

2014—2016 厄尔尼诺年秘鲁上升流的变化特征及其影响因素*

王林慧¹, 史洁^{1,2}, 高会旺^{1,2**}

(1. 中国海洋大学海洋环境与生态教育部重点实验室, 山东 青岛 266100;

2. 青岛海洋科学与技术试点国家实验室 海洋生态与环境科学功能实验室, 山东 青岛 266237)

摘要: 秘鲁上升流将富含营养盐的冷水带到表层, 对沿岸的生态系统与渔业资源产生重要影响。厄尔尼诺事件对秘鲁上升流影响显著, 而 2014—2016 年是近年来最强的厄尔尼诺事件之一。本文利用区域海洋模型 ROMS, 分析了秘鲁上升流在 2014—2016 年强厄尔尼诺期间的变化特征及影响因子。结果表明: 2014 与 2015 年春季, 秘鲁沿岸表层海温出现正异常, 主要与上升流减弱与平流增强造成的增暖有关, 不同的是, 2014 年夏季平流增暖效应减弱, 上升流增强, 阻碍了海温正异常的继续发展; 2015 年夏季平流增暖效应持续, 上升流作用被抑制, 海温正异常持续至 2016 年春季; 2014—2016 年夏季秘鲁沿岸上升流增强与风应力增强有关; 在冬春季节风应力减弱, 利于产生上升流; 2014 和 2015 年春季出现下沉流, 主要是由秘鲁潜流增强引起; 风应力在 2014—2016 年无显著年际差异, 潜流变化是产生厄尔尼诺年际差异的主导因素。

关键词: 上升流; 厄尔尼诺; 上升流指标; 风应力; 秘鲁潜流

中图分类号: P731.21

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2020)07-001-09

DOI: 10.16441/j.cnki.hdxh.20190197

引用格式: 王林慧, 史洁, 高会旺. 2014—2016 厄尔尼诺年秘鲁上升流的变化特征及其影响因素[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2020, 50(7): 1-9.

WANG Lin-Hui, SHI Jie, GAO Hui-Wang. The variability characteristics and influential factors in Peru upwelling over 2014—2016 El Niño years[J]. Periodical of Ocean University of China, 2020, 50(7): 1-9.

上升流将海洋次表层富含营养盐的冷水带到表层, 对海洋生态系统有重要作用。秘鲁上升流是四大东边界上升流之一, 周边拥有全球著名的渔场, 具有极高的生态与经济价值^[1]。秘鲁沿岸东南风是形成秘鲁上升流的主要动力因素, 风驱动产生上升流的机制: 一是通过沿岸风驱动表层海水产生强离岸 Ekman 流, 次表层海水向岸补充, 产生上升流; 二是沿岸地形、海气相互作用等因素导致风应力变化, 产生负的风应力旋度, 形成 Ekman 抽吸将次表层海水带到表层^[2-4]。

ENSO(El Niño and Southern Oscillation), 即厄尔尼诺与南方涛动, 是大尺度准周期性的气候变化信号^[5]。上升流的变化受 ENSO 长周期大尺度信号的调制。特别是暖位相厄尔尼诺事件, 常引起上升流的减弱。例如, 吕宋冷涡年际变化与 ENSO 事件有很强相关性, 厄尔尼诺造成 1998 年海盆夏季增暖持续至秋冬

季节, 阻止冬季吕宋上升流的形成^[6]。秘鲁沿岸上升流与赤道太平洋直接相连, 与 ENSO 周期性气候变化联系更紧密。受 ENSO 年际变化信号影响, 秘鲁上升流区域初级生产力每 2~7 a 发生大幅下降^[7]。

厄尔尼诺可以通过局地的大气过程^[8], 或者通过海洋内部过程(如沿岸 Kelvin 波^[9])等作用对局部海区产生影响。现有研究多是通过上升流指标与年际变化指数间的相关关系分析大尺度信号对秘鲁上升流的影响^[10], 但上升流变化的动力因素尚不清楚。2015—2016 年是强厄尔尼诺事件, 其 SSTA(Sea Surface Temperature Anomaly, 海温异常)峰值超过 1997/1998 年^[11]。在强厄尔尼诺之前的 2014 年, 春季热带太平洋也呈现强 SST(Sea Surface Temperature, 海表温度)增暖, Ludeschera^[12]等据此预测 2014 年冬季会形成强厄尔尼诺事件, 但最终暖异常未如预测发展^[13]。

* 基金项目: 国家基金委-山东省联合基金项目(U1606404); 青岛海洋科学与技术试点国家实验室海洋生态与环境科学功能实验室青年人才培养项目(LMEES-YTSP-2018-02-03)资助

Supported by the NSFC-Shandong Joint Fund for Marine Ecology and Environmental Sciences (U1606404); the Youth Talent Support Program of the Laboratory for Marine Ecology and Environmental Science, Pilot National laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao) (LMEES-YTSP-2018-02-03)

收稿日期: 2019-04-13; 修订日期: 2019-05-28

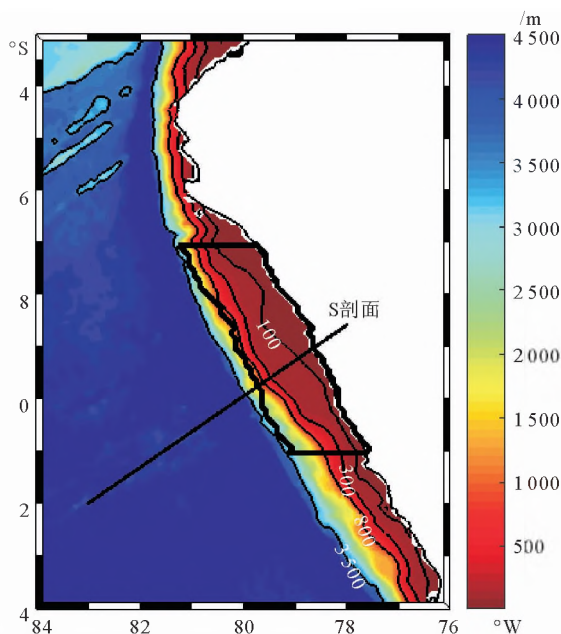
作者简介: 王林慧 (1986-), 女, 博士生, 主要从事近海海洋环境、上升流方面的研究。E-mail: dadideyanleier@163.com

