

吴克俭,石永芳,张晓爽. 从波浪到厄尔尼诺[J].海洋气象学报,2017,37(3):8-14.

Wu Kejian, Shi Yongfang, Zhang Xiaoshuang. From the surface waves to the El Niño[J].Journal of Marine Meteorology, 2017, 37(3):8-14. DOI:10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.03.002. (in Chinese)

## 从波浪到厄尔尼诺

吴克俭<sup>1</sup>,石永芳<sup>2,3</sup>,张晓爽<sup>4</sup>

(1. 中国海洋大学,山东 青岛 266100; 2. 国家海洋局第一海洋研究所,山东 青岛 266061; 3. 青岛海洋科学与技术国家实验室,山东 青岛 266237; 4. 国家海洋局国家海洋信息中心海洋环境信息保障技术重点实验室,天津 300171)

**摘要:** 绕极流海域存在全球最大的波浪输运量,遇陆地阻隔,在大洋东岸形成连接高纬度与低纬度之间涌浪的经向输运通道。本文分析了存在于南极绕极波(ACW)中的波浪信号以及来自绕极流海域涌浪的东向强化特征,并进一步从理论分析及定性计算的角度研究了波浪诱导的经向输运对东赤道太平洋海表面温度变化的影响,提出了波浪过程对厄尔尼诺影响的全新观点。未来工作中,我们将在海浪-海流-大气耦合模式中考虑波浪的大尺度效应,深入探究波浪在大气海洋动力过程中的重要作用。

**关键词:** 波浪; 海表面温度; 厄尔尼诺

**中图分类号:** P732.6 **文献标志码:** A **文章编号:** 2096-3599(2017)03-0008-07

**DOI:**10.19513/j.cnki.issn2096-3599.2017.03.002

## From the surface waves to the El Niño

WU Kejian<sup>1</sup>, SHI Yongfang<sup>2,3</sup>, ZHANG Xiaoshuang<sup>4</sup>

(1. Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. The First Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Qingdao 266061, China; 3. National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao 266237, China; 4. The Key Laboratory of Marine Environmental Information Technology, National Marine Data and Information Service, State Oceanic Administration, Tianjin 300171, China)

**Abstract** There is the global largest wave transport in the area of the Antarctic Circumpolar Current (ACC), which establishes a transport channel between the high and low latitudes on the east coast of the ocean as it encounters land barrier. The wave signals present in the Antarctic Circumpolar Wave (ACW) and the eastward enhancement characteristics of the swell from the ACC are analyzed in this paper. The influence of meridional transport induced by wave on the surface temperature in the eastern equatorial Pacific Ocean is studied with theoretical analysis and qualitative calculation. A new view of the influence of wave process on El Niño is proposed. In the future research, the large scale effects of the waves will be considered in the air-sea coupling model, and the important role of waves in the process of atmospheric and ocean dynamics will be further explored.

**Key words** wave; sea surface temperature; El Niño

收稿日期:2017-05-19; 修订日期:2017-07-06

基金项目:国家重点研发计划“海洋环境安全保障”重点专项(2016YFC1402000)

作者简介:吴克俭(1966—),男,博士,教授,主要从事波浪大尺度作用及波流相互作用研究,kejianwu@ouc.edu.cn.

## 引言

波浪是时刻存在于海-气界面的一种运动形态,被视为时空尺度较小的海洋过程。在旋转的海洋中,由于波浪运动的持续性,即使考虑很小的粘性,波浪也会存在大尺度效应,波浪的大尺度效应主要表现在三方面:波浪对大洋环流的驱动作用<sup>[1-2]</sup>、波浪对 Ekman 层能量的输入<sup>[3-5]</sup>及波浪输运对大洋热量再分配的影响<sup>[6-9]</sup>。

20 世纪 90 年代研究发现,南大洋内存在时间尺度为年际尺度的向东传播的距平信号,称此低频信号为南极绕极波(ACW)。南极绕极波的信号存在于南极绕极流区域的海表面压强(SLP)、经向风应力(MWS)、海表面温度(SST)和海冰覆盖(SIE)距平场中,此距平信号表现了明显的向东传播的特征,具有 4~5 a 的周期,并且需要 8~10 a 的时间绕纬圈一周<sup>[10]</sup>。随后的研究显示,波浪与 ACW 信号具有显著的一致性,同样保持周期性的由西向东的传播特征<sup>[9]</sup>。但是,与 ACW 中的 SLP、MWS、SST 及 SIE 变量不同,自西向东传播的波浪遇到澳大利亚和南美洲大陆的阻挡后,会向东北方向转折形成涌浪并且在大洋东岸堆积向赤道方向传输。Chen et al.<sup>[11]</sup>通过分析卫星资料发现大洋东边界涌浪强化的事实,即“涌浪池”的存在。Deng et al.<sup>[12]</sup>进一步证明了南大洋的风浪遇陆地阻隔而形成大洋东岸的涌浪是“涌浪池”的主要源头。可见,大洋东岸的涌浪是连接南大洋与东赤道太平洋的重要动力过程。

