

末次冰消期以来巽他陆架高分辨率的孢粉记录

王晓梅* 孙湘君 汪品先 Karl Stattegger

(同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092; 中国石油勘探开发研究院, 北京 100083; 中国科学院植物研究所, 北京 100093; Institute of Geosciences, University of Kiel, Olshausenstrasse 40, Kiel, 24118, Germany)

摘要 根据南海南部巽他陆坡上的柱状剖面 SONNE 18287 的高分辨率的孢粉记录, 重建 16500 a 以来该地区植被和气候的变化历史. 研究结果发现冰消期的 16.5~13.9 ka BP 期间, 植被是以低山雨林和低地雨林为主, 蕨类的低含量及大量的低山雨林成分, 反映了较为凉湿的气候. 在 13.9~10.2 ka BP 期间, 热带低地雨林含量和蕨类植物含量的迅速增长说明了气温升高, 而花粉沉积速率的降低反映海平面逐渐上升, 研究点与植被源地的距离加大. 全新世(10.2 ka BP 以来), 花粉沉积速率进一步降低, 仅约为冰消期的 1/10, 说明巽他陆架已完全被淹没, 孢粉主要来自周围岛屿植被. 10.2~7 ka BP 期间的早全新世, 低含量的蕨类孢子反映了气温降低; 到中全新世(7~3.6 ka BP)蕨类孢子含量突然升高, 反映了一个相对暖期.

关键词 巽他陆坡 孢粉 植被 冰消期 全新世

从冰盛期到全新世之间的末次冰消期, 是地球表层系统最近的一次巨变. 北半球高纬度地区厚达 3000~4000 m 的大冰盖消融, 世界洋面回升 120 m, 冰期时出露的大陆架重新淹没, 大气 CO₂ 浓度迅速回升^[1]. 南海南部的巽他陆架是极地之外最大的陆架, 又称为“巽他古陆”. 冰期时广泛出露, 面积约 180 万 km², 宽达 800 km, 坡度小到 1: 9000, 为冰消期海退沉积的保存提供了难得的机会. 1997 年德国“太阳号”的专题调查在巽他陆架取得冰消期的高分辨率沉积记录, 取得了巽他陆架的沉积历史^[2~7], 发现 16.5~14 ka BP 期间海平面迅速回升^[3]. 然而, 巽他陆架的植被变化至今缺乏研究. 以前根据南海南部陆坡的孢粉剖面, 推断巽他陆架冰期时被低地雨林覆盖, 反映出潮湿气候^[8,9], 但该区所在的“西太平洋暖池地区”曾被推测冰期时属干旱气候^[10,11]. 因此查明巽他陆架冰消期时的植被变化历史是冰期旋回中气候变化的关键性问题. 本文正是利用紧接巽他陆架的上

陆坡沉积柱状样, 第一次系统分析巽他陆架末次冰期以来的植被和海平面变化及其古植被意义.

1 气候和地质背景

巽他陆架(Sunda Shelf)也称“亚洲大浅滩(Great Asian Bank)”, 位于南沙群岛海区的西南部, 是连接南海与印度洋的重要通道, 冰盛期出露水面后与南海诸岛如苏门答腊、爪哇、加里曼丹等联合成一个统一的陆地, 称为“巽他古陆”(Sunda Land)^[12](图 1). 现今的巽他陆架是极地之外最大的陆架区, 它晚第四纪时构造稳定; 陆架宽广, 从沿海平原到陆架外缘的坡度小, 少量的海面变化可以引起大幅度的岸线迁移; 陆源碎屑物供应充分, 尤其冰期时有大河(“古巽他河”)注入, 保证有大量的沉积物堆积. 现代巽他陆架周边岛屿属赤道常绿雨林地带, 对海陆分布和季风环流变化的反应强烈, 有丰富(3000 mm/a)且季节分布均匀的降雨.

