

4 万年以来巽他陆架海岸线变化的红树植物花粉记录

王晓梅 孙湘君 汪品先 Karl Stattegger

(中国石油勘探开发研究院, 北京 100083; 同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092; 中国科学院植物研究所, 北京 100093; Institute of Geosciences, University of Kiel, Olshausenstrasse 40, Kiel 24118, Germany. E-mail: chouxiaoya_77@yahoo.com.cn)

摘要 根据南海南部巽他陆架上的柱状剖面 Sonne 18300, 18302 和 18323 的高分辨率的红树花粉记录, 重建 4 万年以来巽他陆架的海岸线变迁历史. 研究结果发现氧同位素 3 期时, 巽他古陆上海平面较低, 古陆部分出露, 出露的陆架上生长了植被, 有较高的花粉浓度, 红树林沿巽他古陆的海岸线分布; 末次冰盛期时海平面下降, 巽他古陆进一步出露, 海岸线的外推使红树林逐渐消失, 先锋植物蕨类植物迅速覆盖在出露的陆架上; 到末次冰消期, 海平面上升, 海岸线后退, 巽他陆架逐渐又被淹没, 红树林随着海岸线的迁移再次逐渐出现, 并迅速拓展.

关键词 巽他陆架 红树花粉 氧同位素 3 期 末次盛冰期 末次冰消期

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、婆罗洲等联合成一个统一的陆地, 称为“巽他古陆”(Sunda Land)^[1](图 1). 冰期时巽他古陆广泛出露, 面积约 $18 \times 10^5 \text{ km}^2$, 宽达 800 km, 坡度小到 1:9000, 为冰期以来海退海进沉积的保存提供了难得的机会. 巽他陆架是极地之外最大的陆架区, 它在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.

1997 年德国“太阳号”的专题调查首次取得巽他陆架末次冰期以来的高分辨率沉积纪录^[2~7]发现从末次冰消期以来海平面变化频繁^[3], 尽管也有一些研究重建了冰期几个旋回中的海平面变化^[8~12], 但对于氧同位素 3 期以来的巽他陆架的详细的海岸线变化记录仍未加涉及. 红树林是生长在热带、亚热带低能海岸, 受到海水周期性淹没的木本植物群落, 即所有红树林生态系统都出现在潮间带、泻湖或珊瑚礁上, 因此它对海岸线的移动反应非常灵敏, 是海岸线移动的良好指示剂^[13~18], 本文通过巽他陆架上柱状样沉积物中孢粉记录的红树林变化来追溯研究 4 万年以来巽他陆架海岸线的变迁历史.

2 材料和方法

孢粉样品取自 1997 年德国“太阳号”115 航次的 Sonne 18300 (4°21'N, 108°39'E, 91 m 水深), 18302 (4°09'N, 108°34'E, 83 m 水深) 和 18323 (2°47'N, 107°53'E, 92 m 水深) 沉积物柱状样^[2], 采用 10 和 20 cm 间隔取样. 孢粉分析在同济大学海洋地质国家重点实验室完成, 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或两粒外加石松药片(每片药片含石松孢子 10680 粒), 以便于计算花粉浓度. 每个样品统计陆生种子植物花粉(蕨类孢子和松除外)200 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 AMS¹⁴C 测年数据(表 1), 18302 和 18323 柱状样没有顶部年龄的确切数据, 故其由沉积率外推得到.

3 孢粉沉积物中的红树林纪录

本次研究的 3 个柱状样中的红树林(mangroves)主要包括红树属(*Rhizophora*), 海桑属(*Sonneratia*)以及极少的木榄属(*Bruguiera*).

3.1 18300 柱状样

从浅地层剖面得到此柱状样处于水下峡谷的边缘. 柱长 885 cm, 主要由各种颜色的泥组成, 含有砂层和有机质层. 沉积物岩性如表 2, 根据沉积物沉积率的不同, 上段 0~440 cm 和下段 600~880 cm 按 20

