

# 南沙 ODP1143 站有孔虫同位素变化 对地球轨道驱动响应\*

田 军\*\* 汪品先 成鑫荣

(同济大学海洋地质教育部重点实验室, 上海 200092)

**摘要** 1143 站 5 Ma 有孔虫稳定氧、碳同位素记录揭示了南海南部上新世至更新世气候变化在斜率和岁差周期上对地球轨道驱动的线性响应. 赤道太平洋地区频繁爆发的厄尔尼诺现象可能与氧、碳同位素相对于地球轨道驱动呈相反相位相关. 北极冰盖在 3.3 Ma 的扩张可能影响了气候变化 100 ka 周期的发展, 它的进一步扩张可能导致该周期成为晚更新世冰期旋回的主要周期. “中更新世转型”事件对南沙海区同位素变化的影响具有局限性. 1143 站有孔虫的碳同位素在长偏心率周期上与地球轨道驱动高度相关, 且在短偏心率周期上领先于氧同位素的变化, 这进一步突显了碳循环在全球气候变化中的重要地位.

**关键词** 南沙 ODP 氧、碳同位素 地球轨道驱动

## 1 地球轨道理论

20 世纪地球科学最伟大的成就之一是米兰科维奇理论(或地球轨道理论)的建立<sup>[1]</sup>. 地球轨道理论实际上描述了一个简单的系统模型<sup>[2]</sup>, 模型的输入变量是地球轨道参数的变化或入射地球的太阳辐射量随季节和纬度的变化, 模型的输出变量则是一个或多个气候替代性指标的变化, 比如海水的表层温度和陆表冰量总体积的变化. 气候系统处于输入变量和输出变量之间. 系统模型的输入变量向输出变量的转变过程可以使用数学语言来描述. 对该系统模型

的检验可以在时间域和频率域上进行. 时间域上的检验着重比较古气候的地质记录与模型的输入变量之间的异同点, 由于对系统模型的精度要求过于苛刻, 在时间域上对系统模型进行检验困难较大, 主要的原因在于地质记录的时间标尺和模型的输入变量不准确<sup>[2]</sup>. 多年的研究表明<sup>[3,4]</sup>, 频率域上的检验是一种行之有效的方法, 即在频率域上对比系统模型的输入变量和地质记录之间的关系. 如果该系统模型是线性的, 那么在系统的输入变量中表现出来的周期在输出变量中也应该得到体现. 地球轨道的参数变化有一些主要的周期, 如偏心率周期(413 或 404 ka

2003-04-14 收稿

\* 国家自然科学基金重大项目(批准号: 4999560, 40306011)和国家重点基础研究“973”项目(批准号: G2000078500)资助

\*\* E-mail: ian.tianjun@263.net

以及 100 ka), 斜率周期(41 ka)和岁差周期(23 和 19 ka)。实际上, 深海沉积记录中观测到的周期与理论预测的周期并不完全一致, 而是在一定的变化范围内(表 1), 比如系统输入变量的短偏心率周期(100 ka)在地质记录中经常表现为 90~110 ka, 而长偏心率周期(413 ka)则表现为 350~500 ka<sup>[2]</sup>。由于地球轨道理论成功解释了气候变化中的 41 ka 和 23 ka 的周期与斜率和岁差之间的关系, 它被地球科学家们广泛地接受并加以利用。

表 1 地质记录中一些重要的更新世气候周期<sup>[2]</sup>

地球轨道理论的预测周期			深海记录中观测到的周期
地球轨道参数	线性响应模式	简单非线性响应模式	
长偏心率/ka	—	413	350~500
短偏心率/ka	—	100	90~110
斜率/ka	41	41	40~42
岁差/ka	23	23	22~24
岁差/ka	19	19	18.5~19.5

然而, 假如气候系统对轨道驱动响应是线性的话, 解释气候变化的 100 ka 周期则是地球轨道理论遇到的第一个难题。大洋有孔虫  $d^{18}O$  记录的晚更新世全球冰量变化缺乏与地球轨道长偏心率周期相对应的 413 ka 周期, 也是一个引起争议的问题。另一个让人困惑的问题是对所谓的“中更新世革命”(“Mid-Pleistocene Revolution”)或“中更新世转型”(“Mid-Pleistocene Transition”)事件的解释<sup>[5,6]</sup>。

在深海沉积岩芯的各种物理和化学性质中, 有孔虫壳体的  $d^{18}O$  和  $d^{13}C$  值最能反映气候变化对轨道驱动响应。 $d^{18}O$  与全球冰量大小呈负比关系, 而  $d^{13}C$  则反映了海洋碳储库的变化<sup>[7]</sup>。本文将利用南海大洋钻探 184 航次南沙 1143 站底栖和浮游有孔虫壳体的稳定氧、碳同位素记录, 探讨过去 5 Ma 来南沙气候变化对地球轨道驱动响应, 并对地球轨道理论中存在的一些问题进行讨论。

## 2 材料与方法

对 1143 站上部合成深度 190.77 m 共 1992 个样品测试了底栖有孔虫和浮游有孔虫的稳定氧、碳同位素。样品的前处理与测试均在上海同济大学海洋地质教育部重点实验室进行, 详细的过程和方法参见

文献[8], 平均分辨率约 2~3 ka。以 1143 站的底栖有孔虫  $d^{18}O$  记录为调谐材料, 以地球轨道的斜率和岁差<sup>[9]</sup>为调谐目标, 采用自动轨道调谐方法<sup>[10]</sup>, 根据  $d^{18}O$  记录在斜率和岁差上的滤波结果与地球轨道参数的最佳相关性, 建立了 1143 站的深度/年龄模式<sup>[8]</sup>。经天文调谐后, 1143 站上部深度 190.77 m 的地层约相当于 5 Ma 的沉积记录。

对 1143 站 5 Ma 的稳定氧、碳同位素记录进行了频谱分析、交叉频谱分析和数字滤波分析, 其中频谱分析是时间序列分析中最常采用的方法, 而交叉频谱分析是衡量两个时间序列在某个特定的频率域(或周期)上相关性的有效分析方法, 均采用美国布朗大学的“ARAND”程序。数字滤波反映时间序列在单一周期(或周期域)上的变化规律, 通常使用的是带宽滤波, 采用法国“ANALYSERIES”软件。

