

DOI: 10. 16562/j. cnki. 0256-1492. 2017. 03. 013

末次冰期以来印尼穿越流出口处 古海洋学记录及其意义

张鹏^{1,2}, 徐建^{1,2}, 杨策^{1,2}, 高莲凤³, 张振国³, 牛耀⁴

(1. 西北大学地质学系新生代地质与环境研究所, 西安 710069;

2. 西北大学大陆动力学国家重点实验室, 西安 710069; 3. 华北理工大学矿业工程学院, 唐山 063009;

4. 河南省有色金属地质矿产局第五地质大队, 郑州 450016)

摘要:印尼穿越流作为连接西太平洋和印度洋的唯一通道,调节着这两个大洋之间的热量和水汽的交换,继而在热带乃至全球气候变化中扮演着重要的角色。本文对来自于帝汶海内印尼穿越流出口处 SO18460 钻孔中浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 和 *Pulleniatina obliquiloculata* 壳体的 Mg/Ca 比值和氧同位素进行再分析,重建了末次冰期以来表层和温跃层海水温度、盐度以及温跃层深度的变化,并将其与区域古气候记录对比以探讨其意义。结果表明,末次冰期以来,SO18460 孔的表层和温跃层海水盐度均与区域降雨量记录变化一致,显示降雨信号以海水盐度的形式通过水体混合由表层向温跃层的传输。自早全新世以来,SO18460 孔的表层海水温度在 28 °C 左右波动,可能是受西太平洋暖池的影响;同时,温跃层海水温度始终低于 22 °C 可能指示厄尔尼诺-南方涛动处于类厄尔尼诺状态;而温跃层海水温度持续下降、温跃层深度持续变浅,一方面可能是对早全新世以来类厄尔尼诺事件频发的响应,另一方面也可能归因于热带辐合带的南向移动导致区域降雨增加、以及东亚冬季风驱使南海表层流的加强等因素对印尼穿越流表层流的抑制。冰期-间冰期尺度上,SO18460 孔温跃层海水温度与北半球夏季太阳辐射量变化步幅一致,可能是北太平洋热带水借助棉兰老岛流在苏拉威西海混入印尼穿越流所致。

关键词:盐度;西太平洋暖池;厄尔尼诺-南方涛动;北太平洋热带水;印尼穿越流

中图分类号:P736.22 **文献标识码:**A **文章编号:**0256-1492(2017)03-0129-09

作为太平洋和印度洋之间的唯一通道,印尼穿越流(Indonesian Throughflow; ITF)每年输送大量的热和低盐水从太平洋进入印度洋^[1-3]。从影响范围上来看,ITF 不仅仅作用于太平洋和印度洋,其作用范围也会延伸至南大洋,从而对全球范围内的大洋循环造成影响^[2]。ITF 与大气间存在着大量的热量和水汽交换,不但受到印度洋-太平洋暖池(Indo-Pacific Warm Pool; IPWP)范围内气候的影响,也反过来影响着 IPWP 的气候^[1-3]。在 20 世纪 70 年代中期,热带太平洋和印度洋气候机制的转变可能是由于全球变暖造成的^[4],从一定程度上说明了 ITF 在全球气候变化中的重要性,同时也说明 ITF 可能与季风和厄尔尼诺-南方涛动(El Niño-Southern

Oscillation; ENSO)等气候现象之间有着紧密的联系。

厄尔尼诺事件发生时,西向的信风减弱,造成西太平洋区域的温跃层深度(depth of thermocline; DOT)变浅,表层的暖水向中太平洋以及东太平洋移动。在这种情况下,ITF 的温跃层海水温度(thermocline seawater temperature; TWT)明显降低,流量减弱;厄尔尼诺事件的发生,也同样会诱使低盐度的南海表层水通过苏禄海进入望加锡海峡北部,继而抑制 ITF 表层流的南向移动,DOT 变浅^[5]。拉尼娜事件发生时则会出现相反的现象,即:西太平洋区域的 DOT 变深,TWT 升高,ITF 流量增强^[2,6,7]。此外,北半球冬季时,在东亚冬季风的驱动下,低盐度的南海表层水通过爪哇海峡进入望加锡海峡南部,ITF 的表层流受到抑制,次表层流加强,DOT 变浅;夏季时,ITF 的表层流则比较顺畅地通过望加锡海峡、并随后进入印度洋,相应地,ITF 次表层流减弱^[1,8]。

帝汶海作为 ITF 的主要出口,是调查 ITF 水文变化的一个理想的区域。本文对来自帝汶海东缘 SO18460 钻孔的记录进行再分析,重建了末次冰期以来 ITF 的古海洋学变化,并将其与区域古气候记

基金项目:国家自然科学基金面上项目“末次冰期以来印尼穿越流次表层流时空变迁及其古海洋学意义”(41576045);2015 年度陕西省人力资源与保障厅留学人员科技活动项目择优资助优秀类(陕人社函[2015]1190 号)

作者简介:张鹏(1987—),男,博士研究生,主要从事海洋微体古生物学和古海洋学研究, E-mail: zp13@foxmail.com

通讯作者:徐建(1977—),男,教授,主要从事古海洋学和第四纪地质学研究, E-mail: jx08@live.cn

收稿日期:2016-06-22; **改回日期:**2016-09-06. 蔡秋蓉编辑

录进行对比,探讨其与东亚季风以及 ENSO 等气候现象之间的关系。

1 材料与方法

SO18460 站(8.79°S、128.64°E,水深 1 875 m)位于帝汶海帝汶岛东南方向(图 1)。该站钻孔来源于德国“太阳号”于 2005 年实施的“印尼穿越流变化和澳大利亚气候历史”的专题航次。

