

郭贵正, 李刚, 何宜军, 等. 黑潮延伸体海域亚中尺度垂向热量运输的季节变化特征[J]. 海洋学报, 2024, 46(4): 23–33, doi:10.12284/hyxb2024033

Guo Guizheng, Li Gang, He Yijun, et al. Seasonal variability of submesoscale vertical heat transport in the Kuroshio Extension[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(4): 23–33, doi:10.12284/hyxb2024033

黑潮延伸体海域亚中尺度垂向热量运输的季节变化特征

郭贵正¹, 李刚¹, 何宜军^{1,2,3*}, 赵若楠¹

(1. 南京信息工程大学海洋科学学院, 江苏南京 210044; 2. 自然资源部空间海洋遥感与应用重点实验室, 北京 100081; 3. 崂山实验室区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东青岛 266237)

摘要: 亚中尺度过程伴随着强烈的垂向速度, 显著影响着海洋表面与海洋内部之间热量、浮力和质量等示踪物的垂向运输。基于 (1/48)° 的 LLC4320 模式结果, 本文对黑潮延伸体海域亚中尺度垂向热量运输的季节变化进行了研究。研究表明, 黑潮延伸体海域亚中尺度垂向热量运输具有明显的春夏秋冬强、夏秋弱的季节变化特征。上层海洋净亚中尺度垂向热通量变化与混合层深度变化趋势较为一致, 在混合层上方整体呈现出向上的亚中尺度热量运输, 混合层下方也存在很强的亚中尺度垂向热量运输, 但呈现正负交替的变化特征, 净亚中尺度垂向热量运输较小。垂向热通量波数频率协同谱分析表明, 混合层下方的亚中尺度垂向热量运输可能是由线性内波引起的, 但线性内波引起的向上与向下的垂向热量运输相互抵消, 在季节平均后净垂向热量运输较小。

关键词: 黑潮延伸体; 亚中尺度过程; 垂向热量运输

中图分类号: P733.4

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2024)04-0023-11

1 引言

水平尺度为 0.1~100 km 的亚中尺度过程广泛存在于上层海洋中, 通常表现为细长的涡丝、涡旋、锋面等结构特征^[1-2]。亚中尺度过程介于中尺度和小尺度过程之间, 具有不同于其他过程的动力特征, 其垂向相对涡度接近甚至超过行星涡度, 能够有效打破地转平衡, 促使能量从中尺度过程向小尺度过程传递^[3-5]。研究发现, 亚中尺度过程通常伴随着强烈的垂向运动, 其垂向速度比中尺度过程大一个量级, 有利于海表和海洋内部之间的热量、浮力和质量等示踪物的垂向运输^[6-8]。

海洋热量运输在海气相互作用^[9]、极地气候变化^[10]和全球变暖^[11]等过程中起着重要作用。由于海洋垂

向流速远小于大尺度环流和中尺度涡旋引起的水平流速, 垂向流速的测量难度较高, 因此直到现在高分辨率数值模式的发展才推动了亚中尺度垂向热量运输的研究^[7, 12-13]。Su 等^[7]通过全球亚中尺度分辨率 LLC4320 模式资料研究发现, 亚中尺度过程垂向热量运输是全球热量收支的重要组成部分, 在上层海洋中, 亚中尺度过程能够引起向上的净垂向热量运输, 在冬季中纬度地区平均可达 100 W/m², 是中尺度垂向热量运输的 5 倍, 显著影响着海洋的热量收支。Wang 等^[13]采用欧拉坐标系研究了黑潮延伸体中一对中尺度气旋涡和反气旋涡所引起的亚中尺度垂向热量运输, 发现反气旋涡引起的亚中尺度垂向热量运输几乎是气旋涡的 2 倍, 且低频亚中尺度垂向热量运输在月

收稿日期: 2023-11-24; 修订日期: 2024-03-18。

基金项目: 国家自然科学基金重大仪器设备研制项目(42027805)。

作者简介: 郭贵正(1998—), 男, 山东省临沂市人, 主要从事海洋亚中尺度过程研究。E-mail: guizheng_g@163.com

* 通信作者: 何宜军(1963—), 男, 湖南省临湘市人, 教授, 从事海洋微波遥感研究。E-mail: yjhe@nuist.edu.cn

平均垂向热量输运中占据主导位置。因此研究亚中尺度垂向热量输运对于我们理解海洋上层海洋热量收支和海洋内部与大气之间的热量输运具有重要意义。

前人研究表明,亚中尺度过程的重要生成机制是混合层斜压不稳定和应变诱导的锋生过程,与混合层厚度变化密切相关^[1],具有冬强夏弱的显著季节变化特征^[14-15]。亚中尺度垂向热量输运受亚中尺度过程的影响,也具有明显的季节性^[7, 16-17]。与开阔海域亚中尺度垂向热量输运冬强夏弱的季节变化特征不同,陆架区域受上升流和下降流影响显著,不仅在夏季也有很强的亚中尺度垂向热量,还比开阔海域大一个量级^[16]。中尺度涡边缘伴随的亚中尺度过程可以引起强烈的垂向速度,能够将热量从海洋内部输送到海洋表面,关于中尺度涡旋和锋面等过程产生的亚中尺度垂向热量输运已有许多学者进行了研究^[13, 18-20],但对黑潮延伸体海域亚中尺度垂向热量输运缺乏整体的认识。因此,本研究将利用 LLC4320 模式数据,重点研究黑潮延伸体海域亚中尺度垂向热量输运的整体季节变化,探讨其特征和影响机制。

2 数据和方法

2.1 数据介绍

本文采用 LLC4320 模式数据对黑潮延伸体海域进行研究, LLC4320 是指采用麻省理工学院通用环流模型(MITgcm)在纬度-经度极地盖(LLC)网格上进行全球、全深度的海洋和海冰数值模拟。模式水平分辨率为 $(1/48)^\circ$, 在不同的纬度具有不同的分辨率,在黑潮延伸体区域分辨率约为 1.7 km。垂直方向上共分为 90 层,并在表层进行了加密,在 100 m 深度以内共有 22 层数据,由于本文主要研究上层海洋亚中尺度垂向热量输运,因此采用 500 m 深度内的 40 层数据。本文使用的 LLC4320 模式数据范围为 $29^\circ \sim 40^\circ\text{N}$, $140^\circ \sim 165^\circ\text{E}$, 时间长度为 2011 年 10 月 1 日至 2012 年 9 月 31 日,模式时间分辨率为 1 h。将研究区域进一步划分为 3 个子区域(图 1),其中, R1 区域位于黑潮延伸体流轴北部($38^\circ \sim 39.8^\circ\text{N}$, $140^\circ \sim 165^\circ\text{E}$), R2 区域位于黑潮延伸体流轴($35^\circ \sim 37^\circ\text{N}$, $140^\circ \sim 165^\circ\text{E}$), R3 区域位于黑潮延伸体流轴南部($32^\circ \sim 34^\circ\text{N}$, $140^\circ \sim 165^\circ\text{E}$)。LLC4320 模式现已广泛应用于海洋亚中尺度过程的研究^[7-8, 12, 21]。

本文的季节划分为春季 3-5 月、夏季 6-8 月、秋季 9-11 月、冬季 12 月到翌年 2 月。由于仅有一年数据,秋季时间不连续,因此秋季季节平均采用 2010 年 10 月、11 月以及 2012 年 9 月数据计算。

