

# 南海三千万年的深海记录

汪品先<sup>①</sup> 赵泉鸿<sup>①</sup> 翦知湔<sup>①</sup> 成鑫荣<sup>①</sup> 黄维<sup>①</sup>  
田军<sup>①</sup> 王吉良<sup>①</sup> 李前裕<sup>①</sup> 李保华<sup>②</sup> 苏新<sup>③</sup>

(<sup>①</sup>同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092; <sup>②</sup>中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008;

<sup>③</sup>中国地质大学, 北京 100083. E-mail: pxwang@online.sh.cn)

**摘要** 1999年春, 大洋钻探 184 航次在南海南北 6 个深水站位钻井 17 口, 取芯 5500 m, 通过 30 余种实验项目共 6 万多次分析, 取得了重要成果. 文中着重介绍深海地层剖面的建立和气候周期的演变. 184 航次在南海建立起西太平洋区最佳深海地层剖面, 包括在东沙附近建成全球唯一不经拼接的 23 Ma 同位素连续剖面, 在南沙海区建成全球分辨率最高的 4 个 5 Ma 剖面之一, 并获得分辨率高达 10 年等级的岩石物理剖面, 第 1 次为亚太地区的环境演变获得了系统的高质量海洋记录. 在此基础上, 第 1 次探讨了两千多万年以来气候周期性的演变, 展示出 0.1, 0.4 和 2 Ma 等偏心率周期的起伏, 说明气候系统对轨道驱动响应随着冰盖的增长而演变. 该航次有关碳循环和季风演变等方面的研究进展, 将有另两篇文章专题报道.

**关键词** 大洋钻探 184 航次 南海 晚新生代 气候演变 轨道周期

1999年春, 大洋钻探船“JOIDES 决心号”驶入南海, 执行大洋钻探第 184 航次的钻探任务, 实现了中国海区深海科学钻探零的突破. 从 2 月到 4 月的钻探, 取得了大批高质量深海岩芯和观测数据, 再经过航次后 3 年多的实验分析, 使得南海的深海基础研究一举进入国际前沿, 成为我国海洋科学的一项重大进展.

深海钻探(DSDP, 1968~1983)和大洋钻探(ODP, 1985~2003), 是 20 世纪地球科学最宏大的国际合作研究计划, 30 余年来在全球各大洋钻井近 3000 口, 取芯近  $3 \times 10^5$  m, 验证了板块构造理论, 创立了古海洋学, 发现了海底深部生物圈和天然气水合物, 导致地球科学一次又一次的重大突破. 南海的大洋钻探, 是以“东亚季风演变史在南海的记录及其全球气候意义”为主题, 旨在取得深海沉积的连续记录, 以研究气候系统、尤其是东亚季风的演变历史及其原因. ODP 184 航次在南海南北 6 个深水站位钻孔 17 口, 从水深 2000~3300 m 的海底钻入地层, 最深的一口深入海底以下 850 m, 取得高质量岩芯总计 5500 m, 取芯率将近 95%, 超额完成了预定任务(表 1<sup>[1]</sup>, 图 1, 2). 作为中国海区的首次深水科学钻探, ODP 第 184 航次使用了当代最先进的动力定位、液压取芯、一点三孔和一系列新颖的录井与测试技术, 取得了南海海底张裂以来 3000 多万年的深海沉积记录, 为研究东亚

和西太平洋区的长期古环境演变提供了最佳剖面, 也为认识南海盆地的形成过程和开发南海的矿产资源, 提供了极其宝贵的材料.

大洋钻探是一个开放性的国际研究计划, 各国科学家通过各自提出建议书的国际竞争, 争取钻探航次. 我国由于历史的原因, 直到 1998 年才作为“参与成员”加入大洋钻探计划. 然而, 就在加入后的第 2 年, 便争取到南海的航次. ODP 184 航次是根据我国科学家的建议和设计, 在我国科学家的主持下实施的; 航次之后, 在国家科技部和国家自然科学基金委员会等部门的支持下, 组织了全国五大城市 8 个单位的科学家, 在统一的计划下投入巨大工作量的分析研究. 30 余种实验项目共 6 万多次分析, 其中同位素、微体古生物分析的次数均以万计(表 2), 结果取得了重大进展, 使得我国在航次后的分析研究中, 也成为国际合作的主力.

南海大洋钻探的结果, 取得了 3200 多万年来深海沉积记录, 建立起西太平洋区最佳深海地层剖面, 并首次探讨了 2000 多万年以来气候周期性的演变; 发现大洋碳循环的长周期, 揭示了气候周期演变中热带驱动的作用, 提出低纬和高纬、水循环和碳循环相结合、短周期和长周期相互叠加控制气候演变的新认识; 用深海记录中的多项指标获得东亚季风演变历史, 证明和南亚季风的演变有十分相似的阶

表 1 南海大洋钻探 ODP 184 航次钻井概况

海区	站号	位置	水深/m	最大井深/m	钻孔数	井底年龄/Ma	岩芯总长度/m
南沙	1143	9°22'N, 113°17'E	2272	500	3	~11	1100
	1144	20°03'N, 117°25'E	2037	450	3	~1	1110
	1145	19°35'N, 117°38'E	3175	200	3	~3	555
东沙	1146	19°27'N, 116°16'E	2092	600	3	~19	1450
	1147	18°50'N, 116°33'E	3246	80	3	~1.4	240
	1148	18°50'N, 116°34'E	3294	850	2	~32	1000

