

关于黑潮延伸体海域水体的三维热结构时-空变化特征研究

邢霄波^{1,2,3}, 徐永生^{1,2,3}, 贾永君⁴, 黄超^{1,2,3}

(1. 中国科学院海洋研究所, 山东 青岛 266071; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 青岛海洋科学与技术国家实验室 海洋动力过程与气候功能实验室, 山东 青岛 266237; 4. 国家卫星海洋应用中心, 北京 100081)

摘要: 基于西北太平洋 Argo 数据资料, 利用参数化方法, 从 Argo 温盐剖面数据中提取出一系列特征动力参数, 定量分析黑潮延伸体海域水体的三维热结构的时-空变化特征、季节变化特征及其与地形和环流的关系。结果表明: 黑潮延伸体海域水体的海表面温度存在着明显的冬春弱, 夏秋强的季节变化特征, 冬季平均海表面温度为 15 °C, 夏季则达到了 27 °C; 混合层深度在春季和夏季都较深, 在 180 m 左右, 秋冬较浅, 在 17 m 左右, 在水平方向上混合层深度有较强的梯度; 温跃层春、夏、秋、冬 4 季的平均温度表现出明显的南北差异, 夏季南部海域平均温度为 14 °C 左右, 北部海域较低为 5 °C 左右; 季节性温跃层深度大约在 100 m 左右; 黑潮延伸体海域水体的温跃层底部最大深度在 800 m 左右; 黑潮延伸体主体海域中心位置冬天在 36°N 左右, 夏天大约移到 34°N。

关键词: 黑潮延伸体; 三维热结构; 时-空变化

中图分类号: P731.27 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2021)01-0067-11

1 引言

海洋对于全球气候的形成和变化起着非常重要的作用, 并受到日益重视。海洋主要通过自身热结构的异常变化来实现对气候的影响, 海洋热含量和温度是表征海洋三维热结构的主要参数指标。海水热结构的变化会引起海水密度的变化, 海水的密度状况是反映海洋环流运动的最重要因素之一。了解海水温度在时间和空间尺度上的变化规律或变异特征, 对研究海洋水文特征的变化及其对全球气候环境的影响至关重要。

西北太平洋拥有丰富的海洋资源和热含量, 是海气相互作用最活跃的海区之一, 也是主要的台风源地^[1]。黑潮是西北太平洋一支流向向北的强大的西边界流, 起源于我国台湾东南和巴士海峡以东海域, 是北赤道流向北的分支, 沿着台湾东岸的巴士

海峡向北流, 在陆家坡相遇后进入东海, 主轴为东北方向, 再沿大陆架流向日本南部。其中, 水体通过吐噶喇海峡北部流出东海进入太平洋海域, 再沿着日本各岛向东北流去, 然后离开陆坡向东流去, 称为黑潮延伸体, 对我国近海有较大的影响^[2]。黑潮的宽度大约 150 km, 表面流速快, 为 1~7.5 km/h, 厚度约为 800~1 000 m。黑潮具有温度高、盐度高和通透性好等特点, 黑潮延伸体作为黑潮的续流, 仍然具有高温高盐等特征。但是由于失去了太平洋西岸的约束以及受海底地形的影响, 黑潮延伸体热结构变化比黑潮更为复杂^[3]。因此, 对西北太平洋黑潮延伸体海域水体的三维热结构的时空变化研究有重要的意义。

目前, 大范围且连续的历史海洋观测数据和资料较少。近年来, 随着卫星观测技术和 Argo (Array for Real-time Geostrophic Oceanography) 浮标观测

收稿日期: 2020-03-27; 修回日期: 2020-05-26。

基金项目: 国家重点研发计划(2016YFC1401004、2019YFC1509102); 国家自然科学基金面上项目(41676168); 国家自然科学基金青年基金项目(41906027); 国家自然科学基金创新研究群体项目(41421005); 基金委-山东省联合基金项目(U1406401); 山东省支持青岛海洋科学与技术试点国家实验室重大科技专项(2018SDKJ0102-7)。

作者简介: 邢霄波(1994-), 女, 硕士, 从事物理海洋学海洋遥感研究。E-mail: 15632779253@163.com

通讯作者: 徐永生(1970-), 男, 研究员, 博士, 主要从事物理海洋和海洋遥感方面研究。E-mail: yongsheng.xu@qdio.ac.cn

技术等海洋观测技术的不断提高,连续的大范围的海洋观测数据不断积累,人们可以借助收集到的各类海洋观测资料,对黑潮延伸体海域水体的热结构变化特征进行相关研究^[4-8]。研究表明:冬季西北太平洋黑潮延伸体海温异常增暖导致东亚夏季风增强并向北推动^[9]。基于历史观测的温盐剖面资料,采用回归分析,研究了海面温度异常、海面动力高度异常与温度剖面异常的相关关系^[10-11]。黑潮热核变化研究指出:从表层到250 m深,黑潮的热核分布区域由表层靠近中轴线附近海域到偏向黑潮的东部边缘^[12]。

本文利用2002—2019年Argo温盐数据资料,对黑潮延伸体海域水体(30°~40°N, 140°~155°E)的三维热结构的时空特征变化进行分析(见图1),探讨其变化特征^[13]。

2 资料与分析方法

2.1 数据资料

本文采用的Argo剖面数据资料源于全球海洋

Argo浮标温盐数据集。本文选取的是西北太平洋黑潮延伸体海域的Argo数据集。由于该区域2002年之前的数据较少,数据质量参差不齐,因此我们选取2002—2019年5月的数据。数据通过质量控制,得到20 000左右的剖面数据,即为本文的实验数据^[14-16]。

2.2 分析方法

2.2.1 参数化方法

温度剖面表现为混合层、温跃层和深层。为了提高拟合精度,我们假设把温跃层下面分为两个深层,如果在某些时间或者某些海域两层深度的垂直梯度相同,则再次变为一个深层。此外,把混合层和温跃层之间过渡的区域,称为夹层带;把温跃层和深层之间过渡的区域,称为过渡层^[17]。这样我们就把整个温度剖面划分为6层(混合层、夹层、温跃层、过渡层、第一深层和第二深层),可以用6层的参数模型来表示研究区域的温度曲线的垂直分布情况。每一个观测剖面都可以用一组参数表示,其中包括了海表面温度(Sea Surface Temperature, SST)、混合层深度(Mixed Layer Depth,