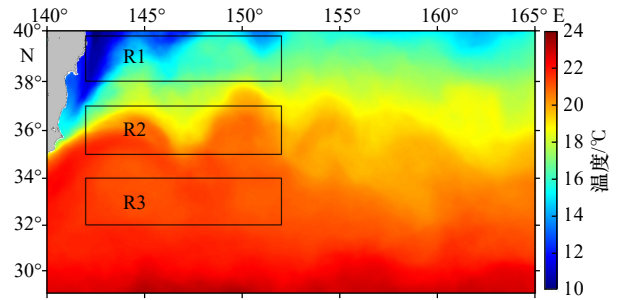


图 1 黑潮延伸体 10 m 层年平均温度的空间分布
Fig. 1 The spatial distribution of the annual average temperature at the 10-meter depth of the Kuroshio Extension

R1、R2 和 R3 是研究的子区域

R1, R2, and R3 are the sub-areas of the study

2.2 方法

2.2.1 亚中尺度信号提取方法

亚中尺度过程是介于中尺度和小尺度之间的过渡过程,同时具有地转与非地转的特征,因此首先要确定亚中尺度的范围。在谱空间中,不同的动力过程具有不同的特征,因此水平各向同性波数谱是估算数值模式亚中尺度和中尺度过程空间临界值的有效手段。在水平运动均匀性和各向同性假设下,在以准地转运动为主的波数范围内,动能谱斜率接近 k^{-3} 。在亚中尺度范围内,动能谱的斜率相对平坦,接近 k^{-2} 。黑潮延伸体海域 1 月 15 日 40 m 深度的流速水平各向同性波数谱如图 2 所示,在波长为 50 km 处,动能谱斜率指数由 -3 转为 -2 ,在波长 10 km 处,谱斜率迅速衰减,

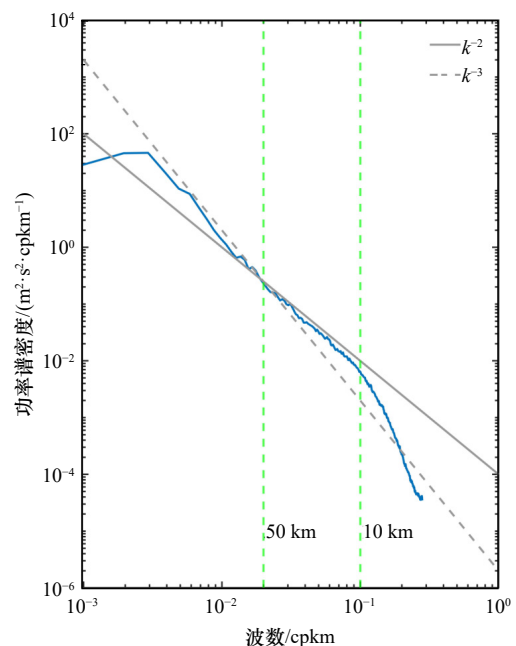


图 2 黑潮延伸体区域 2012 年 1 月 15 日 40 m 深度动能谱
Fig. 2 Kinetic energy spectrum at a depth of 40 m in the Kuroshio Extension region on January 15, 2012

表明 LLC4320 模式数据在黑潮延伸体海域识别亚中尺度过程的范围为 10~50 km, 因此本文中的亚中尺度是指 10~50 km。本文采用时空滤波方法来分离亚中尺度过程^[13, 17], 采用雷诺分解法将原始物理量(φ)划分为年平均项($\bar{\varphi}$)和扰动项, 然后将扰动项进一步分解为中尺度(φ_m)和亚中尺度分量(φ_s), 公式如下:

$$\varphi = \bar{\varphi} + (\tilde{\varphi} - \bar{\varphi}) + (\varphi - \tilde{\varphi}) = \varphi_1 + \varphi_m + \varphi_s, \quad (1)$$

式中, $\tilde{\varphi}$ 表示对物理量先进行时间滤波, 然后叠加空间滤波的结果, 时间和空间滤波的截断频率分别为 7 d 和 50 km。

2.2.2 亚中尺度垂向热通量的计算

亚中尺度垂向热通量的计算公式为

$$\text{VHF}_s = C_p \rho W_s T_s, \quad (2)$$

式中, VHF_s 为亚中尺度垂向热通量; C_p 为海水比热容; ρ 为海水密度; W_s 和 T_s 分别为亚中尺度垂向速度和亚中尺度海水温度, 设 C_p 和 ρ 为常数, $C_p = 4096 \text{ J}/(\text{kg} \cdot ^\circ\text{C})$, $\rho = 1024 \text{ kg}/\text{m}^3$ 。

2.2.3 混合层深度计算方法

本文计算混合层深度的方法为阈值法^[22], 通过判断温度垂向梯度是否存在阈值范围来确定混合层深度, 具体方法为由上至下逐层计算当前深度与基准深度(水下 10 m)的温度差值, 直到温度差值大于 0.3°C , 则将当前深度视为混合层深度。

2.2.4 波数频率协同谱

垂向热通量($C_p \rho W_s T_s$)由亚中尺度垂向速度和亚中尺度海水温度计算得到, 因此单一变量的波数频率谱不再适用, 需要计算垂向速度和温度的波数频率协同谱^[12-13, 23], 计算公式如下:

$$|\hat{\varphi}_{wT}|^2 = \text{Re} [C_p \rho \widehat{W} \widehat{T}^*(k, \omega)], \quad (3)$$

式中, \widehat{w} 是垂向速度的三维离散傅里叶变换; \widehat{T}^* 是温度三维离散傅里叶变换后的共轭; k 和 ω 分别为波数和频率。在计算垂向速度和温度的波数频率协同谱时, 首先要去除垂向速度和温度在空间和时间上的平均值和线性趋势。随后, 将两个去趋势变量乘以一个 3D 汉宁窗, 最后对三维傅里叶变换后得到的水平波数做方位角平均, 即得到二维谱密度 $|\hat{\varphi}_{wT}|^2$ 。

3 结果与分析

3.1 黑潮延伸体亚中尺度垂向热通量的季节变化

图 3 为黑潮延伸体亚中尺度垂向热通量在 40 m 深的季节性分布, 呈现显著的冬强夏弱的特点, 与亚中尺度过程的季节性相同^[14-15, 24]。冬季(图 3d)热通量在整个研究区域均为较强的正值, 值得注意的是, 在黑潮延伸体流轴及其北部高纬度区域热通量最大值超过 $300 \text{ W}/\text{m}^2$, 远大于南部低纬度区域, 且中尺度涡边缘热通量大于中尺度涡内部; 春季(图 3a)热通量空间分布与冬季相似, 但热通量明显减弱; 在夏秋季(图 3b, 图 3c), 较强热通量主要分布在黑潮延伸体流轴及陆架区域, 且呈现正负交替的空间分布, 其他绝大部分区域热通量较弱。

不同区域热通量的季节变化特征不同, 图 4 展示了不同区域平均热通量及混合层深度随时间的变化情况。3 个区域中热通量的变化和混合层深度的变化具有很强的相关性, 均在冬季达到最大值, 春秋季逐渐减小。在 R1、R2 区域中, 热通量在 11 月迅速增加, 整个冬春季维持在较高的水平, 最高可超过 $300 \text{ W}/\text{m}^2$,

