

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2019.246>



# 末次冰期以来巽他陆架东北部陆坡区正构烷 烃分布特征及其古植被意义

崔子恒, 贺娟, 贾国东\*

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092

**摘要:** 为了讨论末次冰期以来巽他陆架东北部植被情况及巽他陆架在冰期时的碳循环意义, 对位于南海西南部陆坡的 18252-3 站位岩心柱沉积物中长链正构烷烃组分的平均链长 (ACL<sub>27-33</sub>)、碳优势指数 (CPI<sub>27-33</sub>)、烷烃含量 ( $\sum_{\text{odd}}C_{27-C_{33}}$ )、及烷烃比值等指标进行了分析. 结果显示: 末次冰期以来 CPI<sub>27-33</sub> 表现出与海平面变化具有很好的相关性. 冰期时, CPI<sub>27-33</sub> 值表现出明显的奇偶优势, 指示了叶蜡烷烃新鲜程度很高, 应该主要来自附近出露陆架区的近源供应. 冰期低海平面时  $\sum_{\text{odd}}C_{27-C_{33}}$  (ng/g) 总体高于全新世, 也与陆源供应靠近陆坡区有关. ACL<sub>27-33</sub> 自 40 ka B.P. 以来呈上升趋势, 指示草本植被发育增多和/或气候略为变干. 从烷烃记录来看, 冰期陆架出露时,  $n-C_{29}$  及  $n-C_{31}$  烷烃相对含量相差不大且均远高于  $n-C_{33}$ , 至全新世  $n-C_{29}$  显著降低, 而  $n-C_{33}$  则显著增高. 结合 ACL<sub>27-33</sub> 及烷烃比值数据, 可以大致推测冰期出露的研究站位附近陆架地区很可能以热带雨林分布为主. 将本文数据与巽他陆架东南部陆坡区数据进行综合分析, 推测面向南海的巽他陆架东部地区在冰期时呈现热带雨林景观的可能性很大. 由于雨林植被具有巨大的碳蓄积量, 因此巽他陆架在冰期时很可能是一个巨大的陆地碳储库.

**关键词:** 巽他陆架; 正构烷烃; 植被类型; 末次冰期; 地球化学.

中图分类号: P736.1

文章编号: 1000-2383(2021)01-331-10

收稿日期: 2019-09-29

## Composition Distribution of *n*-Alkanes in Slope Sediments of the Northeast Sunda Shelf since the Last Glacial Period and Its Palaeo-Vegetation Significance

Cui Ziheng, He Juan, Jia Guodong\*

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

**Abstract:** To better understand vegetation change in the northeastern Sunda shelf since the last glacial period and its significance for carbon cycle, we analyzed long-chain *n*-alkanes in a sediment core (18252-3) on the southwest slope of the South China Sea covering the last 40 000 years. Our data show that carbon preference index (CPI<sub>27-33</sub>) was correlated well with sea level changes since the last glacial period. During the glacial time, greater odd-to-even predominance and higher concentration of long-chain *n*-alkanes ( $C_{27-C_{33}}$ ) than thereafter reflect higher freshness of these leaf wax *n*-alkanes, indicating a main vegetation source from the nearby exposed shelf. This could be also the cause for the higher contents of total leaf wax *n*-alkanes ( $\sum_{\text{odd}}C_{27-C_{33}}$ ) during the glacial low sea-level time. The average chain length (ACL<sub>27-33</sub>) increased since 40 ka B.P., reflecting more herbaceous contribution and/or slight drying of climate. Our data also show that the relative content of  $n-C_{29}$  and  $n-C_{31}$  alkanes was not significantly different and much higher than that of  $n-C_{33}$  on the exposed Sunda shelf during the glacial period. However, the relative content

**基金项目:** 国家重点研发计划“末次冰消期以来碳氮硫循环与全球变化的关系”项目 (No.2016YFA0601104).

**作者简介:** 崔子恒 (1995-), 男, 硕士研究生, 从事有机地球化学方向研究. ORCID: 0000-0002-1396-0399. E-mail: cuizh@tongji.edu.cn

**\*通讯作者:** 贾国东, ORCID: 0000-0002-8360-0460. E-mail: jiagd@tongji.edu.cn

**引用格式:** 崔子恒, 贺娟, 贾国东, 2021. 末次冰期以来巽他陆架东北部陆坡区正构烷烃分布特征及其古植被意义. 地球科学, 46(1):331-340.

decreased for  $n\text{-C}_{29}$  significantly, but increased for  $n\text{-C}_{33}$  in Holocene. Along with previous studies in the southeastern Sunda shelf, the data indicate that the exposed shelf was dominated by tropical rainforest during the glacial period. Because the tropical rainforests may reserve substantial organic carbon, the Sunda shelf was likely to be a huge carbon sink during the glacial period.

**Key words:** Sunda Shelf;  $n$ -alkane; vegetation type; last glacial time; geochemistry.

## 0 引言

巽他陆架位于南海以南的赤道区域(图 1),在第四纪冰期时大面积出露,与周围岛屿连接成为一个相对于间冰期面积加倍的整块陆地,且与北部的中南半岛相连.尽管在第四纪历史中,西太平洋边缘海区域广泛存在类似的海陆变化现象,但发生在赤道附近巽他陆架区域的海陆变化无论是在规模还是在古气候、古生态、地球系统碳循环,甚至在古人类迁徙等方面都可能具有十分突出的重要意义(Bird *et al.*, 2005; 贾国东, 2018; 汪品先, 2018).巽他陆架区域是一个受多因素影响叠加的气候区,也是检验古植被—气候模型的关键气候区.南海南部的古海洋学研究显示海水温度的变化很好地响应了北半球高纬度的冰芯气候记录(Kienast *et al.*, 2001),而苏门答腊岛西南侧印度洋海域的古海洋记录则响应了南极气候变化(Mohtadi *et al.*, 2010).巽他区域陆地气候记录的空间格局似乎也

反映了热带辐合带(ITCZ)千年尺度上的南北迁移或赤道大洋东西向沃克环流的变化(Mohtadi *et al.*, 2010; Di Nezio *et al.*, 2016).多种关键气候因素的叠加使得学术界目前对这一区域的陆地古气候和古植被演变历史尚没有统一意见.

