站位图以及 2001-05 耗氧实验站位图—图中 E4、E5 站位。2003 年以来航次调查期间采样方法、层次和测定方法均按《海洋调查规范》进行。耗氧实验是通过采集沉积物柱样,注入充氧海水,进行水体耗氧模拟实验。实验开始阶段每隔 10~15 min,待溶解氧变动幅度较小时,每隔 30~60 min,测定海水溶解氧含量,获取溶解氧实时变化情况。此外,对历年夏季溶解氧数据进行对比研究,分析长江口夏季低氧的年际变化情况,并同时分析研究东海表层温度、长江口径流量及长江口梅雨锋等历史数据,探讨研究长江口低氧现象加剧的原因。数据分析主要采用软件 SPSS 15.0 以及 Surfer 8.0。

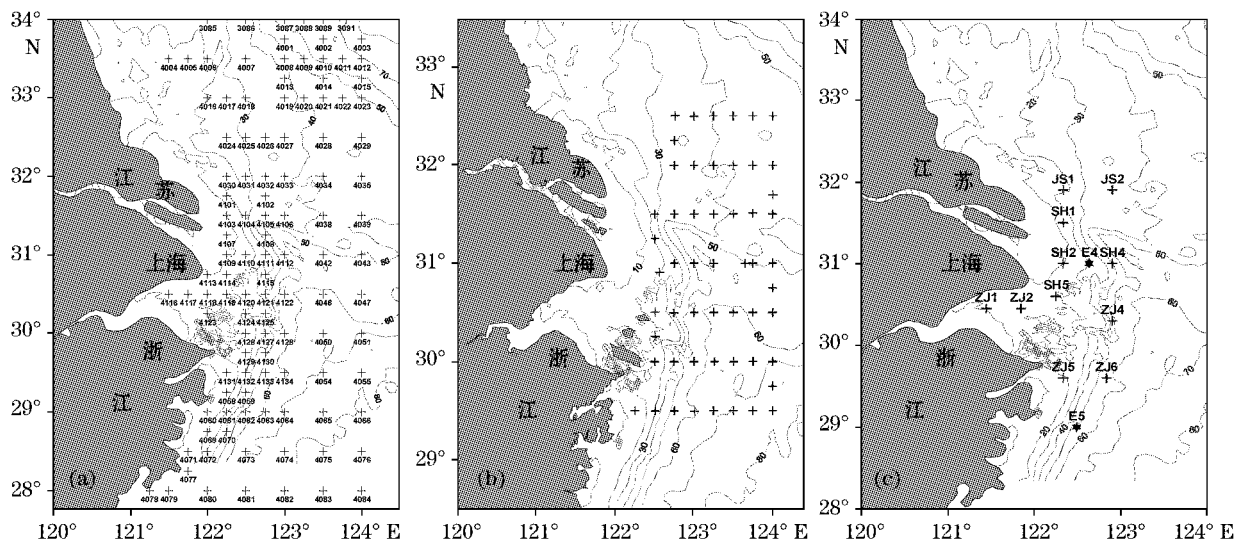


图 1 调查站位图

Fig. 1 Survey stations in Yangtze River Estuary

2 结果与讨论

2.1 长江口夏季溶解氧分布、形成及年际变化

对 1958-09—1959-09 全年各月溶解氧值进行分析,发现 1959-05 长江口开始出现较低的溶解氧值,为 5.34 mg/L ,此后,溶解氧逐月下降,到 1959-08 达到最低值 0.34 mg/L ,形成低氧区,中心区位于 $31^{\circ}15'\text{N}$, $122^{\circ}45'\text{E}$ 。从 1959-05—09 溶解氧低值点位置月变化(图 2)看出,1959-05 溶解氧低值中心位于最南端,而后开始北移,到 1959-07—08 到达长江口外区域,1959-09 又开始南移,这种移动特征与台湾暖流季节移动特征类似。

根据 1959 年以来长江口出现夏季溶解氧 $<2\text{ mg/L}$ 低氧事件的年份,其最低溶解氧值历年变化情况(图 3)^[2,13-17]:1959-08 长江口低氧区溶解氧值最低,其次是 2003-09,1999-08^[2],2009-08 及 1998-08^[15],其他年份

溶解氧值差异不显著,都接近于 2 mg/L。图 3 中数据仅代表当年的具体观测果,由于时间的地点的差异,并不具有直接的可比性,仅供参考。低氧区最低氧值虽然并未出现明显的升高或降低趋势,但是低氧值 <1.5 mg/L 的低氧事件明显较多出现在 20 世纪 90 年代之后(1982, 1985 年夏季低氧区低氧值均 >2 mg/L^[18-19])。王保栋等对于历年长江口低氧区面积进行统计,发现低氧区面积大于 5 000 km²的都出现在 20 世纪 90 年代之后,表明近年来夏季低氧程度呈现明显的严重化趋势^[20]。考虑到历史资料中不同年份对于低氧面积计算方法可能有所偏差,我们选取 1959-08 及 2009-08 低氧区数据,通过 ArcGIS 软件对低氧面积进行统一计算。结果表明,2009-08 长江口外底层溶解氧 <3 mg/L 的低氧区面积为 14 908.64 km²,溶解氧 <2 mg/L 的低氧区面积为 2 106.90 km²,而 1959-08 溶解氧 <3 mg/L 的低氧区面积为 5 806.15 km²,溶解氧 <2 mg/L 的低氧区面积为 1 748.00 km²,可见 2009 年低氧面积远大于 1958 年的值。因此,我们认为长江口低氧区出现扩大化、严重化趋势。

2.2 长江口低氧形成原因

2.2.1 生化过程对低氧形成的影响

为了研究长江口低氧区形成的原因,2001-05 长江口夏季低氧区形成前,我们在长江口及邻近东海陆架进行了模拟底层水体耗氧实验。因为 5 月处于低氧发生之前并逐渐向低氧过渡的阶段,相对于低氧发生时及发生后,该时期长江口底层水体溶解氧含量相对较为均一,水体层化不明显,有利于对整个长江口底层水域耗氧水平进行比较研究。现选取其中 2 个典型站位 E4 和 E5(图 1)进行分析,其中 E4 站位(30°59′59″N, 122°38′03″E),位于长江口夏季低氧发生区域内, E5 站位(28°59′57″N, 122°29′25″E),位于低氧区外围,浙江沿岸上升流地区。结果(图 4)表明,白天及晚上 2 站位溶解氧消耗速率都基本一致,甚至位于低氧外围的 E5 站位溶解氧含量反而低于低氧区内 E4 站位,这可能是由于 E5 站位的水温(21.3 °C)高于 E4 站(19 °C),以及盐度等理化因子的差别所导致。这说明了低氧区 E4 站位并没有低氧的优势,也没有发生更多的耗氧,低氧区的形成主要在于消耗的氧气得不到及时补充,耗氧在低氧形成过程中是前提条件,但并非主导性因素。

