

· 研究进展 ·

晚中新世以来东赤道太平洋冷舌的地质演化

田 军^{1*} 刘晶晶¹ 柳中晖²

(1. 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092; 2. 香港大学地球科学系, 香港 999077)

[摘要] 东赤道太平洋冷舌(东太冷舌)的演变对揭示古气候变化的动力学机制存在重要的科学意义,但学术界对东赤道太平洋冷舌的形成时间和发育机制仍存在争论。我们选择东赤道太平洋暖池边缘区国际大洋发现计划(International Ocean Discovery Program, IODP)IODP-U1337站的深海沉积物,利用 U_{37}^K 温度指标,重建了过去 8 Ma 以来该站海水表层温度(Sea Surface Temperature, SST)记录。我们利用东太暖池区 IODP-U1337 站和东太冷舌区 ODP846 站的 SST 梯度($\Delta SST_{U1337-846}$),来指示东太冷舌 8 Ma 以来的演变历史。我们发现晚中新世以来东赤道太平洋冷舌的演变主要分为两个阶段:6.2~4.3 Ma 期间,冷舌发育较为微弱,其中包括了晚中新世冷事件期间;4.3 Ma 至今,冷舌发育逐渐增强阶段,直到 0.8 Ma 左右达到现代水平。巴拿马海峡的关闭为冷舌发育提供前提条件,而在“温跃层传播机制”作用下,中高纬变冷才是上——更新世以来冷舌发育的持续动力。

[关键词] 东太冷舌;晚中新世;演化

赤道太平洋在信风的作用下,形成了由东向西的表层洋流,将温暖的表层海水聚集在西太平洋海域形成暖池,而东太平洋的上升流将次表层冷水带至表层,在东赤道太平洋区域形成了外形酷似舌头的冷水区域,这一区域被形象地称为“东赤道太平洋冷舌(东太冷舌)”^[1]。冷舌的强弱变化,与高低纬海水热量的传递和水汽的运移存在密切的关系,在季节、年际或数十年时间尺度上均调控着厄尔尼诺—拉尼娜(El Niño-La Niña)等现代气候波动^[2, 3]。冷舌区上空的强烈下沉气流控制着沃克环流(Walker Circulation)、哈德来环流(Hadley Cell)和热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)的移动^[4],而这些强劲的大气环流又通过一系列反馈机制调控冷舌的强弱变化^[5]。

冷舌的发育与东赤道太平洋温跃层的水体结构存在密切的关系^[6, 7]。有研究认为,北半球冰盖在中上新世的扩张使得赤道区域的次表层海水变得足够浅,以致信风和上升流能够将较浅、较冷的次表层水体带至表层^[6],进而形成东太冷舌。研究表明,在早



田军 2002年获同济大学博士学位。现任同济大学海洋与地球科学学院教授,国际地层委员会新近纪分委会委员。主要从事南海和太平洋的古海洋学研究。曾获国家杰出青年科学基金、国家万人计划科技创新领军人才称号等。

上新世(4.8~4.0 Ma),东赤道太平洋的温跃层就已经开始逐渐变浅^[7, 8]。除了温跃层的深浅变化,冷舌的强弱变化还伴随着暖池的收缩和东西赤道太平洋 SST(Sea Surface Temperature)梯度的变化^[9]。观测和地质记录表明,太平洋纬向和经向上的 SST 梯度存在协同变化的现象^[5, 10]。因此,太平洋经向或纬向上的 SST 梯度也能够反映冷舌的强弱变化。太平洋经向和纬向 SST 梯度重建结果表明,上新世(5~3 Ma)呈现明显的降温趋势, SST 梯度逐渐增大,推断早上新世冷舌发育较弱,属于“类厄尔尼诺”气候现象^[11, 12]。然而,利用 TEX_{86} 指标重建的东西太平洋 SST 梯度记录^[13, 14]却指示, SST 梯度在上新世就已经很大了。无论是温跃层深度重建,还是经