** 通讯作者: E-mail: hwgao@ouc.edu.cn

本文利用数值模拟方法,分析 2014—2016 年秘鲁上升流海温与上升流强度的变化,并探讨驱动上升流变化的影响因素。

1 模型配置与数据

本文采用的区域海洋模型 ROMS(Regional Oceanic Modeling System)是基于 Boussinesq 近似和垂向静力平衡假定的三维非线性海洋模式^[14]。水平网格采用曲线正交坐标系,垂向采用随地形伸缩变化的 s 坐标,垂向扩散采用 KPP(K-profile parameter)经验公式^[15]。模拟区域为 $15.25^{\circ}\text{S}\sim 19.85^{\circ}\text{N}$, $105.25^{\circ}\text{W}\sim 75.15^{\circ}\text{W}$,研究区域是秘鲁上升流海区,陆架(水深小于 200 m)较窄,陆坡陡峭,主体部分是水深在 3 500~5 000 m 的海盆(见图 1)。研究区域的 Rossby 变形半径从边界约 50 km 到赤道超过 230 km^[16],故水平分辨率取为 0.1° (约 10 km),可以满足该区域中尺度涡、斜压不稳定波等的模拟要求。垂向分层为 40 层,上层网格加密,200 m 内网格达 24 层。水深地形数据来源于 ETOPO1(1 arc),是 NGDC(National Geophysical Data Center)开发的($1/60^{\circ}$)全球地形数据(<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/global.html>)。为减小压强梯度的计算误差,平滑水深数据 h ,令水深梯度 $\Delta h/h$ 小于 0.3,确保模拟的准确性与稳定性。



(黑框内区域纬度为 $7^{\circ}\text{S}\sim 11^{\circ}\text{S}$,距离海岸 150 km,用于秘鲁上升流区域平均。The black box marks the upwelling domain from 7°S to 11°S and 150 km away from the coast, which is used to calculate the domain average.)

图 1 秘鲁沿岸水深

Fig.1 Bathymetry along the Peru coast

侧边界流速、位温、盐度、海平面高度等采用 CFS-Rv2(Climae Forecast System Research version2)月平均数据。海表大气热通量、水汽通量、风应力、海表温度等品均采用 6 h 平均的 CFSRv2 大气数据。海表采用热通量矫正的方式避免造成海温的漂移,本文中热量校正的系数取为 $-35 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-1}$ ^[17]。模型的初始场来自 CFSRv2 的 2013 年 1 月的月平均数据。在 2013 年海面及侧边界的强迫下,积分 6 年达到上层(1 000 m)海洋平衡,以 2013 年年末的模拟结果作为新的初始场,完成 2014—2016 年模拟。

文中用到的数据主要有:(1)CFSRv2,是由 NCEP(National Centers for Environmental Prediction,美国环境预报中心)提供的覆盖全球的高分辨率海气耦合再分析数据。本文中使用时间分辨率为 6 h 大气数据与月平均海洋数据,空间分辨率 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$,时间范围自 2013—2016 年;(2) OISST (Optimal Interpolation Sea Surface Temperature)是由美国国家海洋和大气管理局提供的高分辨率混合分析 SST 数据(<https://www.ncdc.noaa.gov/oisst>),时间分辨率为日平均,水平分辨率 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。

2 结果与分析

2.1 厄尔尼诺年秘鲁沿岸 SST 变化特征

流场、海面高度等模拟结果与观测结果的比较验证可参见文献^[18]。本研究主要将分析过程中使用的海温模拟结果与 OISST 的观测数据进行对比,验证模拟结果。图 2 为 2014—2016 年 8°S 断面 SST 异常的模拟结果(去除 2008—2018 年 OISST 气候态 SST 季节变化)与 OISST 结果的比较。暖异常信号首先在秘鲁近岸出现,并随着时间推移向西发展。模拟结果与 OISST 均显示在 2014 年 4 月秘鲁近岸开始出现海温正异常,5、6 月海温异常值最大可达 3°C ,发展至冬季转变为负异常,未形成强厄尔尼诺。2015 年春季出现的暖异常迅速发展形成强厄尔尼诺,并持续数月, SST 最大正异常达 3.5°C 。2016 年 4 月暖异常信号开始减弱。通过对比模拟结果与 OISST 数据,模拟结果基本能再现 2014—2016 厄尔尼诺期间 SST 异常的变化过程。

2.2 厄尔尼诺年秘鲁上升流温度垂直分布的变化特征

图 3 为秘鲁沿岸海温随时间与深度的变化(见图 1 黑框内区域平均)。秘鲁上升流区海温垂直分布受短波辐射影响具有显著的季节变化,北半球冬季(12~2 月)短波辐射强,表层 SST 超过 23°C ,等温线下凹;夏季(6~8 月)短波辐射弱,海表温度降低至 18°C ,等温线向上抬升。受厄尔尼诺影响,2014—2016 年有显著年际差异。2014 年春季(3~5 月)海温异常增暖,2 月等温线抬升的趋势中止,表现为迅速下沉;夏季等温线

开始抬升, 温度逐渐降低, 9 月温度达到最低; 10 月温度开始缓慢升高。2015 年与 2014 年海温变化相似, 春季增温显著, 但夏季降温较弱, 与 2014、2016 年相比,

