

# 印度尼西亚多岛海末次冰期最盛期 以来的穿越流活动

丁 旋<sup>1</sup>, 方念乔<sup>1</sup>, F. Guichard<sup>2</sup>, F. Bassinot<sup>2</sup>, L. Labeyrie<sup>2</sup>

1. 中国地质大学海洋地质学中心, 北京 100083

2. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Domaine du CNRS, France

**摘要:** 印度尼西亚穿越流是西太平洋和印度洋之间热量传输的重要载体, 穿越流的活动由潜在地影响 El Nino 和季风现象进而影响到全球气候变化. 通过对爪哇海 SHI9006 岩心 LGM 以来氧同位素、有孔虫与  $\text{CaCO}_3$  沉积量、浮游有孔虫浅层水种与深层水种比值反映的古温跃层变化等的研究, 得出结论: 研究区末次冰期氧同位素 2 期穿越流活动微弱, 冰后期穿越流活动增强; 特别是冰消期终止期  $I_A$ , 穿越流活动由弱迅速增强, 是冰川消融、海平面上升, 印度尼西亚岛弧古海水通道开放的结果.

**关键词:** 印度尼西亚多岛海; 穿越流; 末次冰期最盛期; 有孔虫; 古温跃层; 古生产力.

中图分类号: P736

文章编号: 1000-2383(2004)02-0151-06

收稿日期: 2003-11-27

## Indonesian Throughflow Actions during Last Glacial Maximum

DING Xuan<sup>1</sup>, FANG Nian-qiao<sup>1</sup>, F. Guichard<sup>2</sup>, F. Bassinot<sup>2</sup>, L. Labeyrie<sup>2</sup>

1. Institute of Marine Geology and Geophysics, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Domaine du CNRS, France

**Abstract:** Indonesian throughflow is the important carrier of the heat transport between the western Pacific Ocean and the Indian Ocean. Throughflow actions affect the global climate changes by influencing potentially El Nino events and monsoon actions. Based on the studies of the oxygen isotope, the mass accumulation rates of foraminifera and  $\text{CaCO}_3$ , the thermocline estimated by the ratio of the planktonic foraminifera shallow-dwelling species and deep-dwelling species, we know that the throughflow was weak during the last glacial oxygen isotope stage 2, and enhanced during the interglacial oxygen isotope stage 1. Especially in the deglaciation termination  $I_A$ , the throughflow changed rapidly from weak to strong. This is due to the ice sheet melting, sea level rising, and the Indonesian Archipelago water pathways opening.

**Key words:** Indonesian Archipelago; throughflow; last glacial maximum; foraminifera; paleothermocline; paleoproductivity.

由于印度洋和赤道西太平洋风场模式的差异, 由印度尼西亚多岛海所连接的这两大洋盆的海平面有一个显著的高差, 因而形成由西太平洋向印度洋流动的印度尼西亚穿越流 (Indonesian throughflow) (Hirst and Godfrey, 1993; Bray *et al.*, 1996). 此穿越流主要由来自北太平洋温跃层的棉兰老流水由望加锡海峡进入印度尼西亚海形成. 从望加锡海峡进入印度尼西亚的穿越流, 少部分通过巴

厘岛和龙目岛之间的龙目海峡直接进入印度洋, 大部分在进入印度洋之前在佛罗里斯海向东转向班达海, 之后经帝汶海进入印度洋混入向西流动的南爪哇流、南赤道流和沿澳大利亚西岸向南流动的 Leeuwin 流 (Gordon and Fine, 1996; Siedler *et al.*, 2001) (图 1). 印度尼西亚穿越流是西太平洋和印度洋之间热量传输的重要载体, 也是北大西洋热传送带的重要环节.