收稿日期:2019-07-25;修回日期:2019-10-25

* 通信作者, Email: tianjun@tongji.edu.cn

向或纬向的 SST 梯度重建,都会受到指标本身的差异和局部区域气候变化的干扰,使得有关冷舌发育演变的结论彼此矛盾。

冷舌的发育机制存在两种不同的假说。第一种假说被称为温跃层传播机制^[6, 10, 15]。在全球逐渐变冷的背景下,北半球冰盖逐渐扩张,东赤道太平洋、非洲西南沿海和加利福尼亚沿海区域的温跃层逐渐变浅,使得信风驱动的上升流能够将较冷的温跃层水体带至表层^[6, 10, 15],增大了经向和纬向上的 SST 梯度,触发了一系列正反馈作用,例如大气环流作用和云层覆盖情况的改变,使得上升流进一步增强、温跃层继续变浅、SST 梯度继续加大^[6, 10, 15]。全球赤道上升流区域的 SST 降低开始于上新世 (~4 Ma),早于北半球冰盖扩张(约 3.6 ~ 2.4 Ma)^[9, 16-18],而同期东赤道太平洋次表层海水也开始降温,似乎说明冷舌的发育应该早于北半球冰盖的扩张^[7, 8]。第二种假说^[7, 8]则认为,巴拿马海峡的逐渐关闭,使得大西洋经向翻转流增强,同时北半球变暖、南半球变冷^[19],造成热带辐合带北移,增加了高低纬太平洋的经向 SST 梯度,促成东赤道太平洋冷舌的形成。但是气候模拟证实^[20, 21],未闭合的巴拿马海峡对赤道 SST 的影响其实不大,巴拿马海峡的逐渐关闭,只能通过调节赤道温跃层的变化

等方式来间接地影响冷舌的发育^[7, 22]。

1 研究方法

我们采用了和前人不同的研究思路^[23],没有将 SST 梯度重建放在高一低纬大洋或东—西赤道太平洋,而是局限在东赤道太平洋海域。这样做可以避免区域气候差异形成的误差,同时采用相同的重建指标 U_{37}^K 和相同的 SST 转换公式,最大限度避免仪器误差和人为误差。我们选择东赤道太平洋毗邻的暖池区和冷舌区,利用东太冷舌核心区 ODP 846 站(90°49.08' W, -3°5.82' N;水深 3 295 m)和东太暖池边缘区 IODP U1337 站(3°50.009' N, 123°12.352' W;水深 4 463 m)(图 1)的 SST 梯度($\Delta S_{T_{U1337-846}}$),来探讨晚中新世以来东太冷舌的演变历史。

早在 20 世纪 80 年代,研究者们提出了利用 U_{37}^K 指标^[24]重建 SST 的经验公式^[25],在全球范围内得到广泛应用,并作为可靠的 SST 重建方法被沿用至今。依照这一方法,我们重建了 8Ma 以来 IODP-U1337 站的 SST 记录^[23],并用相同的公式重新计算了东赤道太平洋 ODP848 站、ODP849 站、ODP850 站和 IODP-U1338 的 SST 记录。选择 IODP-U1337 站沉积物开展此研究的重要原因之一是该站位已经建立了可靠的年龄模型(图 2A^[26, 27])。

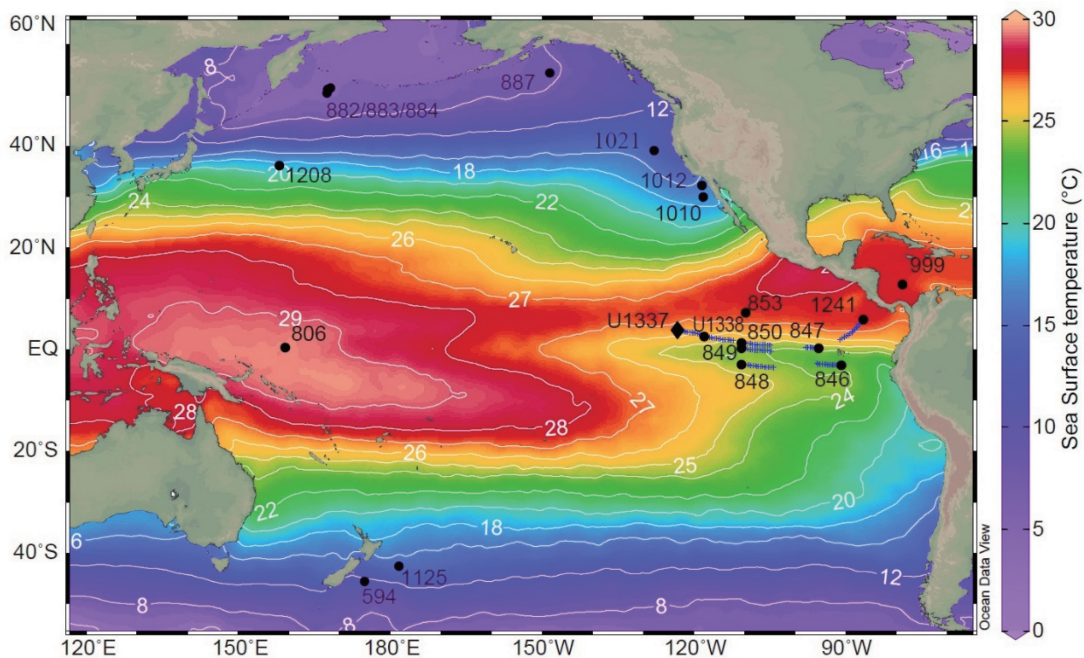


图 1 研究站位位置,背景为年均 SST,数据来自 World Ocean Atlas (WOA) 2013,蓝色十字代表各站位 8 Myr 以来不同时期的古地理位置,间隔 0.5 Myr^[23]