浮游有孔虫 *Globigerinoides ruber* 和 *Pulle-
niatina obliquiloculata* 壳体的稳定同位素分析测试在德国基尔大学莱布尼兹实验室进行^[9]。具体步骤为:从粒径为 250~315 μm 的样品组分中分别挑选出 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 壳体各 20 枚,将破碎后的壳体加入超纯乙醇在频率为 40 kHz 的超声波中清洗 3 s。清洗完毕后,将样品放入 60 °C 的烘箱中烘干,之后转移到碳酸盐制样装置中(Kiel I 型),与原磷酸在 70 °C 下反应产生二氧化碳,将收集的二氧化碳气体转移到 Finnigan MAT251 型稳定同位素质谱仪中测定氧碳同位素的比值。

壳体的 Mg/Ca 比值分析在德国基尔大学地球科学系进行^[9]。从粒径为 250~315 μm 的样品组分中分别挑选出 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 壳体各 30 枚,将挑选好的样品称重、压碎,按照 Martin 和 Lea (2002)^[10] 的清洗流程(包含了还原步骤)去除壳体上的污染物,之后在 ICP-OES 上进行测试。

SO18460 孔末次冰期以来的年龄框架基于 8 个 AMS ¹⁴C 测年点。之后,遵循 Fairbanks 等 (2005)^[11] 的方法将测得的样品年龄转化为日历年

龄(表 1)。最后,将这些测年点进行插值得到 SO18460 孔 25 ka 以来完整的时间序列。

表 1 SO18460 孔 AMS ¹⁴C 测年数据^[12]
Table 1 AMS ¹⁴C dates for Core SO18460^[12]

Lab code	深度/cm	¹⁴ C 年龄/aBP	日历年龄/aBP
KIA 30820	10	905±25	595±33
KIA 33791	100	5 170±35	5 604±24
KIA 30821	200	11 050±50	12 677±49
KIA 33792	240	13 990±70	15 935±134
KIA 30822	320	18 370±100	21 469±177
KIA 30823	350	19 800±120	23 256±215
KIA 30824	390	21 810±140	25 847±235
KIA 30825	420	23 720±190	28 082±255

本文选择 Anand 等(2003)^[13] 350~500 μm 粒径 *G. ruber* 的关系式($Mg/Ca = 0.395\exp(SST \times 0.09)$)将 SO18460 孔的 *G. ruber* Mg/Ca 比值转换为海水表层温度(sea surface temperature; SST), Xu 等(2010)^[12] 认为在帝汶海区该关系式能够更为准确地恢复 SST。利用该关系式获得的钻孔顶部沉积样品中 *G. ruber* Mg/Ca 比值对应的 SST 为 28.01 °C,与该钻孔站位处的现代 SST(28.37 °C)(图 2a)基本一致。对于 *P. obliquiloculata* Mg/Ca 比值,本文利用 Anand 等(2003)^[13] 350~500 μm 粒径 *P. obliquiloculata* 的关系式($Mg/Ca = 0.328\exp(TWT \times 0.09)$)将其转化为 TWT。利用该关系式获得的钻孔顶部沉积样品中 *P. obliquiloculata* Mg/Ca 比值对应的 TWT 为 20.54 °C,也 与 该 钻 孔 站 位 处 的 现 代 TWT(20.18 °C) 基 本 一 致(图 2b)。

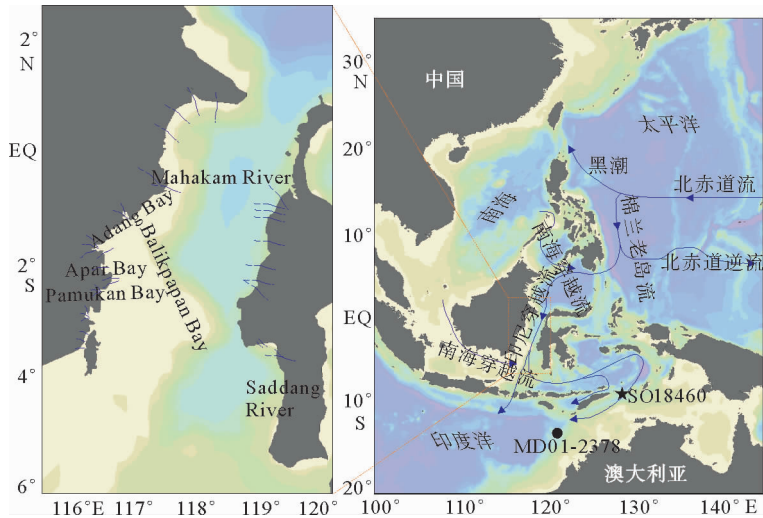


图 1 SO18460 钻孔站位及研究区主要洋流分布(插图内的蓝色虚线代表位于望加锡海峡两侧的河流的大致延伸方向)
Fig. 1 Coring site of Core SO18460 and distribution of main ocean currents in the studied region
(Approximate extensions of rivers into the Makassar Strait are indicated by blue dashed lines and shown in the inset map)

之后本文利用 Bemis 等(1998)^[14]的 $\delta^{18}\text{O}$ -T 关系式 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}(\text{VSMOW}) = 0.27 + (T - 16.5 + 4.8 \times \delta^{18}\text{O}_{\text{壳体}}(\text{VPDB}))/4.8$) 分别计算出表层及温跃层海水的 $\delta^{18}\text{O}$, 即 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 。利用该式计算出的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 已经校正了浮游有孔虫壳体与海水间氧同位素分馏的温度效应, 因此, $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 主要包含了全球冰量变化引起的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化与当地海水盐度变化引起的海水 $\delta^{18}\text{O}$ 变化。按照 Waelbroeck 等(2002)^[15] 对 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ 进行了冰量校正, 校正过后的 $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}(\delta^{18}\text{O}_{\text{sw-corr}})$ 主要反映了当地海水盐度的变化(图 3e 和 3f)。

