

东海近 3.5 万年来古海洋环境变化的 分子生物标志物记录*

孟宪伟^{①②} 杜德文^{①②} 刘振夏^{①②} Y. Saito^③

①国家海洋局第一海洋研究所, 青岛 266061; ②海洋环境与数值模拟国家海洋局重点实验室, 青岛 266061;
③Geology Survey of Japan)

摘要 结合 AMS¹⁴C 测年及浮游有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 资料, 分别利用 U_{37}^K , $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ 和 Pr/Pn 恢复了近 3.5 万年来冲绳海槽的古海洋环境变化. 结果表明, 近 3.5 万年来, 冲绳海槽经历了 7 次较强的气候变冷事件($C_1 \sim C_7$)和 9 次陆源物质减少事件($e_1 \sim e_9$), 其中的 C_1 相当于全新世中晚期冷事件, $C_2 \sim C_4$ 和 C_7 分别相当于 $H_1 \sim H_4$ 事件, e_1 对应于海水表层温度 SST 的降低. H 事件发生时, 陆源物质供应显示增加的趋势. 气候变冷导致河流输运陆源物质的能力减小, 冬季风输运陆源物质的能力增强, H 事件与东亚冬季风密切相关. 末次盛冰期(25.8~15.5 kaBP)还原环境发生剧烈波动, 强还原事件($R_1 \sim R_3$)对应于 SST 的降低和陆源营养物质的增加, 而弱还原事件(O)对应于陆源营养物质的减少. 还原环境的变化与表层生产力密切相关.

关键词 冲绳海槽 分子生物标志物 古海水 表层温度 陆源物质供应 氧化-还原环境

中国东海是西太平洋典型的开放型边缘海^[1]. 东海沉积物不仅记录了末次冰期以来的古海洋环境变化信息, 而且也记录了东亚大陆的古气候变化信息, 其中的冲绳海槽成为研究晚第四纪以来陆-海相互作用及其环境和气候效应的理想区域^[2~6].

在冲绳海槽古海洋环境演化过程中, 由海平面变化引发的黑潮、陆地径流(主要为长江和黄河)、水动力条件和东亚季风强度(如图 1)的改变扮演了重要角色. 因此, 对于冲绳海槽古海洋环境的研究, 除了利用传统的海水表层温度(SST)和氧同位素等气候参数外, 陆源物质供应和氧化-还原环境变化等参数也是了解水文-气候相互作用、陆-海相互作用的有效工具. 而上述这些有用信息都保存

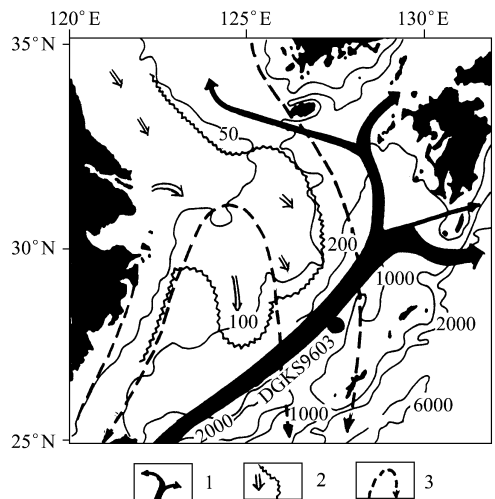


图 1 当前东海水动力条件、冬季风路径及取样站
1. 黑潮^[2], 2. 沿岸水^[3], 3. 冬季风东、南路径^[8]

2000-11-06 收稿, 2001-02-26 收修改稿

* 国家自然科学基金(批准号: 49706068, 49776292)、重点基金(批准号: 49736210)和国家海洋局青年基金(编号: 99506)联合资助

于沉积物中的脂类组分中^[7]. 本文通过测定冲绳海槽 DGKS9603 孔柱状沉积物的分子生物标志物(正构烷烃、姥鲛烷、植烷和长链不饱和酮), 建立冲绳海槽近 3.5 万 a 来的古海水表层温度、氧化-还原环境和陆源物质供应的演化曲线, 并结合浮游有孔虫(*G. Sacculifer*)的 $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ 和 AMS¹⁴C 测年资料, 讨论冲绳海槽近 3.5 万 a 以来古海洋环境变化.