靠近巽他陆架的周围古海洋学研究已经获得较多的结果,但对该区域古降水和古植被的重建一直缺乏一致性的认识.Heaney(1991)根据巽他陆架地区陆相的湖泊、泥炭等零散的孢粉数据,认为在冰期时从马来半岛到爪哇岛再向澳洲北部方向存在弧形的稀树草原走廊,进而提出了草原廊道(Savanna Corrido)假说.目前为止该假说仍存在很多争议,因为仅在特定地点发现少量地质及孢粉证据(Wang *et al.*, 2008).巽他陆架周边的岛屿,如印度尼西亚群岛、爪哇岛等,及北澳大利亚的孢粉资料显示这些地区在冰期时确有草原植被广泛分布,揭示了降雨量减少,气候干燥(Hope *et al.*, 2004),但是根据南海南部陆坡的几个孢粉剖面,巽他陆架冰

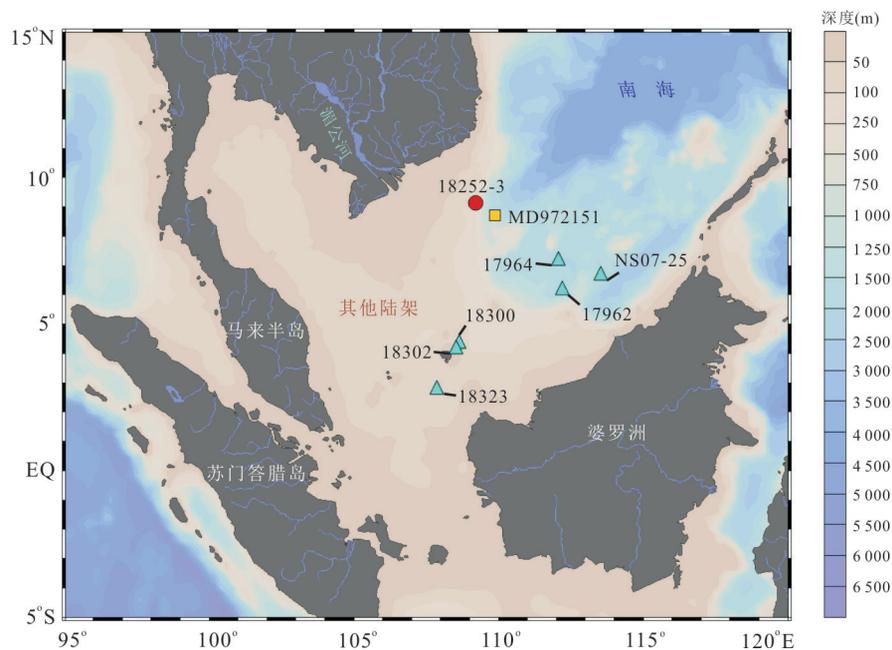


图1 18252-3岩心及文中提及的相关岩心站位位置

Fig.1 Core 18252-3 and the relevant core stations mentioned

●. 18252-3(Kienast *et al.*, 2001); ■. MD972151(Zhao *et al.*, 2006); ▲. NS07-25(Luo *et al.*, 2019); ▲. 17962(Sun *et al.*, 2002); ▲. 17964(Sun *et al.*, 2000); ▲. 18323(Wang *et al.*, 2009); ▲. 18300(Wang *et al.*, 2009); ▲. 18302(Wang *et al.*, 2009)

时期仍可能是低地雨林景观,反映当时的湿润气候(Sun *et al.*, 2000).一些古生物地理研究结果得出气候变干的结论,而另一些又显示森林一直发育(Wurster *et al.*, 2010; Stimpson, 2012).此外,对这个区域古气候与古植被的模拟结果也差异很大,有结果指示该区域内分布了广泛连续的低地热带雨林,气候湿润;而另一些则指示巽他陆架上大部分是草原或气候干燥(De Deckker *et al.*, 2003; Raes *et al.*, 2014).

总体来看,目前的研究结果多来自于巽他陆架地区的陆相湖泊、泥炭和石笋等记录,海洋记录则集中于巽他陆架南部和东部地区,而大量接收陆架及周边陆地物源输入的南海南部海洋记录则相对缺乏.因此本文选取位于该陆架东北部陆坡的18252-3岩心钻孔作为研究对象,以期对巽他陆架区的古环境重建工作加以补足.目前已有很多生物标志化合物可用于重建古气候及古植被,其中长链正构烷烃主要来自于陆源高等植物,相较于其他化合物不易降解,链长分布的有关参数对气候及植被变化敏感,可以很好地记录植被和气候信息.因此本文选择利用沉积物中来源于高等植物叶蜡脂中正构烷烃的分布特征来分析该地区末次冰期以来气候和植被的变化情况.

## 1 样品采集与研究方法

### 1.1 样品采集

本次研究选取德国“太阳号”于1997年SONNE115航次钻取的18252-3岩心(9°14'N, 109°23'E,水深1 273 m)作为分析对象(图1).该岩心总长度11.85 m,在岩心柱中段存在几个小的浊流扰动层(1~5 cm),其余皆为泥质粉砂质深海沉积,肉眼未见沉积间断.岩心的分割取样工作于德国基尔大学实验室完成,取样间距10 cm,共获得样品94个.本岩心15 ka B.P.(Before Present)以来的表层海水 $U_{37}^{k'}$ 温度、浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 以及基于有孔虫 $^{14}C$ 的定年结果由Kienast *et al.*(2001)发表,但缺乏更老层段的年龄数据.

### 1.2 实验方法

将冷冻干燥后的沉积物样品研磨成粉末状,称取约5 g样品装入Teflon管中,加入1 000 ng  $C_{36}$ 烷烃内标.用甲醇:二氯甲烷(1:1, V/V)混合溶液超声抽提4遍,离心分层(2 500 r/min, 3 min)后收集上层清液,得到总萃取液(total lipids extraction;

TLE).使用旋蒸仪将TLE浓缩,转移至4 mL样品瓶中,加入2 mL 6% KOH-甲醇溶液碱水解,50 °C水浴过夜.用正己烷萃取中性组分后,使用硅胶柱进行组分分离.分别用正己烷、甲醇:二氯甲烷(1:1, V/V)淋洗,目标物烷烃组分在正己烷淋洗液中.烷烃组分的溶剂经旋转蒸发和氮气吹扫浓缩后利用气相色谱仪进行定量分析.对甲醇:二氯甲烷(1:1, V/V)溶液冲洗的组分也进行了长链烯酮的分析,计算了表层海水 $U_{37}^{k'}$ 温度.

为确定本岩心15 ka B.P.以下层段的年龄,测试了沉积物中的无机碳(TIC)含量,以便能够通过临近岩心进行剖面对比进而获得本岩心的年龄框架.具体方法为:称取部分冻干样品,用元素分析仪测试总碳含量(TC);再称取部分冻干样品,加入稀盐酸,超声震荡以除去无机碳.随后加入去离子水震荡超声洗酸,重复数次直至呈中性.将去除了无机碳的样品烘干后研磨均质化,称取定量样品用元素分析仪测定其中的碳含量,最终获得原始样品有机碳含量(TOC).TC与TOC之差即为TIC含量.气相色谱分析及碳元素含量分析均在同济大学海洋地质国家重点实验室完成.