需要注意的是, SO18460 孔中的有孔虫样品在进行 Mg/Ca 测试前使用了带有还原步骤的清洗方法, 而 Anand 等(2003)的方程则来自于没有还原步骤处理的样品。因此, 在将 SO18460 孔中的 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* Mg/Ca 比值转换为温度前, 本文按照 Xu 等(2008)^[19] 的方法分别对 *G. ruber* 和 *P. obliquiloculata* 的 Mg/Ca 比值进行了 6.6‰ 和 1.8‰ 的校正。

2 结果与讨论

2.1 浮游有孔虫氧同位素冰期-间冰期差异

SO18460 孔 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 整体上呈现冰期-间冰期变化。末次冰盛期(Last Glacial Maximum; LGM)(18~22 ka)时 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 最重, 约为 -1.02‰ ; 25~16 ka 期间, 变化非常平缓, 平均值为 $-1.10 \pm 0.1\text{‰}$; 16~10.4 ka 间开始变轻, 变化幅度为 1.24‰ , 到 ~10.4 ka 时达到 -2.36‰ (图 3a)。从 10.4 ka 开始直到晚全新世, *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 继续变轻, 但小于 16~10.4 ka 期间的变化幅度, 约为 0.37‰ 。在晚全新世时, *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 为 -2.73‰ (图 3a)。整体来说, 从 LGM 到全新世, *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均变化幅度达 1.56‰ (图 3a), 高于全球冰量变化引起的变化值 $1.0\text{‰} \sim 1.1\text{‰}$ ^[15, 20]。

P. obliquiloculata 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势与 *G. ruber* 的基本保持一致, 同样呈现出冰期-间冰期变化。最明显的不同在于 10.4 ka 之后直到晚全新世, *P. obliquiloculata* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 不像 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 一样保持变轻趋势, 而是维持在 $-1.42 \pm 0.14\text{‰}$ (图 3b)。在 25~16 ka 期间, *P. obliquiloculata* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 基本保持不变, 平均值为 $0.17 \pm 0.1\text{‰}$; 16~10.4 ka, 出现类似于 *G. ruber* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 的变轻, 其幅度约为 1.46‰ 。在 ~10.4 ka 时, *P. obliquiloculata* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 大约为 -1.29‰ (图 3b)。整体来说, 全新世与 LGM 间, *P. obliquiloculata* 壳体 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化幅度比 *G. ruber* 的大, 达到 1.59‰ (图 3b), 同样高于全球冰量变化引起的变化值 $1.0\text{‰} \sim 1.1\text{‰}$ ^[15, 20]。

2.2 表层海水温度和盐度的变化及其影响因素

如图 3c 所示, 末次冰期时, SO18460 孔的 SST 大约为 24℃ ; 从末次冰期开始直至早全新世, SO18460 孔的 SST 上升了 ~ 3.5℃ , 这与附近海区

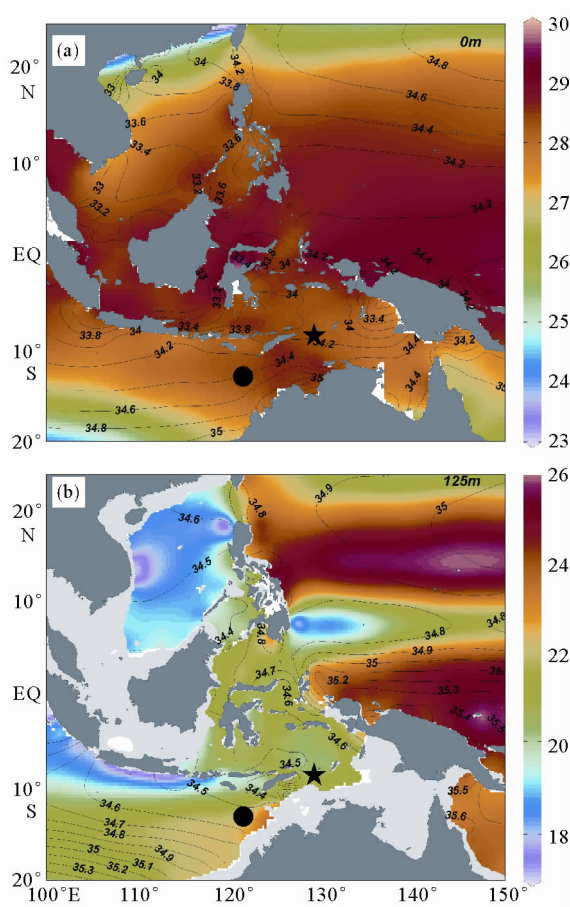


图 2 研究区现代表层(a)、次表层(b)海水温度^[16]和盐度^[17]分布图

(图件通过 Ocean Data View 软件^[18]制作, 温度($^{\circ}\text{C}$)以颜色标识, 盐度(psu)以等值线标识。黑色五角星和圆点分别指示 SO18460 站和 MD01-2378 站站位)

Fig. 2 Distribution of modern surface (a) and subsurface (b) seawater temperature^[16] and salinity^[17] in the studied region

(This figure was plotted using the Ocean

Data View software^[18]. Color shading represents temperature ($^{\circ}\text{C}$), and isoline denotes salinity (psu).