## 3 结果

### 3.1 同位素记录的数字滤波

底栖有孔虫  $d^{18}O$  中 100 ka 周期的振幅在距今 3.5 Ma 以前较小, 而在距今 2.0~3.5 Ma 前显著增大, 并在中等振幅上保持稳定(图 1(b)); 距今 2.0~1.5 Ma 前, 振幅又趋于减小, 保持在较低的水平; 从距今 1.5 Ma 前开始, 振幅又逐渐增加, 并一直持续到现在, 且达到 5 Ma 以来的最大值。过去的 0.6 Ma 是底栖有孔虫  $d^{18}O$  中 100 ka 周期的振幅波动最大的时期, 平均振幅约 0.15 ‰ 是同时期 41 或 21 ka 周期平均振幅的近两倍, 反映了 0.6 Ma 以来 100 ka 周期在  $d^{18}O$  记录中的主导地位。对于浮游有孔虫的  $d^{18}O$ , 从距今 0.6 Ma 前至今, 100 ka 周期在振幅上逐渐增加, 成为晚更新世占据主导地位的周期, 而距今 0.6 Ma 以前, 100 ka 周期的振幅变化很小, 与距今 3.5 Ma 以前底栖有孔虫的  $d^{18}O$  记录类似(图 1(f))。尽管底栖有孔虫  $d^{18}O$  记录中 41 ka 周期的振幅在 5 Ma 以来一直保持稳定, 但距今 0~2.5 Ma 前的振幅相对于距今 2.5~5 Ma 前的振幅仍然略有增加(图 1(c))。浮游有孔虫  $d^{18}O$  记录中的 41 ka 周期的振幅相对于底栖有孔虫的要小, 但在 5 Ma 中也基本上保持稳定(图 1(g))。底栖有孔虫  $d^{18}O$  记录中的 21 ka 周期的振幅在 0~2.5 Ma 和 2.5~5 Ma 两个时间段里均较稳定, 且 0~2.5 Ma 时间段里的平

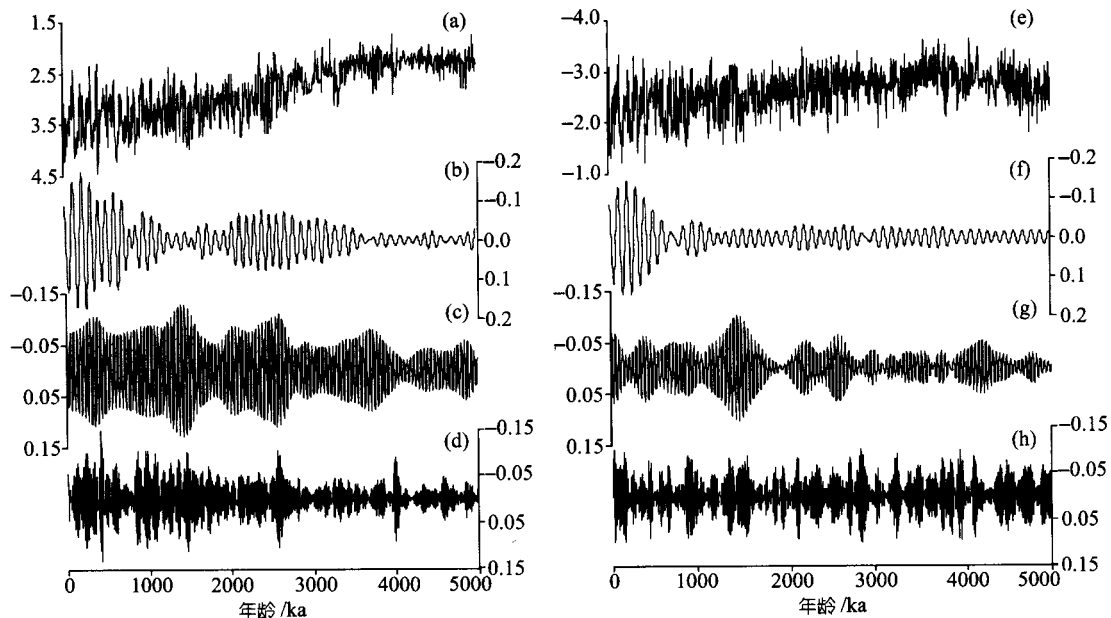


图 1 南沙 ODP1143 站有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录及其滤波结果

(a) 5 Ma 底栖有孔虫 *Cibicidoides*  $d^{18}\text{O}$  (‰ PDB); (b)~(d) 分别为 (a) 在 100, 41 和 21 ka 周期上的带宽滤波; (e) 5 Ma 浮游有孔虫 *G. ruber*  $d^{18}\text{O}$  (‰ PDB); (f)~(h) 分别为 (e) 在 100, 41 和 21 ka 周期上的带宽滤波. 采用 Gaussian 滤波, 3 个周期上的中心频率和带宽分别为  $0.01 \text{ ka}^{-1}$  和  $0.001305 \text{ ka}^{-1}$ ,  $0.02439 \text{ ka}^{-1}$  和  $0.002654 \text{ ka}^{-1}$ ,  $0.04761 \text{ ka}^{-1}$  和  $0.01025 \text{ ka}^{-1}$

均振幅比 2.5~5 Ma 时间段里的平均振幅要大(图 1(d)). 对于浮游有孔虫  $d^{18}\text{O}$ , 其 21 ka 周期的平均振幅在上述两个时间段里并没有明显的区别(图 1(h)). 1143 站有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录的滤波结果说明, 浮游有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录中的 21 ka 周期比底栖有孔虫的显著, 而底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录中的 100 和 41 ka 周期比浮游有孔虫的显著.