赤道东太平洋海温异常(ENSO)是地球系统中最为重要的一种海气相互作用现象,它对全球大气海洋动力过程有重要的影响。因此,ENSO 一直是国际大气和海洋学研究的热点课题之一。除了热带西太平洋通过纬向过程对 ENSO 产生重要影响外,许多研究发现,高纬度地区大气和海洋的异常信号也可以通过经向过程影响热带海洋<sup>[13-15]</sup>。本文企图建立大洋东岸的高纬度到低纬度之间的桥梁,将波浪过程对该方面的相关研究成果进行简要概述及回顾,说明南大洋海域的波浪通过经向过程对 ENSO 影响的物理过程及可能的动力机制。

## 1 涌浪的东向强化

图 1 给出了多年月平均全球波浪在不同季节的周期分布。1 月,波浪平均周期分布的最突出特点是出现东向强化的现象,波浪在太平洋及北大西洋的东边界平均周期普遍较大。4 月,北半球波浪的平均周期减小普遍小于 10 s,而在几乎覆盖整个南半球的区域均大于 10 s。到 7 月,南半球的波浪平均周期继续增大,最大值出现在澳大利亚西北沿岸,约在 14 s。10 月,波浪的平均周期呈现出东传的现象,南印度洋的平均周期减小,而南太平洋的平均周期增大,由于东传现象及陆地的影响,此时,整个太平洋东岸的平均周期均增大。值得注意的是,虽然波浪的平均周期随季节不同变化较大,但是在南太平洋的东岸,波浪的平均周期几乎全年都在 10 s 以上,说明南半球大洋东岸海域主要以涌浪为主并且以秋季和冬季最强。

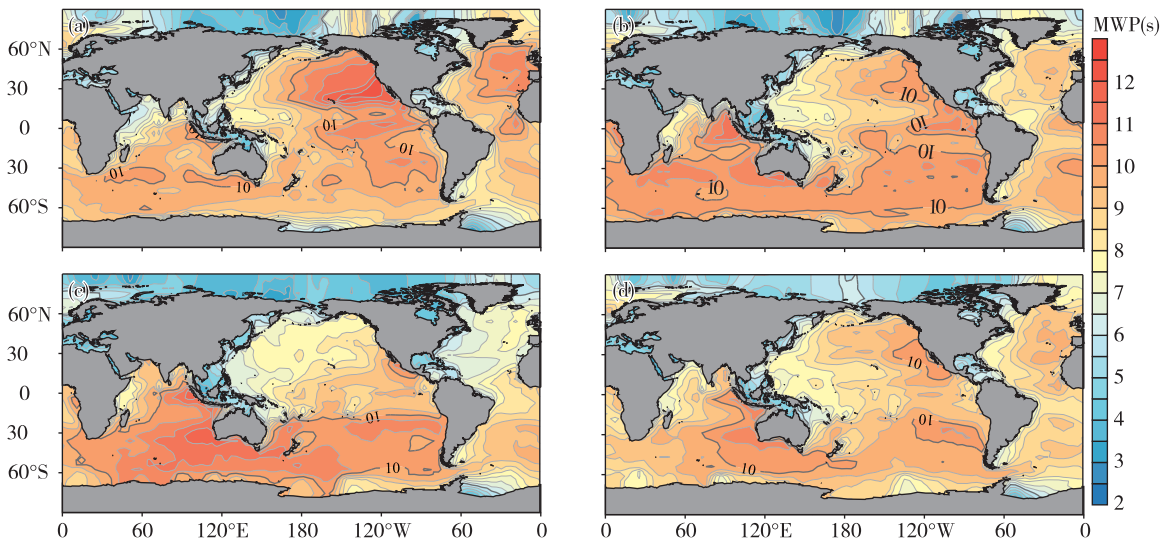


图 1 1 月(a)、4 月(b)、7 月(c)、10 月(d)全球波浪周期(单位:s)的分布特征

Fig.1 Global distribution of the wave period (unit: s) (a. January, b. April, c. July, d. October)

