



厄尔尼诺-南方涛动研究进展

张晓琳^{1,2*}, 马永星³

1. 大连海事大学航海学院, 大连 116085;

2. Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University, Fukuoka 819-0395, Japan;

3. Fisheries and Oceans Canada, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth B2Y 4A2, Canada

* 联系人, E-mail: xz12j@my.fsu.edu

2023-09-18 收稿, 2023-11-19 revised, 2024-01-15 接受, 2024-01-22 网络版发表

摘要 厄尔尼诺-南方涛动(El Niño and Southern Oscillation, ENSO)对全球气候都具有重要的影响, 如印度洋季风、秘鲁沿岸的渔业生产以及北美的气候等. 过去的研究在ENSO的观测、理论、预报和数值模拟等方面都取得了长足的进展, 但依然有很多问题尚待解决. 本文简要地回顾了过去在ENSO的相关理论、预报、非对称性以及年代际变化、古气候下的变化以及数值模拟方面的研究: 首先回顾了ENSO盛行的几组理论, 具体包括Bjerknes正反馈机制、延迟振子理论、充放电振子理论、平流反射振子理论以及西太平洋振子理论; 其次, 系统地总结了厄尔尼诺常用的预报方法以及预报因子(如暖水体积、西太平洋风场、印度洋-太平洋风场的积分及赤道流场等), 并讨论了目前预报仍然存在的局限性; 非对称性和年代际变化是ENSO重要的特征, 本文详细地阐述了这方面的相关研究进展及存在的问题; 再次, 介绍了关于ENSO的古气候研究目前所取得的成果以及主要结论, 并对数值模拟方面存在的问题及ENSO对其他海盆的影响进行了讨论; 最后, 对上述相关方面存在的不足以及亟待解决的问题进行了探讨和总结.

关键词 厄尔尼诺-南方涛动, 动力学机制, 预报, 古气候, 盐度, 海盆间相互作用

正常年份下, 赤道太平洋盛行东南信风, 与此相对应, 东太平洋温跃层较浅, 西太平洋温跃层较深. 西太平洋海表面温度高于28°C的区域称为西太平洋暖池区域. 厄尔尼诺作为具有地球上最显著的年际变化的现象, 周期为2~7年, 海表面温度暖异常的位相称为厄尔尼诺现象, 而冷异常的位相称为拉尼娜现象. 南方涛动是指相对应厄尔尼诺现象发生时海表面温度异常的大气变化, 即热带东、西太平洋海域海表面气压的振荡. 厄尔尼诺期间, 赤道东太平洋出现正的温度异常, 赤道东风减弱, 赤道东太平洋温跃层深度增加, 西太平洋温跃层深度降低. 西太平洋出现西风异常, 且暖池边界向东移动, 西太平洋暖池区域上方的深对流区域也向东移动. 厄尔尼诺常用的指数有Niño3.4指数, 即5°S~5°N,

170°W~120°W区域海表面温度异常. 通常用的厄尔尼诺指数还有南方涛动指数(Southern Oscillation Index), 定义为塔希提岛和达尔文岛气压差. 2009年, Bunge和Clarke^[1]基于赤道东西太平洋气压差进一步定义了赤道南方涛动指数(Equatorial Southern Oscillation Index). 由于厄尔尼诺期间, 东太平洋温跃层加深, 根据1.5层约化重力模式, 海表面高度升高, 因此, 东太平洋海表面高度也可以作为厄尔尼诺指数. 根据美国海洋大气局的定义, 如果厄尔尼诺指数连续6个月超过0.5°C那么此年份定义为厄尔尼诺年, 反之低于-0.5°C则定义为拉尼娜年. 根据Oceanic Niño Index (ONI, 即基于中东部热带太平洋Niño 3.4区域的3个月海表温度异常平均值), 自1958年, 共有18个厄尔尼诺事件, 其中1982/

引用格式: 张晓琳, 马永星. 厄尔尼诺-南方涛动研究进展. 科学通报, 2024

Zhang X L, Ma Y X. Progresses of El Niño and Southern Oscillation research (in Chinese). Chin Sci Bull, 2024, doi: 10.1360/TB-2023-0987

1983、1997/1998、2015/2016为极端厄尔尼诺事件^[2,3], 1963/1964、1965/1966、1968/1969、1969/1970、1972/1973、1976/1977、1977/1978、1986/1987、1987/1988、1991/1992、1994/1995、2002/2003、2004/2005、2006/2007、2009/2010为中等厄尔尼诺事件。这里极端厄尔尼诺事件主要基于Cai等人^[2]的定义, 即12月至次年2月份Niño3区域 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $150^{\circ}\text{W}\sim 90^{\circ}\text{W}$)观测降雨的异常增加超过 5 mm d^{-1} 。

近些年研究发现厄尔尼诺存在着多样性, 即东太平洋厄尔尼诺、中太平洋厄尔尼诺事件。东太平洋厄尔尼诺即典型的厄尔尼诺事件, 增暖中心出现在东太平洋区域。中太平洋厄尔尼诺, 其增暖中心相对于常规的厄尔尼诺事件向西偏移, 位于日界线附近的赤道中太平洋海域, 并且增暖强度偏弱。这种新型的厄尔尼诺被称为“El Niño Modoki”^[4]、“Central Pacific El Niño”^[5-7], 也被称为“Warm Pool El Niño”^[8]。自1980年以来厄尔尼诺特征发生了明显变化, 表现为超强厄尔尼诺和中太平洋型厄尔尼诺发生频率明显增加^[9,10]。过去的研究同时指出, 对于不同形态的厄尔尼诺现象, 不同的机制调控着东(中)太平洋温度的异常, 即中太平洋厄尔尼诺主要与副热带海洋大气过程有关, 东太平洋厄尔尼诺主要由赤道地区强迫引起^[11,12]。根据Sun等人^[12]和Yu等人^[13]的定义, 自1958年以来, 共有10个中太平洋厄尔尼诺事件(1963/1964、1965/1966、1968/1969、1977/1978、1987/1988、1991/1992、1994/1995、2002/2003、2004/2005、2009/2010), 7个东太平洋厄尔尼诺事件(1969/1970、1972/1973、1976/1977、1982/1983、1986/1987、1997/1998、2006/2007), 1个混合型厄尔尼诺事件(2015/2016)发生。厄尔尼诺对全球气候都起着重要的调制作用, 如北美降雨、秘鲁沿岸上升流、东南亚季风、印度洋(上升流、印度洋偶极子、印度洋海盆模)以及北太平洋、大西洋海盆(如北热带大西洋区域)等, 我们将在后面的章节展开讨论。

1 厄尔尼诺的基本理论

关于厄尔尼诺现象有若干理论, 其中最重要的理论是Bjerknes正反馈机制^[14], 即赤道东太平洋由于某种原因出现正的海温异常扰动时, 会出现西风异常, 进而减弱赤道东风, 导致东太平洋上升流减弱, 进一步导致海表面温度升高, 东风减弱。现实中海温的异常并不可能无限制地增长, 但Bjerknes正反馈机制并未指出是何种过程终止了海温的增长。随后, 几种理论尝试解释负