与  $d^{18}\text{O}$  的滤波结果类似, 底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中的 100 ka 周期的振幅也是在 0.6 Ma 前才开始增加, 并成为晚更新世的主导周期(图 2(b)). 距今 1.8 Ma 后, 底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中的 41 ka 周期的振幅开始变大, 并成为 1.8~0.6 Ma 底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中的主导周期(图 2(c)). 底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中的 21 ka 周期的振幅在 5 Ma 中一直保持稳定(图 2(d)). 尽管在一些短的时间段里浮游有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中 100 ka 周期的振幅略有增加, 然而它在 5 Ma 记录中的振幅一直较弱(图 2(f)). 距今 1.5 Ma 以后, 浮游有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中的 41 ka 周期在振幅上开始减小, 并一直持续至今, 接近于 0 值(图 2(g)), 而底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中的 41

ka 周期的振幅在晚更新世保持稳定, 与浮游有孔虫的变化相反. 距今 0.4 Ma 以来, 浮游有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中的 21 ka 周期的振幅逐渐变大, 而底栖有孔虫的该振幅却逐渐变小, 并一直持续至今, 接近于 0 值(图 2(h), (d)).

### 3.2 同位素记录与地球轨道参数变化(ETP)的交叉频谱

气候替代性指标对轨道驱动响应随着时间与空间的变化而变化, 即使在同一地点, 不同的气候替代性指标对轨道驱动响应也可能不同. 重要的是, 不同的气候替代性指标对轨道驱动响应的变化相关吗? 各指标彼此之间的变化相互相关吗? 不同的气候响应在某一个米兰科维奇周期以内是同步变化的吗? 可以依据两个时间序列的交叉频谱得出的相关系数和相位差部分地回答这些问题.

(1) 相关系数 表 2 列出了 1143 站同位素记录与地球轨道参数 ETP(正交化后的偏心率、斜率和负的岁差之和)之间在米兰科维奇周期上的相关系数

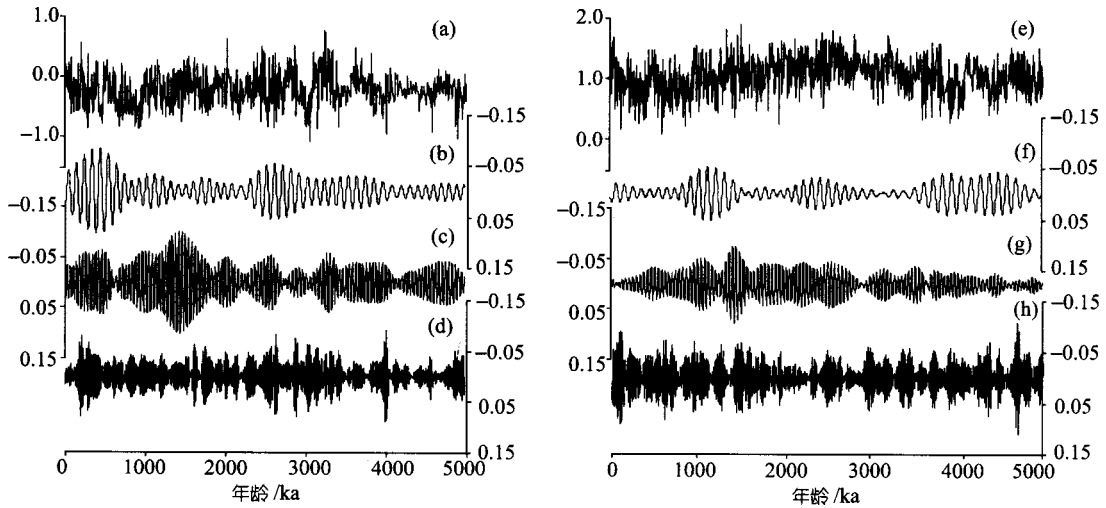


图 2 南沙 ODP1143 站有孔虫  $d^{13}C$  记录及其滤波结果

(a) 5 Ma 底栖有孔虫 *Cibicoides*  $d^{13}C$ (‰PDB); (b)~(d)分别为(a)在 100, 41 和 21 ka 周期上的带宽滤波; (e) 5 Ma 浮游有孔虫 *G. ruber*  $d^{13}C$ (‰PDB); (f)~(h)分别为(e)在 100, 41 和 21 ka 周期上的带宽滤波. 滤波参数如图 1

表 2 南沙 ODP1143 站过去 5 Ma 底栖和浮游有孔虫的  $-d^{18}O$  和  $d^{13}C$  与地球轨道参数 ETP 之间的相关系数和相位差<sup>a)</sup>

	100 ka(偏心率)		41 ka(斜率)		23 ka(岁差)		19 ka(岁差)	
	相关系数	相位差/(°)	相关系数	相位差/(°)	相关系数	相位差/(°)	相关系数	相位差/(°)
$-d^{18}O$ (b)	0.7761	134±22	0.9866	113±7.9	0.8692	87±15.7	0.8778	88.5±15
$-d^{18}O$ (p)	-	-	0.8973	121±17.9	0.9367	108±32	0.8587	17.5±16
$d^{13}C$ (b)	0.7412	-60±24.2	0.9231	93.5±11.7	0.8202	98.5±19.1	0.7211	134±25
$d^{13}C$ (p)	-	-62.8±29	0.9043	117±13.2	0.8546	119±16.8	0.7614	162±23

a) 满足 80% 检验标准的相关系数大于或等于 0.707267. -为小于 0.707267 的相关系数. b 代表底栖有孔虫, p 代表浮游有孔虫

和相位差, 图 3 展示了它们之间的交叉频谱. 由图 3 可知, 有孔虫的 4 个同位素记录均显示出中等至较强的 41 和 23 ka 周期, 而且它们与 ETP 在斜率和岁差周期上都强相关. 对一个单一的同位素记录, 如底栖有孔虫  $-d^{18}O$ , 它与 ETP 在斜率周期上的相关系数是所有周期上(偏心率、斜率和岁差)的相关系数中最高的. 4 个同位素 5 Ma 的记录均包含中等到强的 100 ka 周期, 但只有底栖有孔虫  $-d^{18}O$  和  $d^{13}C$  在此周期上与 ETP 相关(图 3 (a), (c)), 浮游有孔虫  $-d^{18}O$  和  $d^{13}C$  与 ETP 在此周期上并不相关(图 3(b), (d)). 底栖有孔虫  $d^{13}C$  的单谱中, 41 ka 周期较强, 23 ka 周期较弱; 浮游有孔虫  $d^{13}C$  的单谱刚好相反, 23 ka 的周期较强而 41 ka 的周期较弱(图 3(c), (d)). 有趣的是, 底栖和浮游有孔虫的  $d^{13}C$  记录均包含较强的 404 ka 的周期, 底栖有孔虫  $d^{13}C$  该周期的强度与地球轨道参数 ETP 的长偏心率的强度相近, 且在此周期上与 ETP 相关. 对于