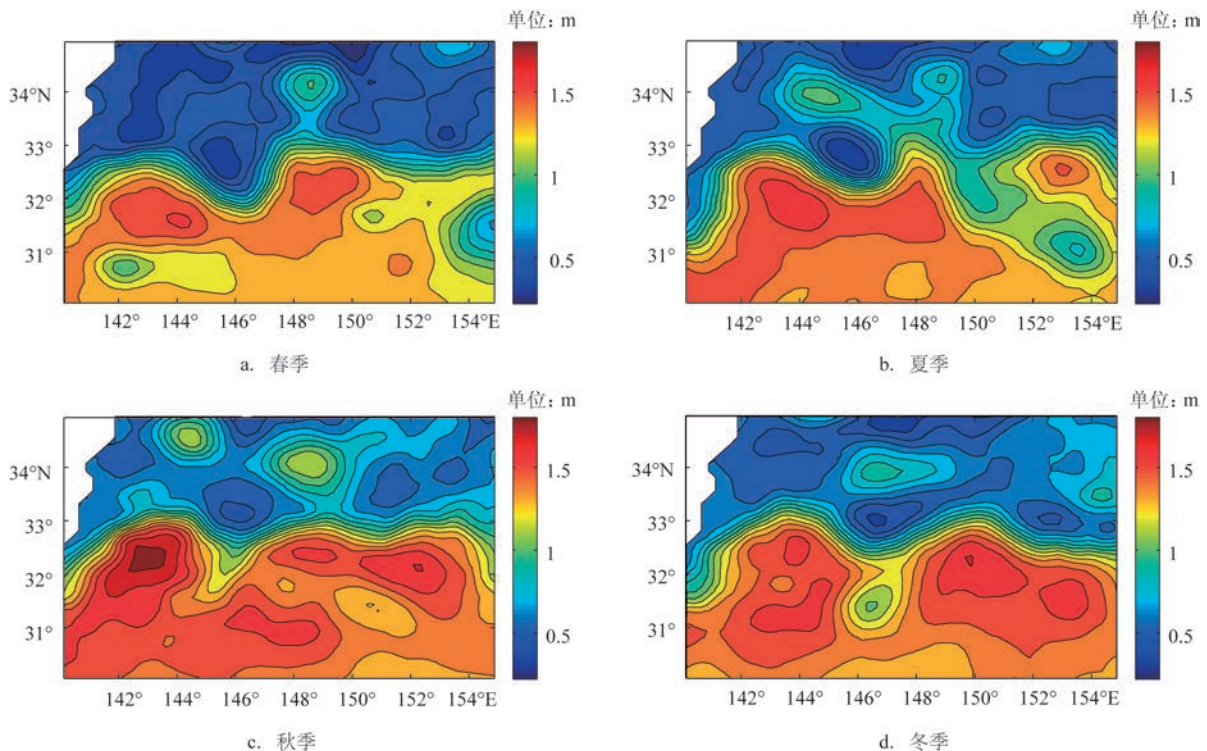


图1 所选研究区域不同季节绝对动力高度

MLD)、混合层平均温度、夹层平均温度、温跃层顶底温度差、温跃层垂向梯度和深层等。混合层是指海-气通量变化过程和风浪搅拌作用使海洋近表层产生一定厚度和水温均一的水层。海洋混合层对大气与海洋之间的动量、热量和质量的交换起着重要的作用。温跃层是位于海面以下温度和密度有巨大变化的薄薄一层,是上层的薄暖水与下层的厚冷水层之间水温急剧下降的水层,对应的水温降低速率很大,即垂直方向上温跃层的温度梯度是最大的。我们假设混合层梯度(约等于0)和温跃层梯度(很大)是恒定的,假设剩余其他各层的梯度随深度线性变化,用平均梯度作为这些层的代表值^[18],夹层梯度是混合层梯度和温跃层梯度的平均值,如:

$$\overline{G}_T^{(en)} = (\overline{G}_T^{(m)} + \overline{G}_T^{(th)}) \div 2。 \quad (1)$$

得到6层的垂直梯度后,根据式(2)来求得各层的温度表达式^[19]:

$$T = G_T \times z + b \quad (2)$$

通过该参数化算法首先得到单点的拟合剖面,然后扩展到多点的拟合剖面,从而形成三维的温度场,即可确定黑潮延伸体海域的主体位置、水体内部三维热结构的时-空变化特征和环流的时空特征。

2.2.2 算法实现

本文研究区域是西北太平洋黑潮及黑潮延伸体海域(30°~40°N, 140°~155°E),在该海域应用参数化算法。因为Argo现场观测剖面数据中的某一部分会比较稀疏,可能导致误差增大。因此,首先对质量控制后得到的实验Argo剖面进行插值,得到较高分辨率的剖面数据。我们把Argo的每一个实验剖面插值为 $\Delta z = 5\text{ m}$,则 $z_i = z_{i+1} - 5\text{ m}$,并且 $z_0 = 0$ 。如果($d1, d2, d3, d4, d5$)5个深度值已知,我们就可以把一系列的剖面数据划分到混合层、夹

层、温跃层、过渡层、第一深层和第二深层6个不同的层。每一个剖面应用拟合算法进行拟合,得到一系列的深度梯度($G_T^{(m)}, G_T^{(th)}, G_T^{(tr)}, \overline{G}_T^{(d1)}, \overline{G}_T^{(d2)}$)。实际上,在处理数据前我们并不知道5个深度的值,因此,我们使用迭代方法来得到最优的拟合剖面。

首先,我们选取一组深度值和温度梯度值作为第一猜想,其中温度梯度值包括两个常数值和3个平均值:

$$\begin{aligned} D^{(0)} &= (d1^{(0)}, d2^{(0)}, d3^{(0)}, d4^{(0)}, d5^{(0)}) \\ G_T^{(0)} &= (G_T^{(m)}, G_T^{(th)}, \overline{G}_T^{(tr)}, \overline{G}_T^{(d1)}, \overline{G}_T^{(d2)}) \end{aligned} \quad (3)$$

每一次迭代计算后都要观察拟合结果的误差情况,误差公式计算如下:

$$RMSE^{(k)} = \left(\sum_{i=1}^n (T_i^{(k)} - T_i)^2 \div n \right)^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

然后,我们使用迭代方法拟合每一个剖面数据得到拟合剖面。迭代遵循的原则是:每一次迭代只能对某一个深度调整一次,其中排除类似于 $\delta dm^{(k)} = (0, 0, 0, 0, 0)$ 的组合情况,那么就会产生 $242(3^5-1)$ 种不同的组合方式来调整深度值,以减小误差。

$$\begin{aligned} d_m^{(k+1)} &= d_m^{(k)} + \delta d_m^{(k)}, \\ \delta d1^{(k)} &= (\Delta z, 0, 0, 0, 0), \\ \delta d2^{(k)} &= (-\Delta z, 0, 0, 0, 0), \\ \delta d3^{(k)} &= (0, \Delta z, 0, 0, 0), \\ &\dots \\ \delta d242^{(k)} &= (0, 0, 0, 0, -\Delta z) \end{aligned} \quad (5)$$

