黄海暖流抵近青岛近海分支的确认及形态结构特征

熊学军^{1,2,3}, 胡筱敏^{2*}, 郭延良², 于龙², 陈亮², 薛宇欢²

1. 中国海洋大学海洋与大气学院海洋学系, 青岛 266100;

2. 自然资源部第一海洋研究所, 青岛 266061;

3. 区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 青岛海洋科学与技术试点国家实验室, 青岛 266237

* 通讯作者, E-mail: huxm@fio.org.cn

收稿日期: 2018-03-29; 收修改稿日期: 2018-11-09; 接受日期: 2018-11-28; 网络版发表日期: 2019-04-02

国家自然科学基金项目(批准号: 41376038、40406009和41806123)、国家科技重大专项科研任务项目(编号: 2016ZX05057015)、国家自然科学基金委员会-山东省人民政府联合基金项目(批准号: U1606405)、国家海洋局全球变化与海气相互作用专项子课题项目(编号: GASI-IPO-VAI-01-05、GASI-02-IND-STSSum)资助

摘要 针对冬季南黄海西部海区, 基于准同步大面调查资料、近底式潜标持续观测资料和海面风场产品, 在对其可靠性、准确性进行把握性分析处理的基础上, 经过图像分辨率选择试验, 确定能代表该资料基本分辨特征的各类图像的最低识别分辨率, 在确保不遗失必要特征信息的前提下进行图件绘制, 从而在确认存在自黄海暖流抵近青岛近海暖水舌的基础上, 发现了与其相适配的更能代表黄海暖流分支路径的高盐水舌结构, 证明这样的暖水舌可以用来表征黄海暖流抵近青岛近海的分支, 从而为利用海表大数据进行该分支高时空分辨率拓展提供了依据. 该暖盐水舌均呈现“后部显著、中部分叉、颈部收缩、顶部膨胀”的形态结构, 其形成原因是黄海暖流主段前端发生多时相分支、及其抵近青岛近海分支跨越了鲁北沿岸流鲁东南续流西南向路径的结果, 为黄海暖流抵近青岛近海暖盐水舌的一种时相特征. 敏感性、代表性站位的近底式潜标观测分析也证明存在自黄海暖流朝向青岛近海的流动, 且呈概率性事件表现为冷空气过境前期由下到上逐渐减小和过境后期由上到下比较一致的西北向流, 具有随天气过程变化的准周期性, 是渤海、黄海冬季风条件下囤积在口门区的黄海暖流水, 在西北风较显著的偏北风吹刮和鲁北沿岸流鲁东南续流阻塞性作用下, 对南黄海西部凸腹型海区的补偿性输运, 其中的强西北风引发的补偿流在逆风时就开始发生, 强减水与强补偿引起显著的余水位振荡. 同时, 黄海暖流向青岛近海分支的确认, 为青岛地区“降温时间短、回暖速度快”的冬暖特征提供了海洋学依据. 本研究也可以拓展至整个渤海、黄海以及大陆边缘有一定封闭性的海盆, 作为季风海盆动力学的基本内容.

关键词 黄海暖流抵近青岛近海分支, 高盐水舌, 强西北风条件下的补偿流, 鲁北沿岸流鲁东南续流, 存在性确认及形态结构

1 引言

渤海、黄海是一个顶端封闭、纵深狭长、海湾众

多、口门开敞的陆架半封闭浅海的整体, 受季风影响显著, 潮流较强, 环流较弱且不稳定, 是故黄海暖流虽是冬季黄海环流系统的主成分, 但对其流动路径的认

中文引用格式: 熊学军, 胡筱敏, 郭延良, 于龙, 陈亮, 薛宇欢. 2019. 黄海暖流抵近青岛近海分支的确认及形态结构特征. 中国科学: 地球科学, 49: 1103–1115, doi: [10.1360/N072018-00097](https://doi.org/10.1360/N072018-00097)

英文引用格式: Xiong X, Hu X, Guo Y, Yu L, Chen L, Xue Y. 2019. Existence, morphology and structure of the Yellow Sea Warm Current Branch approaching waters offshore Qingdao, China. Science China Earth Sciences, 62: 1167–1180, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9331-1>

知仍不够清楚。

黄海暖流是冬季直接影响中国沿海气候最为显著的暖流,也是陆缘海盆季风动力学研究的范例。早期认为黄海暖流沿黄海槽向北流动,余脉可抵渤海(Uda, 1936; Niino和Emery, 1961; 管秉贤和陈上及, 1964);后来发现其路径在大多数年份偏于黄海槽的西侧,只是个别年份沿槽北上(汤毓祥等, 2000, 2001)。关于黄海暖流的分支,以前也有提及,主要包括两种情况:其一是基于水文资料推断存在黄海暖流的西分支且与黄海沿岸流汇合南下(Uda, 1936; Niino和Emery, 1961; 管秉贤和陈上及, 1964; 苏育嵩, 1989),但基本停留在推断阶段而没有具象;其二是利用海表温度遥感数据,从海表温度锋区的角度描述从东北向主暖水舌分离出来的西北向暖水舌分支的形态和年际变化(Wang和Liu, 2009; Wang等, 2012)。事实上,由于卫星红外影像资料在海洋上应用较早,其所显示的冬季南黄海西侧海区的暖舌西北向伸展现象早就被注意到(郭炳火, 1993; 赵胜等, 2011),但由于该海区冬季垂直混合剧烈,使得水温分布与水深地形存在着强相关,仅仅是表层水

温分布的暖水舌现象不能确认存在着与其对应的源于黄海暖流的水体输运。所以,需要有更多的证据来证明并具象黄海暖流西分支的存在。

本文基于“黄海暖流具有1个主段、3个主要时相分支结构”的推断(熊学军等, 2012),针对冬季的南黄海西部海区,通过现场实测资料分析,结合高时空分辨率卫星遥感海表温度(SST)资料和风场资料,分析、确认并具象黄海暖流抵近青岛近海分支的存在,构建其物理模型。

2 资料收集

本研究收集到2006~2007年冬季南黄海西部海区水体环境综合调查资料,主要包括大面调查和潜标观测资料,其中利用SBE-911Plus CTD进行的水温、电导率等要素的大面调查数据,基本分辨率为经向(1/4)°、纬向(1/3)°,并在青岛近海进行了加密调查,站位分布如图1所示。调查时段为2007年1月8日至2月5日;其间,利用海流剖面仪和水位计布设了6套近底式