收稿日期: 2006-04-06; 接受日期: 2006-08-31
国家重点基础研究发展计划(批准号: G2000078500)资助
* E-mail: chouxiaoya_77@163.com

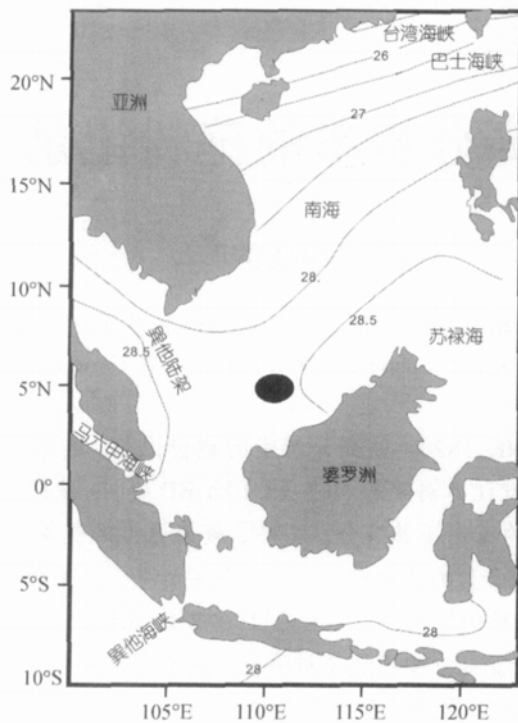


图 1 18287-3 位置

2 材料和方法

孢粉样品取自 1997 年德国“太阳号”115 航次的 SONNE 18287-3 沉积物柱状样^[2](5°39'N, 110°39'E, 水深 598 m, 沉积物厚度 566 cm), 它冰期时位于古巽他河道的中部^[2,13]. 沉积物岩性序列如下: 下部(566~152 cm)为绿灰色泥, 上部(152~0 cm)为黄绿色泥. 采用 5 cm 间隔取样, 孢粉分析在同济大学海洋地质实验室完成, 样品分析用量 10 cm³, 首先用盐酸去钙质, 再用氢氟酸浸泡样品溶解硅质, 然后将样品放在超声波发生器中, 用 7 μm 尼龙筛震荡过滤. 样品处理前每个样品加入一到两粒外加石松药片(每片药片约含石松孢子 10680 粒), 以便于计算花粉沉积率. 每个样品统计陆生种子植物花粉(蕨类孢子和松除外)150 粒以上, 孢粉百分比计算是以陆生种子植物花粉总和为基数. 德国基尔大学提供了 6 个 AMS¹⁴C 测年数据, 经过 CALIB 4.1.2 版本的放射碳^[14]软件和-400 年^[15]校正得到日历年年龄: 10 cm: (3570±50) a; 140 cm: (8280±50) a; 175 cm: (9200±50) a; 288 cm: (11680±50) a; 410 cm: (14090±50) a; 512 cm: (15680±50) a. 共分析样品 112 个, 全新世沉积速率为 135 a, 冰期沉积速率为 52 a.

3 孢粉沉积物记录及其植被和气候变化历史

在总共 112 个样品中鉴定出 100 多个孢粉类型, 乔木花粉占绝对优势, 根据各花粉的生态分布可将其分为以下几个生态类群: (1) 高山雨林组合: 以叶枝杉(*Phyllacladus*), 鸡毛松属(*Dacrycarpus*)及杨梅属(*Myrica*), 杜鹃属(*Rhododendron*)为主; (2) 热带低山雨林组合: 以栲属(*Castanopsis*), 栎属(*Quercus*), 茶属(*Theaceae*), 桃金娘科 (*Myrtaceae*) 及 杜 英 科 (*Elaeocarpaceae*) 等 为 主; (3) 热带低地雨林: 以龙脑香科(*Dipterocarpaceae*), 无患子科(*Sapindaceae*), 桑科(*Moraceae*), 楝科(*Meliaceae*) 茜草科(*Rubiaceae*), 芸香科(*Rutaceae*)等; (4) 红树林(mangroves), 红树属(*Rhizophora*), 海桑属(*Sonneratia*) 以及木榄属(*Bruguiera*).

根据各生态组合花粉的变化规律, 自下而上大致分为 3 个花粉带(图 2 和 3):

P1 带: (5.66~4 m, 约为 16.5~13.9 ka BP) 此带中乔木花粉占绝对优势(±75%), 草本植物含量较少, 约为 25%, 蕨类孢子含量在全剖面中最低, 相当于种子植物花粉含量的 1/4 左右. 乔木花粉中以低山雨林为主(35%), 在全剖面中含量最高, 而低地雨林则在全剖面最低, 含量为 20%, 高山雨林含量非常低, 大约 2%. 草本植物花粉以禾本科和莎草科为主, 含量在本带中底部含量低, 向上有增加的趋势. 从孢粉沉积率图上可以看出, 孢粉的沉积率在 14.6 ka BP 之前一直很高, 而从 14.6 ka BP 之后开始降低.