由于低氧区耗氧速率并没有明显优势,底层溶解氧的消耗可能主要取决于底层有机质的输入量,主要包括河流及沿岸点源输入的陆源有机物,局地浮游植物死亡贡献以及底泥再悬浮。以往研究表明长江口营养盐浓度随着离岸距离的增加而减小^[21-22],且夏季并没有出现全年高值的情况,甚至较其他一些月份的更低^[23-24],主要是因为夏季生物活动相对旺盛,营养盐因生物吸收而低于其他季节^[25]。此外,长江口浮游植物春季开始大量繁殖,同化作用及初级生产力全年最大^[26],夏季受营养盐限制^[27],初级生产力下降,但生物量

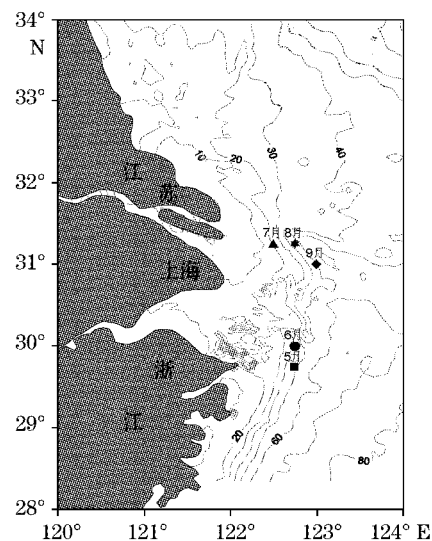


图 2 1959-05—09 长江口外溶解氧最低值点位置月变化

Fig. 2 Variation of the locations where appeared the lowest dissolved oxygen value each month from May, 1959 to September, 1959

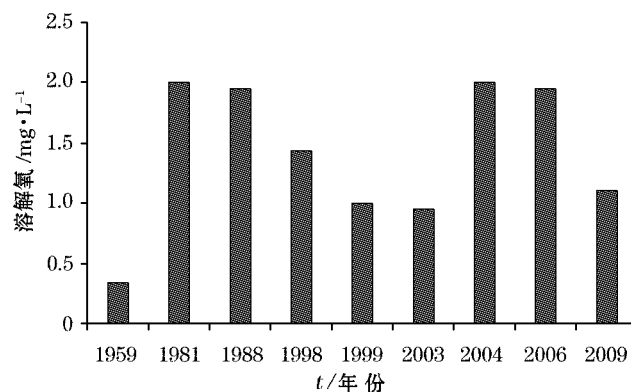


图 3 长江口低氧区最低氧值历年变化

Fig. 3 Annual variation trend of lowest dissolved oxygen value in hypoxia zone off the Yangtze River Estuary

达到全年最大^[28-29]。此后,大量生物残体沉降并分解耗氧,但是分解耗氧并不能即刻形成低氧区,存在一定的时滞现象,使得夏末或者之后有机质耗氧大于夏季。由于夏季低氧形成期间长江口营养盐含量和有机质耗氧在全年中都不具有绝对的优势,因此水体营养盐和有机质的含量可能并不是长江口夏季低氧形成的主导因子。

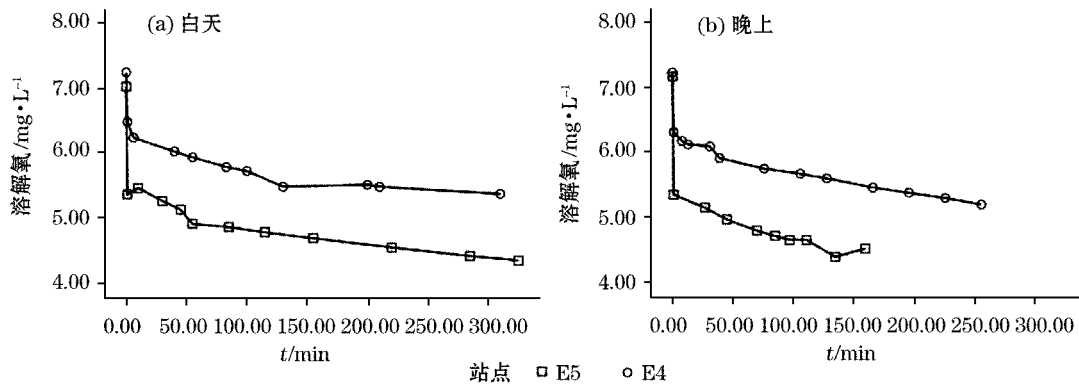


图 4 2001-05 长江口 E4、E5 站位溶解氧消耗速率示意图

Fig. 4 Dissolved oxygen depletion rates in station E4 and E5 off the Yangtze River Estuary in May, 2001

2.2.2 物理过程对低氧形成的影响

研究海域受台湾暖流影响(盐度 34 的等盐线^[30-33])(图 5),全年基本沿着 123°E 向北流动,其强度夏季最大,主要是底层,可以向北流动至 31°N 以北海域,流入长江口外海槽区域,而表层夏季势力反而减弱,可能受长江冲淡水及苏北沿岸流等环流影响。夏季台湾暖流主要由黑潮次表层水和台湾海峡水组成,而黑潮次表层水夏季溶解氧饱和度仅为 4.86~5.86 mg/L^[31-32],因此本身具有低溶氧量特征的台湾暖流给低氧的形成提供了有利条件。