板块的移动会直接影响海洋沉积物的原位堆积, 从而造成古海洋信息存在一定的位置偏差。东赤道太平洋存在太平洋、科克斯和纳斯卡三大板块, 8 Ma 以来各个板块的运动方向各不相同^[28], 同样会对 SST 的重建产生影响。为了消除这种误差, 我们针对板块古地理位置的变动进行了 SST 重建记录的校正。为了避免过度校正, 我们将 ODP1241 站的 SST 校正幅度降低一半。理论上, IODP-U1337 站和 IODP-U1338 站同样存在过度校正的可能, 但是, 由于这两个站的移动几乎遵循现代东赤道太平洋 SST 的等温线, 其幅度较小, 因而并未采取类似 ODP1241 站的半幅度校正。

8 Ma 以来, IODP-U1337 站 U_{37}^K 值均低于 0.98 (图 1)。在上新世暖期, 尽管东赤道太平洋的 SST 已接近 U_{37}^K -SST 方法的上限 (Capping Out Issue)^[25], 但重建的 IODP-U1337 站的 U_{37}^K -SST 依

然清晰地记录了该期间微小的气候变化事件, 证明采用该方法建立的相对温度变化是可靠的。

2 结 果

2.1 东赤道太平洋的 SST 和 SST 梯度记录指示的冷舌发育

我们重建的 IODP-U1337 站 SST 记录与东赤道太平洋其他的 SST 记录十分吻合 (图 2B)。8~7 Ma, 各站 SST 变化较小, 维持在 28~29 °C 之间。7~5.4 Ma 发生了全球晚中新世降温事件^[29], 各站 SST 在此期间呈现出明显的低温, SST 的降温幅度约 1~1.5 °C。5.4~4.3 Ma, SST 又明显升高 (图 2B)。从 ~4.3 Ma 开始, 各站 SST 开始不同程度地逐渐降低, 并一直持续到中更新世, 其中 U1337 站降温幅度较小, 约 2.5 °C, 846 站降温幅度最大, 达 6 °C (图 2B)。

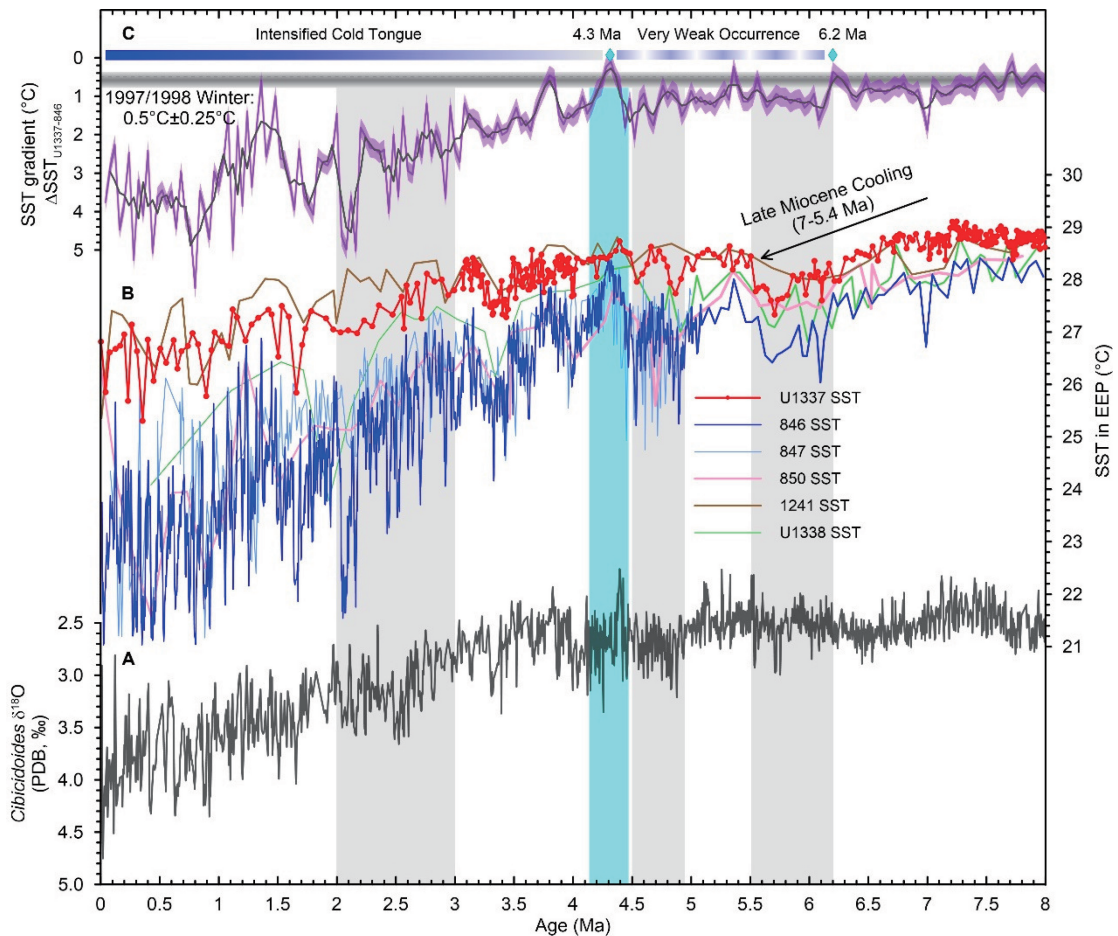


图 2 东赤道太平洋 SST 记录 (0~8 Ma)^[23]