低山雨林的高值以及蕨类孢子的低值都反映了在此剖面气温较现代气温低, 但仍然很湿润.

P2 带: (4~2.25 m, 约为 13.9~10.2 ka BP) 此带中最显著的特征之一是热带低地雨林含量的突然增加(从 20%左右增长到 35%左右)和低山雨林含量的突然减少(从 40%左右减少到 15%左右), 红树花粉的含量从 13.9~12.9 ka BP 略有减少, 从 20%减少到 15%, 甚至在个别样品中降到 5%; 再从 12.9~11.9 ka BP 逐渐增高到 20%. 草本植物含量在大约 12.9 ka BP 时突然减少, 从 30%减少到 15%左右. 本带的另一个显著特点是蕨类孢子含量的大量增加, 由陆生种子植物比值的 1/4 增长到 40%~50%. 而从沉积率上可以看出不管是哪种类型的花粉, 此时沉积率都已大大降低, 仅为 P1 带的 1/10.

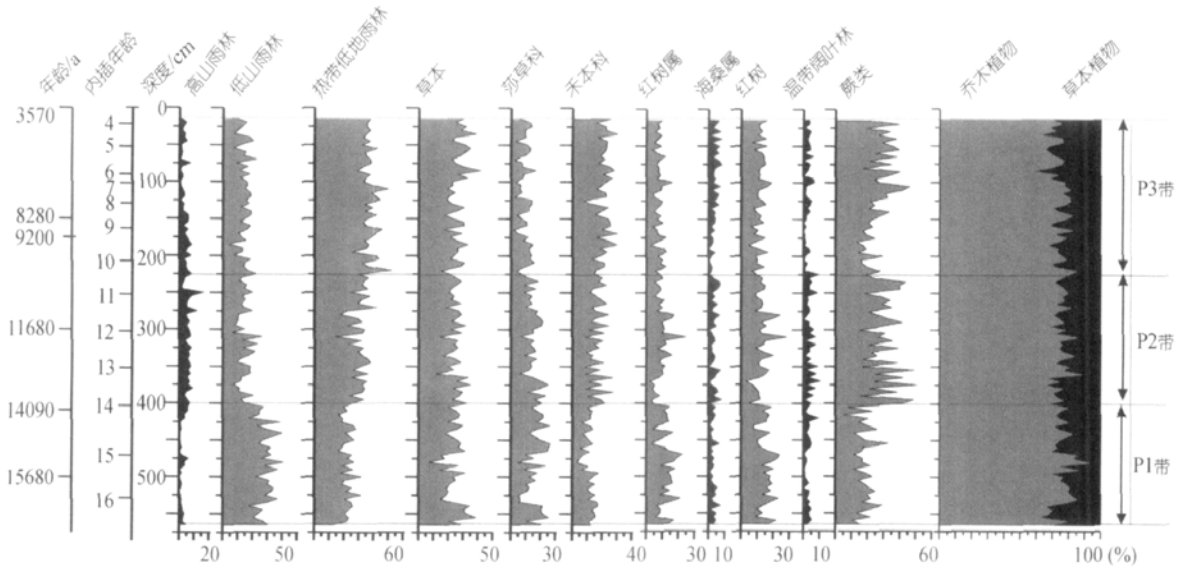


图 2 南海南部 18287 柱状样孢粉百分比图式

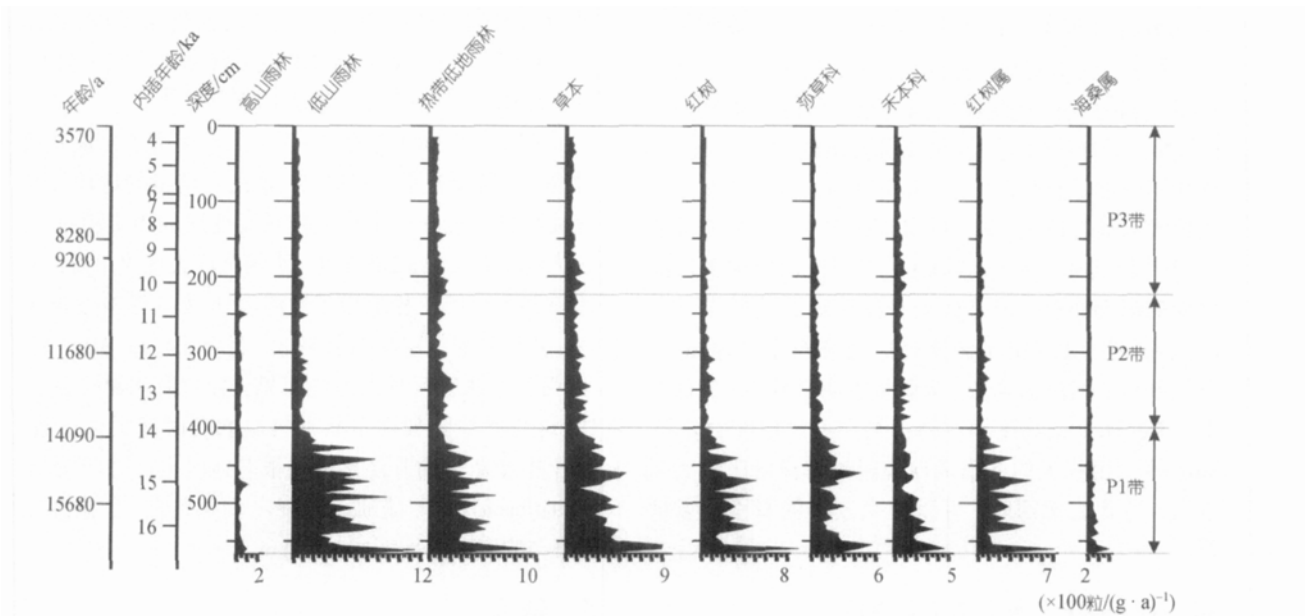


图 3 南海南部 18287 柱状样孢粉沉积率图式

热带低地雨林含量的增加, 低山雨林含量的减少以及蕨类孢子含量的大量增加都反映了冰消期的后期温度骤然升高, 而孢粉沉积率的显著降低, 红树林及草本植物花粉的减少说明海平面升高, 陆架逐步被淹没, 导致物源区变远. Hanebuth 也证实了巽他陆架在 14.3~13.1ka BP, 海平面以 1.33 m/100 a 的速度逐渐升高^[3].

P3 带: (2.25~0 m, 约为 10.2~3.5 ka BP) 此带的孢粉组成和百分含量上与 P2 带非常相似. 只是热带低地雨林含量继续增加, 从 35% 增加到 40% 左右. 该

带最突出的特征是蕨类孢子在下部(约 10.2~7 ka BP)明显减少, 而上部 (7 ka BP 后) 升高到 40%. 该带花粉沉积率最低.