海温升高约 2 °C。2016 年春季未出现增暖, 等温线从春季开始一直缓慢抬升, 夏季海温相对较低。

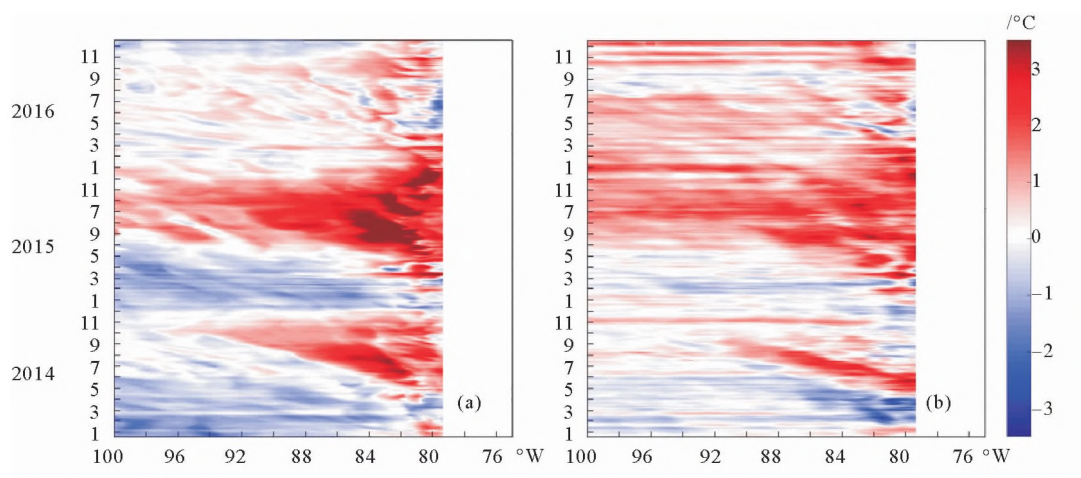


图 2 2014—2016 年 8°S 断面 SST 异常的 (a) 模拟结果与 (b) OISST 观测数据

Fig.2 Longitude-time plots of SST anomaly at 8°S from (a) ROMS simulation results and (b) OISST observation data from 2014 to 2016

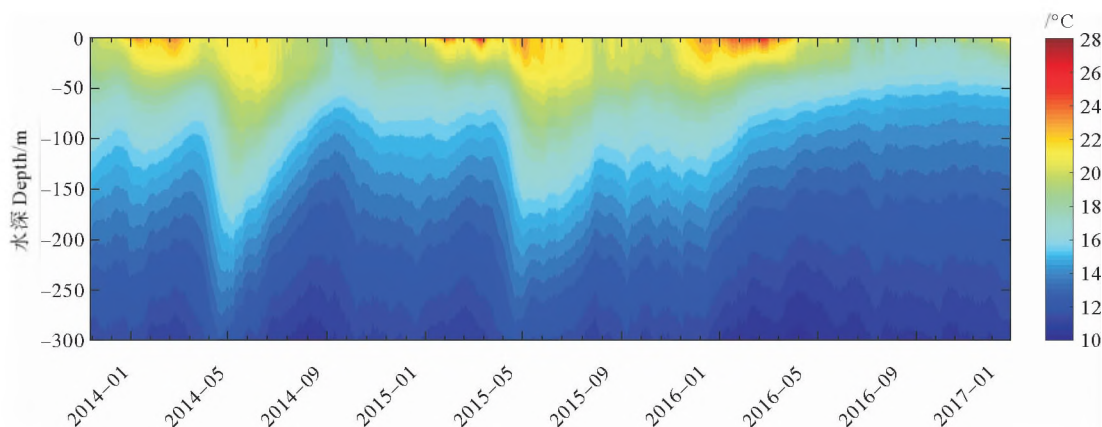


图 3 秘鲁沿岸海温随时间与深度的变化 (图 1 黑框内区域平均)

Fig.3 The time-depth cross-section of temperature along Peru coast (Averaged in the sampling domain in Fig.1)

2.3 厄尔尼诺年秘鲁上升流温度变化特征的原因分析

图 4(a) 为 2014—2016 年秘鲁沿岸海温的日变化率随深度与时间的变化图 (见图 1 黑框内区域平均)。上混合层 (0~25 m) 海温日变化呈现高频波动, 冬季海温的日变化率多为正值, 而夏季多为负值。混合层下的海温日变化率与上混合层间存在显著差异, 2014 与 2015 年 3 月海温日变化率量值超过 0.1 °C/d, 并持续 3 个月。6~8 月呈现较强的降温, 2014 年 8 月日变化率为 -0.1 °C/d。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_v \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{\partial Q}{\partial z} + K_h \nabla^2 T. \quad (1)$$

公式 1 为热传导方程, 通过计算秘鲁上升流区域各项热力学过程对海温的贡献, 可以分析 2014—2016

年海温变化的原因。热量收支方程左边第一项为海温的时间变化项, 等式右边第一项为纬向平流对海温的贡献, 第二项为经向平流的作用, 第三项为垂向对流的作用, 第四项为垂向湍扩散, 第五项为净热通量的贡献 (包含表层热通量以及短波辐射的透射增温)。垂向湍扩散与热通量项合并, 体现大气海洋间热量交换对海温的影响。纬向平流、经向平流与垂向平流的贡献之和为总的流场贡献。最后一项为水平扩散项, 该项量值相比其他项小 2 个量级, 因此可以忽略。

图 4 为秘鲁沿岸 (见图 1 黑框区域平均) 各项热力学过程对海温的贡献随水深与时间的变化。上混合层内 (约 25 m) 平流 (见图 4(b)) 令海温降低, 湍混合 (见图 4(c)) 将吸收的大气热量向下传输, 减弱平流的作用。混合层下, 湍扩散与热通量的作用随水深增大而

减弱,海温的时间变化(见图4(a))与平流对海温的贡献相似,说明混合层下平流是海温变化的主导因素。由于上升流的作用,垂向湍扩散与热通量在多数时间表现为吸收热量,仅在6~8月部分时间表层失热。平流呈现显著的年际差异,2014、2015年春季(3~5月)厄尔尼诺发展阶段呈现显著的增温,2016年厄尔尼诺衰退期,平流增温作用较弱。

垂向对流对海温的贡献呈现两层结构(见图4(f))。在秘鲁沿岸东南风驱动下,表层至水深140 m内是上升流,令海温降低;140 m之下是下沉流(见图5(b)所示140 m之下海温水平梯度与表层上升流相反),令海温升高。受垂向对流的影响,纬向平流对海温的贡献具有三层结构(见图4(d))。纬向平流将上升流带来的下层冷水向西输运,因此表层离岸流令海温降低。混合层底至水深约140 m的向岸运动,将副热带太平洋海盆的暖水带到秘鲁沿岸,令海温升高;140 m之下由于下沉流的影响,纬向平流使得海温降低。经向平流的海温的贡献与纬向平流的作用相互平衡(见图4(e))。表