反馈机制, 包括延迟振子理论(the delayed oscillator)^[15]、充放电振子理论(the recharge-discharge oscillator)^[16,17]、平流反射振子理论(the advective-reflective oscillator)^[18,19]以及西太平洋振子理论(the western-Pacific oscillator)^[20,21]。其中, 延迟振子理论强调赤道中西太平洋异常西风激发的赤道开尔文波在东边界反射成向西传播的罗斯贝波, 并进一步在西边界反射成开尔文波, 向东传播, 最终导致的东太平洋温跃层变浅, 进而导致海表面温度降低, 最终使得厄尔尼诺现象转换为拉尼娜现象。充放电振子理论则强调, 厄尔尼诺期间, 伴随着由赤道向南北两极减弱的西风异常, 进一步引起风应力旋度异常, 导致赤道暖水向两极输送, 进而导致赤道暖水体积的变化, 以及海表面温度的变化, 最终导致拉尼娜事件的产生。平流反射振子理论^[18,19]认为, 赤道西风异常激发的海洋开尔文波到达东边界后反射成罗斯贝波, 并伴随着向西的海流异常, 叠加在向西的背景流上, 增强向西的冷水输送, 从而减弱并终结厄尔尼诺并诱发拉尼娜。西太平洋振子理论^[20,21]认为, 延迟振子理论所涉及的赤道外罗斯贝波在西边界的反射效率不足, 热带西太平洋局地的东风异常可以直接激发温跃层上升的开尔文波向东传播, 从而导致厄尔尼诺的终结。不同于Jin^[16,17], Clarke等人^[22]也提出了充放电机制理论, 强调中西太平洋区域温度异常, 而不是东太平洋海表面温度异常。现有的理论虽然为厄尔尼诺的变化提供了动力学依据, 但是依然有很多问题没有解决。如卫星观测数据表明, 东赤道太平洋纬向流领先于海表面高度2~3个月, 传统的罗斯贝波以及开尔文波相互叠加的方法并不能解释此现象, 因为开尔文波海表面高度和流场同位相, 而罗斯贝波海表面高度和流场位相反。2017年, Zhang和Clarke^[23]研究指出, 长罗斯贝波动力学可以解释以上现象。具体来说, 长罗斯贝波动力学假设赤道区域向东传播的开尔文波和向西传播的罗斯贝波叠加在一起, 可以用长罗斯贝波来表示^[17], 且长罗斯贝波的速度随着纬度的增加而逐渐减小, 所以海表面高度纬向的梯度等同于时间的梯度。因此, 地转流场领先于海表面高度2~3个月。基于长罗斯贝波动力学, Zhang和Clarke^[23]进一步解释了赤道暖水可以用于厄尔尼诺预报的动力学原因。更具体地说, 他们认为, 赤道暖水的预报性来源于非零的纬向流相关项。此外, 厄尔尼诺存在着锁相特征, 即厄尔尼诺事件从四月份开始增强, 至12月份进入峰值期(即Niño3.4指数达到最大值), 随后开始衰减。因此, 厄尔尼诺事件在3

月份以后很难预报,也称为春季预报障碍,但是现有的理论并没有考虑厄尔尼诺的锁相特征。

下面我们将具体介绍一下关于厄尔尼诺的预报方法以及常用的预报因子。这里春季可预报性障碍是ENSO预测的一个显著特征,即是指大多数气候模式在预报ENSO事件时,模式的预报技巧在大约4、5月间快速下降,导致预报结果产生较大不确定性的一种现象^[24,25]。关于春季预报障碍现象及产生机制,迄今为止已有很多研究,大概可以分为以下几种。第一种观点强调ENSO事件本身的特征以及变化。如Torrence和Webster^[26]研究表明,春季ENSO事件处于位相转化的季节,海表面温度的距平的方差和信噪比最小,ENSO本身信号较小,因此很难预报。换言之,ENSO事件本身的季节变化特征(锁相特征),导致了厄尔尼诺预报的春季预报障碍。另一种观点则着重于热带太平洋的气候背景态以及来自热带太平洋外的影响。具体来说,热带太平洋海气耦合系统不稳定性强度的季节变化^[27,28]或气候态的年循环^[24,25]决定了赤道耦合系统稳定性的季节变化,即在春季,沃克环流最弱,海洋-大气耦合最敏感,进而导致初始扰动可以任意增长,同时来自热带外(副热带、高纬度区域)的外部扰动,也更容易对ENSO的预报产生影响。第三种观点则强调,除了ENSO事件本身、气候态的年循环及赤道外作用外,特定的初始误差结构也起重要作用。如Mu等人^[29]指出,即使存在气候态的年循环和ENSO事件本身的特征,如果没有特定的初始误差结构,春季预报障碍也不可能发生。即是说,一些初始误差能够导致较强的春季预报障碍,而另一些初始误差可能导致较弱的春季预报障碍或者不影响春季预报障碍。Chen等人^[30]利用Zebiak-Cane模式进一步证实了此观点。Moore和Kleeman^[31]进一步强调了线性模式中最快增长扰动的作用,认为初始误差的增长能够导致春季预报障碍的产生。利用复杂和简单的模式,Mu等人^[32]以及Duan和Hu^[33]进一步在非线性模式框架下揭示了导致显著春季预报障碍初始误差的结构特征,并建议滤掉实际预报中的初始误差,可以很大程度上解决春季预报障碍的问题^[29,33-36]。除以上研究,最近基于充放电机制理论模型,Jin等人^[37]指出,ENSO的预报能力与海表面温度的持续性以及海表面温度与次表层热含量的关系有关,并进一步指出,自1960年以后的弱的ENSO预报障碍是短的ENSO周期造成的。以上这些研究为理解ENSO的春季预报障碍提供了理论基础。

2 厄尔尼诺的预报

厄尔尼诺的预报通常基于动力学模型和统计模型。1987年,Cane和Zebiak^[38]利用一个中等复杂程度的海气耦合模式(也称为ZC模式),成功地模拟出了与观测相近的厄尔尼诺事件,开创了厄尔尼诺数值模拟的研究。此外,全球海气耦合模式也被广泛地应用于厄尔尼诺事件的预报,但是相比于其他方法,会耗费大量的计算资源。相比于动力学模型,统计学模型更简单有效,这种预报方法不仅耗费资源少,且花费的时间短。美国佛罗里达州立大学(Florida State University)的Clarke等人^[39-41]发展了一系列基于物理变量的统计学预报模型,能够成功预报厄尔尼诺事件的产生。后面我们将进一步介绍其相关的工作。美国哥伦比亚大学(Columbia University in the City of New York)Lamont-Doherty研究所会定时地发布厄尔尼诺的预报,并比较了不同预报方法的预报能力(<https://iri.columbia.edu/our-expertise/climate/forecasts/ens0/current/>)。