本带前期(10.2~7 ka BP)蕨类孢子的相对低值说明了温度相对降低, 而在后期(7~3.6 ka BP)温度又回升.

4 讨论

4.1 冰消期早期的植被和气候

当我们用海洋沉积物的孢粉数据来解释古植被

和古气候时,首先要考虑孢粉的来源问题,从现代南海南部海域花粉分布规律得知,现代该海域花粉主要由河流带自南部诸岛屿(主要是婆罗洲),由于经长途搬运,到达现代海域的花粉数量极少,浓度较低,而在冰期时,巽他陆架大面积出露,其上如果生长植被的话,由于花粉源区近,能为南部海域提供大量花粉^[16~18].因此剖面中花粉浓度或沉积率高,就表明花粉源区近,即主要来自出露的大陆架.所研究剖面在冰消期的早期,如 16.5~13.9 ka BP 期间起初孢粉沉积率很高,向上逐渐减少,到 13.9 ka BP 孢粉沉积率已降低到只有开始时的十分之一(见图 3),花粉沉积率的这种变化反映了海平面急剧上升,巽他古陆被逐渐淹没的过程^[3],也就是该研究剖面离花粉源区逐渐变远的过程.因而可以说在冰消期早期大量花粉主要来自于巽他古陆,反映了大陆架上的植被,即热带低地雨林和低山雨林为主的植被,古陆沿岸分布了红树林.低山雨林向低地的迁移,较少的蕨类植物都说明当时气候较现在的温度低,但没有明显变干的迹象.同样的情况在南海南部陆坡的 17962, 17964 柱状样中都早有反映^[8,16].末次冰期气温下降在东南亚地区也早有记录,如爪哇岛西部^[19]、苏门答腊岛的北部^[20]和其他热带赤道地区^[21,16,17]也都发现末次冰盛期的降温事件.但是西太平洋暖池某些地点^[22~28]的孢粉资料显示在冰盛期时广泛分布了草原植被,不仅显示了气温的降低,降雨量也明显减少,气候变干.末次冰期低纬度地区降雨量在不同地区的差异, Sun 等^[17]用强大的冬季风向南经过海洋时吸收大量水汽,当到达南部时,可以带来较多的降雨加以解释.