A. U1337 站底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ ^[26]; B. ODP 846 站^[17,29,30]、847 站^[18]、850 站^[13]、1241 站^[31]、IODP U1337 站^[23] 和 U1338 站^[32] U_{37}^K -SST 记录; C. IODP U1337 站和 ODP846 站的 SST 梯度 ($\Delta S_{T_{U1337-846}}$)。C 中, 黑线为三点移动平均, 虚线为 0.5 °C 等值线, 代表 U1337 站和 846 站在强厄尔尼诺年 (1997/1998) 的冬季平均温度梯度。 $\Delta S_{T_{U1337-846}}$ 经过了古地理位置校正

8 Ma 以来 $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 的变化范围在 $0.3 \sim 4.9 \text{ } ^\circ\text{C}$ 之间。8 ~ 6.2 Ma, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 在 $0.3 \sim 1.3 \text{ } ^\circ\text{C}$ 之间小幅波动,整体上与 1997/1998 年冬季(强厄尔尼诺时期)的 SST 梯度值^[23] ($0.5 \text{ } ^\circ\text{C}$) 接近(图 2C)。6.2 ~ 4.3 Ma, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 在 $0.5 \sim 1.7 \text{ } ^\circ\text{C}$ 之间波动,尤其在 4.9 ~ 4.5 Ma 和 6.2 ~ 5.5 Ma 期间, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 呈现明显的高值,对应 IODP-U1337 站和 ODP846 站的 SST 低值期。4.3 Ma 以来, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 以 $\sim 1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Myr}$ 的升幅逐渐升高至 $3.5 \text{ } ^\circ\text{C}$ 左右。在约 0.8 Ma 前后, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 升高至 $3.7 \text{ } ^\circ\text{C}$ 左右,并一直维持至今。

为了重建真实的冷舌演化,我们利用 RAMPFIT 软件^[33] 来确定 846 站、U1337 站 SST 和 $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 记录的转折点。结果显示,IODP-U1337 站和 ODP846 站的 SST 在上新世暖期的转折时间分别为 $4.29 \pm 0.14 \text{ Ma}$ 和 $4.04 \pm 0.04 \text{ Ma}$, 在更新世时期的转折时间分别为 $0.36 \pm 0.30 \text{ Ma}$ 和 $0.46 \pm 0.10 \text{ Ma}$ 。在晚中新世冷事件后,IODP-U1337 站和 ODP846 站的 SST 平均值分别为 $\sim 28.4 \text{ } ^\circ\text{C}$ 和 $\sim 27 \text{ } ^\circ\text{C}$,而后分别逐渐降低至晚更新世时期的 $\sim 26.5 \text{ } ^\circ\text{C}$ 和 $\sim 22.7 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。 $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 的转折时间为 $4.32 \pm 0.16 \text{ Ma}$ 和 $0.76 \pm 0.36 \text{ Ma}$,与两站点 SST 记录的时间转折点基本一致。在上新世暖期的转折点之前, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 在 $1 \text{ } ^\circ\text{C}$ 上下小幅波动,而在 4.3 Ma 之后, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 增至 $\sim 4 \text{ } ^\circ\text{C}$,并在另一时间转折点 ($0.76 \pm 0.36 \text{ Ma}$) 达到平均 $\sim 3.7 \text{ } ^\circ\text{C}$ 的平稳水平。

8 ~ 6.2 Ma 期间, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 在 $0.3 \sim 1.3 \text{ } ^\circ\text{C}$ 之间波动,整体上与 1997/1998 年冬季(强厄尔尼诺时期)的 SST 梯度值较接近 ($0.5 \text{ } ^\circ\text{C}$),表明冷舌处于较弱发育,甚至无发育的状态;6.2 ~ 4.3 Ma 期间, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 的波动范围增大,并且在冷期呈现明显的高值 ($\sim 1.7 \text{ } ^\circ\text{C}$),接近现代常年冬季平均温差 ($1.5 \text{ } ^\circ\text{C}$),显示冷舌发育较弱;4.3 Ma 之后, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 以 $\sim 1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Myr}$ 的增幅逐渐升高,并在 0.8 Ma 达到现代水平 ($\sim 3.7 \text{ } ^\circ\text{C}$),表明该阶段是冷舌增强的主要阶段,是冷舌持续发育至现代水平的重要时期。