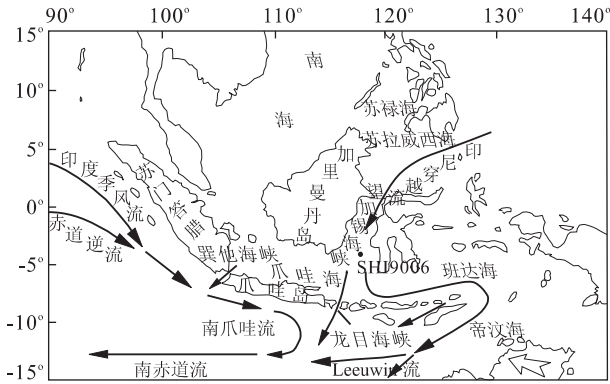


图 1 现代印尼海区八月表层洋流活动示意和 SHI9006 岩心位置

Fig. 1 Surface currents of the Indonesian archipelago in August and location of core SHI9006

现代印度尼西亚穿越流的强度与亚洲季风活动密切相关。在东南季风时期,来自印度季风流和赤道逆流的南爪哇流在东南季风的作用下自东南方向向西北方向移动,造成爪哇海南部的海平面下降,一方面使得西太平洋和东印度洋之间海平面高差增加,穿越流因而增强;另一方面在爪哇海南部形成一个上升流区,增强的穿越流可部分地抑制爪哇上升流和西澳大利亚海岸上升流的活动(Martinez *et al.*, 1997; Martinez *et al.*, 1998)。印度尼西亚穿越流的活动也与 El Nino 事件密切相关。一方面,太平洋暖水通过印度尼西亚海道的渗漏,可能对 El Nino 事件产生影响。另一方面,印度尼西亚穿越流的强度又受 El Nino 事件的控制:拉尼娜期间穿越流强度增大,厄尔尼诺期间穿越流强度减弱(Gordon and Fine, 1996)。同时,印度尼西亚穿越流也传输赤道太平洋的厄尔尼诺和拉尼娜温度波动进入印度洋,望加锡海峡上部温跃层温度和 El Nino 是高相关的(Gordon and Fine, 1996; Siedler *et al.*, 2001)。可见,由太平洋向印度洋增加的海洋热流和淡水流由潜在地影响 El Nino 和季风现象进而影响到全球气候变化。因此,印度尼西亚穿越流活动历史的研究对认识末次冰期最盛期(LGM)以来古季风活动与古气候事件具有重要意义。

## 1 材料与方法

本次研究选择的 SHI9006 岩心是法国—印度尼西亚联合海洋地质调查小组 1990 年 2 月在印度尼西亚多岛海采得,位于  $4.332\ 23^{\circ}\text{S}$ ,  $117.595\ 84^{\circ}\text{E}$ ,

水深 1 999 m,岩心长 9.28 m。以每 10 cm 间隔取样,共取得样品 77 个。样品经干燥、称重后,用孔径  $150\ \mu\text{m}$  的铜筛筛洗。余留物再经  $40\ ^{\circ}\text{C}$  烘干后用缩分器缩分至每样不少于 300 个个体,鉴定并统计浮游有孔虫,分别计算各属种的相对丰度。在此基础上,利用浮游有孔虫现代类比技术(modern analog technique) AUSMAT-F2 估算年均表层海水古温度(Barrows *et al.*, 2000);根据浮游有孔虫抗溶等级用加权平均法计算各样品中浮游有孔虫溶解指数(FDX)(同济大学海洋地质系,1989)。另外,用酸碱滴定法测定各样品  $\text{CaCO}_3$  百分含量。同时挑出个体大小在  $250\sim 315\ \mu\text{m}$  之间的 *Globigerinoides ruber* 10~15 个,置于甲醇溶液中用超声波清洗 10 s,在法国国家研究中心气候与环境科学实验室(Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, 简称 LSCE)用 Fannigan MAT-251 同位素质谱仪进行氧碳稳定同位素分析。

## 2 结果与讨论

### 2.1 现代印尼穿越流区表层海水特点

SHI9006 岩心位于爪哇海区,其北部紧邻望加锡海峡,是印尼穿越流的主要流经地区(图 1)。该区二月表层水温高,八月略低,相差不大;二月表层盐度低,八月高,二、八月盐度相差大,且自近望加锡海峡区向东和向南差别逐渐减小(<http://www.ifremer.fr/sismer/references/climatologies/>),明显是在东北冬季风的作用下南海输入的低盐水影响的结果。在印尼多岛海区,  $21\ ^{\circ}\text{C}$  等温线的深度用来代表温跃层(Martinez *et al.*, 1998),爪哇海区二、八月温跃层深度均在 110 m 左右,八月略深一些(<http://www.ifremer.fr/sismer/references/climatologies/>),现代爪哇海南部温跃层最深与穿越流最大流量一致(Bray *et al.*, 1996)。说明其时由于东南季风活动,岛弧南北两边海平面高差增加,造成穿越流增强,穿越流区上部水流量增加,温跃层变深。印度尼西亚穿越流来自北太平洋的温跃层水,爪哇海区营养物质磷的含量是整个多岛海区最高的,明显是穿越流活跃带来的结果。