在实际大洋中一般很难定义某时某地的海浪输运风浪或涌浪,但是当涌浪占优时波向和风向会存在较大的偏差。图2给出了全球平均风速方向(蓝色箭头)和波向(红色箭头)空间分布,可以看出,大洋东岸的风向和波向存在较大的差异,说明这一海域涌浪占优,这也印证了大洋东岸涌浪强化的事实。

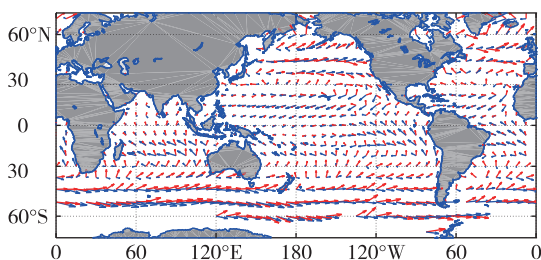


图2 波浪输运方向(红色箭头)及平均风向(蓝色箭头)  
Fig.2 The directions of wave transport (red arrow) and the average wind (blue arrow)

以上数据分析结果显示出南半球涌浪存在明显的涌浪东向强化现象,Chen et al.<sup>[11]</sup>通过分析卫星资料发现大洋东边界涌浪强化的事实,即赤道东太平洋“涌浪池”的存在。随后的研究工作也进一步证明了南大洋的风浪遇陆地阻隔而形成大洋东岸的涌浪是“涌浪池”的主要源头。

## 2 从波浪中发现绕极波

南大洋在全球范围内的气候异常传递方面扮演非常重要的角色。近年科研工作者对于南大洋的研究过程中发现,南大洋内存在时间尺度为年际尺度的向东传播的距平信号,称此低频信号为南极绕极波(ACW)(图3)。南极绕极波的信号存在于南极绕极流区域的海表面压强(SLP)、经向风应力(MWS)、海表面温度(SST)和海冰覆盖(SIE)距平场中,此距平信号表现了明显的向东传播的特征,具有4~5 a的周期,并且需要8~10 a的时间绕纬圈一周。ACW的存在对于南半球的高纬度区域气旋的数量和分布特征具有一定的影响<sup>[16-17]</sup>,而充分成长的海表面波浪要素与风速具有直接的联系<sup>[18]</sup>,因此,南极绕极流区域的海表面波浪场与ACW之间必然会存在一定的联系。

图4和图5给出了有效波高(significant wave height, SWH)距平的时间-经度图,在图中SWH年距平表现了明显的4~5 a周期性,并且在1985—1995年时间段内表现了明显的向东传播的特征。1985—1995年时间段内这一传播信号的一个独立

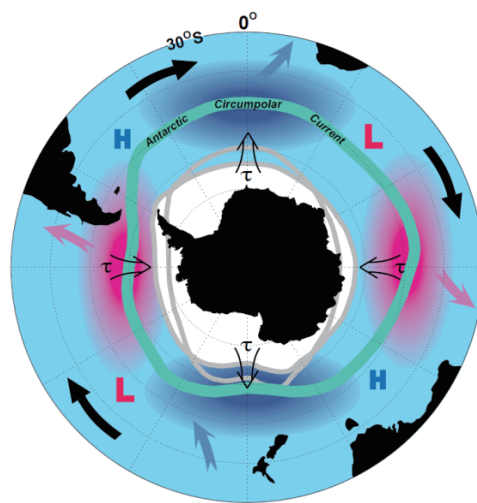


图3 ACW示意图  
Fig.3 Schematic diagram of ACW

位相需要8 a左右的时间绕纬圈一周,并且在全球内表现为两个首尾相连的波长。虽然在1985—1995年时间段以外SWH距平信号的传播性并不明显,但1985—1995年时间段内SWH距平的低频特征与White and Peterson<sup>[10]</sup>给出的ACW定义较为一致。南极绕极流区域海表面压强SLP,海表面温度SST和海冰覆盖SIE场中的ACW信号已经被前人的研究工作所证明<sup>[19]</sup>,并且指出ACW的信号只有在1985—1994年时间段内较为明显,此时间段之前或者之后,ACW信号的传播性均不明显。另一方面,海洋中的动量和热量主要来源为风和太阳辐射,而波浪能量主要来源于风,波浪信号与ACW中的风信号直接相关。以上两方面皆证明了SWH距平中的低频信号与SLP、SST和SIE中的ACW信号具有显著的一致性<sup>[9]</sup>。