## 2 结果

### 2.1 年代标尺建立

Kienast *et al.*(2001)通过有孔虫 $^{14}C$ 定年的方法已经确定18252-3岩心15 ka B.P.以来年代框架.本工作原计划取岩心下部的样品补充进行有孔虫 $^{14}C$ 定年,但却发现该沉积岩心样品中有孔虫数量稀少,无法提取足够数量有孔虫进行 $^{14}C$ 测年.因此,我们选择了与距离很近且具有良好定年的MD972151岩心(8°43.73'N, 109°52.17'E,水深1 598 m;图1)进行数据对比定年的方案.在南海,碳酸盐溶跃面(CCD)以上的碳酸盐沉积已被证明存在“大西洋”模式,受陆源物质供应的稀释作用所控制,具有很好的冰期-间冰期旋回,可以作为地层对比的良好指标(Wang *et al.*, 1995).18252-3岩心位置远在南海CCD(3 500~3 800 m)之上,因此可以用沉积物中的TIC含量(对应于碳酸盐含量)作为地层年龄对比的指标.此外,附件钻孔的海水温度数据也是很好地地层对比指标.MD972151岩心同样位于巽他陆架西北部陆坡区(8°43.73'N, 109°52.17'E),水深1 598 m.该岩心具有高分辨率的TIC及 $U_{37}^{k'}$ 温度数据,可作为18252-3岩心的对比材料

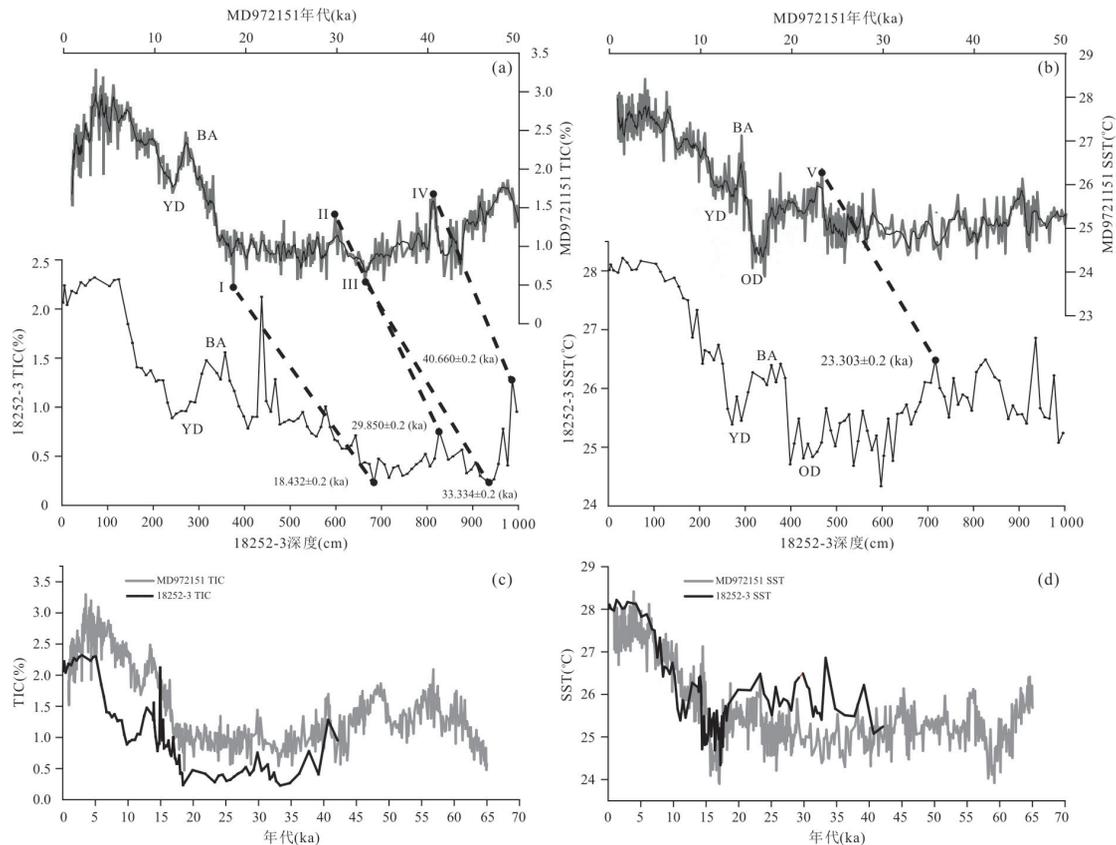


图2 (a) 用于确定年龄控制点的 18252-3 岩心与 MD972151 岩心的 TIC 曲线对比; (b) 用于确定年龄控制点的 18252-3 岩心与 MD972151 岩心  $U_{37}^{k'}$  温度曲线对比; (c) 年龄确定后 18252-3 岩心与 MD972151 岩心的 TIC 曲线对比; (d) 年龄确定后 18252-3 岩心与 MD972151 岩心的  $U_{37}^{k'}$  温度曲线对比

Fig.2 (a) Age determination of core 18252-3 in accordance with TIC data of core MD972151; (b) Age determination of core 18252-3 in accordance with  $U_{37}^{k'}$ -SST data of core MD972151; (c) Comparison of TIC contents versus time for core 18252-3 and MD972151; (d) Comparison of  $U_{37}^{k'}$  SST versus time for core 18252-3 and MD972151

MD972151 岩心数据来源于 Zhao *et al.* (2006) 的实验结果; YD (Youngest Dryas). 新仙女木事件; BA (Bolling-Allerod). 暖事件; OD (Oldest Dryas). 老仙女木事件

(Zhao *et al.*, 2006). 18252-3 沉积柱距今 15 ka 之前的表层海水温度, 通过对该沉积柱长链烯酮组分的分析, 应用 Kienast *et al.* (2001) 使用的公式  $SST(^{\circ}C) = (([C_{37:2}]/[C_{37:2} + C_{37:3}]) - 0.092) / 0.031$  计算得出, 从结果来看, 15 ka B.P. 以来的表层海水温度与已发表结果对应良好(图 4a).

通过对比, 我们选取了 5 个特征点, 其中 4 个点依据的是 TIC 曲线, 分别是图 2a 中的 I, II, III, IV. 在 I 点与 II 点之间, 由于 TIC 特征不明显, 于是又运用  $U_{37}^{k'}$  温度曲线, 确定了点 V (图 2b). 以这 5 个特征点为年龄控制点, 完成了对 18252-3 岩心 15 ka B.P. 年代标尺的最终建立, 其底部年龄达到 ~42 ka B.P.. 年龄确定后的 18252-3 岩心的 TIC 及 SST 曲线与 MD972151 岩心曲线对应良好(图 2c、2d).