长江口外存在一自西向东的淡水舌(图 5),这一淡水舌表底层均存在明显的盐度水平梯度,但表层较底层向东扩散更远,尤以夏季最为明显,因为夏季台湾暖流向北流动较远,影响长江口海域,高盐海水入侵强度大,形成强烈的盐度跃层(图 6),上层向外扩散的冲淡水与下层向里入侵的高盐水相契,形成长江口羽状锋。羽状锋盐度梯度春夏季较强,锋面两侧是咸淡水交界,具有明显的密度差异,一方面阻碍了溶解氧的水平输运,另一方面阻碍营养盐及颗粒态有机物质的输运,使其在锋面边界大量沉降。傅瑞标等对长江口营养盐水平分布研究发现,NO₃⁻和 PO₄³⁻在锋面上出现明显的跃变^[34],产生跃变的主要原因是因为锋区叶绿素 a 浓度高^[35],浮游植物密度大,浮游植物的同化作用消耗大量 NO₃⁻和 PO₄³⁻。周菊珍等研究也发现锋面具有类似屏障的作用,直接制约了营养盐的输送,营养盐浓度等值线密集带位于羽状锋区西边^[36]。但是从羽状锋锋面边界分布来看(25 等盐线^[37]),在羽状锋影响范围最大的夏季,其边界也只能到达 122.75°E,也就是只能影响到低氧区西边界。所以冲淡水带来的大量营养盐和陆源有机质以及由此导致的高浮游植物生物量和沉降植物残体对整个低氧区的影响相对较小。其实,锋面过程对于低氧区的影响主要来自盐跃层导致的层化现象。层化强度用 $\Delta\sigma T/\Delta H$ 表示,其中 $\Delta\sigma T$ 表示密度差值, ΔH 表示温跃层厚度。对比图 7 与图 5 可知,1959-08 层化强度分布的高值中心与羽状锋扩散中心吻合。此外,1959-08 及 2009-08 层化强度分布的高值中心与同年低氧区中心位置吻合,甚至相重合,其层化强度 1959-08 高达 0.69,2009-08 高达 1.4。可见由长江冲淡水及台湾暖流共同促成的羽状锋,是层化形成的重要影响因子,也充分表明水体层化对低氧区的形成起着至关重要的作用。层化主要控制着溶解氧在水体中的垂直输运,形成的夏季强烈温盐跃层阻止了表层氧向底层的输送,使得底层分解消耗的溶解氧得不到及时补充,从而促使底层低氧区的形成。所以,层化现象是长江口夏季低氧区形成的关键因素。

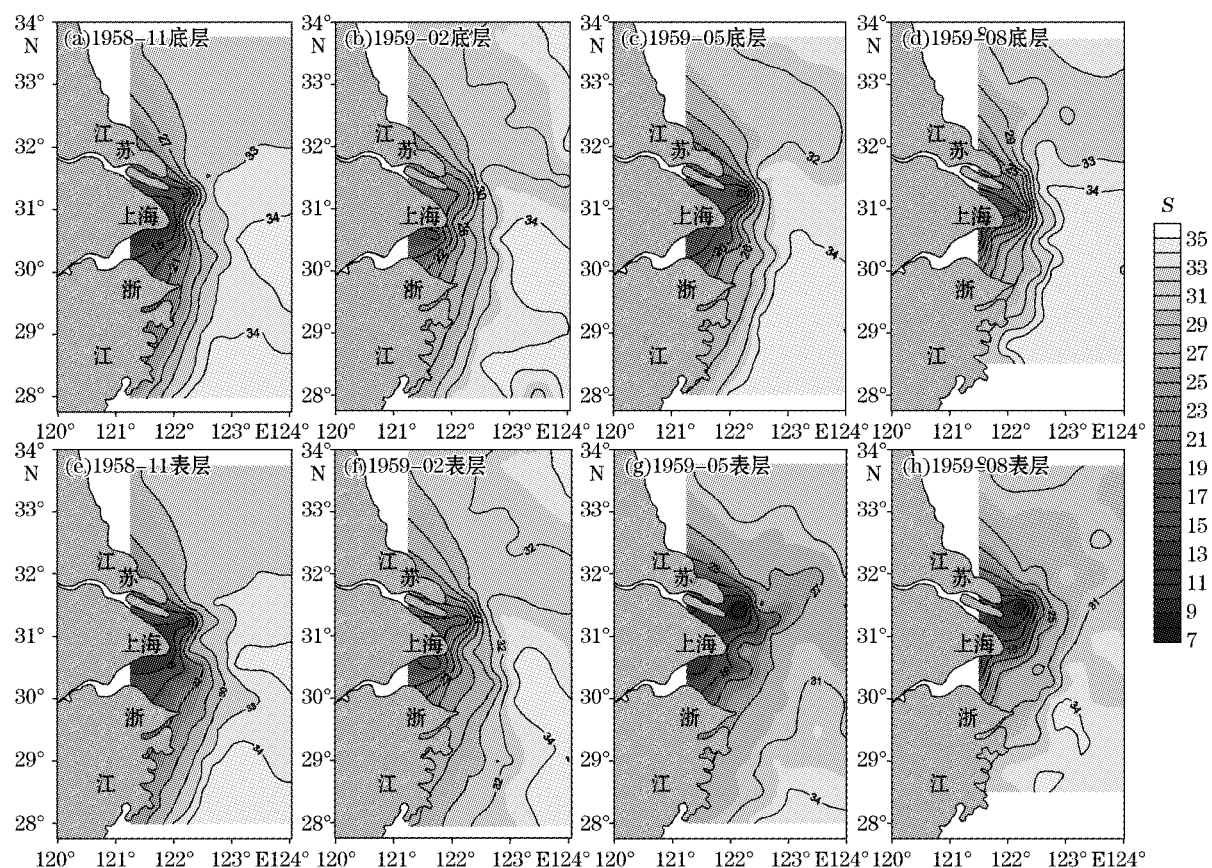


图 5 长江口四季表底层海水中盐度水平分布

Fig. 5 Horizontal distributions of salinity in the surface layer and bottom layer off the Yangtze River Estuary in four different seasons

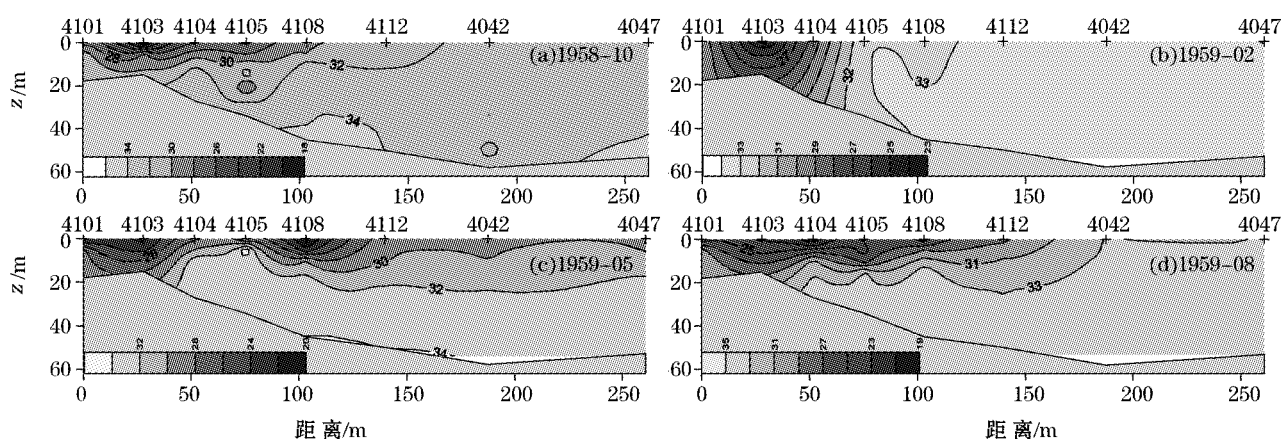


图 6 长江口四季海水中盐度断面分布(选取 4101, 4103, 4104, 4105, 4108, 4112, 4042, 4047 作为断面)