存在于ACW中波浪信号,一部分自西向东绕地球传播,一部分在传播过程中遇到澳大利亚和南美洲大陆的阻挡后,向东北方向转折形成涌浪并且在大洋东岸堆积向赤道方向传输。

至此,我们发现两个观测事实,即存在于绕极波中的波浪信号和大洋东岸的涌浪强化,大洋东岸的涌浪是由绕极流区传播而来,同时涌浪携带着输运和冷水。因此,大洋涌浪东边界强化的发现为波浪产生的输运存在向赤道的分量提供了一个有力的证据,该证据不仅隐含了大洋东边界的波浪输运对海洋表层输运有贡献,而且还启示我们进一步思考波浪是否会对大洋东岸SST有影响,是否会在大洋东岸建立高纬度和低纬度之间的桥梁。

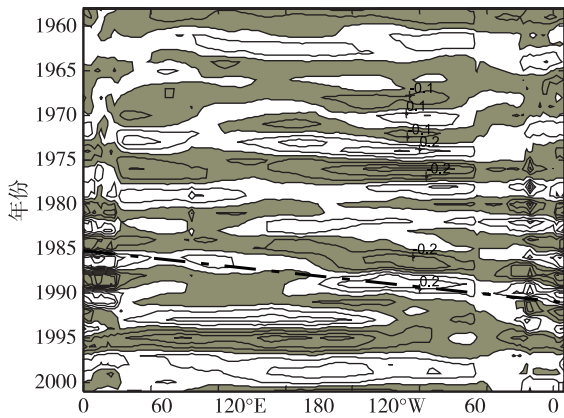


图4 1958—2001年有效波高(SWH)年距平(单位:m)在56°S纬圈上分布特征(阴影部分代表负距平)

Fig.4 Time-longitude diagrams of interannual anomalies (unit:m) of the SWH along 56°S from 1958 to 2001 (The negative anomalies are shaded)

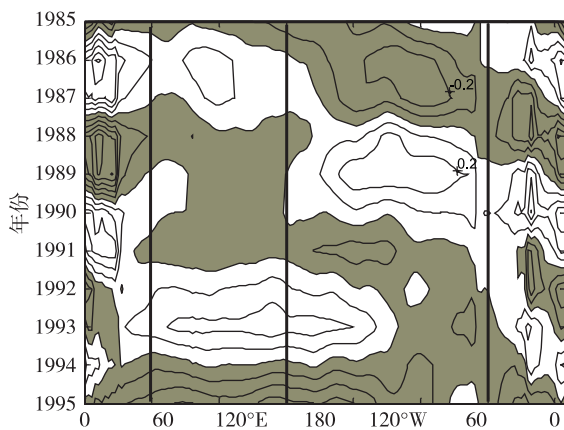


图5 1985—1995年有效波高(SWH)沿56°S纬圈的年距平(单位:m)分布特征(阴影部分代表负距平,50°~150°E对应的是印度洋的特征,150°E~60°W对应的是太平洋的特征,60°W~50°E对应的是大西洋的特征)

Fig.5 Time-longitude diagrams of interannual anomalies (unit:m) of the SWH along 56°S from 1985 to 1995 (The negative anomalies are shaded. The spannings of 50—150°E, 150°E—60°W and 60°W—50°E show the characteristics of the Indian ocean, the Pacific and the Atlantic, respectively)

### 3 从波浪到厄尔尼诺

在南、北中高纬度海域,常年盛行西风,风力强劲,风速大,特别是南半球,各大洋东西贯通,提供了较长的风区,更有利于波浪的增大,波浪常年保持自西向东的较大输运量。由上述的分析可以看出,波浪离开绕极流区变成涌浪向低纬度大洋东岸传播,大洋东岸的涌浪在向低纬度传播过程中携带

大量的冷水,而这一过程必然会对赤道东太平洋SST异常产生一定的影响。

#### 3.1 波浪对海表面温度(SST)影响的理论分析

当波浪受地球自转的影响,会产生作用于水体下方的科氏-斯托克斯力(CSF),从而导致难以置信的事实:小尺度的波浪现象也会产生大尺度效应。McWilliams and Restrepo<sup>[1]</sup>从理论上对波浪影响海洋环流进行了证明,分别将Stokes漂诱导的涡度力,Stokes漂物质输运等波浪特征作为边界条件加入到海平面,压强和垂向流速计算的流体力学机制中,对经典环流理论进行修正,并指出在较大的水平尺度上,海洋中存在的表面重力波对Sverdrup输运具有非常重要的贡献,并且在中高纬度区域波浪诱导的输运与风生环流输运能够达到同等的量级。Lane et al.<sup>[20]</sup>从流体力学上将波浪与流建立了相关关系,认为波浪对平均流的影响主要表现为Stokes漂的质量输运以及涡度力等动量影响的作用。对于水体示踪物的平流输运,波浪输运与平均流具有同等作用。