The black-colored star and filled circle denotes coring sites of Cores SO18460 and MD01-2378, respectively)

记录的冰期-间冰期温差几乎一致,如:望加锡海峡内 MD98-2162 孔 $\sim 3.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[21]、西太平洋中心区域 3cBX 孔 $\sim 3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[22]、西太平中心区域 ODP806B 孔 $\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[23] 以及帝汶海区 MD01-2378 孔 $\sim 3.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[19]。早全新世之后直至晚全新世,SO18460 孔的 SST 一直维持在 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右(图 3c)。Yan 等(1992)^[24] 以 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的 SST 等值线界定现代西太平洋暖池的范围,由此,针对全球冰量的差异可以忽略不计的早全新世到晚全新世这个时段,我们推测 SO18460 站如同现今的情况一样,位于暖池范围内,类似于同样位于帝汶海区的 MD01-2378 站(图 3c)^[19]。末次冰期时,一方面,全球冰量扩大、海平面下降,热带海区的 SST 降低约 $3\sim 4\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[19,21-23],很显然, $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 等温线已经不再适应于界定暖池的范围;另一方面,由于冰期时海平面下降导致印尼海区部分、以及南海南部如巽他陆架等区域的出露,必然会改变海盆的面貌和洋流的格局,暖池的定义或许不能只依赖于海水温度的范围。因此,对末次冰期时暖池范围的界定,需要更深入的工作。此外,末次冰期至早全新世 SO18460 孔的 SST 与北半球夏季太阳辐射量变化趋势一致;自 11 ka 开始,北半球夏季太阳辐射量减少,但 SO18460 孔的 SST 却始终维持在 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。这个现象可能指示,冰期旋回中 SO18460 孔的 SST 与太阳辐射量影响下的冰期-间冰期气候交替密切相关;而当 SO18460 孔位于暖池范围内时,其 SST 主要受到西太平洋暖池的影响。

图 3e 和 3g 显示,弗洛瑞斯(Flores)石笋^[25]记录的 25 ka 以来的降雨量与 SO18460 孔的表层海水盐度(surface seawater salinity; SSS)的变化基本一致。这可能表明,在印尼群岛存在着一个区域性的降水模式,SO18460 孔的 SSS 变化受控于区域降雨量。从 25 ka 到大约 11 ka 期间,随着区域降雨量的逐渐减少,SO18460 孔的 SSS 出现了一定程度的上升。自 $\sim 11\text{ ka}$ 开始直至晚全新世,SO18460 孔的 SSS 随着区域降雨量的逐渐增加而减小(图 3e 和 3g)。值得注意的是,SO18460 孔的温跃层海水盐度和 SSS 一样,也与区域降雨量的变化保持一致(图 3f 和 3g)。我们将其归因于 ITF 区域内强烈的潮汐和风力作用造成上部水体的混合^[26],区域降雨量的信号以海水盐度的形式由表层水体向温跃层水体传递。末次冰期以来 MD01-2378 孔的表层及温跃层海水盐度的变化与 SO18460 孔的记录基本一致(图 3e 和 3f),支撑了上述区域性降水模式的推测。

2.3 温跃层海水温度和温跃层深度的变化及其影响因素

SO18460 孔的 TWT 在末次冰期时大约为 $19.5\text{ }^{\circ}\text{C}$,之后逐渐上升,直至 11 ka 达到最高值($\sim 23.5\text{ }^{\circ}\text{C}$),其冰期-间冰期差异约为 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 3d);相比较,11 ka 之后直至晚全新世 TWT 持续下降,到晚全新世时为 $\sim 20\text{ }^{\circ}\text{C}$,下降的幅度为 $3.5\text{ }^{\circ}\text{C}$ (图 3d)。现代水文资料显示,帝汶海区多年平均的、以及拉尼娜气候状态下的 TWT 基本位于 $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,只有在厄尔尼诺事件发生时帝汶海区的 TWT 才会低于(或等于) $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ ^[27,28]。因此,11 ka 之后 SO18460 孔的 TWT 始终处于 $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下(图 3d),可能指示早至晚全新世 ENSO 处于类厄尔尼诺状态,与全新世厄尔尼诺事件数量呈逐渐增加的趋势一致^[29-33](图 3l; 3k)。对于 MD01-2378 孔而言,其 TWT 在 11 ka 之后开始降低,并基本维持在 $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右波动,同样指示了早至晚全新世 ENSO 处于类厄尔尼诺状态。但 MD01-2378 孔的 TWT 始终高于 SO18460 孔,这可能是 MD01-2378 孔的 TWT 受澳大利亚沿岸暖流的影响所致(图 2b)。

冰期-间冰期时间尺度上,SO18460 孔的 TWT 与北半球夏季太阳辐射量变化步幅一致(图 3d)。北太平洋热带水形成于北太平洋的中心($10^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$, $140^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{W}$),深度大约为 $50\sim 300\text{ m}$,最显著的特征是盐度高于 34.75 psu ^[34]。它是由于区域表层海水的蒸发量超过降雨量,使得表层海水的盐度增加,从而下沉所形成^[35,36]。因此,北太平洋热带水的温度应受北半球夏季太阳辐射量的影响。北太平洋热带水被北赤道流带到菲律宾海后,在菲律宾海出现分支,一支向北形成黑潮,另一支向南形成棉兰老岛流。跟随棉兰老岛流向南流动的北太平洋热带水进入苏拉威西海并成为 ITF 的一部分^[35, 37]。SO18460 孔位于 ITF 的出口处,可能捕捉到混入 ITF 的北太平洋热带水的信号,使得该孔的 TWT 与北半球夏季太阳辐射量变化步幅一致(图 3d)。这一点从 MD01-2378 孔的 TWT 的变化上也可以得到佐证(图 3h)。