1 样品与分析方法

本研究的沉积物岩芯源于 1996 年国家海洋局和法国海洋开发研究院的东海合作项目获取的 DGKS9603 孔重力活塞取样. DGKS9603 孔位于冲绳中段近槽底(28° 08.869'N, 127° 16.238'E), 水深 1100 m(如图 1), 柱长 5.85 m. 整个岩芯以粉砂质粘土为主. 由于从 425 cm 以下, 含有大量的火山玻璃碎屑, 因此本研究仅就 0~425 cm 段(0~35 ka^[6])研究冲绳海槽的古海洋环境变化. 岩芯按 2~5 cm 不等间隔取样, 共取得 94 个样品. 如果沉积速率最小按 5 cm/ka 计算^[5], 每个样品代表的时间尺度最大不超过 1000 a. 结合 AMS¹⁴C 测年数据和 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线把 DGKS9603 孔 0~425 cm 段沉积序列分成 4 个气候期(图 2): 0~50 cm(0~8.95 cal · kaBP)为冰后期; 50~125 cm (8.95~15.5 cal · kaBP)为冰消期; 125~250 cm (15.5~25.8 cal · kaBP)为盛冰期; 250~425 cm (25.8~35.1 cal · kaBP)为间冰期.

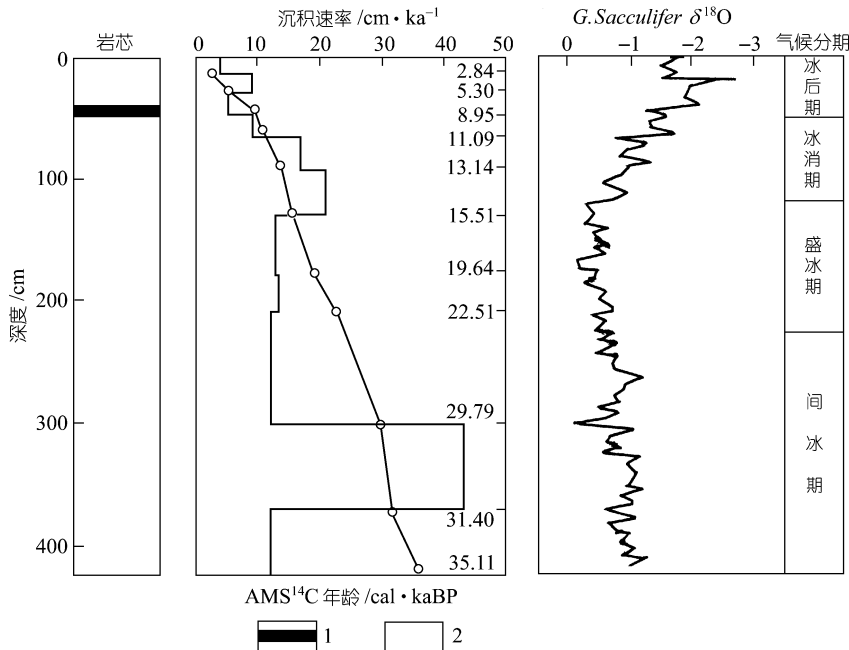


图 2 冲绳海槽沉积速率、气候分期($\delta^{18}\text{O}$ 和 AMS¹⁴C 资料引自文献[6])

1. 火山灰夹层; 2. 粉砂质粘土

脂类化合物的测试步骤简单为: 先把样品冷冻干燥, 磨至均匀. 然后用 3 : 1 的二氯甲烷-甲醇混合溶剂萃取, 抽提物经旋转蒸发和浓缩, 用薄层分离. 展开剂仍用二氯甲烷. 取 Rf 值为 0.45~0.80 的酮组分, 分别进行气相色谱和气相色谱-质谱-质谱分析.

气相色谱分析采用 HP5880A 型气相色谱仪, 弹性石英毛细管柱(25 m×0.2 mm), 固定液为 SE-54, 载气为氮气. 程序升温为 100~290℃, 升温速度为 4℃/min; 气相色谱-双质谱分析用

Finnigon-MAT TSQ70B 型 GC-MS-MS. 色谱柱为弹性石英毛细管柱(30 m×0.25 mm, DBI 涂层), 120°~130°C 程序升温, 升温速度为 3°C/min, 离子电压为 70 eV, 电流强度为 200 μA. 以色谱图中的峰面积代表各脂类分子的相对含量, 然后分别求出 U_{37}^K [9~11], Pr/Pn 和 $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ [7]. 最后分别利用 Phahl(1988)的校正公式 [12]和 Pelejero(1997)在中国南海标定的公式 [13]计算出 SST. 分别利用 SST, Pr/Pn 和 $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ 讨论冲绳海槽的古海洋环境变化及其与地表径流、东亚季风和黑潮之间的关系.