上层海洋温度变化方程<sup>[21]</sup>为:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{Q_0 - Q_{-h}}{\rho c_p} - \left[ \bar{\vec{V}} \cdot \nabla \bar{T} + \nabla \cdot \left( \int_{-h}^0 \bar{\vec{V}}' T' dz \right) \right] - \frac{\bar{T} - T_{-h}}{h} w_e \quad (1)$$

其中 $T$ 为温度, $w$ 为垂向流速, $Q$ 为垂向热通量(为辐射通量与扩散热通量之和), $\rho c_p$ 为单位体积海水的比热容, $c_p$ 为海水的比热容, $-h$ 深度以上海洋平均温度和水平速度为 $T_a$ 和 $V_a$ , $T'$ 和 $\vec{V}'$ 分别表示温度、水平速度相对于平均量的偏差,也可以称作为扰动项, $w_e$ 为穿越等 $h$ 面的垂向速度。方程左边一项表示海洋 $-h$ 深度以上海水平均温度随时间的变化率;方程右侧第一项为上层海洋净热通量对于温度的影响;右侧第二项表示温度的平流输运作用的影响;右边第三项为垂直卷挟作用的影响。但上述温度变化方程中忽略了波浪输运项,同时在温度平流变化项中只考虑平均流的贡献亦是有所欠缺的,所以在混合层温度方程平流输运项中加入波浪输运的影响是合理且必要的。

在温度平流变化项中加入Stokes漂影响,主要是对于热输送项进行修正,则修正形式的SST方程为:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = \frac{Q_0 - Q_{-h}}{\rho c_p h} - \bar{\vec{V}} \cdot \nabla \bar{T} - \bar{\vec{V}}_s \cdot \nabla \bar{T} - \nabla \cdot \left( \int_{-h}^0 (\bar{\vec{V}}' + \bar{\vec{V}}'_s) T' dz \right) - \frac{\bar{T} - T_{-h}}{h} w_e \quad (2)$$

其中

$$\bar{V}_s = \frac{1}{d_s} \int_{-d_s}^0 \vec{V}_s dz$$

$$\vec{V}'_s = \vec{V}_s - \bar{V}_s$$

$\bar{V}_s$  为波浪输运在其影响深度上的平均流速,  $\vec{V}'_s$  为相对平均流速的扰动项,  $d_s$  为波浪输运有效影响深度。

需要指出, 当选取  $h$  为混合层深度时, 由于混合层内的流速梯度以及温度梯度均较小, 因此方程(2)中右侧第四项(主要由平均流流速, 波浪输运流速和温度的扰动量贡献)为小量, 为了简化计算的复杂性, 在进行定量计算的过程中将此项忽略掉。所以式(2)右侧第三项即为浪致水平输运对混合层平均温度变化的贡献项。

首先对影响 SST 变化的几个物理量进行量纲分析, 其中  $T_q$ 、 $T_c$ 、 $T_s$  和  $T_w$  分别为: 热通量项, 海洋平均流热输送项, 浪致热输运项, 以及垂直卷挟项对 SST 变化的贡献。各物理量的量级由以下表达式给出:

$$\begin{aligned} T_q &= \frac{Q_0 - Q_{-h}}{\rho C_p h} = O\left(\frac{Q}{\rho C_p H}\right) \\ T_c &= \bar{V} \cdot \nabla \bar{T} = O\left(\frac{\bar{U}\bar{T}}{L}\right) \\ T_s &= \bar{V}_s \cdot \nabla \bar{T} = O\left(\frac{\bar{U}_s\bar{T}}{L}\right) \\ T_w &= \frac{\bar{T} - T_{-h}}{h} w_e = O\left(\frac{\bar{T}W}{H}\right) \end{aligned} \quad (3)$$

其中,  $\bar{U}$  为混合层内平均流流速的量级,  $\bar{U}_s$  为 Stokes 深度内平均 Stokes 漂流流速的量级,  $\bar{T}$  为混合层平均温度的量级,  $W$  为穿越等  $h$  面的垂向流速量级,  $L$  为水平距离的量级,  $H$  为混合层深度的量级。