图1 2006~2007年冬季南黄海西部调查范围和站位

潜标, 分别进行了1个月左右的准同步观测; 风资料包括大面调查的单站风资料和船舶自动气象仪的全航程走航观测资料, 并从QuikSCAT风场资料中提取出M点潜标观测期间附近海区距海面10m的风矢量时间序列。

如图1所示, 南黄海西部海区的水深多在50m以浅, 这是该海区冬季垂向对流混合可以达到的深度, 如果黄海暖流存在着朝向该海区的水体输运, 就会和周围水体发生复杂的混合, 需要观测仪器、资料处理和图件绘制等每个环节都有足够的分辨率和准确度才能明确区分, 否则就难以有效揭示相关现象的形态结构特征. 本文用到的上述资料中, SBE-911Plus CTD温度传感器分辨率为 0.0002°C , 准确度为 0.001°C ; 电导率传感器分辨率为 0.0004mS cm^{-1} , 准确度为 0.003mS cm^{-1} ; 压力传感器分辨率为 0.06895dbar , 准确度为 1.034dbar . 据此, 依据导出量准确度传递法则(全国法制计量管理技术委员会, 2013), 算出盐度分辨率接近 0.00041 , 准确度达到 0.003 . 同时, 也正是由于海面冷却造成的强垂向对流混合, 该海区观测时段的跃层几近没有或相当微弱, 这就减少了CTD剖面观测的主要抑制性条件, 使观测结果更接近于传感器的准确度性能。

然而, 该大面调查前后历经29天, 其间包括了若干天气过程, 虽然调查时段发生在冬季, 且基本控制在冬季代表月之内, 前后天气过程具有1年中最好的同质性, 由“站位依次性”局地调查资料拼接而成的平面分布具有较高的可靠性, 但这种由于调查的非同步性所带来的影响仍必须予以关注, 否则其现象特征的时空一致性假定就缺乏支撑. 为此, 收集到与大面调查同时段的日本东北大学的日平均海表温度(SST)数据产品(<http://caos.sakura.ne.jp/sao/ngsst-o/>), 用于对大面调查结果的可靠性进行比对分析. 该产品融合了AVHRR、MODIS和AMSR-E的观测结果, 已经经过了质量控制、云遮挡校正等客观处理, 空间分辨率高达 0.05° .

3 基于调查资料对黄海暖流抵近青岛近海分支的发现与确认

3.1 大面调查资料对黄海暖流抵近青岛近海温盐舌的反映

3.1.1 黄海暖流抵近青岛近海的暖水舌形态结构分析

依温度观测传感器准确度 0.001°C 为最高图像识

别分辨率, 采用Kriging插值方法进行绘图, 通过图像分辨率选择试验, 发现能代表该资料基本水温平面分布特征的最低图像识别分辨率为 0.1°C , 低于该分辨率就会遗失必要的特征信息, 但为了增强图像要素的可识别性, 在保留充分信息的前提下采用了非等间距等值线绘图. 另外, 由于该海区该时段的强垂向对流混合, 上下水层间水温分布特征基本一致, 故只利用表、底层就基本可以代表整个水层的状况, 如图2a和图2c.

在表层水温分布图中, 如图2a所示: (1) 总体上看, 是一个自东南指向西北并抵近青岛近海的巨大暖水舌, 核心水温高于 14°C , 显然来自A点($33^{\circ}30'\text{N}$, 124°E)东南的黄海暖流源水区, 在向西北方向延伸的过程中水温逐渐降低, 抵近以青岛近海为中心的鲁东南沿岸时, 暖水前锋呈现出以 7°C 等温线为代表的锯齿状; (2) 该暖舌最为显著的特征, 乃是其沿暖水舌伸展方向呈现的“后部显著、中部分叉、颈部收缩、顶部膨胀”的形态结构, 在膨胀顶部的内区, 存在若干封闭的小涡结构; (3) 在后部高温区的前端B点($34^{\circ}43'\text{N}$, $122^{\circ}26'\text{E}$)附近, 也即整个暖水舌结构的中部区, 具有分叉迹象, 主支朝向西北并抵近青岛近海, 旁支仅有向东北突进的迹象, 舌状结构不够明显。

底层水温分布图2c和表层水温分布图2a相比较, 二者水温分布的趋势基本一致, 最主要的区别表现在50m等深线以深海区: 一是暖水范围在底层较表层明显要大, 或者说该部分海区底层水温比表层要高, 暖水舌区呈现出逆温结构; 二是在底层暖水舌的中部分叉区, 向东北突进的一支迹象较表层明显。

诚然, 图2a和图2c的水温分布表明存在着显著的自黄海暖流源区向青岛近海的暖水舌, 但如前所述, 这种基于非同步性观测所得的现象是由“站位依次性”局地调查资料拼接而成的. 为此, 对收集到的该海区该调查时段每日的SST数据产品分别绘制每日海表水温平面分布图, 其中, 暖水舌主分支抵近青岛近海, 且呈“后部显著、中部分叉、颈部收缩、顶部膨胀”特征的占51.7%; 暖水舌主分支抵近青岛近海, 仅呈“后部显著、中部分叉”特征的占34.5%; 暖水舌抵近青岛近海分支与北上分支主次不明确的占10.4%; 暖水舌主分支为北上分支的占3.4%. 说明该海区该调查时段的大面调查结果有效反映了水温分布的大概率事件, 暖水舌主分支抵近青岛近海的概率达到86.2%. 同时, 将

图 2 2007年1月8日至2月5日大面观测的南黄海西部水温盐度表底层分布

(a) 表层水温; (b) 表层盐度; (c) 底层水温; (d) 底层盐度。黑色细实线表示水温($^{\circ}\text{C}$)或盐度等值线, 为了增强图像要素的可识别性, 在保留充分信息的前提下采用了非等间距等值线绘图; 黑色粗虚线表示黄海暖流主段结构前端部分的水舌轴线, 黑色细虚线表示黄海暖流抵近青岛近海分支部分的水舌轴线; 白色虚线表示等深线, 为了减少等深线对其他信息的干扰, 对图1中的等深线进行了平滑和抽稀。其中, AB为黄海暖流主段温盐舌前端的轴线, BC及其延长线为黄海暖流抵近青岛近海温盐舌的轴线, B点附近是黄海暖流主段温盐舌向分支温盐舌的分叉区, M点为近底式潜标站