2 结果

2.1 35 cal·kaBP 来的古海水表层温度演化与气候突变事件的识别

图 3 中 A 是分别利用 Phahl(1988) [12]和 Pelejero(1997) [13]公式计算的 SST 变化曲线. 两个公式计算的结果之间存在 0.5~1.0°C 的偏差, 特别是 SST 较大时偏差也较大. 在 0~5 cm 表层内, 用两个公式计算的古海水表层温度分别为 25.3°C 和 26.1°C, 前者与现代海水表层年平均温度完成一致 [3](冬季为 22°C, 夏季为 28.5°C), 因此利用 Phahl(1988)公式计算的结果来讨论在海水表层温度演化(图 3 中 A 的实线).

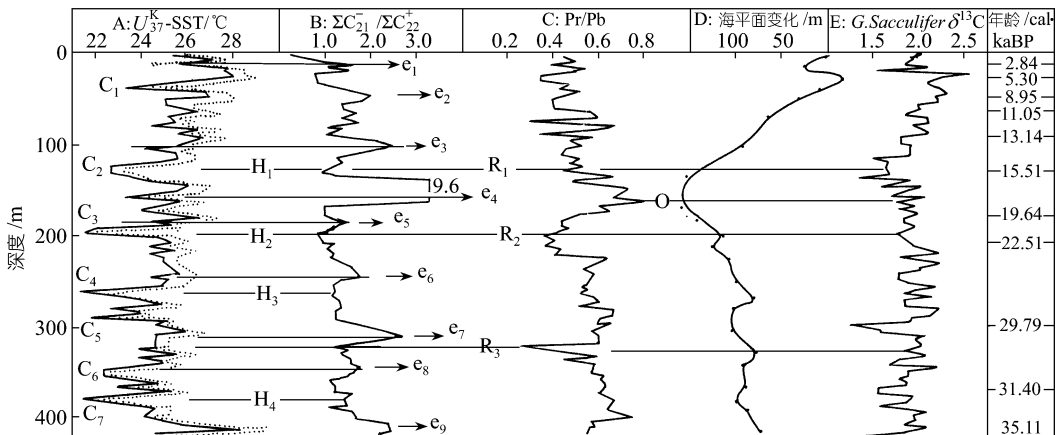


图 3 DGKS 9603 孔沉积物中 SST, $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$, Pr/Pn, 海平面和 $\delta^{13}C$ 变化曲线

A. SST(实线: 利用公式 $U_{37}^K = 0.034T + 0.039$ 算得 [12]; 虚线: 利用公式 $U_{37}^K = 0.031T + 0.092$ 算得 [13]); B. $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ (采用了三点平滑); C. Pr/Pn; D. 海平面变化曲线(按 $\delta^{18}O$ 与现今相比每增加 0.1‰, 海平面降低 10 m 计算 [18]); E. 浮游有孔虫 *G. Sacculifer* 的 $\delta^{13}C$

在 0~35 cal·kaBP 年内, SST 的变化范围为 20.6°C~28.3°C, 由于 U_{37}^K -SST 代表的是年平均温度, 因此, 其变化细节与利用有孔虫转换函数确定的冬季温度和夏季温度都缺少可比性. SST 曲线与 $\delta^{18}O$ 曲线相比, 其变化趋势大致相同. 现代海水表层温度 SST(22.9°C)与末次盛冰期的 SST(23.2°C)之差为 2.4°C, 而在东赤道太平洋、大西洋和南海用 U_{37}^K 恢复的现代 SST 与末次盛冰期 SST 之差分别为 1.3°C [14], 1.8°C [15]和 2.8°C [9]. 与之相比, 冲绳海槽的现代与末次盛冰期之间 SST 之差明显大于开放型大洋, 而小于封闭型边缘海(南海). 浮游有孔虫的 $\delta^{18}O$ 值也证实了这一点: 冲绳海槽现代与盛冰期的有孔虫 $\delta^{18}O$ 之差($\Delta\delta^{18}O$)为 1.4‰, 大于开放型大洋的 $\Delta\delta^{18}O$ (小于 1.2‰) [11], 但小于南海的 $\Delta\delta^{18}O$ 值(1.7‰) [11]. 以上分析表明, 东海这一开放型边缘

海对气候变化响应的敏感程度强于开放型大洋, 但却小于封闭型边缘海(南海).