整体上,4.3 Ma 以来,东太冷舌和东太暖池区的 SST 均逐渐降低,而两者温度梯度逐渐增大也表明同期冷舌的发育也逐渐增强(图 2B 和 2C)。此外,在晚中新世以来的冷期, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 均不同程

度地增大。例如,在全球晚中新世冷事件期间(7 ~ 5.4 Ma), $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 增加了 $\sim 0.5 \text{ } ^\circ\text{C}$;5 ~ 4.5 Ma 期间, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 已达到 $\sim 1.5 \text{ } ^\circ\text{C}$,其强度已接近上新世冷舌发育初期的水平(图 2C)。而当 SST 升高时,冷舌发育则呈现相对较弱的态势。比如在 4.3 Ma 左右的上新世暖期,冷舌发育较弱(图 2C);而在 1.6 Ma 前后,全球 SST 均呈现回暖趋势,此时的冷舌发育也很弱(图 2C)。

2.2 冷舌与太平洋经向、纬向上的 SST 梯度及温跃层的关系

东赤道太平洋冷舌和暖池区的 SST 梯度 ($\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$),图 3D 变化与太平洋经向(图 3B)和纬向上(图 3C)的 SST 梯度变化非常相似,表明冷舌发育受太平洋经向和纬向热力结构控制。自 4.3 Ma 以来,伴随着全球逐渐变冷以及纬向、经向 SST 梯度的增加,冷舌的发育逐渐增强。4.3 Ma 左右,东赤道太平洋的 SST 较高,东太冷舌的发育非常弱,甚至可能不存在。与此同时,东西赤道太平洋的 SST 梯度和高低纬的 SST 梯度也呈现一致的低值(图 3 蓝绿色垂直条带)。

上新世以来冷舌的发育演化趋势与东赤道太平洋温跃层的变化不一致。5.5 ~ 4.0 Ma 期间,东赤道太平洋^[8] 次表层大幅降温(图 3E),约 $3.0 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Myr}$,说明温跃层变浅幅度较大。而 4.0 Ma 以后,温跃层降温幅度明显变小,约 $0.4 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Myr}$ (图 3E),说明尽管温跃层仍在变浅,但变浅幅度已大幅降低。显而易见,冷舌自 4.3 Ma 以来逐渐增强 ($\sim 1 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Myr}$),但温跃层的变浅在时间和幅度 ($\sim 0.4 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{Myr}$) 上与其并不匹配,东赤道太平洋温跃层的变浅先于冷舌发育最少 $\sim 1.2 \text{ Myr}$ 。

3 冷舌发育的动力机制探讨

在 4.3 Ma 之前,热带以外温暖的表层水体可以通过“温跃层传播机制”造成东赤道太平洋的温跃层加深^[5,10,15]。较深且开放的巴拿马海峡^[7] 以及温暖的中高纬海域,都可能是东赤道太平洋温跃层加深的原因^[10,15]。值得注意的是,冷舌的发育在 3 ~ 2 Ma 期间明显强于晚中新世冷事件(7 ~ 5.4 Ma) 期间,而中高纬的 SST 在这两个时期的变化却很相似^[29],说明“温跃层传播机制”在这两个时期的表现可能不同,具体原因仍需进一步研究。加勒比海次表层海水温度变化显示加勒比的温跃层在 4.2 Ma