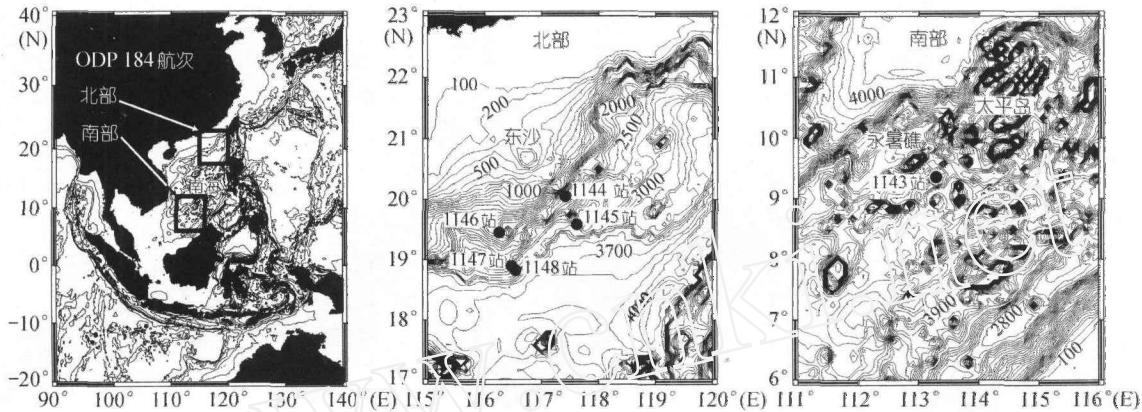


图 1 南海大洋钻探 184 航次钻井站位图

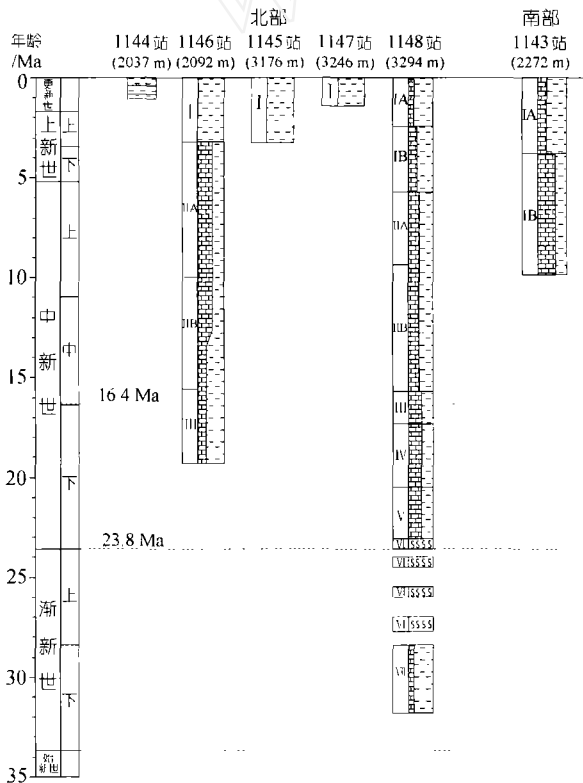


图 2 南海大洋钻探 184 航次钻井剖面图

段性, 主要区别在于冬季风信号的强盛, 而南海南部季风变化的频谱, 显示出低纬海区的特色; 取得南海

演变的沉积证据, 发现深海相渐新统, 证明海盆扩张初期已经有深海存在, 最强烈的构造运动发生在渐新世晚期, 到 300 多万年前南海沉积环境才出现强烈的南北差异. 南海大洋钻探及其研究, 实现了我国古环境研究中陆地与深海的结合, 也使我国的深海基础研究进入国际前沿领域.

表 2 南海大洋钻探我国完成的航次后分析工作量

分析项目	完成数量
氧、碳同位素分析	15036
微体古生物分析	23026
孢粉分析	2320
地球化学分析	9225
矿物、粒度、粗组分分析	7562
其他	9305
合计	66474

### 1 三千万年深海沉积记录

新生代晚期是世界气候系统演变研究程度最高的部分, 而我国大陆偏偏缺乏该时段的海相地层. 184 航次最根本的进展, 是首次在南海取得了高质量的晚新生代深海沉积连续记录, 为高分辨率的古环境研究提供了基础. 不同的深海钻孔, 为南海不同时段提供了不同分辨率的完整记录(图 2, 3); 大洋钻探



采用的新技术, 又为取得最高质量的岩芯提供了保障. 采用的“高级液压取芯”(APC)技术保证岩芯不受搅动; 在同一站位钻3个孔取芯相互补充, 形成完整的组合剖面以避免两筒岩芯之间有少量短缺; 取芯后立即测定物理性质、照像描述, 保证记录的准确<sup>[1]</sup>.

最长的记录取自东沙附近的 ODP1148 站, 在水深 3300 m 的陆坡最下部钻进 850 m, 取得了 32 Ma 以来的沉积记录. 在生物地层学、磁性地层学研究的基础上, 对上部 457 m 层段分析 1580 多个样品的有孔虫稳定同位素成分, 取得了 23.7 Ma 来平均分辨率 16000 年的连续记录(图 3(a); 初步分析结果文献见[2, 3]), 这是西太平洋海域最为连续、分辨率最高的长期深海记录, 也是世界大洋迄今为止惟一不经拼接的晚新生代同位素连续剖面. 南沙海区水深 2772 m 的 1143 站, 上部 200 m 地层经过 1800 个样品的稳定同位素分析, 取得了平均分辨率为二三千年的 5 Ma 连续记录, 经过天文调频, 建成了该时段世界大洋最好的剖面之一, 在西太平洋属于第 1 次(图 3(b)<sup>[4]</sup>; 初步

结果见文献[5]). 东沙东南的 1144 站, 位于中陆坡的高速牵引体上<sup>[6]</sup>, 百万年的沉积厚达 500 m, 国际分工由德国基尔大学分析建立的氧同位素剖面, 分辨率高达八九百年(图 3(c); Buehring 等人<sup>[1]</sup>). 同时, 该站的岩芯颜色反射率以 2 cm 间距测得, 黄维等的研究已经证明可以用作  $\text{CaCO}_3(\%)$  的替代性标志, 因而能够提供 10 年等级的碳酸盐地层学剖面(图 3(d)). 总之, 184 航次为南海晚新生代古环境研究, 提供了 10000 年(1148 站)、1000 年(1143 站)、100 年和 10 年(1144 站)等各种时间尺度的高分辨率深海记录.

虽然图 3 展示的只是氧同位素与颜色反射率, 实际上这些深海剖面首先建立在生物地层学(有孔虫, 钙质超微化石, 以及放射虫、硅藻、沟鞭藻、孢子花粉)和磁性地层学相结合的基础之上. 除船上的现场分析外<sup>[1]</sup>, 我国作者完成了一系列微体古生物研究成果(文献[7]), 其中 5 Ma 以来以 1143 站为主, 此前以 1148 站为主, 总共确定了 80 余个超微化石和有孔虫事件(表 3), 与同位素地层学相结合, 保证了南海剖面的