从 SST 变化曲线来看, 在 0~3.5 万 a 时间里明显存在 7 个气候变冷事件, 分别标记为 C₁~C₇. 7 个冷气候事件对应的层位、时间和温度列于表 1 中. 从中可以看出, 发生于 7.0~7.8 ka 的 C₁ 事件相当于全新世高温期的突然降温事件^[16], 而 C₂, C₃, C₄ 和 C₇ 则相当于 Heinrich 事件中的 H₁, H₂, H₃ 和 H₄ 事件, 发生的时间更接近于中国黄土中记录的 Heinrich 事件.

表 1 冲绳海槽 3.5 万年来的气候变冷事件及其与 Heinrich 的比较

| 冷事件 | 层位/cm | 时间/cal · kaBP | SST/°C | Heinrich 事件 ^[17] | |
|----------------|---------|---------------|--------|-----------------------------|---------------------------|
| | | | | 中国黄土 | 北大西洋 |
| C ₁ | 38—42 | 7.0—7.8 | 23.3 | | |
| C ₂ | 123—134 | 15.1—15.9 | 22.7 | | 15—H ₁ —15 |
| C ₃ | 192—200 | 20.9—21.6 | 20.6 | | 21.5—H ₂ —21 |
| C ₄ | 258—271 | 26.8—28.0 | 21.5 | | 26—H ₃ —27 |
| C ₅ | 289—293 | 29.6—30.0 | 22.1 | | |
| C ₆ | 348—357 | 31.9—32.1 | 22.4 | | |
| C ₇ | 380—385 | 33.3—33.7 | 21.5 | | 33.5—H ₄ —35.5 |

2.2 冲绳海槽 35 cal · kaBP 来的沉积速率与陆源物质供应

根据 AMS¹⁴C 测年资料计算的沉积速率如图 2. 从中可以看出, 35 cal · kaBP 以来冲绳海槽的沉积速率变化较大. 在 425~372 cm (35.1~31.4 cal · kaBP)、300~155 cm (29.8~15.5 cal · kaBP) 和 65~0 cm (11.1~0 cal · kaBP) 3 个时期内, 沉积速率明显偏低, 而在 372~300 cm (31.4~29.8 cal · kaBP) 和 155~65 cm (15.5~11.1 cal · kaBP) 两个时期内, 沉积速率明显增大; 在冰后期的低沉积速率期也有一次沉积速率增大(30~12 cm, 5.3~2.84 cal · kaBP). 沉积速率的增大明显与海平面升高形成的海侵和气候变暖形成的冰融时期一致: 31.4~29.8 cal · kaBP 期间的高速率沉积发生于东海的海侵时期^[19]; 15.5~11.1 cal · kaBP 期间的高速率沉积发生于冰消期, 而 2.8~5.4 cal · kaBP 期间的较高速率的沉积也发生于 5 kaBP 左右的全新世海侵期^[19]. 值得注意的是在末次盛冰期沉积速率并不象过去期望的那么高.

从图 3 中 B 可以看出, DGKS 9603 孔自上而下有 9 处呈现 $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ 的增大, 代表了 9 次陆源物质减少事件(e₁~e₉), 其中 e₂ 与 e₉ 因分别与火山灰和火山玻璃的稀释作用有关, 我们只讨论 e₁, e₃~e₈ 7 个冷事件与 SST 的关系. 对比 $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ 与 SST 的变化曲线, 不难发现, e₁, e₃~e₈ 陆源物质减少事件分别对应着 SST 的降低, 特别是在盛冰期的 16.3~18.6 cal kaBP 时期内, 陆源物质供应没有出现过去所预期的增强, 相反却大幅度降低(e₄), $\Sigma C_{21}^- / \Sigma C_{22}^+$ 平均达到 9.6. 但 H 事件发生期间, 陆源物质供应却呈现出增加的趋势, 特别是在 H₁ 和 H₂ 期间, 这种趋势更加明显.