层经向平流的贡献为正,说明表层秘鲁寒流虽然来自高纬度海区,但由于上升流区温度较低,对海温的贡献为正值;下层秘鲁潜流(表层20 m以下沿着陆架向极地的流,最大流速位于100~150 m,流速约15 cm/s^[19])令海温降低;水深140 m之下秘鲁潜流的贡献是增温。

2014—2016年海温的年际变化主要由平流和垂向对流的变化引起,湍扩散与热通量项并无显著的差异(见图4(c))。2014与2015年春季(3~5月),水平流动(纬向流与经向流之和)带来的热量增多(见图4(d)、(e))、上层(0~140 m)上升流带来的冷水减少以及下层(>140 m)下沉流的增强(见图4(f)),令整个水柱表现出显著增暖。2014年夏季(6~8月)与春季相比,平流带来热量减少、上升流增强,阻碍了春季海温正异常的继续发展。2015年夏季(6~8月)混合层下25~120 m水平流动的增暖效应比2014年夏季高(2014、2015年夏季,平流分别令海温升高1.9和2.8℃),是造成2015年海温正异常持续的原因。2016年春季平流未出现明显的增暖效应,海温正异常开始减弱。

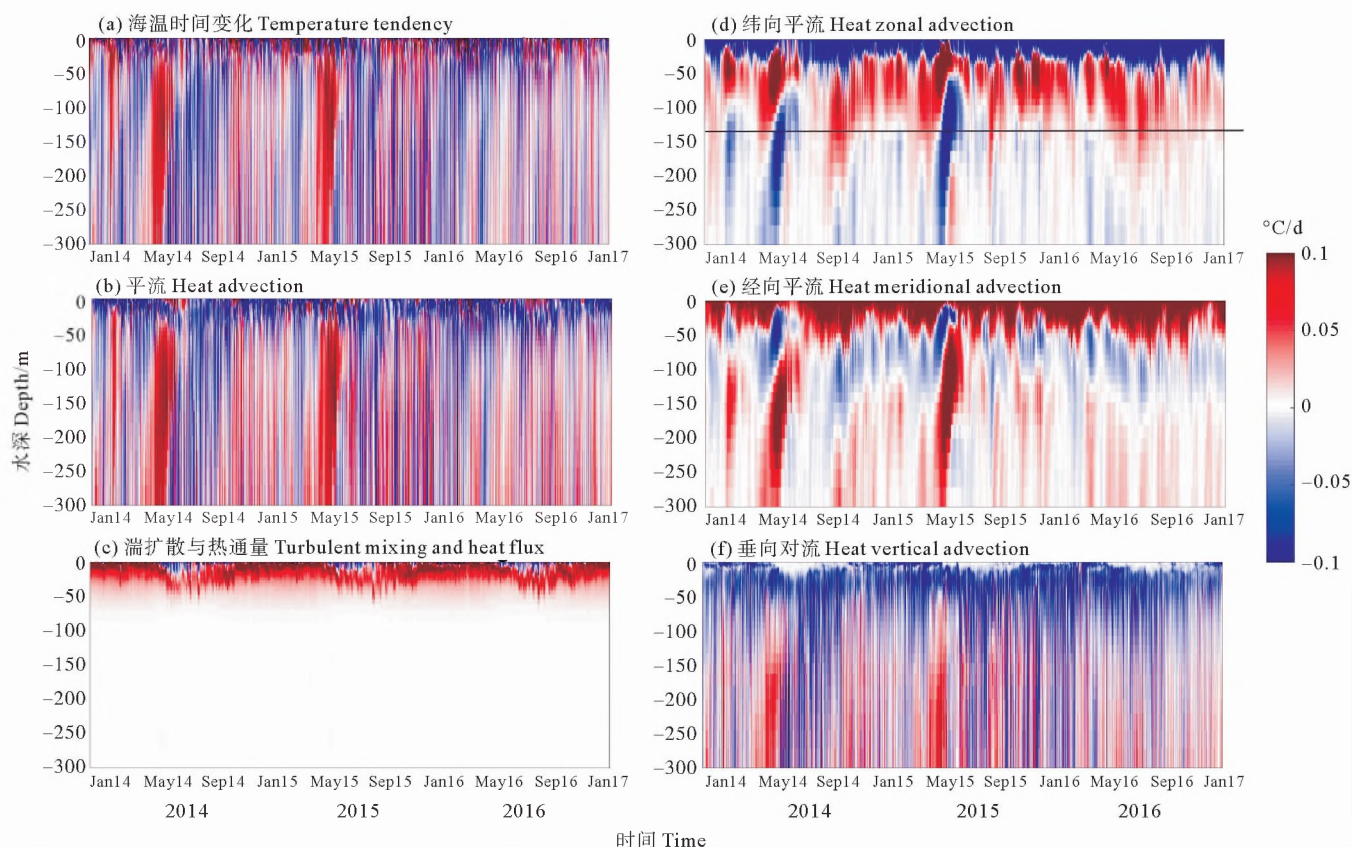


图4 热力学过程各项深度-时间分布

Fig.4 Depth-time cross-section of heat budgets averaged in the Peru upwelling domain