该调查时段各日的SST数据产品进行平均,得到与图2a具可比性的海表水温平面分布图(图3)。然而,大面调查是逐站逐断面推进的,每站只有1次观测,表达的是对局地现象的拼接;SST数据平均的每个方区则是调查时段各日的数据平均,表达的是平均分布趋势。故前者表现的结构较细致,后者表现的宏观特征较清楚。如图3所示:(1)最显著的特征是自济州岛西南一

直凸进至青岛近海的巨大暖水舌, 其形态完整、轴向明确, 有向西侧穿等深线、直抵青岛近海的态势, 温度由济州岛以南的 17°C 递减至青岛近海的 8°C ; (2) 该暖舌也呈现出“颈部收缩、顶部膨胀”的前端形态, 但不如图2a显著; (3) 在水舌结构中部的B点附近, 暖水在总体向西北伸展的趋势中也有向北突进的迹象. 这些主要特征, 和图2a基本吻合. 另外, 图3的温度分布

图3 2007年1月8日至2月5日南黄海日平均SST数据的平均温度

黑色细实线表示水温($^{\circ}\text{C}$)等值线, 黑色粗虚线表示黄海暖流主段结构前端部分的水舌轴线, 黑色细虚线表示黄海暖流抵近青岛近海分支部分的水舌轴线; 白色虚线表示等深线, 为了减少等深线对其他信息的干扰, 对图3中的等深线进行了平滑和抽稀. 其中, AB为黄海暖流主段温盐舌前端的轴线, BC及其延长线为黄海暖流抵近青岛近海温盐舌的轴线, B点附近是黄海暖流主段温盐舌向分支温盐舌的分叉区, M点为近底式潜标站

与图2a有一定偏差, 这是由于非同时次观测、皮层水温 and 表层水温之差、观测准确度之差和资料平均引起的差异等造成的, 但基本不影响二者之间的可靠性比较.

这两种不同来源的资料在现象基本特征表达上的一致性, 表明调查时段的非同步性观测因素对现象特征的影响较小, 调查结果的区域分布特征是可靠的. 更为重要的, 是证实该时段的确存在源自黄海暖流源区抵近青岛近海的暖水舌分布, 并且是最主要和最显著的现象, 暗示黄海暖流抵近青岛路径的存在, 这与黄海暖流顺黄海槽北上的传统概念(Uda, 1936; Niino 和 Emery, 1961; 管秉贤和陈上及, 1964)不同, 与黄海暖流西偏的提法(汤毓祥等, 2000, 2001)不同, 与黄海暖流 35°N 以南南向的向岸运动说法(Lin等, 2011)也有较大差异.

然而, 仅通过水温的暖水舌分布来确定黄海暖流的路径是不充分的. 比较图2a、图2c和图3中水温分布与图1中地形分布的关系可以发现, 这种由黄海暖流延伸至青岛近海的暖水舌分布与朝向青岛近海的水下槽沟基本对应, 而这种水下槽沟的存在, 也恰是该时段维

持暖水舌存在的有利因子.

3.1.2 黄海暖流抵近青岛近海高盐水舌的发现和形态结构分析

利用盐度分布来反映黄海暖流水抵近青岛近海的输运, 此前尚未发现. 前文已经证实在该调查时段存在自黄海暖流源区抵近青岛近海的暖水舌分布, 倘若它是黄海暖流抵近青岛近海路径的一种征示, 那么, 则必然存在着与暖水舌相对应的高盐水舌, 因为该海区该时段, 与周围水体相比, 黄海暖流是以高温、高盐为特征的, 暖水舌的伸展必然和高盐水舌相伴随, 并且由于盐度受冷却效应影响较小, 因而比温度更具保守性, 更能代表黄海暖流水的分布. 所以, 如果没有与暖水舌相对应的高盐水舌, 就不可能存在黄海暖流水向青岛近海的输运. 然而, 在本文所用调查资料的前期成果图件和分析研究中, 没有发现抵近青岛近海的高盐水舌.

于是, 重点对盐度资料进行分析和平面分布图的重绘, 当图像识别分辨率增加到0.02时, 出现了与暖水舌相对应的抵近青岛近海的高盐水舌, 这说明观测仪器、资料处理和图件绘制各环节保持高分辨率和准确度的重要. 所以, 依现场观测导出量盐度的准确度0.003为最高图像识别分辨率, 采用Kriging插值方法进行绘图, 通过图像分辨率选择试验, 发现能代表该资料基本盐度平面分布特征的最低图像识别分辨率为0.01, 低于该分辨率就会遗失必要的特征信息. 为了增强图像的识别性, 在保留充分信息的前提下采用了非等间距等值线绘图, 如图2b和2d.

在表层盐度分布图中, 如图2(b)所示: (1) 总体上看, 有一个自东南指向西北并抵近青岛近海的高盐水舌, 核心区盐度高于34.00, 显然来自A点东南的黄海暖流源水区, 在向西北方向延伸的过程中盐度逐渐降低, 其中以B点附近水平梯度最大, 至青岛近海, 降至31.50左右; (2) 该高盐水舌最为显著的特征, 是其沿盐水舌伸展方向呈现的“后部显著、中部分叉、颈部收缩、顶部膨胀”的形态结构, 颈部和顶部有若干封闭的小涡结构; (3) 在后部高盐区的前端B点附近, 存在高盐水舌的分叉迹象, 主支朝向西北并抵近青岛近海, 旁支舌状结构不明显, 仅有向北突进的趋势; (4) C点($35^{\circ}10'\text{N}$, $121^{\circ}51'\text{E}$)在AB的延长线上, 也在向青岛近海抵近的高盐水舌的轴线上, 且位于盐水舌颈部的下端, 在

BC段的右侧, 等盐线没有保持与盐水舌结构的吻合, 而是基本顺等深线向东北伸展, 表现为高盐水舌结构中部右侧区的松弛; (5) 紧贴着高盐水舌的右侧, 有两支低盐水舌楔近, 一是高盐水舌颈头部东北方位向西南偏南楔进的低盐水舌, 二是高盐水舌后中部北方位向东南楔进的低盐水舌, 应该都是鲁北沿岸流鲁东南续流的表现。