4.2 14 ka BP 气候急剧变化事件

自 13.9 ka BP 孢粉组合中热带低地雨林及蕨类植物的突然扩展,低山雨林的减少,都反映了南海南部在这时突然升温,而同一剖面的 *G.ruber* 的 $\delta^{18}\text{O}$ 由 -1.2‰ 降低到 -2.9‰ , 反映海水升温却是发生在 14.4~14.5 ka BP^[29].在南美的 Cariaco 盆地^[30]根据浮游有孔虫的放射性碳和灰阶数据也都反映海水的升温发生在 14.4 ka BP 前后,这表明陆地植被对冰期后温度升高的响应滞后 500~600 a.

本剖面 13.9 ka BP 的突然升温事件可能相当于欧洲的 Bølling-Allerød 升温期,但接下来直到全新世开始这段冰后期植被和气候记录中并没有出现如低

纬地区如热带非洲尼日利亚的 Tilla 湖^[31,32]和东非 Abiyata 湖^[33]都曾出现的“新仙女木期”的突然降温记录.

4.3 早-中全新世气候事件

到全新世孢粉沉积率已降低到冰消期早期的十分之一(见图 3),这种花粉沉积率的大幅度降低反映了海平面的上升,导致了巽他古陆完全被淹没^[3],因而可以说此时的花粉主要来自于远处的岛屿如婆罗洲等,反映了巽他陆架周边岛屿的植被.

在剖面的 10.2~7 ka BP 期间的早全新世,反映温暖而湿润类型的蕨类孢子含量大幅度降低,说明此时巽他陆架周边的岛屿气温降低,故可以说此时段存在一个干冷的气候事件.另外本剖面记录的早全新世干冷事件并不是偶然的,在其他一些低纬度地区也有发现,如在南美洲西部的的喀喀湖(Titicaca Lake)^[34~38],从 8.7~6.5 ka BP 温度降低 1~2 °C,且在 8~4 ka BP 气候也变干,湖面下降^[39,35~37].

在 7~3.6 ka BP 的中全新世,蕨类孢子含量突然升高,可能反映了气候回转.南海全新世的这种气候变化事件可能在一定程度与黑潮变迁的历史相对应.在大约 9.4~6.4 ka BP 期间,黑潮强度大幅度下降,主流轴甚至可能东移退出了冲绳海槽,受其影响不仅东海,巽他陆架气温也有所降低,而从 6.4 ka BP 之后,黑潮主流轴重新进入冲绳海槽,导致海水温度回升^[40],这与巽他陆架中全新世气温回升时间大体一致.这个中全新世的升温事件在很多地区也都有所发现,如 Titicaca 湖^[39],北玻利维亚^[41]和秘鲁^[42~44],温度升高 1~3 °C,林线上升 200~600 m.

5 结论

通过巽他陆架 18287 柱状样冰消期以来 16500 多年的高分辨率孢粉记录研究,可以发现:

(1) 冰消期早期 16.5~14 ka BP 期间该地区花粉来自巽他古陆,揭示出冰期出露的巽他陆架植被以热带低地雨林和低山雨林为主,古陆沿岸分布了红树林.由低山雨林向低地的迁移以及较少的蕨类植物得知当时气温较现在低,但无明显变干的迹象.

(2) 在 13.9 ka BP 时热带低地雨林和蕨类孢子含量突然增高,而低山雨林含量降低,说明气温突然升高.花粉沉积率的大量减少说明巽他陆架被淹没,物源区变远.

