

DOI: 10.16562/j.cnki.0256-1492.2019031301

末次盛冰期巽他大陆北部草本植被扩张

杨莹, 田军, 黄恩清

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

摘要: 末次盛冰期 (Last Glacial Maximum, LGM) 全球低海平面时, 巽他陆架大面积暴露, 其上的植被类型对于生物多样性演化和全球陆地碳储库有重要影响。但目前植被重建结果仍存在很大争议: 一种观点认为 LGM 时巽他陆架主要分布稀树草原植被, 雨林只零星存在于少数区域; 而一些数值模拟结果和沉积记录显示巽他陆架上不存在大面积跨赤道的稀树草原, 雨林植被仍占主导。LGM 时巽他大陆北部可靠的植被记录十分有限。本研究依据靠近巽他陆架北部古河流入海口的沉积物岩芯, 利用叶蜡烷烃含量和正构烷烃平均链长指标重建 LGM 时北巽他大陆的植被信息, 结果显示平均链长在 22~14.5 kaBP 期间出现最大值, 推测相对于全新世, 冰期时巽他大陆北部草本成分增加。海平面降低使得冰期太平洋沃克环流减弱, 呈现类厄尔尼诺状态, 导致巽他大陆地区干旱加重, 特别是赤道外围区域 (南北纬 7° 以外) 降水季节性增强, 这种气候状态可能是草本植被成分增多的主要因素。

关键词: 草本植被; 长链烷烃; 末次盛冰期; 巽他陆架; 南海

中图分类号: P736.1

文献标识码: A

Herbaceous vegetation expansion on the north equatorial Sundaland during the last glacial maximum

YANG Ying, TIAN Jun, HUANG Enqing

State Key Laboratory of Marine Geology, Tongji University, Shanghai 200092, China

Abstract: Vegetation types on the exposed Sunda Shelf are important to understand the evolution of regional biodiversity and to assess the global terrestrial carbon storage during glacial periods. There are two conflicting opinions on glacial vegetation distribution over the exposed Sundaland, one considers that savannah occupied most of the exposed shelves while rainforest contracted into a 'refugia' condition; and the other believes that tropical rainforest prevailed over the most glacial Sundaland. So far well-dated paleo-vegetation reconstructions from the northern Sundaland are still lacking, which impedes the unveiling of this mystery. In this study, changes in the distribution of plant wax-derived *n*-alkanes of a marine sediment core from the southern South China Sea, close to the northern Sundaland paleo-river mouths, are used to reconstruct the vegetation changes over the northern Sundaland since LGM. The Average Chain Length (ACL) of *n*-alkanes is as high as 30.0 between 22 and 14.5 kaBP, indicating that herbaceous vegetation expanded on the northern Sundaland during the LGM compared to the Holocene. Previous modelling results suggest that a fall down of sea-level during the LGM can induce a weakened Walker circulation and the prevailing of El Niño-like conditions. This may further result in overall drought and increased dry-season water stress conditions on the glacial Sundaland, which may have contributed to the flourish of herbaceous vegetation.

Key words: herbaceous vegetation; long-chain alkane; Last Glacial Maximum; Sunda Shelf; South China Sea

东南亚、南美亚马孙河流域以及非洲刚果河流域是地球三大热带雨林区。尽管东南亚地区只占世界陆地面积的 4%, 却保存着 20%~25% 的动植物物种, 是世界生物多样性最高的区域之一^[1-2]。与其他两个热带雨林不同, 东南亚各个岛屿之间分布着广阔平缓的大陆架——巽他陆架 (Sunda Shelf)。

在冰期低海平面时, 巽他陆架大面积出露, 东南亚诸岛相连成为一块陆地, 形成巽他大陆 (Sundaland)。动植物在冰期-间冰期的地理演化背景下发生周期性隔离与融合, 为东南亚地区物种多样性的形成创造了条件^[2]。

在冰期-间冰期旋回中, 陆地植被变化对全球碳

资助项目: 国家自然科学基金“古海洋学”(41525020), “晚中新世大洋碳位移事件的成因机制及其古环境效应”(41776051); 上海市优秀学术带头人“新近纪南海碳酸盐补偿深度变化及其古气候意义”(A类, 16XD1403000)

作者简介: 杨莹 (1994—), 女, 硕士研究生, 海洋地质专业, E-mail: 1731658@tongji.edu.cn

通讯作者: 田军 (1974—), 男, 教授, 从事古海洋学与古环境变化研究, E-mail: tianjun@tongji.edu.cn

收稿日期: 2019-03-13; 改回日期: 2019-06-10. 文凤英编辑

库有着重要影响。冰芯记录显示,末次冰期时大气 CO_2 浓度比工业革命前的全新世低约 100×10^{-6} [3]。学术界普遍认为,由于冰期陆地碳库主体是萎缩的,因此大气一部分碳进入了海洋[4]。但目前对冰期陆地碳储库的数值估算还存在很大疑问,其中最大的不确定来源就是出露的陆架[5-7],特别是在东南亚热带地区。冰期时东南亚陆架上覆盖的到底是热带雨林,还是主体为草本植物,这会影响到冰期陆架的储碳能力。

目前对于冰期时巽他陆架植被类型主要存在两种争议性观点:一种观点认为LGM(Last Glacial Maximum, LGM)时,巽他大陆上从泰国南部到爪哇东部发育弧形的“稀树草原走廊”[8],热带雨林主要集中在婆罗洲东部和北部、苏门答腊岛西部和北部[9]。Wurster等[10]对洞穴蝙蝠粪便中昆虫壳体 $\delta^{13}\text{C}$ 的研究也支持这一观点,并显示草原走廊至少延伸至赤道以北400 km,马来半岛南部雨林大量减少。另一种观点依据孢粉[11-13]和数值模拟结果[14-15],认为热带雨林植被在LGM时仍主导巽他大陆,并不存在“稀树草原通道”。因为LGM时暴露的陆架遭受剥蚀,可用于植被重建的记录主要来自邻近的海洋沉积,但目前资料仍然十分有限且分布集中,很难重建冰期时整个陆架区植被的全貌。