Fig. 6 Vertical distributions of salinity in the Yangtze River Estuary in four different seasons
(select stations 4101, 4103, 4104, 4105, 4108, 4112, 4042, 4047 as a transect)

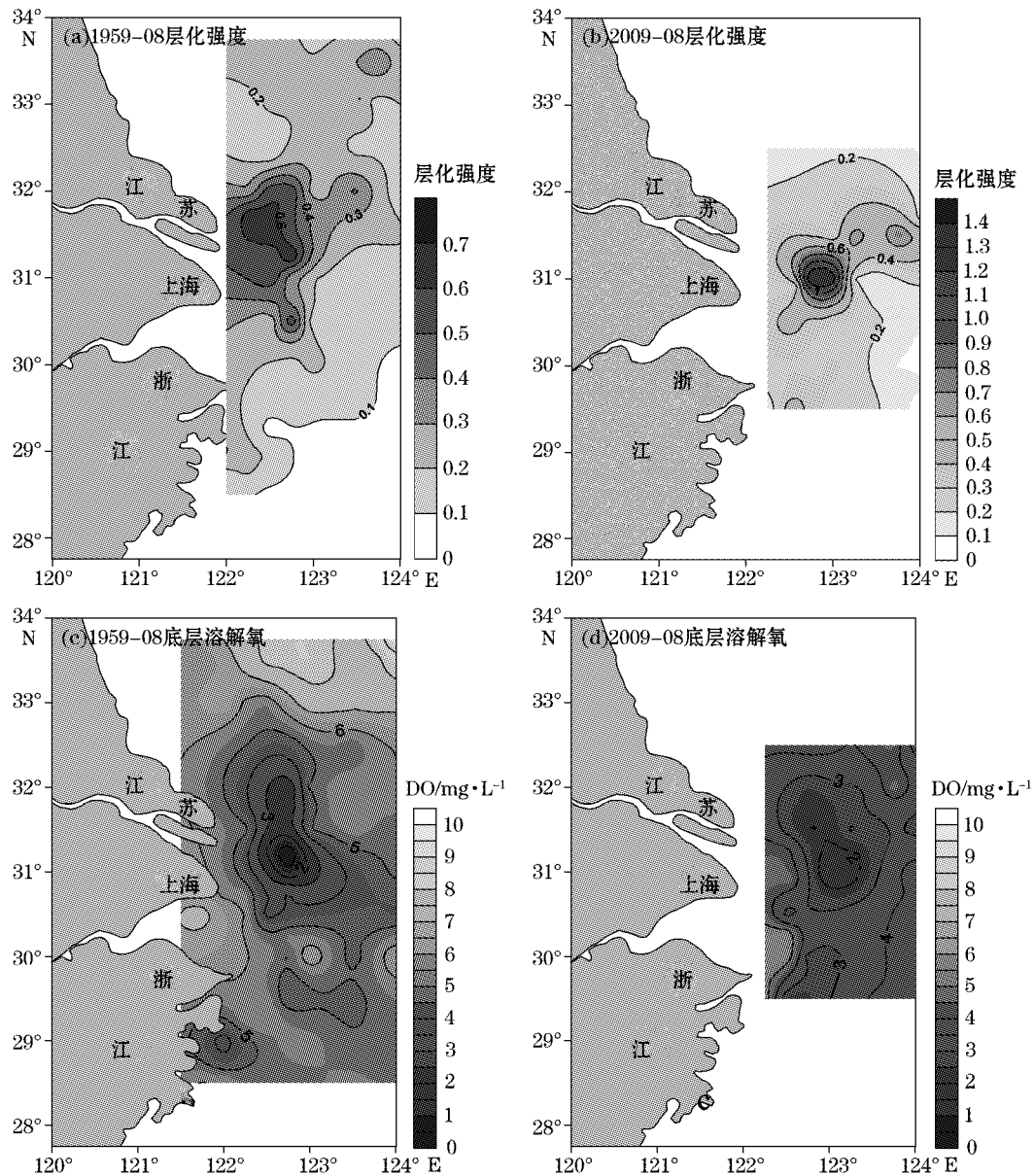


图7 层化强度与底层溶解氧水平分布

Fig. 7 Horizontal distributions of stratification strength and dissolved oxygen in bottom layer off the Yangtze River Estuary in August

我们在2005年夏季调查发现,低氧区底层水余流明显比表层及中层水余流弱(图8),且水体余流方向显示低氧区存在一气旋式涡旋,表明低氧区底层水体是一个流动缓慢、相对独立的水体。低氧区所在的水下河槽的这种涡旋不利于低氧区域的营养盐及有机质向外输运,从而使该区域成为营养盐和有机质的滞留区,一定程度上加大该区域溶解氧的消耗。滞留的有机质一部分被分解消耗,另一部分在低氧的情况下逐渐沉积埋葬,直到冬季,长江口水体层化消失,上下水层混合强烈,埋葬的有机物质由于一系列物理扰动而暴露,从而在富氧环境下发生更强的分解,分解过程所消耗的氧气在大气复氧及强烈的水层混合作用下较易得到补充,并不会影响来年夏季低氧区氧气消耗。埋葬的有机物质是否在冬季完全消耗,是否有部分会滞留到来年,影响下一年低氧的形成,从而对低氧区溶解氧消耗产生累积作用,需要进一步的监测及研究探讨。总之,由气旋式涡旋所导致的营养盐及有机质滞留对溶解氧的消耗具有一定的影响。