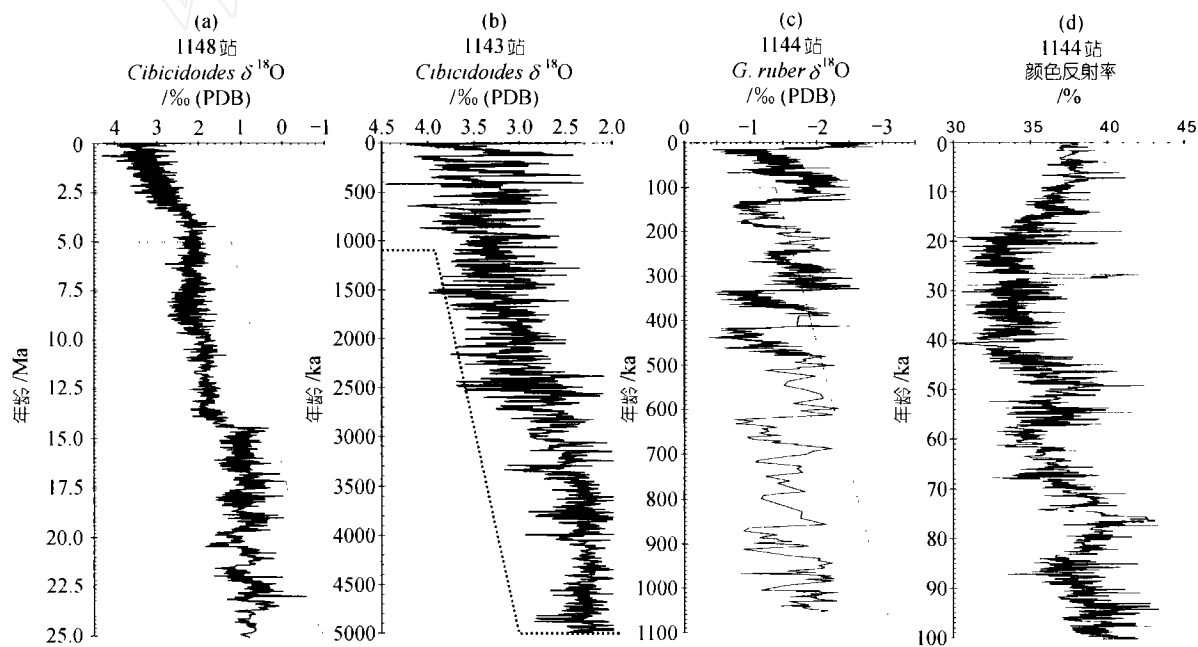


图 3 南海 ODP184 航次研究建立的高分辨率地层序列

(a) 1148 站的 23 Ma 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  记录, 平均分辨率 16 ka; (b) 1143 站的 5 Ma 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  记录, 平均分辨率 2.6~2.8 ka<sup>[4]</sup>; (c) 1144 站浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的 1 Ma 记录, 平均分辨率约 0.9 ka<sup>[1]</sup>; (d) 1144 站的 0.1 Ma 颜色反射率记录, 平均分辨率约 60 年(除 1144 站  $\delta^{18}\text{O}$  外, 分析均在同济大学完成)

1) Buehring C, et al. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 1.1 million years: site 1144, South China Sea. ODP Scientific Results, 184(待刊)

表 3 南海晚新生代超微化石和浮游有孔虫事件(5 Ma 以来用 1143 站, 5 Ma 以前用 1148 站)

站位	浮游有孔虫事件 <sup>a)</sup>	井深/mcd	年龄/Ma	超微化石事件 <sup>b)</sup>	井深/mcd	年龄/Ma
1143	LO 粉红 <i>G. ruber</i>	8.07	0.124	FO <i>E. huxleyi</i> Acme	8.04	0.09
	FO 粉红 <i>G. ruber</i>	25.03	0.407	FO <i>E. huxleyi</i>	14.91	0.26
	LO <i>G. fistulosus</i>	83.40	1.729	LO <i>P. lacunosa</i>	26.265	0.46
	FO <i>G. truncatulinoides</i>	96.09	2.031	LO 小 <i>Gephyrocapsa</i> Acme	52.32	1.02
	LO <i>G. multicamerata</i>	134.71	3.038	LO <i>C. macintyreii</i>	73.845	1.67
	LO <i>D. altispira</i>	134.81	3.041	LO 中 <i>Gephyrocapsa</i> spp.	93.895	1.73
	LO <i>S. seminulina</i>	138.01	3.138	FO <i>D. brouweri</i>	93.895	1.95
	FO <i>S. dehiscentis</i>	158.35	3.800	LO <i>D. pentaradiatus</i>	110.49	2.45
	FO <i>G. tosaensis</i>	144.39	3.348	LO <i>D. surculus</i>	120.45	2.52
	LO <i>G. plesiotumida</i>	161.05	3.823	LO <i>Sphenolithus abies/neoabies</i>	152.72	3.66
	LO <i>G. margaritae</i>	161.58	3.833	LO <i>R. pseudoumbilicus</i>	160.58	3.75
	<i>Pulleniatina</i> 左旋转右旋	166.55	4.051	LO <i>A. triconiculus</i>	186.58	4.00
	LCO <i>G. margaritae</i>	166.45	4.047	FCO <i>D. asymmetricus</i>	195.42	4.20
	LO <i>G. nepenthes</i>	176.32	4.586	LO <i>C. acutus</i>	195.68	5.05
	LO <i>S. kochi</i>	185.78	4.887			
1148				FO <i>C. rugosus</i>	187.37	5.23
				LO <i>T. rugosus</i>	190.37	5.34
	FO <i>S. dehiscentis</i>	188.16	5.54	FO <i>C. acutus</i>	196.37	5.37
	FO <i>G. tumida</i>	196.08	5.82	LO <i>D. quinqueramus</i>	193.31	5.54
	FO <i>G. conglobatus</i>	206.79	6.20	LO <i>A. amplificus</i>	198.57	5.99
	FO <i>G. extremus</i>	244.26	8.30	FO <i>A. amplificus</i>	211.27	6.76
	LO <i>G. dehiscentis</i>	257.16	9.80	FO <i>A. primus</i>	219.37	7.24
	FO <i>N. acostaensis</i>	259.70	9.82	FO <i>D. berggrenii</i>	242.61	8.20
	LO <i>G. mayeri</i>	275.22	10.49	FO <i>D. quinqueramus</i>	242.61	8.28
	FO <i>G. nepenthes</i>	283.78	11.19	FO <i>D. pentaradiatus</i>	253.37	8.55
	LO <i>G. foehsi</i>	301.02	13.00	LO <i>D. hamatus</i>	256.37	9.40
	FO <i>G. foehsi</i>	303.28	13.42	LO <i>C. calyculus</i>	261.81	9.64
	FO <i>G. praefoehsi</i>	308.68	14.00	LO <i>C. coalithus</i>	267.47	9.69
	LO <i>P. glomerosa</i>	312.38	14.80	FO <i>D. hamatus</i>	275.57	10.38
	FO <i>G. praemenardii</i>	317.98	14.90	FO <i>C. calyculus</i>	279.21	10.70
	LO <i>G. insueta</i>	320.97	15.00	FO <i>C. coalithus</i>	281.01	10.79
	FO <i>Orbulina</i>	320.37	15.10	LO <i>D. kugleri</i>	286.67	11.80
	FO <i>P. glomerosa</i>	344.18	16.10	FO <i>D. kugleri</i>	293.27	12.20
	FO <i>P. curva</i>	352.98	16.30	FO <i>T. rugosus</i>	302.87	13.20
	FO <i>P. sicana</i>	355.39	16.40	LO <i>C. floridanus</i>	302.87	13.20
	LO <i>C. dissimilis</i>	364.88	17.30	LO <i>S. heteromorphus</i>	308.81	13.57
	FO <i>G. praescitula</i>	379.53	18.50	LO <i>H. ampliapertura</i>	331.87	15.60
	FO <i>G. insueta</i>	367.37	18.00	FO <i>S. heteromorphus</i>	370.17	18.20
	LO <i>G. binaiensis</i>	377.18	19.10	LO <i>S. belemnus</i>	371.57	18.30
	FO <i>G. altiapertura</i>	406.38	20.50	FO <i>S. belemnus</i>	390.97	19.20
	LO <i>P. kugleri</i>	408.83	21.50	FO <i>D. druggii</i>	454.41	23.20
	FO <i>G. dehiscentis</i>	454.17	23.20	LO <i>S. capricornutus</i>	458.57	23.70
	FO <i>P. kugleri</i>	460.12	23.80	LO <i>S. delphix</i>	458.57	23.80
	FO <i>P. pseudokugleri</i>	475.77	25.90	LO <i>R. bisectus</i>	461.57	23.90
	LO <i>P. opima</i>	478.52	27.10	LO <i>Z. bijugatus</i>	468.92	24.50
	LO <i>C. cubensis</i>	487.77	28.50	LO <i>S. ciproensis</i>	473.61	25.50
	FO <i>G. angulisuturalis</i>	601.66	29.40	LO <i>S. distentus</i>	485.34	27.50
	LO <i>T. ampliapertura</i>	634.46	30.30	FO <i>S. ciproensis</i>	620.99	29.90
FO <i>P. opima</i>	663.32	30.60	FO <i>S. distentus</i>	673.41	31.50	
			LO <i>R. umbilicus/R. hillae</i>	730.33	32.30	

a) LO 为末现面, FO 为初现面, LCO 为常见末现面, FCO 为常见初现面, Acme 为顶峰带; b) 1143 站超微化石事件据文献[1]

可靠性.