本文利用靠近巽他大陆北部古河流入海口附近的海洋沉积物,通过沉积物中的叶蜡正构烷烃含量和碳数分布记录,研究LGM以来巽他大陆北部的植被构成变化情况。生物标志物自20世纪90年代以来在古气候重建方面得到广泛应用[16-19]。维管植物表皮叶蜡从树叶表面移除后通过风和河流搬运到海洋沉积物中。烷烃在沉积物中不易降解,保存较好[20],因此海洋沉积物中的烷烃组分可以综合记录陆地上的植被信息,重建陆地植被中草本/木本植被比例变化。

1 研究区概况

东南亚地区被印度-太平洋暖池围绕,暖池区现代年均海表温度超过 28°C [21],高温导致大气对流活动活跃,年均降水量约为2 000~3 000 mm,其中核心部分(南北纬约 7° 以内)降雨量全年维持在较高水平,没有旱季雨季的明显区别;赤道外围(南北纬约 7° 以外)受到季风影响,随着赤道辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)的南北移动,降雨出现季节性差异(雨季/旱季)。ENSO(El Nino-Southern Oscillation)对该地区年际尺度上的降水量变化有着

重要影响[22]。

东南亚是世界上最大的热带雨林分布区之一,现代无草原植被分布,仅有少量草本植物分布在湿地和沼泽等局部环境。巽他陆架位于东南亚地区的马来半岛、苏门答腊岛、爪哇岛和婆罗洲之间,平均水深70 m。LGM时,印度-太平洋暖池区域平均温度下降 $1\sim 3^\circ\text{C}$ [23],海平面下降最多达123 m[24],陆架大面积出露,将现代的马来半岛、苏门答腊岛、婆罗洲、爪哇岛和巴厘岛连接形成巽他大陆,陆地面积相比现代东南亚地区面积增加近一倍(图1)。巽他陆架表面地形平缓,第四纪时期构造活动稳定,低海平面时河流系统发育,其中巽他大陆北部较大的为古湄南河(paleo-Chao Phraya River)和北巽他河(North Sunda River)[25-26](图1)。

2 材料与方法

2.1 MD05-2894

研究材料为2005年中法合作的马可波罗MD 147航次(国际海洋全球变化研究IMAGES项目IMAGES-XII航次)在南海南部陆坡边缘采集的沉积岩芯。该岩芯位于MD05-2894站位($7^\circ 2.25'\text{N}$ 、 $111^\circ 33.11'\text{E}$,水深1 982 m),岩芯长度为10.85 m(图1)。岩芯6.3 m以下受到浊流影响,大部分为富含孔虫的浊积岩。本次研究仅利用6.3 m以上的正常沉积序列,沉积物为橄榄绿—灰色的黏土,夹杂粉砂质黏土层[28]。0~1.9 m以2 cm间隔取样,1.9~6.2 m以4 cm间隔取样,一共取样208个用作叶蜡烷烃指标分析。

2.2 实验方法

2.2.1 ^{14}C 测年

从0~619 cm沉积岩芯中选择7个样品,挑选浮游有孔虫*Globigerinoides ruber*和*Globigerinoides sacculifer*进行AMS ^{14}C 测年。测试在美国佛罗里达州迈阿密Beta分析测试实验室完成。结合前人工作已发表的7个 ^{14}C 测点[29],一共获得14个年龄控制点。利用Calib 7.10软件和IntCal Marine 13数据库[30]将 ^{14}C 测年结果转换为日历年年龄,并用贝叶斯算法建立年龄模式。其中区域海洋碳储库年龄取全球热带海洋平均值(± 400 年)。

2.2.2 烷烃组分提取

将冷冻干燥后的沉积物样品研磨均匀,加入 $n\text{-C}_{36}$ 烷烃内标和二氯甲烷-甲醇混合溶液(1:1),一

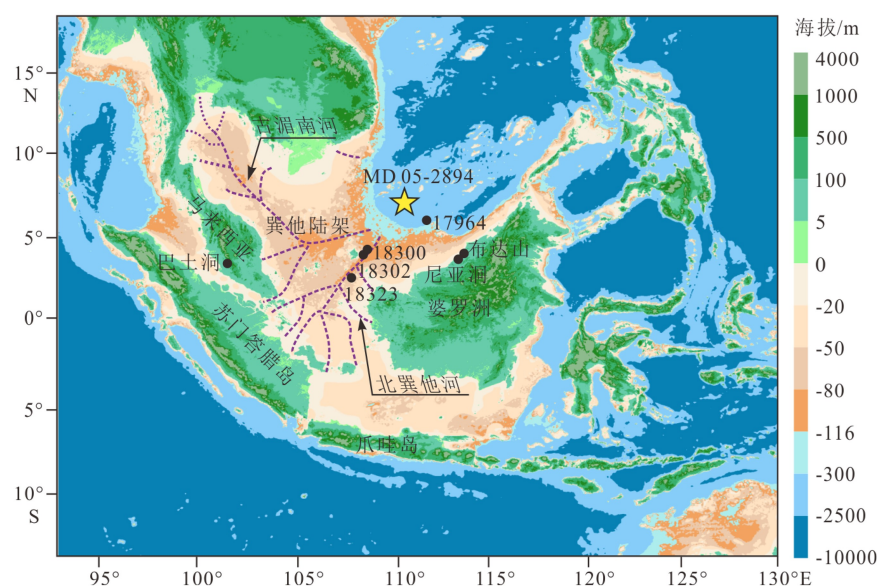


图 1 巽他大陆地形与本文涉及的研究站位

(地形数据来自: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1>)。紫色虚线代表巽他陆架古河流^[26-27]。

黄色五角星为本次研究站位 MD 05-2894, 黑色实心点为前人研究站位。

Fig.1 Topography of the Sundaland and location of study sites

(topographic data is from the website: <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO1>).