我们通过拟合得到拟合剖面,选择其中均方根误差(Root Mean Squared Error, RMSE)值最小的一系列深度值记为 $D^{(k+1)}$ 。我们重复这个迭代过程直到得到最小RMSE。判断迭代终止的标准为:最大的迭代次数 k_{\max} 和RMSE的判定标准Rc。每一次迭代($k < k_{\max}$)后,将RMSE与Rc进行比较。如果 $RMSE < Rc$,我们终止迭代并得到最优拟合深度值。

表1 文中涉及的各项变量名及含义

变量	变量含义	变量	变量含义	变量	变量含义
$T^{(m)}$	混合层温度	$G_T^{(m)}$	混合层梯度	$d1$	混合层深度
$T^{(en)}$	夹层温度	$\overline{G}_T^{(en)}$	夹层平均梯度	$d2$	温跃层顶的深度
$T^{(th)}$	温跃层温度	$G_T^{(th)}$	温跃层梯度	$d3$	温跃层底的深度
$T^{(tr)}$	过渡层温度	$\overline{G}_T^{(tr)}$	过渡层平均梯度	$d4$	第一深层顶部的深度
$T^{(d1)}$	第一深层温度	$\overline{G}_T^{(d1)}$	第一深层平均梯度	$d5$	第一深层底部的深度
$T^{(d2)}$	第二深层温度	$\overline{G}_T^{(d2)}$	第二深层平均梯度	H	水的深度

否则,继续重复迭代过程直到 $k = k_{\max}$ 。如果在 $k = k_{\max}$ 时, RMSE 仍然大于 R_c , 那么就要舍弃该剖面。文中我们选择 $k_{\max}=300$, $R_c=0.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。 R_c 的选择由观测数据的情况决定, 如果观测数据更加精确, 那么 R_c 值会大大减小。6个垂直温度梯度值每一次迭代都会被更新。当误差 RMSE 小于标准误差时, 我们得到新的拟合剖面, 同时得到一系列垂直梯度的值。

3 结果分析

参数化拟合模型把任意剖面转化为5个深度值 ($d1, d2, d3, d4, d5$) 和5个垂直温度梯度 ($G_T^{(m)}, G_T^{(d1)}, G_T^{(d2)}, G_T^{(d3)}, G_T^{(d4)}, G_T^{(d5)}$)。这些参数表征了海洋垂直向上的重要的物理特征, 并且对第一猜想值是不太敏感的。第一猜想值只是影响迭代次数, 选择较好的第一猜想值只是会减少迭代次数, 不会影响拟合结果。对这些特征的分析可以使我们发现该海域的时空特征。

3.1 拟合剖面与观测剖面的分析比较

通常, 算法的验证有两个衡量标准: 观测剖面

与拟合剖面之间的 RMSE 和相关系数 (Correlation Coefficient, Cor)。图2为任意选取的4个拟合剖面与观测剖面之间垂直方向上的 RMSE, 分别为 0.72、0.40、0.90 和 0.82。两者之间的垂向平均 Cor 也都在 0.84 以上。从图2我们可以看到该算法得到的拟合剖面与观测剖面一致性较好。

3.2 海面温度的季节变化

全年12个月 SST 月平均值的变化曲线呈现出了黑潮延伸体的一些特征 (见图3a)。黑潮延伸体海域水体的 SST 有很明显的季节变化: 冬季较冷的月份 SST 较低; 夏季较热的月份 SST 较高。全年最高 SST 出现在8月和9月, 达到 $27\text{ }^{\circ}\text{C}$; 最低 SST 出现在1月和2月, 仅为 $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。夏季和秋季 SST 升高, 冬季降低, 次年春季 SST 继续降低, 后在3、4月份开始升高。由此可以看出黑潮延伸体海域水体 SST 存在夏高冬低的变化特征。海表面是海气相互作用的界面, 与大气接触密切, SST 的月变化趋势受四季温度变化影响较大。春季黑潮延伸体海域的海气相互作用包含着复杂的局地反馈: SST 升高, 会使得海表风速增强; 风速增强时影响海洋表面热通量增