2.4 上升流强度的时间变化及影响因素

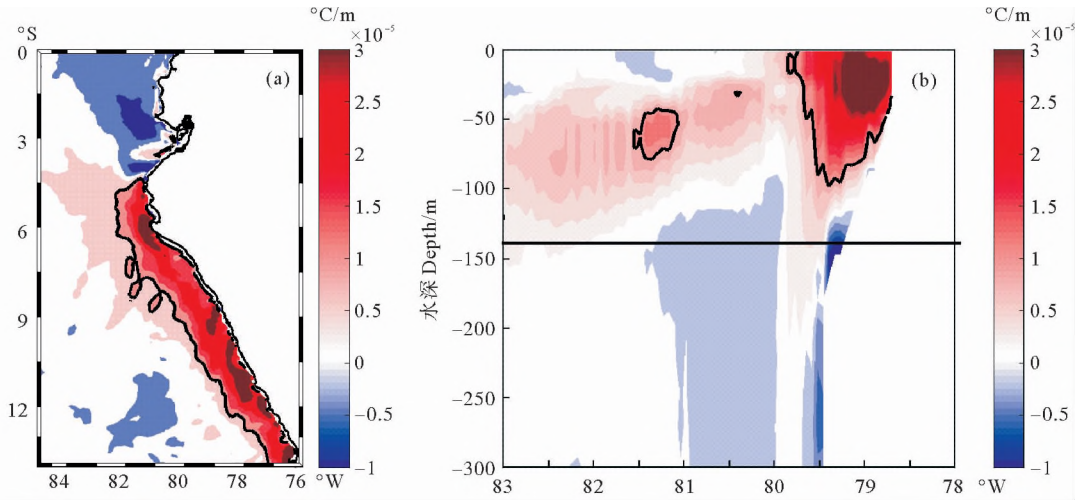
由于垂向速度量值小,测量困难,上升流相关研究常采用间接指标表征上升流的强弱,如根据 SST 分布

显示的相对低温的区域表征上升流,近岸与远岸的海温差异大小表征上升流的强度^[20]。本文通过海水温度的水平梯度(以向东为正方向),公式 $-\frac{\partial T}{\partial x}$,即以向岸温

度变化的大小,确定上升流的影响范围。

图 5(a)是 2014—2016 年平均 SST 水平梯度的空间分布,正值表征上升流影响的区域。秘鲁沿岸的上升流沿着海岸由南至北可达 4°S ,向西可影响至离岸约 150 km 的海域,最大的温度梯度出现在近岸,约 $5^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ 。S 断面(见图 1)海温水平梯度的垂向分布可

以看到垂直方向上升流的影响范围呈倒三角形,平均影响深度约 140 m(见图 5(b))。在 140 m 之下以及靠近陆坡区域,海温呈现负梯度说明这部分区域受下沉流控制^[21]。秘鲁沿岸 80°W 以西,混合层底至 140 m 次表层海温的水平梯度多为正值,是由于热带东太平洋负风应力旋度引起的等温线抬升。



(黑线为海温梯度 $1 \times 10^{-5}^{\circ}\text{C}/\text{m}$ 的等值线。The black line is the $1 \times 10^{-5}^{\circ}\text{C}/\text{m}$ isoline.)

图 5 2014—2016 年平均 SST 水平梯度空间分布(a)与 S 剖面海温水平梯度的垂向分布(b)

Fig.5 The 2014—2016 three-year mean SST gradient spatial distribution (a) and the vertical distribution of temperature gradient along S section (b)

本研究以温度水平梯度 $1^{\circ}\text{C}/100\text{ km}$ ($1 \times 10^{-5}^{\circ}\text{C}/\text{m}$) 为标准确定秘鲁上升流的影响区域,计算秘鲁沿岸 $7^{\circ}\text{S} \sim 11^{\circ}\text{S}$ 的上升流体积(见图 6(a)),体积增加说明该段时间上升流增强,体积下降说明上升流减弱。2014 年 2~4 月上升流体积扩大,5 月开始收缩,6 月上升流区域达到全年最小值,7 月上升流体积逐渐增大,10 月上升流体积达到全年最大值。2015 年上升流体积的变化与 2014 年类似,不同在于夏季上升流体积增大较弱。2016 年相对 2014、2015 年上升流变化较小,春季上升流体积显著减少的现象消失。通过将上升流的体积与垂向流速 w (图 1 黑框内区域,水深 25~120 m 垂向平均,经 10 日平滑)的时间变化进行对比(见图 6(a)),可以看出上升流体积能体现上升流强度的变化,但体积变化滞后于垂向流速约 45 d(滞后相关系数最大约 50%,主要是由于温度梯度还受热力学过程的影响)。

风应力是形成上升流的主要动力因素。以往的研究通过计算沿岸风应力产生 Ekman 输送(见公式 2)与风应力旋度产生 Ekman 抽吸(见公式 3)来估计风应力产生的垂向流速。 τ_a 是风应力 τ 的沿岸分量; ρ 为海水密度取值 $1013\text{ kg}/\text{m}^3$; f 为科氏力参数($7^{\circ}\text{S} \sim 11^{\circ}\text{S}$ 平均为 $1.5 \times 10^{-5}/\text{s}$)。沿岸风应力驱动离岸 Ekman 流,在近岸区域产生辐散。沿岸风应力影响的离岸尺度称为

L_c 。 L_c 长度的计算存在争议,部分研究认为, L_c 为第一斜压 Rossby 半径^[22],秘鲁沿岸变形半径为 100~150 km^[16]。Marchesiello 与 Estrade^[23] 认为在浅水上升流区域,表层 Ekman 层与底层 Ekman 层有重叠, L_c 应该是水平湍扩散影响到的离岸尺度(见公式 4)。 A_H 为水平湍扩散系数,量值 50~100 m^2/s ,可得到 L_c 量级为 $O(10\text{ km})$ 。秘鲁沿岸水深大、陆坡陡峭,表层 Ekman 与底层 Ekman 层分离,上升流影响深度可达 140 m,水平尺度 150 km(见图 6(b))。沿岸风应力影响的尺度 L_c 更符合 Rossby 变形半径,本文中 L_c 取值 150 km。

$$w_{\text{wind}} = \frac{\tau_a}{\rho f L_c}, \quad (2)$$

$$w_{\text{curl}} = \frac{\text{curl}(\tau)}{\rho f}, \quad (3)$$

$$L_c = \pi \sqrt{2A_H / |f|}. \quad (4)$$

由公式(2)计算得到沿岸风应力产生的垂向流速(见图 6(b)),在夏季强度最大,冬季最小,全年来看沿岸风应力对上升流有促进作用。在 2014—2016 年厄尔尼诺期间没有显著的年际差异。通过风应力计算的垂向流速与模拟得到的垂向流速对比,可以看出风应力在夏季产生的垂向流速与模拟垂向流速的变化相似,但春季两者变化相反;2014、2015 年春季风应力计