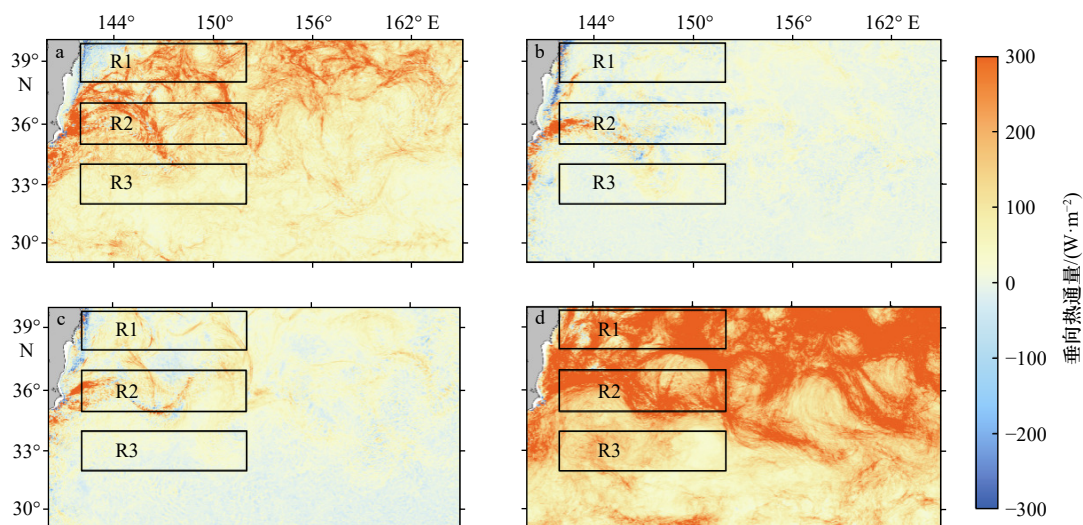


图 3 春(a)、夏(b)、秋(c)、冬(d)季节平均亚中尺度垂向热通量的空间分布
Fig. 3 Spatial distribution of seasonally averaged submesoscale vertical heat transport in spring (a), summer (b), autumn (c), and winter (d)

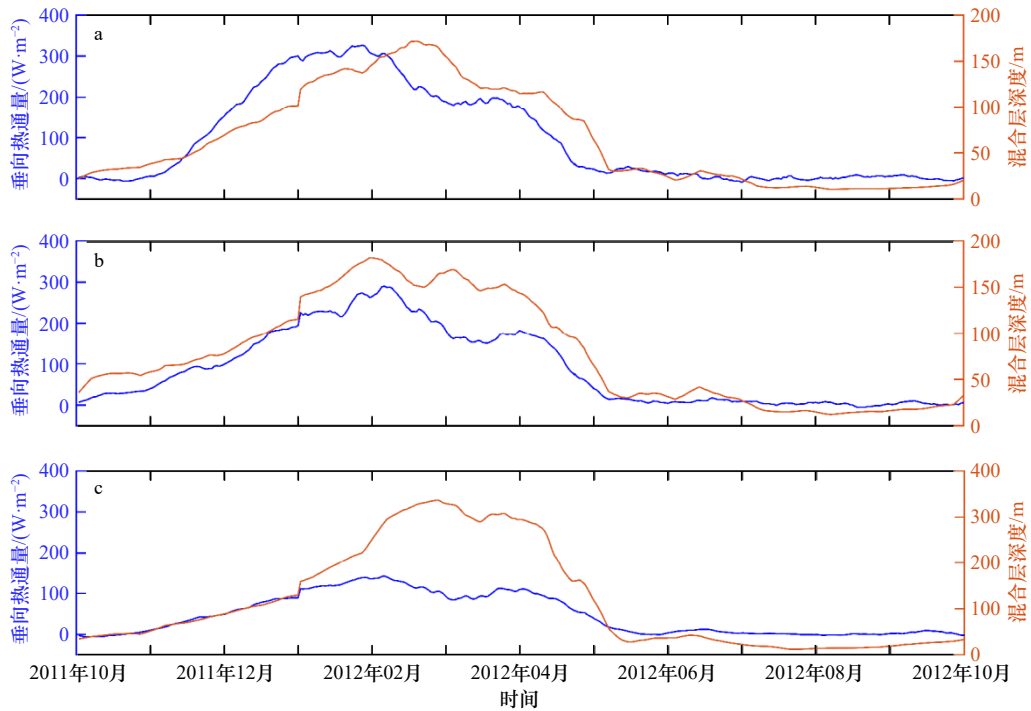


图 4 R1(a)、R2(b)和 R3(c)区域平均亚中尺度垂向热通量及混合层深度随时间的变化情况

Fig. 4 The time series of submesoscale vertical heat flux and mixed layer depth averaged over regions R1 (a), R2 (b) and R3 (c)

在 5 月之后又保持在一个极小的范围内, 亚中尺度垂向热量运输不显著; R3 区域冬季混合层深度远大于 R1、R2 区域, 但冬季热通量峰值最高仅为 100 W/m^2 , 远小于 R1、R2 区域。

情况, 在上层海洋 200 m 以内主要为向上的热量运输。不同季节热通量所影响的深度不同, 与混合层深度极大相关, 但整体趋势都是先增强后减弱趋于 0, 冬春季混合层深度大, 热通量减弱时所处的深度也相对较大。