对于中高纬度区域 ( $30 \sim 80^\circ\text{N}$ ,  $30 \sim 80^\circ\text{S}$ ), 海洋上层热通量量级  $Q$  为  $10 \text{ W/m}^2$ , 混合层深度量级  $H$  为  $10 \text{ m}$ , 混合层内平均流流速量级  $\bar{U}$  为  $0.01 \text{ m/s}$ , 混合层内 Stokes 漂流速度量级  $\bar{U}_s$  为  $0.01 \text{ m/s}$ , 混合层平均温度  $\bar{T}$  量级为  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ , 水平距离尺度量级  $L$  为  $10^5 \text{ m}$ , 穿越等  $h$  面速度量级  $W$  为  $10^{-5} \text{ m/s}$ 。将以上各物理量的量级值代入到公式(3)中可以得到南北半球中高纬度区域各物理量的量级, 单位为  $^\circ\text{C/s}$ , 量值分别为:

$$\begin{aligned} T_q &= 1 \times 10^{-6} \\ T_c &= 1 \times 10^{-6} \\ T_s &= 1 \times 10^{-6} \\ T_w &= 1 \times 10^{-5} \end{aligned} \quad (4)$$

对于低纬度区域 ( $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$ ), 海洋上层热通量量级  $Q$  为  $10 \text{ W/m}^2$ , 混合层深度量级  $H$  为  $10 \text{ m}$ , 混合层内平均流流速量级  $\bar{U}$  为  $0.01 \text{ m/s}$ , 混合层内 Stokes 漂流速度量级  $\bar{U}_s$  为  $0.001 \text{ m/s}$ , 混合层平均温度  $\bar{T}$  量级为  $10 \text{ }^\circ\text{C}$ , 水平距离尺度量级  $L$  为  $10^5 \text{ m}$ , 穿越等  $h$  面速度量级  $W$  为  $10^{-5} \text{ m/s}$ 。将上述各个物理量的量级值代入到公式(3)中可以得到低纬度区域各物理量的量级, 单位为  $^\circ\text{C/s}$ , 量值分别为:

$$\begin{aligned} T_q &= 1 \times 10^{-6} \\ T_c &= 1 \times 10^{-6} \\ T_s &= 1 \times 10^{-7} \\ T_w &= 1 \times 10^{-5} \end{aligned} \quad (5)$$

虽然在低纬度区域, 波浪的平流热输送作用相对较弱, 甚至可以作为小量忽略, 但是波浪所诱导的平流热输运作用在南北半球中高纬度区域对混合层温度变化的贡献是非常显著的, 能够与上层海洋平均流的平流热输运贡献, 热通量项的贡献达到同等量级, 说明了波浪对混合层温度变化过程的重要性。

### 3.2 波浪对 SST 影响的定性计算

选取  $30^\circ\text{S}$  断面, 计算南—北向波浪输运量, 图 6a 给出了南—北向波浪输运的时间序列与 Nino3 指数的变化关系。由图可知, 1983、1987、1997 及 2009 年赤道东太平洋 SST 正异常达到较大振幅 (大于  $0.5 \text{ }^\circ\text{C}$ ), 即发生厄尔尼诺事件。SST 正异常达到较大振幅之前, 北向的波浪输运都有明显的减小, 即波浪由绕极流海域携带到赤道海域的冷水减少。图 6b 给出了波浪输运与 Nino3 指数的相关系数的时间序列, 在 Nino3 指数滞后一年半左右的时间时, 二者负相关系数最大, 约为  $-0.4$ <sup>[22]</sup>。

虽然相关系数的大小可以更直观地看出波浪输运量与 SST 异常的相关关系, 但针对赤道东太平洋 SST 异常的特殊过程而言, 波浪输运的贡献可能大于  $-0.4$  的相关, 这一特点可以从二者时间序列上明显看出: 在 Nino3 指数振幅较大的几个年份 (厄尔尼诺年), 波浪输运量的振荡较剧烈, 且二者的变化特征相吻合, 而在一般的年份内, 二者没有明显的相关关系。