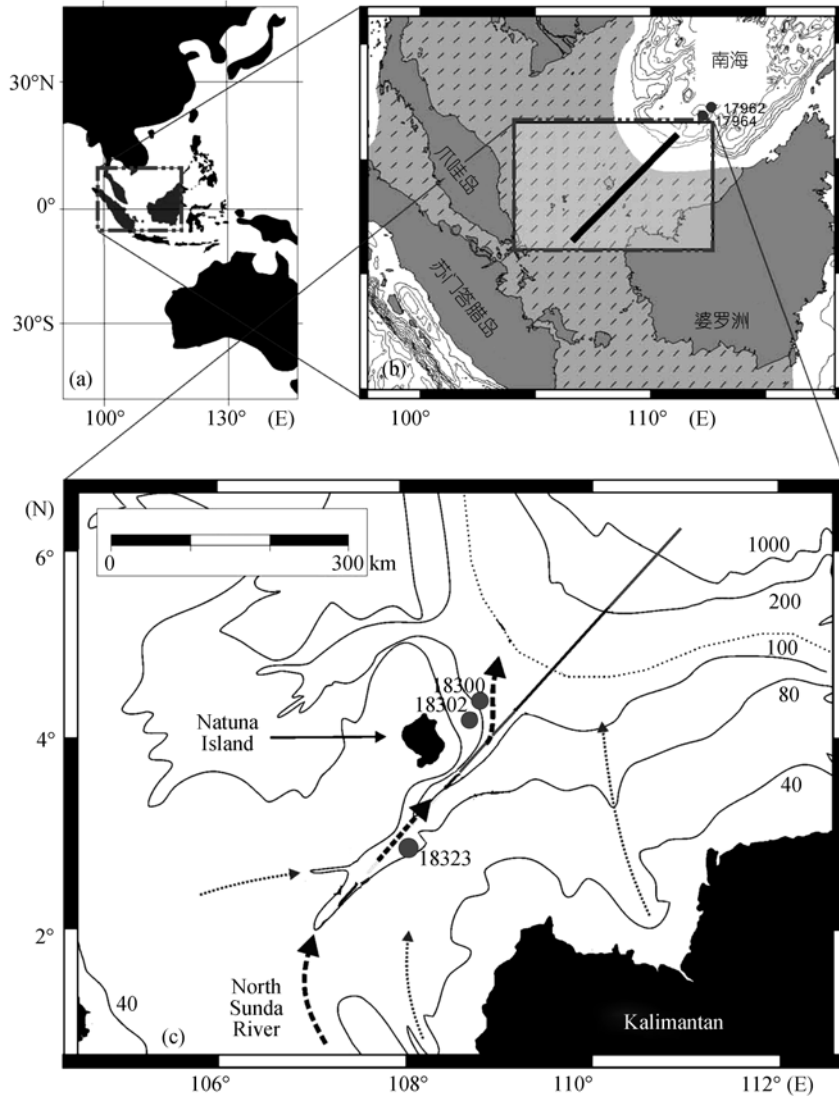


图 1

(a) 地理位置; (b) SO115 航次站位剖面(黑线为航次剖面, 浅灰色为冰期时出露的巽他古陆); (c) 沉积物柱状样位置, 圆圈处为本次研究的柱状样, 虚线指示北巽他古河道流向(据Hanebuth等人^[1]修改)

表 1 沉积柱状样 AMS ¹⁴C 测年数据^{a)}

站位	样品深度/cm	测年材料	¹⁴ C 年龄/a BP
18300	60~62	全样有机碳	12440±70
	206	全样有机碳	12650±60
	400	根	12580±60
	590~592	全样有机碳	21490±330
	879~881	全样有机碳	39210±319
18302	85	植物块	11520±55
	410	泥炭块	12335±60
	410	双壳类	11660±45
	590	全样有机碳	20160±330
18323	190~192	全样有机碳	14180±60
	380~382	全样有机碳	23460±160
	534~536	全样有机碳	22810±120

表 2 沉积柱状样 18300 柱状样岩性

深度/cm	岩性
0~29	灰色砂
29~94	富有机质钙质沉积
94~294	富木质碎片的深灰色泥
294~395	富含有机质泥
395~475	橄榄色灰泥
475~495	灰绿色泥
495~795	灰黄色泥
795~885	灰绿色泥

a) 据Hanebuth等人^[1], Steinke等人^[18]