Purple dashed lines represent paleo-rivers on the Sundaland^[26-27].

Yellow star denotes the coring site MD 05-2894. Black solid circles represent previous research sites.

共超声萃取 4 次。萃取液蒸干后, 加入 6% 的氢氧化钾-甲醇溶液, 放在 40℃ 水浴锅中过夜。第 2 天加入正己烷萃取, 将萃取液转移到硅胶柱进行层析分离。利用正己烷淋洗得到烷烃组分。叶蜡烷烃含量利用 Trace GC 2000 气相色谱仪进行测试, 配备火焰离子化检测器和 HP-1 毛细管。烷烃含量的定量误差为 7%~8% ($\pm 1\sigma$ 标准差)。所有实验均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成。本文主要利用碳优势指数 CPI (Carbon Preference Index)、平均链长 ACL (Average Carbon Chain Length) 和 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 比值等烷烃指标来评估正构烷烃的来源并进行古环境重建。

CPI 和 ACL 计算公式分别如下:

$$CPI = 0.5 \times \frac{\sum(C_{25} - C_{33})}{\sum(C_{24} - C_{32})} + 0.5 \times \frac{\sum(C_{25} - C_{23})}{\sum(C_{26} - C_{34})}$$

$$ACL = (C_{25} \times 25 + C_{27} \times 27 + C_{29} \times 29 + C_{31} \times 31 + C_{33} \times 33) / (C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})$$

[C_n] 代表碳数为 n 的正构烷烃度。

CPI 主要用于指示正构烷烃的来源和成熟度^[31], 现代植物叶片烷烃 CPI 一般大于 4^[32], 藻类混入海洋沉积物, 或者陆源烷烃随时间发生降解时, 正构烷烃的奇偶优势会减弱, CPI 值减小。

草本和木本植物都产生 C_{27} , C_{29} 和 C_{31} , 但 C_{27} 或 C_{29} 在木本和灌木中含量更高, 而草本植物更富含 C_{31} , ACL 和 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 比值升高, 表明草本植被相对含量增加; 反之表示木本植被相对含量增加^[33]。因此, 可以利用 ACL 和 $C_{31}/(C_{29}+C_{31})$ 比值判断植被类型变化, 定性评估沉积物中不同植被类型的贡献。叶蜡烷烃碳数分布作为研究植被变化的指标, 在欧洲中部^[17]、南美洲亚热带^[34]、非洲西南部^[35] 等地区都有成功应用。

值得注意的是, 除了植被类型, 温度和湿度变化也会影响 ACL 值。在温度较高和湿度减小状况下, 为了抑制水分丧失, 植物倾向于合成具有较长碳链的烷烃^[35-36]。由于该区域缺乏现代调查数据, 无法评估植被类型、温度和湿度变化对 ACL 值的相对影响。本文暂时认为热带地区烷烃 ACL 主要受植被类型变化控制。将来进一步工作需要现代调查和测试烷烃碳同位素来确定植被类型的演化。

3 结果

3.1 年龄模式

MD 05-2894 的年龄结果如表 1。根据该年龄模

表1 MD 05-2894 站 AMS ¹⁴C 年龄
Table 1 AMS ¹⁴C Age of site MD 05-2894

深度/cm	AMS ¹⁴ C 年龄/aBP (±1σ)	日历年龄/aBP	备注
5.5	3 390±30	3 261±50	本研究
62.5	5 010±35	5 366±51	据文献[29]
104.5	6 765±40	7 295±47	据文献[29]
113.5	9 140±40	9 909±105	本研究
125.5	9 910±30	10 866±85	本研究
140.5	10 825±45	12 325±121	据文献[29]
159.5	12 020±40	13 457±60	本研究
188.5	13 195±50	15 237±78	据文献[29]
214.5	13 285±45	15 368±108	据文献[29]
284.5	13 785±50	16 102±94	据文献[29]
368.5	14 890±65	17 657±111	据文献[29]
418.5	16 150±50	18 983±70	本研究
519.5	17 550±60	20 678±100	本研究
619.5	17 040±70	20 072±110	本研究

式,该站位上部 619 cm 记录了 21.48 kaBP 的沉积信息,冰期沉积速率较高,平均为 79.84 cm/ka,末次冰消期和全新世沉积速率较低,平均为 26.92 cm/ka。叶蜡烷烃记录的平均时间分辨率约为 100 年。

3.2 正构烷烃分布

正构烷烃同系化合物碳数分布在 19~35 之间,其中 C₂₇、C₂₉ 和 C₃₁ 含量最高。长链奇碳数烷烃(27~33)总含量为 0.8~9.0 μg/g(图 2a),占总长链正构烷烃(24~33)含量的 33%~83%。长链奇数碳烷烃(27~33)含量 Σ Alkane 表现出明显的冰期-间冰期变化:21.48~14.0 kaBP 平均含量为 4.1 μg/g,在 14.5 kaBP 左右快速下降,14.0~3.4 kaBP 烷烃含量整体相对平稳,平均含量为 1.7 μg/g(图 2a)。

CPI 值为 1.4~5.6,冰期平均值为 3.9,全新世平均值为 2.0,与烷烃含量变化趋势类似,在 14.5~14.0 kaBP 期间,CPI 值从 4 急剧降低到 3,随后缓慢下降到全新世平均值(2)(图 2b)。

ACL 值为 28.0~31.0,呈现冰期比全新世高的特征(图 2c)。LGM 时 ACL 值为整个剖面最高,平均值为 30.0,从 19 kaBP 开始,至全新世 8 kaBP,总体呈下降趋势,仅在 16.0~14.5 kaBP(HS1)期间出现小幅度的增加(图 2c)。C₃₁/(C₂₉+C₃₁)的变化趋势与 ACL 几乎一致(图 2d)。下文主要利用 ACL 作为陆地植被变化指标做进一步讨论。