底栖有孔虫  $-d^{18}O$ , 尽管也具有较弱的 404 ka 的周期, 它与 ETP 在此周期上并不相关. 总之, 1143 站底栖和浮游有孔虫的 4 个稳定氧碳同位素在过去 5 Ma 的变化与地球轨道驱动在斜率和岁差周期上线性相关, 而在偏心率周期上只有底栖有孔虫的同位素记录才与地球轨道驱动线性相关.

(2) 相位差 如图 4 和表 2 所示, 1143 站 4 个有孔虫的氧碳同位素的极大值( $-d^{18}O$  和  $d^{13}C$ )在 41 ka 的斜率周期上均滞后于 ETP 的极大值(北半球夏季辐射量的最大值), 各个同位素变量与 ETP 的相位差位于  $93.5^\circ \sim 117^\circ$  之间, 平均  $111^\circ$  (图 4(b)). 考虑到相位差的误差变化范围( $\pm 7.9^\circ \sim \pm 13.2^\circ$ ), 可以认为在斜率周期上 4 个同位素对轨道驱动响应同步. 在 23 ka 的岁差周期上, 4 个同位素与 ETP 的相位关系与在斜率周期上的类似, 它们最大值的变化均滞后于 ETP 极大值的变化, 相位差的变化范围为  $87^\circ \sim 119^\circ$  (图

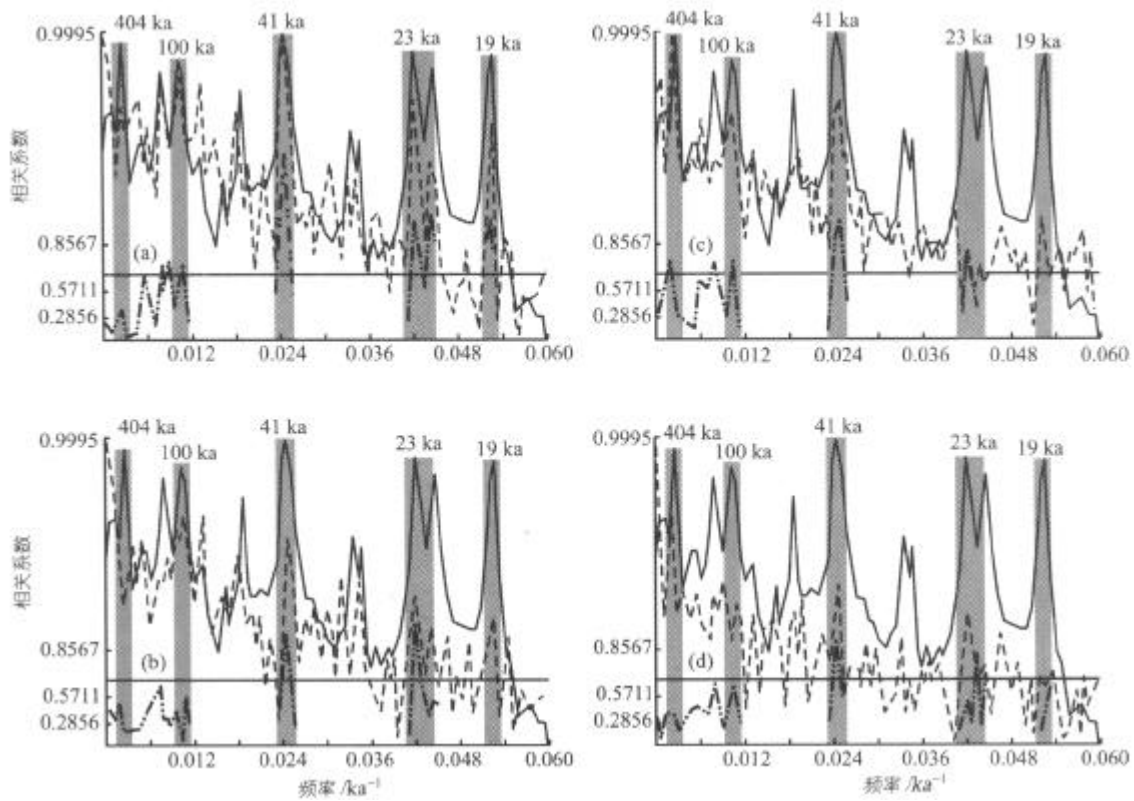


图 3 地球轨道参数 ETP 与南沙 ODP 1143 站 *Cibicoides*  $-d^{18}O$ (a), *G. ruber*  $-d^{18}O$  (b), *Cibicoides*  $d^{13}C$  (c)和 *G. ruber*  $d^{13}C$ (d)的交叉频谱(0~5 Ma)

正交化后的频谱强度使用对数坐标. 实线代表 ETP 的频谱, 虚线代表同位素的频谱, 点划线代表相关系数的频谱. 相关系数的频谱使用双曲线反切数坐标. 水平实线代表相关系数 80% 的检验标准. 灰色的长方条分别代表 404, 100, 41, 23 和 19 ka 的地球轨道周期范围

表 3 南海 ODP1143 站底栖有孔虫  $-d^{18}O$  与  $d^{13}C$  在地球轨道周期上的相关系数和相位关系<sup>a)</sup>

时间/Ma	100 ka (偏心率)		41 ka (斜率)		23 ka (岁差)	
	相关系数	相位差/(°)	相关系数	相位差/(°)	相关系数	相位差/(°)
0~2.5	0.8738	-19.7±15	0.9776	26.2±6.1	0.7763	41.9±21.9
2.5~5	0.9022	4.0±13.3	0.9392	43.2±10.3	0.6851	29.8±27.8

a) 满足 80% 检验标准的相关系数大于或等于 0.707267

4(c)). 同样可以认为, 23 ka 岁差周期上 4 个同位素对轨道驱动响应也是同步的. 然而, 在 19 ka 的岁差周期上, 4 个同位素与 ETP 的相位差彼此分离得较远 (图 4(d)), 即在 19 ka 的岁差周期上 4 个同位素对 ETP 的响应并不同步. 在 100 ka 的偏心率周期上, 1143 站氧、碳同位素与 ETP 的相位差几乎相反, 说明它们对地球轨道驱动响应在偏心率周期上相反.