算结果为弱的上升流,但模拟的垂向流速为负,为强下沉流。根据公式(3),风应力涡度产生的垂向流动(见图6(c)),与沿岸风应力的结果相似,全年多数时间会产生上升流。沿岸风应力与风应力旋度的作用均不能解释2014和2015年春季的下沉流。这说明秘鲁沿岸上升流不仅受风应力变化的影响,可能受海洋内部其他因素的影响。

$$w(h) = \int_h^0 \left(\frac{\partial u_E}{\partial x} + \frac{\partial v_E}{\partial y} \right) dz + \int_h^0 \left(\frac{\partial u_G}{\partial x} + \frac{\partial v_G}{\partial y} \right) dz. \quad (5)$$

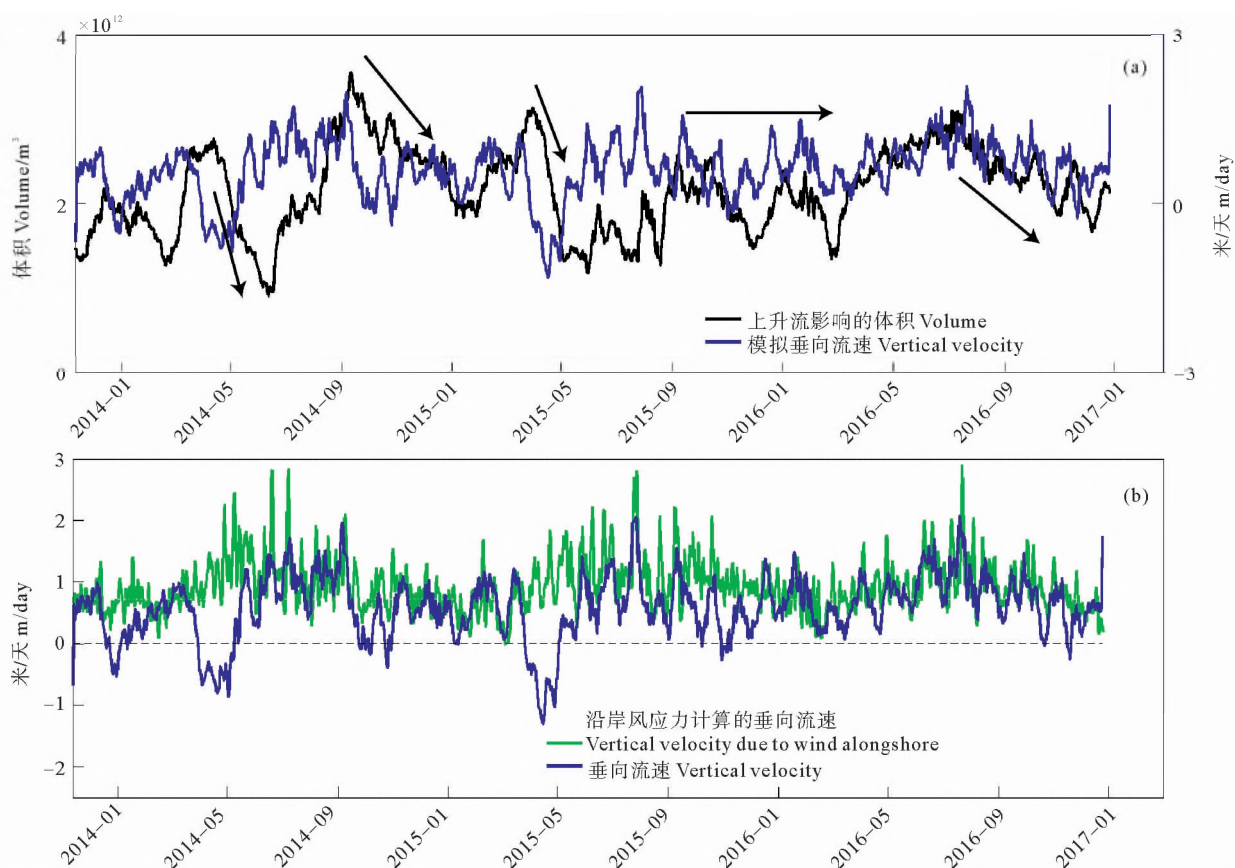
根据流体守恒公式,可得到公式(5)。垂向流速可由两部分组成,风应力驱动的 Ekman 输运产生的辐散作用、地转流的辐散作用(见公式6)。在大洋,地转流一般处于地转平衡过程,因此地转流的辐散作用可忽略;近岸存在强的底摩擦作用,地转流的辐散作用不可忽略。Marchesiell 与 Estrade^[23] 提出向岸地转流(以向岸为正方向)能减弱上升流,向岸的地转流产生垂向流速,满足公式(7)。Marchesiello 与 Estrade^[23] 研究的

是南太平洋中 New Caledonia 岛西侧上升流,该区域地转流多垂直于岸,因此忽略沿岸地转流 v_G 的作用,仅考虑公式(7)中 u_G 的作用。秘鲁上升流区,沿岸的秘鲁潜流流速很大,不可忽略,可得到公式(8),其中 L_A 为底摩擦影响的沿岸尺度。本文假设 L_A 与 L_C 尺度量级一致,取 L_A 与 L_C 相同量值 150 km,近似估计地转流辐散产生的作用。图6(d)为混合层下 25~120 m 的地转流产生的垂向流速的变化。向岸的地转流产生弱的下沉流。2014、2015 年春季增强的秘鲁潜流产生强的下沉流,是形成厄尔尼诺期间年际变化的主要因素。

$$w \propto \left| \frac{\tau_A}{\rho f L_c} \right| + \frac{1}{L_c L_A} \int_{x=0}^{x=L_c} \int_{y=0}^{y=L_A} \int_h^0 \left(\frac{\partial u_G}{\partial x} + \frac{\partial v_G}{\partial y} \right) \cdot dz dy dx, \quad (6)$$