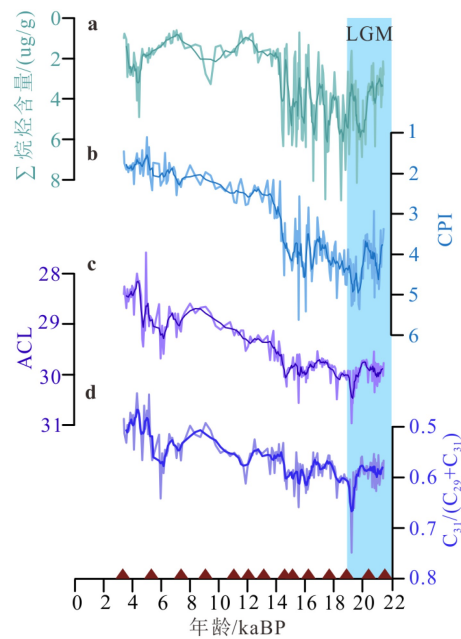


图2 MD 05-2894 烷烃含量, CPI、ACL 和 C₃₁/(C₂₉+C₃₁) 比值及其五点平滑结果

红色三角形为 AMS ¹⁴C 年龄控制点,垂直蓝色阴影代表末次盛冰期。

Fig.2 Alkane contents, CPI, ACL and the C₃₁/(C₂₉+C₃₁) ratio at site MD 05-2894

Bold lines indicate the 5-point smoothing results. Red triangles represent AMS ¹⁴C age control points. The vertical blue shading indicates the Last Glacial Maximum.

4 讨论

4.1 物源变化

22~14.5 kaBP 期间,烷烃总量整体处于高值,此时 MD 05-2894 站位靠近巽他陆架上的古河流河口,陆源物质大量输入。这时期 CPI 均值大于 4,为整个剖面最高,反映出此时输入本站位的物质直接来源于陆架上的新鲜沉积物,与前人在此地区的研究一致^[37-39]; 14.5 kaBP 之后,烷烃含量整体下降了至少一倍,CPI 的值也快速降低到 3 左右(图 3),这是由于海平面快速上升导致南海南部的陆源输入大幅减少,这一快速变化与 14.6~14.3 kaBP 的冰融水事件 Melting Water Pulse 1a(MWP 1a)^[40] 相对应(图 3a),附近 17964 和 17961 站位烷烃含量的变化同样反映了这一事件^[41]。CPI 降低可能是因为海平面上升而使海洋自生藻类比例升高,整体奇偶优势降低,但 CPI 值大于 2,说明陆源输入仍占据优势。

现代南海南部沉积物主要来自巽他陆架南部岛屿和湄公河^[42]。冰期低海平面时,根据烷烃含量、CPI 值变化以及地理位置信息,本站位的主要

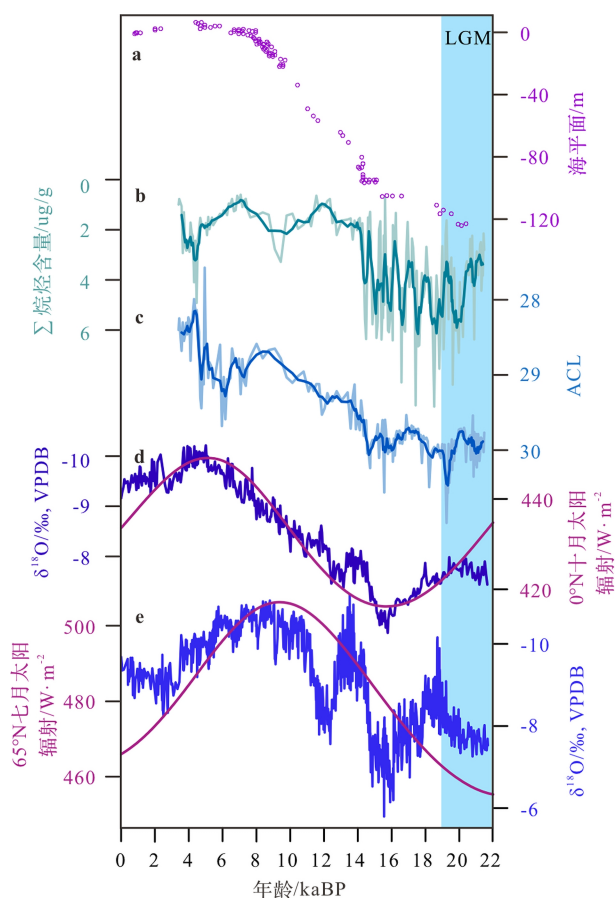


图 3 MD 05-2894 站位烷烃含量 (b) 和 ACL (c) 指标与其他古环境重建记录的对比

对比的记录包括巽他陆架的海平面变化^[24](a), 婆罗洲石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[44](d), 中国石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[45-46](e), 0°N 地区 10 月太阳辐射^[47](d. 粉色线条)和 65°N 地区 7 月太阳辐射^[47](e. 粉色线条)。垂直蓝色阴影代表末次盛冰期持续时间。

Fig.3 Comparison of *n*-alkane contents and the ACL results from site MD 05-2894 with other climate reconstructions

Sundaland sea level^[24] (a), Borneo stalagmites $\delta^{18}\text{O}$ ^[44] (d), Chinese stalagmites $\delta^{18}\text{O}$ ^[45-46] (e), 0°N area October insolation (d. Pink line) and 65°N area July insolation^[47] (e. Pink line). Vertical blue shading indicates the Last Glacial Maximum.