为正确评估南海新建的深海层序在全球范围内的价值, 可以将各大洋的深海同位素地层剖面作一比较. 具有千年等级的分辨率而又上溯到 5 Ma 以上的长序列, 文献中只有 3 处(表 4, 图 4): 东太平洋的

ODP846, 849 和北大西洋的 ODP659 站, 南海 1143 站是西太平洋的第 1 个, 它也是全球唯一兼有底栖和浮游数据的剖面. 具有万年等级分辨率, 而又能上溯到 20 Ma 的长序列也只见 3 处: 西南太平洋的 DSDP 588, 590 站和印度洋的 ODP 709 站; 如果把分辨率略超过



0.1 Ma 的也算上, 还可以增加 4 处, 即西北太平洋的 DSDP 289、大西洋的 DSDP 563, 608 和南大洋的 ODP 747 站(表 4, 图 4); 然而所有这些站位都缺乏最近的 2~8 Ma, 惟有南海的 1148 站提供了全新世到中新世的完整剖面.

Zachos 等人<sup>[19]</sup>汇总了 40 多个 DSDP 和 ODP 站位的资料, 建立了新生代的全球深海氧、碳同位素剖面, 但是取的是平均值, 反映的是大趋势. 与之相比, 1148 井由单一站位建立的完整高分辨率长剖面, 其优点在于能提供确切的时间序列, 包括古环境演变的重大事件和气候周期的变迁.

## 2 环境演变事件

自从大约 36Ma 前南极大陆出现较大规模的冰川, 全球气候逐步变冷. 中新世以来的全球气候经过一系列重大转折, 最终进入晚中新世-更新世. 南、北两极都具冰盖的冰期气候<sup>[19]</sup>. 1148 站近 24 Ma 以来的有孔虫氧、碳同位素, 清楚地记录了这个过程(图 5; 初步报道见文献[2,3]), 其中氧同位素记录了中新世南极冰盖扩张, 上新世晚期北极冰盖形成, 以及一系列的变冷事件; 碳同位素除了记录中新世的全球性碳偏移事件外, 还有晚中新世和上新世末的区域性

事件.

### 2.1 中新世以来的变冷事件

和其他海区一样, 1148 站底栖有孔虫氧同位素记录了晚新生代一系列全球气候变冷事件(图 5(a)), 其中以中中新世早期 14.2~13.6 Ma 和上新世晚期 3.5~2.5 Ma 的  $\delta^{18}\text{O}$  变重最为显著,  $\delta^{18}\text{O}$  值平均分别加重了 0.94‰和 0.99‰. 前者指示南极冰盖最重大的扩张和永久性的南极冰盖的形成、底层水显著变冷和现代大洋底层环流格局的形成<sup>[17,18,20]</sup>; 后者指示了上新世晚期北极冰盖的形成, 全球由“单极冰盖”发展到“两极冰盖”, 进入冰期气候<sup>[19]</sup>. 除此以外, 中新世还经历了一系列的变冷事件, 表现为 23.2, 21.7, 20.0, 17.8, 16.0, 14.2, 13.6, 11.2 和 9.6 Ma 的  $\delta^{18}\text{O}$  变重, 分别相当于 Mi1.1, Mi1a, Mi1aa, Mi1b, Mi2, Mi3a, Mi3b, Mi4, Mi5 和 Mi6 事件<sup>[17,21,22]</sup>. 上新世晚期北极冰盖形成之后, 约在 0.9Ma 时  $\delta^{18}\text{O}$  值再次明显加重, 反映了北极冰盖的进一步扩张<sup>[23,24]</sup>.

### 2.2 上新世早期的变暖事件

1148 站的浮游有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  值, 在上新世 5.2~3.2 Ma 时期明显变轻(图 5(a)), 尤其在 5.2~4.2 Ma 时期, 多数轻值峰较现代值偏负 0.3‰~0.8‰, 计算得出的海水表层温度比现代约高 1~3℃, 这是自中新世

表 4 各大洋高分辨率长序列氧同位素剖面比较<sup>a)</sup>

海区	站号	站位	水深/m	年代/Ma	同位素值	平均分辨率/ka	文献
近 5 Ma							
西太平洋	1143	9°22'N	2772	0-5	底栖	2.8	[4]
		113°17'E			浮游	2.6	
东太平洋	846	3°06'S	3296	0-6	底栖	2.5	[8]
		90°49'W					
北大西洋	659	0°11'N	3851	0-5	底栖	约 4	[9]
		110°31'W					
近 20 Ma 以来							
西太平洋	1148	18°50.17'N	3294	0-24	底栖	16	新资料
		116°33.94'E			浮游	21	
	289	0°30'S	2206	5-21	底栖	53	[11, 12, 13]
		158°31'E					
588	26°07'S	1533	4-24	底栖	37	[14, 15]	
	161°14'E						
590	31°10'S	1299	2-20	底栖	85	[14]	
	163°22'E			浮游	72		
印度洋	709	3°55'S	3041	5-25	底栖	90	[16]
大西洋	563	60°33'E	3786	8-26	底栖	108	[17, 18]
		33°39'N					
南大洋	747	43°46'W	1695	8-25	底栖	97	
		54°49'S					
		76°48'E					

a) 仅收录分辨率达千年等级而记录长达 5 Ma, 以及分辨率为万年等级或在 0.11 Ma 以内, 而记录上溯到 20 Ma 的剖面



约 14 Ma 以来的最暖时期. 但底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  值无明显变化, 可能反映了南极在上新世早期暖期并无重大消融<sup>[25]</sup>.