许多研究用表层与温跃层海水温度的差异(ΔT)来追踪 DOT 的变化^[19, 22, 27, 38-40]。图 4 中的现代水温资料显示,在 SO18460 站位,月平均温跃层海水温度(112 m)以及 $\Delta T(5\sim 112\text{ m})$ 的变化与南方涛动指数(Southern Oscillation Index; SOI)之间有着紧密的联系。SOI 是东太平洋大溪地岛与西太平洋达尔文岛之间的海平面气压异常值,这个指

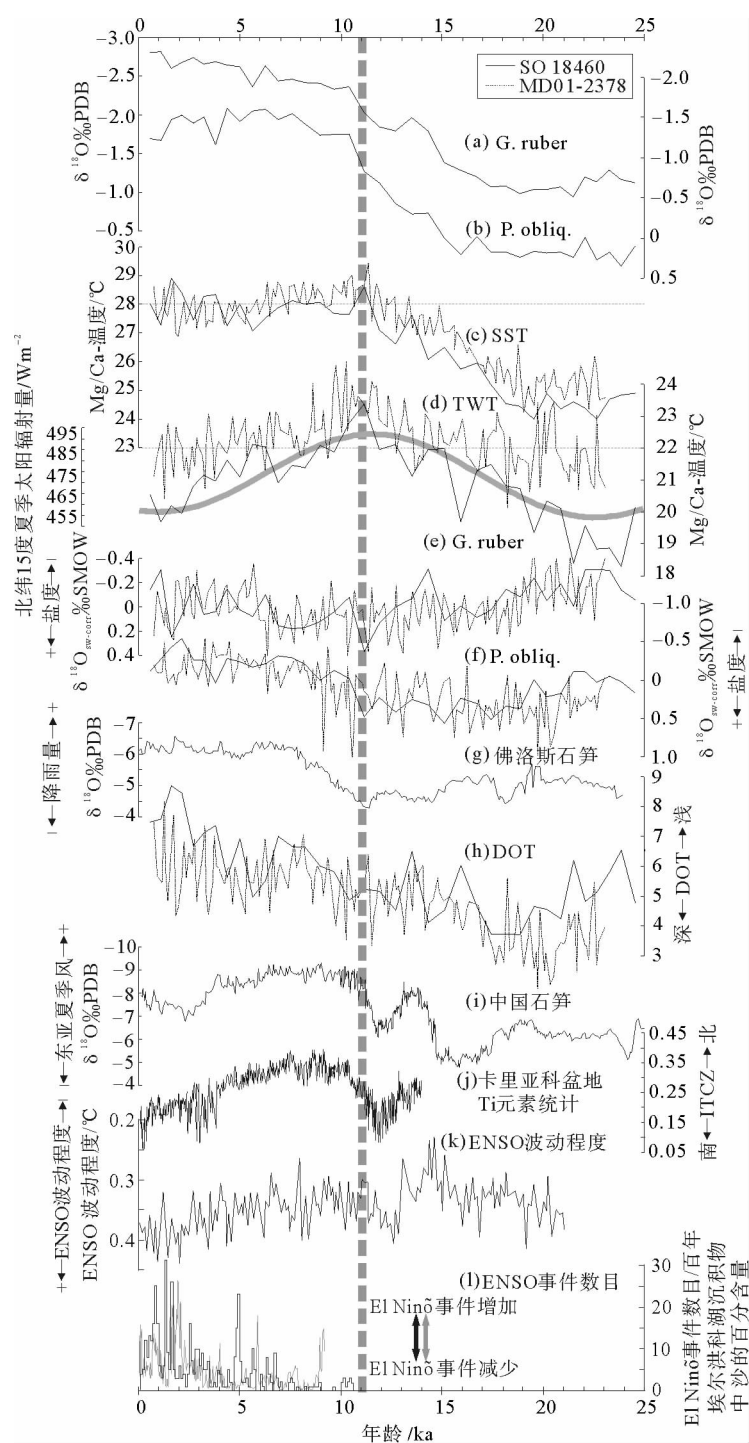


图 3 末次冰期以来帝汶海区 SO18460 孔^[9]与 MD01-2378 孔古海洋学记录^[19]、中国、佛洛里斯石笋氧同位素^[25,44,45]、卡里亚科盆地 Ti 元素统计^[41]、ENSO 波动程度^[33]以及 ENSO 事件记录对比^[30, 32]

(灰色曲线代表北纬 15 度处夏季(六月)太阳辐射量,两条灰色水平虚线分别指示了 28 °C 和 22 °C。灰色垂直虚线表示时间为~11 ka)

Fig. 3 Comparison of paleoceanographic records from Cores SO18460^[9] and MD01-2378^[19], China and Flores stalagmite $\delta^{18}\text{O}$ records^[25, 44-45], Cariaco Basin Ti counts^[41], ENSO variability^[33] and number of ENSO events^[30, 32] since the last glacial

(Grey curve denotes summer (June) insolation at 15 °N; Grey horizontal dotted lines indicate 28 °C and 22 °C, respectively. Vertical grey dotted line denotes ~11 ka)