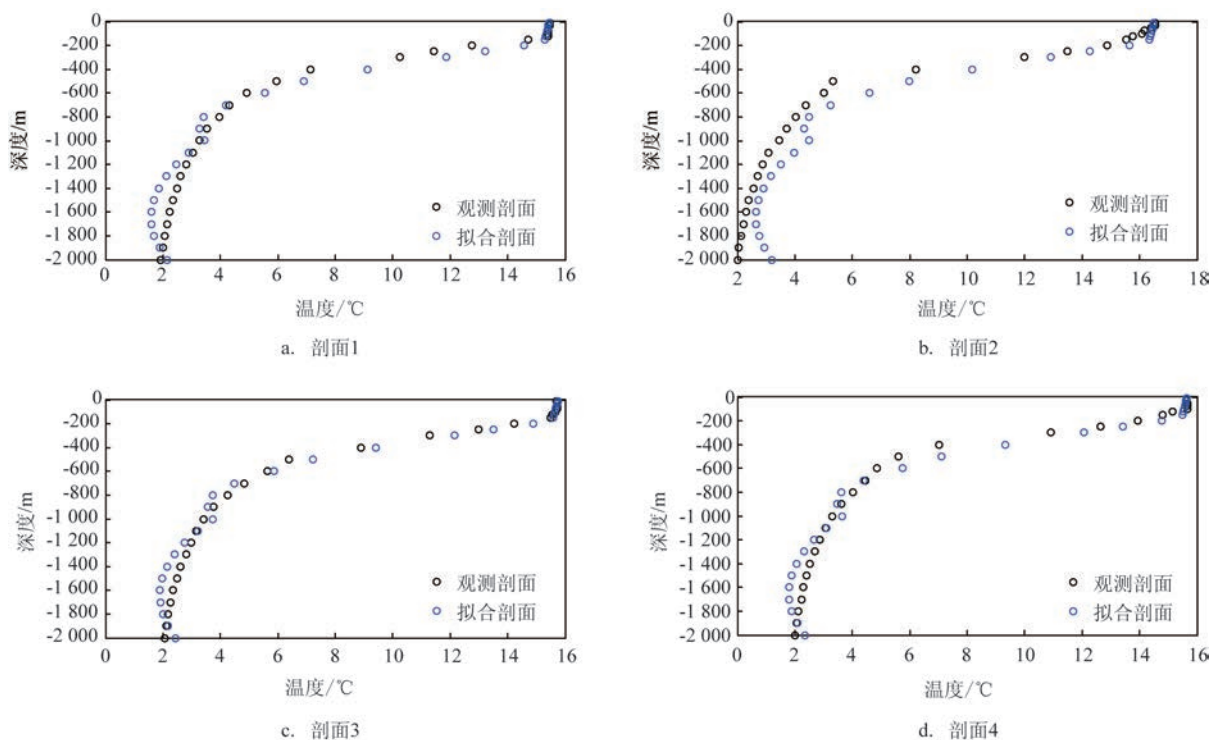


图2 拟合剖面与观测剖面比较

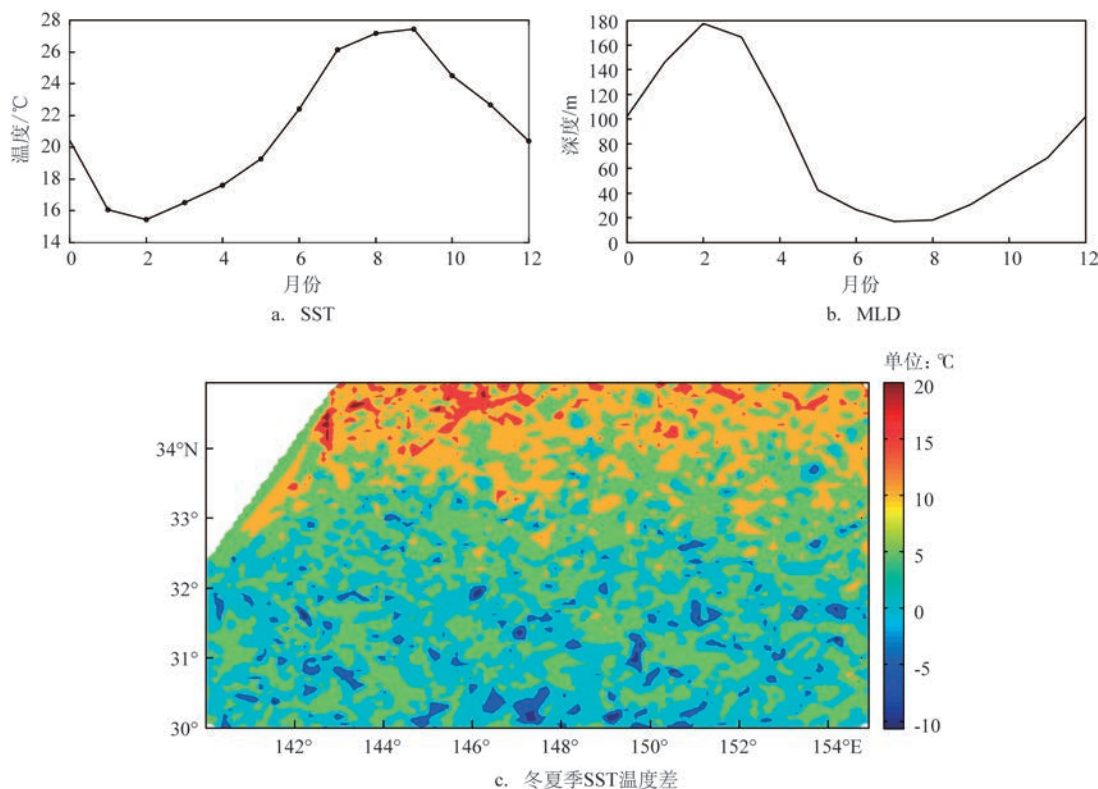


图3 12月至次年12月混合层参数变化

加;海洋失去热量增多又会使SST降低。黑潮延伸体冲击地形形成大量漩涡,会使得SST和风速随着漩涡的季节变化发生相应变化(见图1)。黑潮延伸体南部海区再生涡旋的位置和强度决定了黑潮延伸体海域的四季偏移。在东太平洋,风应力旋度引起了海面高度的变化,这种变化可能需要大约2a的时间才能传播到黑潮延伸体再生涡旋所处的南部海域,这就对黑潮延伸体的南北移动造成了影响,使得南北海区的SST受到影响。由于南部海区与北部海区的温差较大,这就预示着南部海区比北部海区有更多的云含量、水含量、雷电和热通量等。南部海区降雨多,黑潮延伸体的气旋隐藏在此处并向北移动,海水的相对流动强于北边。

如图3c所示,海表温度在黑潮延伸体西北部分海域水体低至5℃左右,而在南部海域水体温度较高。造成这种南北差异的原因,可能是由于研究区域西北40°N附近海域受到由北向南的千岛寒流的影响,而黑潮延伸体南部海域则与暖流交汇。

3.3 混合层

混合层是随深度分布趋于均匀的水层,海洋混合层对大气与海洋之间动量、热量、质量以及物质交换起着重要作用,我们借用拟合算法得到的各种混合层参数来分析混合层的变化特征。

图3b中可以看到MLD的变化趋势与图3a SST的变化趋势相反。MLD在2月最深,几乎达到180m;而在7月则降到了最浅,为17m左右。由此我们可以得出结论:冬季SST较低的时候MLD较深;夏季SST较高的月份MLD则较浅。冬季,黑潮延伸体海域主要被来自东亚大陆中高纬度地区的西北干冷空气控制,并且来自低纬度携带大量热量的暖流在黑潮延伸体上空释放巨大的热量,加上冬季强烈且持续时间长的风的混合作用,海域的海水对流加强,在海洋上层形成一个较深的混合层,此时MLD较大。夏季,黑潮延伸体海域受到西南和东南方向暖湿空气的影响,致使海水层结加强、海水对流减

弱、MLD降低。由此可见,冬季MLD逐渐加深,夏季MLD变浅。

图4a—c是混合层冬季和夏季平均温度分布图,可见其存在季节变化特征。图5中也可以看到夏季平均温度最高达28℃,但是在黑潮延伸体主体海域的界限较为模糊;冬季实验海区的平均温度最高是22℃,并且此时黑潮延伸体海域作为南北海域界限很明显。混合层的平均温度同样存在水平变化,在黑潮延伸体主体海域混合层平均温度为

25℃,而其北部海域的平均温度较低,为18℃。由于黑潮延伸体主体海域像屏障一样,使黑潮延伸体以南和以北海域的水体很难汇合,致使平均温度不同。环流对表面温度同样产生一定的影响,图1中环流存在的地方,温度高低变化较大,并且最高温度所在位置随着环流移动,环流春强秋弱的变化也使得混合层温度变化如图4a—c所示。