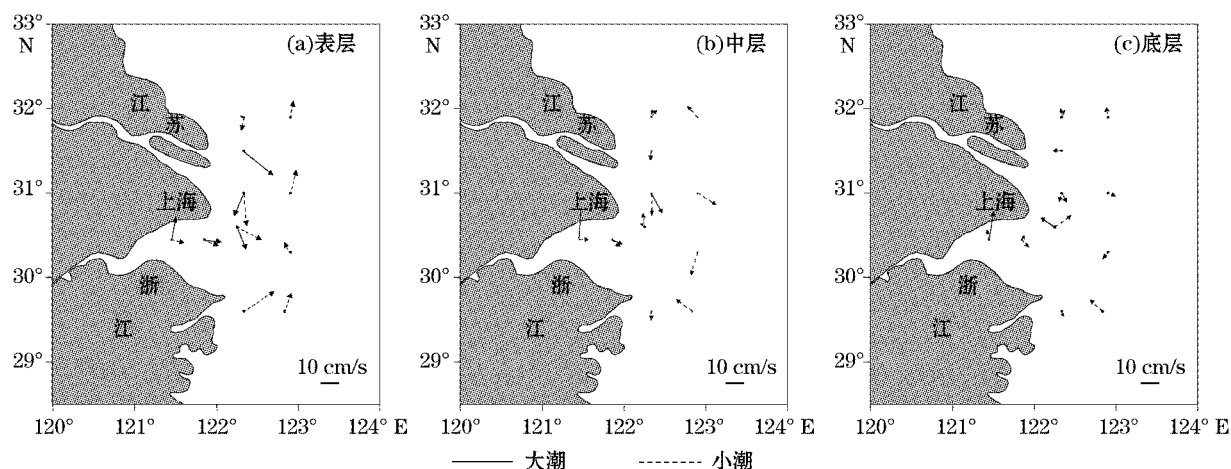


图 8 2005-07 长江口表中底层余流图

Fig. 8 Residual currents in surface, middle, bottom layers off the Yangtze River Estuary in July, 2005

气旋式涡旋、上升流以及底层相对较冷的水团,共同导致夏季强烈的气旋冷涡的形成,造成缺氧区冷涡与表层东西两侧高温、低密度水团热交换受阻,垂直和水平混合作用大大降低。同时由于低氧区周围的水团因高温、低密度使水体饱和溶解氧含量显著降低,导致缺氧区耗氧难以得到有效补充,从而促使在中心区形成极低溶解氧。

总之,物理过程和生化过程同时控制着水体溶解氧的变化,低氧是这两大过程相互作用的结果。生化过程控制着溶解氧的产生和消耗,主要包括光合产氧、大气复氧和分解耗氧;物理过程控制着溶解氧的水平垂直输运,主要包括水体层化、锋面过程,两者又同时受长江冲淡水、沿岸流、上升流、台湾暖流及黑潮等各大流系影响。但是生化过程对低氧形成的影响并不是主导性的,一方面低氧区底层生化耗氧速率并没有明显高于其周围海域,另一方面受羽状锋面的屏障作用的影响,低氧区并没有显著的高浮游植物及有机物质含量,也就不存在高耗氧水平。在整个长江口及邻近海域耗氧速率较为一致的情况下,低氧区却仅仅出现在口外较为固定的区域,说明虽然水体中氧的消耗主要是由生化过程主导,但低氧区的形成,物理过程起着更为主导的作用。

2.3 长江口低氧加剧原因

2.3.1 海水变暖的影响

根据长江口水温年变化记录,20 世纪 90 年代至今,长江口水温距平值几乎均大于 0,而 20 世纪 90 年代之前,长江口水温距平值均小于 0(图 9)^[38],长江口水温有明显升高的趋势。水温升高,水体饱和溶氧量降低,温度与溶解氧值呈显著负相关($r = -0.729$, $P < 0.001$),温度越高,溶解氧越低。可见,全球气候变暖对低氧的严重化趋势贡献很大,一方面导致海表升温,海水氧溶解度降低,从而使得低氧区上层可交换水体溶解氧降低,限制了低氧区溶解氧的有效补充;另一方面促使水体层化强度增加、交换减弱,底层海水消耗的氧气得不到及时补充,从而导致低氧区面积扩大^[39-40]。因此,长江口及邻近海域海水温度升高,对 20 世纪 90 年代以来长江口低氧区面积的变大有一定的影响。此外,Shaffer 等研究表明大洋温度的不断上升会导致更多甲烷从沉积物甲烷水合物中释放^[11],从而进一步促进全球变暖,形成一种正反馈效应,这种效应在一定程度上无疑会推动低氧的加剧。

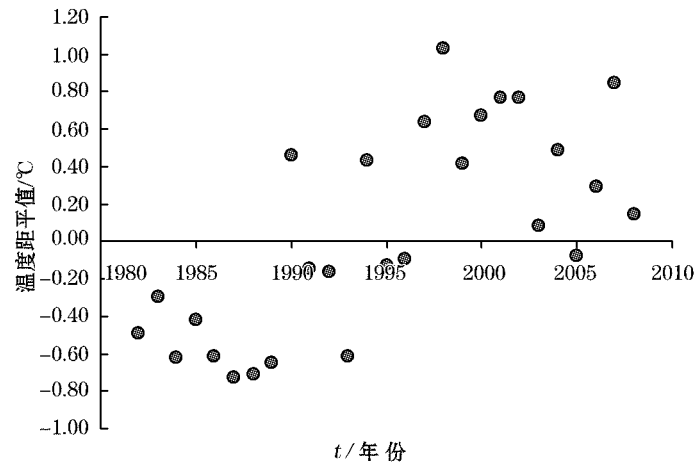


图9 1982—2008年长江口表层年均水温距平变化

Fig. 9 Variation trend of annual mean surface sea water temperature anomaly off the Yangtze River Estuary during 1982—2008

2.3.2 流域过程的影响

在影响长江口的各大水团中,长江冲淡水是影响长江口水动力条件最重要的驱动因子之一^[41]。20世纪90年代开始,长江输沙量呈现出明显的下降趋势,尤其是2000年之后,下降幅度更大;长江年径流量下降趋势虽然并不明显,但是20世纪90年代末至今,径流量也呈现出一定的下降趋势(图10)。径流量与输沙量的减少可能与流域建坝以及全球气候变化、流域降水等有关。而且这种径流量的减小主要体现在夏季,因为研究表明近年来长江口夏季径流量减小^[24],冬季增加。径流量减小,则水体滞留时间略有增加,长江河口锋内移,营养盐及有机质跃变锋也会相应内移。此外入海输沙量降低可以大大降低长江河口水体浊度,使得真光层深度增加,促进浮游植物生长,加大浮游植物爆发频率^[42],使得沉降的浮游植物残体大大增加,从而加强底层水域耗氧。如果长江口低氧的恶化主要是因为人类活动增强导致的营养物质入海量的增加^[43],那么随着河口锋的内移,长江口低氧区发生位置也应该出现相应的位置移动,但是通过对比分析历史低氧区的发生位置,并没有发现低氧区向西移动的迹象。所以,长江流域营养物质的增加并不一定会对低氧区水域造成严重影响,也一定程度上再次说明营养盐对低氧区并不具有主要影响。