$$w_{u_G} \propto -\frac{1}{L_c} \int_h^0 u_G dz, \quad (7)$$

$$w_{v_G} \propto \frac{1}{L_A} \int_h^0 v_G dz. \quad (8)$$



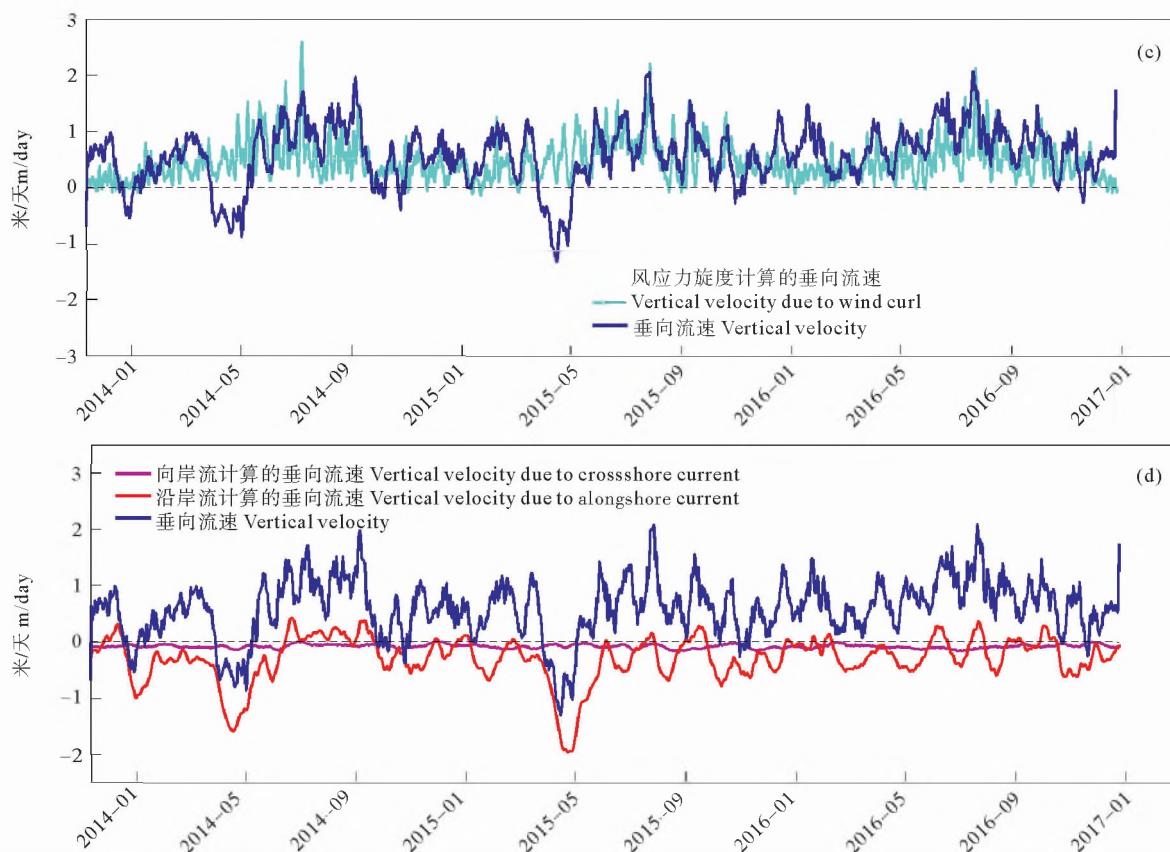


图 6 (a) 秘鲁上升流体积 (b) 秘鲁沿岸风应力驱动的垂向流速与秘鲁沿岸水深 25~120 m 平均的垂向流速的模拟结果(数据经 10 日平滑去除高频波动)以及(c)风应力旋度产生的平均垂向流速 (d) 混合层下 25~120 m 平均的向岸地转流与沿岸地转流产生的日平均垂向流速

Fig.6 (a) The volume of Peru upwelling, (b) The vertical velocity derived from alongshore wind stress and the simulated vertical velocity averaged in depth of 25~120 m along Peru coast (10-day smoothing to remove high-frequency fluctuations), (c) The vertical velocity from wind stress curl and (d) The vertical velocity derived from the cross-shore current and along-shore current averaged in depth of 25~120 m

3 结语

本文通过数值模拟的方法, 研究 2014—2016 年强厄尔尼诺事件过程中, 秘鲁上升流的变化特征及其影响因素。2014 年秘鲁沿岸春季海温正异常, 主要源于水平流动带来的热量增多与上升流冷却作用的减弱; 2014 年夏季水平流动增温作用减弱, 上升流增强, 阻碍了春季海温正异常的继续发展。2015 年春季海温变化过程与 2014 年类似, 但夏季平流增暖效应持续, 上升流作用被抑制, 海温正异常持续至 2016 年。2016 年春季, 平流增暖远小于 2014 与 2015 年, 海温正异常开始减弱。

通过海洋温度的水平梯度明确上升流的范围, 计算了秘鲁上升流的体积。秘鲁沿岸上升流区域平行于海岸, 向北可达 4°S, 离岸约 150 km 远; 垂直方向上呈倒三角形, 影响深度平均约 140 m。上升流体积作为间接指标可以再现上升流强度的变化, 但体积的变化与

垂向流速的变化间存在时间滞后性。秘鲁上升流体积变化滞后于垂向流速约 45 d。

2014—2016 年的多数时间内, 模拟的秘鲁沿岸垂向流速与风应力公式计算的垂向流速之间具有一致性, 特别是夏季, 秘鲁上升流增强与风应力增大有关。2014、2015 年春季, 风应力计算的垂向流速均为弱上升流, 但秘鲁沿岸出现强下沉流, 形成这一现象的主要原因是该段时间秘鲁潜流增强, 潜流与地形相互作用产生辐散作用, 形成下沉流。2014—2016 年秘鲁沿岸风应力没有显著的年际差异, 厄尔尼诺期间, 秘鲁潜流是形成秘鲁上升流年际差异的主要原因。秘鲁潜流影响上升流的内部机制尚不清晰。未来可以通过更多数值试验, 分析潜流对上升流影响的物理机制。