## 2.2 正构烷烃分布特征及其相关指标

检测出沉积物中正构烷烃碳数分布范围为  $C_{21} \sim C_{35}$ , 整体呈现以中高碳数为主的组成特征, 具有明显的奇偶优势, 且大多以  $C_{29}$  和  $C_{31}$  为主峰,  $C_{27}$  和  $C_{33}$  次之, 表现出明显的高等植物来源特征. 本文以  $C_{27} \sim C_{33}$  范围内典型的叶蜡烷烃为目标讨论其分布特征和有关参数.

使用公式  $CPI_{27-33} = 1/2 [ \sum C_{27-33}(\text{odd}) / \sum C_{26-32}(\text{even}) + \sum C_{27-33}(\text{odd}) / \sum C_{28-34}(\text{even}) ]$  计算碳优势指数, 其值在 2.0~8.3 之间, 平均值为 5.0.  $CPI_{27-33}$  于冰期明显高于全新世, 从末次冰消期开始出现一个显著下降的趋势, 与海平面变化趋势相一致(图 4b).

$\sum_{\text{odd}} C_{27} - C_{33}$  (ng/g) 烷烃含量 ( $\sum_{\text{odd}} C_{27} - C_{33} = n - C_{27} + n - C_{29} + n - C_{31} + n - C_{33}$ ) 也是在冰期高于全新世,

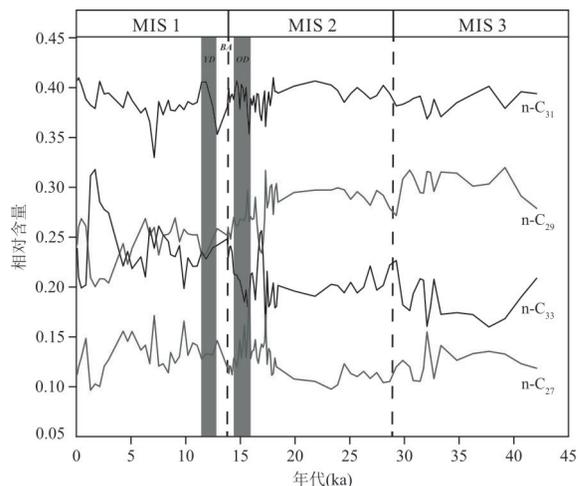


图 3 18252-3 岩心  $n\text{-C}_{27}$ 、 $n\text{-C}_{29}$ 、 $n\text{-C}_{31}$ 、 $n\text{-C}_{33}$  烷烃相对含量

Fig.3 Relative content of  $n\text{-C}_{27}$ 、 $n\text{-C}_{29}$ 、 $n\text{-C}_{31}$ 、 $n\text{-C}_{33}$  of core 18252-3

虚线: MIS1、MIS2 及 MIS3 时期的分割线; 阴影部分: YD (Youngest Dryas)、新仙女木事件、OD (Oldest Dryas)、老仙女木事件

于全新世维持在稳定的低水平值(平均 $\sim 580$  ng/g)(图 4c)。

在沉积物烷烃组分中, $n\text{-C}_{31}$ 烷烃相对含量最高, $n\text{-C}_{27}$ 烷烃相对含量最低,二者自末次冰期以来趋势性变化不大。 $n\text{-C}_{29}$ 烷烃相对含量仅次于 $n\text{-C}_{31}$ 烷烃,呈现明显的冰期高,全新世低的特征。而 $n\text{-C}_{33}$ 烷烃则表现出与 $n\text{-C}_{29}$ 近乎完全相反的趋势,即冰期低,全新世高(图 3)。沉积物中烷烃比值 $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{27}$ 、 $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ 和 $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{33}$ 的 3 个比值亦均表现为在冰期高,全新世低(图 4d、4e、4f)。

使用公式  $ACL_{27-33} = (C_{27} \times 27 + C_{29} \times 29 + C_{31} \times 31 + C_{33} \times 33) / (C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})$  计算长链正构烷烃的平均碳链长度,其值在 30.0~30.8 之间,平均值为 30.4。 $ACL_{27-33}$  自末次冰期至今整体呈微弱上升趋势,存在局部波动变化,与烷烃比值的变化趋势相一致(图 4g)。

### 3 讨论

长链正构烷烃是自然界中分布广泛的生物标志化合物,其主要来源于陆地高等植物叶片表皮,呈现显著的奇偶优势。表层蜡质通常通过附着在粘土或细小颗粒物上,由风或者河流搬运至深海沉积下来(Li *et al.*, 2015)。因为叶蜡烷烃是直链碳氢化合物,不具有官能团,因此它不易降解,可以在地质历史中长久保存。来自植物的叶蜡正构

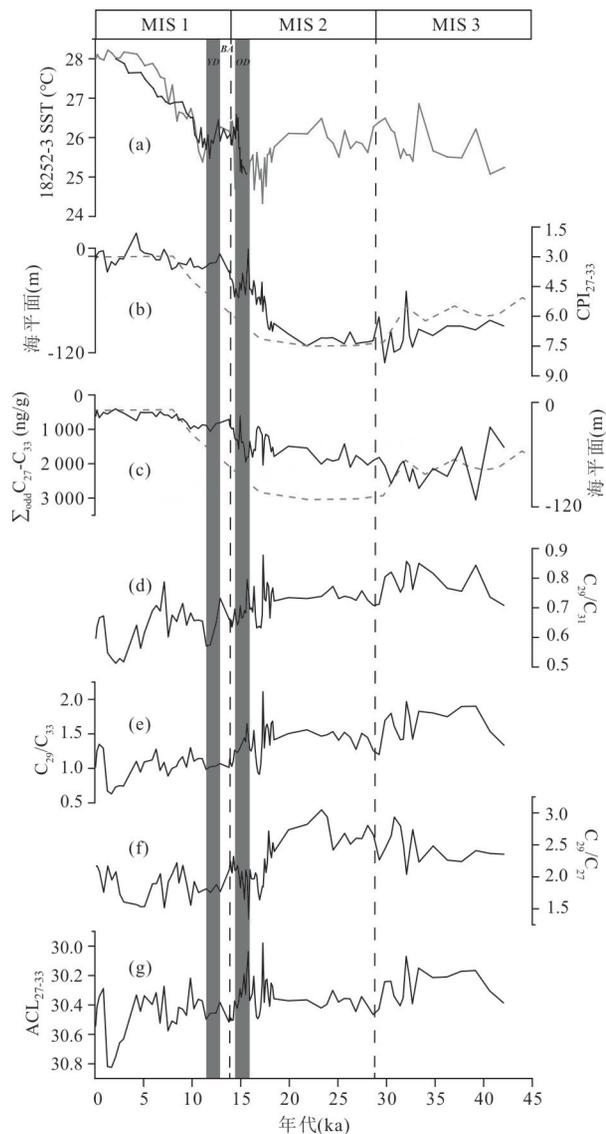


图 4 18252-3 岩心沉积物中正构烷烃分布特征

Fig.4 Distribution characteristics of alkanes in core 18252-3  
a. 18252-3  $U_{37}^{k'}$ -SST (深色线: Kienast *et al.* (2001) 结果; 浅色线: 本文实验结果); b.  $CPI_{27-33}$  与海平面变化(改绘自 Hanebuth *et al.* (2011)); c.  $\Sigma_{\text{odd}} C_{27-33}$  (ng/g) 与海平面变化(改绘自 Hanebuth *et al.* (2011)); d.  $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{31}$ ; e.  $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{33}$ ; f.  $n\text{-C}_{29}/n\text{-C}_{27}$ ; g.  $ACL_{27-33}$ ; 虚线: MIS1、MIS2 及 MIS3 时期的分割线; 阴影部分: YD (Youngest Dryas)、新仙女木事件; OD (Oldest Dryas)、老仙女木事件)