比较图2b和2d, 底层盐度分布的趋势和表层基本一致, 最主要的区别表现在50m等深线以深海区: 一是底层盐度较表层高, 且高盐区范围大; 二是底层高盐水舌的中部分叉区, 右偏向北分支的迹象较表层明显; 三是高盐水舌右侧的低盐水舌更为显著, 其中更出现封闭的涡状结构, 暗示至少在该海区该季节的某些时段, 该低盐水舌显然阻滞甚至会阻断黄海暖流水顺黄海槽西坡北进的道路。

抵近青岛近海高盐水舌的发现, 基本可以认为黄海暖流水向青岛近海输运现象的存在。

3.1.3 黄海暖流抵近青岛近海的暖水舌和高盐水舌比较分析

根据以上两部分的分析, 如图2所示, 自黄海暖流抵近青岛近海的暖水舌和高盐水舌在形态结构上基本一致, 都具有“后部显著、中部分叉、颈部收缩、顶部膨胀”的特征。二者的区别主要是由于在该海区的该时段, 盐度分布的水团性质保守性较强, 而温度分布对水深有较强的依赖性, 特别是在较浅的水区。例如, 低温低盐的鲁北沿岸流绕山东半岛南下, 直接楔入黄海暖流抵近青岛的暖盐水舌, 其流程中水温的变性就显著大于盐度的变性, 导致水舌结构右侧温盐分布的显著差异性; 由于适应水舌南侧的水深变化, 导致向青岛近海抵近的暖水舌轴线比高盐水舌轴线偏南; 由于颈部位置的水深较浅, 导致暖水舌的颈部较高盐水舌的短且位置前移。

上述比较分析表明, 自黄海暖流抵近青岛近海的暖水、盐水舌确因输运过程温盐变性不同而存在细节上的差异, 高盐水舌因盐度变性较弱而对其有更好的代表性, 但二者在形态结构上保持了基本的一致性, 证明南黄海西部冬季现场调查或海表温度资料中自黄海暖流抵近青岛近海的暖水舌可以用来表征黄海暖流抵近青岛近海的分支, 从而为利用海表大数据进行该分支高时空分辨率拓展提供了依据。

综合考虑暖水舌和高盐水舌的表层、底层形态结构, 兼顾与遥感资料等比较分析的需要, 以表层高盐水舌的轴线为主绘制整体水舌结构的轴线。统筹表明, 由A点经B点和C点抵近青岛近海的直线最为适合, 其中, 基本以AB为轴线的是整个水舌结构中最显著高温、高盐的部分, 也即“黄海暖流具有1个主段、3个主要时相分支结构”推断(熊学军等, 2012)中主段结构的前端部分, 基本保持自东南向西北方向, 稳定少变, 是本水舌结构的主段; 基本以BC及其延长线为轴线的是抵近青岛近海的分支部分, 包括了整个水舌结构的中部向西北部分、颈部和头部, 是本文论证的核心所在; B点附近是水舌结构的分叉区, 确有向北或东北方向突进的趋势, 但舌状结构不够显著。据此, 可将整个水舌结构分成三个部分: 主段部分、抵近青岛近海的分支部分和向北或东北方向偏转的部分。于是, 将ABC及其延长线作为整个水舌结构的轴线绘在图2和图3的各个图上, 其中作为主段的AB段用黑色粗虚线表示, BC段及其延长线用黑色细虚线表示。

至此, 由大面调查的温、盐分布基本可以判知由表及底自黄海暖流区抵近青岛近海的高温、高盐水输运路径的存在, 为了叙述的方便, 称之为自黄海暖流抵近青岛近海分支。然而, 确切说, 非同步性大面调查所体现的最可能是调查时段内发生的大概率事件, 其他过程或现象则有被掩盖或弱化的可能, 并且, 通过温、盐分布对海流路径的揭示只是间接的水文学征示。所以, 至少需要有代表性的定点持续海流观测资料来进行运动学分析, 并揭示其具体的变化过程。

3.2 近底式潜标观测对黄海暖流抵近青岛近海分支的佐证及过程分析

利用本文调查资料对黄海暖流进行分析, 之前已经有过(Yu等, 2010; Lin等, 2011), 这里针对近底式潜标观测对黄海暖流抵近青岛近海分支的佐证及过程进行分析。

浅海陆架区以潜标方式进行的海流矢量观测, 仪器姿态变化的幅度和频率受强潮流影响很大, 资料质量往往受损较大。对于和大面调查准同步观测的6套近底式潜标资料, 根据其站位分布与水舌结构的关系, 以及对资料质量的评定, 选择M站(34°40'N, 122°15'E)资料进行黄海暖流抵近青岛近海分支的佐证及过程分析。如图2和3所示, M站与B点非常接近, 同属于水舌结

构的分叉区, 位于水舌轴线稍偏南的一侧, 对于揭示抵近青岛近海分支的存在及变化过程至关重要. M站潜标的主浮体净浮力较大、水阻较小, 使得仪器姿态变化的幅度和频率都受到抑制, 观测结果基本可靠, 但必须在资料处理过程中更多关注仪器的姿态和无效资料的剔除. M站水深约53.4m, 频率为600kHz的ADCP换能器离底4m, 向上观测, 层厚2m, 共30层, 每10min观测一次.

M站海流观测资料经基本处理和质量控制后, 去除稳定观测前后的无效资料, 去除换能器影响部分、水面以上部分和旁瓣效应影响部分, 并去除近旁瓣影响区资料缺失过多的非完整观测层; 确定所剩资料中离海面最近的观测层距海面约6m, 离底最近的观测层距海底约7.4m; 明确所剩资料的姿态控制参数的平均

位置如图4所示: 首向333.7°、横倾1.2°、纵倾-0.7°, 姿态控制参数偏离平均位置的最大值分别是: 首向8.8°、横倾2.5°、纵倾6.6°, 总体变化周期及振幅与海流、水位变化相同步, 叠加在其上的较高频振动主要发生在涨急、落急时段, 必须对其进行质量控制, 从而导致资料量缺省率为0.17%; 为了保留海流矢量的单调性和外形, 采用分段三次Hermite插值进行了资料补齐. 这些分析, 可以确认该资料的可靠性和有效性.