参考文献:

- [1] Chavez F, Messié M. A comparison of eastern boundary upwelling ecosystems[J]. Prog Oceanogr, 2009, 83(1): 80-96.
- [2] Bakun A, Nelson C S. The seasonal cycle of wind-stress curl in

- subtropical eastern boundary current regions[J]. *J Phys Oceanogr*, 1991, 21(12): 1815-1834.
- [3] Capet X J, Marchesiello P, McWilliams J C. Upwelling response to coastal wind profiles[J]. *Geophys Res Lett*, 2004, 31(13): L13311.
- [4] Albert A, Echevin V, Lévy M, et al. Impact of nearshore wind stress curl on coastal circulation and primary productivity in the Peru upwelling system[J]. *J Geophys Res*, 2010, 115(C12): 168-172.
- [5] McPhaden M J. Genesis and evolution of the 1997-98 El Niño[J]. *Science*, 1999, 283(5404): 950.
- [6] Wu C R, Chang C W. Interannual variability of the South China Sea in a data assimilation model[J]. *Geophys Res Lett*, 2005, 32(17): 109-217.
- [7] Espinoza-Morriberón D, Echevin V, Colas F, et al. Impacts of El Niño events on the Peruvian upwelling system productivity[J]. *J Geophys Res*, 2017, 122(7): 5423-5444.
- [8] Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans[J]. *J Climate*, 2002, 15: 2205-2231.
- [9] Frischknecht M, Münnich M, Gruber N. Remote versus local influence of ENSO on the California Current System[J]. *J Geophys Res*, 2015, 120: 1353-1374.
- [10] Jacox M G, Fiechter J, Moore A M, et al. ENSO and the California Current coastal upwelling response[J]. *J Geophys Res*, 2015, 120: 1691-1702.
- [11] Lian T, Chen D. Genesis of the 2014-2016 El Niño events[J]. *Sci China Earth Sci*, 2017, 60(9): 1589-1600.
- [12] Ludescher J, Gozolphiani A, Bogachev M I, et al. Very early warning of next El Niño[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2014, 111(6): 2064.
- [13] McPhaden M J. Playing hide and seek with El Niño[J]. *Nat Clim Change*, 2015, 5: 791.
- [14] Shchepetki A F, McWilliams J C. The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model[J]. *Ocean Model*, 2005, 9(4): 347-404.
- [15] Large W G, Mc Williams J C, Doney S C. Oceanic vertical mixing: A review and a model with a nonlocal boundary layer parameterization[J]. *Rev Geophys*, 1994, 32(4): 363-403.
- [16] Chelton D B, DeSzoeke R A, Schlax M G, et al. Geographical variability of the first baroclinic rossby radius of deformation[J]. *J Phys Oceanogr*, 1998, 28(3): 433-460.
- [17] Gordon C, Corry R A. A model simulation of the seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean using climatological and modeled surface forcing[J]. *J Geophys Res*, 1991, 96(C1): 847-864.
- [18] 王林慧. 热带东太平洋模拟对风应力时间分辨率的敏感性及上升流机制分析[D]. 青岛: 中国海洋大学环境科学与工程学院, 2017: 29-48.
- Linhui Wang. Sensitivity of the East Tropical Pacific Ocean simulation to the Temporal Resolution of Wind and Upwelling Dynamics Analysis[D]. Qingdao: College of Environmental Science and engineering, Ocean University of China, 2017: 29-48.
- [19] Huyer, A. The offshore structure and subsurface expression of sea level variations off Peru 1976-1977[J]. *J Phys Oceanogr*, 1980, 10: 1755-1768.
- [20] Ramanantsoa J D, Krug M, Penven P, et al. Coastal upwelling south of Madagascar: Temporal and spatial variability[J]. *J Marine Syst*, 2018, 178: 29-37.
- [21] Penven P, Echevin V, Pasapera J, et al. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: A modeling approach[J]. *J Geophys Res*, 2005, 110(C10): C10021.
- [22] Croquette M, Eldin G, Tamayo M. On differences in satellite wind products and their effects in estimating coastal upwelling processes in the south-east Pacific[J]. *Geophys Res Lett*, 2007, 34(11): L11608.
- [23] Marchesiello P, Estrade P. Upwelling limitation by onshore geostrophic flow[J]. *J Mar Res*, 2010, 68(1): 37-62.

The Variability Characteristics and Influential Factors in Peru Upwelling over 2014—2016 El Niño Years

WANG Lin-Hui¹, SHI Jie^{1,2}, GAO Hui-Wang^{1,2}

(1. The Key Laboratory of Marine Environment and Ecology, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. Laboratory for Marine Ecology and Environmental Sciences, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology (Qingdao), Qingdao 266237, China)

Abstract: Peru upwelling can bring nutrient-rich colder water to the surface, which supports high primary production and fishery resources. El Niño events occurring during 2014 to 2016 is nearly the strongest one in recent years, which have significant impacts on Peru upwelling. A three-dimensional hydrodynamic model (ROMs) is used to explore the variations of Peru upwelling during the 2014–2016 El Niño events. In the springs of 2014 and 2015, the positive SST anomalies along the Peruvian coast were mainly caused by the increase of water temperature due to the decrease in vertical advection and the enhancement of horizontal heat advection. The horizontal heat advection reduced and the upwelling strengthened in the summer of 2014, which hindered the development of the positive SST anomalies. However, in the summer of 2015, the increase of horizontal advection continued and the upwelling was suppressed, which kept the SST anomalies continue to be warm until the spring of 2016. The variations of the vertical velocity in Peru upwelling were consistent with the variability of the wind stress along Peru coast in summer, while the upwelling weakened along the Peruvian coast in the springs of 2014 and 2015, which were mainly derived from the enhancement of Peru Countercurrent. There were no significant inter-annual variations in the wind stresses along Peruvian coast during 2014 to 2016. The variation of Peru countercurrent is the key factor determining the inter-annual variability of Peru upwelling.

Key words: upwelling variability; El Niño; upwelling indices; wind stress; Peru countercurrent

责任编辑 庞 旻