图4e—f为MLD的季节特征分析图。冬季,MLD明显较大,冬季全年温度最低,海面不断冷却,

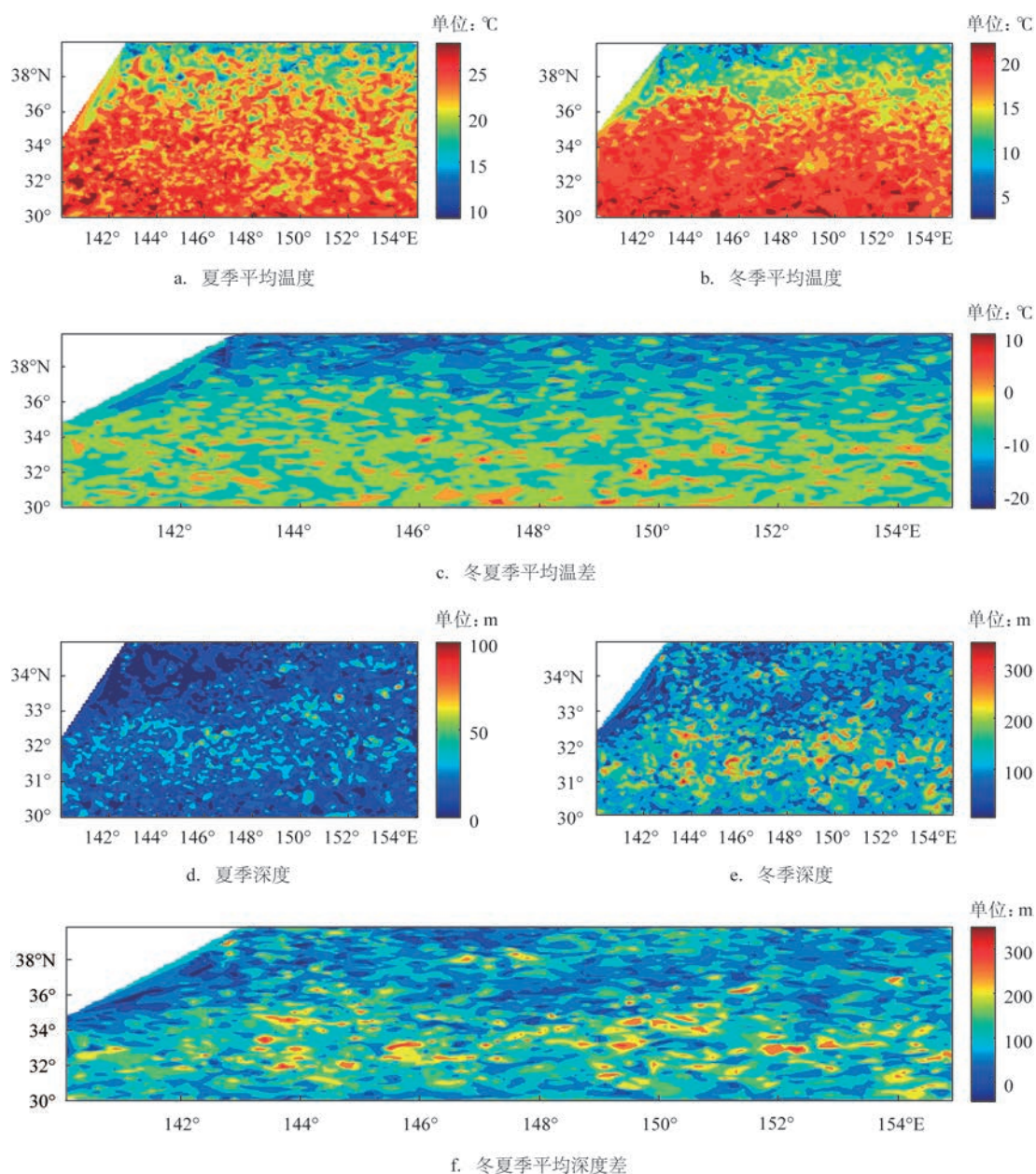


图4 不同季节混合层参数变化

对流混合显著增强,风和浪的混合作用增强了上层海水的混合,MLD较大;夏季,太阳辐射强,海水吸热增多导致层结加强,MLD变小。图4e—f与图3b有一致的变化特征。黑潮延伸体以南和以北海域水体的MLD有差异,由于黑潮延伸体的存在,使南北水层混合较难、层结不同、下沉深度不同。

3.4 夹层

对于夹层,我们首先分析夹层平均温度的季节

变化特征(如图6a—b)。相对于混合层而言,夹层温度整体低于混合层温度,这与温度随深度逐渐降低是一致的。从图6中可以看到,夏季相较冬季的平均温度要低一些,造成这一现象的原因可能是由于下层海水受季节影响较弱或有延迟效应。但是夹层的四季变化特征相较混合层来说没有那么突出,水平方向的温度变化较为平缓。但是由于夹层受到海-气通量影响较小,黑潮延伸体主体海域相较混合层更加明显。