物源为巽他陆架,除了陆架来源,巽他大陆西北部、马来半岛、苏门答腊岛、婆罗洲西北部的物质通过古河流也对沉积物输入有所贡献^[43],但相对较少。12.7 kaBP 以来,海平面升高,巽他陆架内部被海水淹没^[24](图 1),古河系逐渐瓦解,陆架物质输入减少,物源已与现代相近^[43],主要来自巽他陆架南部岛屿和湄公河。

4.2 LGM 时期巽他大陆植被分布特征

22~14.5 kaBP 期间,ACL 值在 30 左右,表明此时草本植被输入增多,证明在巽他大陆北部地区,

草本植被发生扩张。在更靠南的 17964 站位 (6°9.5'N、112°12.8'E) 孢粉记录^[11]则显示 LGM 时雨林植被占主导 (图 4)。我们推测这是因为,相比于 MD05-2894, 17964 站位更靠近婆罗洲 (图 1), 受婆罗洲北部植被的影响更大,而多项记录都显示,婆罗洲北部自 LGM 以来雨林植被一直维持在比较稳定的状态^[10,48],因此,17964 的孢粉可能主要反映了 LGM 时期婆罗洲北部的植被信息,而 MD05-2894 站位的烷烃记录更多地代表了巽他大陆北部的植被情况。14.5~8.0 kaBP 海平面持续上升 (图 3a), 巽他陆架逐渐被淹没,本站位物源变为湄公河和婆罗洲北部地区占主导,ACL 与 CPI 呈现较一致的下降趋势可能指示此时海洋自生藻类植物的短链成分对 ACL 的值产生影响。

现代赤道南北纬约 7° 以内全年降水充沛,几乎不存在季节变化,而向南北高纬扩展,季节性逐渐增强,出现旱季、雨季的区别。随纬度升高,降水的季节性变得明显,旱季的水分胁迫作用增强而导致植被类型改变。前人研究显示,冰期时,印度-太平洋暖池区的南半球部分植被格局的变化与降水的季节性分布密切相关^[48]。在靠近赤道的地区,婆罗洲东部 BJ8-03-91GGC 站位的叶蜡烷烃脂肪酸 $\delta^{13}\text{C}$ 记录^[48] 和苏门答腊岛北部 Pea Sim-sim 沼泽沉积物孢粉记录^[49] 都显示 LGM 时期雨林植被占主导 (图 4), 与现代植被类型相比没有发生明显变化;但在赤道核心区以南,苏拉威西岛万达沼泽沉积物孢粉记录^[50]、松巴岛附近的 GeoB10069-3 和 GeoB10065-7 站位叶蜡烷烃脂肪酸 $\delta^{13}\text{C}$ ^[48] 都反映出雨林分布明显缩减,草本植被增多的特征 (图 4)。

暖池区的北半球部分也存在类似分布格局。比如,在北巽他河河道内的 18302 和 18323 站位、靠近婆罗洲的 17964 站位的孢粉记录以及婆罗洲尼亚洞蝙蝠粪便、昆虫壳体 $\delta^{13}\text{C}$ 记录^[10] 都显示 LGM 时期雨林植被持续占主导 (图 4);但是在更往北的区域,如本研究中的 MD05-2894 的 ACL 指标显示 LGM 时期巽他陆架北部草本植被扩张,马来半岛巴士洞、巴拉望岛甘谷巴洞和马康特洞蝙蝠粪便中的昆虫壳体 $\delta^{13}\text{C}$ 记录也同样反映出草本植被明显增多,雨林大幅缩减的景观^[10](图 4)。

从图 4 东南亚地区以纬度排布的植被研究可以清晰看出,赤道核心区外,南北纬的植被在 LGM 时期都出现了草本植被扩张的现象,冰消期开始,雨林植被逐渐占据优势;而在赤道核心区, LGM 和全新世的植被类型相比几乎无变化, LGM 时期雨林植被仍然占主导。

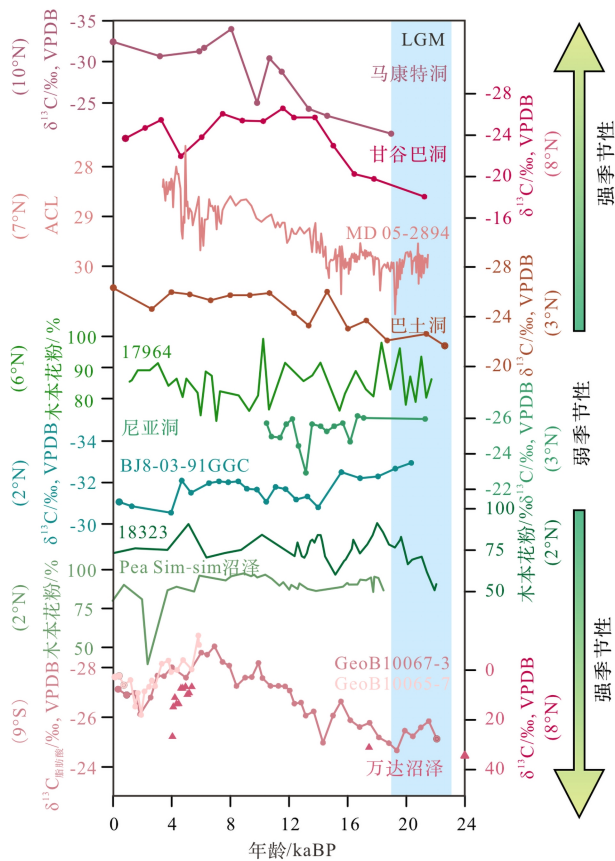


图4 LGM时期巽他大陆植被分布

甘谷巴洞、巴士洞和尼亚洞蝙蝠粪便、昆虫壳体 $\delta^{13}\text{C}$, 马康特洞蝙蝠粪便昆虫壳体 C_{31} 烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ ^[10]. MD 05-2894 叶蜡烷烃 ACL; 17964 木本花粉比例^[11]. 18323 木本花粉比例^[13]. BJ8-03-91GGC, GeoB10067-3 和 GeoB10065-7 叶蜡脂肪酸 $\delta^{13}\text{C}$ ^[48]. 苏门答腊岛北部 Pea Sim-sim 沼泽沉积物木本花粉比例^[49]. 苏拉威西岛 Wanda 沼泽沉积物禾本花粉比例^[50].