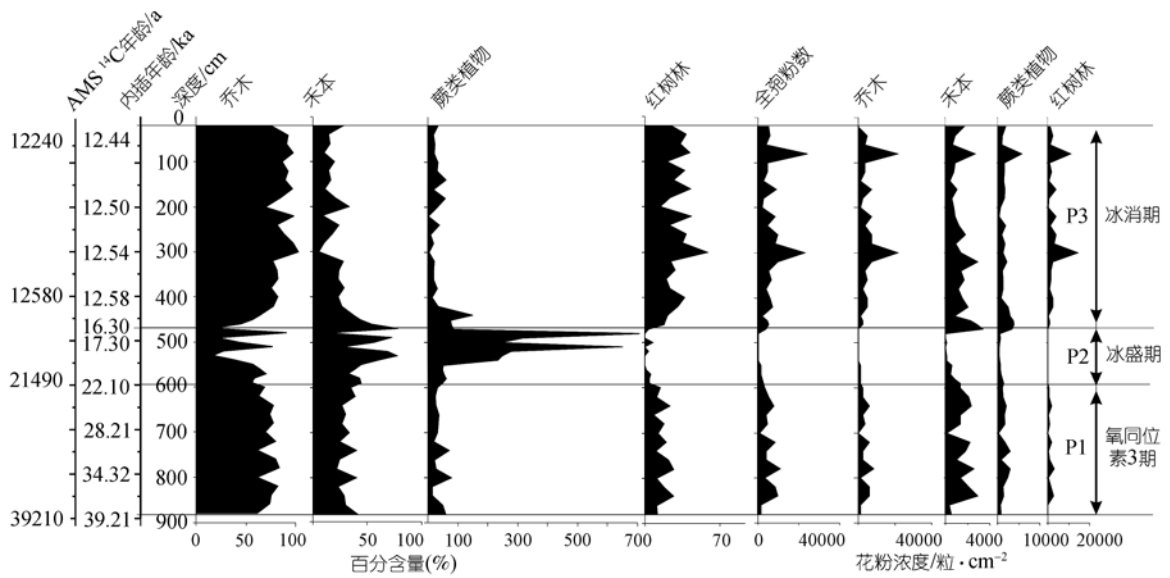


图2 Sonne 18300 柱状样乔木、禾本、蕨类植物和红树花粉的百分比和浓度图谱

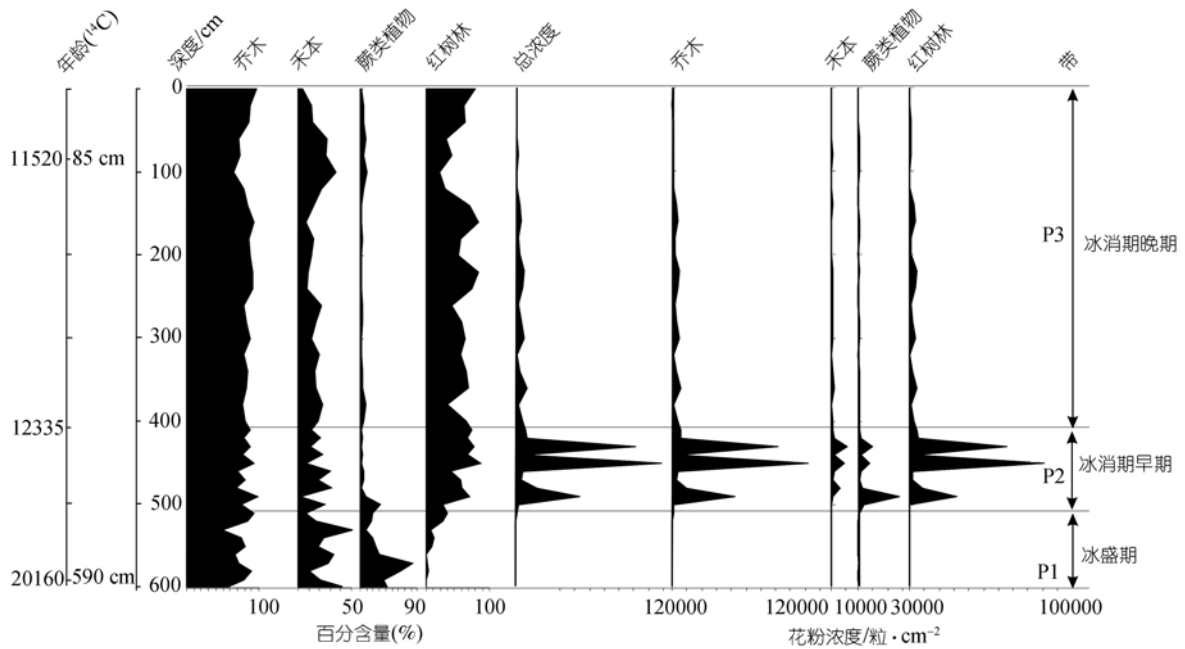


图3 Sonne 18302 柱状样乔木、禾本、蕨类植物和红树花粉的百分比和浓度图谱

cm 间隔取样, 中段 440~600 cm 按 10 cm 间隔取样, 共取得样品 52 个. 测年数据见表 1, 由孢粉对比结果 (图 2 和 3) 推测 206 cm 处的 (12650 ± 60) ¹⁴C ka BP 不合适, 弃之.