2.3 氧化-还原环境

Pr/Pn 大于 1 表明沉积物—海水界面为氧化环境; Pr/Pn 小于 1 表明沉积物—海水界面为还原环境^[7]. 从图 3 中 C 来看, DGKS 9603 孔自上而下 Pr/Pn 总是小于 1, 表明近 3.5 万 a 以来冲绳海槽海底一直处于还原性沉积环境. 但在末次间冰期(425~225 cm, 35~23.5 cal · kaBP), Pr/Pn 明显大于末盛冰期以后各时期, 代表了弱还原, 在冰后期 Pr/Pn 最小, 代表了强还原环境. 但在末次盛冰期—冰后期这段时期(23.5~13.5 cal · kaBP), 氧化还原环境发生剧烈波动, 出现两次强还原事件(R₁ 和 R₂)和一次弱还原事件(O). 此外, 在 325 cm (30.5 cal · kaBP) 处也表现一

强还原事件(R_3). 对比图 3 中 A, B, C, D, 发现强还原事件($R_1 \sim R_3$)对应着海水表层温度的降低和陆源物质供应的增加, 特别是 R_1 和 R_2 分别与 H_1 和 H_2 事件发生的时间吻合, 而弱还原事件 O 与最低海平面时期的陆源物质减少有关.

3 讨论

3.1 东海 Heinrich 事件与东亚季风

从图 3 中 A 可以看出, 冲绳海槽 Heinrich 事件发生时, 海水表层温度降低幅度较大(20.6~22.7°C), 特别是发生在盛冰期的 H_1 和 H_2 事件代表了该期的最低温度, 而在中国黄土 Heinrich 事件研究中发现, H_1 和 H_2 事件也发生于末次盛冰期的最干冷时期^[20]; 海槽 Heinrich 事件的发生时间与中国黄土的 Heinrich 事件发生时间具有可比性. 以上两点表明, 东海 Heinrich 事件与中国黄土记录的 Heinrich 事件之间存在紧密的联系. 那么, 是什么机制把两者联系起来呢? Porter(1995)在对比中国黄土与北大西洋 Heinrich 记录研究中推断, 发生于北大西洋的 Heinrich 事件通过西风带传递至中国黄土高原, 黄土高原记录的 Heinrich 事件与东亚冬季风密切相关^[16], 同理可以推断冬季风也会把这种频繁的变冷事件传递至中国东海(如图 1). 海槽记录的 Heinrich 事件发生时陆源物质供应增加恰恰是增强的冬季风所为.

3.2 陆源物质供应与地表径流和季风的的关系

沉积速率和陆源物质供应特征表明, 较高沉积速率期都对应于海平面升高导致的海侵期和大陆冰盖冰融期, 而较低沉积速率或陆源物质供应减少时期(特别是在盛冰期的 16.3~18.5 cal · kaBP 期间)都对应于海水表层温度的降低. 这些特点表明中国大陆的地表径流(主要为黄河和长江)始终是输运陆源物质入海洋的主旋律. 当海面升高或冰融时, 地表径流发育, 输运陆源物质入海的能力增强, 而当海平面降至最低(盛冰期的 16.3~18.5 cal · kaBP 期间)或者海水表层温度降低时, 中国大陆河流源区降雨量减小, 河流入海的通量也因之大大减少, 因而在冲绳海槽盛冰期和 SST 降低时期(除 Heinrich 事件)沉积速率和陆源物质供应的减少. 但是, 当 Heinrich 事件发生时, 海水表层温度进一步降低, 中国大陆长江、黄河源区更加干冷, 但此时冬季风格外强盛, 成为陆源物质入海的主要营力, 因而呈现出 Heinrich 事件与陆源物质增加的对立关系. 以上分析表明通过边缘海陆源物质通量的研究, 可以间接揭示大陆气候的演化规律.

3.3 氧化-还原环境与表层生产力的关系

冲绳海槽 DGKS 9603 孔沉积物记录的 3 个强还原事件($R_1 \sim R_3$)对应于冷气候事件导致的陆源物质增加, 而一个弱还原事件对应于最低海平面时期的陆源物质减少, 表明冲绳海槽氧化-还原环境的改变与海水表层生产力的大小密切相关: 在 H 事件(H_1 和 H_2)发生时, 陆源物质入海量增大, 海水表层营养元素含量增加, 表层生产力也相应增大, 表现为浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 减小(对比图 3 中 C 和 E), 进而导致海底沉积物中有机质含量增加, 有机质的氧化分解形成强还原环境; 在盛冰期, 当海平面降至最低时, 陆源营养元素入海量减少, 表层生产力相应减小, 表现为浮游有孔虫的 $\delta^{13}C$ 增加^[9]; 进而导致底质沉积物中有机质含量减少, 形成弱还原环境. 全新世的较强还原环境也可能与沿岸水带来大量的营养元素, 增大了表层生产力有关. 此外, 盛冰期海平面最低时, 黑潮东移, 增强海槽海水与大洋水的交换也是导致该期还原环境减弱的重要因素.