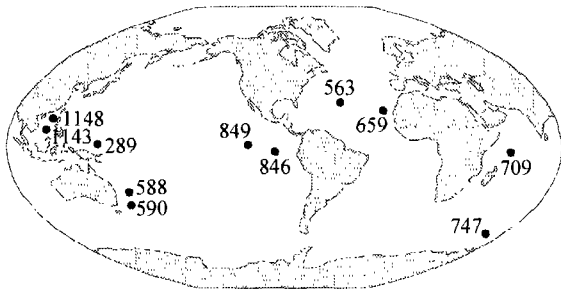


图 4 世界大洋深海同位素地层高分辨率长剖面的分布

### 2.3 中新世的碳同位素正偏移事件

晚第三纪最早的碳同位素正偏移始于渐新世末

期, 终于 22.6 Ma<sup>[22,26,27]</sup>, 接着  $\delta^{13}\text{C}$  值发生回降, 即所谓渐新世/中新世碳重值事件(CM-O/M 事件). 1148 站渐新世末期地层不全, 仍记录到  $\delta^{13}\text{C}$  的回降结束于 22.3 Ma. 中新世早-中期之间的“蒙特里碳位移”(Monterey carbon shift)事件<sup>[28]</sup>, 是两大洋分馏和环太平洋富硅藻沉积期的反映, 在 1148 站表现非常突出, 底栖  $\delta^{13}\text{C}$  的增值始于 17.8 Ma, 在 16.0 Ma 达顶峰, 然后逐渐下降终止于 13.2 Ma (图 5(b)). 值得注意的是碳循环与冰盖的关系: 两次正偏移事件之后都是  $\delta^{18}\text{O}$  加重所反映的冰盖增大事件: Mi1a 和 Mi3a,b<sup>[3]</sup>.

### 2.4 晚中新世的碳同位素负偏移事件

1148 站底栖有孔虫记录了 10.2 ~ 9.6 Ma 期  $\delta^{13}\text{C}$  负偏移, 比中新世的平均值轻 1.2‰, 但浮游有孔虫并无明显反映. 此次  $\delta^{13}\text{C}$  负偏移早于  $\delta^{18}\text{O}$  的 Mi6 重

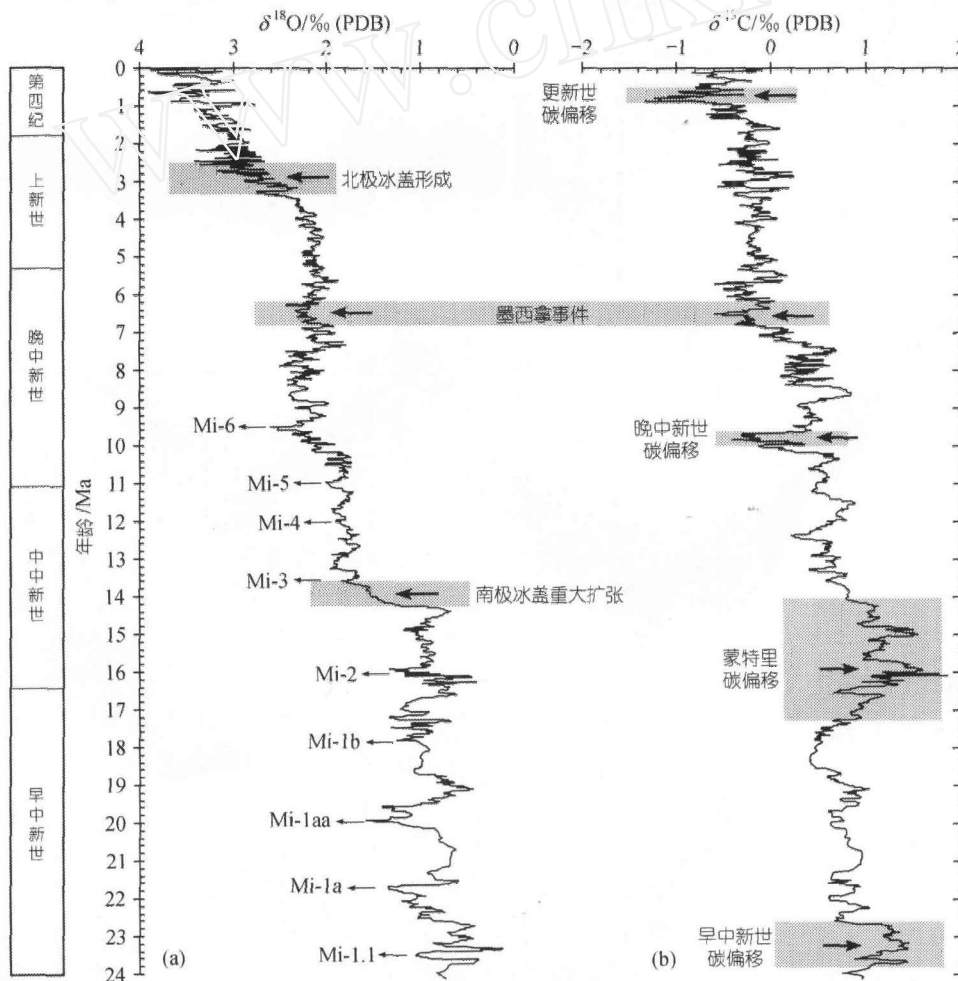


图 5 南海 1148 站中新世以来同位素地层记录的重大事件(如 Mi1.1 等, 详见正文)

(a) 底栖氧同位素; (b) 底栖碳同位素; 为实现重大变化, 所示均为 5 点平滑曲线(赵泉鸿等提供)



值事件约 0.1 Ma, 也见于太平洋 DSDP289 和 588 站, 推测与巴拿马海道在 10~9.5 Ma 时期暂时关闭、南极底层水发育<sup>[29]</sup>有关, 是地球系统中碳储库先于冰盖发生变化的证明. 中新世最晚期的“墨西拿碳偏移”(Messinian carbon shift)<sup>[26, 28]</sup>, 或“古地磁 6 时碳偏移”(Chron 6 carbon shift)<sup>[28]</sup>, 是早已广为报道的全球性事件, 1148 站记录发生在 6.9~6.2 Ma 期间, 底栖和浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  值均有大幅度下降 (图 5(b)), 紧接着发生的是著名的地中海变干事件.

### 2.5 上新世末期-更新世的碳同位素负偏移

此外, 还有南海特有的区域性事件. 上新世末-更新世初的过渡时期(2.3~1.6 Ma), 1148 站浮游有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  值显著下降(未示出), 最低小于现代值 1.1‰, 但底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  值并无明显变化, 反映为区域性的碳偏移事件, 推测与东亚冬季风增强引起的表层海水生产力增大有关<sup>[23, 24]</sup>. 在中更新世 1.0~0.4 Ma 时期, 1148 站底栖有孔虫  $\delta^{13}\text{C}$  值强烈偏负(图 5(b)), 推测可能与巴士海槽抬升造成南海底层海水的变化有关.

## 3 气候周期及其演变

地质历史无非是事件与周期性变化的组合, 最为典型的气候周期是第四纪的冰期旋回. 米兰科维奇理论从地球轨道周期驱动气候变迁出发, 对此作出了成功的解释. 南海大洋钻探, 第 1 次为我国研究各种尺度的轨道周期, 提供了极其丰富的深海记录.