图 5 为各个季节区域平均热通量随深度的变化

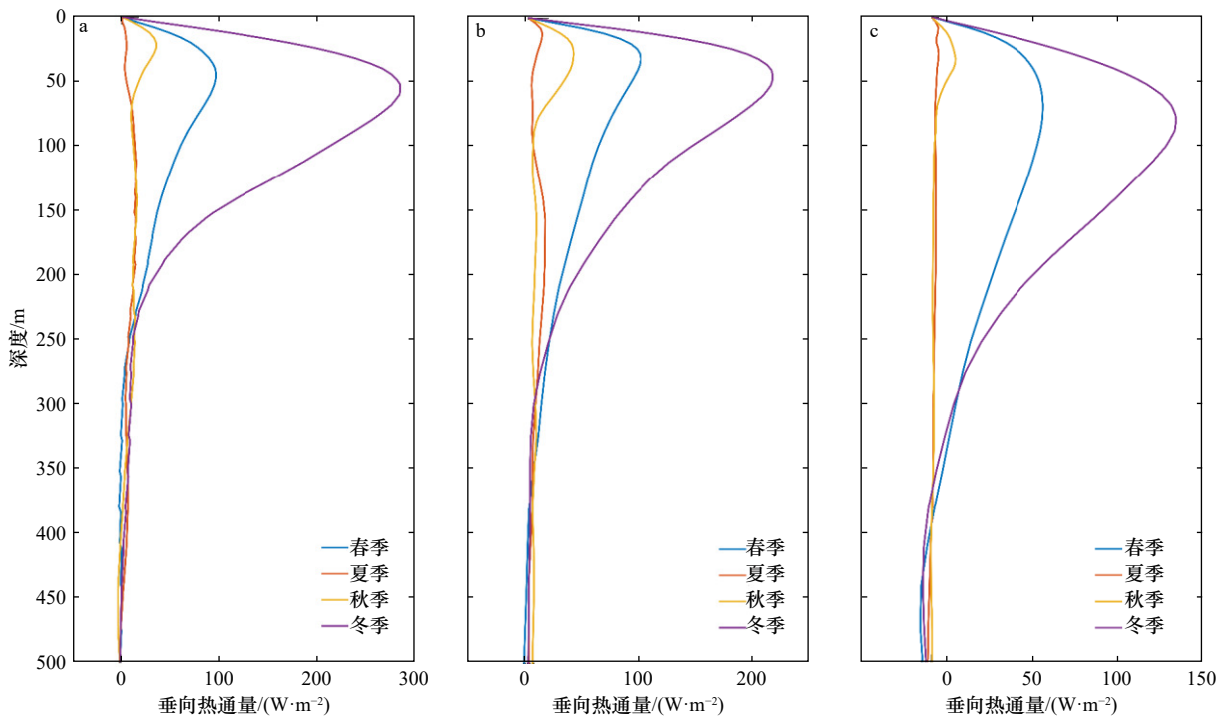


图 5 R1 (a)、R2 (b) 和 R3 (c) 区域季节平均垂向热通量随深度的变化情况

Fig. 5 Seasonal average vertical heat flux variation with depth in regions R1 (a), R2 (b), and R3 (c)

图6为区域平均热通量随时间、深度的变化情况,其中黑色曲线为区域平均混合层深度。在所有子区域中,较强的热通量均分布在混合层内,且基本上全是正值,表明在混合层内向上输送热量,而在混合层以下,热通量数值较小,垂向输运不显著。在R1、R2区域中,冬春季混合层深度较深,混合层内热通量

较强,达到 300 W/m^2 ,夏秋季,随着混合层深度的减弱,热通量的数值也逐渐减弱。在混合层以下,热通量数值在 $-100\sim 100\text{ W/m}^2$ 之间,且具有正负交替的现象,因此时间平均后数值极小,垂向输运不显著。在R3区域中,冬春季混合层深度远大于R1和R2区域,但混合层内热通量的数值远小于R1和R2区域。

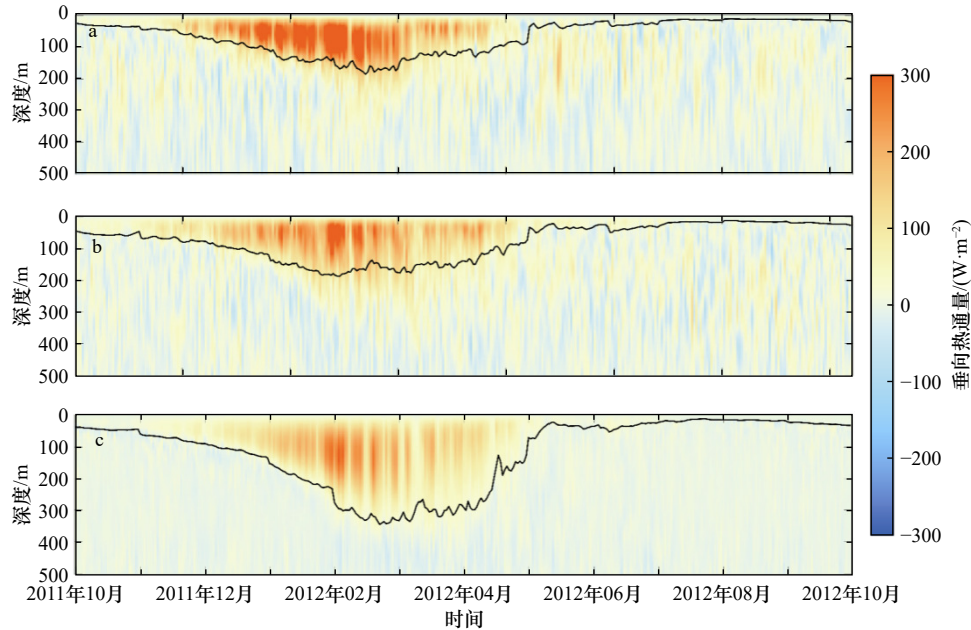


图6 R1(a)、R2(b)和R3(c)区域平均亚中尺度垂向热通量随深度、时间的变化情况

Fig. 6 Vertical and temporal variations of the means of submesoscale vertical heat flux in regions R1 (a), R2 (b), and R3 (c)

黑色曲线为混合层深度

The black line representing the mixed layer depth

亚中尺度垂向热量运输在混合层内能够引起强烈的向上热量运输^[16-17, 25],具有明显的冬强夏弱季节变化特征,向上热量运输最强的时间出现在冬季的1-3月,混合层以下净垂向热量运输较低。在黑潮延伸体流轴全年都有较强的亚中尺度垂向热量运输,冬春季亚中尺度垂向热量运输高值主要分布在黑潮延伸体流轴及其北侧区域,其他区域较低。

亚中尺度过程通常具有罗斯贝数 $Ro \approx 1$ 的特点,而根据Rocha等^[15]的研究,标准化后的相对涡度可以视为罗斯贝数 Ro 表征的亚中尺度过程的强弱。冬夏季不同深度标准化相对涡度场(通过原始速度计算,以1月15日和7月15日为例)如图7所示,具有明显的季节性。在图7a中,研究区域冬季40 m深度处的亚中尺度结构丰富,涡丝、涡旋分布密集,且相对涡度绝对值较大,普遍大于1。相对冬季丰富的亚中尺度过程,夏季(图7b)亚中尺度涡丝和涡旋较少,具有较大相对涡度的亚中尺度过程主要存在于中尺度涡旋边缘以及黑潮延伸体锋面区域,且亚中尺度过程普遍

偏弱。亚中尺度涡旋垂向尺度有限,主要存在于混合层内,影响深度有限^[26]。200 m深度处于混合层以下,相对涡度主要分布在黑潮延伸体锋面以及中尺度涡旋边缘,其他区域普遍小于40 m深度处。冬季R3区域混合层较深,200 m深度依然处于混合层内,因此也有较大的相对涡度分布(图7c)。

垂向热通量水平分布的瞬时图像显示,冬季(图8c)、夏季(图8d)200 m深度处也有很强的垂向热量运输,大值主要分布在黑潮延伸体流轴及其北侧,绝对值超过 5000 W/m^2 ,表现为明显的正负交替分布,而在流轴南侧,数值相对来说较小。冬季40 m深度(图8a)处于混合层内,热通量绝大部分为正值,而夏季40 m深度(图8b)处于混合层以下,表现为正负交替出现的空间分布,因此冬季整个季节区域平均后没有明显的净垂向输运特征。