Fig.4 The vegetation distribution on Sundaland during the LGM

$\delta^{13}\text{C}$ values of insect cuticles for Gangub, Batu and Niah guano deposits and $\delta^{13}\text{C}$ values of C_{31} n-alkanes for Makangit deposit^[10]. ACL results from site MD 05-2894 leaf wax n-alkanes. Woody plant pollen proportion of site 17964^[11]. Woody plant pollen proportion of site 18323^[13]. $\delta^{13}\text{C}$ of vascular plant fatty acids from BJ8-03-91GGC, GeoB10067-3 and GeoB10065-7^[48]. Woody plant pollen percentage of swamp Pea Sim-sim sediments in northern Sumatra^[49]. Woody plant pollen proportion of swamp Wanda sediments in Sulawesi^[50].

在现代东南亚, 南北纬约 7°以内都是热带雨林植被的核心分布区^[51](图 5a), 再往高纬, 植被向季节性雨林过渡, 草本植被开始有所增加。LGM 时期, 核心区向赤道方向缩减, 热带雨林的分布区域也相应收缩在南北纬约 4°以内(图 5b)。赤道核心区之外, 降水季节性增大, 植被类型发生改变, 热带雨林区变为草本植被扩张的植被类型。因此我们认为, LGM 时期巽他大陆的植被分布可能与早先

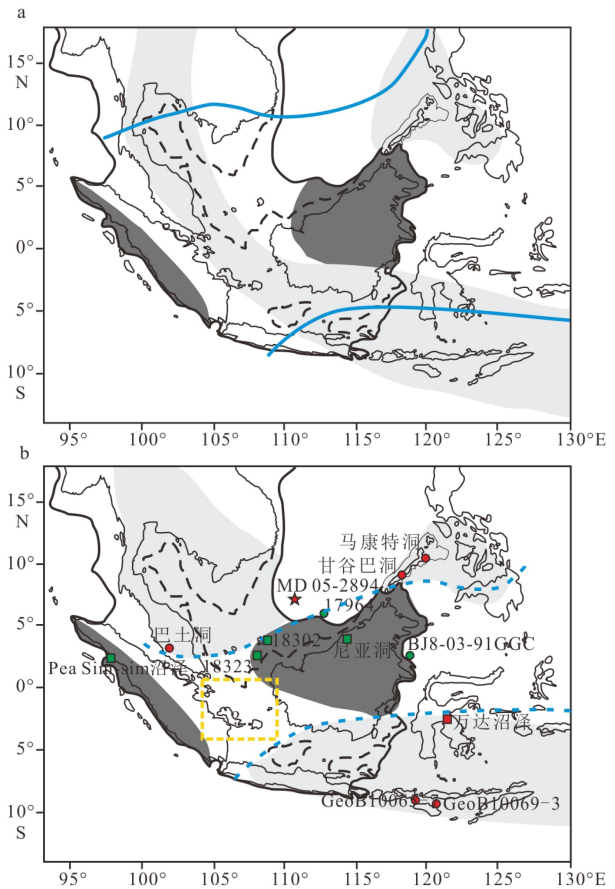


图5 LGM 东南亚植被分布假说图

图 a 为早期植被分布假说图^[8-9], 图 b 为本文提出的假说。浅灰色代表草本植被扩张, 深灰色代表雨林。五角星为本研究站点 MD 05-2894, 圆点代表沉积物有机碳同位素研究结果, 正方形代表孢粉研究结果; 红色(绿色)代表植被类型为草本扩张的开放植被(封闭热带雨林)。黑色虚线代表 50 m 水深线, 黑色实线代表海平面下降 120 m 时海岸线分布。蓝色实线代表现代热带低地雨林分布, 蓝色虚线代表本文预测 LGM 时热带雨林分布。黄色虚线框代表无数据记录。

Fig.5 Map of Southeast Asia land-sea distribution during the LGM estimated from the 120 m bathymetric line

a represents earlier proposed hypothesis^[8-9], our hypothesis is outlined in b. Open vegetation and rainforest are indicated by light gray and dark gray shading. Star represent our study site MD 05-2894, circles indicate organic carbon isotope research, squares indicate pollen result; red (green) indicates open vegetation (closed rainforest). Black dashed line indicates the 50 m bathymetric line, while the black solid line indicates the land-sea distribution during LGM estimated from the 120 m bathymetric line. Blue solid line is temporary tropical lowland forest distribution while blue dashed line indicates rainforest distribution estimated from our research. Yellow dashed square represents no record studied yet.

认识的区域整体性质略有不同, 既不是“稀树草原通道”模式(图 5a), 也不是全部以热带雨林植被为主, 而是以经向分布为特征, 存在更多的内部变化:

在赤道附近, 热带雨林植被分布相对现代在经向上可能略有缩减, 但在核心区域仍有保存, 从核心区向外延伸, 草本植被有所扩张(图 5b)。需要指明的是, 苏门答腊岛和婆罗洲之间的巽他陆架核心部分由于缺乏植被证据, LGM 时期的植被类型仍难以判定。

4.3 LGM 时期巽他大陆植被经向分布机制

14.5~5 kaBP 期间, MD05-2894 的 ACL 变化与婆罗洲石笋呈现的逐步上升趋势一致, 而同时期中国石笋记录的水汽对流活动则是在 10~8 kaBP 出现极盛期, 之后转弱, 指示 ITCZ 位置的变化与北半球夏季太阳辐射变化一致(图 3e)。可见婆罗洲石笋和 MD05-2894 ACL 指标的变化趋势与 ITCZ 迁移历史的关系较弱, ITCZ 的位置改变对东南亚地区的降雨变化影响不大。