由于最近几十万年的冰期呈现 0.1 Ma 周期, 因此, 冰期旋回由 40 ka 周期为主变为 0.1 Ma 为主的“中更新世革命”<sup>[30]</sup>, 亦即距今约 0.9 Ma 前的气候“转型”, 引起了学术界的高度重视. 南海的 1143 井表明, 这种“革命”实际是一种长期的过渡<sup>[31]</sup>, 其实类似的气候周期“转型”贯穿整个晚新生代. 分析南沙 1143 站 5 Ma  $\delta^{18}\text{O}$  的记录, 可以看出各种轨道周期的隐现和盛衰: 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  的 40 ka 周期一直比较显著, 但到 2.7 Ma 以后明显加强; 而 0.1 Ma 周期虽在 0.9 Ma 以后最强, 但 1.5 Ma 起就有增强趋势, 而且早在 2.0 ~ 3.3 Ma 期间已经一度强化. 这种起伏并非 1143 站所特有, 也见于东太平洋和北大西洋, 可见是地球气候系统演变的写照(图 6)<sup>[4]</sup>.

冰期旋回转型的实质在于北极冰盖消长的时间: 本来 40 ka 后该融化的不化, 继续长到 0.1 Ma 才化,

这便是“中更新世革命”. 其实, 第四纪晚期的“0.1 Ma”冰期旋回很少真的是 0.1 Ma, 多的是 80 和 120 ka, 即 4~6 次 20 ka 岁差周期<sup>[31]</sup>. 这种冰期延长的迹象也早有出现, 如 1.15 Ma 前的氧同位素第 34 期(即 MIS 34)格外长, 被认为是“早熟”的 0.1 Ma 周期和“不成功的”转型尝试<sup>[32, 33]</sup>. 如图 6 所示, 0.1 Ma 周期早在 1.4 ~ 1.5 Ma 起便开始呈现<sup>[34]</sup>, 因此有人主张 1.4 ~ 0.8 Ma 在气候周期中属于“过渡状态(Interim State)”<sup>[33]</sup>. 实际轨道周期中有 0.1 和 0.4 Ma 两种偏心率长周期, 它们通过调控岁差周期的变幅进入气候系统, 因而在 5 Ma 来的氧同位素记录中都有表现<sup>[35]</sup>, 问题在于其强度发生变化. 比如在西太平洋翁通-爪哇海台发现 2.5 Ma 前后 5 Ma 周期一度加强<sup>[30]</sup>, 与南海的记录一致.

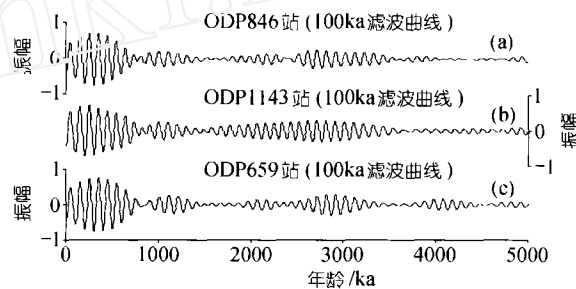


图 6 5 Ma 来底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  在 0.1 Ma 偏心率周期上的滤波曲线

(a) 东太平洋 ODP 846 站; (b) 南海 ODP 1143; (c) 北大西洋 ODP 659

假如将时间范围进一步放开, 情况就更加清楚. 将南海 1148 站近 24 Ma 来的底栖有孔虫曲线(图 7(a))进行滤波, 不难看出 0.1 Ma (图 7(b))和 0.4 Ma (图 7(c))两种偏心率长周期早已存在, 只是其强度有反复起伏. 最近已经发现, 在世界大洋的前第四纪的深海记录中, 这两种周期一直占据优势<sup>[19]</sup>, 其中渐新世/中新世之交的 5 Ma 地层(20.5~25.4 Ma), 由于经过天文周期的调谐, 表现得格外清晰<sup>[36, 37]</sup>; 此外, 在中新世中期(16~14 Ma)<sup>[15]</sup>和晚期(12~10 Ma)<sup>[38]</sup>的地层中, 0.1 和 0.4 Ma 周期也有明确表现; 至于在晚中新世和上新世, 这类天文周期已经在建立国际层型剖面中得到广泛应用<sup>[39]</sup>. 值得注意的是 1148 井还显示出强烈的 2 Ma 周期(图 7(d)), 表现在 14 Ma 以前和 5 Ma 以来特别明显. 2 Ma 周期是更长的偏心率周期, 调控着 0.1 和 0.4 Ma 周期的变幅, 近来在地中海晚中新世  $\delta^{18}\text{O}$  剖面中已有发现<sup>[38]</sup>, 但一般剖面受时间跨度限