氧同位素 3 期 (MIS 3) (8.8~6 m, 约为 39.2~22.1 ¹⁴C ka BP) (图 2): 此时中乔木花粉的含量为 70% 左右, 草本植物为 30% 左右. 乔木植物中红树花粉的含

量在 10%~20% 之间. 此时蕨类孢子含量为陆生种子植物含量的 40%. 花粉的浓度较高. 冰盛期 (LGM) (6~4.8 m, 约为 22.1~16.3 ¹⁴C ka BP): 此带中乔木花粉含量减少, 从上带的 70% 减少到 50%, 草本植物从 30% 增加到 50%, 乔木中降低最明显的莫过于红树林, 它在此带中几乎消失. 同时蕨类孢子含量增长极快, 从上时段陆地种子植物含量的 40% 增长到本时段陆地

种子植物含量的 700%，其中以桫欏孢子(*Cyathea*)为主，而桫欏是一种热带树蕨，经常作为一种先锋植物而出现。此时段另一个显著的特点是各个生态类型的花粉浓度均显著降低，大约变为原来的 1/20~1/10。冰消期(4.8~0.4 m, 约为 16.3~12.44 ¹⁴C ka BP): 相对于上时段，乔木花粉含量从 50%增长至 70%，而草本植物又从 50%降低到 30%，乔木中增长最显著的是红树林，从上带的几乎不存在逐渐增加到 40%~50%，蕨类孢子含量大量降低至陆生种子植物含量的 60%。

3.2 18302 柱状样

浅地层剖面显示该区海底欠平整，整个柱状样包括有不同颜色的含泥砂岩和有机质的泥岩，岩性如表 3。根据沉积率的不同在 0~400 cm 之间采取 20 cm 间隔取样，400~598 cm 之间采取 10 cm 间隔取样，共取得样品 41 个。由双壳类测得的年龄数据偏年轻，弃之。

表 3 沉积柱状样 18302 柱状样岩性

深度/cm	岩性
0~100	灰色砂泥
100~296	棕灰色均质泥
296~400	棕灰色砂质泥
400~500	棕灰色泥，富含有机质和褐煤，430~433 cm 和 445~450 cm 生物扰动
500~598	灰绿色泥

冰盛期(LGM)(5.9~5.1 m, 约为 20.16~16.3 ¹⁴C ka BP) (图 3): 此时段中乔木花粉占优势，含量为 50%~80%，草本植物的含量为 20%~50%，红树林在 20.2~18.1 ¹⁴C ka BP 之间几乎不存在，从 18.1~16.3 ¹⁴C ka BP 含量缓慢上升，但仍然很低。早期蕨类孢子的含量为陆生种子植物的含量的 400%，而到晚期降低到 100%。另外花粉的沉积率和浓度非常低。此时还含有少量的浅水环境或沼泽环境下才能生长的淡水藻类——环纹藻。冰消期早期 (5.1~4.1 m, 约为 16.3~12.4 ¹⁴C ka BP): 此时乔木花粉含量略有增加，草本花粉含量减少，而红树花粉大量增加，从上时段晚期的 20%增加到本时期的 50%左右。蕨类孢子含量从上时段晚期相当陆生种子植物含量的 100%减少到此时段的 30%。另外本时段中各个生态类型的花粉浓度急剧增大为上时段的几十倍甚至上百倍。冰消期晚期(4.1~0 m, 约为 12.4~11 ¹⁴C ka BP): 本时段各花粉所占百分比相对上时段晚期变化不大，只是花粉浓度(无法计算出此带的花粉沉积率)又急剧降

低到上时段的 1/10 左右。此时较高含量的红树花粉稳定出现，孢粉带中花粉浓度剧烈降低。

3.3 18323 柱状样

整个柱状样包括有不同颜色的含泥砂岩和有机质的泥岩，岩性如表 4。由于广泛存在的土壤沉积形成于海退的顶部，故其与冰期海平面最低，大陆架出露相关 [19,20]，其年龄范围为 20.0~23.5 ¹⁴C ka BP [6]，而 380~382 cm 处，沉积物为土壤，故 3 个 AMS ¹⁴C 年龄数据(190~192 cm: 14.2 ¹⁴C ka BP; 380~382 cm: 23.5 ¹⁴C ka BP; 534~536 cm: 22.8 ¹⁴C ka BP)中，底部年龄 22.8 ¹⁴C ka BP 偏年轻，未采用(表 1)。