太阳辐射驱动在季节和年际尺度之间的非线性相互作用可以引起 ENSO 强度变化, 进而影响到印度-太平洋暖池地区的年降水变化^[52]。婆罗洲地区的降水监测结果显示, ENSO 与降水量的变化关系密切^[22], 说明 ENSO 是影响东南亚地区水文气候的一个重要因素。此外, 对印度-太平洋暖池 LGM 时期气候模拟的研究显示海平面变化对暖池气候有重要作用^[53]。LGM 时暴露的巽他陆架比周围海洋温度低, 暖池区域的上升气流向东太平洋移动, 导致沃克环流减弱, 巽他大陆呈现类厄尔尼诺状态。LGM 时期巽他大陆区域的对流活动减弱导致整体降水减少, 但是相对来说, 位于赤道核心区降水季节性较弱的区域受影响较小, 植被类型没有发生明显变化; 而在季节性明显的区域如巽他大陆北部, 降水的季节性加强, 旱季干旱加重放大了水分的胁迫作用, 使得赤道外围区域植被类型发生变化, 草本植被比例增加。

5 结论与展望

本研究利用 MD05-2894 站位海洋沉积物中叶蜡烷烃含量和链长指标 ACL, 重建了末次盛冰期巽他大陆北部的植被状况。22~14.5 kaBP 期间, 巽他大陆北部草本植被扩张, 进入 B/A 暖期, 海平面升高, 巽他陆架逐渐被淹没, 该区域植被开始向现代热带雨林演化。综合已经发表的记录, 推测 LGM 时巽他大陆赤道核心区存在热带雨林, 而巽他大陆南北两侧草本植被发生扩张。海平面变化导致的沃克环流减弱, 印度-太平洋暖池地区降水

减少和降水季节性增强, 可能是引起植被演替的主要原因。烷烃含量和 ACL 记录只能定性判断巽他陆架北部植被类型的演化, 未来工作需要利用叶蜡烷烃碳、氢同位素来更准确地重建该区域植被与水文演变历史。

致谢: 感谢同济大学曹立成、程仲景、党皓文对本文提出的修改意见。

参考文献 (References)

- [1] Myers N, Mittermeier R A, Mittermeier C G, et al. Biodiversity hotspots for conservation priorities [J]. *Nature*, 2000, 403 (6772): 853-858.
- [2] Woodruff D S. Biogeography and conservation in Southeast Asia: how 2.7 million years of repeated environmental fluctuations affect today's patterns and the future of the remaining refugial-phase biodiversity [J]. *Biodiversity and Conservation*, 2010, 19 (4): 919-941.
- [3] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420, 000 years from the Vostok ice core, Antarctica [J]. *Nature*, 1999, 399 (6735): 429-436.
- [4] Sigman D M, Boyle E A. Glacial/interglacial variations in atmospheric carbon dioxide [J]. *Nature*, 2000, 407 (6806): 859-869.
- [5] Montenegro A, Eby M, Kaplan J O, et al. Carbon storage on exposed continental shelves during the glacial - interglacial transition [J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33 (8): L08703.
- [6] Otto D, Rasse D, Kaplan J, et al. Biospheric carbon stocks reconstructed at the Last Glacial Maximum: comparison between general circulation models using prescribed and computed sea surface temperatures [J]. *Global and Planetary Change*, 2002, 33 (1-2): 117-138.
- [7] Hoogakker B A A, Smith R S, Singarayer J S, et al. Terrestrial biosphere changes over the last 120 kyr [J]. *Climate of the Past Discussions*, 2015, 11 (2): 1031-1091.
- [8] Heaney L R. A synopsis of climatic and vegetational change in Southeast Asia [J]. *Climatic Change*, 1991, 19 (1-2): 53-61.
- [9] Gathorne-Hardy F J, Syaukani, Davies R G, et al. Quaternary rainforest refugia in South-East Asia: using termites (Isoptera) as indicators [J]. *Biological Journal of the Linnean Society*, 2002, 75 (4): 453-466.
- [10] Wurster C M, Bird M I, Bull I D, et al. Forest contraction in north equatorial Southeast Asia during the Last Glacial Period [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2010, 107 (35): 15508-15511.
- [11] 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 [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2000, 160 (3-4): 301-316.
- [12] Hope G, Kershaw A P, van der Kaars S, et al. History of vegetation and habitat change in the Austral-Asian region [J]. *Quaternary*