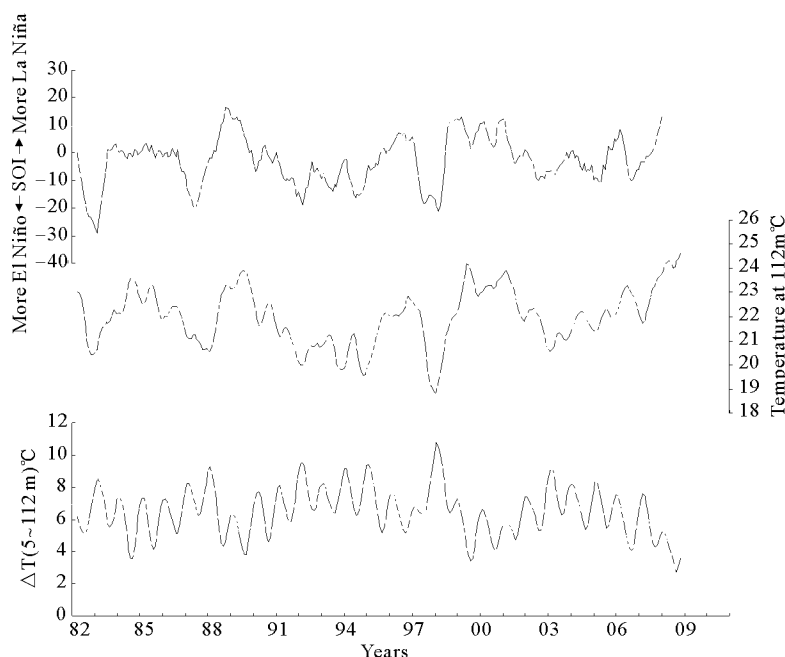


图4 1982—2009年间 SO18460 站位处月平均次表层海水温度(112 m)、表层(5 m)和次表层(112 m)海水间的温度梯度(ΔT)与南方涛动指数(Southern Ocean Index, SOI)对比(温度数据来自于 <http://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.CARTONGIESE/.SODA/.v2p0p2-4/>; SOI 数据来自于 <http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/sstoi.indices>)

Fig. 4 Comparison of Southern Ocean Index (SOI) with monthly averaged TWT and temperature gradient (ΔT) between the sea surface (5 m) and the subsurface (112 m) at site SO18460 in 1982—2009

数有效的反映了太平洋东西两侧气压增强和减弱的演变情况。当 SOI 为持续性正值时,表明大溪地比达尔文气压偏高的程度超过了正常情况,指示了拉尼娜现象;当 SOI 为持续性负值时,则表明大溪地气压低于达尔文,指示了厄尔尼诺现象。图 4 表明了厄尔尼诺事件发生时,SO18460 孔的 TWT 下降、温跃层变浅;拉尼娜现象出现时,SO18460 孔的 TWT 上升、温跃层变深。自 11 ka 至晚全新世,SO18460 站的 DOT 持续变浅(图 3h),与 MD01-2378 站的变化基本一致(图 3h)^[19]。综上,11 ka 之后 SO18460 孔 TWT 的持续下降、DOT 的持续变浅(图 3d 和 3h)可能归因于类厄尔尼诺状态的频发^[29-33]。

除此之外,还有两个可能的因素会导致 SO18460 孔的 TWT 持续下降、DOT 持续变浅。其一,理论上,11 ka 之后随着类厄尔尼诺现象的增加,印尼群岛区域降雨量应相对减少,但是佛罗瑞斯石笋记录却显示印尼群岛区域降雨量在 11 ka 之后开始增加(图 3g)。11 ka 之后,随着热带辐合带(Intertropical Convergence Zone; ITCZ)逐渐向南移动^[41](图 3j),印尼群岛降雨量逐渐增加(图 3g),大量的淡水通过位于望家锡海峡两侧的河流(包括萨当河、马坎哈河等)(图 1)进入望家锡海峡,导致

表层海水盐度变淡。淡化的表层海水将抑制来自西太平洋的表层水通过望家锡海峡进入印度洋,继而造成次表层流加强^[1]。11 ka 之后 SO18460 孔 TWT 持续下降、DOT 持续变浅可能缘于此机理。其二,在冰消期全球变暖的背景下,全球海平面持续上升,~9.5 ka 时爪哇海峡贯通^[42,43];同时,大约 9.5 ka 之后东亚冬季风逐渐增强,夏季风逐渐减弱^[44,45](图 3i)。冬季风驱使较淡的南海表层水通过爪哇海峡进入望家锡海峡南部^[1,7],同样会阻止来自西太平洋的表层水通过望家锡海峡进入印度洋,这也可能是造成 SO18460 孔 TWT 持续下降、DOT 持续变浅的因素(图 3d 和 3h)。

3 结论

本文研究结果显示,11 ka 以来帝汶海区 SO18460 孔的 SST 一直在 28 °C 左右波动,与现今的状况类似,表明该孔在整个全新世可能一直受西太平洋暖池的影响。末次冰期到晚全新世,SO18460 孔的表层及温跃层海水盐度变化与佛罗瑞斯石笋记录的降雨量变化一致,可能指示印尼群岛区域降雨量的信号以海水盐度的形式通过水体混合由表层向温跃层的传输。11 ka 以来 SO18460 孔

TWT 始终低于 22 °C,可能指示 ENSO 处于类厄尔尼诺状态,这一点与全新世厄尔尼诺事件数量呈逐渐增加的趋势一致。而 11 ka 以来,SO18460 孔 TWT 持续降低、DOT 持续变浅则可能归因于厄尔尼诺时间的频发。此外,造成全新世 SO18460 孔 TWT 降低、DOT 变浅的可能因素还包括:与 ITCZ 南移相关的印尼群岛降雨量的增加、以及冬季风驱使的南海表层流的加强等等。冰期-间冰期时间尺度上,SO18460 孔的 TWT 与北半球夏季太阳辐射量变化步幅一致,可能是北太平洋热带水混入 ITF 所致。

致谢:感谢德国基尔大学 Ann Holbourn 博士和 Wolfgang Kuhnt 教授对本文提供的帮助及支持,感谢编辑和审稿人富有建设性的建议和宝贵的意见。

参考文献 (References)