在涡旋和锋面海域,锋生和大气强迫引起的浮力损失相互作用会增强水平浮力梯度,触发亚中尺度对称不稳定,并引起强烈的垂向非地转次级环流^[27]。图9

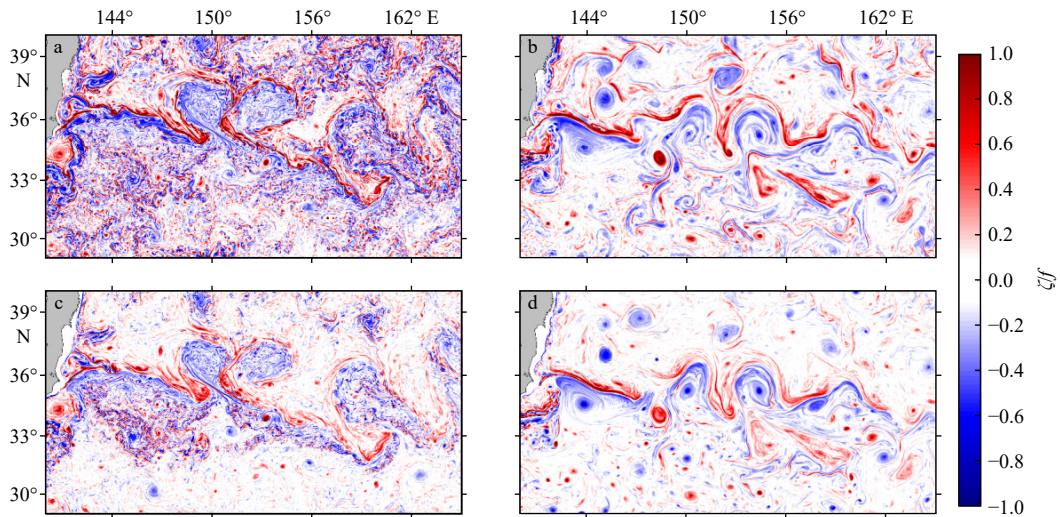


图 7 相对涡度在 1 月 15 日 (a, c) 和 7 月 15 日 (b, d) 的空间分布

Fig. 7 The spatial distributions of relative vorticity on January 15th (a, c) and July 15th (b, d)

a 和 b 为 40 m 层, c 和 d 为 200 m 层, 均以行星涡度标准化

a and b are at the 40 m level, c and d are at the 200 m level, all normalized by planetary vorticity

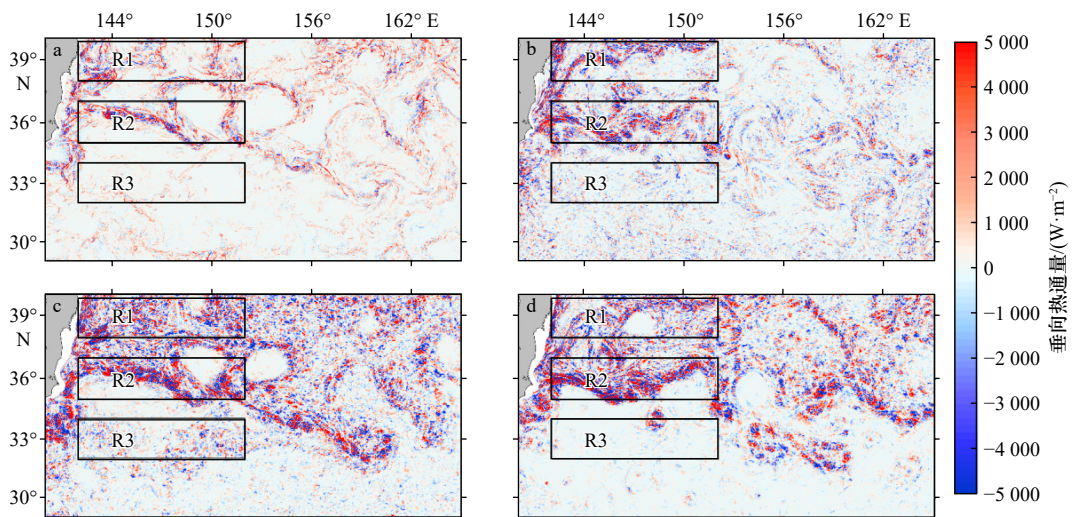


图 8 垂向热通量在 1 月 15 日 (a, c) 和 7 月 15 日 (b, d) 的空间分布

Fig. 8 Spatial distribution of vertical heat flux at depths of 40 m (a, b) and 200 m (c, d) on January 15th (a, c) and July 15th (b, d)

a 和 b 为 40 m 层, c 和 d 为 200 m 层

a and b are at the 40 m level, c and d are at the 200 m level

展示了 1 月 15 日和 7 月 15 日不同深度的水平浮力梯度 ($|\nabla b|$), 其中浮力 $b = g(1 - \rho/\rho_0)$, g 为重力加速度, ρ 为密度, ρ_0 为参考密度。在混合层中, 应变诱导的锋生过程中会产生尖锐的密度锋^[1], 同时部分锋面和涡丝会通过混合层斜压不稳定性转变为亚中尺度涡旋, 因此在水平浮力梯度较大的地方通常对应着较大的罗斯贝数^[28]。相比于罗斯贝数分布, 40 m 深度 (图 9b) 水平浮力梯度夏季比冬季更强, 分布也更为广泛, 引起的非地转次级环流带来强烈的亚中尺度垂向热量运输。亚中尺度垂向热通量与水平浮力梯度的分布较为一致, 在涡旋边缘和流轴等水平浮力梯度较大

的区域, 诱发强烈的非地转次级环流, 使得亚中尺度垂向热量运输也很强。

亚中尺度垂向热通量的空间分布与标准化相对涡度和水平浮力梯度的分布较为一致, 但在混合层内部 40 m 深度处 (图 7a, 7b), 具有丰富的亚中尺度涡旋、锋面等结构, 在 200 m 深度处 (图 7c, 7d) 明显减弱, 而亚中尺度垂向热量运输在 200 m 深度处 (图 8c, 8d) 反而得到加强, 表明混合层上下亚中尺度垂向热量运输具有不同的动力机制。

3.2 亚中尺度垂向热通量的波数频率协同谱

不同尺度的运动具有不同的波长和频率, 因而可

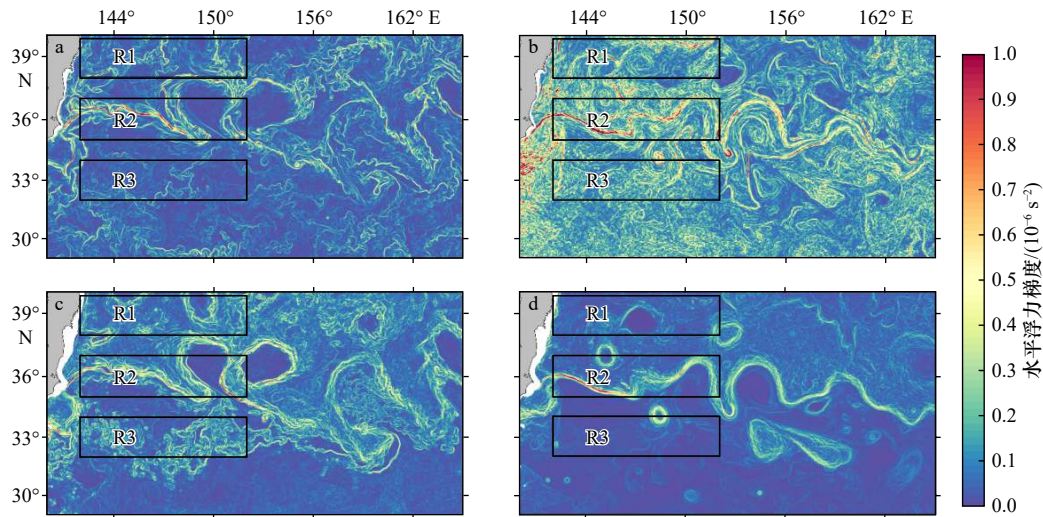


图9 水平浮力梯度在1月15日(a, c)和7月15日(b, d)的空间分布

Fig. 9 Spatial distribution of horizontal buoyancy gradient on January 15th (a, c) and July 15th (b, d)