(3) 在 10.2~7 ka BP 时蕨类孢子的低含量都说明气温降低, 7~3.6 ka BP 时蕨类孢子含量的升高指示了气温回升。

参 考 文 献

- Lambeck K, Chappell J. Sea level change through the last glacial cycle. *Science*, 2001, 292: 679—686
- Statteger K, Kuhnt W, Wong H K, et al. Cruise Report SONNE115 SUND AFLUT. Sequence Stratigraphy, Late Pleistocene-Holocene Sea Level Fluctuations and High Resolution Record of the Post-Pleistocene Transgression on the Sunda Shelf. *Berichte- Reports. Geol Palaont Inst Univ Kiel*, 1997, 86: 211
- Hanebuth T, Statteger K, Grootes P M. Rapid flooding of the Sunda Shelf—a late-glacial sea-level record. *Science*, 2000, 288: 1033—1035
- Hanebuth T J J, Saito Y, Statteger K. The stratigraphic architecture of the central Sunda Shelf (SE Asia) recorded by shallow-seismic surveying. *Geo-Mar Lett*, 2002, 22: 86—94
- Hanebuth T J J, Statteger K. The stratigraphic evolution of the Sunda Shelf during the past fifty thousand years. In: Sidi F H, Nummedal D, Posamentier H W, et al. eds. *Deltas of Southeast Asia and Vicinity—Sedimentol, Stratigra and Petroleum Geol, SEPM Special Publications*, 2003, 76: 189—200
- Hanebuth T J J, Statteger K, Schimanski A, et al. Late Pleistocene forced-regressive deposits on the Sunda Shelf (Southeast Asia). *Mar Geol*, 2003, 199: 139—157
- Hanebuth T J J, Statteger K. Depositional sequences on a late Pleistocene-Holocene tropical siliciclastic shelf (Sunda Shelf, southeast Asia). *J Asian Earth Sci*, 2004, 23: 113—126
- 李逊, 孙湘君. 南海南部末次冰期以来的孢粉记录及其气候意义. *第四纪研究*, 1999, 6: 526—536
- Sun X J, Li X, Luo Y L. Vegetation and climate on the Sunda Shelf of the South China Sea during the Last Glaciation pollen results from Station 17962. *Acta Bot Sin*, 2002, 44(6): 746—752
- De Deckker P, Tapper N J, van der Kaars S. The status of the Indo-Pacific Warm Pool and adjacent land at the Last Glacial Maximum. *Glob Planet Change*, 2002, 35: 25—35
- Flenley J R. Problems of the Quaternary on mountains of the Sunda-Sahul region. *Quat Sci Rev*, 1996, 15: 549—555
- Tjia H D. The Sunda Shelf, Southeast Asia. *Z Geomorph N E*, 1980, 24 (4): 405—427
- Molengraaff G A F. Modern deep-sea research in the East Indian Archipelago. *Geogr J*, 1921, 57: 95—121
- Stuiver M, Reimer P J. Extended ^{14}C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon*, 1998, 35: 215—230
- Bard E. Correction of accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in planktonic foraminifera: Paleooceanographic implications. *Paleoceanography*, 1988, 3: 635—645
- Sun X J, Li X, Beug H. Pollen distribution in hemipelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution. *Mar Geol*, 1999, 156: 221—226
- Sun X J, Li X, Luo Y L, et al. The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea. *Palaeoogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 2000, 160: 301—316
- Sun X J, Luo Y L, Huang F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asian monsoon. *Mar Geol*, 2003, 201: 97—118
- Van der Kaars S, Dam M A C. A 135000-year record of vegetational and climatic change from the Bandung area, West Java, Indonesia. *Palaeoogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 1995, 117: 55—72
- Newsome J C. Late Quaternary vegetation history of the Central Highland of Sumatra. I. Present vegetation and modern pollen rain. *J Biogeogr*, 1988, 15: 363—386
- van der Kaars S. Palynology of eastern Indonesian martine pistoncore: a late Quaternary vegetational and climatic record for Australasia. *Palaeoogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 1991, 85: 239—302
- van der Kaars S. Marine and terrestrial pollen records of the last glacial cycle from the Indonesian region: Bandung Basin and Banda Sea. *Palaeoclimates*, 1998, 3: 209—219
- Dam RAC, Fluin J, Suparan P, et al. Palaeoenvironmental developments in the Lake Tondano area (N. Sulawesi, Indonesia) since 33000 BP. *Palaeoogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 2001, 171: 147—183
- van der Kaars S, Penny D, Tibby J, et al. Late Quaternary palaeoecology, palynology and palaeolimnology of a tropical lowland swamp: Rawa Danau, West Java, Indonesia. *Palaeoogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 2001, 171: 185—212
- Colinvaux P A, De Oliveira P E, Moreno J E, et al. A long pollen record from lowland Amazonia: Forest and cooling in glacial times. *Science*, 1996, 274: 85—88
- Caratini C, Tissot C. Paleogeographical evolution of the Mahakam delta in Kalimantan, Indonesia during the Quaternary and late Pliocene. *Rev Palaeobot Palynology*, 1988, 55: 217—228
- Hope G S, Tulip J. A long vegetation history from lowland Iran-Jaya, Indonesia. *Palaeoogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 1994, 109: 385—398
- Martinez J, De Deckker P, Barrows T T. Palaeoceanography of the last glacial maximum in the eastern Indian Ocean: planktonic foraminiferal evidence. *Palaeoogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 1999, 147: 73—99
- Steinke S, Kienast M, Pflaumann U, et al. A High-Resolution Sea-Surface Temperature Record from the Tropical South China Sea (16500—3000 yr BP). *Quat Res*, 2001, 5: 352—362
- Hughen K A, Eglinton T I, Xu L, et al. Abrupt tropical vegetation response to rapid climate changes. *Science*, 2004, 304: 1955—1959