表 3 和图 5 展示了 1143 站底栖有孔虫的  $-d^{18}O$  与  $d^{13}C$  在 0~2.5 和 2.5~5.0 Ma 两个不同时段里的相

位关系. 在 0~2.5 Ma, 底栖有孔虫的  $-d^{18}O$  的极大值 (=全球冰量的极小值) 在偏心率、斜率和岁差周期上均领先于  $d^{13}C$  极大值 (=陆地生物量的最大值) 的变化; 而在 2.5~5.0 Ma, 底栖有孔虫  $-d^{18}O$  的极大值 (全球冰量的极小值) 只在 41 ka 的斜率和 23 ka 的岁差周期上领先于  $d^{13}C$  极大值的变化, 在 100 ka 的偏心率周期上滞后于  $d^{13}C$  极大值的变化约  $20^\circ \pm 15^\circ$ . 1143 站底栖有孔虫的  $-d^{18}O$  与  $d^{13}C$  在 41 和 23 ka 周期上的相位关系与东太平洋 ODP849 站和 846 站相同变量之间的

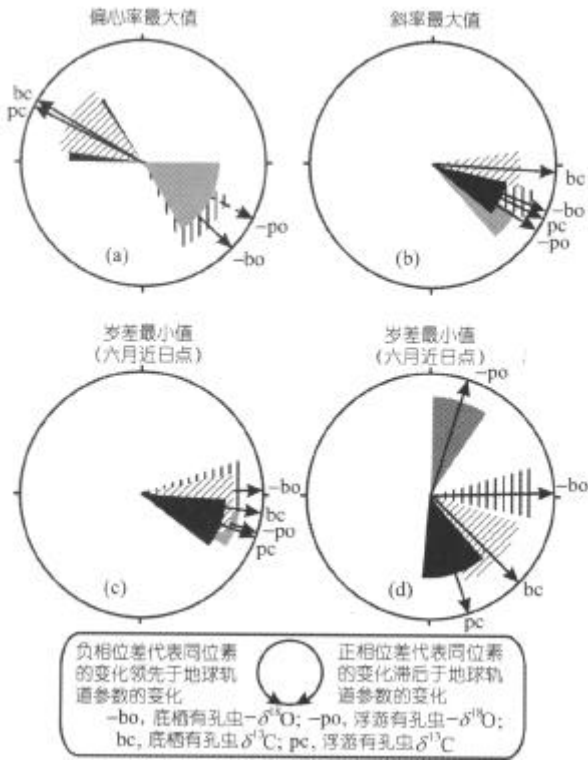


图 4 南沙 ODP1143 站底栖有孔虫 $-d^{18}O$ 、底栖有孔虫 $d^{13}C$ 、浮游有孔虫 $-d^{18}O$ 和浮游有孔虫 $d^{13}C$ 与地球轨道参数 ETP 在 4 个地球轨道周期上的相位差(0~5 Ma)  
(a) 100 ka, (b) 41 ka, (c) 23 ka, (d) 19 ka

相位关系相近<sup>[11,12]</sup>。不同的是, 在 0~2.5 Ma, 西太平洋 1143 站底栖有孔虫的 $d^{13}C$ 在偏心率周期上滞后于 $-d^{18}O$ 约 $4^\circ \pm 13^\circ$ ; 而在东太平洋 849 站, 底栖有孔虫

的 $d^{13}C$ 在偏心率周期上领先于 $-d^{18}O$ 约 $12^\circ \pm 12^\circ$ 。

### 4 讨论

#### 4.1 同位素反映的南沙局部气候变化对轨道驱动

1143 站同位素记录与 ETP 的交叉频谱分析证明, 上新世至更新世南海南部区域气候系统对地球轨道驱动在斜率和岁差周期上的响应是线性的, 它们在 41 ka 斜率和 23 ka 岁差周期上呈同步变化关系, 而在 19 ka 的岁差周期上呈非同步变化关系。值得注意的是, 有孔虫 $-d^{18}O$ 与 $d^{13}C$ 在 100 ka 的偏心率周期上对地球轨道驱动的响应呈反相关系。上述结论建立在有孔虫 $d^{18}O$ 与地球轨道驱动呈稳定相位关系的基础上, 这也正是 1143 站天文调谐的年代标尺的理论前提<sup>[8]</sup>。没有明显的证据支持上新世至更新世全球冰量变化与地球轨道驱动呈非稳定的相位关系<sup>[13]</sup>。以 1143 站底栖有孔虫的 $-d^{18}O$ 为标准, 如果 1143 站其他的同位素记录在某个地球轨道周期上领先于该标准的变化, 则这个同位素记录属于“反应超前气候变量”, 如果与该标准同步或滞后于该标准的变化, 则属于“反应滞后气候变量”<sup>[14]</sup>。“反应超前气候变量”在空间上一般分布在南大西洋和南极洲的深海, 南极洲和热带海洋的大洋表层海水; 而“反应滞后气候变量”在空间上则分布在陆地、北半球开放大洋的一定范围水深以及低纬海区的中层海水里<sup>[14]</sup>。1143 站的浮游有孔虫的 $d^{18}O$ 与 $d^{13}C$ 属于热带海区表层海水的