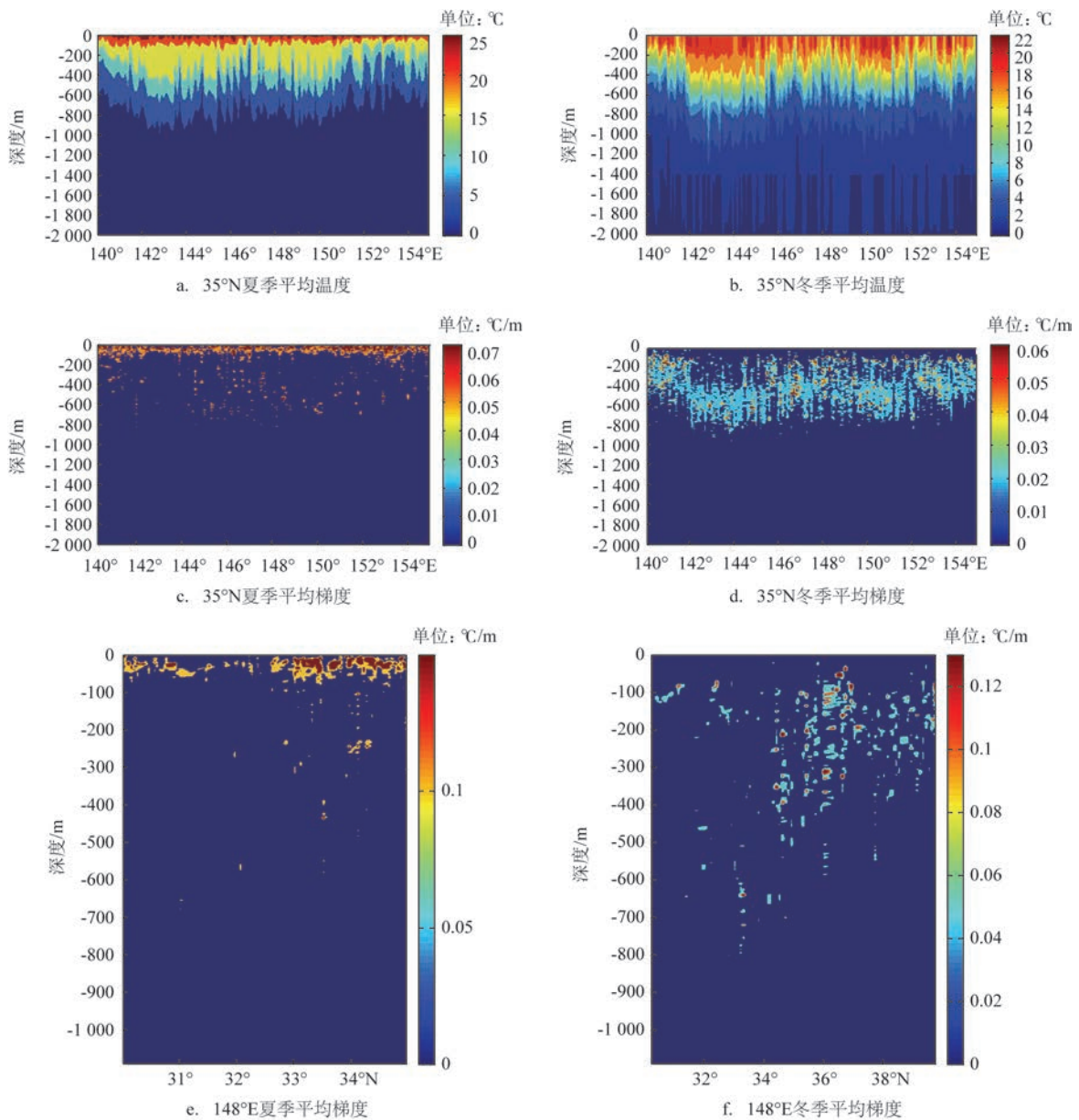


图5 黑潮延伸体海域35°N和148°E冬夏季参数变化

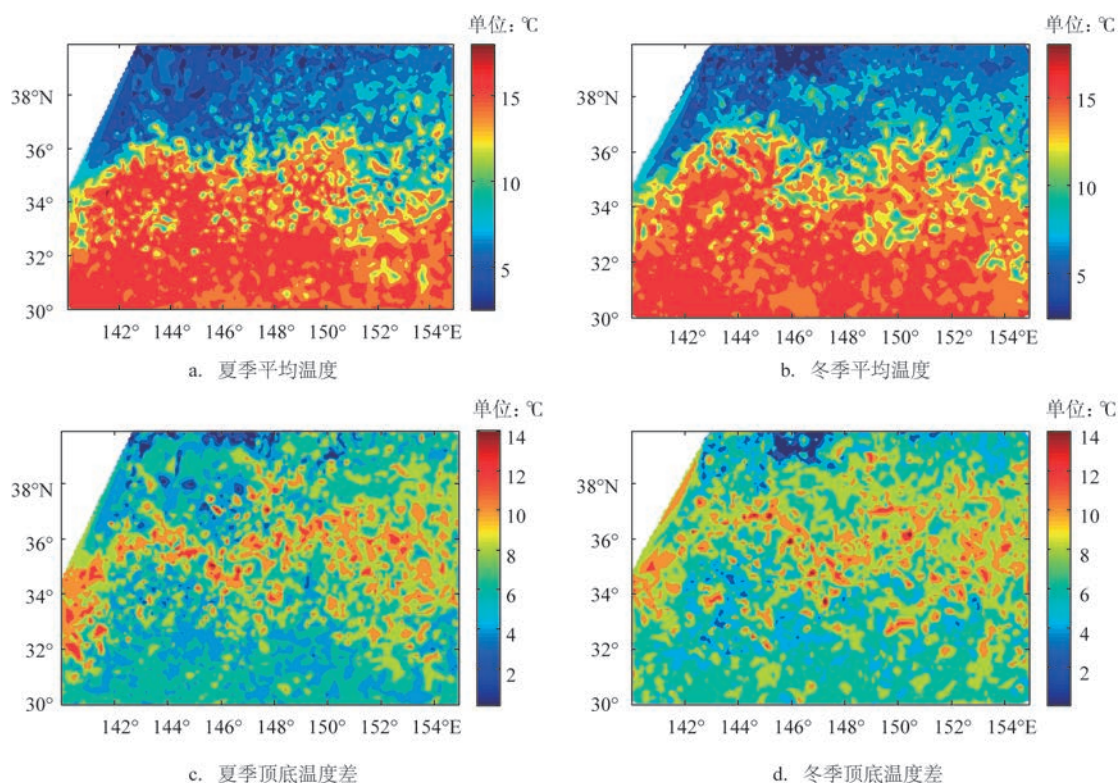


图6 夏季和冬季夹层参数变化

研究区域大部分海域的顶底温度差在 10 °C 左右,部分海域在 13 °C 左右,极少海域的温度差达到 15 °C (图 6c—d 所示),黑潮延伸体海域水体顶底温差较高,在 14 °C 左右。相较 MLD,夹层的深度也存在冬深夏浅的季节变化特征,但是由于夹层只是一个连接混合层与温跃层的水层,故变化较小。

3.5 温跃层

夹层是连接混合层与温跃层的水层,故温跃层平均温度相较于夹层变化不大,同样,温跃层平均温度也表现出夏季较低的季节特征(见图 7a—c)。不论是冬季还是夏季,黑潮延伸体主体海域以南水体平均温度高于北部与千岛寒流接壤海域的水体。夏季,黑潮延伸体以北海域水体温跃层平均温度降至 5 °C,但是以南海域水体平均温度则为 14 °C。冬季整体温跃层平均温度高于夏季温跃层平均温度,但南高北低的温度变化特征仍然存在。图 7a—c 可以清楚地看到黑潮延伸体以南海域水体冬季温度相较夏季有所升高,以北水体冬季温度则有所降低,寒暖流的存在对温度的季节变化影响较大。

由于温跃层温度急剧降低的特质,从图 7b 我们可以看到温跃层顶部和底部温度差值很大,黑潮延伸体主体海域水体及其以南海域水体的温度差超过 20 °C,冬季温差也同样较高。冬季混合层温度迅速降低,但是海水内部温度并不会急剧降低,致使冬季温差较小。在黑潮延伸体以南海域水体温差较大,温度迅速降低。黑潮延伸体以北海域的水体在冬季温差明显变小。

从图 7f—h 中可以看出温跃层的垂向梯度是 6 个水层里面最大的,温度垂向梯度在 0.02~0.08 °C/dbar 范围内。我们还可以看到,温跃层垂向温度梯度以黑潮延伸体为界,在黑潮延伸体以南和以北海域方向上存在与温度相反的特征,以南海域水体的垂向梯度较小,而以北海域水体的垂向梯度较大。这可能是由于北部接近千岛寒流,千岛寒流存在季节性跃层,进而影响了研究区域北部海域的温度垂向梯度。冬季,黑潮延伸体以北海域温度垂向梯度有所增大,以南海域水体温度垂直梯度减小,冬季 MLD 加深,环流在风浪的混合作用下加强,致使梯度发生变化,这个结论在图 8 中也得到证明。