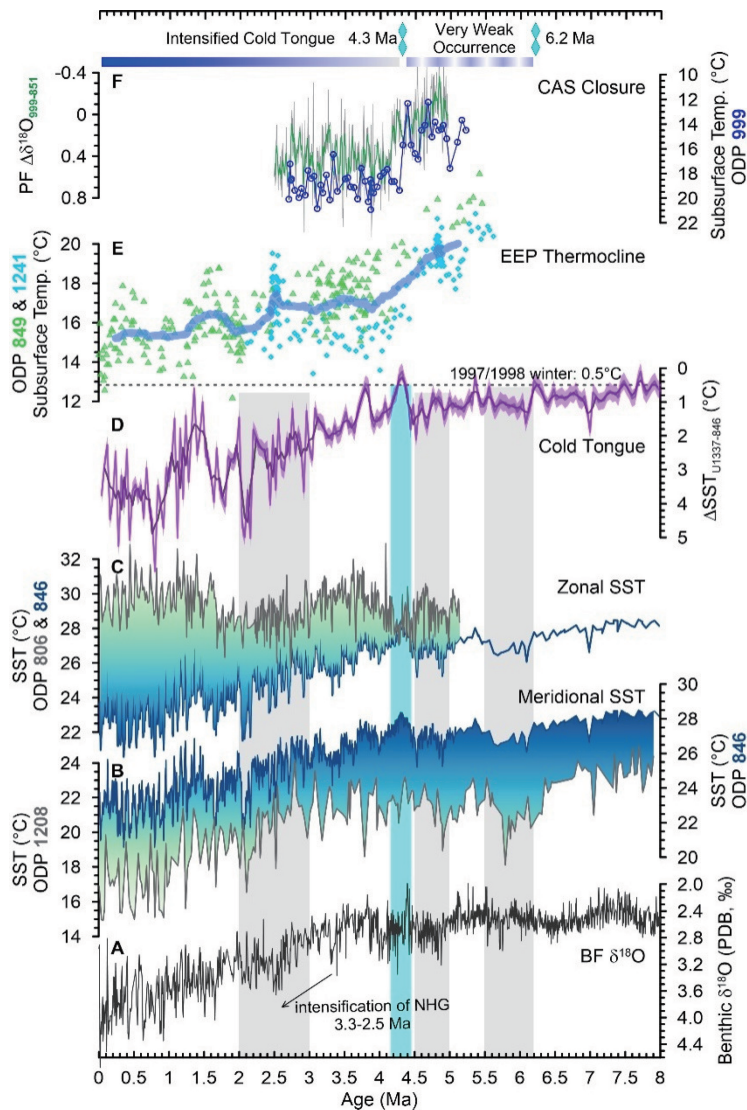


图 3 东赤道太平洋暖池和冷舌区 SST 梯度与太平洋和大西洋 SST、SST 梯度及次表层海水温度的关系^[23]

A. IODP U1337 站底栖有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ ^[26]; B. ODP846 站和 ODP1208 站代表的纬向 SST 梯度; C. ODP846 站和 ODP806 站代表的纬向上东西赤道太平洋的 SST 梯度; D. $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$; E. ODP849 站和 ODP1241 站次表层海水温度; F. ODP851 站和 ODP999 站浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 差值 ($\Delta\delta^{18}\text{O}_{999-851}$, 绿色) 和 ODP999 站次表层海水温度 (蓝色)。SST 数据来源于 Lawrence 等^[17] (2006)、Herbert^[29] 等 (2016)、Wara 等^[11] (2005) 和 LaRiviere 等^[34] (2012)。海水次表层温度数据来源于 Seki 等^[31] (2012)、Haug 等^[35] (2001)、Steph 等^[7] (2010) 和 Ford 等^[8] (2012)。

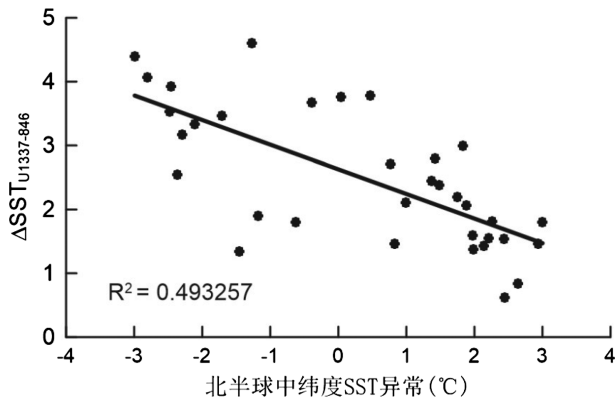


图 4 北半球中纬度 SST 异常与冷舌发育 ($\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$) 的关系^[36]。北半球中纬度 SST 异常数据来自 Herbert^[29] 等。

突然变深(图 3F), 显示 4.2 Ma 可能是巴拿马海峡逐渐关闭过程中的一个关键时间节点^[7, 35]。由此可见, 在 4.3 Ma 之前, 暖水可通过巴拿马海峡依然到达东赤道太平洋地区, 使得该地区较冷的温跃层水体难以上升至表层, 从而减弱了温跃层传播机制的影响, 造成东赤道太平洋温跃层的变浅与冷舌发育的不同步现象(图 3)。上述证据表明, 巴拿马海道的关闭至少应该为东赤道太平洋冷舌的发育演变提供了地质边界条件。在 4.3 Ma 之后, 东太冷舌的发育演化与太平洋经向和纬向上的 SST 梯度变化紧密关联(图 3B、3C)。自 4.3 Ma 以来, 中高纬海域的持续降温^[29] 与冷舌的持续增强 ($\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$) 存在

明显的相关性($R^2 = \sim 0.5$, 图4), 中高纬表层海水的降温仍然通过“温跃层传输机制”有效地控制着东太冷舌的发育演变。

IODP-U1337 站和 ODP846 站的 SST 梯度记录详细表述了东赤道太平洋冷舌自晚中新世以来的发育和演变机制。冷舌的发育主要分为两个阶段: 6.2~4.3 Ma 期间, 尤其在晚中新世冷事件期间(7~5.4 Ma), 冷舌发育较弱; 4.3 Ma 至今, 冷舌发育逐渐增强, 直到 0.8 Ma 左右达到现代水平。巴拿马海峡的关闭为冷舌发育提供了地质前提条件, 但中高纬海域海表的降温通过“温跃层传播机制”将其影响扩展至东赤道太平洋, 是东太冷舌发育演变的动力机制。