赤道暖水体积是最常用的厄尔尼诺预报因子之一,具体定义为南北纬5°,东-西太平洋20°C等温线以上暖水体积时间序列。赤道暖水体积可以用于厄尔尼诺的预报,主要是基于Jin^[16,17]提出的充放电理论,即赤道暖水体积领先于厄尔尼诺指数5~6个月。Meinen和McPhaden^[42]利用观测数据,首先证实了赤道暖水体积可以用于厄尔尼诺的预报这一设想。此外,常用的厄尔尼诺因子还有西太平洋风场,以及印度洋-太平洋风场的时空积分^[39,40]。Zhang和Clarke^[23]指出,东太平洋流场可以作为厄尔尼诺的预报因子,Wang等人^[43]进一步测试了热点区域的表层流场的预报能力,并指出该预报因子能够有效地克服厄尔尼诺和南方涛动预报的春季障碍,比传统预报因子的预报相关系数平均提高了20%。基于机器深度学习等方法的预报是近些年来兴起的新的预报方法。2019年,Ham等人^[44]利用深度学习方法构建了卷积神经网络模型(convolutional neural network, CNN)。该模型可以将ENSO预测时效提前到一年半,并达到80%左右的预测准确率,突破了提前一年以上进行ENSO事件预测的难题。他们的研究还表明,CNN模型能预测海表温度异常的不同空间分布,对不同厄尔尼诺类型(东太平洋型、中太平洋型、混合型)预测也有较高的正确率,弥补了目前动力预测系统的不足。以上几种预报因子以及方法,各有优劣。其中赤道暖水体积是比较传统且常用的预报因子,由于基于赤道区域的

暖水体积、时间序列噪音小,能够比较准确地预报厄尔尼诺事件的发生.基于西太平洋风场以及印度洋-太平洋风场积分的预报因子的方法,能够有效地克服厄尔尼诺预报的春季障碍;且由于风场具有较长时间的观测记录(可以追溯到1960年),并比较容易获得,以及目前也有不同数据集可以提供可靠的风场数据,所以此方法能够比较容易用来评估较长时间尺度下的预报信息.基于流场的预报因子,为ENSO的预报提供了新的视角,可以通过近些年来卫星观测所获得的流场数据预报ENSO事件,但是由于流场数据在赤道区域可能存在着较大误差,进行预报时,也要注意结果的准确性.基于深度学习方法构建的模型可以将ENSO预测时效提前到一年半,并对不同厄尔尼诺类型(东太平洋型、中太平洋型、混合型)预测具有较高的正确率.

3 厄尔尼诺的非对称性以及年代际变化

厄尔尼诺的另一个特征就是存在着不对称性以及年代际变化.不对称性主要体现在以下几个方面:一是强度上,即厄尔尼诺事件一般强于拉尼娜;二是转相/持续时间上,即厄尔尼诺一般持续1~2年,而拉尼娜持续时间较长,常有“双重”甚至“三重”拉尼娜事件;三是强的厄尔尼诺事件之后总是伴随着拉尼娜现象,但是强的拉尼娜现象后未必伴随着厄尔尼诺现象. Clarke和Zhang^[41]指出,上述第三方面主要是和风场有关,即厄尔尼诺事件相应的异常风场分布在整个赤道太平洋区域,但拉尼娜事件相应的风场异常仅仅分布在西太平洋区域,导致厄尔尼诺事件后负反馈作用相对较强,可以转化成拉尼娜事件,但是拉尼娜事件的负反馈作用相对较弱,并不一定会转化成厄尔尼诺事件.

Bunge和Clarke^[1]指出,厄尔尼诺的预报存在着年代际变化,即在厄尔尼诺年代际(1973~1998),赤道暖水的预报能力较强(提前预报7个月,相关系数为0.8),在拉尼娜年代际(1959~1972、1999~2009),赤道暖水预报能力较弱(提前预报2个月,相关系数为0.5),这主要和赤道风场分布以及长罗斯贝波动力学相关^[41].更具体地说,厄尔尼诺年代际,赤道太平洋风场强迫扩展到中、东太平洋,拉尼娜年代际,赤道太平洋风场强迫仅局限于西太平洋.注意由于1973~1998,赤道风场强迫的空间分布与厄尔尼诺事件发生时风场强迫类似,即扩展到中、东太平洋,因此称之为厄尔尼诺年代际^[1].同理,1959~1972、1999~2009称之为拉尼娜年代际.对ENSO的非对称性,国际上已存在很多研究.如

An^[45]通过分析过去148年海表面温度异常的变化指出,厄尔尼诺-拉尼娜事件存在着非对称性. ENSO事件在正的海表面温度偏度年代际期间(the interdecadal change in the skewness of SSTA, ICS),更容易预报. ICS与赤道东太平洋海表面温度、ENSO变化以及平均气候态之间的非线性正反馈过程有关. ICS与南(北)太平洋海表面温度异常呈正(负)相关. An和Jin^[46]的研究提出了最大潜在强度指数(the maximum potential intensity index, MPI)和非线性动力学加热去量化ENSO现象的非对称性. 通过热收支分析,他们指出,非线性动力学加热在这些暖事件期间加强,并在随后的拉尼娜事件减弱,最终导致了暖-冷位相的非对称性. 在1970年代的厄尔尼诺事件(例如1957/1958和1972/1973 ENSOs),纬相温度梯度以及流场,海表面-次表层之间的关系不利于非线性动力学过程,因此,厄尔尼诺事件不是很强. 此外, An和Wang^[47]指出,1970后, ENSO循环的频率发生了变化,即涛动的周期由2~7年变成4~6年. 观测结果进一步显示,此频率的变化伴随着ENSO结构的变化,即在低频时期,西风异常向西移动,且向南北两极扩展,并伴随着东太平洋较弱的东风异常. 通过数值实验,他们进一步指出, ENSO频率-空间结构特征的改变与风场强迫有关. Duan等人^[48-50]通过利用数值模式以及条件非线性最优化扰动方法(conditional nonlinear optimal perturbation, CNOP)调查了气候背景态对ENSO非对称性的影响,以及1976年以来发生的年代际变化的原因. 他们的研究表明, ENSO非对称性的年代际变化主要与热带背景态年代际变化相关的非线性温度平流过程(nonlinear temperature advection, NTA)有关. NTA对于厄尔尼诺事件具有重要的影响,但是对于拉尼娜事件影响较小,进一步导致了ENSO振幅的非对称性. 他们的研究还指出厄尔尼诺事件越强, NTA相关的非线性影响越大, ENSO事件的非对称性越强. 这也解释了为什么1976年以后的ENSO事件呈现出明显的非对称性. 上述研究在理论与模式方面,为加深对厄尔尼诺非对称性的理解提供了充分的证据.