3.2.1 余流时间序列的过程分析

选取时间分辨率为1h, 采用半振幅周期为33h、半能量周期为38h的低通滤波器, 进行了潮流信号的分离; 通过图像分辨率选择试验, 发现时间分辨率为2h、垂向分辨率为4m情况下既能保留各观测深度上

图4 M站近底潜标海流观测姿态控制参数、海流和水位时序变化

蓝色箭头为海流矢量; 观测仪器: ADCP-600k; 观测方式: 近底式潜标; 站位: 34°40'N, 122°15'E; 时间间隔: 10min; 仪器换能器离海底高度: 4m. 绿线为水位高度; 观测仪器: TGR-2050; SN: 12362; 时间间隔: 10min. 洋红线为海流观测仪器的首向(heading)变化曲线; 黑线为其横摇(roll)变化曲线; 红线为其纵摇(pitch)变化曲线; 时间间隔: 10min. 起止时间: 2006-12-20 13:00~2007-01-23 10:00; x轴坐标标注点为北京时间当日零时

余流时间序列的变化特征、又使各矢量箭头有一定分辨, 如图5的蓝色矢量箭头所示. 对于M点潜标中的水位观测, 采用和分离潮流一样的方法进行了潮汐信号的分离, 余下的海面变化绘于余流矢量的上部, 如图5的绿色曲线所示. 从 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格分辨率、6h时间间隔的QuikSCAT风场资料中提取出M点潜标观测期间附近海区距海面10m的风速场, 首先确定以M点为中心的半度方区, 然后确定出与该方区有交错的共4个QuikSCAT网格方区, 按M点方区分别占各个网格方区的面积比进行加权平均, 得到M点附近的风矢量序列, 这样既体现了一定的区域覆盖性, 又突出了M点附近的局地特征, 并通过和现场大面调查相关各单站风资料和船舶自动气象仪相关航程走航风资料的比对, 确认了该资料的可靠性和有效性, 风矢量序列如图5的

红色矢量箭头所示.

图5表明, M站近底潜标观测的各水层余流矢量与去除潮汐信号的海面变化及海面风矢量有直接的相互关系, 存在着显著的天气过程变化特征, 主要包括: (1) 由近底层向近表层逐渐减弱的偏北向流, 时间跨度约4~7d, 多对应于弱而方向不稳定的偏北风, 余水位变化不显著; (2) 由近表层向近底层逐渐减弱的偏南向流, 时间跨度约2~5d, 多对应于强劲的偏北风, 余水位呈下降趋势, 特别是强西北风对应了强余水位下降; (3) 由近表层至近底层基本不变的偏西北向流, 时间跨度约1~2d, 往往是强劲的偏NW风尚未停歇就开始发生, 对应于余水位的超显著低极值峰区及强烈的水体补偿.

总体上看, 观测期间的整个过程基本都可以由这3

图5 M站近底潜标观测的各水层余流矢量(蓝色箭头)、去除潮汐信号的海面变化(绿线)和同期距海面10m的QuikSCAT风矢量序列(红色箭头)

蓝色箭头为余流矢量; 观测仪器: ADCP-600k; 观测方式: 近底式潜标; 站位: $34^\circ 40'N$, $122^\circ 15'E$; 时间间隔: 2h; 仪器换能器离海底高度: 4m. 绿线为滤波后的水位高度; 观测仪器: TGR-2050; SN: 12362; 时间间隔: 1h. 红色箭头为潜标附近海域($34^\circ 25'E \sim 34^\circ 55'E$, $122^\circ 00'E \sim 122^\circ 30'E$)距海面10m的QuikSCAT资料风矢量; 时间间隔: 6h; 起止时间: 2006-12-20 14:00~2007-01-23 10:00; x轴坐标标注点为北京时间当日零时

种特征过程交互组合而成, 特别是强西北风导致的强减水和强补偿, 出现了2个较为显著的余水位振荡过程. 在不同过程的续接点附近, 明显表现出余水位变化滞后于余流, 而余流对海面风的响应一般都比较及时, 但强西北风引发的补偿流却在逆风时就开始发生.

3.2.2 余流向、流速联合概率分布

一般而言, 具有封闭性的浅海陆架区的海流的持续性和稳定性都较差, 确定其流动特征比较困难. 为此, 对于M站时间分辨率为1h的每一水层的余流, 将 360° 分为16个方位, 统计余流流向出现在每个方位内的个数, 计算各方位内的个数占该水层总数的百分比. 再进一步对余流流速统计每一方位内出现在 $0\sim 5$ 、 $5\sim 10$ 、 $10\sim 15$ 、 $15\sim 20\text{ cm s}^{-1}$ 等流速段的余流的个数, 计算其占该水层总数的百分比, 得到各水层余流向、流速联合概率分布图(图6). 统计每一方位内所有水层各流速段的海流个数, 计算其占有所有水层总数的百分比, 得到所有水层余流向、流速联合概率统计表(表1).

如图6和表1所示, M站余流向概率分布存在显著的规律性, 主要包括: (1) 流向最大概率峰值发生在朝向青岛近海的NW(15.73%)和WNW(14.88%), 显著高于其他方位, 以“每一水层中概率基本都最大, 20m以浅更大”为特征, W方位的上层概率也很大, 向下则迅速减小; (2) 另一个流向概率峰值出现在SSW(6.32%)、S(6.63%)和SSE(6.13%), 以“由上往下减少”为特征; (3) 由ENE至NNW方位上, 流向概率不断增加(由 3.60% 逐渐增加至 8.15%), 以“由上往下增加”为特征, N、NNE和NE方位的上层则几乎为零. 余流速概率分布规律主要包括: (1) 流速总体较小, 并向小流速区集中, $0\sim 5\text{ cm s}^{-1}$ 达 48.74% , $5\sim 10\text{ cm s}^{-1}$ 达 36.38% , $10\sim 15\text{ cm s}^{-1}$ 为 13.33% , $15\sim 20\text{ cm s}^{-1}$ 仅 1.55% , 皆不超过 20 cm s^{-1} ; (2) 唯有SSW、S和SSE, 流速概率 $5\sim 10\text{ cm s}^{-1}$ 的大于 $0\sim 5\text{ cm s}^{-1}$ 的, 且基本集中在上、中层; (3) 较大流速的 $10\sim 15$ 和 $15\sim 20\text{ cm s}^{-1}$ 的发生概率基本只集中在以NW为中心的方位区和以S为中心的方位区.