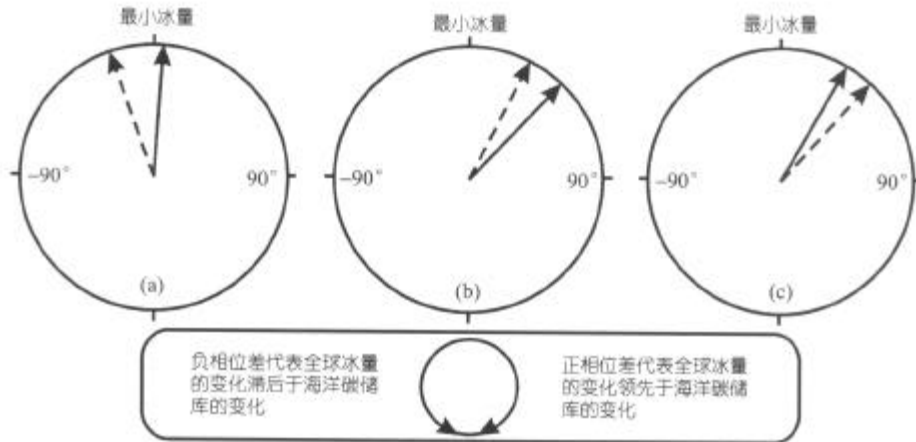


图 5 南沙 ODP1143 站底栖有孔虫 $-d^{18}O$ 与底栖有孔虫 $d^{13}C$ 在 3 个地球轨道周期上的相位差  
实线箭头代表 2.5~5.0 Ma 的相位差, 虚线代表 0~2.5 Ma 的相位差

气候变量,按照 Imbrie 等<sup>[14]</sup>的划分标准,应归属于“反应超前气候变量”的范畴.然而如图 4(b)和(c)所示,在斜率和岁差周期上,它们都略微滞后于底栖有孔虫- $d^{18}\text{O}$  的变化,应该属于“反应滞后气候变量”的范畴,与前者产生矛盾.1143 站底栖有孔虫的  $d^{13}\text{C}$  属于低纬中层海水的气候变量,按照 Imbrie 等<sup>[14]</sup>的划分标准,应归属于“反应滞后气候变量”的范畴.然而,在斜率周期上,它又领先于底栖有孔虫- $d^{18}\text{O}$  的变化,如图 4(b)所示,应归属于“反应超前气候变量”的范畴,与前者又产生矛盾.是什么因素导致了气候变量与全球冰量变化之间的相位关系发生了逆转呢?厄尔尼诺的变化可以均衡热带地区的气候变化,从而引发全球性的气候响应与地球轨道驱动和高纬冰盖驱动之间相位差的改变<sup>[15]</sup>.因此,赤道太平洋频发的厄尔尼诺事件对南海区域性气候的影响可能导致了 1143 站同位素变量与全球冰量变化之间的异常相位关系,从而与 Imbrie 等<sup>[14]</sup>的气候变量的相位空间分布规律相反.

## 4.2 中更新世气候转型

自从“中更新世转型”事件(即 0.9 Ma 后,气候的主导周期从 41 ka 过渡到 100 ka)在 DSDP502B 孔的  $d^{18}\text{O}$  记录中被首次发现之后<sup>[16]</sup>,近 20 年来,古海洋学家们在更多的气候变量中发现了该事件<sup>[5,6,17,18]</sup>.1143 站底栖和浮游有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录的滤波结果证实了“中更新世转型”事件在南海南部的存在.图 1(b)和(f)清楚地反映出,  $d^{18}\text{O}$  记录的 41 ka 周期的振幅在早更新世和上新世比 100 ka 周期的振幅大.从距今 1.5~0.7 Ma,尽管底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  100 ka 的周期在振幅上逐渐增大,但相对于同时期的 41 ka 周期的振幅,100 ka 周期的振幅仍然较小.只有在距今 0.7 Ma 后,底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  中 100 ka 的周期在振幅上才超过 41 ka 周期的振幅,显示了南海南部在距今 0.7 Ma 左右底层水性质变化中“中更新世转型”事件的存在.在浮游有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录中,该事件发生的时间为 0.5 Ma,比底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录的时间约晚 200 ka.然而,在 1143 站有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中,该事件的信号并不明显(图 2(b)和(f)).有孔虫  $d^{18}\text{O}$  的 100 ka 周期在振幅上是逐渐变大的,指示了“中更新世转型”事件是一个渐变的过程.ODP1143 站有孔虫  $d^{13}\text{C}$  记录中该事件的不存在则说明了“中更新世转型”事件对不同

气候参数影响的局限性,即便是在相同的地点,该事件也不一定对所有的气候变量产生影响.

对“中更新世转型”事件产生的原因科学家们仍然没有清楚的阐述.为什么该事件发生在中更新世而不在其他的时间?地球的偏心率对地表接受的太阳辐射量的影响太小<sup>[3,19]</sup>,因此不太可能从地球轨道理论本身找到问题的答案.转型的原因也许来自于高纬,当北半球的冰盖大小超过一定的临界值时,冰盖本身的动力学机制发生了变化就可能引起该气候转型事件的发生<sup>[20]</sup>;或者是全球碳循环的变化导致了大气中二氧化碳浓度的变化,从而引起该气候转型事件的发生<sup>[21]</sup>.数字模拟的结果显示<sup>[22]</sup>,解释 100 ka 周期的高振幅需要模式中引进气候 10 ka 周期的变化,即半岁差周期.因此,Rutherford 等<sup>[23]</sup>认为,不断增加的穿越赤道或从热带地区传送到高纬地区的热流在 1.5 Ma 左右增强了北半球气候变化的半岁差周期,从而引起了气候周期从 41 ka 向 100 ka 的过渡,而且在晚更新世气候逐渐以 100 ka 周期的变化为主.总体上,存在两种理论解释“中更新世转型”事件,即高纬地区冰盖驱动和热带驱动理论.但是,要彻底弄清这个问题,还需要做大量的工作.