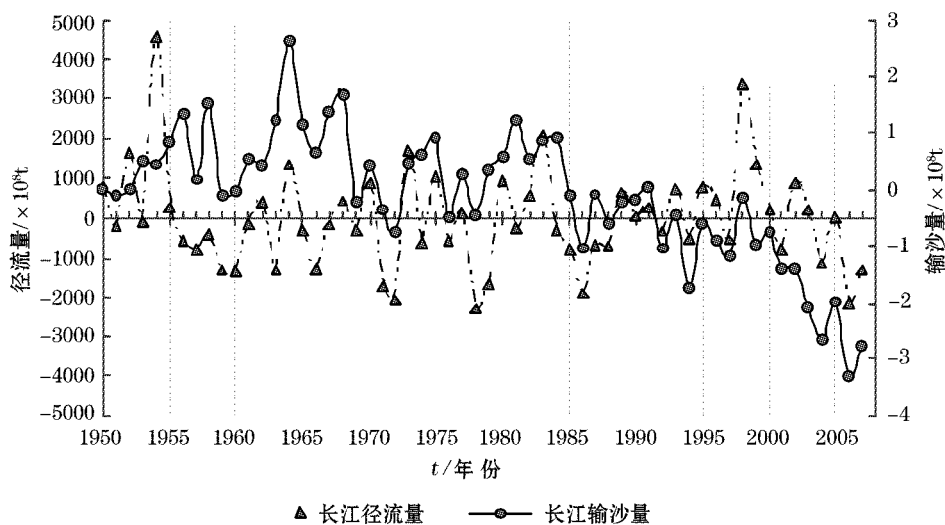


图10 长江口径流量及输沙量年变化

Fig. 10 Annual variation trend of Yangtze River water discharge and sediment discharge off the Yangtze River Estuary

长江中下游的梅雨有明显的年代际差异(图 11)^[44],20 世纪 50 至 90 年代,各年代梅雨强度超过 3 的分别有 2,2,3,4,5 a。可见 20 世纪 50 年代以来,梅雨强度大的年份越来越多。梅雨强度变化可以反映长江口夏季降水量的变化,夏季降水量的增加会直接导致长江口表层淡水量的增加,从而增强长江口水体层化强度,层化强度的增加一方面会直接减弱溶解氧输运,减弱底层水体复氧,增强低氧程度,另一方面会增加水体滞留时间,间接地增强低氧区的自我恶化程度。因为低氧情况下,原本与铁和锰的氧化物及氢氧化物结合形成固体物质的 PO_4^{3-} 又会重新释放^[10,45],磷的增加可以促进植物有机体的生长,植物残体的沉降又会促进溶解氧的消耗,从而加剧低氧程度,形成自我恶化,而这种自我恶化程度则取决于水体滞留时间长短。

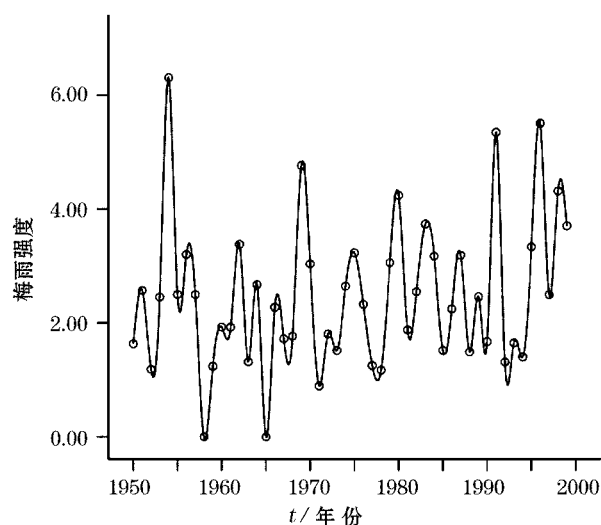


图 11 长江中下游梅雨强度年际变化

Fig. 11 Annual variation of plum rain strength in the middle and lower reaches of Yangtze River

3 结 论

通过对比长江口及其邻近海域历史调查资料和目前的现场监测数据,对长江口夏季低氧区形成及加剧的成因进行了分析与探讨,可以得出以下结论:

1) 长江口夏季底层低氧是一种由物理过程主导,在温度、盐度等环境因子季节变化下形成的现象。主要受控于长江冲淡水、苏北沿岸流、上升流、台湾暖流及黑潮等各大流系,及其相互作用下形成的水体层化、锋面过程。

2) 历史资料分析表明,长江口低氧区面积有扩大的趋势,因为海水变暖、长江径流量变化、长江流域梅雨及降雨量变化均对长江口低氧具有一定影响。此外,在低氧区孤立水体滞留时间较长的情况下,低氧区本身具有自我恶化的趋势。

参考文献 (References):

- [1] DIAZ R J. Overview of hypoxia around the world [J]. *Journal of Environmental Quality*, 2001, 30: 275-281.
- [2] LI D J, ZHANG J, HUANG D J, et al. Oxygen depletion off the Changjiang (Yangtze River) Estuary [J]. *Sciences in China: Series D*, 2002, 45(12): 1137-1146. 李道季, 张经, 黄大吉, 等. 长江口外氧的亏损[J]. *中国科学: D 辑*, 2002, 32(8): 686-694.
- [3] JUSTIC D, RABALAIS N N, TURNER R. E. Impacts of climate change on net productivity of coastal waters; implications for carbon budgets and hypoxia [J]. *Climate Research*, 1997, 8: 225-237.
- [4] KEMP W M, TESTA J M, CONLEY D J, et al. Temporal responses of coastal hypoxia to nutrient loading and physical controls [J]. *Biogeosciences*, 2009, 6: 2985-3008.
- [5] JUSTIC D, RABALAIS N N, TURNER R E. Stimulated responses of the Gulf of Mexico hypoxia to variations in climate and anthropogenic nutrient loading [J]. *Journal of Marine Systems*, 2003, 42: 115-126.
- [6] JUSTIC D, TURNER R E, RABALAIS N N. Climatic Influences on Riverine Nitrate Flux; Implications for Coastal Marine Eutrophication and Hypoxia [J]. *Estuaries*, 2003, 26: 1-11.
- [7] RABALAIS N N, DIAZ R J, LEVIN L A, et al. Dynamics and distribution of natural and human-caused coastal hypoxia [J]. *Biogeosciences*, 2010, 7: 585-619.
- [8] WANG B D. Cultural eutrophication in the Changjiang (Yangtze River) plum; History and perspective [J]. *Estuarine Coastal and Shelf Science*, 2006, 69: 471-477.