- 31 Salzmann U, Waller M. The Holocene vegetational history of the Nigerian Sahel based on multiple pollen profiles. *Rev Palaeobot Palynology*, 1998, 100: 39—72
- 32 Salzmann U. Late Quaternary Climate and Vegetation of the Sudanian Zone of Northeast Nigeria. *Quat Res*, 2002, 58: 73—83
- 33 Chalfe F, Gasse F. Late Glacial-Holocene diatom record of water chemistry lake level change from the tropical East African Rift Lake Abiyata (Ethiopia). *Palaeogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 2002, 187: 259—283
- 34 Baker P A, Bush M, Fritz S C, et al. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 2003, 194: 259—279
- 35 Baker P A, Seltzer G O, Fritz S C. The history of South American tropical precipitation for the past 25000 years. *Science*, 2001, 291: 640—643
- 36 Cross S L, Baker P A, Seltzer G O, et al. Late Quaternary climate and hydrology of tropical South America inferred from an isotopic and chemical model of Lake Titicaca, Bolivia and Peru. *Quat Res*, 2001, 56: 1—9
- 37 Seltzer G O, Cross S, Baker P. High-resolution seismic reflection profiles from Lake Titicaca, Peru/Bolivia. Evidence for Holocene aridity in the tropical Andes. *Geology*, 1998, 26: 167—170
- 38 Ybert J P. Ancient Lake environments as deduced from pollen analysis. In: DeJoux C, Ltis A, eds. *Lake Titicaca. A Synthesis of Limnological Knowledge*. Boston MA: Kluwer Academic, 1992. 49—62
- 39 Paduano G M. A vegetation and fire history of Lake Titicaca since the Last Glacial Maximum. *Palaeogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 2003, 3066: 1—21
- 40 翦知澐, Saito Yoshiki, 汪品先, 等. 黑潮主流轴近 2 万年来的位移. *科学通报*, 1998, 43(5): 532—536
- 41 Graf K. Palynological investigations of two post-glacial peat bogs near the boundary of Bolivia and Peru. *J Biogeogr*, 1981, 8: 353—368
- 42 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. Late glacial stage and Holocene tropical ice core re-cords from Huascaran, Peru. *Science*, 1995, 269: 46—50
- 43 Thompson L G, Davis M E, Mosley-Thompson E, et al. A 25000 year tropical climate history from Bolivian ice cores. *Science*, 1998, 282: 1858—1864
- 44 Hansen B C S, Seltzer G O, Wright H E. Late-Quaternary vegetation change in the central Peruvian Andes. *Palaeogeogr Palaerclimatol Palaeoecol*, 1994, 109: 263—285