图 6 M站各水层余流向、流速联合概率分布

表 1 M站所有水层余流向、流速联合概率(%)统计表

流速(cm s^{-1})	流向																合计
	E	ENE	NE	NNE	N	NNW	NW	WNW	W	WSW	SW	SSW	S	SSE	SE	ESE	
0~5	2.20	3.10	3.20	3.64	3.44	5.05	5.62	6.28	3.84	2.56	2.04	2.13	1.03	1.58	1.55	1.48	48.74
5~10	1.33	0.50	0.72	1.39	2.66	2.47	4.76	4.93	2.26	0.78	1.66	3.70	2.10	4.47	1.41	1.24	36.38
10~15	0.00	0.00	0.00	0.00	0.50	0.63	5.07	3.03	0.24	0.02	0.13	0.45	3.23	0.02	0.00	0.00	13.33
15~20	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.27	0.64	0.26	0.00	0.00	0.05	0.27	0.05	0.00	0.00	1.55
合计	3.53	3.60	3.92	5.03	6.61	8.15	15.73	14.88	6.60	3.36	3.83	6.32	6.63	6.13	2.96	2.72	100.00

M站的余流变化规律可以总结为: 以朝向青岛近海的输运为主概率事件, 其次是由上到下逐渐减小的偏南向流, 然后是由下到上逐渐减小的偏北向流. 可以概括为“一个主概率事件, 一对正反相关系”.

3.2.3 海面风、近海面余流和余水位变化的时间序列联合分析

为了进一步揭示M站余流变化规律, 对海面风、海面下6m层的余流(距水面最近)和余水位变化梯度进行联合分析, 其过程曲线如图7所示, 主要特征包括: (1) 观测期间, 基本都为偏北风, 偏南风发生概率不足3%, 而偏东风和偏西风的发生概率几近相同, 且则呈交错式分布; (2) 弱风情况下, 近海面余流、余水位、风之间的相关性虽然不明显, 但北分量较小、西分量

较大的近海面余流出现的概率仍较大; (3) 强风情况下, 特别是强西北风过程时, 近海面余流与风在前阶段呈正相关、在后阶段呈反相关, 而余水位变化梯度在整个过程中与近海面余流北分量呈正相关、与近海面余流东分量呈反相关; (4) 在偏北风背景下, 西风、近海面东向流和南向流多有利于余水位降低, 而东风、近海面西向流和北向流则多有利于余水位升高. 万凯(2014)的定常风数值试验也表明西北风对余水位降低更为有利、北风次之, 东北风几乎不能形成余水位下降.

3.2.4 M站潜标观测佐证黄海暖流抵近青岛近海分支的综合分析

根据以上三部分对M站潜标各水层余流及其同步

图 7 M站海面风、近海面余流与余水位及其变化梯度的过程曲线

风速东分量为正值时是西风, 为负值时是东风; 风速北分量为正值时是南风, 为负值时是北风. 余流东分量为正值时是东向流, 为负值时是西向流; 余流北分量为正值时是北向流, 为负值时是南向流. 单位是 cm s^{-1}

的余水位、海面风分析,表明在观测期内,的确存在着与大面调查温、盐水舌相适配的自黄海暖流主体朝向青岛近海的西北向流动,为黄海暖流水向青岛近海输运现象的确认提供了直接的运动学证据,但也同时表明,这种朝向青岛近海的西北向流动不是持续、稳定的,而是具有间歇性发生的特征。

综合分析表明,观测期间,M点海面风主要呈现出“东北风转北风,再转西北风”的天气过程风向转换周期性特征,是典型的反气旋式冷空气过境特征;与风场变化相对应,无风或弱北风情况下多是由底至表逐渐减小的偏北向流,强偏北风发生后多出现由表及底逐渐减小的偏南向流,风速越大流速越强,随后,偏南向流减弱,出现上下层比较一致的偏北向流,以西北向最为显著;余流的变化引起余水位的变化,余水位又驱动了补偿流的发生,较强偏西的北风可以引起该处显著的余水位下降,进而引发强的西北向补偿。所以,观测期内,冷空气过境后期暴发的由表及底比较一致的西北向流,和冷空气过境前期由底层到上层逐渐减小的西北向流一起,构成了黄海暖流水向青岛近海的输运。或者说,这种随天气过程而变化的准周期性过程,其实主要是由冬季风所控制,由于观测期间西北风的显著性,导致了自黄海暖流主体朝向青岛近海的西北向流的显著性。

4 黄海暖流抵近青岛近海暖盐水舌形态结构的机理分析

基于上文对黄海暖流抵近青岛近海分支的敏感性、代表性站位M站实测余流剖面时间序列的过程及机理分析,将其拓展至海盆尺度系统,用完整性、系统性的把控进行黄海暖流抵近青岛近海暖、盐水舌形态结构的机理分析。

渤海、黄海是一个顶端封闭、纵深狭长、口门开敞的陆架半封闭浅海的整体,季节平均尺度上顺岸南下的冬季风寒冷而干燥,吹刮在温暖潮湿的海面上,大气热机启动,海洋冷机启动,海气相互作用剧烈,大气在更大程度上将风的能量输入进海洋,从而在海洋中通过流动和波动进行传输和传递。特别是顺时针旋转的反气旋强结构天气系统过境,会显著打破弱北风条件下渤海、黄海盆原有的水体动态平衡,使流的输运和波的传播都发生海盆尺度的逆时针旋转式的周期