### 2.2 古温跃层与古生产力

据 *G. ruber* 氧同位素曲线,SHI9006 岩心氧同位素  $1/2$  期界线位于约 280 cm 处;LGM 位于约 650 cm 处。据 Martinson *et al.* (1987)的  $\delta^{18}\text{O}$  地质年

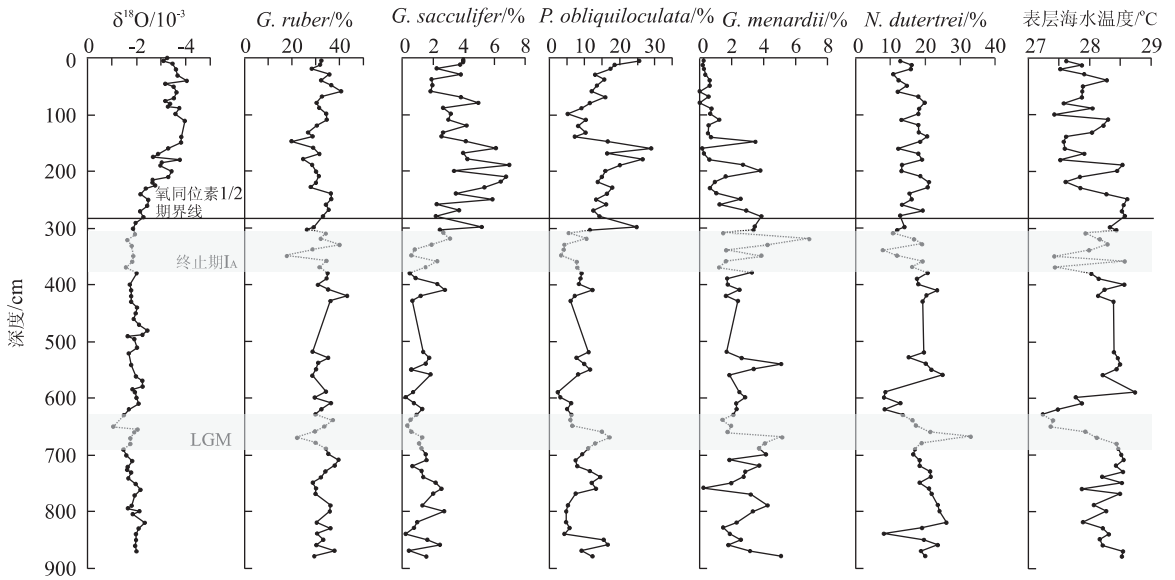


图 2 SHI9006 岩心氧同位素、浮游有孔虫部分属种的相对丰度变化及表层海水温度曲线(阴影区表示终止期 I<sub>A</sub> 及 LGM)  
 Fig. 2 Curve of  $\delta^{18}O$ , relative abundance of some planktonic foraminiferal taxa and SST in core SHI9006 (the shadow areas indicate termination I<sub>A</sub> and LGM)