- [1] Gordon A L, Susanto R D, Vranes K. Cool Indonesian throughflow as a consequence of restricted surface layer flow [J]. *Nature*, 2003, 425(6960): 824-828.
- [2] Gordon A L. Oceanography of the Indonesian seas and their throughflow[J]. *Oceanography*, 2005, 18(4): 14-27.
- [3] Sprintall J, Wijffels S E, Molcard R, et al. Direct estimates of the Indonesian throughflow entering the Indian Ocean: 2004-2006[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114(C7): C07001.
- [4] Trenberth K E. Recent observed interdecadal climate changes in the northern hemisphere[J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 1990, 71(7): 988-993.
- [5] Gordon A L, Huber B A, Metzger E J, et al. South China Sea throughflow impact on the Indonesian throughflow[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(11): L11602, doi: 10.1029/2012GL052021.
- [6] Lee T, Fukumori I, Menemenlis D, et al. Effects of the Indonesian throughflow on the Pacific and Indian oceans[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2002, 32(5): 1404-1429.
- [7] Song Q, Vecchi G A, Rosati A J. The role of the Indonesian throughflow in the Indo-Pacific climate variability in the GFDL coupled climate model[J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(11): 2434-2451.
- [8] Qu T D, Du Y, Strachan J, et al. Sea surface temperature and its variability in the Indonesian region [J]. *Oceanography*, 2005, 18(4): 50-61.
- [9] Holbourn A, Kuhnt W, Xu J. Indonesian throughflow variability during the last 140 Ka: the Timor sea outflow[J]. *Geological Society, London, Special Publications*, 2011, 355(1): 283-303, doi: 10.1144/SP355.14.
- [10] Martin P A, Lea D W. A simple evaluation of cleaning procedures on fossil benthic foraminiferal Mg/Ca[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2002, 3(10): 8401, doi: 10.1029/2001GC000280.
- [11] Fairbanks R G, Mortlock R A, Chiu T C, et al. Marine radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ and ^{14}C dates on pristine corals[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24(16-17): 1781-1796.
- [12] Xu J, Kuhnt W, Holbourn A, et al. Indo-Pacific Warm Pool variability during the Holocene and Last Glacial Maximum [J]. *Paleoceanography*, 2010, 25(4): PA4230, doi: 10.1029/2010PA001934.
- [13] Anand P, Elderfield H, Conte M H. Calibration of Mg/Ca thermometry in planktonic foraminifera from a sediment trap time series[J]. *Paleoceanography*, 2003, 18(2): 1050, doi: 10.1029/2002PA000846.
- [14] Bemis B E, Spero H J, Bijma J, et al. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: experimental results and revised paleotemperature equations [J]. *Paleoceanography*, 1998, 13(2): 150-160.
- [15] Waelbroeck C, Labeyrie L, Michel E, et al. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21(1-3): 295-305, doi: 10.1016/S0277-3791(01)00101-9.
- [16] Locarnini R A, Mishonov A V, Antonov J I, et al. World ocean atlas 2009, volume 1: temperature [M]//Levitus S. NOAA Atlas NESDIS 68. Washington, DC: U. S. Government Printing Office, 2010: 184.
- [17] Antonov J I, Seidov D, Boyer T P, et al. World ocean atlas 2009, volume 2: salinity [M]//Levitus S. NOAA Atlas NESDIS 69. Washington, DC: U. S. Government Printing Office, 2010: 184.
- [18] Schlitzer R. Ocean data view: Version 4. 6. 2 [CP/OL]. (2014-03-31). <http://odv.awi.de>.
- [19] Xu J, Holbourn A, Kuhnt W, et al. Centennial changes in the thermocline structure of the Indonesian outflow during terminations I and II[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2008, 273(1-2): 152-162, doi: 10.1016/j.epsl.2008.06.029.
- [20] Labeyrie L D, Duplessy J C, Blanc P L. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 1250,000 years[J]. *Nature*, 1987, 327(6122): 477-482.
- [21] Visser K, Thunell R, Stott L. Magnitude and timing of temperature change in the Indo-Pacific warm pool during deglaciation[J]. *Nature*, 2003, 421(6919): 152-155.
- [22] Sagawa T, Yokoyama Y, Ikehara M, et al. Shoaling of the western equatorial Pacific thermocline during the last glacial maximum inferred from multispecies temperature reconstruction of planktonic foraminifera[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2012, 346-347: 120-129.
- [23] Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late qua-