表 4 沉积柱状样 18323 柱状样岩性

深度/cm	岩性
0~197	含有机质和砂夹层的橄榄灰色泥
197~397	夹有砂层的灰黄色泥
397~540	夹有砂层的橄榄灰色砂泥

此柱状样位于内陆架，是此研究点中离南部岛屿较近的一个柱状样，现代水深 92 m，柱长 540 cm，共分析样品是 50 个。

氧同位素 3 期(MIS 3)(5.4~3.8 m, 约为 31.27~23.46 ¹⁴C ka BP)(图 4): 此时段中乔木花粉占绝对优势，部分甚至超过 80%，其中红树林的含量较低，约 8%。草本植物含量在 20%左右，蕨类孢子含量占陆生种子植物含量的 40%左右。冰盛期(LGM)(3.8~2.1 m, 约为 23.46~16.3 ¹⁴C ka BP): 此时段中乔木花粉和草本花粉形成两个高峰点，即早期草本植物含量较高，而晚期乔木植物含量高；而蕨类孢子含量增长到上时段的 150%~200%。乔木中红树林几乎消失。蕨类孢子中大量增长的主要是树蕨——桫欏属(*Cyathea*)。花粉的浓度相对上时段大量减少。冰消期早期(2.1~1.1 m, 约为 16.3~12.4 ¹⁴C ka BP): 此时段中乔木和草本植物花粉的百分含量比较稳定，而蕨类孢子的含量却降低为陆生种子植物花粉含量的 40%。红树林花粉增加到 30%左右。花粉的浓度在本时段也大大增加。冰消期晚期(1.1~0 m, 约为 12.4 ¹⁴C ka BP 到全新世之前): 此时段花粉比重与上时段几乎完全一致，不同的是花粉的浓度降低到上时段的 1/4。

4 讨论

4.1 氧同位素 3 期(MIS 3)

本次研究中包含此时段纪录的柱状样只有两个:

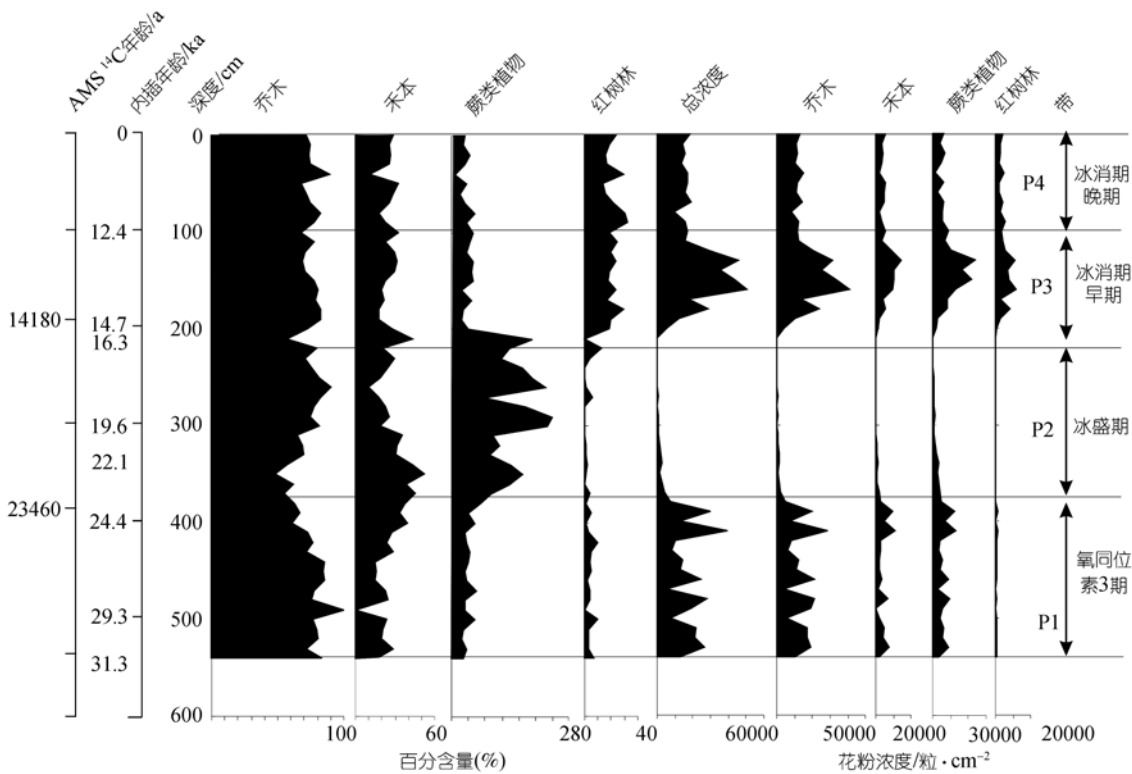


图4 Sonne 18323 柱状样乔木、禾本、蕨类植物和红树花粉的百分比和浓度图谱

18300 (39.2~22.1¹⁴C ka BP)和 18323 柱状样(31.3~23.5¹⁴C ka BP), 在两个柱状样中, 孢粉特征非常相似, 红树花粉尽管都有一定含量但都不高(图2和5), 蕨类孢子也有一定的含量(图4和6), 而此时段红树花粉和蕨类孢子的浓度都较高。