性因应。

在以水体输运、能量携带为特征的流动性层面上,强劲的冬季风不仅使渤海、黄海沿岸流加强,更是在海盆尺度上驱动了从表层向下逐渐减小的水体向外输出,同时由于海盆顶端及侧岸的封闭性形成水体缺失,诱发了从海底向上逐渐减小或由底及表比较一致的水体向内补偿,从而形成了整个海盆尺度空间三维、时间具天气过程准周期性的水体输运结构。其中,在垂向结构上,从表层向下逐渐减小的水体风驱性向外输出,从海底向上逐渐减小的水体向内补偿性输入,构成了海盆尺度的经向翻转结构,成为冬季黄海垂向环流的基本框架;在水平结构上,低温低盐的鲁北沿岸流、鲁北沿岸流鲁东南续流、苏北沿岸流和朝鲜沿岸流向外风驱性输出,高温高盐的黄海暖流及其分支结构向内补偿性输入,构成了海盆尺度的气旋式逆时针流动和反气旋式顺时针流动相结合的环流结构,成为冬季黄海水平环流的基本框架。

在以局地振动、能量传递为特征的波动性层面上,强劲的冬季风不仅产生高频、短波的即时性风浪,更会由于水体输运的周期性调整产生显著的余水位振荡,并以波动形式在海盆框架内形成低频和绕海盆尺度波长的能量传递链路。其中,以海岸为导控、维系地转平衡、以重力为回复力的开尔文波在黄海西岸向南传播,在东岸向北传播;以陆架坡折为导控、维系位涡守恒、以位势高度变化为回复力的地形罗斯贝波在黄海西部海区向南传播,在东部海区向北传播。这些认识,与通过理论分析和数值模拟得到的结果(Hsueh和Pang, 1989; 万凯, 2014; 曲立新, 2014)基本一致。

值得指出的是,黄海东南是开敞的口门,虽然西部南下的流动和波动会跨越口门输出到海盆之外,但东部积聚的黑潮分支水和陆架混合水则可以提供向海盆输入的水体和能量,从而在完成交换的同时形成了开敞口门区由西向东的接力,实现了非封闭海盆绕海盆尺度环流和波动传播的完整性,体现了北太平洋副热带环流对渤海、黄海环流体系的支撑。

所以,在冬季渤海、黄海“风吹-波动-水流”的整体运动学结构系统中,黄海暖流及其分支结构就是冬季黄海三维环流结构的主成分,而黄海暖流抵近青岛近海分支实际上就是黄海暖流“1个主段、3个主要时相分支”中西分支的主体,该分支的确认,标志着对黄海暖流的认知进入到天气过程的层面。而调查期间黄海

暖流抵近青岛近海的暖、盐水舌皆呈现“后部显著、中部分叉、颈部收缩、顶部膨胀”形态结构的原因, 分别如下。

(1) “后部显著”是在偏北风和海盆口门区地形特征条件下, 受更大尺度环流背景制约的黑潮分支水和陆架混合水的支撑, 决定了该处及东南方位为渤海、黄海补偿水的总源区, 是“黄海暖流具有1个主段、3个主要时相分支结构”中主段结构的前端部分, 基本保持自东南向西北方向, 稳定少变;

(2) “中部分叉”是指由黄海暖流的主段部分, 分叉出抵近青岛近海的分支部分和向北或东北方向偏转的部分, 是补偿性黄海暖流对偏北风造成不同海区水体缺失的反馈性适应, 前者由于南黄海西部呈凸腹型向陆外拓且调查期间的盛行风向以西北风为主, 后者主要是因应北黄海及渤海的水体缺失;

(3) “颈部收缩”是高温高盐的黄海暖流抵近青岛近海分支水向西北的输运, 与低温低盐的鲁北沿岸流鲁东南续流向西南的输运, 在二者路径交汇处相互作用的结果, 由于二者的极值强盛期不可能同时发生, 它们的作用主要有两种方式, 一是后者先行发生而前者跨越其路径抵近青岛近海, 二是前者输运中受到后者的侧向挤压或间歇性截断;

(4) “顶部膨胀”是由于低温低盐的鲁北沿岸流鲁东南续流向西南输运的路径不贴近青岛附近的鲁东南沿岸, 高温高盐的黄海暖流分支水穿过其路径抵近青岛近岸, 在青岛近海堆积性拓展而成。

另外, 绕山东半岛南下的鲁北沿岸流鲁东南续流, 不仅存在鲁东南近海向西南延伸的不贴近海岸的流动, 也存在可达南黄海中部区的向东南方位的楔进, 这是高盐水舌右侧盐度分布异常形成的主要原因。

5 结论

本文在冬季时段中的南黄海西部海区, 基于准同步大面调查资料、近底式潜标持续观测资料和海面风场产品, 在对其可靠性、准确性进行把握性分析处理的基础上, 经过图像分辨率选择试验, 确定能代表该资料基本分辨特征的各类图像的最低识别分辨率, 在确保不遗失必要特征信息的前提下进行图件绘制, 从而通过水文学、热力学、运动学和动力学分析, 对“黄海暖流抵近青岛近海分支”的推断进行了存在性确认,

并给出其水文学形态结构特征和运动学变化时空规律, 主要结论如下:

(1) 在确认存在自黄海暖流抵近青岛近海暖水舌的基础上, 首次发现了与其相适配的高盐水舌结构。在陆架浅海区海面强冷却条件下, 盐度比温度更具保守性, 高盐水舌比暖水舌更能代表黄海暖流水的分支路径。

(2) 通过对自黄海暖流抵近青岛近海的暖、盐水舌进行系统性比较分析, 以及代表性、敏感性站位潜标海流资料的运动学分析, 表明二者虽因输运过程温盐变性不同而存在差异, 但形态结构保持了基本的一致性, 证明南黄海西部冬季现场调查或海表温度资料中自黄海暖流抵近青岛近海的暖水舌可以用来表征黄海暖流抵近青岛近海的分支, 从而为利用水温遥感等海表大数据进行该分支高时空分辨率拓展提供了依据。

(3) 自黄海暖流抵近青岛近海的暖盐水舌, 皆呈现出“后部显著、中部分叉、颈部收缩、顶部膨胀”的形态结构。其中, 本水舌结构的后部恰为黄海暖流主段结构的前端部分而表现出“后部显著”, 补偿性的黄海暖流分别因对南黄海西部水体缺失和北黄海及渤海的水体缺失而出现“中部分叉”, 向西南延伸的低温低盐的鲁北沿岸流鲁东南续流路径在青岛外海穿越向西北抵近青岛近海的高温高盐的黄海暖流分支路径而产生“颈部收缩”, 黄海暖流分支水穿过向西南延伸但并不贴岸的鲁北沿岸流鲁东南续流路径抵近青岛近岸堆积拓展而呈现“顶部膨胀”。同时, 也必须认识到, 这种根据具体调查给出的暖盐水舌的形态结构, 只是黄海暖流抵近青岛近海暖盐水舌的一种时相特征。