- ternary equatorial Pacific sea surface temperature variations [J]. *Science*, 2000, 289(5485): 1719-1724.
- [24] Yan X H, Ho C R, Zheng Q A, et al. Temperature and size variabilities of the western Pacific warm pool[J]. *Science*, 1992, 258(5088): 1643-1645.
- [25] Ayliffe L K, Gagan M K, Zhao J X, et al. Rapid interhemispheric climate links *via* the Australasian monsoon during the last deglaciation [J]. *Nature Communications*, 2013, 4: 2908, doi: 10.1038/ncomms3908.
- [26] Sprintall J, Gordon A L, Koch-Larrouy A, et al. The Indonesian seas and their role in the coupled ocean-climate system [J]. *Nature*, 2014, 7(7): 487-492.
- [27] Xu J. Change of Indonesian throughflow outflow in response to east asian monsoon and ENSO activities since the Last Glacial[J]. *Science China Earth Sciences*, 2014, 57(4): 791-801, doi: 10.1007/s11430-014-4845-0.
- [28] Carton J A, Giese B S. A reanalysis of ocean climate using simple ocean data assimilation (SODA)[J]. *Monthly Weather Review*, 2008, 136(8): 2999-3017.
- [29] Rodbell D T, Seltzer G O, Anderson D M, et al. A ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in south-western Ecuador[J]. *Science*, 1999, 283(5401): 516-520.
- [30] Moy C M, Seltzer G O, Rodbell D T, et al. Variability of El Niño/southern oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch[J]. *Nature*, 2002, 420(6912): 162-165.
- [31] Koutavas A, deMenocal P B, Olive G C, et al. Mid-Holocene El Niño-Southern Oscillation (ENSO) attenuation revealed by individual foraminifera in eastern tropical Pacific sediments [J]. *Geology*, 2006, 34(12): 993-996.
- [32] Conroy J L, Overpeck J T, Cole J E, et al. Holocene changes in eastern tropical Pacific climate inferred from a Galápagos lake sediment record[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2008, 27(11-12): 1166-1180.
- [33] Liu Z Y, Lu Z Y, Wen X Y, et al. Evolution and forcing mechanisms of El Niño over the past 21,000 years[J]. *Nature*, 2014, 515 (7528): 550-553, doi: 10.1038/nature13963.
- [34] Qu T D, Mitsudera H, Yamagata T. A climatology of the circulation and water mass distribution near the Philippine coast[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1999, 29(7): 1488-1505, doi: 10.1175/1520-0485 (1999) 029 < 1488; ACOTCA>2.0.CO;2.
- [35] Fine R A, Lukas R, Bingham F M, et al. The western equatorial Pacific: a water mass crossroads[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, 99(C12): 25063-25080, doi: 10.1029/94JC02277.
- [36] Fine R A, Maillet K A, Sullivan K F, et al. Circulation and ventilation flux of the Pacific Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2001, 106(10): 22159-22178, doi: 10.1029/1999JC000184.
- [37] Gordon A L. Inter-ocean exchange of thermocline water[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1986, 91(C4): 5037-5046.
- [38] Mohtadi M, Oppo D W, Lückge A, et al. Reconstructing the thermal structure of the upper ocean: insights from planktic foraminifera shell chemistry and alkenones in modern sediments of the tropical eastern Indian Ocean[J]. *Paleoceanography*, 2011, 26 (3): PA3219, doi: 10.1029/2011PA002132.
- [39] Dang H W, Jian Z M, Bassinot F, et al. Decoupled Holocene variability in surface and thermocline water temperatures of the Indo-Pacific Warm Pool[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(1): L01701.
- [40] Fan W J, Jian Z M, Bassinot F, et al. Holocene centennial-scale changes of the Indonesian and South China Sea throughflows: evidences from the Makassar Strait[J]. *Global and Planetary Change*, 2013, 111: 111-117, doi: 10.1016/j.gloplacha.2013.08.017.
- [41] Haug G H, Hughen K A, Sigman D M, et al. Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene[J]. *Science*, 2001, 293(5533): 1304-1308.
- [42] Linsley B K, Rosenthal Y, Oppo D W. Holocene evolution of the Indonesian throughflow and the western Pacific warm pool[J]. *Nature Geoscience*, 2010, 3(8): 578-583.
- [43] Griffiths M L, Drysdale R N, Gagan M K, et al. Abrupt increase in east Indonesian rainfall from flooding of the Sunda Shelf ~9500 years ago[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 74: 273-279.
- [44] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China[J]. *Science*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [45] Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon [J]. *Science*, 2004, 304(5670): 575-578.

PALEOCEANOGRAPHIC RECORDS OF INDONESIAN THROUGHFLOW AT ITS EXIT SINCE THE LAST GLACIAL AND THEIR SIGNIFICANCE

ZHANG Peng^{1,2}, XU Jian^{1,2}, YANG Ce^{1,2}, GAO Lianfeng³, ZHANG Zhenguo³, NIU Yao⁴

(1. Institute of Cenozoic Geology and Environment, Department of Geology, Northwest University Xi'an 710069;

2. State Key Laboratory of Continental Dynamics and Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069;

3. School of Mining Engineering, North China University of Science and Technology, Tangshan 063009;

4. The Fifth Geological Team, Henan Province Non-ferrous Metals Geological Mineral Resources Bureau, Zhengzhou 450016)

Abstract: The Indonesian Throughflow (ITF), sole conduit between the Pacific and Indian Oceans, plays an important role in regulating heat and fresh water budgets between the two oceans, and in controlling the tropical and global climate. In this study, we investigated records from the Core SO18460 that was drilled at the exit of the ITF into the Timor Sea to reexamine their significance in reflecting the ITF since the last glacial. Records of temperature and salinity of surface and subsurface seawaters, and depth of thermocline (DOT) were reconstructed from $\delta^{18}\text{O}$ and Mg/Ca ratio of the planktonic foraminifera of *Globigerinoides ruber* and *Pulleniatina obliquiloculata* and were then compared with regional paleoclimatic indices. The results show that salinity of both surface and thermocline seawaters co-varied with regional precipitation over the last glacial cycle, likely indicating transmission of precipitation signal by means of seawater salinity from sea surface to thermocline through upper ocean mixing. Sea surface temperature at the coring site of Core SO18460 oscillated centering at 28 °C, possibly under influence of the Western Pacific Warm Pool since the early Holocene. In contrast, thermocline seawater temperature (TWT) was always below 22 °C, probably indicating that El Niño-Southern Oscillation was located in El Niño-like episodes. Decline of TWT and shoal of DOT might be, on the one hand, in response to more frequent El Niño-like events; and on the other hand, resulted from depression of ITF surface flow caused by increased precipitation due to southward shift of the Intertropical Convergence Zone, and/or by intensification of South China Sea surface flow driven by enhanced East Asian winter monsoon during Holocene. On glacial-interglacial timescale, TWT co-varied with the boreal summer insolation, possibly due to influence of North Pacific Tropical Water sourced waters that were carried by the Mindanao Current to the Sulawesi Sea and merged into the ITF.

Key words: Indonesian Throughflow; salinity; Western Pacific Warm Pool; El Niño-Southern Oscillation; North Pacific Tropical Water