4 厄尔尼诺在古气候下的变化

近些年来,由于珊瑚礁数据以及数值模式的应用,人们开始关注古气候时期厄尔尼诺的变化. 比如距今6500年的中全新世时期,太阳轨道与目前的太阳轨道不同,具体表现在地球轨道参数与现代气候条件下不同,近日点的经度是0.87°(现代气候下,近日点的经度

是 100.33°), 这将进一步导致岁差周期的变化, 从而引起太阳辐射强迫的变化(较现代气候, 辐射变化可达到 $\pm 20 \text{ W m}^{-2}$). 地球表面接收到的向下的短波辐射夏秋季(5~10月)增加, 冬季和春季(11~4月)减少, 最终引起全球气候的变化, 尤其是赤道区域气候的变化. 过去的研究指出, 中全新世时期, 全球气候都有所改变, 如中国季风区面积、季风降水及其强度增加, 平均增幅依次为10.7%、18.7%和7.3%, 这主要是源于轨道强迫所导致的夏季经向温度梯度的减小以及夏季东亚与临近海域间热力对比的增大, 海洋反馈的作用相对有限^[51]. 通过利用4个气候模式(National Center for Atmospheric Research Community Earth System Model Version 2: CESM2, Japan Meteorological Agency Meteorological Research Institute Earth System Model Version 2.0: MRI-ESM2.0, Model for Inter disciplinary Research on Climate, Earth System Version 2 for Long-term simulations: MIROC-ES2L, National Aeronautics and Space Administration Goddard Institute for Space Studies model: GISS-E2-1-G)第四次国际古气候模拟比较计划(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project-Phase 4, PMIP4)模拟结果的分析, Zhang等人^[52]对赤道太平洋平均态进行了探究. 研究表明, 中全新世时期, 赤道东太平洋海表面温度年循环减弱. 东太平洋冷舌从7~12月增暖(约 0.5°C), 1~6月变冷(约 1°C), 最终导致东太平洋温度年循环减弱. 研究进一步指出, 在中全新世时期, 厄尔尼诺的变化也将减弱, 用于表征厄尔尼诺变化的Niño3.4指数振幅在MRI-ESM2.0模式中减小约32%, CESM2模式中减小约6%, MIROC-ES2L模式中减小10%, GISS-E2-1-G模式中减小25%. 如前文提到的, 厄尔尼诺具有明显的锁相特征, 具体体现在从4月份开始增强, 12月份到达峰值, 随后开始衰退. 我们的分析表明, 中全新世时期, 厄尔尼诺的锁相特征也发生了变化, 不仅强度减小, 最小值的月份也由4月份转移到6月份. 通过分析降雨、风场强迫以及温跃层深度变化, Zhang等人^[52]的研究进一步指出, 上述厄尔尼诺的减弱主要由于西太平洋的西风异常造成. 西风异常会激发向东传播的开尔文波, 导致东太平洋温跃层的变化, 进而引起东太平洋海表面温度的变化. 造成此西风异常的原因主要有两个: (1) 由于海-陆热力差异引起的赤道沃克环流向西太平洋的移动; (2) 北太平洋副热带高压减弱. 这与已有的研究一致^[53,54].

关于厄尔尼诺在更长时间尺度下变化的研究, 不

仅有古气候条件下的研究, 也有未来气候背景下厄尔尼诺变化的探究. 随着气候变暖, 厄尔尼诺也在变化, Cai等人^[2]及Geng等人^[55]研究指出, 在全球变暖的条件下, 极端厄尔尼诺事件增加, 多年拉尼娜现象也增加. 虽然对于厄尔尼诺在更长时间尺度下的变化已经有了大量的研究, 但是已有研究多是基于气候模式, 而气候模式目前还依然不能够准确地模拟赤道地区的气候变化. 也有一些研究基于珊瑚礁等观测数据, 但是这些观测只是基于有限的几个站点, 且将珊瑚礁数据转化成为温度盐度数据时, 依然存在着不确定性, 这些都是未来值得研究的问题. 下面我们就进一步介绍一下气候模式模拟存在的偏差.

5 气候模式对于厄尔尼诺的模拟

气候模式的模拟偏差主要有冷舌偏差, 双热带辐合带(Inter-Tropical Convergence Zone, ITCZ)问题等. 利用最新发布的耦合模式比较计划数据, 张荣华课题组最近的研究^[56]表明, 热带南太平洋次表层存在一个海盆尺度、冷而淡的温盐误差(平均误差强度为 -4°C , -0.9 psu). 此冷而淡的温盐误差在第五次耦合模式比较计划模式(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5)中同样显著存在, 使得热带南太平洋纬向等密度面更加平坦, 减弱了热带-副热带之间的水体交换. 此外, 该误差信号可以通过热带太平洋上层经圈环流向赤道传播, 引起赤道次表层变冷和温跃层抬升. 他们的研究进一步指出, 该次表层温盐误差主要由热带南太平洋负的风应力旋度误差和正的降水误差引起, 这表明在最新的耦合模式中仍普遍存在双热带辐合带, 对应的是南太平洋辐合带问题. Xu等人^[57]发现, 通过调整大气环流并提高东-西、南-北海表面温度梯度, 一个高的安第斯山脉能够提高热带太平洋平均态的模拟. Zhang和Clarke^[58]进一步指出, 正确模拟西太平洋淡水强迫对于正确地模拟厄尔尼诺动力学具有重要的意义. 对于厄尔尼诺事件的多样性而言, 目前气候模式能够较好地模拟出厄尔尼诺事件的时空特征及多样性(中、东太平洋厄尔尼诺), 且不同代国际间耦合比较计划(Coupled Model Intercomparison Project-Phases 3, 5 and 6, CMIP3, 5, 6)中的模式对厄尔尼诺的模拟逐渐进步, 尽管存在一些偏差(如强度, 温度异常中心, 峰值出现的月份, 中太平洋型El Niño衰亡时间、模拟强度等), 且不同模式的模拟依然存在差异^[59-61]. 具体来说, 张芳等人^[59]比较了CMIP5中的17个海-气耦合模式