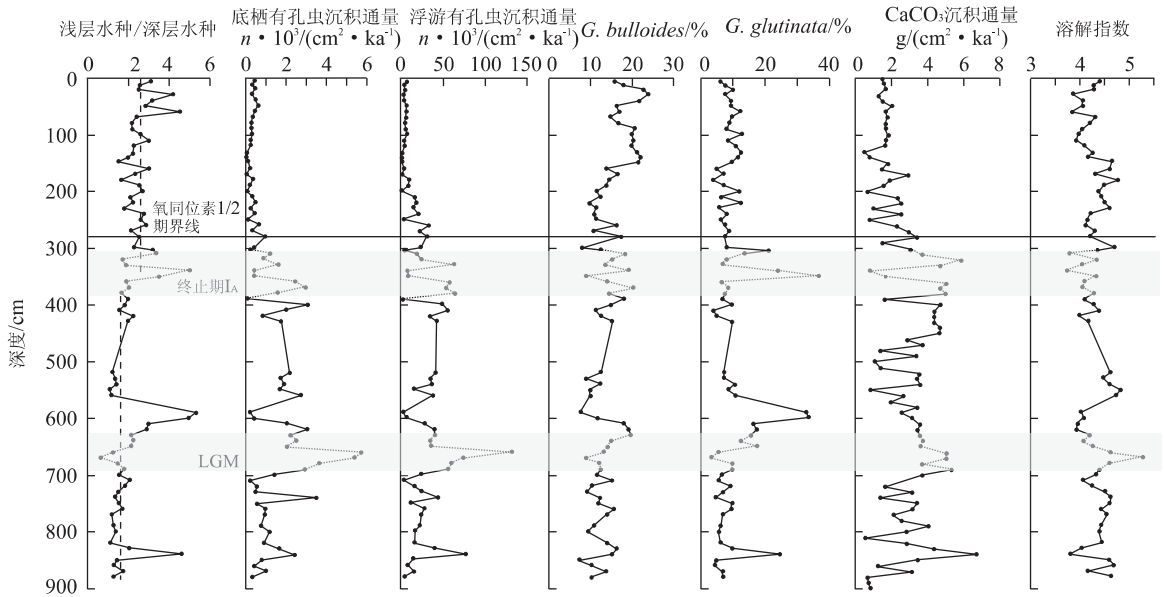


图 3 SHI9006 岩心浅层水种与深层水种比值,浮游、底栖有孔虫及 CaCO<sub>3</sub> 沉积通量,FDX 变化曲线(阴影区表示终止期 I<sub>A</sub> 及 LGM)  
 Fig. 3 Rate of shallow-water species to deep-water species, MAR of planktonic and benthic foraminifera and CaCO<sub>3</sub>, FDX change curve in core SHI9006 (the shadow areas indicate termination I<sub>A</sub> and LGM)

代表可确定,280 cm 处绝对年龄值约为 12.05 ka, 650 cm 处绝对年龄值为 18 ka(图 2)。

浮游有孔虫的生态研究表明,浅层水种(*Globigrinoides ruber*, *G. sacculifer*, *Globigerinita glutinata*, 生活于 0~100 m)和深层水种(*Neoglobobulimina dutertrei*, *N. pachyderma*, *Globorotalia*

*menardii*, 生活于大于 100 m 处)的含量比值变化可以反映温跃层深度的变化,即当温跃层浅时,浅层水种含量减少而深层水种含量增加,相应地这两者的比值低;温跃层深时,则有相反的变化(Ravelo and Fairbanks, 1992)。SHI9006 岩心浅层水种和深层水种比值曲线以 370 cm 深度为界,明显可以分为上

下 2 个部分. 370 cm 之下除个别点外, 比值均较低, 平均为 1.89, 说明其时温跃层相对较浅; 370 cm 之上, 比值明显上升, 平均达 2.62, 说明其时温跃层变深(图 3). 据沉积速率推算 370 cm 处大约为 13.5 ka. 此外, 浅层水种和深层水种比值曲线上明显可见 2 个高峰, 一为大约 310~370 cm, 据沉积速率推算应为大约 12.5~13.5 ka, 也即终止期 I<sub>A</sub>; 另一为大约 590~620 cm, 据沉积速率推算应为大约 17~17.5 ka, 也即末次冰期最盛期之后(图 3).

从 SHI9006 岩心氧同位素曲线(图 2)可以看出, 研究区氧同位素 2 期沉积速率(62.18 cm/ka)远远高于 1 期(23.84 cm/ka), 是冰期时海平面下降, 大量陆源物质输入的结果. 故研究区浮游及底栖有孔虫绝对丰度、CaCO<sub>3</sub> 质量分数由于陆源物质输入产生的稀释效应的影响, 并不能真实地反映其沉积量的变化. 为了避免稀释作用影响, 本文计算了浮游及底栖有孔虫的沉积通量、CaCO<sub>3</sub> 沉积通量, 据此分析研究区末次冰期最盛期以来的古生产力和碳酸盐溶解程度变化情况.

浮游及底栖有孔虫沉积通量曲线反映出在 620~690 cm 处, 绝对年龄大约 17.5~18.5 ka, 也即末次冰期最盛期前后, 浮游及底栖有孔虫的沉积通量均为末次冰期最盛期以来的最大值, CaCO<sub>3</sub> 沉积通量也处在高峰阶段, 反映高生产力的浮游有孔虫种 *N. dutertrei*、*G. menardii*、*G. glutinata* 和 *Globigerina bulloides* 的百分含量均较高, 而浮游有孔虫溶解指数也很高, 说明研究区末次冰期最盛期为高生产力阶段且碳酸盐溶解度也较高. 但反映古温跃层深度的浅层水种和深层水种的比值却是末次冰期最盛期以来的最低值, 说明其时温跃层很浅(图 2, 3).