a 和 b 为 40 m 层, c 和 d 为 200 m 层

a and b are at the 40 m level, c and d are at the 200 m lever

以根据其在波数频率谱中的位置做出判断^[29-30]。冬季(1月)研究区域垂向热通量的频谱波数协同谱如

图10所示。R1区域40 m垂向热通量谱密度(图10a)在亚中尺度和亚中尺度与线性内波的过渡区域有着

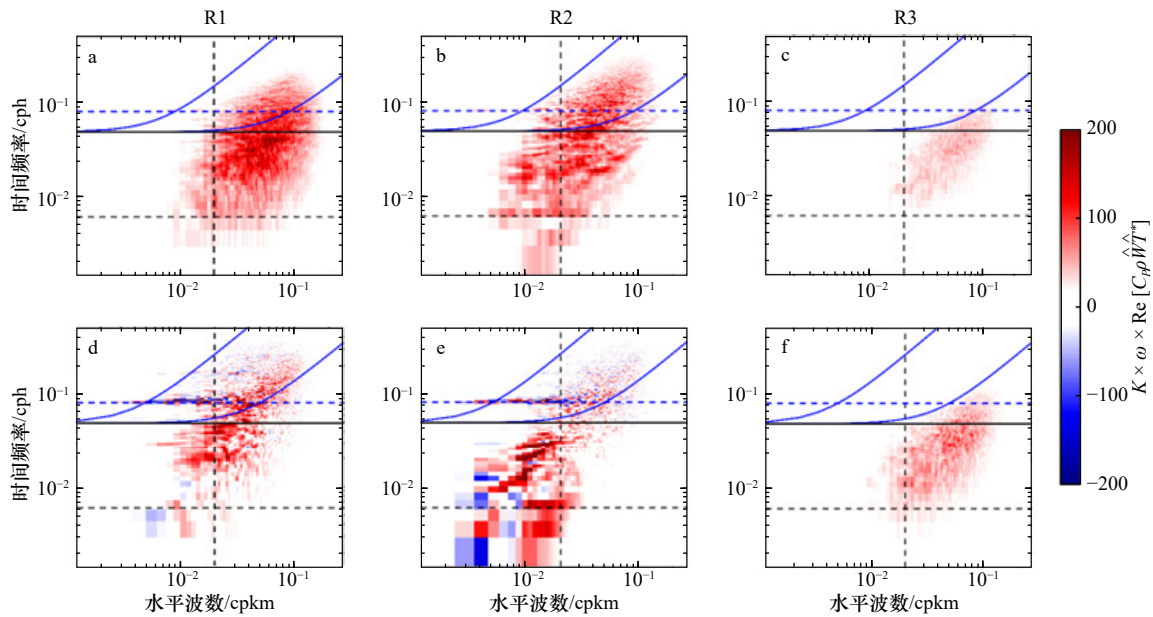


图10 冬季R1(a, d)、R2(b, e)和R3(c, f)区域在40 m(a, b, c)和200 m(d, e, f)深垂向热通量的波数频率协同谱

Fig. 10 Wavenumber-frequency co-spectra of vertical heat flux at depths of 40 m (a, b, c) and 200 m (d, e, f) in regions R1(a, d), R2(b, e), and R3(c, f) during winter

蓝色实线分别为第一斜压模态的内波频散曲线(左)和第十斜压模态的内波频散曲线(右),蓝色虚线为M₂内潮频率,黑色实线为惯性频率f,黑色虚线分别代表7 d和50 km所在的频率和波数。其中蓝色实线之间的区域为线性内波影响区,空间尺度小于50 km,处于第十斜压模态的内波频散曲线与7 d频率之间的为亚中尺度影响区,空间尺度大于50 km,时间频率大于7 d的为中尺度影响区

The solid blue lines represent the dispersion curves of the first baroclinic mode (left) and the tenth baroclinic mode (right) of internal waves. The blue dashed lines represent the M₂ internal tide frequency, the solid black line represents the inertial frequency f , and the black dashed lines represent the frequencies and wavenumbers corresponding to 7 days and 50 km. The area between the solid blue lines is designated as the linear internal gravity wave influence zone.

The region with a spatial scale less than 50 km, situated between the internal wave dispersion curve of the tenth baroclinic mode and a frequency of 7 days, is defined as the submesoscale influence zone. The region with a spatial scale greater than 50 km and a temporal frequency greater than 7 days is defined as the mesoscale influence zone

显著的正值分布,表明亚中尺度及其更小尺度上的垂向热通量有着显著的向上输运,而在 200 m 深度(图 10d),亚中尺度范围内谱密度绝对值较低,且在线性内波影响区内出现明显的正负值交替现象。R2 区域 40 m 垂向热通量谱密度(图 10b)不仅在亚中尺度和线性内波区域有着显著的正值分布,还在中尺度范围内有着明显的正值分布,而 200 m 深度谱密度(图 10e)在亚中尺度区域迅速减小,在中尺度与线性内波区域也出现了明显的负值分布。R3 区域混合层深度较深,垂向热通量谱密度(图 10c,图 10f)主要分布在亚中尺度区域且皆为正值。

图 11 为夏季(7 月)研究区域垂向热通量的频谱

波数协同谱,相较于冬季,整体谱密度数值较低,差异也比较大。夏季混合层内内波比冬季活跃得多,在线性内波范围内,3 个区域都出现了条带状结构,沿着不同斜压模态的色散关系曲线分布^[29]。R1 区域 40 m 和 200 m 垂向热通量谱密度(图 11a,图 11d)均在线性内波区域存在着明显的正负相间分布,且 200 m 垂向热通量谱密度在中尺度范围内也有较小的正负相间分布,但在亚中尺度范围内几乎为 0; R2 区域与 R1 区域在线性内波范围内分布大致相同,但在中尺度区域分布更为显著。R3 区域垂向热通量谱密度值极低,与其他区域相比较更是可以忽略不计,对应着 R3 区域夏季垂向热通量运输较弱。