烷烃对气候和环境变化较为敏感(Huang, 2001),其各个组分的组合及分布特征已作为常用的有机地球化学指标用于重建古气候和古植被变化(Pancost and Boot, 2004)。

研究发现,木本植物主要以 $n\text{-C}_{27}$ 和 $n\text{-C}_{29}$ 为优势烷烃,而草本植物主要以 $n\text{-C}_{31}$ 和 $n\text{-C}_{33}$ 为优势烷烃(Meyers and Ishiwatari, 1993), $ACL$ 值增加指示

草本植被相对含量增多(Cranwell, 1972).因此很多研究通过平均碳链长度 ACL 以及烷烃比值变化反映陆源高等植被类型的变化情况.碳优势指数  $CPI_{27-33}$ , 表示的是正构烷烃的奇偶优势.来源于陆源高等植物合成的新鲜正构烷烃具有显著的奇偶优势( $CPI_{27-33} > 4$ )(Collister *et al.*, 1994);当  $CPI_{27-33}$  值接近于 1 时,奇偶优势消失,则表示叶蜡烷烃遭受强烈降解或者有石油烃类或某些极端情况下的藻类输入(Kennicutt *et al.*, 1987).

不过随着近些年数据不断完善,有研究认为 ACL 的变化并不仅仅因为植被变化,气候因素的变化也会导致 ACL 发生变化,气候变干变热亦会导致 ACL 增加(Bush and McInerney, 2015; Li *et al.*, 2015).因此在解释叶蜡烷烃链长变化时需要综合考虑有关因素的影响.此外,亦有研究表明仅仅使用  $n-C_{29}$  和  $n-C_{31}$  烷烃相对含量及比值来作为区分草本、木本植被类型的指标是不具有普适性的(Bush and McInerney, 2013).因此本文在接下来的讨论中会在已有数据的基础上,结合相关文献以期使本研究区域的古植被及古气候的重建工作更为全面.

### 3.1 海平面变化的影响

图 4b、4c 中展示了巽他陆架地区末次冰期以来的海平面变化情况(Hanebuth *et al.*, 2011).在 MIS3 时期,海平面稳定在 -65 m 左右,巽他陆架地区部分出露,至 21 ka B.P. 左右时,海平面下降至最低点 -121 m,巽他陆架几乎全部出露,随后冰消期温度升高,海平面上升,巽他陆架逐渐被淹没(Hanebuth *et al.*, 2011).对应于冰期的较低海平面,  $\sum_{\text{odd}} C_{27}-C_{33}$  (ng/g) 值较高,指示低海平面时的陆源高等植物烷烃输入量较全新世高海平面时要高(图 4c).这种情况应该与海平面降低后海岸线后退致使 18252-3 钻孔位置靠近陆地有关.但在海平面最低 MIS2 时期,  $\sum_{\text{odd}} C_{27}-C_{33}$  (ng/g) 并未同步升高,反而略有降低,我们推测这可能与该时期入海河流流量略有降低有关.随着冰消期海平面上升,  $\sum_{\text{odd}} C_{27}-C_{33}$  (ng/g) 在呈现趋势性降低的过程中出现的短暂的频繁波动也可能是河流流量变化的反映.随着巽他陆架被完全淹没,18252-3 钻孔位置远离海岸线,河流流量造成的直接影响减弱,  $\sum_{\text{odd}} C_{27}-C_{33}$  (ng/g) 处于稳定的低值.

如图 4b 所示,  $CPI_{27-33}$  曲线与海平面变化曲线更好地对应,其冰期时  $CPI_{27-33}$  值稳定在 6.5 左右,具有明显的奇偶优势,说明冰期低海平面时沉积入海的

叶蜡烷烃十分新鲜,未遭受明显的降解.这同样与研究钻孔位置更靠近当时的陆地,从而使近源陆地输入能够快速入海沉积有关.而全新世  $CPI_{27-33}$  值稳定在 3.0 左右,奇偶优势虽仍然存在但明显减弱,指示了一定程度上烷烃新鲜程度的降低.至全新世巽他陆架区完全被淹没,海岸线大幅前推,致使陆源输入越来越远,使有机质在搬运至研究地点的过程中无法很快沉降下来,甚至发生沉积再搬运的过程,这些过程会强化有机质的降解进而导致  $CPI_{27-33}$  值下降.当然,某些藻类及细菌来源的正构烷烃也缺乏明显的奇偶优势,其相对于陆源高等植物  $CPI_{27-33}$  值更低,海平面上升很可能会导致这类海洋生物贡献的增加,该因素对导致  $CPI_{27-33}$  下降的影响尚不能肯定,但从本文实验数据来看藻类等海洋生物所具有的短链烷烃( $n-C_{15} \sim n-C_{19}$ )在所测样品烷烃组份中含量极低,于全新世期间,  $n-C_{15} \sim n-C_{19}$  各烷烃组分含量均不足 30ng/g,因此这并不是导致本文研究站位  $CPI_{27-33}$  值降低的主要因素.

### 3.2 古植被情况

既然海平面变化导致了叶蜡烷烃  $CPI_{27-33}$  指标的变化,在运用烷烃的  $ACL_{27-33}$  指标反映古植被和古气候变化之前,需要了解链长变化是否也受到了与  $CPI_{27-33}$  类似的影响.为此,我们对  $ACL_{27-33}$  与  $CPI_{27-33}$  相关性进行了分析,结果发现二者相关性很差(图 5).因此,可以认为,叶蜡烷烃链长的变化未受其新鲜程度变化影响.由于缺乏该地区现代背景数据,无法对  $ACL_{27-33}$  受气候和植被类型的影响权重做出定量判断,但气候与植被之间存在协同变化,在解释二者对烷烃参数的影响时以其中一种因