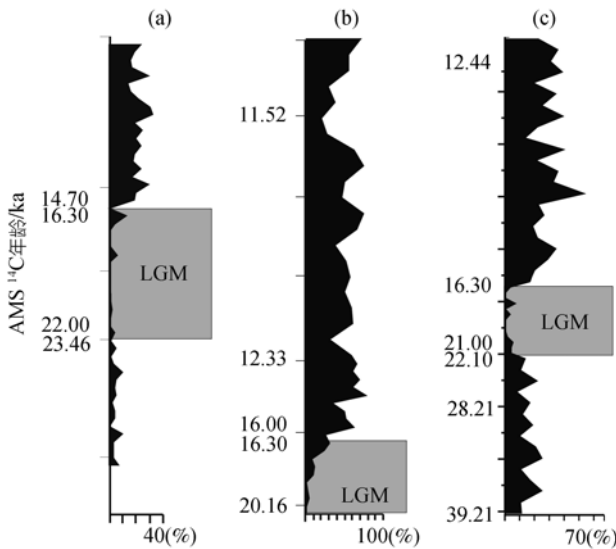


图5 巽他陆架柱状样中红树林的百分比图谱

(a) 18323; (b) 18302; (c) 18300. 灰色为冰盛期红树林消失的时间段

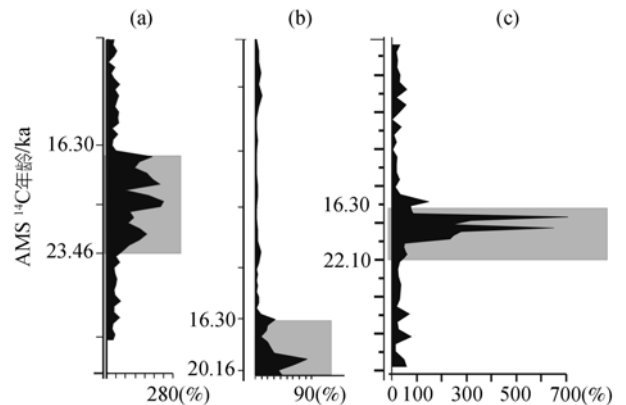


图6 巽他陆架柱状样中蕨类植物的百分比图谱

(a) 18323; (b) 18302; (c) 18300. 灰色为冰盛期

由现代红树花粉表层样的分布可知 [21], 内陆架靠近婆罗洲处红树花粉的含量最高, 向海方向含量则很低, 此时段红树花粉有一定含量, 而由于热带亚热带的滨海潮间带环境中的海岸地貌是红树发育的最基本条件, 且海岸应有适当屏蔽, 风浪小, 坡度平缓, 底质较细, 故此时两柱状样站位都应该位于海岸线附近, 但 18323 柱状样位于内陆架, 而 18300 柱状样位于外陆架, 相距较远的两个柱状样不可能有如

此相似的孢粉特征, 最合理的解释是随着海平面下降, 内陆架逐渐出露, 18323 柱状样位于海岸线附近, 红树林沿海岸线分布, 18300 柱状样位置为浅水潮间带, 红树林沿周围一小高地——Natuna 岛生长, 故 18300 柱状样位置能沉积大量的红树花粉. 推测当时内陆架出露, 出露的陆架上主要生长有热带低地雨林, 低山雨林则主要从南部岛屿迁移而来. 此时气候比现在略微寒冷, 但仍然湿润.

4.2 冰盛期(LGM)

陆架上记录冰盛期 (23.4~16.3 ¹⁴C ka BP) 时花粉沉积的有 18300, 18302 和 18323 柱状样, 同时时段 3 个柱状样的沉积物都主要为沼泽泥相.

相对于氧同位素 3 期, 变化最大的莫过于红树林, 它的剧减至消失, 可以推断海平面下降幅度较大, 海岸线向陆地方向迁移, 大陆架逐渐出露, 红树林的生长空间减少. 而广泛发育的沼泽土相沉积也为陆架的出露提供了最有力的佐证, 因为沼泽土相形成于海退层序的顶部 [6], 是冰盛期海平面最低而大陆架出露的结果, 此时形成的沼泽古土壤 [6] 在巽他陆架和相邻地区都普遍存在 [19,20]. 大陆架出露的证据也从此时 18300, 18302 和 18323 柱状样均不含有浮游和底栖有孔虫得到了证实 [2]. 孢粉记录中红树林的消失也说明了海平面下降, 沉积环境变为沼泽和湿地, 其上草本植物和蕨类植物大量生长. 另外, 此时期陆架上极低的花粉浓度说明了陆架出露后, 陆架上生长的植被花粉很大一部分被带到巽他河然后进入南海, 陆坡上 17962 和 17964 柱状样 [22,23] 的高沉积率也提供了佐证.