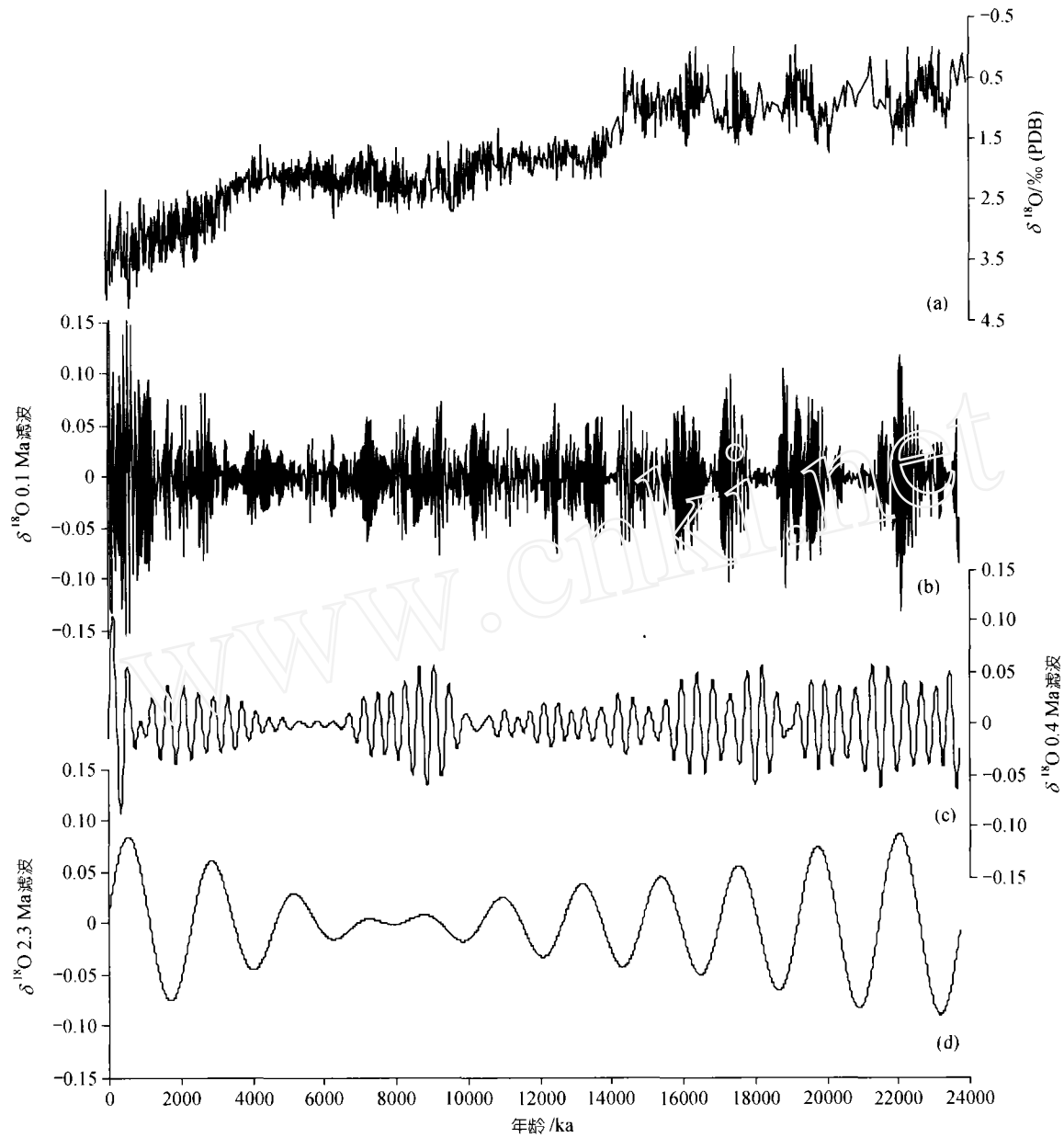


图 7 南海 1148 站近 24 Ma 来底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$  及其在 0.1, 0.4 和 2 Ma 偏心率周期上的滤波曲线  
(a) 底栖有孔虫  $\delta^{18}\text{O}$ ; (b) 0.1 Ma 周期; (c) 0.4 Ma 周期; (d) 2 Ma 周期

制不易察觉。由于 ODP184 航次高分辨率长序列记录的特色，为发现百万年等级的周期性提供了条件。184 航次的另一特色在于边缘海的放大效应，使得气候变迁的幅度比开放性大洋更为显著，表现在 1148 井的  $\delta^{18}\text{O}$  记录，其中 2 Ma 强烈波动变远远超过世界大洋(图 5(a), 7(d))。

总之，只要地球转动，就会有轨道周期；只要有轨道周期的变化，就会影响气候。然而这种影响，随

着地球表面的不同位置和地球系统的不同状态而变。低纬区主要受 20 ka 的岁差周期影响，高纬区更多受 40 ka 的斜率周期影响，分别是气候系统的热带驱动和冰盖驱动<sup>[40]</sup>。“暖室期”的无冰地球，气候旋回主要由低纬区的岁差驱动引起，而岁差 20 ka 周期的变幅又受地球偏心率控制，偏心率小岁差变化弱，偏心率大岁差变化强。因为热带地区对于岁差周期中降温的部分反映不灵敏，引起旋回的“截切”效应，使得



偏心率的 0.1 和 0.4 Ma 周期加强<sup>[41]</sup>. 结果是中生代“暖室期”的气候旋回, 以 0.4 Ma 的偏心率长周期最为显著<sup>[42,43]</sup>; 随着南极冰盖的增长, 斜率周期在新生代后期的冰盖消长中占主导地位, 偏心率长周期依然存在, 只是强度随时间而起伏. 3.3Ma 前北半球冰盖开始增长时, 0.1 Ma 周期一度增强, 但到 2.0 Ma 便行减弱, 1.5Ma 起才卷土重来(图 6). 可见, 气候周期的“转型”, 是地质历史上的常见现象.

由于世界上高分辨率长序列记录的稀少, 也由于气候周期的研究大部分集中在第四纪晚期, 对轨道周期的理解难免偏颇. 如果将新生代的长序列由老向新看, 轨道周期的变化就容易理解: 原来两极发育大冰盖的第四纪, 是地球表层系统的特殊状态; 从几千万年前无冰盖的“暖室期”, 到单极乃至两极冰盖发育的“冰室期”, 气候系统的边界条件发生根本变化, 对轨道周期的响应方式也相应改变<sup>[15]</sup>. 只有通过这种长序列的研究, 才可能认识气候系统发生变迁的机理, 才可能解答第四纪冰期旋回中的一系列难题<sup>[44]</sup>. 南海 184 航次就提供了这样的机会, 在“南海演变与季风历史的深海证据”一文中我们还将证明: 北半球大冰盖出现以前,  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  基本一道变化, 出现以后两者“脱钩”, 反映出两极发育冰盖的地球系统, 比无冰或单极冰盖时复杂得多.

#### 4 结束语

我国海区的第 1 次大洋钻探, 取得了极其丰富的学术成果, 为我国古环境研究的海陆结合开创了新局面. 这次南海大洋钻探的第 1 项成果, 就是深海地层剖面的建立, 和在此基础上对晚第三纪以来气候周期演变的探讨, 主要是:

(i) 建立起西太平洋区最佳深海地层剖面. 在东沙附近建成全球惟一不经拼接的 23 Ma 同位素连续剖面, 在南海海区建成全球分辨率最高的 4 个 5 Ma 剖面之一, 并获得分辨率高达 10 年等级的岩石物理剖面, 第 1 次为亚太地区的环境演变获得了系统的高质量海洋记录.

(ii) 在南海检测出中新世南极冰盖扩张, 和晚上新世北极冰盖形成的一系列事件, 为我国古环境事件的国际接轨提供了依据; 同时也发现南海特有的区域性事件, 将在后续文章中报道, 如早在约 32 Ma 前海底扩张开始时深海已经存在, 最大构造变化

发生在晚渐新世(2~27 Ma 前)等.

(iii) 利用南海晚新生代连续的氧同位素记录, 第 1 次能够系统探讨轨道驱动气候周期的演变, 发现 2, 0.4 和 0.1 Ma 偏心率周期的起伏, 说明气候系统对轨道驱动响应方式随着冰盖增长而改变, 通常所指第四纪晚期的米兰科维奇周期, 只是在北极冰盖增大后的特殊情况.

**致谢** 分析研究的样品及资料由国际大洋钻探计划提供. 本工作受国家自然科学基金项目(批准号: 49999560)和国家重点基础研究发展规划项目(G2000078500)资助.

#### 参 考 文 献

- 1 Wang P, Prell W, Blum P, et al. Proceedings of Ocean Drilling Program, Initial Reports, Volume 184. College Station: Ocean Drilling Program, 2000. 77
- 2 赵泉鸿, 葛知潜, 王吉良, 等. 南海北部晚新生代氧同位素地层学. 中国科学, D 辑, 2001, 31(10): 800~807
- 3 赵泉鸿, 汪品先, 成鑫荣, 等. 中新世“碳位移”事件在南海的记录. 中国科学, D 辑, 2001, 31(10): 808~815
- 4 Tian J, Wang P, Cheng X, et al. Astronomically tuned Pliocene benthic  $\delta^{18}\text{O}$  record from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 203: 1015~1029
- 5 汪品先, 田军, 成鑫荣. 第四纪冰期旋回转型在南沙深海的记录. 中国科学, D 辑, 2001, 31(10): 793~799
- 6 邵磊, 李献华, 韦刚健, 等. 南海陆坡高速堆积体的物质来源. 中国科学, D 辑, 2001, 31(10): 828~833
- 7 李保华, 葛知潜. 南沙深海区近 10Ma 来浮游有孔虫群及海水温跃层演变. 中国科学, D 辑, 2001, 31(10): 840~845
- 8 Shackleton N J, Hall M A, Pate D. Pliocene stable isotope stratigraphy of Site 846. In: Pisias G, Mayer L A, Janecek T R, et al, eds. Proc ODP Sci. Results, 1995, 138: 337~355
- 9 Mix A, Pisias N G, Rugh W, et al. Benthic foraminifer stable isotope record from Site 849 (0~5 Ma): local and global climate changes. In: Pisias N G, Mayer L A, Janecek T R, et al, eds. Proc ODP Sci Results, 1995, 138:371~412
- 10 Tiedemann R, Sarnthein M, Shackleton N J. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic  $\delta^{18}\text{O}$  and dust flux records from Ocean Drilling Program Site 659. Paleoceanography, 1994, 9: 619~638
- 11 Savin S M, Douglas R G, Keller G, et al. Miocene benthic foraminifer isotope records: a synthesis. Marine Micropaleontology, 1981, 6: 423~450
- 12 Woodruff F, Savin S M. Mid-Miocene isotope stratigraphy in the deep sea: high-resolution correlations, paleoclimatic cycles, and sediment preservation. Paleoceanography, 1991, 6(6): 755~806
- 13 Hodell D A, Vayavananda A. Middle Miocene paleoceanography of the western equatorial Pacific (DSDP site 289) and the evolution of Globorotalia (Fohsella). Marine Micropaleontology, 1993, 22: 279~310