4 结论

东海作为开放型边缘海,其海水表层温度变化和 Heinrich 事件受开放型大洋和东亚季风的双重制约,Heinrich 事件的发生与东亚季风密切相关.陆源物质供应以河流运输为主旋律,但 Heinrich 事件发生时,陆源物质供应以东亚冬季风运输为主;冲绳海槽一直处于低氧沉积状态,特别是在全新世.还原程度的改变与海水表层生产力变化密切相关:表层生产力增大导致强还原,表层生产力减小,导致还原程度降低.

参 考 文 献

- 1 Pinxian W. Response of western pacific marginal seas to glacial cycles: Paleoceanographic and sedimentological features. *Marine Geology*, 1999, 156: 5~39
- 2 苍树溪, 阎 军. 西太平洋特定海域古海洋学. 青岛: 海洋大学出版社, 1992, 11~32
- 3 Xuedong Xu, Motoyoshi O. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36000 years. *Marine Geology*, 1999, 156: 285~304
- 4 Jun Y, Shuxi C. Evolution of the Paleo-kuroshio system and its relation to climate changes since the last interglacial. *海洋地质与第四纪地质*, 1995, 15: 26~40
- 5 李培英, 刘振夏, 王永吉, 等. 冲绳海槽年代地层与沉积速率. *中国科学, D 辑*, 1999, 29(1): 50~55
- 6 刘振夏, 李培英, 李铁刚, 等. 冲绳海槽 5 万年以来古气候事件. *科学通报*, 2000, 45(6): 1776~1781
- 7 唐运干, 郑士龙, 刘可文. 南海柱状生物标记化合物的分布. *南海海洋沉积作用过程与地球化学研究*, 北京: 海洋出版社, 1993. 135~141
- 8 董光荣, 王贵勇, 李孝泽, 等. 末次间冰期以来我国东部沙区的古季风变迁. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(5): 437~444
- 9 Pelejero C, Grimalt J O, Sarnthein M, et al. Molecular biomarker record of sea surface temperature and climatic change in the South China Sea during the last 140000 years. *Marine Geology*, 1999, 156: 109~121
- 10 Prahf F G, Pinto L A. A geochemical study of long-chain n-aldehydes in Washington coastal sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51: 1573~1582
- 11 Prahf F G, Wakeham S G. Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for palaeo-temperature assessment. *Nature*, 1987, 300: 367~369
- 12 Prahf F G, Muelhausen L A, Zahnle D L. Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleo-oceanographic conditions. *Geochim Cosmochim Acta*, 1988, 52: 2303~2310
- 13 Pelejero C, Grimalt J O. The correlation between the U_{37}^K index and sea surface temperature in the warm boundary: The South China Sea. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, 61: 4789~4797
- 14 Prahf F G, Muelhausen L A, Lyle M. An organic geochemical assessment of oceanographic conditions at MANOP site C over the past 26000 years. *Paleoceanography*, 1989, 4: 495~510
- 15 Sides E L, Keigwin L D. Equatorial Atlantic Sea surface temperature for the last 30 kyr: A composition of U_{37}^K , $\delta^{18}O$ and foraminiferal assemblate temperature estimates. *Paleoceanography*, 1994, 9: 31~45
- 16 杨子庚. 对五千年前低温事件的探讨. *中国第四纪研究*, 1989, 8(1): 151~159
- 17 Porter S C, Zhisheng An correlation between climate events on the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305~308
- 18 Chappell J, Shackleton N J. Oxygen isotopes and sea level. *Nature*, 1989, 324: 173~140
- 19 秦蕴珊, 赵一阳, 陈丽蓉, 等. 东海地质. 北京: 科学出版社, 1987. 125~129
- 20 郭正堂, 刘东生. 最后两个冰期黄土中记录的 Heinrich 型气候节拍. *第四纪研究*, 1996(1): 21~30