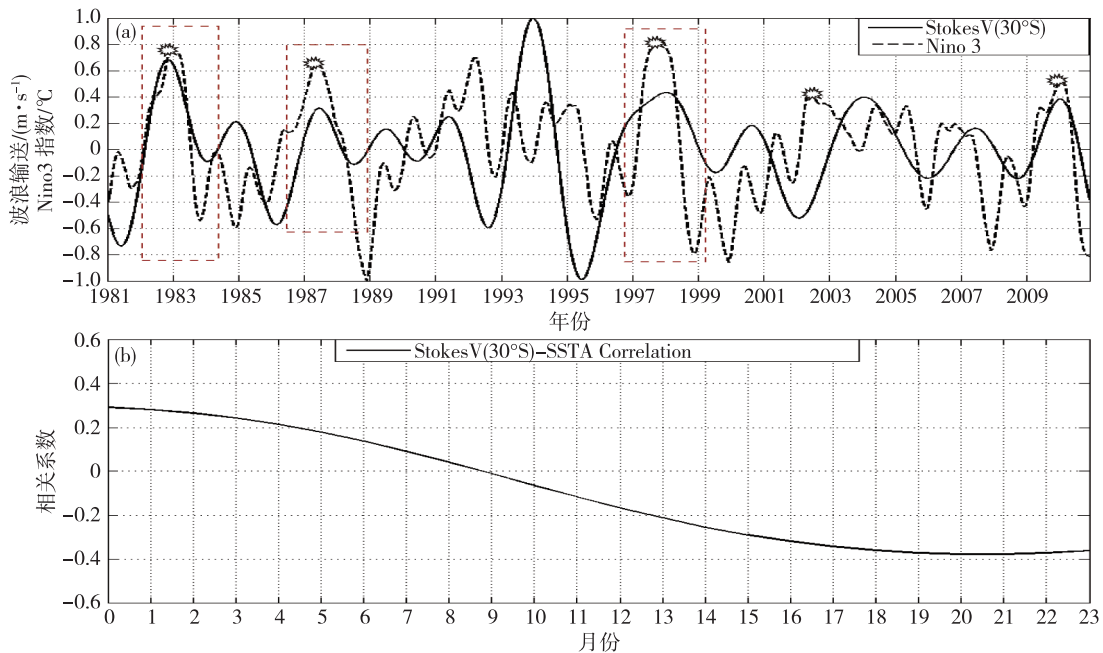


图6 30°S断面波浪输送与 Nino3 指数的时间序列(a)及二者的滞后相关系数(b)

Fig.6 Time series of wave transport in 30°S cross-section and Nino3 index(a), and their lag correlation coefficient (b)

## 4 讨论

海表面波浪的存在对于上层海洋具有不可忽视的影响,其影响不仅体现在海气界面上的小尺度过程,同时,海表面波浪因其诱导输送的存在,对于上层海洋的大尺度过程也具有不可忽视的影响。特别是绕极流海域存在全球最大的波浪输运量以及南半球波浪输送的东向强化特征,使其成为连接高纬度和低纬度动力过程之间的桥梁。本文的研究成果对于波浪在上层海洋中的作用提供了更全面的认识,对于波浪的大尺度效应的研究具有非常重要的意义。

水体输送的变化是影响赤道东太平洋 SST 异常的原因之一。Alexander and Scott<sup>[23]</sup>利用海-气耦合模式中的混合层方程中加入 Ekman 热量输运项,并设置若干组对比实验验证其对 ENSO 事件发生的影响,结果显示,包含 Ekman 热量输运项的实验中,赤道太平洋的温度异常区域放大了 1/3。Brown and Fedorov<sup>[24]</sup>估算了跨密输送对热带太平洋暖水团体积变化及对 ENSO 事件的影响,其中总的水平输运包括地转流和 Ekman 输运,研究发现 1994—1995 年弱的厄尔尼诺和 1997—1998 年强的厄尔尼诺年之间的暖水积累主要是由于南向水体输送的减小和东向水体输送的增加。但以往的研究工作中并未包含波浪诱导的水体输运部分,由本文的分析可

知,沿赤道由西向东的波浪输送的暖水与大洋东岸北向的波浪输送的冷水与赤道东太平洋的 SST 异常存在密切的关系,具体主要表现厄尔尼诺事件发生前,冷水输运量减小,并且考虑到波浪在大洋东岸独特的输运特征,我们猜想波浪诱导的经向输运也是引起赤道东太平洋 SST 异常变化的重要部分。

基于本文的分析与讨论,我们提出两点思考:在大洋西边界,西边界流是联系高纬度和低纬度的重要通道;在大洋东边界,涌浪也是联系高纬度和低纬度的通道,而波浪过程所起的作用及大小是怎样的? White 等从 ACC 区的 SST、SLP、MWS 异常中发现了绕极波(ACW)。我们从 ACC 区风对 Ekman 层的能量输入和波浪对 Ekman 层的能量输入中也发现了 ACW。ACW 是连接三大洋的纽带,对气候变化有非常重要的作用,波浪是否会对气候变化有潜在的重要作用?为进一步深入研究以上几个问题,未来工作中,我们将利用海浪-海流-大气耦合模式,考虑波浪的大尺度效应,探究波浪在大气海洋动力过程中的重要作用。