对20世纪气候的模拟结果,发现多数模式可以很好地模拟出厄尔尼诺事件的时空演变特征、与海平面气压变化的关联、ENSO周期变化及锁相特征等;但也发现多数CMIP5模式模拟的厄尔尼诺事件的峰值出现在11月至次年2月,少数模式模拟的厄尔尼诺事件峰值提前(出现在9~10月),有的模式模拟的峰值甚至出现在夏季.通过谱分析,他们的研究进一步表明,ENSO现象具有2~7年的周期,其中,4年的周期最明显.大多数模式模拟的ENSO周期在此范围内,但有些模式的主要周期偏短,为2年左右.个别模式的ENSO主要周期为11年,已超出2~7年的范围.Zhang等人^[52]比较了CMIP6的4个模式(MIROC, MRI, CESM和GISS),发现4个模式基本都可以模拟出厄尔尼诺的基本特征,除了正温度异常比观测向西扩展外.此外在模拟的强度上也略有差别, MRI和MIROC基本与观测一致,但是GISS和CESM显著强于观测.Planton等人^[61]指出,CMIP6较CMIP5对于热带平均态以及ENSO的模拟都有了进一步的提高.Kim和Yu^[62]评估了CMIP5模式对东太平洋型和中太平洋型两种不同的厄尔尼诺事件的模拟能力,发现较CMIP3有了很大的提高.王卫强等人^[63]进一步评估了CMIP5/CMIP6对厄尔尼诺多样性的模拟,指出绝大多数CMIP5/6气候模式能够合理地模拟El Niño的多样性特征,且CMIP6多模式的模拟较CMIP5有明显提升.CMIP6模式不仅减弱了东太平洋型El Niño空间模态模拟的离散性,而且还显著提高了中太平洋型El Niño空间模态的模拟能力;CMIP5/6多模式基本能够模拟出两类El Niño的季节锁相性特征,但中太平洋型El Niño衰亡时间较观测明显滞后3个月;同时CMIP5/6多模式模拟的东太平洋型El Niño强度与观测值较为接近,但中太平洋型El Niño的振幅却强于观测.

6 厄尔尼诺对于其他海盆的影响

赤道太平洋对于全球气候都起着重要的调制作用,如北美降雨、秘鲁沿岸上升流、东南亚季风、印度洋(上升流、印度洋偶极子、印度洋海盆模)以及北太平洋、大西洋海盆(如北热带大西洋区域)等. ENSO主要通过热带印度洋和热带太平洋之间相互耦合的沃克环流异常以及海洋路径影响印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD). 首先El Niño可以影响热带印度洋西部的SST异常. 如当El Niño和IOD事件共同发生时,其西极的SST暖异常更强. 当然,厄尔尼诺事件和印度洋偶极子事件是相互影响的,IOD也可以进一步影响次年太平

洋中ENSO的发展^[64,65]. ENSO对印度洋的另一个影响体现在印度洋海盆模态(Indian Ocean Basin Mode, IOBM). 印度洋海表面温度的年际变化对周围区域的气候具有重要的影响. 印度洋海表面温度的第一个模态是印度洋海盆模态^[66-68]. 过去的研究对印度洋海盆模的产生机制进行了探讨,具体分为以下几个机制, Lau和Nath^[69]认为厄尔尼诺引起的大气环流通过减少海表面蒸发并提高短波辐射导致印度洋海盆模的产生,也称之为“大气桥”机制. Klein等人^[67]则认为海表面的净热通量能够解释热带印度洋的变暖,但是西南印度洋区域主要是海洋动力学过程起作用. Lau和Nath^[70]进一步通过模式证明了上述观点. Murtugudde和Busalacchi^[71]以及Yu和Rienecker^[72]也认为海洋动力学过程在印度洋变暖的过程中起着重要的作用. 研究指出罗斯贝波的过程及障碍层、次表层温度的传播也对南印度洋的变暖具有重要的作用^[73-76]. 这些研究都表明了区域海-气相互作用及海洋动力学过程对印度洋起着重要的作用. 最近的研究指出,厄尔尼诺对于印度洋上升流的影响随时间而变化,并与厄尔尼诺的多样性相关^[77],这主要与相对应的沃克环流以及印度洋的风场强迫有关. Zhang和Mochizuki^[78]进一步指出,不同气候模态(厄尔尼诺、印度洋偶极子以及印度洋季风)对于印度洋上升流的作用存在着年代际的变化,这主要与纬向环流(沃克环流)、沿岸风场强迫以及背景层结有关. ENSO不仅对印度洋起着重要的作用,而且对北太平洋也有着重要的影响,具体体现在厄尔尼诺期间,赤道太平洋增强的对流会激发太平洋-北美波列,并进一步改变北太平洋的风场、温度以及湿度的变化^[79].

此外,赤道太平洋对大西洋海盆(如北热带大西洋区域)也具有重要的作用,具体体现在可以通过不同的机制(太平洋-北美遥相关、对流层加热、沃克-哈德来环流异常、亚马逊加热)激发热带北大西洋模态(North Tropical Atlantic Mode, NTAM)^[66,80-86]. 以上4种机制虽然解释了ENSO强迫NTAM的过程,但是仍有很多问题无法解释,如为什么ENSO强迫与NTAM相差一个季节? 为什么ENSO对NTAM的影响在冬季开始并在ENSO发生次年的春季达到最大值? 如前文所述,厄尔尼诺存在多样性,最近的研究表明,不同形态厄尔尼诺对于NTAM的作用也不同. 如中太平洋厄尔尼诺仅仅伴随着热带北大西洋东北部的小范围海域SST变冷(不同于东太平洋厄尔尼诺所引起的热带北大西洋整体变暖),这主要与东太平洋厄尔尼诺会产生较强的PNA遥

相关波列以及Gill响应的开尔文波有关^[87]。Wang^[88]和Cai等人^[89]最近提出了大洋之间相互作用的概念,进一步说明了各个洋盆之间并不是孤立的个体,而是存在着相互作用的关系。此外,最近的研究表明,ENSO对南半球海洋吸收热量的影响很大,具体来说,研究发现南大洋在21世纪的变暖与厄尔尼诺的振幅相关,即模式模拟的大(小)的ENSO振幅的提升会产生慢(快)的南大洋增暖。ENSO振幅与遥相关的非对称性,会进一步影响南海的热吸收振幅。此外,研究表明,21世纪以来南极的臭氧以及二氧化碳的增加,导致了南大洋的增暖,并且会进一步影响到热带辐合辐散带以及热带海洋-大气环流^[90,91]。迄今为止,已有大量的研究探讨了厄尔尼诺及赤道太平洋对于全球气候的影响及海盆间的相互作用,未来的工作希望能够进一步通过动力学机制的探讨,阐明具体过程,为模式的修正提供动力学参考。

7 总结以及未来的展望

过去的几十年,对于厄尔尼诺的研究已经有了长足的进展。自1969年Bjerknes提出正反馈机制起,关于厄尔尼诺的理论研究也有了很大的进步。虽然目前在理论上已经有了很大的突破,很多方面现有的理论依然不能解释,如厄尔尼诺的锁相结构、厄尔尼诺的不