- [9] CONLEY D J, BJORCK S, BONSDORFF E, et al. Hypoxia-related processes in the Baltic Sea [J]. *Environmental Science and Technology*, 2009, 43: 3412-3420.
- [10] FROELICH P N, BENDER M L, LUEDTKE N A. The marine phosphorus cycle [J]. *American Journal of Science*, 1982, 282: 474-511.
- [11] SHAFFER G, OLSEN S M, PEDERSEN J O P. Long-term ocean oxygen depletion in response to carbon dioxide emissions from fossil fuels [J]. *Nature Geoscience*, 2009, 2: 105-109.
- [12] TANG H J. Studies of eutrophication features and eutrophication HABs relationship in the Changjiang Estuary and its adjacent area during the past 30 years and strategies on controlling eutrophication [D]. Qingdao: Ocean University of China, 2009: 50-51. 唐洪杰. 长江口及邻近海域富营养化近 30 年变化趋势及其与赤潮发生的关系和控制策略研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2009: 50-51.
- [13] LIMBURNER R, BEARDSLEY R C, ZHAO J. Water Masses and Circulation in the East China Sea[C]//Proceedings of International symposium on sedimentation on the continental shelf, with special reference to the East China Sea. Beijing: China Ocean Press, 1983.
- [14] TIAN R C, HU F X, MARTIN J M. Summer nutrient fronts in the Changjiang (Yangtze River) Estuary [J]. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 1993, 37: 27-41.
- [15] WANG B D, WANG X L. Chemical hydrography of coastal upwelling in the East China Sea [J]. *Chinese Journal of Oceanology Limnology*, 2007, 25(1): 16-26.
- [16] PEI S F, SHEN Z L, LAWS E A. Nutrient dynamics in the upwelling area of Changjiang (Yangtze River) Estuary [J]. *Journal of Coastal Research*, 2009, 253: 569-580.
- [17] ZOU J J, YANG G, LIU J H, et al. Distribution characteristics of dissolved oxygen in the sea area adjacent to the Changjiang River Estuary in September [J]. *Advances in Marine Science*, 2008, 26(1): 65-73. 邹建军, 杨刚, 刘季花, 等. 长江口邻近海域九月溶解氧的分布特征[J]. *海洋科学进展*, 2008, 26(1): 65-73.
- [18] CHEN J Y, CHEN X L, YANG Q L. Report of Shanghai comprehensive survey of coastal zone resources [M]. Shanghai: Shanghai Science and Technology Publisher, 1988: 114-116. 陈吉余, 陈祥禄, 杨启伦. 上海海岸带和海洋资源综合调查报告[M]. 上海: 上海科技出版社, 1988: 114-116.
- [19] REN G F. Distribution and variation of dissolved oxygen in the Changjiang River estuary and its adjacent waters [J]. *Studia of Marina Sinica*, 1992, 33: 139-152. 任广法. 长江口及邻近海域溶解氧的分布变化[J]. *海洋科学集刊*, 1992, 33: 139-152.
- [20] WANG B D. Hydro-morphological mechanisms leading to hypoxia off the Changjiang Estuary [J]. *Marine Environmental Research*, 2009, 67: 53-58.
- [21] YE X S, ZHANG Y, XIANG Y T. Characteristic of nitrate distribution in the Changjiang River Estuary and its cause of formation [J]. *Marine Science Bulletin*, 2000, 19(1): 89-92. 叶仙森, 张勇, 项有堂. 长江口海域营养盐的分布特征及其成因[J]. *海洋通报*, 2000, 19(1): 89-92.
- [22] LI L, SHEN X Q. Distribution features of nutrients and nutrient structure in the Changjiang Estuary in spring and summer [J]. *Ecology and Environmental Sciences*, 2010, 19(12): 2941-2947. 李磊, 沈新强. 春、夏季长江口海域营养盐的时空分布特征及营养结构分析[J]. *生态环境学报*, 2010, 19(12): 2941-2947.
- [23] CHAI C, YU Z M, SONG X X, et al. The status and characteristics of eutrophication in the Yangtze River (Changjiang) Estuary and the adjacent East China Sea, China [J]. *Hydrobiologia*, 2006, 563: 313-328.
- [24] ZHOU M J, SHEN Z L, YU R C. Responses of a coastal phytoplankton community to increased nutrient input from the Changjiang (Yangtze) River [J]. *Continental Shelf Research*, 2008, 28: 1483-1489.
- [25] EDMOND J M, SPIVACK A, GRANT B C, et al. Chemical dynamics of the Changjiang Estuary [J]. *Continental Shelf Research*, 1985, 4: 17-36.
- [26] ZHOU W H, YUAN X C, HUO W Y, et al. Distribution of chlorophyll a and primary productivity in the adjacent sea area of Changjiang River Estuary [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2004, 26(3): 143-150. 周伟华, 袁翔城, 霍文毅, 等. 长江口邻域叶绿素 a 和初级生产力的分布[J]. *海洋学报*, 2004, 26(3): 143-150.
- [27] NING X R, SHI J X, CAI Y M, et al. Biological productivity front in the Changjiang Estuary and the Hangzhou Bay and its ecological effects [J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2004, 26(6): 96-106. 宁修仁, 史君贤, 蔡显明, 等. 长江口和杭州湾海域生物生产力锋面及其生态学效应[J]. *海洋学报*, 2004, 26(6): 96-106.
- [28] LI Y, LI D J, TANG J L, et al. Phytoplankton distribution and variation in the Yangtze River Estuary and its adjacent sea [J]. *Environmental Science*, 2007, 28(4): 719-729. 李云, 李道季, 唐静亮, 等. 长江口及毗邻海域浮游植物的分布与变化[J]. *环境科学*, 2007, 28(4): 719-729.
- [29] WU Y L, FU Y N, ZHANG Y S, et al. Phytoplankton distribution and its relation to the runoff in the Changjiang (Yangtze) Estuary [J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2004, 35(3): 246-251. 吴玉霖, 傅月娜, 张永山, 等. 长江口海域浮游植物分布及其与径流的