## 参考文献:

- [1] McWilliams J C, Restrepo J M. The wave-driven ocean circulation [J]. *J Phys Oceanogr*, 1999, 29 (10): 2523-2540.
- [2] 孙孚, 钱成春, 王伟, 等. 海浪波生切应力及其对流驱

- 动作用的估计[J]. 中国科学 D 辑, 2003, 33(8): 791-798.
- [3] Polton J A, Lewis D M, Belcher S E. The role of wave-induced Coriolis-Stokes forcing on the wind-driven mixed layer[J]. *J Phys Oceanogr*, 2005, 35(4):444-457.
- [4] Liu B, Wu K, Guan C. Global estimates of wind energy input to subinertial motions in the Ekman-Stokes layer [J]. *J Oceanogr*, 2007, 63(3):457-466.
- [5] Wu K, Liu B. Stokes drift-induced and direct wind energy inputs into the Ekman layer within the Antarctic circumpolar current [J]. *J Geophys Res*, 2008, 113(C10): C10002. DOI:10.1029/2007JC004579.
- [6] Witting J. Effects of plane progressive irrotational waves on thermal boundary layers[J]. *J Fluid Mech*, 1971, 50(2):321-324.
- [7] Hill R H. Laboratory measurement of heat transfer and thermal structure near an air-water interface[J]. *J Phys Oceanogr*, 1972(2):190-198.
- [8] Miller A W Jr, Street R L. On the existence of temperature waves at a wavy air-water interface [J]. *J Geophys Res*, 1978, 83(C3):1353-1365.
- [9] 张晓爽. 波浪对海洋上混合层温度变化的影响研究[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012.
- [10] White W B, Peterson R G. An Antarctic circumpolar wave in surface pressure, wind, temperature and sea-ice extent [J]. *Nature*, 1996, 380(6576):699-702.
- [11] Chen G, Chapron B, Ezraty R, et al. A global view of swell and wind sea climate in the ocean by satellite altimeter and scatterometer[J]. *J Atmos Ocean Tech*, 2002, 19(11):1849-1859.
- [12] Deng Z, Xie L, Liu B, et al. Coupling winds to ocean surface currents over the global ocean[J]. *Ocean Model*, 2009, 29(4):261-268.
- [13] Zhang R, Zhao G, Tan Y. Meridional wind stress anomalies over tropical Pacific and the onset of El Nino Part I: Data analysis[J]. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(4): 467-480.
- [14] Zhang R, Zhao G. Meridional wind stress anomalies over tropical Pacific and the onset of El Nino Part II: Dynamical analysis[J]. *Adv Atmos Sci*, 2001, 18(6): 1053-1065.
- [15] Servain J, Wainer I, McCreary J P, et al. Relationship between the equatorial and meridional modes of climatic variability in the tropical Atlantic [J]. *Geophys Res Lett*, 1999, 26(4):485-488.
- [16] White W B, Gloersen P, Simmonds I. Tropospheric response in the Antarctic circumpolar wave along the sea ice edge around Antarctica [J]. *J Climate*, 2004, 17(14):2765-2779.
- [17] White W B, Simmonds I. Sea surface temperature-induced cyclogenesis in the Antarctic circumpolar wave [J]. *J Geophys Res*, 2006, 111(C8):275-303. doi: 10.1029/2004JC002395.
- [18] Simmonds I, Rafter A, Cowan T, et al. Large-scale vertical momentum kinetic energy and moisture fluxes in the Antarctic sea-ice region [J]. *Bound-Layer Meteor*, 2005, 117(1):149-177.
- [19] Connolley W M. Long term variation of the Antarctic circumpolar wave[J]. *J Geophys Res*, 2003, 108(C4): 1-12. DOI: 10.1029/2000JC000380.
- [20] Lane E M, Restrepo J M, McWilliams J C. Wave-current interaction: A comparison of radiation-stress and vortex-force representations [J]. *J Phys Oceanogr*, 2007, 37(5): 1122-1141.
- [21] Stevenson J W, Niiler P P. Upper ocean heat budget during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment [J]. *J Phys Oceanogr*, 1983, 13(10):1894-1907.
- [22] 石永芳. 波浪输运过程对海温异常的影响[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2015.
- [23] Alexander M A, Scott J D. The role of Ekman ocean heat transport in the Northern Hemisphere response to ENSO [J]. *J Climate*, 2008, 21(21):5688-5707.
- [24] Brown J N, Fedorov A V. Estimating the diapycnal transport contribution to warm water volume variations in the tropical Pacific ocean [J]. *J Climate*, 2010, 23(1): 221-237.