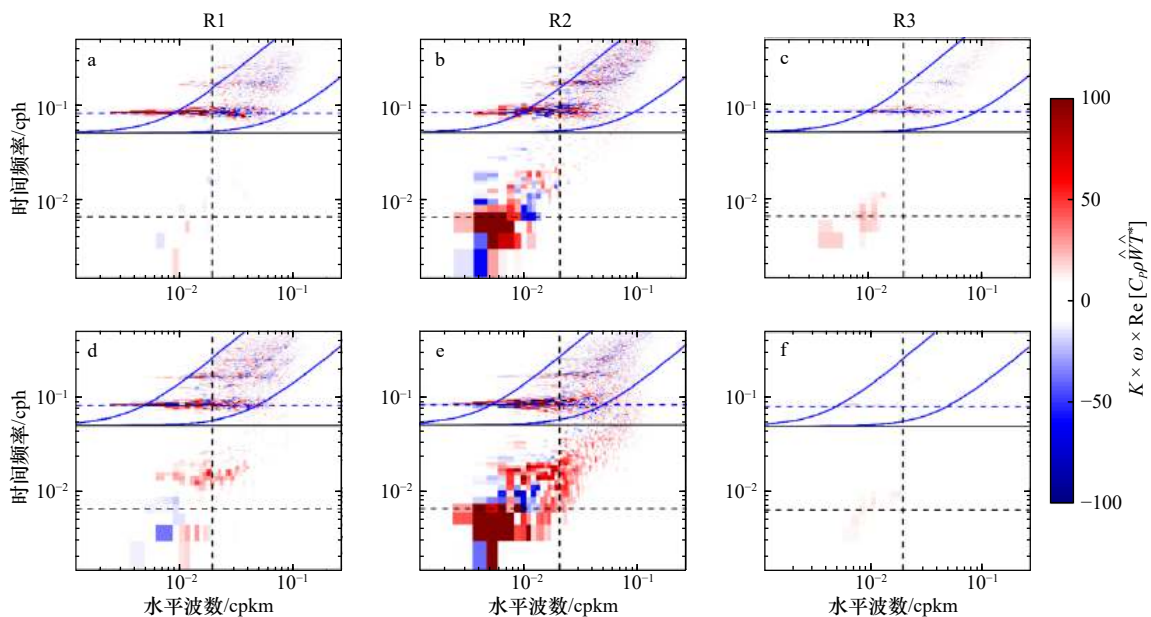


图 11 夏季 R1(a, d)、R2(b, e)和 R3(c, f)区域在 40 m(a, b, c)和 200 m(d, e, f)深垂向热通量的波数频率协同谱

Fig. 11 Wavenumber-frequency co-spectra of vertical heat flux at depths of 40 m (a, b, c) and 200 m (d, e, f) in regions R1(a, d), R2(b, e), and R3(c, f) during summer

蓝色实线分别为第一斜压模态的内波频散曲线(左)和第十斜压模态的内波频散曲线(右),蓝色虚线为 M_2 内潮频率,黑色实线为惯性频率 f ,黑色虚线分别代表 7 d 和 50 km 所在的频率和波数。其中蓝色实线之间的区域定为线性内波影响区,空间尺度小于 50 km,处于第十斜压模态的内波频散曲线与 7 d 频率之间的为亚中尺度影响区,空间尺度大于 50 km,时间频率大于 7 d 的为中尺度影响区

The solid blue lines represent the dispersion curves of the first baroclinic mode (left) and the tenth baroclinic mode (right) of internal waves. The blue dashed lines represent the M_2 internal tide frequency, the solid black line represents the inertial frequency f , and the black dashed lines represent the frequencies and wavenumbers corresponding to 7 days and 50 km. The area between the solid blue lines is designated as the linear internal gravity wave influence zone.

The region with a spatial scale less than 50 km, situated between the internal wave dispersion curve of the tenth baroclinic mode and a frequency of 7 days, is defined as the submesoscale influence zone. The region with a spatial scale greater than 50 km and a temporal frequency greater than 7 days is defined as the mesoscale influence zone

不同区域、不同季节的垂向热通量的波数频率协同谱差别很大,表示有不同的动力机制。在冬季混合层内具有强烈的向上亚中尺度垂向热量运输,对应的波数频率协同谱中在亚中尺度区域有明显的正值分布;夏季亚中尺度净垂向热量运输较小,其对应的波数频率协同谱中在线性内波区域有明显的正负相间

分布,表明不同季节亚中尺度垂向热量运输的动力机制不同。R2 区域包含黑潮延伸体锋面,在锋面位置全年都有较强的垂向热通量运输,其冬、夏季的波数频率协同谱均在中尺度区域内出现非常强的谱密度值,表明 R2 区域黑潮延伸体锋面对垂向热通量的运输不可忽视。在上层海洋中,垂向速度主要由高频

率、高波数的非地转亚中尺度运动驱动,垂向速度增强的潜在机制包括锋生、沿等密面运动以及高模态线性内波等^[9],仅仅依靠频谱特征很难确定垂向热通量的生成机制。

4 结论

亚中尺度过程具有极大的垂向速度,比中尺度过程大一个量级,引起的垂向热通量输运具有重要影响。本文基于 LLC4320 模式结果,将黑潮延伸体海域分为黑潮延伸体流轴、流轴北侧和流轴南侧 3 个区域,分析了不同子区域垂向热通量的季节变化特征。研究表明,在混合层内具有强烈的向上亚中尺度垂向热量输运。此外,垂向热通量输运具有明显的季节变化特征:冬季最强,春季次之,夏秋季最弱;在空间上,冬春季流轴北侧区域垂向热通量输运显著强于南侧区域,黑潮延伸体流轴和日本沿岸区域,常年具有较强的热通量。研究还发现,夏季瞬时亚中尺度垂向热量输运同样很强,绝对值超过 $5\ 000\ \text{W/m}^2$,波数频率协同谱分析表明,冬季混合层内向上的亚中尺度垂向热量输运主要由亚中尺度过程贡献,夏季混合层较浅,亚中尺度垂向热量输运主要受线性内波影响,而线性内波引起的向上与向下的垂向热量输运相互抵消,在季节平均后净垂向热量输运较小。

本文仅通过 1 年的数值模拟结果对黑潮延伸体

海域亚中尺度垂向热通量进行研究,尽管可以分析出亚中尺度过程和垂向热量输运的季节变化,但在一定程度上缺乏普适性,后续还需要获得更多数据以及结合现场观测等手段开展更加深入的研究。LLC4320 模式主要由大气强迫海洋,没有完全考虑海气之间的耦合,海气相互作用会显著影响风应力、大气急流以及中纬度风暴^[9],这些影响只能通过海洋-大气耦合模式去评估。此外,模式的空间分辨率大约为 $1.7\ \text{km}$,在波长 $10\ \text{km}$ 范围处动能谱斜率急剧下降,表明模式对 $0.1\sim 10\ \text{km}$ 尺度的亚中尺度过程识别程度有限,研究表明, $0.1\sim 10\ \text{km}$ 的亚中尺度过程会导致上层海洋再层化,从而产生向上的热通量^[32],因此我们的研究结果可能比实际过程偏小。亚中尺度垂向速度受多种物理机制的影响,因此关于亚中尺度垂向热通量的产生机制及不同动力过程对其影响还需要开展进一步的研究。

致谢: 本文使用的 LLC4320 模式数据来自美国喷气推进实验室 (Jet Propulsion Laboratory, JPL),感谢 JPL 的 Zhang Hong 博士和厦门大学海洋与地球学院的杨洋老师提供的数据支持。感谢江苏省气象服务中心的王青玥博士对本文波数频率谱分析的指导。本文中的数值计算得到了南京信息工程大学高性能计算中心的支持和帮助,特此感谢。

参考文献:

- [1] McWilliams J C. Submesoscale currents in the ocean[J]. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2016, 472(2189): 20160117.
- [2] Capet X, McWilliams J C, Molemaker M J, et al. Mesoscale to submesoscale transition in the California current system. Part I: flow structure, eddy flux, and observational tests[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2008, 38(1): 29–43.
- [3] Thomas L, Ferrari R. Friction, frontogenesis, and the stratification of the surface mixed layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2008, 38(11): 2501–2518.
- [4] Zhang Zhiwei, Tian Jiwei, Qiu Bo, et al. Observed 3D structure, generation, and dissipation of oceanic mesoscale eddies in the South China Sea[J]. *Scientific Reports*, 2016, 6(1): 24349.
- [5] Zhang Zhiwei, Liu Zhiyu, Richards K, et al. Elevated diapycnal mixing by a subthermocline eddy in the western equatorial Pacific[J]. *Geophysical Research Letters*, 2019, 46(5): 2628–2636.
- [6] Zhang Zhengguang, Wang Wei, Qiu Bo. Oceanic mass transport by mesoscale eddies[J]. *Science*, 2014, 345(6194): 322–324.
- [7] Su Zhan, Wang Jinbo, Klein P, et al. Ocean submesoscales as a key component of the global heat budget[J]. *Nature Communications*, 2018, 9(1): 775.
- [8] Zhang Zhiwei, Liu Yuelin, Qiu Bo, et al. Submesoscale inverse energy cascade enhances Southern Ocean eddy heat transport[J]. *Nature Communications*, 2023, 14(1): 1335.
- [9] Liu Zhengyu, He Chengfei, Lu Feiyu. Local and remote responses of atmospheric and oceanic heat transports to climate forcing: compensation versus collaboration[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(16): 6445–6460.
- [10] Nummelin A, Li C, Hezel P J. Connecting ocean heat transport changes from the midlatitudes to the Arctic Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(4): 1899–1908.
- [11] Yang Haiyuan, Qiu Bo, Chang Ping, et al. Decadal variability of eddy characteristics and energetics in the kuroshio extension: unstable versus stable states[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(9): 6653–6669.
- [12] Su Zhan, Torres H, Klein P, et al. High-frequency submesoscale motions enhance the upward vertical heat transport in the global

- ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(9): e2020JC016544.
- [13] Wang Qinyue, Dong Changming, Dong Jihai, et al. Submesoscale processes-induced vertical heat transport modulated by oceanic mesoscale eddies[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2022, 202: 105138.
- [14] Dong Jihai, Fox-Kemper B, Zhang Hong, et al. The seasonality of submesoscale energy production, content, and cascade[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(6): e2020GL087388.
- [15] Rocha C B, Gille S T, Chereskin T K, et al. Seasonality of submesoscale dynamics in the kuroshio extension[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(21): 11304–11311.
- [16] Pan Hao, Qiu Chunhua, Liang Hong, et al. Different vertical heat transport induced by submesoscale motions in the shelf and open sea of the northwestern South China Sea[J]. *Frontiers in Marine Science*, 2023, 10: 1236864.
- [17] 王青玥. 伴随海洋中尺度涡旋的亚中尺度过程及其对垂向热量运输的贡献 [D]. 南京: 南京信息工程大学, 2023.
Wang Qingyue. Submetascale processes associated with mesoscale eddies in the ocean and their contribution to vertical heat transport[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2023.
- [18] Zhong Yishen, Bracco A. Submesoscale impacts on horizontal and vertical transport in the Gulf of Mexico[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(10): 5651–5668.
- [19] Huang Xiaolong, Jing Zhiyou, Zheng Ruixi, et al. Dynamical analysis of submesoscale fronts associated with wind-forced offshore jet in the western South China Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2020, 39(11): 1–12.
- [20] Zhang Lei, Dong Jihai. Dynamic characteristics of a submesoscale front and associated heat fluxes over the northeastern South China Sea shelf[J]. *Atmosphere-Ocean*, 2021, 59(3): 190–200.
- [21] Aparco-Lara J, Torres H S, Gomez-Valdes J. Impact of atmospheric cooling on the high-frequency submesoscale vertical heat flux[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2023, 128(9): e2023JC020029.
- [22] Kara A B, Rochford P A, Hurlburt H E. Mixed layer depth variability over the global ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C3): 3079.
- [23] Torres H S, Klein P, Menemenlis D, et al. Partitioning ocean motions into balanced motions and internal gravity waves: a modeling study in anticipation of future space missions[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(11): 8084–8105.
- [24] 罗士浩, 经志友, 闫桐, 等. 黑潮延伸体海域次中尺度过程的季节变化研究 [J]. *热带海洋学报*, 2021, 40(1): 1–11.
Luo Shihao, Jing Zhiyou, Yan Tong, et al. Seasonal variability of submesoscale flows in the Kuroshio Extension[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2021, 40(1): 1–11.
- [25] 张雨辰, 张新城, 张金超, 等. 南海亚中尺度过程的时空特征与垂向热量运输研究 [J]. *中国海洋大学学报*, 2020, 50(12): 1–11.
Zhang Yuchen, Zhang Xincheng, Zhang Jinchao, et al. Spatiotemporal characteristics and vertical heat transport of submesoscale processes in the South China Sea[J]. *Periodical of Ocean University of China*, 2020, 50(12): 1–11.
- [26] Liu Zhiying, Liao Guanghong, Hu Xiaokai, et al. Aspect ratio of eddies inferred from Argo floats and satellite altimeter data in the ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(1): e2019JC015555.
- [27] Jing Zhiyou, Fox-Kemper B, Cao Haijin, et al. Submesoscale fronts and their dynamical processes associated with symmetric instability in the northwest Pacific subtropical ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2021, 51(1): 83–100.
- [28] Fox-Kemper B, Ferrari R, Hallberg R. Parameterization of mixed layer eddies. Part I: theory and diagnosis[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2008, 38(6): 1145–1165.
- [29] Rocha C B, Chereskin T K, Gille S T, et al. Mesoscale to submesoscale wavenumber spectra in drake passage[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2016, 46(2): 601–620.
- [30] Yoo J G, Kim S Y, Kim H S. Spectral descriptions of submesoscale surface circulation in a coastal region[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(6): 4224–4249.
- [31] Cao Haijin, Jing Zhiyou. Submesoscale ageostrophic motions within and below the mixed layer of the northwestern Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2022, 127(2): e2021JC017812.
- [32] Barkan R, Winters K B, McWilliams J C. Stimulated imbalance and the enhancement of eddy kinetic energy dissipation by internal waves[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2017, 47(1): 181–198.

Seasonal variability of submesoscale vertical heat transport in the Kuroshio Extension

Guo Guizheng¹, Li Gang¹, He Yijun^{1,2,3}, Zhao Ruonan¹

(1. School of Marine Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China; 2. Key Laboratory of Space Ocean Remote Sensing and Applications, Ministry of Natural Resources, Beijing 100081, China; 3. Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Laoshan National Laboratory, Qingdao 266237, China)

Abstract: Submesoscale processes associated with strong vertical velocities play significant roles in the vertical transport of tracers between the ocean surface and the interior, including heat, buoyancy, and mass. Based on the results of the (1/48)^o LLC4320 model, this study investigates the seasonal variations of submesoscale vertical heat transport in the Kuroshio Extension. The results show that submesoscale vertical heat transport in the Kuroshio Extension exhibits distinct seasonal variations, with strong transport in spring and winter, and weaker transport in summer and autumn. The variation of net submesoscale vertical heat flux in the upper ocean is consistent with the trend of mixed layer depth, which shows overall upward submesoscale heat transport above the mixed layer and strong alternating positive and negative submesoscale vertical heat transport below the mixed layer, resulting in relatively small net submesoscale vertical heat transport. Coherent spectral analysis of vertical heat flux wavenumber-frequency suggests that submesoscale vertical heat transport below the mixed layer may be caused by linear internal waves, but the upward and downward vertical heat transports induced by linear internal waves counteract each other, leading to a reduced net vertical heat transport after averaging over the season.

Key words: Kuroshio Extension; submesoscale; vertical heat transport