本研究在以下方面仍有待完善: 第一, 冷舌发育演变的指标 $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 与东西赤道太平洋 SST 梯度和高低纬 SST 梯度存在不一致的地方(图3), 仍需进一步重建西赤道太平洋和中高纬的 SST 记录进行补充。第二, 在 7~5.4 Ma, 全球范围内 SST 几乎降低至更新世水平, $\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$ 记录显示东赤道太平洋冷舌发育也有所增强, 究其原因可能与陆地生态系统变化以及气候干旱化有关^[29], 也有众多研究者认为这极可能归咎于该时期的大气 CO_2 浓度变化。然而, 我们的工作却发现, 该阶段大气 CO_2 浓度变化并未表现出与 SST 变化相关的趋势^[36]。第三, 2 Ma 以来, 东赤道太平洋的 SST 有阶段性的增温反弹趋势, 而冷舌发育也表现出同期减弱的现象(图 2B 和 2C), 如何理解自晚中新世以来冷舌演化整体上趋强的背景下发生阶段性减弱的现象, 还需要进一步研究。

致谢 本文得到国家自然科学基金(项目批准号: 41525020, 41776051)的资助。

参 考 文 献

- [1] Talley L D. Descriptive physical oceanography (Sixth Edition): An introduction. Academic Press, 2011: 1—6.
- [2] Cai W, Borlace S, Lengaigne M, et al. Increasing frequency of extreme El Niño Events due to greenhouse warming. *Nature Climate Change*, 2014, 4(2): 111—116.
- [3] Hu S, Fedorov AV. The extreme El Niño of 2015—2016 and the end of global warming hiatus. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44 (8): 3816—3824.
- [4] Koutavas A, Lynch-Stieglitz J. Variability of the marine ITCZ over the eastern pacific during the past 30,000 years, in: Diaz HF, Bradley RS (Eds.). *The Hadley Circulation: present, past and future*. Springer Netherlands, Dordrecht, 2004: 347—369.
- [5] Fedorov AV, Burls NJ, Lawrence KT, et al. Tightly linked zonal and meridional sea surface temperature gradients over the past five million years. *Nature Geoscience*, 2015, 8 (12): 975—980.
- [6] Fedorov AV, Dekens PS, McCarthy M, et al. The pliocene paradox (mechanisms for a permanent El Niño). *Science*, 2006, 312 (5779): 1485—1489.
- [7] Steph S, Tiedemann R, Prange M, et al. Early pliocene increase in thermohaline overturning: A precondition for the development of the modern equatorial pacific cold tongue. *Paleoceanography*, 2010, 25 (2): PA2202.
- [8] Ford HL, Ravelo AC, Hovan S. A deep eastern equatorial pacific thermocline during the early pliocene warm period. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, (355—356): 152—161.
- [9] Brierley CM, Fedorov AV, Liu Z, et al. Greatly expanded tropical warm pool and weakened hadley circulation in the early pliocene. *Science*, 2009, 323 (5922): 1714—1718.
- [10] Burls NJ, Fedorov AV. What controls the mean east—west sea surface temperature gradient in the equatorial pacific: the role of cloud albedo. *Journal of Climate*, 2014, 27 (7): 2757—2778.
- [11] Wara MW, Ravelo AC, Delaney ML. Permanent El Niño-Like conditions during the pliocene warm period. *Science*, 2005, 309 (5735): 758—761.
- [12] Ravelo AC, Lawrence KT, Fedorov A, et al. Comment on “a 12-million-year temperature history of the tropical pacific ocean”. *Science*, 2014, 346 (6216): 1467—1467.
- [13] Zhang YG, Pagani M, Liu Z. A 12-million-year temperature history of the tropical pacific ocean. *Science*, 2014, 344 (6179): 84—87.
- [14] O'Brien CL, Foster GL, Martínez-Botí MA, et al. High sea surface temperatures in tropical warm pools during the pliocene. *Nature Geoscience*, 2014, 7 (8): 606—611.
- [15] Philander SG, Fedorov AV. Role of tropics in changing the response to milankovich forcing some three million years ago. *Paleoceanography*, 2003, 18 (2): 1045.
- [16] Marlow JR, Lange CB, Wefer G, et al. Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition. *Science*, 2000, 290 (5500): 2288—2291.
- [17] Lawrence KT, Liu Z, Herbert TD. Evolution of the eastern tropical pacific through Plio-Pleistocene glaciation. *Science*, 2006, 312 (5770): 79—83.
- [18] Dekens PS, Ravelo AC, McCarthy MD. Warm upwelling regions in the pliocene warm period. *Paleoceanography*, 2007, 22 (3): PA3211.
- [19] Lunt DJ, Valdes PJ, Haywood A, et al. Closure of the panama seaway during the pliocene: implications for climate and northern hemisphere glaciation. *Climate Dynamics*, 2008, 30 (1): 1—18.
- [20] Fedorov AV, Brierley CM, Lawrence KT, et al. Patterns and mechanisms of early pliocene warmth. *Nature*, 2013, 496 (7443): 43—49.