在大约 17~17.5 ka, 浅层水种和深层水种的比值出现一高峰, 但观察浮游及底栖有孔虫的沉积通量均为一反常低值, CaCO<sub>3</sub> 沉积通量也不高, 且高生产力种 *N. dutertrei*、*G. menardii* 和 *Globigerina bulloides* 的百分含量都很低, 说明这是一个低生产力阶段, 并没有很活跃的洋流活动. 再看浮游有孔虫种 *G. glutinata* 的含量变化曲线, 在 17~17.5 ka 的 2 个样点的含量高达 36.61% 和 24.11%, 较 10.11% 的平均值要高出 2~3 倍, *G. glutinata* 分布范围较广, 能容忍相当宽的温度和盐度范围, 见于高纬以及低纬度上升流区, 指示高肥力(Martinez *et al.*, 1998; Pflaumann and Jian, 1999). 此段除上

述高生产力种外, 其他重要的浮游有孔虫种如 *Glogiberinoides sacculifer*、*Pulleniatina obliquiloculata* 含量也均下降, 而表层海水古温度却反常升高(图 2, 3). 说明此阶段古海水环境异常, 生物生产率低, 大部分浮游有孔虫均不能正常生存, 因而广适性种 *G. glutinata* 的含量相对上升, 而 *G. glutinata* 种的高含量也造成了温跃层变深的假象.

在大约 12.5~13.5 ka, 也即终止期 I<sub>A</sub>, 浮游及底栖有孔虫的沉积通量出现仅次于末次冰期最盛期的另外一个高峰, 其时 CaCO<sub>3</sub> 沉积通量也很高. 高生产力种 *G. menardii*、*G. glutinata* 和 *Globigerina bulloides* 也表现出高含量. 浮游有孔虫溶解指数指示的碳酸盐溶解度却较低(图 2, 3), 指示这是一个生产力较高而碳酸盐溶解程度较低的阶段. 反映古温跃层深度的浅层水种和深层水种的比值也表现为较高值, 说明其时温跃层较深, 表层洋流活动强烈.

### 2.3 讨论

末次冰期时海平面下降 120 m(Fairbanks *et al.*, 1982), 南海南部及暹罗湾、爪哇海浅海成陆, 巽他海峡关闭, 龙目海峡变狭, 印度尼西亚穿越流仅能从印尼岛弧东端和帝汶海进入印度洋, 当时穿越流活动微弱. 东印度洋爪哇上升流区末次冰期最盛期时强烈的上升流活动(Martinez *et al.*, 1999), 也证明了其时研究区没有强烈的穿越流对上升流活动产生抑制, 因此末次冰期氧同位素 2 期时温跃层深度相对较浅、混合层薄. 冰后期海平面上升, 望加锡海峡和龙目海峡通道变宽, 暖而低盐的海水得以无阻碍地通过这 2 个海峡涌入爪哇海和东印度洋(丁旋等, 2003), 研究区穿越流活动明显增强, 故冰后期温跃层深度增加混合层变厚.

末次冰期时海平面下降, 爪哇海区浅海成陆, 研究区陆源物质输入量大增, 末次冰期氧同位素 2 期时的沉积速率几乎是冰后期的 3 倍, 由于大量的陆源物质输入带来丰富的营养物质, 末次冰期最盛期时研究区古生产力上升, 所以浮游及底栖有孔虫及碳酸盐沉积量均出现高峰, 浮游有孔虫高生产力种相对丰度增加. 而浮游有孔虫溶解指数指示的碳酸盐溶解度却上升, 是因为在高生产力地区, 大量的生物死亡后遗体与碎屑在沉降过程中不断发生腐解, 吸收 O<sub>2</sub> 而放出 CO<sub>2</sub>, 造成营养盐含量与 CO<sub>2</sub> 含量明显增加, 而含氧量却大幅度地减少, 从而在中等深度水中形成缺氧层, 同时 CO<sub>2</sub> 含量增高, 使得碳酸

钙的溶解度增强. 另一方面,高生产力地区,沉降到海底的有机物质增多,在海水和沉积物的界面上形成大量的有机酸,因而也造成沉积在海底的浮游有孔虫发生溶解. 而海底碳酸盐的含量则取决于生产力(供应  $\text{CaCO}_3$ )、溶解(减少  $\text{CaCO}_3$ )与稀释(降低  $\text{CaCO}_3\%$ )3种作用的综合效应,由于研究区末次冰期最盛期时具有相当高的生物生产力,虽然溶解程度也很强,但仍然表现出较高的  $\text{CaCO}_3$  百分含量.