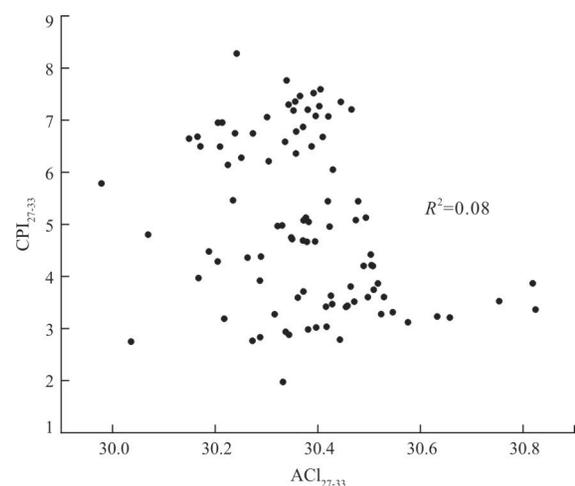


图 5  $ACL_{27-33}$  与  $CPI_{27-33}$  关系

Fig.5 Relationship between  $ACL_{27-33}$  and  $CPI_{27-33}$

素为主并不会导致完全错误的结论.例如,烷烃链长增加,可能与干旱气候增加有关,也可能与草本植物增多有关.但实际上,干旱气候与草本植物增多是不矛盾的,二者不能被完全割裂开.因此本文暂认为  $ACL_{27-33}$  主要受植被类型影响,进而通过  $ACL_{27-33}$  对植被类型进行初步重建,待后期对其他数据进行补足后,再做更为详尽的判断.

整体来看,  $ACL_{27-33}$  自 40 ka B.P. 以来呈上升趋势,全新世相较于冰期上升约 0.4 左右(图 4g),指示草本植被发育增多和/或气候略为变干.这与南海北部多个记录显示的在冰期时  $ACL$  值明显大于间冰期的情况明显不同.在南海北部,冰期相对于间冰期  $ACL$  值的增加被解释为当时出露的陆架上发育草本植物,气候相对干旱(周斌等, 2011; Li *et al.*, 2015).显然,冰期时南海北部陆架的这种情况在南海南部的巽他陆架区域并没有发生.

Rao *et al.* (2011) 对已发表文献中超过 300 种现代植物长链正构烷烃研究结果进行统计发现,木本植物大多数以  $C_{29}$  为主峰,其次以  $C_{27}$  和  $C_{31}$  为主峰;草本植物大多以  $C_{31}$  为主峰,其次以  $C_{29}$  及  $C_{33}$  为主峰.但如前文所提,仅仅使用烷烃相对含量及比值来作为区分草本、木本植被类型的指标是不具有普适性的(Bush and McInerney, 2013).但如仅针对赤道附近的热带区域来看, Vogts *et al.* (2012) 在对非洲沿岸沉积物研究中发现,赤道附近的非洲热带雨林分布区域与  $20^{\circ}S$  非洲荒漠草原分布区域相比,  $n-C_{29}$ 、 $n-C_{31}$  及  $n-C_{33}$  烷烃的相对含量之间的关系可以对热带地区的植被类型做出有效的区分.当分布热带雨林植被时,  $n-C_{29}$  及  $n-C_{31}$  烷烃相对含量相差不大,且皆远高于  $n-C_{33}$ ; 当分布为草原植被时,  $n-C_{31}$  烷烃相对含量变化不大,  $n-C_{29}$  烷烃相对含量显著下降,而  $n-C_{33}$  烷烃相对含量显著提高.上述现象在其他研究中亦多次出现(Rommerskirchen *et al.*, 2006; Vogts *et al.*, 2009).这可以作为本文数据解释的重要参考.

从本文的烷烃记录来看(图 3),冰期陆架出露时  $n-C_{29}$  与  $n-C_{31}$  烷烃相对含量相差不大,且皆远高于  $n-C_{33}$ .至全新世,  $n-C_{29}$  烷烃含量呈显著下降趋势,而与之相反  $n-C_{33}$  烷烃含量则呈现显著的上升趋势,在全新世部分时期甚至高于  $n-C_{29}$ .这指示冰期陆架出露时,陆架很可能主要以热带雨林植被分布为主,至全新世则呈现草本植被贡献增多趋势.此外,现今中南半岛等地均以热带季雨林植被分布为

主,从数据来看冰期时  $n-C_{29}$  烷烃含量较全新世时高,  $n-C_{33}$  烷烃含量趋势变化与之相反,这也指示了冰期时较全新世气候更偏湿润,分布雨林植被的可能性更大.在老仙女木和新仙女木这两个短暂的降温事件中,  $n-C_{29}$  及  $n-C_{31}$  烷烃相对含量并没有明显的响应.这种情况似乎表明在千年级冷事件中的植被和气候状况与轨道时间尺度冰期时的状况相比是存在一定差异的,可能暗示了它们不同的气候主控因素.记录中所反映的全新世草本植物贡献相对增多和/或气候相对干旱,可能与物源区海拔和纬度相对于冰期的低平陆架都较高及季风型气候特征有关.当然,随着冰消期海平面的上升和巽他陆架的逐渐被淹没,陆源烷烃的源区也在后退并受洋流影响发生变化,源区的变化也很可能是导致全新世烷烃分布特征变化的主要原因(Liu *et al.*, 2016).本文现有数据对上述不同因素的影响还无法做出确切判断,仍需要后期进一步工作的讨论.但从目前的数据结果综合来看,我们至少可以大致推测冰期出露的研究站位附近陆架地区很可能表现为热带雨林分布特征.

### 3.3 冰期巽他陆架周边植被变化及其碳循环意义

巽他陆架地理位置特殊,与南美洲亚马逊盆地和非洲的刚果盆地位于同一纬度上,唯一不同的是巽他陆架区属于“海洋性大陆”,即受海平面变化影响十分严重.冰期巽他陆架广泛出露时,如果陆架上广泛分布热带雨林植被,那么冰期时巽他陆架很可能超越刚果盆地成为全球第二大热带雨林区,对全球碳循环产生重要影响.可如果草原廊道真的存在,那么由于植被生物量可能不高,其在冰期时的碳循环意义将大打折扣(Heaney, 1991).