- [21] Brierley CM, Fedorov AV. Comparing The impacts of Miocene—Pliocene changes in inter-ocean gateways on climate: Central American Seaway, Bering Strait, and Indonesia. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 444: 116—130.
- [22] Zhang X, Prange M, Steph S, et al. Changes in equatorial pacific thermocline depth in response to Panamanian seaway closure: insights from a multi-model study. *Earth and Planetary Science Letters*, 2012, (317—318): 76—84.
- [23] Liu J, Tian J, Liu Z, et al. Eastern equatorial pacific cold tongue evolution since the late miocene linked to extratropical climate. *Science Advances*, 2019, 5(4): eaau6060.
- [24] Brassell SC, Eglinton G, Marlowe IT, et al. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature*, 1986, 320: 129—133.
- [25] Müller PJ, Kirst G, Ruhland G, et al. Calibration of the alkenone paleotemperature index UK'37 based on core-tops from the eastern south Atlantic and the global ocean (60°N–60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1998, 62 (10): 1757—1772.
- [26] Tian J, Ma X, Zhou J, et al. Paleoceanography of the east equatorial pacific over the past 16 myr and Pacific—Atlantic comparison: high resolution benthic foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ records at IODP site U1337. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 499: 185—196.
- [27] Tian J, Ma W, Lyle MW, et al. Synchronous mid-miocene upper and deep oceanic $\delta^{13}\text{C}$ changes in the east equatorial pacific linked to ocean cooling and ice sheet expansion. *Earth and Planetary Science Letters*, 2014, 406: 72—80.
- [28] Mayer L, Piasias N, Janacek T, et al. Introduction. in *Shipboard Scientific Party of ODP, Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports*, 1992, Leg 138 (5—12).
- [29] Herbert TD, Lawrence KT, Tzanova A, et al. Late miocene global cooling and the rise of modern ecosystems. *Nature Geoscience*, 2016, 9 (11): 843—847.
- [30] Liu Z, Herbert TD. High-latitude Influence on the eastern equatorial pacific climate in the early pleistocene epoch. *Nature*, 2004, 427 (6976): 720—723.
- [31] Seki O, Schmidt DN, Schouten S, et al. Paleoceanographic changes in the eastern equatorial pacific over the last 10 Myr. *Paleoceanography*, 2012, 27 (3): PA3224.
- [32] Rousselle G, Beltran C, Sicre M-A, et al. Changes in sea-surface conditions in the equatorial pacific during the middle Miocene—Pliocene as inferred from coccolith geochemistry. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 361: 412—421.
- [33] Mudelsee M. Ramp function regression: A tool for quantifying climate transitions. *Computers & Geosciences*, 2000, 26: 293—307.
- [34] LaRiviere JP, Ravelo AC, Crimmins A, et al. Late miocene decoupling of oceanic warmth and atmospheric carbon dioxide forcing. *Nature*, 2012, 486 (7401): 97—100.
- [35] Haug GH, Tiedemann R, Zahn R, et al. Role of Panama uplift on oceanic freshwater balance. *Geology*, 2001, 29 (3): 207—210.
- [36] 刘晶晶. 晚中新世以来东太平洋冷舌区的演化特征及其对全球气候的响应. 上海: 同济大学, 2019: 42—59.

Evolution of the East Equatorial Pacific cold tongue since the late Miocene

Tian Jun¹ Liu Jingjing¹ Liu Zhonghui²

(1. State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092;

2. Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong 999077)

Abstract Understanding the evolution of the eastern equatorial Pacific (EEP) cold tongue is vital to reveal the dynamics of the past climate change. However, the timing and mechanisms of the eastern equatorial Pacific cold tongue development are intensely debated on geological time scales. We reconstructed the sea surface temperature (SST) changes by the alkenone method over the past 8 million years, and used the SST gradient ($\Delta\text{SST}_{\text{U1337-846}}$) between Site IODP-U1337 in the Eastern Pacific Warm Pool and Site ODP846 in the cold tongue core area to investigate the cold tongue development since the late Miocene. The cold tongue evolution could be divided into two stages since the late Miocene. The cold tongue remained very weak between 6.2 and 4.3 Ma, but then underwent gradual intensification until ~ 0.8 Ma when the cold tongue developed into its modern state. We suggest that the cold tongue development was preconditioned by the closure of Central America Seaway and was intensified by the cooling in extratropical regions through the ‘thermocline tunneling’ mechanism.

Key words East Equatorial Pacific cold tongue; late Miocene; evolution