末次冰消期时冰川消融、海平面上升、极锋后退呈现阶段性在世界许多海区多有报道(Duplessy *et al.*, 1981; Fairbanks *et al.*, 1982; Duplessy *et al.*, 1986; Arnold *et al.*, 1987; Fairbanks, 1989). Duplessy 等(1981, 1986)根据  $\delta^{18}\text{O}$  曲线针对冰消期融冰情况,提出冰消期两步模式(two-step deglaciation model):快速消融的终止期  $I_A$  (14~12 ka)、终止期  $I_B$  (10~7 ka)和其间所夹的很少或几乎无冰盖消融的停顿. 印度尼西亚海区于 12.5 ka 和 9.5 ka 前后有 2 次  $\delta^{18}\text{O}$  值快速变轻事件可与终止期  $I_A$ 、终止期  $I_B$  相对应. 特别是在终止期  $I_A$ , 海平面迅速上升,望加锡海峡和龙目海峡通道突然变宽,暖而低盐的海水通过这 2 个海峡迅速涌入爪哇海和东印度洋(Ding *et al.*, 2002). 也因此终止期  $I_A$  研究区穿越流活动特别增强,浅层水种和深层水种比值指示的温跃层深度增加,混合层变厚. 由于印度尼西亚穿越流来自北太平洋的温跃层水,其中含有较丰富的营养物质,活跃的穿越流活动可以造成该区古生产力上升,所以 SHI9006 岩心终止期  $I_A$  浮游和底栖有孔虫及  $\text{CaCO}_3$  沉积量均指示较高的古生产力,但尚不及末次冰期最盛期时,所以没有产生很强的  $\text{CaCO}_3$  溶解度.

### 3 结论

(1)末次冰期时海平面下降,印尼穿越流仅能从岛弧东端和帝汶海进入印度洋,穿越流活动微弱;冰后期海平面上升,望加锡海峡和龙目海峡通道变宽,穿越流活动增强,SHI9006 岩心古温跃层深度变化明显表现出自下而上由浅变深的 2 个阶段.(2)研究区末次冰期最盛期时海平面下降,陆源营养物质供应丰富,古生产力上升,高生产力同时带来高溶解效应,碳酸盐溶解度也上升.(3)冰消期海平面上升不是线性的,而是阶段性的,在研究区表现为终止期  $I_A$  海平面迅速上升,望加锡海峡和龙目海峡通道

突然变宽,其时穿越流活动迅速增强,表现为温跃层变深,古生产力增加.(4)在大约 17~17.5 ka,研究区古海水环境异常,生物生产率极低,广适性种 *G. glutinata* 的含量相对上升,其原因有待于进一步研究.

### References

- Arnold, B. E., Maurice, M. P., 1987. Retreat velocity of the North Atlantic polar front during the last deglaciation determined by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. *Nature*, 328: 791—794.
- Barrows, T. T., Juggins, S., DeDeckker, P., et al., 2000. Sea-surface temperatures of the southwest Pacific Ocean during the last glacial maximum. *Paleoceanography*, 15 (1): 95—109.
- Bray, N. A., Hautala, S., Chong, J., et al., 1996. Large-scale sea level, thermocline, and wind variations in the Indonesian throughflow region. *J. Geophys. Res.*, 101: 12239—12254.
- Ding, X., Guichard, F., Bassinot, F., et al., 2002. Evolution of heat transport pathways in the Indonesian Archipelago during last deglaciation. *Chinese Science Bulletin*, 47 (22): 1912—1917.
- Duplessy, J. C., Arnold, M., Maurice, P., et al., 1986. Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by  $^{14}\text{C}$  accelerator mass spectrometry. *Nature*, 320: 350—352.
- Duplessy, J. C., Delibrias, G., Turon, J. L., et al., 1981. Deglacial warming of the northeastern Atlantic Ocean: Correlation with the paleoclimate evolution of European continent. *Palaeog. Palaeocl. Palaeoeco.*, 35: 121—144.
- Fairbanks, R. G., 1989. A 17 000-year glacio-eustatic sea level record; Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637—642.
- Fairbanks, R. G., Sverdrlove, M., Free, R., et al., 1982. Vertical distribution and isotopic fractionation on living planktonic foraminifera from the Panama basin. *Nature*, 198: 841—844.
- Gordon, A. L., Fine, R. A., 1996. Pathways of water between the Pacific and Indian Oceans in the Indonesian seas. *Nature*, 379: 146—149.
- Hirst, A. C., Godfrey, J. S., 1993. The role of Indonesian throughflow in a global ocean GCM. *J. Phys. Oceanogr.*, 23: 1057—1085.
- Marine Geology Department of Tongji University, 1989. *Paleoceanography*. Tongji University Press, Shanghai (in Chinese).