近年来通过孢粉重建巽他陆架冰期植被的研究越来越多,但大多集中在巽他陆架东南部婆罗洲附近(图 1).Sun *et al.* (2000) 对 17962 及 17964 站位岩心的孢粉进行研究得出末次盛冰期(last glacial maximum, LGM) 时出露的巽他陆架上主要以低地热带雨林为主,同时高海拔热带雨林表现出扩张趋势,气候虽然变冷,但是仍保持湿润. Hu *et al.* (2003) 对 17962 站位岩心的烷烃碳同位素的分析也认为冰期巽他陆架的植被是 C3 植物,没有干旱化特征. Wang *et al.* (2009) 研究了 18300、18302 及 18323 站位岩心的孢粉分布,发现低地热带雨林及低海拔热带雨林孢粉占比较大,因此推断该地区 LGM 时期主要分布湿润气候条件下的植被. Luo *et al.*

(2019)对 NS07-25 站位(图 1)孢粉研究发现该站位 LGM 时期孢粉主要来源于巽他陆架区,结果显示 LGM 时期蕨类植被减少,草本和木本植被均有所增加,但整体仍以热带雨林植被为主。

综上所述,虽然有部分研究指示了 LGM 时期巽他陆架存在草本分布(Heaney, 1991; Hope *et al.*, 2004; Van der Kaars *et al.*, 2010),但从已有的巽他陆架北部陆坡沉积记录得出的结果多数表明 LGM 时期气候虽然变冷,却仍保持湿润,仍以热带雨林植被分布为主。本研究的站位位置偏西北于目前已有的陆坡陆架研究位置(图 1),但得出的结果基本与上述已发表研究结果一致。这可以表明面向南海的巽他陆架东部地区在冰期时很可能呈现的是热带雨林景观。由于雨林植被具有巨大的碳蓄积量,巽他陆架很可能是冰期时一个巨大的陆地碳储库。

## 4 结论

本文通过有机地化方法对巽他陆架的东北部陆坡区 18252-3 站位岩心末次冰期以来共计 94 个样品的烷烃组分进行了分析,得出如下结论:

(1)烷烃 CPI<sub>27-33</sub> 参数与海平面变化曲线对应良好,冰期时具有明显的奇偶优势,指示入海沉积的叶蜡烷烃十分新鲜,应该主要来自出露的近源陆架区。至全新世,奇偶优势仍然存在但明显减弱,指示了一定程度的新鲜度降低,这很可能与巽他陆架区完全被淹没,海岸线大幅前推,沉积物来源和输送过程变得比较复杂有关。

(2)整体来看,ACL<sub>27-33</sub> 自 40 ka B.P. 以来呈上升趋势,指示草本植被发育增多和/或气候略为变干。从本文的烷烃记录来看,冰期陆架出露时  $n\text{-C}_{29}$  与  $n\text{-C}_{31}$  烷烃相对含量相差不大,且皆远高于  $n\text{-C}_{33}$ 。至全新世, $n\text{-C}_{29}$  烷烃含量呈显著下降趋势,而与之相反  $n\text{-C}_{33}$  烷烃含量则呈现显著的上升趋势,在全新世部分时期甚至高于  $n\text{-C}_{29}$ 。结合关于热带雨林区域的相关研究结果,表明冰期陆架出露时,我们可以大致推测冰期出露的研究站位附近陆架地区很可能表现为热带雨林分布特征,至全新世则呈现草本植被贡献增多趋势。在 OD 和 YD 这两个短暂的冷回返事件中, $n\text{-C}_{29}$  烷烃相对含量呈降低趋势,这种情况可能由于千年级冷事件与轨道时间尺度冰期中的植被和气候状况气候主控因素的不同。当然,也可能由于海平面上升,导致陆源烷烃的源区受洋

流影响也在后退或偏移,源区的变化亦是导致烷烃分布特征变化的原因。

(3)虽然有部分研究指示了 LGM 时期巽他陆架存在草本分布,但从巽他陆架的北部陆坡沉积记录得出的结果多数表明 LGM 时期气候虽然变冷,却保持湿润,仍以热带雨林植被分布为主。结合巽他陆架东南部已发表的研究结果,这可以表明面向南海的巽他陆架东部地区在冰期时很可能呈现的是热带雨林景观。由于雨林植被具有巨大的碳蓄积量,巽他陆架很可能是冰期时一个巨大的陆地碳储库。

## References

- Bird, M. I., Taylor, D., Hunt, C., 2005. Palaeoenvironments of Insular Southeast Asia during the Last Glacial Period: A Savanna Corridor in Sundaland? *Quaternary Science Reviews*, 24(20/21): 2228–2242. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.04.004>
- Bush, R. T., McInerney, F. A., 2013. Leaf Wax *N*-Alkane Distributions in and across Modern Plants: Implications for Paleocology and Chemotaxonomy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 117: 161–179. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.04.016>
- Bush, R. T., McInerney, F. A., 2015. Influence of Temperature and C4 Abundance on *N*-alkane Chain Length Distributions across the Central USA. *Organic Geochemistry*, 79: 65–73. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.12.003>
- Collister, J. W., Rieley, G., Stern, B., *et al.*, 1994. Compound-Specific  $\delta^{13}\text{C}$  Analyses of Leaf Lipids from Plants with Differing Carbon Dioxide Metabolisms. *Organic Geochemistry*, 21(6/7): 619–627. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(94\)90008-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(94)90008-6)
- Cranwell, P. A., 1972. Chain-Length Distribution of *N*-Alkanes from Lake Sediments in Relation to Post-Glacial Environmental Change. *Freshwater Biology*, 3(3): 259–265. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2427.1973.tb00921.x>
- De Deckker, P., Tapper, N., Van der Kaars, S., 2003. The Status of the Indo-Pacific Warm Pool and Adjacent Land at the Last Glacial Maximum. *Global and Planetary Change*, 35(1/2): 25–35. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(02\)00089-9](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(02)00089-9)
- Di Nezio, P. N., Timmermann, A., Tierney, J. E., *et al.*, 2016. The Climate Response of the Indo-Pacific Warm Pool to Glacial Sea Level. *Paleoceanography*, 31(6): 866–894. <https://doi.org/10.1002/2015pa002890>