- 关系[J]. 海洋与湖沼, 2004, 35(3): 246-251.
- [30] SU Z Q, QIAN Q Y. A study on the origin of the Taiwan Warm Current [J]. Journal of Shandong College of Oceanology, 1988, 18(1): 13-19. 苏志清, 钱清瑛. 台湾暖流起源的研究[J]. 山东海洋学院学报, 1988, 18(1): 13-19.
- [31] PAN Y Q, ASANUMA I, KAI G, et al. The seasonal features of the shelf circulation north of Taiwan[C]//SU J L. Selected Papers of Investigation and Study on the Kuroshio Current (Five). Beijing: Ocean Press, 1993: 201-213. 潘玉球, 浅沼市男, 甲斐源太郎, 等. 台湾以北陆架环流的季节特征[C]//苏纪兰. 黑潮调查研究论文选(五). 北京: 海洋出版社, 1993: 201-213.
- [32] PAN Y Q, SU J L, SU Y F. Seasonal hydrographic characteristics in the Southern East China Sea [C]//SU J L. Selected Papers of Investigation and Study on the Kuroshio Current (Five). Beijing: Ocean Press, 1993: 186-200. 潘玉球, 苏纪兰, 苏玉芬. 东海南部水文的季节特性[C]//苏纪兰. 黑潮调查研究论文选(五). 北京: 海洋出版社, 1993: 186-200.
- [33] PAN Y Q, SU J L, XU D R. Oceanographic conditions of Taiwan warm current area during June-July 1984 [C]//SUN X P. Selected Papers of Investigation and Study on the Kuroshio Current. Beijing: Ocean Press, 1987: 118-132. 潘玉球, 苏纪兰, 徐端荣. 1984年6-7月台湾暖流附近海域的水文状况[C]//孙湘平. 黑潮调查研究论文集. 北京: 海洋出版社, 1987: 118-132.
- [34] FU R B, SHEN H T. Biogeochemical character of the dissolved inorganic nitrogen, phosphorus at plume front in the Changjiang River [J]. Marine Science Bulletin, 2002, 21(4): 9-14. 傅瑞标, 沈焕庭. 长江河口羽状锋溶解态无机氮磷的生物地球化学特征[J]. 海洋通报, 2002, 21(4): 9-14.
- [35] SHEN X Q, HU F X. Basic characteristics of distribution of chlorophyll a in the Changjiang Estuary [J]. Journal of Fishery Sciences of China, 1995, 2(1): 71-80. 沈新强, 胡方西. 长江口外水域叶绿素 a 分布的基本特征[J]. 中国水产科学, 1995, 2(1): 71-80.
- [36] ZHOU J Z, GU G C. Variation of nutrients and the impact of fronts during summer in Yangtze River [J]. Guangzhou Environmental Sciences, 2002, 17(1): 1-5. 周菊珍, 谷国传. 长江河口夏季营养盐的分布、变化及锋面对营养盐的影响[J]. 广州环境科学, 2002, 17(1): 1-5.
- [37] HU F X, HU H, GU G C, et al. Studies of fronts in the Changjiang Estuary [M]. Shanghai: East China Normal University Press, 2002: 35-36. 胡方西, 胡辉, 谷国传, 等. 长江口锋面研究[M]. 上海: 华东师范大学出版社, 2002: 35-36.
- [38] NOAA, ESRL, PSD. NOAA Optimum Interpolation (OI) Sea Surface Temperature (SST) V2[EB/OL]. [2008] <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.noaa.oisst.v2.html>.
- [39] KEELING R F, GARCIA R E. The change in oceanic O₂ inventory associated with recent global warming [J]. Proc. Natl. Acad. Sci., 2002, 99: 7848-7853.
- [40] STRAMMA L, JOHNSON G C, SPRINTALL J, et al. Expanding oxygen-minimum zones in the Tropical Oceans [J]. Science, 2008, 320: 655-658.
- [41] CHEN C C, GONG G C, SHIAH F K. Hypoxia in the East China Sea: One of the largest coastal low-oxygen areas in the world [J]. Marine Environmental Research, 2007, 64: 399-408.
- [42] CHEN C, ZHU J R, BEARDSLEY R C, et al. Physical-biological sources for dense algal blooms near the Changjiang River [J]. Geophysical Research Letters, 2003, 30(10): 1515-1518.
- [43] ZHANG J, LIU S M, REN J L, et al. Nutrient gradients from the eutrophic Changjiang (Yangtze River) Estuary to the oligotrophic Kuroshio waters and re-evaluation of budgets for the East China Sea Shelf[J]. Progress in Oceanography, 2007, 74(4): 449-478.
- [44] TAO S Y, ZHANG X L, ZHANG S L. A study on the disasters of heavy rainfalls over the Yangtze River Basin in the Meiyu period [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2004: 133. 陶诗言, 张小玲, 张顺利. 长江流域梅雨锋暴雨灾害研究 [M]. 北京: 气象出版社, 2004: 133.
- [45] FROELICH P N. Kinetic control of dissolved phosphate in natural rivers and estuaries; A primer on the phosphate buffer mechanism [J]. Limnology and Oceanography, 1988, 33(4): 649-668.

Study on Main Influencing Factors of Formation and Deterioration of Summer Hypoxia off the Yangtze River Estuary

LIU Hai-xia, LI Dao-ji, GAO Lei, WANG Wei-wei, CHEN Wei-qing

(State Key Laboratory of Estuarine and Coastal Research, East China Normal University, Shanghai 200062, China)

Abstract: This paper analyzed the historical changes of summer hypoxia off the Yangtze River Estuary, and discussed the formation and aggravating reason of the hypoxia according to the survey data from Sep. 1958 to Sep. 1959, Sep. 2003, Jul. 2005 and Aug. 2009. The results showed that: since 1990s, the hypoxia off the Yangtze River Estuary presented a deterioration trend in the hypoxia extent and DO value; the formation of hypoxia was influenced by physical and natural processes, mainly including the influence of some current systems, such as the Yangtze River diluted water, coastal current, upwelling current, Taiwan warm current and Kuroshio current, as well as other factors such as water stratification, frontal process and cyclonic cold vortex shaped by interaction of current with physical and chemical factors like temperature. The aggravating reasons of the hypoxia were complicated, the mainly influencing factors may include the rise in seawater temperature caused by changes of global climate, variation in the Yangtze River water discharge and sediment discharge, and precipitation strength in the middle and lower reaches of Yangtze River. However, the eutrophication did not play the leading role in the aggravation of hypoxia.

Key words: hypoxia; Yangtze River Estuary; dissolved oxygen; seawater temperature rising

Received: January 1, 2011