Martinez, J. I., De Deckker, P., Barrows, T. T., 1999. Palaeoceanography of the last glacial maximum in the eastern Indian Ocean: Planktonic foraminiferal evidence. *Palaeog. Palaeocl. Palaeoco.*, 147: 73—99.

Martinez, J. I., De Dekker, P., Chivas, A. R., 1997. New estimate for salinity changes in the western Pacific warm pool during the last glacial maximum; Oxygen-isotope evidence. *Marine Micropaleontology*, 32: 311—340.

Martinez, J. I., Lynda, T., De Deckker, P., 1998. Planktonic foraminifera from the eastern Indian Ocean; Distribution and ecology in relation to the western Pacific warm pool (WPWP). *Marine Micropaleontology*, 34: 121—151.

Martinson, D. G., Pisias, W. G., Hays, J. D., et al., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice age; Development of a high resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1—29.

Pflaumann, U., Jian, Z. M., 1999. Modern distribution patterns of planktonic foraminifera in the South China Sea

and western Pacific: A new transfer technique to estimate regional sea-surface temperatures. *Mar. Geology*, 156: 41—83.

Ravelo, A. C., Fairbanks, R. G., 1992. Oxygen isotopic composition of multiple species of planktonic foraminifera; Records of the modern photic zone temperature gradient. *Paleoceanography*, 7(6): 815—831.

Siedler, G., Church, J., Gould, J., 2001. Ocean circulation & climate; Observing and modelling the global ocean. *International Geophysics Series*, 77: 303—314.

附中文参考文献

丁旋, Guichard, F., Bassinot, F., 等, 2003. 末次冰消期印度尼西亚多岛海热传输通道之演变. *科学通报*, 48(2): 199—204.

同济大学海洋地质系, 1989. 古海洋学概论. 上海: 同济大学出版社.

\*\*\*\*\*

(上接 150 页)

Segl, M., Mangini, A., Bonani, G., et al., 1984. <sup>10</sup>Be dating of a manganese crust from central north Pacific and implication for oceanic palaeocirculation. *Nature*, 309: 540—543.

附中文参考文献

马维林, 金翔龙, 陈建林, 等, 2002. 中太平洋海山富钴结壳地质特征. *东海海洋*, 20(3): 11—23.

段毅, 罗斌杰, 1998. 深海现代沉积物有机碳同位素组成变化的古气候证据. *海洋地质和第四纪地质*, 18(4): 53—58.

\*\*\*\*\*

《地球科学——中国地质大学学报》  
2004 年 第 29 卷 第 3 期 要目预告

浙江长兴煤山 D 剖面早三叠世孢粉组合及全球对比意义 .....	张克信等
当代生物多样性剧减与古—中生代之交的生物绝灭的对比 .....	何卫红等
青藏高原东部贡觉盆地新生代火山岩的 K—Ar 稀释法年龄 .....	李忠雄等
准噶尔盆地五彩湾凹陷基底火山岩储集性能及有利储集空间影响因素研究 .....	余淳梅等
云南楚雄盆地波动特征及其对构造沉积演化的控制 .....	李儒峰等
浅层地下水氯代烃污染天然生物降解的判别依据 .....	何江涛等
利用东湖底泥和粉煤灰制备瓷质砖的实验研究 .....	梁启斌等
煤的吸附性能及影响因素的研究 .....	钟玲文