- 14 Kennett J P. Miocene to early Pliocene oxygen and carbon stratigraphy of the Southwest Pacific, DSDP Leg 90. *Init. Repts DSDP* 90, pt.2, 1986. 1383~1411
- 15 Flower B P, Kennett J P. Middle Miocene ocean-climate transition: high-resolution oxygen and carbon isotopic records from Deep Sea Drilling Project Site 588A, Southwest Pacific. *Paleoceanography*, 1993, 8(6): 811~843
- 16 Woodruff F, Savin S M, Abel L. Miocene benthic foraminifer oxygen and carbon isotopes, Site 709, Indian Ocean. *Proc ODP Sci Res*, 1990, 115: 519~528
- 17 Miller K G, Wright J D, Fairbanks R G. Unlocking the ice house: oligocene-Miocene oxygen isotopes, eustasy, and margin erosion. *Journal of Geophysical Research*, 1991, 96(B4): 6829~6848
- 18 Wright J D, Miller K G, Fairbanks R G. Early and middle Miocene stable isotopes: implications for deepwater circulation and climate. *Paleoceanography*, 1992, 7(3): 357~389
- 19 Zachos J S, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 2001, 292: 686~693
- 20 Flower B P, Kennett J P. Middle Miocene paleoceanography in the Southwest Pacific: relations with East Antarctic ice sheet development. *Paleoceanography*, 1995, 10(6): 1095~1112
- 21 Mutti M. Bulk  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  records from Site 999, Colombia Basin, and Site 1000, Nicaraguan Rise (late Oligocene to middle Miocene): diagenesis, link to sediment parameters, and paleoceanography. *Proc ODP Sci Res*, 2000, 165: 275~283
- 22 Billups K, Channell J E T, Zachos J. Late Oligocene to early Miocene geochronology and paleoceanography from the subantarctic South Atlantic. *Paleoceanography*, 2002, 17(1): 4-1~4-10
- 23 翦知潜, 成鑫荣, 赵泉鸿, 等. 南海北部近 6 Ma 以来的氧同位素地层与事件. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 816~822
- 24 Jian Z, Zhao Q, Cheng X, et al. Pliocene-Pleistocene stable isotope and paleoceanographic changes in the northern South China Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2003, 193: 425~442
- 25 Kennett J P, Hodell D A. Evidence for relative climatic stability of Antarctica during the Early Pliocene: a marine perspective. *Geografiska Annaler*, 1993, 75A(4): 205~220
- 26 Hodell D A, Woodruff F. Variations in the strontium isotopic ratio of seawater during the Miocene: stratigraphic and geochemical implications. *Paleoceanography*, 1994, 9(3): 405~426
- 27 Flower B P, Zachos J C, Paul H. Milankovitch-scale climate variability recorded near the Oligocen/Miocene boundary. *Proc ODP Sci Res*, 1997, 154: 433~439
- 28 Vincent E, Berger W H. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: the Monterey hypothesis. *Geophys Monogr*, 1985, 32: 455~468
- 29 Roth J M, Droxler A W, Kameo K. The Caribbean carbonate crash at the middle to late Miocene transition: linkage to the establishment of the modern global ocean conveyor. *Proc ODP Sci Res*, 2000, 165: 249~273
- 30 Berger W H, Jansen E. Mid-Pleistocene climate shift—The Nansen connection. *Geophysical Monograph*, 1994, 84: 295~311
- 31 Raymo M E, Oppo D W, Curry W. The mid-Pleistocene climate transition: a deep sea carbon isotopic perspective. *Paleoceanography*, 1997, 12 (4): 546~559
- 32 Mudelsee M, Statterger K. Exploring the structure of the mid-Pleistocene revolution with advanced methods of time-series analysis. *Geol Rundsch*, 1997, 86: 499~511
- 33 Schmieder F, von Doheneck T, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interimstate and terminal event. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 179: 539~549
- 34 Rutherford S, D'Hondt S. Early onset and tropical forcing of 100,000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature*, 2000, 408: 72~75
- 35 Clemens S, Tiedemann R. Eccentricity forcing of Pliocene-Early Pleistocene climate revealed in a marine oxygen-isotope record. *Nature*, 1997, 385: 801~804.
- 36 Paul H A, Zachos J C, Flower B P, et al. Orbitally induced climate and geochemical variability across the Oligocene/Miocene boundary. *Paleoceanography*, 2000, 15(5): 471~485
- 37 Zachos J S, Shackleton N J, Revenaugh J S, et al. Flower BP. Climate response to orbital forcing across the Oligocene-Miocene boundary. *Science*, 2001, 292: 274~278
- 38 Turco E, Hilgen F J, Lourens L J, et al. Punctuated evolution of global cooling during the late Middle to early Late Miocene: high-resolution planktonic foraminiferal and oxygen isotope records from the Mediterranean. *Paleoceanography*, 2001, 16(4): 405~423
- 39 Van Couvering J A, Castradori D, Cita M B, et al. The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes*, 2000, 23(3): 179~187
- 40 Ruddiman W F. *Earth's Climate: Past and Future*. New York: Freeman W H & Co, 2001. 465
- 41 Short D A, Mengel J G, Crowley T J, et al. North GR. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography. *Quaternary Research*, 1991, 35: 157~173
- 42 Olsen P E, Kent D V. Milankovitch climate forcing in the tropics of Pangaea during the Late Triassic. *Palaeo Palaeo Palaeo*, 1996, 122: 1~26
- 43 Matthews R K, Frohlich C. Maximum flooding surfaces and sequence boundaries: comparisons between observations and orbital forcing in the Cretaceous and Jurassic (65~190 Ma). *GeoArabia. Middle East Petroleum Geoscientists*, 2002, 7: 503~538
- 44 Imbrie J, Berger A, Boyle E A, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. the 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 1993, 8: 699~735

(2003-04-01 收稿, 2003-07-28 收修改稿)