对称性、年代际变化等。副热带“海洋通道”对于厄尔尼诺的贡献也依然不清楚。此外,对于厄尔尼诺的预报,也已经发展了不同的方法(统计模型和动力学模型),不同的预报因子,如赤道暖水体积、西太平洋风场等被人们应用到厄尔尼诺的预报中。发展新的预报因子,用更简单且有效的方法预报厄尔尼诺现象是人们未来努力的方向。机器学习的兴起,为人们提供了新的预报手段,如何将其应用到实践中,为人们的生产生活做贡献,具有重要的意义。此外,对于全球变暖下,厄尔尼诺的变化及动力学机制,古气候背景下,厄尔尼诺的变化等,目前还仅基于气候模式和有限的观测数据,但是由于气候模式依然存在着各种模拟偏差,对于厄尔尼诺动力学的研究就显得尤为重要。对于厄尔尼诺动力学的深刻理解可以为模式的修正提供动力学依据,并为进一步探究厄尔尼诺的变化,提供更可靠的方法。希望未来能够有准确的气候模式,进行厄尔尼诺的预报。最后,过去对于赤道太平洋的研究多基于温度变化,盐度的贡献却被人们所忽略,其中的原因之一是盐度比较难测量,并且没有很准确的盐度数据可以利用。自盐度卫星的应用以来,盐度对于厄尔尼诺的作用也得以被进一步研究,希望未来在不同时间、空间尺度上的研究都能够被进一步发展。厄尔尼诺对其他海盆变化的作用也能够被进一步探讨。

参考文献

- 1 Bunge L, Clarke A J. A verified estimation of the El Niño index Niño-3.4 since 1877. *J Clim*, 2009, 22: 3979–3992
- 2 Cai W, Borlace S, Lengaigne M, et al. Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming. *Nat Clim Change*, 2014, 4: 111–116
- 3 Zhong W, Cai W, Zheng X T, et al. Unusual anomaly pattern of the 2015/2016 extreme El Niño induced by the 2014 warm condition. *Geophys Res Lett*, 2019, 46: 14772–14781
- 4 Ashok K, Behera S K, Rao S A, et al. El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J Geophys Res*, 2007, 112: 2006JC003798
- 5 Yu J Y, Kao H Y. Decadal changes of ENSO persistence barrier in SST and ocean heat content indices: 1958–2001. *J Geophys Res*, 2007, 112: 2006JD007654
- 6 Takahashi K, Montecinos A, Goubanova K, et al. ENSO regimes: Reinterpreting the canonical and Modoki El Niño. *Geophys Res Lett*, 2011, 38: L10704
- 7 Wang X, Wang C. Different impacts of various El Niño events on the Indian Ocean Dipole. *Clim Dyn*, 2014, 42: 991–1005
- 8 Kug J S, Jin F F, An S I. Two types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *J Clim*, 2009, 22: 1499–1515
- 9 Yeh S W, Kug J S, Dewitte B, et al. El Niño in a changing climate. *Nature*, 2009, 461: 511–514
- 10 Lee T, McPhaden M J. Increasing intensity of El Niño in the central-equatorial Pacific. *Geophys Res Lett*, 2010, 37: 2010GL044007
- 11 Kao H Y, Yu J Y. Contrasting eastern-Pacific and Central-Pacific types of ENSO. *J Clim*, 2009, 22: 615–632
- 12 Sun F, Yu J Y. A 10–15-yr modulation cycle of ENSO intensity. *J Clim*, 2009, 22: 1718–1735
- 13 Yu J Y, Zou Y, Kim S T, et al. The changing impact of El Niño on US winter temperatures. *Geophys Res Lett*, 2012, 39: 2012GL052483
- 14 Bjerknes J. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon Weather Rev*, 1969, 97: 163–172
- 15 Suarez M J, Schopf P S. A delayed action oscillator for ENSO. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 3283–3287

- 16 Jin F F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part I: Conceptual model. *J Atmos Sci*, 1997, 54: 811–829
- 17 Jin F F. An equatorial ocean recharge paradigm for ENSO. Part II: A stripped-down coupled model. *J Atmos Sci*, 1997, 54: 830–847
- 18 Picaut J, Ioualalen M, Menkes C, et al. Mechanism of the zonal displacements of the Pacific Warm Pool: Implications for ENSO. *Science*, 1996, 274: 1486–1489
- 19 Picaut J, Masia F, du Penhoat Y. An advective-reflective conceptual model for the oscillatory nature of the ENSO. *Science*, 1997, 277: 663–666
- 20 Weisberg R H, Wang C. A western Pacific oscillator paradigm for the El Niño-southern oscillation. *Geophys Res Lett*, 1997, 24: 779–782
- 21 Wang C. A unified oscillator model for the El Niño-Southern Oscillation. *J Clim*, 2001, 14: 98–115
- 22 Clarke A J, van Gorder S, Colantuono G. Wind stress curl and ENSO discharge/recharge in the equatorial Pacific. *J Phys Oceanogr*, 2007, 37: 1077–1091
- 23 Zhang X, Clarke A J. On the dynamical relationship between equatorial Pacific surface currents, zonally-averaged equatorial sea level and El Niño prediction. *J Phys Oceanogr*, 2017, 47: 323–337
- 24 Webster P J, Yang S. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. *Q J R Meteorol Soc*, 1992, 118: 877–926
- 25 Webster P J. The annual cycle and the predictability of the tropical coupled ocean-atmosphere system. *Meteorol Atmos Phys*, 1995, 56: 33–55
- 26 Torrence C, Webster P J. The annual cycle of persistence in the El Niño/Southern Oscillation. *Q J R Meteorol Soc*, 1998, 124: 1985–2004
- 27 Zebiak S E, Cane M A. A model El Niño-Southern Oscillation. *Mon Weather Rev*, 1987, 115: 2262–2278
- 28 Battisti D S. Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled tropical atmosphere-ocean model. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 2889–2919
- 29 Mu M, Duan W, Wang B. Season-dependent dynamics of nonlinear optimal error growth and El Niño-Southern Oscillation predictability in a theoretical model. *J Geophys Res*, 2007, 112: 2005JD006981
- 30 Chen D K, Zebiak S E, Busalacchi A J, 等. An improved procedure for El Niño forecasting: Implications for predictability. *Science*, 1995, 269: 1699–1702
- 31 Moore A M, Kleeman R. The dynamics of error growth and predictability in a coupled model of ENSO. *Q J R Meteorol Soc*, 1996, 122: 1405–1446
- 32 Mu M, Xu H, Duan W S. A kind of initial errors related to “spring predictability barrier” for El Niño events in Zebiak-Cane model. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: 2006GL027412
- 33 Duan W S, Hu J Y. The initial errors that induce a significant “spring predictability barrier” for El Niño events and their implications for target observation: Results from an earth system model. *Clim Dyn*, 2016, 46: 3599–3615
- 34 Yu Y S, Duan W S, Xu H, et al. Dynamics of nonlinear error growth and season—Dependent predictability of El Niño events in the Zebiak-Cane model. *Q J R Meteorol Soc*, 2009, 135: 2146–2160
- 35 Duan W, Wei C. The ‘spring predictability barrier’ for ENSO predictions and its possible mechanism: Results from a fully coupled model. *Intl J Climatol*, 2012, 33: 1280–1292
- 36 Zhang J, Duan W S, Zhi X F. Using CMIP5 model outputs to investigate the initial errors that cause the “spring predictability barrier” for El Niño events. *Sci China Earth Sci*, 2015, 58: 685–696
- 37 Jin Y, Liu Z, Duan W. The different relationships between ENSO spring persistence barrier and predictability barrier. *J Clim*, 2022, 35: 6207–6218
- 38 Cane M A, Zebiak S E. A theory for El Niño and Southern Oscillation. *Science*, 1985, 228: 1085–1087
- 39 Clarke A J, Van Gorder S. ENSO prediction using an ENSO trigger and a proxy for western equatorial Pacific Warm Pool movement. *Geophys Res Lett*, 2001, 28: 579–582
- 40 Clarke A J, Van Gorder S. Improving El Niño prediction using a space-time integration of Indo-Pacific winds and equatorial Pacific upper ocean heat content. *Geophys Res Lett*, 2003, 30: 2002GL016673
- 41 Clarke A J, Zhang X. On the physics of the warm water volume and El Niño/La Niña predictability. *J Phys Oceanogr*, 2019, 49: 1541–1560
- 42 Meinen C S, McPhaden M J. Observations of warm water volume changes in the equatorial Pacific and their relationship to El Niño and La Niña. *J Clim*, 2000, 13: 3551–3559
- 43 Wang J, Lu Y, Wang F, et al. Surface current in “hotspot” serves as a new and effective precursor for El Niño prediction. *Sci Rep*, 2017, 7: 166
- 44 Ham Y G, Kim J H, Luo J J. Deep learning for multi-year ENSO forecasts. *Nature*, 2019, 573: 568–572
- 45 An S I. Interdecadal changes in the El Niño-La Niña asymmetry. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: 2004GL021699
- 46 An S I, Jin F F. Nonlinearity and asymmetry of ENSO. *J Clim*, 2004, 17: 2399–2412
- 47 An S I, Wang B. Interdecadal change of the structure of the ENSO mode and its impact on the ENSO frequency. *J Clim*, 2000, 13: 2044–2055
- 48 Duan W, Mu M. Investigating decadal variability of El Niño-Southern Oscillation asymmetry by conditional nonlinear optimal perturbation. *J Geophys Res*, 2006, 111: 2005JC003458
- 49 Duan W, Liu X, Zhu K, et al. Exploring the initial errors that cause a significant “spring predictability barrier” for El Niño events. *J Geophys Res*, 2009, 114: 2008JC004925
- 50 Duan W, Xu H, Mu M. Decisive role of nonlinear temperature advection in El Niño and La Niña amplitude asymmetry. *J Geophys Res*, 2008, 113:

2006JC003974

- 51 Tian Z P, Jiang D B, Zhang R, et al. Long-term climate simulation of CCSM4.0 and evaluation of its performance over East Asia and China (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2012, 36: 619–632 [田芝平, 姜大膀, 张冉, 等. CCSM4.0的长期积分试验及其对东亚和中国气候模拟的评估. *大气科学*, 2012, 36: 619–632]
- 52 Zhang X, Atwood A R, Nag B, et al. The tropical Pacific annual cycle and ENSO in PMIP4 simulations of the mid-Holocene. *J Geophys Res-Oceans*, 2022, 127: e2021JC017587
- 53 Karamperidou C, Di Nezio P N, Timmermann A, et al. The response of ENSO flavors to mid-Holocene climate: Implications for proxy interpretation. *Paleoceanography*, 2015, 30: 527–547
- 54 Erb M P, Broccoli A J, Graham N T, 等. Response of the equatorial Pacific seasonal cycle to orbital forcing. *J Clim*, 2015, 28: 9258–9276
- 55 Geng T, Jia F, Cai W, et al. Increased occurrences of consecutive La Niña events under global warming. *Nature*, 2023, 619: 774–781
- 56 Zhang Q, Zhu Y, Zhang R H. Subsurface thermohaline biases in the southern tropical Pacific and the roles of wind stress and precipitation. *J Clim*, 2023, 36: 2293–2309
- 57 Xu W, Lee J E, Fox-Kemper B, et al. The andes affect ENSO statistics. *J Clim*, 2022, 35: 7077–7091
- 58 Zhang X, Clarke A J. Observations of interannual equatorial fresh water jets in the western equatorial Pacific. *J Phys Oceanogr*, 2015, 45: 2848–2865
- 59 Zhang F, Dong M, Wu T W. 2014. Evaluation of the ENSO features simulations as done by the CMIP5 models (in Chinese). *Acta Meteorol Sin*, 2014, 72: 30–48 [张芳, 董敏, 吴统文. CMIP5模式对ENSO现象的模拟能力评估. *气象学报*, 2014, 72: 30–48]
- 60 Bellenger H, Guilyardi E, Leloup J, et al. ENSO representation in climate models: From CMIP3 to CMIP5. *Clim Dyn*, 2014, 42: 1999–2018
- 61 Planton Y Y, Guilyardi E, Wittenberg A T, et al. Evaluating climate models with the CLIVAR 2020 ENSO metrics package. *Bull Am Meteorol Soc*, 2021, 102: E193–E217
- 62 Kim S T, Yu J Y. The two types of ENSO in CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 2012, 39: 2012GL052006
- 63 Wang W Q, Zhang X Y, Xu K, et al. Assessment of El Niño diversity simulations using CMIP6 and CMIP5 models (in Chinese). *J Trop Oceanogr*, 2023, 42: 21–33 [王卫强, 张茜娅, 徐康, 等. CMIP5/6气候模式对El Niño多样性模拟能力的评估. *热带海洋学报*, 2023, 42: 21–33]
- 64 Izumo T, Montégut C B, Luo J J, et al. The role of the western Arabian Sea upwelling in Indian monsoon rainfall variability. *J Clim*, 2008, 21: 5603–5623
- 65 Wang J, Yuan D, Zhao X. Comparison of the positive and negative Indian Ocean Dipole forcing on the Pacific interannual variability through the oceanic channel. *J Oceanogr*, 2021, 77: 819–826
- 66 Yulaeva E, Wallace J M. The signature of ENSO in global temperature and precipitation fields derived from the microwave sounding unit. *J Clim*, 1994, 7: 1719–1736
- 67 Klein S A, Soden B J, Lau N C. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J Clim*, 1999, 12: 917–932
- 68 Schott F A, Xie S P, McCreary Jr. J P. Indian Ocean circulation and climate variability. *Rev Geophys*, 2009, 47: 2007RG000245
- 69 Lau N C, Nath M J. The role of “atmospheric bridge” in linking tropical Pacific ENSO events to extratropical SST anomalies. *J Clim*, 1996, 9: 2036–2057
- 70 Lau N C, Nath M J. Impact of ENSO on SST variability in the North Pacific and North Atlantic: seasonal dependence and role of extratropical air-sea interaction. *J Clim*, 2001, 14: 2846–2866
- 71 Murtugudde R, Busalacchi A J. Interannual variability of the dynamics and thermodynamics, and mixed layer processes in the Indian Ocean. *J Clim*, 1999, 12: 2300–2326
- 72 Yu L, Rienecker M M. Mechanisms for the Indian Ocean warming during the 1997–98 El Niño. *Geophys Res Lett*, 1999, 26: 735–738
- 73 Masumoto Y, Meyers G. Forced Rossby waves in the southern tropical Indian Ocean. *J Geophys Res*, 1998, 103: 27589–27602
- 74 Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. Origin and predictability of South Indian Ocean climate variability. *J Clim*, 2002, 15: 864–878
- 75 Chowdary J S, Gnanaseelan C, Xie S P. Westward propagation of barrier layer formation in the 2006–07 Rossby wave event over the tropical southwest Indian Ocean. *Geophys Res Lett*, 2009, 36: L04607
- 76 Du Y, Xie S P, Huang G, et al. Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-induced North Indian Ocean Warming. *J Clim*, 2009, 22: 2023–2038
- 77 Zhang X, Han W. Effects of climate modes on interannual variability of upwelling in the tropical Indian Ocean. *J Clim*, 2019, 33: 1547–1573
- 78 Zhang X, Mochizuki T. Decadal modulation of ENSO and IOD impacts on the Indian Ocean upwelling. *Front Earth Sci*, 2023, 11: 1212421
- 79 Eure K C. The Influence of ENSO on the North Pacific Ocean through Daily Weather Changes. *Environ Sci*, 2017, doi: 10.5065/1yqm-0670
- 80 Enfield D B, Mayer D A. Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J Geophys Res*, 1997, 102: 929–945
- 81 Giannini A, Kushnir Y, Cane M A. Interannual variability of caribbean rainfall, ENSO, and the Atlantic Ocean. *J Clim*, 2000, 13: 297–311