(4) 对黄海暖流抵近青岛近海分支的敏感性、代表性站位M站实测余流剖面时间序列及其同步的余水位、海面风分析表明, 的确存在着与暖盐水舌相适配的自黄海暖流主体朝向青岛近海的西北向流动, 呈概率性事件表现为冷空气过境前期由下到上逐渐减小和过境后期由上到下比较一致的西北向流, 具有随天气过程变化的准周期性, 是渤海、黄海冬季风条件下囤积在口门区的黄海暖流水, 在西北风较显著的偏北风吹刮和鲁北沿岸流鲁东南续流阻塞性作用下, 对南黄海西部凸腹型海区的补偿性输运。其中的强西北风引发的补偿流在逆风时就开始发生, 强减水与强补偿引起显著的余水位振荡, 余水位变化梯度在整个过程中

与近海面余流北分量正相关、东分量反相关。

(5) 整体上看, 顺岸南下的强劲的冬季风在渤海、黄海盆尺度上驱动了从表层向下逐渐减小的水体向外输出, 同时由于海盆顶端的封闭性造成水体缺失, 诱发了从海底向上逐渐减小或由底及表比较一致的水体向内补偿, 从而形成了整个海盆尺度空间三维、时间具天气过程周期性的水体输运结构, 使得高温高盐水在底层的范围明显比表层要大、暖水舌分布区呈逆温结构(苏劫等, 2017)。在南黄海西部海区, 抵近青岛近海的黄海暖流分支与基本不贴岸的鲁北沿岸流鲁东南续流相互作用, 是调查期间该海区最为主要的海洋现象结构。

显而易见, 黄海暖流向青岛近海的抵近也会对青岛地区的气候产生影响(郭延良等, 2014), 当冷空气过境, 在造成青岛地区气温下降的同时也吹走了青岛近海的冷水, 特别是让低温的鲁北沿岸流鲁东南续流更远离近岸海区并发生间断。随后, 在冷空气继续时就开始发生温暖的黄海暖流水向青岛近海的输运, 最远可以进入到胶州湾, 并且冷空气越强、暖水补偿就越强。所以, 青岛地区就表现出比周围地区“降温时间短、回暖速度快”的冬暖特征。

本研究表明, 南黄海西部因其典型的地形特征和冬季风调制, 呈现出风海流与补偿流为主体的余流时空结构形式, 特别是强风过程, 其对近岸区或封闭性海区会造成显著的水体缺失, 引发风过程前期由下到上逐渐减小和风过程后期由上到下相差不大的补偿流。这些认识, 将为后续的数值模拟与预报研究提供必要的物理具象。这类研究, 可以拓展至整个渤海、黄海, 以及大陆边缘有一定封闭性的海盆。

参考文献

- 管秉贤, 陈上及. 1964. 中国近海海流系统. 全国海洋综合调查报告 (第五册). 北京: 中国科学技术委员会海洋组海洋综合调查办公室
- 郭炳火. 1993. 黄海物理海洋学的主要特征. 黄渤海海洋, 11: 7-18
- 郭延良, 熊学军, 陈超, 于龙, 郭永青. 2014. 青岛冬暖的气象水文学解读及成因分析. 海岸工程, 33: 1-11
- 全国法制计量管理计量技术委员会. 2013. 测量不确定度评定与表示(JJF 1059.1-2012). 北京: 中国标准出版社. 1-64
- 曲立新. 2014. 黄渤海环流对冬季大风过程的响应机制研究. 硕士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 1-105
- 苏劫, 熊学军, 刘浩, 卢德杰. 2017. 南黄海西部2007年4月的逆温跃层. 海岸工程, 36: 1-11
- 苏育嵩. 1989. 黄、东海地理环境与环流系统分析——长江口及济州岛邻近海域综合调查研究报告. 中国海洋大学学报(自然科学版), 19: 145-158
- 汤毓祥, 邹娥梅, 李兴宰, 李载学. 2000. 南黄海环流的若干特征. 海洋学报, 22: 1-16
- 汤毓祥, 邹娥梅, Lie H J. 2001. 冬至初春黄海暖流的路径和起源. 海洋学报, 23: 1-12
- 万凯. 2014. 冬季大风过程下渤海海水位低频波动及黄海暖流机制研究. 博士学位论文. 青岛: 中国海洋大学. 1-140
- 熊学军, 郭小纲, 盛立芳. 2012. 中国近海海洋——物理海洋与海洋气象. 北京: 海洋出版社
- 赵胜, 于非, 刁新源, 司广成. 2011. 黄海暖流的路径及机制研究. 海洋科学, 11: 73-80
- Hsueh Y, Pang I C. 1989. Coastally trapped long waves in the Yellow Sea. *J Phys Oceanogr*, 19: 612-625
- Lin X P, Yang J Y, Guo J S, Zhang Z X, Yin Y Q, Song X Z, Zhang X H. 2011. An asymmetric upwind flow, Yellow Sea Warm Current: 1. New observations in the western Yellow Sea. *J Geophys Res*, 116: C04026
- Niino H, Emery K O. 1961. Sediments of shallow portions of East China Sea and South China Sea. *Geol Soc Am Bull*, 72: 731-762
- Uda M. 1936. Results of simultaneous oceanographic investigations in the Japan Sea and its adjacent waters during October and November 1933 (in Japanese). *J Imp Fish Exp Sta*, 7: 91-151
- Wang F, Liu C, Meng Q. 2012. Effect of the Yellow Sea warm current fronts on the westward shift of the Yellow Sea warm tongue in winter. *Cont Shelf Res*, 45: 98-107
- Wang F, Liu C. 2009. An N-shape thermal front in the western South Yellow Sea in winter. *Chin J Ocean Limnol*, 27: 898-906
- Yu F, Zhang Z X, Diao X Y, Guo J S. 2010. Observational evidence of the Yellow Sea warm current. *Chin J Ocean Limnol*, 28: 677-683

(责任编辑: 吴立新)