从图 5 和图 8 可以发现,黑潮延伸体海域水体

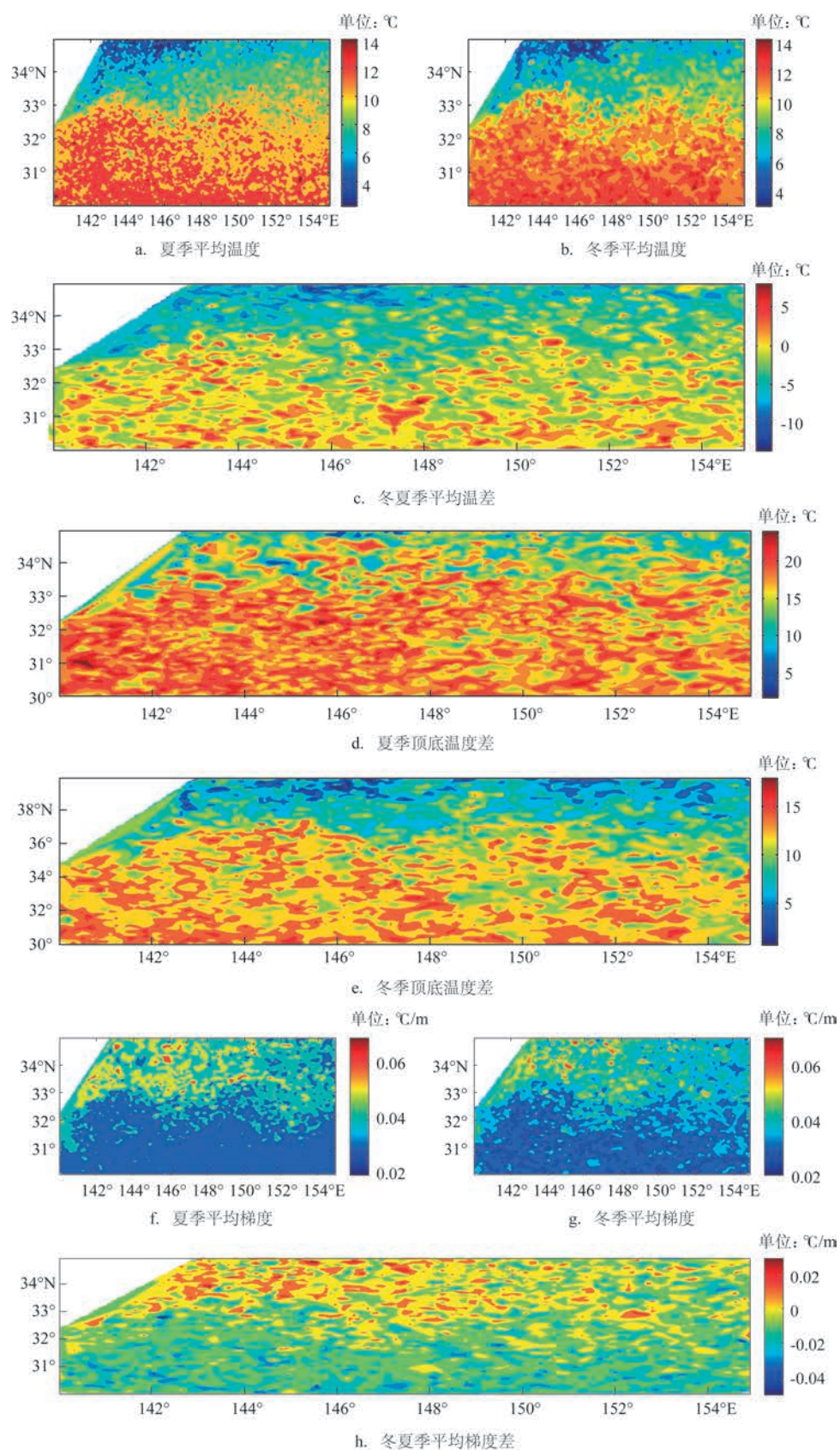


图7 夏季和冬季温跃层参数变化

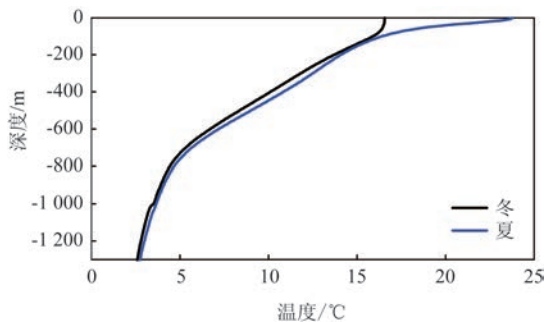


图8 冬夏季拟合剖面

的MLD最深,向北逐渐变浅;在东西向上,MLD西边较大,向东缓慢变浅。夏季,黑潮延伸体以北海域水体的MLD较小,冬季则较大。随着环流位置的移动,小部分海域受到影响。图5是黑潮延伸体海域35°N纬度断面图和148°E的经度断面图,两者结合可以确定黑潮延伸体海域水温跃层大致位置的变化规律:温跃层的底部深度最深大约在800 m左右,主体海域位置在36°N左右;黑潮延伸体中心位置水体的温跃层深度在500~600 m左右,季节性温跃层深度大约在100 m左右。由此可见,只看温度分布并不能看到黑潮延伸体海域水体的位置,加上梯度分布就能够得到黑潮延伸体海域水体的位置范围。

3.6 过渡层

过渡层平均温度较温跃层有所降低,但由于过渡层是连接温跃层和深层的水层,故平均温度降低没有非常显著。过渡层平均温度的季节变化没有那么明显。顶底温度差同温跃层相似,冬季温差较小,夏季温差较大。过渡层的垂向温度梯度很小,不超过0.001 5 °C/dbar,并且不存在很强的季节变化。过渡层的月平均厚度变化也较小,厚度在500~600 m左右。同样存在较强的南北向梯度,南部黑潮延伸体海域的水体有较大的过渡层深度。由于海水温度在深度超过1 000 m之后趋于稳定状态,所以深层的主要参数变化都非常微小。

4 结论

本文利用2002—2019年Argo数据,证明了三维热结构拟合算法具有能够把庞大的数据集转换

为小容量的各种动力参数数据的良好能力。文中基于多时间尺度,在拟合过程中将时间尺度长的参数(由历史数据或者气候态数据预先确定)作为背景数据集。拟合结果与对应的观测剖面吻合较好。基于这些动力参数的时-空变异场,较全面地量化描述了黑潮延伸体海域水体的三维热结构的时-空变化特征。结果表明:

(1)黑潮延伸体海域的水体由于环流、地形以及周围河流的影响,SST存在明显的夏高冬低的季节变化特征。冬季较冷月份的SST较低,仅为15 °C;夏季较热月份的SST较高,为27 °C左右。

(2)MLD存在冬深夏浅的变化趋势。冬季,黑潮延伸体海域有强烈的风致浪的混合作用,海域的海水对流加强,在海洋上层形成一个较深的混合层,此时MLD较大,在180 m左右;夏季,黑潮延伸体受到西南和东南方向的暖湿空气的影响,致使海水层结加强,海水对流减弱,MLD降低,仅在17 m上下浮动。混合层平均温度在夏季较高,为28 °C,冬季较弱,最高温度仅为22 °C。

(3)温跃层的垂向梯度最大,其顶部和底部温度差值也很大,黑潮延伸体主体海域水体都超过了20 °C。温跃层的底部深度大概在800 m左右,冬季中心位置在36°N左右,夏季在34°N;黑潮延伸体中心海域水体的MLD在500~600 m左右。季节性温跃层深度在100 m左右。

(4)作为承接上下两层的夹层和过渡层在垂向梯度、平均温度和顶底温度差等方面变化较小。夹层顶底温度差在10 °C左右,黑潮海域主体海域水体的温差较大,在14 °C。过渡层的垂向梯度不超过0.001 5 °C/dbar。

随着Argo的积累,海洋观测剖面逐渐增多,使描述海洋内部的三维热结构成为了可能。但是,Argo剖面具有随机性和不稳定性,我们很难得到关键性的动力学参数。该方法可以提取关键参数,把低频参数保留下来用于描述三维热结构的特征,同时也为后续理解和研究其机理提供前期准备。

参考文献:

- [1] 王宗山, 马成璞, 邹娥梅. 西太平洋水团特征的年际变化及其与某些气候因子的关系[J]. 黄渤海海洋, 1983, 1(1): 33-38.
- [2] 王晓丹, 钟中, 谭言科, 等. 冬季黑潮延伸体异常增暖对东亚夏季风影响的数值试验[J]. 热带气象学报, 2011, 27(4): 569-576.

- [3] 王喜冬, 韩桂军, 李威, 等. 利用卫星观测海面信息反演三维温度场[J]. 热带海洋学报, 2011, 30(6): 10-17.
- [4] 任惠茹, 康建成, 王甜甜, 等. 东海黑潮热核的时空变化[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2008, 28(5): 77-84.
- [5] 张启龙, 蔡榕硕, 齐庆华, 等. 西北太平洋上层热含量的时空变化[J]. 海洋科学进展, 2009, 27(2): 121-132.
- [6] Wu Z Y, Chen H X, Liu N. Relationship between East China Sea Kuroshio and climatic elements in East China [J]. Marine Science Bulletin, 2010, 12(1): 1-9.
- [7] 李宏, 许建平, 刘增宏, 等. 利用逐步订正法构建 Argo 网格资料集的研究[J]. 海洋通报, 2012, 31(5): 502-514.
- [8] 李宏, 许建平, 刘增宏, 等. 全球海洋 Argo 网格资料集及其验证[J]. 海洋通报, 2013, 32(6): 615-625.
- [9] 胡凤良, 王丽琼, 左瑞亭, 等. 黑潮延伸体区纬向扰动海温的结构特征及其对系统变异的指示作用分析[J]. 气候与环境研究, 2018, 23(5): 551-562.
- [10] 薛惠芬, 苗春葆, 董明媚, 等. 全球 ARGO 浮标及其观测资料状况分析[J]. 海洋技术, 2005, 24(4): 23-28.
- [11] 潘丰, 张有广, 林明森. 黑潮延伸体区海平面异常和中尺度涡的时空特征分析[J]. 海洋预报, 2012, 29(5): 29-38.
- [12] Carnes M R, Mitchell J L, De Witt P W. Synthetic temperature profiles derived from Geosat altimetry: comparison with air-dropped expendable bathythermograph profiles[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1990, 95(C10): 17979-17992.
- [13] Chu P C, Fan C W, Liu W T. Determination of vertical thermal structure from sea surface temperature[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2000, 17(7): 971-979.
- [14] Hurlburt H E, Fox D N, Metzger E J. Statistical inference of weakly correlated subthermocline fields from satellite altimeter data[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1990, 95(C7): 11375-11409.
- [15] Chu P C, Fralick Jr C R, Haeger S D, et al. A parametric model for the Yellow Sea thermal variability[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1997, 102(C5): 10499-10507.
- [16] Chu P C, Fan C W. Exponential leap-forward gradient scheme for determining the isothermal layer depth from profile data[J]. Journal of Oceanography, 2017, 73(4): 503-526.
- [17] Hurlburt H E. The potential for ocean prediction and the role of altimeter data[J]. Marine Geodesy, 1984, 8(1-4): 17-66.
- [18] Thacker W C, Long R B. Fitting dynamics to data[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 1988, 93(C2): 1227-1240.
- [19] Pascual A, Gomis D. Use of surface data to estimate geostrophic transport[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 2003, 20(6): 912-926.

Study on the spatial-temporal variability of three-dimensional thermal structure of Kuroshio extension

XING Xiao-bo^{1,2,3}, XU Yong-sheng^{1,2,3}, JIA Yong-jun⁴, HUANG Chao^{1,2,3}

(1. Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, Qingdao 266071 China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049 China; 3. Laboratory for Ocean and Climate Dynamics, Qingdao National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237 China; 4. National Satellite Ocean Application Service, Beijing 100081 China)

Abstract: Based on the Argo data in the Northwestern Pacific, a series of characteristic dynamic parameters were extracted from the Argo temperature-salt profile data using parameterized methods, and used for quantitative analysis of the Kuroshio extension sea water body three dimensional thermal structure of the space-time variation characteristics. This paper studied the area of three dimensional thermal structure of seasonal variation characteristics and its relationship with topography and the circulation. The results showed that the sea surface temperature of the Kuroshio extension body was characterized by seasonal variations of winter, spring, summer and autumn. The average sea surface temperature was 15 °C in winter and 27 °C in summer. The depth of the mixing layer is deep in spring and summer, about 180 m; in autumn and winter, it is shallow, about 17 m; in the horizontal direction, there is a strong gradient in the depth of the mixing layer. The average temperature scale of the thermocline in spring, summer, autumn and winter shows a significant difference between the north and the south. In summer, the average temperature of the southern sea area is about 14 °C, while that of the northern sea area is relatively low at about 5 °C. The depth of seasonal thermocline is about 100 m, and the maximum depth of the thermocline bottom is about 800 m in the Kuroshio extension area. The central location of the main body of the Kuroshio extension body is about 36°N in winter and about 34°N in summer.

Key words: Kuroshio extension; three-dimensional thermal structure; spatio-temporal variation