-
- 82 Huang B. Remotely forced variability in the tropical Atlantic Ocean. [Clim Dyn](#), 2004, 23: 133–152
- 83 Chang P, Fang Y, Saravanan R, et al. The cause of the fragile relationship between the Pacific El Niño and the Atlantic Niño. [Nature](#), 2006, 443: 324–328
- 84 Saravanan R, Chang P. Interaction between Tropical Atlantic Variability and El Niño-Southern Oscillation. [J Clim](#), 2000, 13: 2177–2194
- 85 Gill A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. [Q J R Meteorol Soc](#), 1980, 106: 447–462
- 86 García-Serrano J, Cassou C, Douville H, et al. Revisiting the ENSO teleconnection to the tropical North Atlantic. [J Clim](#), 2017, 30: 6945–6957
- 87 Amaya D J, Foltz G R. Impacts of canonical and Modoki El Niño on tropical Atlantic SST. [J Geophys Res-Oceans](#), 2014, 119: 777–789
- 88 Wang C. Three-ocean interactions and climate variability: A review and perspective. [Clim Dyn](#), 2019, 53: 5119–5136
- 89 Cai W, Wu L, Lengaigne M, et al. Pan-tropical climate interactions. [Science](#), 2019, 363: eaav4236
- 90 Wang G, Cai W, Santoso A, et al. Future Southern Ocean warming linked to projected ENSO variability. [Nat Clim Chang](#), 2022, 12: 649–654
- 91 Cai W, Gao L, Luo Y, et al. Southern Ocean warming and its climatic impacts. [Sci Bull](#), 2023, 68: 946–960

Summary for “厄尔尼诺-南方涛动研究进展”

Progresses of El Niño and Southern Oscillation research

Xiaolin Zhang^{1,2*} & Yongxing Ma³

¹ Innovation Centre for Ports and Maritime Safety, Dalian Maritime University, Dalian 116085, China;

² Department of Earth and Planetary Sciences, Kyushu University, 744 Motoooka, Nishiku, Fukuoka 819-0395, Japan;

³ Fisheries and Oceans Canada, Bedford Institute of Oceanography, Dartmouth B2Y 4A2, Canada

*Corresponding author, E-mail: xz12j@my.fsu.edu

El Niño-Southern Oscillation (ENSO) is a quasi-periodic phenomenon with significant global influence, primarily characterized by variations in sea surface temperature across the tropical Pacific and associated oscillations in surface air pressure. Over the past decades, ENSO has been a focal topic of research owing to its profound influence on global climate patterns, impacting phenomena such as the Indian monsoon, Peruvian coastal fisheries, and North American climate. In recent years, with the emergence and application of new tools such as advanced climate models and machine learning in ENSO research, a comprehensive review of past studies could serve to outline the accomplishments made and shed light on the outstanding questions that persist. By integrating these powerful tools, researchers can pursue unresolved questions and further advance our understanding of ENSO dynamics. In this paper, we reviewed past studies on ENSO from both scientific and practical perspectives. As science and practice are often interconnected and inseparable, we structured our paper in a logical sequence, covering classic ENSO theories, forecasting methods, asymmetry and decadal variations, changes in ancient climates, simulated ENSO in climate models, and the impacts of ENSO in other oceans. In the realm of science, we began by discussing some classic theories. We summarized the positive feedback mechanism proposed by Bjerknes for El Niño and highlighted its shortcoming of lacking negative feedback. In addition, we covered various negative feedback mechanisms proposed by others, such as the delayed oscillator, recharge-discharge oscillator, advective-reflective oscillator, and the West Pacific oscillator theories. Furthermore, given that asymmetry and decadal variations are important features of ENSO, we reviewed several relevant studies that proposed different mechanisms, including long Rossby wave dynamics, nonlinear dynamic heating and nonlinear temperature advection. Additionally, we reviewed the studies on ENSO in scenarios of ancient and future climates, revealing how ENSO's properties, such as strength and phase-locking, differ from those of the present. Finally, we summarized the ENSO's influence beyond the Pacific, encompassing the Indian Ocean Dipole and Indian Ocean Basin Mode, as well as impacts on the North Tropical Atlantic Mode in the Atlantic Ocean. In practical applications, we first introduced different forecasting methods, including statistical and dynamic models, each with its own advantages and disadvantages. We briefly overviewed a study using a dynamic model and then emphasized the statistical models. We outlined commonly used factors for predicting El Niño, including warm water volume, the West Pacific wind field, the space-time integration of Indo-Pacific winds, and equatorial flow fields, along with discussions on the current limitations in forecasting. Recent advancements in ENSO forecasting employing deep learning are also discussed for their potential to improve prediction lead time and accuracy. In addition, some researchers have explored ENSO by analyzing outputs from climate models. In this context, we summarized some studies utilizing models from various phases of the Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). While some studies identified inaccuracies in simulated seawater temperature and salinity during ENSO events in climate models, others have indicated a gradual improvement in the simulation of ENSO within newer phases of CMIP. Despite significant progress in the aforementioned areas of ENSO, various questions remain unanswered. In the last section, we outlined shortcomings and challenges that require further exploration in both the scientific and practical realms of ENSO research.

El Niño and Southern Oscillation, dynamics, prediction, paleoclimate, salinity, inter-basin interaction

doi: [10.1360/TB-2023-0987](https://doi.org/10.1360/TB-2023-0987)