此外, 由于 18323 柱状样站位最靠近陆地, 冰盛期开始后, 海平面的下降反映最早, 也最明显, 故此柱状样所在位置最早出露, 红树林消失最早, 蕨类植物得以大量拓展. 出露的巽他古陆成为花粉源区. 通过孢粉分析结果我们也发现巽他陆架上 3 个柱状样从氧同位素 3 期到末次冰盛期再到冰消期红树花粉都呈现有规律的变化. 故根据由海向陆柱状样中红树林消失的时间差异, 可以看出巽他陆架上海岸线外移的过程: 18323 柱状样中红树林在 23.0 ¹⁴C ka BP 就完全消失; 18302 柱状样记录的最早时间是 20.2 ¹⁴C ka BP, 此时红树林已不存在, 因而无法确定红树林消失的具体时间; 在 18300 柱状样中, 直到 21.0 ¹⁴C ka BP 红树林才完全消失(图 2 和 5). 归纳起来, 海岸线在 23.0 ¹⁴C ka BP 移到 18323 柱状样位置处, 而到

20.2 ¹⁴C ka BP, 海岸线已到 18300 柱状样位置处(图 7). 相应的红树林消失后陆架出露, 作为先锋植物的蕨类植物大量繁盛(图 6).

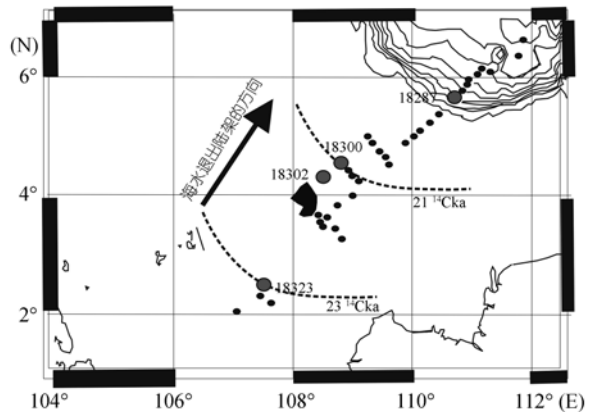


图 7 巽他陆架各柱状样位置逐渐出露示意图
由冰期开始后根据红树林花粉的大量消失时间推断; 黑点为 Sonne 115 航次所取柱状样位置; 黑块为 Natuna Island

4.3 冰消期

3 个柱状样 18300, 18302 和 18323 均记录了冰消期时的花粉沉积, 且花粉特征非常相似. 在 3 个柱状样中红树林都重新出现, 且都大量增长, 推测海平面迅速回升, 海岸线向陆迁移, 巽他陆架又被淹没, 同时陆架的淹没也导致了蕨类植物和草本植物的生长空间逐渐减小. 沟鞭藻的出现以及稳定存在, 加之沉积物中砂含量剧烈减少, 含水量大量增加 [4], 都证明此处已被海水淹没, 沉积相从潮坪相过渡到内陆架相也说明了研究区从海陆交互相逐渐转变为纯海洋性特征.

与冰盛期时红树从陆架上各个柱状样位置依次消失的时间相反, 冰消期时红树林都是从外陆架到内陆架逐渐再次出现直至达到稳定的高值(图 5), 外陆架上的 18300 柱状样的红树林是从 16.3 ¹⁴C ka BP 重新出现, 18302 柱状样从 16.0 ¹⁴C ka BP 重新出现, 内陆架上的 18323 柱状样则从 14.7 ¹⁴C ka BP 才重新繁茂, 故可以得到海岸线移动的过程(图 8). 这与 Hanebuth 等人 [3] 记录的末次冰消期以来海平面变化趋势是一致的.

5 结论

通过巽他陆架 3 个柱状样的红树花粉分析, 本文对南海南部巽他陆架四万年以来的海平面进行了较高分辨率的研究, 取得了如下结论:

- () 氧同位素 3 期时, 巽他古陆上海平面较低,

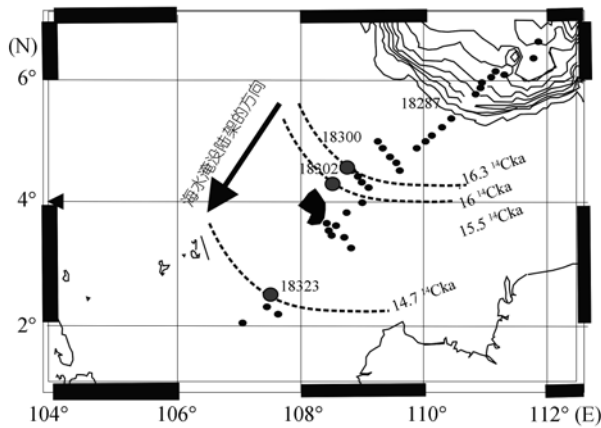


图8 巽他陆架各柱状样位置逐渐被淹没示意图
由冰消期开始后根据红树林花粉的大量出现时间推断

古陆部分出露, 红树林沿巽他古陆的海岸线分布。

() 末次冰盛期时海平面下降, 巽他古陆出露, 海岸线的外移使红树林从内到外陆架逐渐消失, 先锋植物蕨类植物迅速覆盖在出露的陆架上。

() 末次冰消期, 海平面逐渐上升, 海岸线后退, 陆架逐渐被再次淹没, 红树林随着海岸线的上移再次逐渐出现, 并迅速拓展。

致谢 感谢德国基尔大学提供样品和测年数据, 感谢同济大学吴国璋教授在样品处理过程中的大力帮助。

参 考 文 献

- 1 Tjia H D. The Sunda Shelf, Southeast Asia. *Z Geomorph N E*, 1980, 24(4): 405—427
- 2 Statterger K, Kuhnt W, Wong H K, et al. Cruise Report SONNE115 “SUNDAFLUT”. Sequence Stratigraphy, Late Pleistocene-Holocene Sea Level Fluctuations and High Resolution Record of the Post-Pleistocene Transgression on the Sunda Shelf. *Berichte-Reports. Geologisch-Palaeontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts- Universitaet Kiel*, 1997, 86: 1—211
- 3 Hanebuth T, Statterger K, Grootes P M. Rapid flooding of the Sunda Shelf—a late-glacial sea-level record. *Science*, 2000, 288: 1033—1035[DOI]
- 4 Hanebuth T J J, Saito Y, Statterger K. The stratigraphic architecture of the central Sunda Shelf (SE Asia) recorded by shallow-seismic surveying. *Geo-Mar Lett*, 2002, 22: 86—94[DOI]
- 5 Hanebuth T J J, Statterger 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-Sedimentology, Stratigraphy and Petroleum Geology*. SEPM Special Publications, Tulsa, Oklahoma, 2003, 76: 189—200
- 6 Hanebuth T J J, Statterger K, Schimanski A, et al. Late Pleistocene

- forced-regressive deposits on the Sunda Shelf (Southeast Asia). *Mar Geol*, 2003, 199: 139—157[DOI]
- 7 Hanebuth T J J, Statterger K. Depositional sequences on a late leistocene-Holocene tropical siliciclastic shelf (Sunda Shelf, southeast Asia). *J Asian Earth Sci*, 2004, 23: 113—126[DOI]
- 8 Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine N18O record. In: Berger A, Imbrie J, Hays J D, et al, eds. *Milankovich and Climate. (Part 1)*. Norwell, MA: Reidel Press, 1984. 269—305
- 9 Bard E, Jouannic C, Hamelin B, et al. Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba Island, Indonesia. *Geophys Res Lett*, 1996, 23: 1473—1476[DOI]
- 10 Chappell J, Omura A, Esat T, et al. Reconciliation of late Quaternary sea levels derived from coral terraces at Huon Peninsula with deep-sea oxygen isotope records. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 141: 227—236[DOI]
- 11 Chappell J. Sea level changes forced ice breakouts in the Last Glacial cycle: New results from coral terraces. *Quat Sci Rev*, 2002, 21: 1229—1240[DOI]
- 12 张乔民, 隋淑珍, 张叶春, 等. 红树林宜林海洋环境指标研究. *生态学报*, 2001, 21(9): 1427—1437
- 13 范航清. 广西红树林上大型固着污损动物的种类成分分布. *广西科学院学报(红树林论文专辑)*, 1993, 9(2): 58—62
- 14 谭晓林, 张乔民. 红树林潮滩沉积速率及海平面上升对我国红树林的影响. *海洋通报*, 1997, 16(4): 29—35
- 15 陈映霞. 红树林的环境生态效应. *海洋环境科学*, 1995, 14(4): 51—56
- 16 陈小勇, 林鹏. 我国红树林对全球气候变化的响应及其作用. *海洋湖沼通报*, 1999, 2: 11—17
- 17 卢昌义, 林鹏, 叶勇, 等. 全球气候变化对红树林生态系统的响应与研究对策. *地球科学进展*, 1995, 10(4): 341—347
- 18 Steinke S, Hanebuth T J J, Statterger K, et al. On the significance of sea-level variations and shelf paleo-morphology in governing sedimentation in the southern South China Sea during the last deglaciation. *Mar Geol*, 2003, 201: 179—206[DOI]
- 19 Biswas B. Quaternary changes in sea-level in the South China Sea. *Geol Soc Malaysia Bull*, 1973, 6: 229—256
- 20 Sinsakul S. Late Quaternary geology of the Lower Central Plain, Thailand. *J Asian Earth Sci*, 2000, 18: 415—426[DOI]
- 21 Kawamura H. Marine palynological records in the southern South China Sea over the last 44 kyr. Dissertation for the Doctoral Degree. Kiel: Geologisch-Palaeontologisches Institut und Museum, Christian-Albrechts-Universitaet Kiel, 2002. 29—30
- 22 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
- 23 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