- International*, 2004, 118-119: 103-126.
- [13] Wang X M, Sun X J, Wang P X, et al. Vegetation on the Sunda shelf, South China Sea, during the last glacial maximum [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2009, 278 (1-4): 88-97.
- [14] Cannon C H, Morley R J, Bush A B G. The current refugial rainforests of Sundaland are unrepresentative of their biogeographic past and highly vulnerable to disturbance [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2009, 106 (27): 11188-11193.
- [15] Raes N, Cannon C H, Hijmans R J, et al. Historical distribution of Sundaland's Dipterocarp rainforests at Quaternary glacial maxima [J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2014, 111 (47): 16790-16795.
- [16] Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes [J]. *Science*, 1967, 156 (3780): 1322-1335.
- [17] Schwark L, Zink K, Lechterbeck J. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments [J]. *Geology*, 2002, 30 (5): 463-466.
- [18] Schefuß E, Schouten S, Schneider R R. Climatic controls on central African hydrology during the past 20, 000 years [J]. *Nature*, 2005, 437 (7061): 1003-1006.
- [19] Rommerskirchen F, Eglinton G, Dupont L, et al. A north to south transect of Holocene southeast Atlantic continental margin sediments: relationship between aerosol transport and compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ land plant biomarker and pollen records [J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2013, 4 (12): 1101.
- [20] Cranwell P A. Diagenesis of free and bound lipids in terrestrial detritus deposited in a lacustrine sediment [J]. *Organic Geochemistry*, 1981, 3 (3): 79-89.
- [21] Yan X H, Ho C R, Zheng Q A, et al. Temperature and size variabilities of the Western Pacific warm pool [J]. *Science*, 1992, 258 (5088): 1643-1645.
- [22] Moerman J W, Cobb K M, Adkins J F, et al. Diurnal to interannual rainfall $\delta^{18}\text{O}$ variations in northern Borneo driven by regional hydrology [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, 369-370: 108-119.
- [23] Lea D W, Pak D K, Spero H J. Climate impact of late quaternary equatorial Pacific sea surface temperature variations [J]. *Science*, 2000, 289 (5485): 1719-1724.
- [24] Hanebuth T J J, Voris H K, Yokoyama Y, et al. Formation and fate of sedimentary depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the past sea-level cycle and biogeographic implications [J]. *Earth-Science Reviews*, 2011, 104 (1-3): 92-110.
- [25] Molengraaff G A F. Modern deep-sea research in the East Indian archipelago [J]. *The Geographical Journal*, 1921, 57 (2): 95-118.
- [26] Solihuddin T. A drowning Sunda shelf model during Last Glacial Maximum (LGM) and Holocene: a review [J]. *Indonesian Journal on Geoscience*, 2014, 1 (2): 99-107.
- [27] Voris H K. Maps of Pleistocene sea levels in Southeast Asia: shorelines, river systems and time durations [J]. *Journal of Biogeography*, 2000, 27 (5): 1153-1167.
- [28] Laj C, Wang P, Balut Y. MD147-Marco Polo IMAGES XII Cruise Report [R]. France: Institut Paul-Emile Victor, 2005: 36-38.
- [29] 安阳, 翦知潜. 末次冰消期南海南部的普林虫低值事件 [J]. *科学通报*, 2009, 54 (17): 2527-2532.
- [30] Reimer P J, Baillie M G L, Bard E, et al. IntCal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0-50 000 Years cal BP [J]. *Radiocarbon*, 2009, 51 (4): 1111-1150.
- [31] Marzi R, Torkelson B E, Olson R K. A revised carbon preference index [J]. *Organic Geochemistry*, 1993, 20 (8): 1303-1306.
- [32] Collister J W, Rieley G, Stern B, et al. Compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ analyses of leaf lipids from plants with differing carbon dioxide metabolisms [J]. *Organic Geochemistry*, 1994, 21 (6-7): 619-627.
- [33] Cranwell P A. Chain-length distribution of n-alkanes from lake sediments in relation to post-glacial environmental change [J]. *Freshwater Biology*, 1973, 3 (3): 259-265.
- [34] Zech M, Zech R, Morrás H, et al. Late Quaternary environmental changes in Misiones, subtropical NE Argentina, deduced from multiproxy geochemical analyses in a palaeosol-sediment sequence [J]. *Quaternary International*, 2009, 196 (1-2): 121-136.
- [35] Vogts A, Schefuß E, Badewien T, et al. n-Alkane parameters from a deep sea sediment transect off southwest Africa reflect continental vegetation and climate conditions [J]. *Organic Geochemistry*, 2012, 47: 109-119.
- [36] Vogts A, Moossen H, Rommerskirchen F, et al. Distribution patterns and stable carbon isotopic composition of alkanes and alkan-1-ols from plant waxes of African rain forest and savanna C3 species [J]. *Organic Geochemistry*, 2009, 40 (10): 1037-1054.
- [37] Pelejero C. Terrigenous n-alkane input in the South China Sea: high-resolution records and surface sediments [J]. *Chemical Geology*, 2003, 200 (1-2): 89-103.
- [38] Hu J F, Peng P A, Fang D Y, et al. No aridity in Sunda Land during the last glaciation: evidence from molecular-isotopic stratigraphy of long-chain n-alkanes [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2003, 201 (3-4): 269-281.
- [39] Li L, Li Q Y, Tian J, et al. Low latitude hydro-climatic changes during the Plio-Pleistocene: evidence from high resolution alkane records in the southern South China Sea [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2013, 78: 209-224.
- [40] Hanebuth T, Statteger K, Grootes P M. Rapid flooding of the Sunda shelf: a late-glacial sea-level record [J]. *Science*, 2000, 288 (5468): 1033-1035.
- [41] Pelejero C, Kienast M, Wang L J, et al. The flooding of Sundaland during the last deglaciation: imprints in hemipelagic sediments from the southern South China Sea [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 171 (4): 661-671.
- [42] Liu Z F, Zhao Y L, Colin C, et al. Source-to-sink transport processes of fluvial sediments in the South China Sea [J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 153: 238-273.
- [43] Jiwaringrueangkul T, Liu Z F, Zhao Y L. Terrigenous sediment input responding to sea level change and East Asian monsoon evolution since the last deglaciation in the southern South China Sea [J]. *Global*

- and *Planetary Change*, 2019, 174: 127-137.
- [44] Partin J W, Cobb K M, Adkins J F, et al. Millennial-scale trends in West Pacific warm pool hydrology since the last glacial maximum [J]. *Nature*, 2007, 449(7161): 452-455.
- [45] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated Late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China [J]. *Science*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [46] Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian monsoon [J]. *Science*, 2004, 304(5670): 575-578.
- [47] Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth [J]. *Astronomy and Astrophysics*, 2004, 428(1): 261-285.
- [48] Dubois N, Oppo D W, Galy V V, et al. Indonesian vegetation response to changes in rainfall seasonality over the past 25 000 years [J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(7): 513-517.
- [49] Maloney B K. Pollen analytical evidence for early forest clearance in North Sumatra [J]. *Nature*, 1980, 287(5780): 324-326.
- [50] Hope G. Environmental change in the Late Pleistocene and later Holocene at Wanda site, Soroako, South Sulawesi, Indonesia [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2001, 171(3-4): 129-145.
- [51] Kershaw A P, van der Kaars S, Flenley J R. The quaternary history of Far Eastern rainforests [M]//Bush M B, Flenley J R. *Tropical Rainforest Responses to Climatic Change*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2007.
- [52] Clement A C, Seager R, Cane M A. Orbital controls on the El Niño/Southern Oscillation and the tropical climate [J]. *Paleoceanography*, 1999, 14(4): 441-456.
- [53] DiNezio P N, Tierney J E. The effect of sea level on glacial Indo-Pacific climate [J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(6): 485-491.