## 4.3 100 ka 和 400 ka 周期

用地球轨道理论解释冰期、间冰期的 100 ka 周期仍然是一个难题,因为偏心率对太阳辐射量的直接贡献很小,不足 0.1%<sup>[3,19]</sup>,它的变化不足以引起更新世气候的冰期、间冰期旋回.气候的 100 ka 周期是什么时候加强的?最近的研究认为发生在 1.5 Ma 左右<sup>[23]</sup>.如图 1(b)所示,1143 站底栖有孔虫的  $d^{18}\text{O}$  在偏心率上的滤波结果清楚地揭示出,在 2.0~3.3 Ma 期间,100 ka 周期的振幅就已经得到加强,振幅的大小达到了晚更新世早期的水平,相同的结果也见于东太平洋和大西洋底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  在 100 ka 周期上的滤波曲线<sup>[11,24]</sup>.北极冰盖从 3.3 Ma 开始明显增大,导致深海底栖有孔虫的  $d^{18}\text{O}$  开始逐渐变重,3.3 Ma 北极冰盖的扩张可能影响了气候变化 100 ka 周期的发展,它的进一步扩张可能导致该周期成为晚更新世冰期旋回的主要周期.

大洋底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  反映的全球冰量变化缺乏

与地球轨道长偏心率周期相对应的周期。如图 3(a)所示, 1143 站底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录的单谱中有一个不太显著的 404 ka 周期, 正好与地球轨道的长偏心率周期相对应, 然而两者在该周期上并不相关。如果计算底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$  与北纬  $65^\circ$  太阳辐射(只取辐射值大于零的部分)在 1.2~5.0 Ma 的相关系数, 可以发现在 404 ka 长偏心率周期、124 和 95 ka 短偏心率周期上两者均强烈相关(图 6)。这说明,  $d^{18}\text{O}$  对太阳辐射值较大的部分响应强烈, 而对较小的部分响应微弱。能量平衡模式揭示出, 在模拟的热带地区的最大海水表层温度中, 大部分模拟温度的岁差周期变量转移到了 404 和 100 ka 的偏心率周期上<sup>[22]</sup>。由于春分或秋分太阳通道的变化与近日点的变化相互作用, 抵消了热带地区辐射周期低值部分对海水表层温度的影响, 从而引起了模拟温度的岁差周期变量转移到偏心率周期上<sup>[22]</sup>。高纬冰盖的高反射率引起的反馈作用可能是导致高纬吸收的太阳辐射量大量减少的原因, 这种假设支持气候变化的根源来自于高纬冰盖, 而全球冰量变化的低频旋回是由于气候对太阳辐射的非对称性响应引起的, 这种非对称性机制通过偏心率对岁差周期的调制将太阳辐射的高值部分变量转移到气候系统中, 从而影响全球气候的变

化<sup>[25]</sup>。1143 站的结果可能说明, 在晚更新世冰期以前, 气候对太阳辐射的高值部分和低值部分的响应是非对称的。这种解释认为, 气候对轨道驱动响应是非线性的, 因而适合于解释晚更新世冰期以前的气候周期性变化。

1143 站底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  在长短偏心率周期上均与 ETP 强烈相关(图 3(c))。长偏心率周期对应 404 ka, 而 1143 站底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  与此对应的周期为 460 ka。为什么长偏心率周期在底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  的记录中表现为 460 ka? 到目前为止仍是一个待解的谜。如表 2 所示, 底栖有孔虫  $d^{13}\text{C}$  与 ETP 在 100 ka 周期上的负值相位差说明, 偏心率的极大值在此周期上滞后于  $d^{13}\text{C}$  极大值的变化, 这种驱动与响应的关系似乎不可能存在。尽管浮游有孔虫的  $d^{13}\text{C}$  也表现出很强的 460 ka 周期(图 3(d)), 但在此周期上它与 ETP 并不相关, 与高纬净辐射量也不相关。这可能说明, 只有有孔虫的  $d^{18}\text{O}$  的变化才对太阳辐射呈非对称性响应, 即气候系统对太阳辐射呈非对称性响应的推论只适用于全球冰量的变化, 而不适用于碳循环的变化。由此推断, 地球的碳循环是一个独立于其他气候变量的气候指标, 它自身的变化可能导致其他气候变量的波动, 如更新世全球冰量的 100 ka 周期的波动。通过分析南极 Vostok 冰芯中包裹的大气  $d^{18}\text{O}$ <sup>[26]</sup> 在晚更新世的变化, Shackleton 从有孔虫  $d^{18}\text{O}$  记录中分离出了全球冰量、底层水温度和道尔效应(Dole effect)的信号; 通过变量之间的交叉频谱分析, Shackleton<sup>[21]</sup> 发现在 100 ka 偏心率周期上, 大气的二氧化碳浓度、Vostok 冰芯中记载的空气温度和深海底层水的水温与地球轨道的偏心率同步变化, 但全球冰量的变化却滞后于上述三个变量的变化。结合 1143 站  $d^{18}\text{O}$  与  $d^{13}\text{C}$  的相位关系似乎说明, 冰期旋回的 100 ka 周期并不是冰盖动力学直接作用的结果, 相反, 可能是全球碳循环的变化通过改变大气中二氧化碳的浓度来对气候产生影响, 从而导致了冰期旋回的 100 ka 周期的产生。这进一步突出了碳循环在全球气候变化中的地位, 进而突显了海洋  $d^{13}\text{C}$  记录的复杂性和重要性。

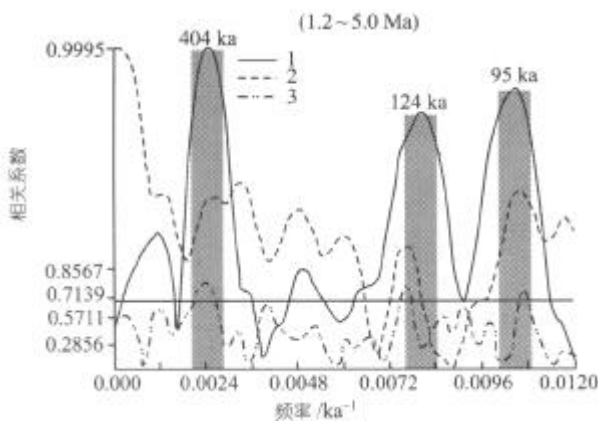


图6 南沙 ODP1143 站底栖有孔虫的  $d^{18}\text{O}$  与裁切后的北纬  $65^\circ$  太阳辐射的高值部分(辐射值大于 0)的交叉频谱分析(1.2~5.0 Ma)

正交化后的频谱强度使用对数坐标。相关系数的频谱使用双曲线反切数坐标。水平实线代表相关系数 80% 的检验标准; 1. 北纬  $65^\circ$  太阳辐射值(只取大于 0 的值); 2. 1143 站底栖有孔虫  $d^{18}\text{O}$ ; 3. 相关系数

## 5 结论

1143 站 5 Ma 有孔虫稳定氧、碳同位素记录表明,



南海南部上新世至更新世气候在斜率和岁差周期上是地球轨道驱动的线性响应。在斜率周期和 23 ka 的岁差周期上,有孔虫氧、碳同位素记录的南沙局部气候对地球轨道驱动响应同步,而在 19 ka 的岁差周期上不同步。在 100 ka 的偏心率周期上,有孔虫氧、碳同位素相对于地球轨道参数的变化(ETP)呈反相相位关系,可能与赤道太平洋地区频繁的厄尔尼诺现象相关。数字滤波揭示了南海南部有孔虫  $d^{18}O$  记录中“中更新世转型”事件的存在,但浮游有孔虫  $d^{18}O$  记录的转型时间比底栖有孔虫的约晚 0.2 Ma。有孔虫  $d^{13}C$  记录中该转型事件的缺失说明了该转型事件影响的局限性。北极冰盖在 3.3 Ma 的扩张可能影响了气候变化 100 ka 周期的发展,它的进一步扩张可能导致该周期成为晚更新世气候变化的主导周期。在 404~460 ka 周期上,有孔虫  $d^{13}C$  与地球轨道参数(ETP)具有很好的相关性。在 100 ka 周期上,有孔虫  $d^{13}C$  变化领先于  $d^{18}O$  的变化,可能暗示冰盖的变化并不是 100 ka 的气候周期产生的直接原因,而可能是全球碳循环的变化影响了大气二氧化碳浓度的变化,从而产生了气候变化的 100 ka 周期。

致谢 分析研究的样品及资料由国际大洋钻探计划提供。

### 参 考 文 献

- Milankovitch M. Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: Koppen W, Geiger R, eds. *Handbuch der Klimatologie*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 1930, (A): 1~76
- Imbrie J. Astronomical theory of the Pleistocene ice ages: A brief historical review. *ICARUS*, 1982, 50: 408~422
- Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. Variations in the earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 1976, 194: 1121~1132
- Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine  $d^{18}O$  record. In: Berger A, ed. *Milankovitch and Climate*. Hingham: D Riedel, 1984. 269~305
- Berger W H, Bickert T, Schmidt H, et al. Quaternary oxygen isotope records of pelagic foraminifers: Site 806, Ontong Java Plateau. In: Berger W H, Mayer L W, eds. *Proc ODP Sci Results* 130, 1993. 381~395
- 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
- Shackleton N J, Opdyke N D. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 105 year and 106 scale. *Quaternary Research*, 1973, 3: 39~55
- Tian J, Wang P X, Cheng X R, et al. Astronomically tuned Pliocene benthic  $d^{18}O$  records from South China Sea and Atlantic-Pacific comparison. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 203: 1015~1029
- Laskar J. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the size of the chaotic zones. *Icarus*, 1990, 88: 266~291
- Yu Z W, Ding Z. An automatic orbital tuning method for paleoclimate records. *Geophysical Research Letters*, 1998, 25: 4525~4528
- Mix A C, Le J, Shackleton N J. Benthic foraminiferal stable isotope stratigraphy of site 846: 0~1.8 Ma. In: Pisias N G, Mayer L A, Janecek T R, eds. *Proc ODP Sci Results* 138, 1995. 839~854
- Mix A C, Pisias N G, Rugh W, et al. Benthic foraminiferal stable isotope record from site 849 (0~5 Ma): local and global climate changes. In: Pisias N G, Mayer L A, Janecek T R, eds. *Proc ODP Sci Results* 138, 1995. 371~412
- Clemens S C, Murray D W, Prell W L. Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon. *Science*, 1996, 274: 943~948
- Imbrie J, Boyle E, Clemens S, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles, 1, Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 1992, 7: 701~738
- Clement A, Seager R, Cane M. Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate. *Paleoceanography*, 1999, 14: 441~456
- Prell W L. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of Hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability. In: Prell W L, Gardner J V, eds. *Init Repts* 68, 1982. 455~464
- Liu T S, Ding Z L, Rutter N. Comparison of Milankovitch periods between continental loess and deep sea records over the last 2.5 Ma. *Quaternary Science Reviews*, 1999, 18: 1205~1212
- Schmieder F, Dobeneck T von, Bleil U. The Mid-Pleistocene climate transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim state and terminal event. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 179: 539~549
- Imbrie J, Berger A, Boyle E, et al. On the structure and origin of major glaciation cycles, 2, The 100000-year cycle. *Paleoceanography*, 1993, 8: 699~735
- Berger W H, Jansen E. Mid-Pleistocene climate shift—The Nansen connection. *Geophysical Monograph*, 1994, 84: 295~311
- Shackleton N J. The 100000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide and orbital eccentricity. *Science*, 2000, 289: 1897~1902
- Short D A, Mengel J G, Crowley T J, et al. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography. *Quaternary Research*, 1991, 35: 157~173
- Rutherford S, Hondt S D. Early onset and tropical forcing of 100000-year Pleistocene glacial cycles. *Nature*, 2000, 408: 72~75
- Tiedemann R, Sarnthein M, Shackleton N J. Astronomic timescale for the Pliocene Atlantic  $d^{18}O$  and dust flux records from Ocean Drilling Program Site 659. *Paleoceanography*, 1994, 9: 619~638
- Clemens S C, Tiedemann R. Eccentricity forcing of Pliocene-Early Pleistocene climate revealed in a marine oxygen-isotope record. *Nature*, 1997, 385: 801~804
- Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 1999, 399: 429~436