- Hanebuth, T. J. J., Voris, H. K., Yokoyama, Y., et al., 2011. Formation and Fate of Sedimentary Depocentres on Southeast Asia's Sunda Shelf over the Past Sea-Level Cycle and Biogeographic Implications. *Earth-Science Reviews*, 104(1/2/3): 92–110. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.006>
- Heaney, L. R., 1991. A Synopsis of Climatic and Vegetational Change in Southeast Asia. *Tropical Forests and Climate*. Dordrecht: Springer Netherlands, 1991: 53–61. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-3608-4\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-017-3608-4_6)
- Hope, G., Kershaw, A., Van der Kaars, S., et al., 2004. History of Vegetation and Habitat Change in the Austral-Asian Region. *Quaternary International*, 118/119: 103–126. [https://doi.org/10.1016/s1040-6182\(03\)00133-2](https://doi.org/10.1016/s1040-6182(03)00133-2)
- Hu, J. F., Peng, P. G., Fang, D. Y., et al., 2003. No Aridity in Sunda Land during the Last Glaciation: Evidence from Molecular-Isotopic Stratigraphy of Long-Chain N-Alkanes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 201(3/4): 269–281. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(03\)00613-8](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(03)00613-8)
- Huang, Y., 2001. Climate Change as the Dominant Control on Glacial-Interglacial Variations in C3 and C4 Plant Abundance. *Science*, 293(5535): 1647–1651. <https://doi.org/10.1126/science.1060143>
- Jia, G. D., 2018. Exposed Sunda Shelf during the Glacial Times: an Important Component of the Terrestrial Carbon Reservoir? *Advances in Earth Science*, 32(11): 1157–1162 (in Chinese with English abstract).
- Kennicutt, M. C. II, Barker, C., Brooks, J. M., et al., 1987. Selected Organic Matter Source Indicators in the Orinoco, Nile and Changjiang Deltas. *Organic Geochemistry*, 11(1): 41–51. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(87\)90050-7](https://doi.org/10.1016/0146-6380(87)90050-7)
- Kienast, M., 2001. Synchronous Tropical South China Sea SST Change and Greenland Warming during Deglaciation. *Science*, 291(5511): 2132–2134. <https://doi.org/10.1126/science.1057131>
- Li, L., Li, Q. Y., Li, J. R., et al., 2015. A Hydroclimate Regime Shift around 270 ka in the Western Tropical Pacific Inferred from a Late Quaternary N-Alkane Chain-Length Record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 427: 79–88. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2015.03.025>
- Liu, Z. F., Zhao, Y. L., Colin, C., et al., 2016. Source-to-Sink Transport Processes of Fluvial Sediments in the South China Sea. *Earth-Science Reviews*, 153: 238–273. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.08.005>
- Luo, C. X., Haberle, S., Zheng, Z., et al., 2019. Environmental Changes in the North-East Sunda Region over the Last 40 000 Years. *Journal of Quaternary Science*, 34(3): 245–257. <https://doi.org/10.1002/jqs.3093>
- Meyers, P. A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine Organic Geochemistry: an Overview of Indicators of Organic Matter Sources and Diagenesis in Lake Sediments. *Organic Geochemistry*, 20(7): 867–900. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(93\)90100-p](https://doi.org/10.1016/0146-6380(93)90100-p)
- Mohtadi, M., Steinke, S., Lückge, A., et al., 2010. Glacial to Holocene Surface Hydrography of the Tropical Eastern Indian Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 292(1/2): 89–97. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.01.024>
- Pancost, R. D., Boot, C. S., 2004. The Palaeoclimatic Utility of Terrestrial Biomarkers in Marine Sediments. *Marine Chemistry*, 92(1/2/3/4): 239–261. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2004.06.029>
- Raes, N., Cannon, C. H., Hijmans, R. J., et al., 2014. Historical Distribution of Sundaland's Dipterocarp Rainforests at Quaternary Glacial Maxima. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 111(47): 16790–16795. <https://doi.org/10.1073/pnas.1403053111>
- Rao, Z. G., Wu, Y., Zhu, Z. Y., et al., 2011. Is the Maximum Carbon Number of Long-Chain N-Alkanes an Indicator of Grassland or Forest? Evidence from Surface Soils and Modern Plants. *Chinese Science Bulletin*, 56(16): 1714–1720. <https://doi.org/10.1007/s11434-011-4418-y>
- Rommerskirchen, F., Plader, A., Eglinton, G., et al., 2006. Chemotaxonomic Significance of Distribution and Stable Carbon Isotopic Composition of Long-Chain Alkanes and Alkan-1-ols in C4 Grass Waxes. *Organic Geochemistry*, 37(10): 1303–1332. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.12.013>
- Stimpson, C. M., 2012. Local Scale, Proxy Evidence for the Presence of Closed Canopy Forest in North-Western Borneo in the Late Pleistocene: Bones of Strategy I Bats from the Archaeological Record of the Great Cave of Niah, Sarawak. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 331/332: 136–149. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.03.007>
- Sun, X. J., Li, X., Luo, Y. L., et al., 2000. The Vegetation and Climate at the Last Glaciation on the Emerged Continental Shelf of the South China Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 160(3/4): 301–316. [https://doi.org/10.1016/s0031-0182\(00\)00133-2](https://doi.org/10.1016/s0031-0182(00)00133-2)

- 0182(00)00078-x
- Sun, X. J., Li, X., Luo, Y. L., 2002. Vegetation and Climate on the Sunda Shelf of the South China Sea during the Last Glaciation-Pollen Results from Station 17962. *Acta Botanica Sinica*, 44(6): 746–752.
- Van der Kaars, S., Bassinot, F., de Deckker, P., et al., 2010. Changes in Monsoon and Ocean Circulation and the Vegetation Cover of Southwest Sumatra through the Last 83 000 Years: The Record from Marine Core BAR94-42. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 296(1/2): 52–78. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.06.015>
- Vogts, A., Moossen, H., Rommerskirchen, F., et al., 2009. Distribution Patterns and Stable Carbon Isotopic Composition of Alkanes and Alkan-1-ols from Plant Waxes of African Rain Forest and Savanna C3 Species. *Organic Geochemistry*, 40(10): 1037–1054. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2009.07.011>
- Vogts, A., Schefuß, E., Badewien, T., et al., 2012. N-Alkane Parameters from a Deep Sea Sediment Transect off Southwest Africa Reflect Continental Vegetation and Climate Conditions. *Organic Geochemistry*, 47: 109–119. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.03.011>
- Wang, P. X., Wang, L., Bian, Y. H., et al., 1995. Late Quaternary Paleooceanography of the South China Sea: Surface Circulation and Carbonate Cycles. *Marine Geology*, 127(1/2/3/4): 145–165. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00008-m](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00008-m)
- Wang, P. X., 2018. The Sunda Shelf: A Submerged Amazon Basin? *Advances in Earth Science*, 32(11): 1119–1125 (in Chinese with English abstract).
- Wang, X. M., Sun, X. J., Wang, P. X., et al., 2008. The Records of Coastline Changes Reflected by Mangroves on the Sunda Shelf since the Last 40 ka. *Science Bulletin*, 53(13): 2069–2076. <https://doi.org/10.1007/s11434-008-0278-5>
- Wang, X. M., Sun, X. J., Wang, P. X., et al., 2009. Vegetation on the Sunda Shelf, South China Sea, during the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 278(1/2/3/4): 88–97. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.04.008>
- Wurster, C. M., Bird, M. I., Bull, I. D., et al., 2010. Forest Contraction in North Equatorial Southeast Asia during the last Glacial Period. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 107(35): 15508–15511. <https://doi.org/10.1073/pnas.1005507107>
- Zhao, M. X., Huang, C. Y., Wang, C. C., et al., 2006. A Millennial-Scale  $U_{37}^{K'}$  Sea-Surface Temperature Record from the South China Sea ( $8^{\circ}N$ ) over the Last 150 Ka: Monsoon and Sea-Level Influence. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 236(1/2): 39–55. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.11.033>
- Zhou, B., Zheng, H. B., Yang, W. G., et al., 2011. Organic Carbon Records since the Last Glacial Period in the Northern South China Sea Sediments: Implications for Vegetation and Environmental Changes. *Quaternary Sciences*, 31(3): 498–505 (in Chinese with English abstract).

#### 附中文参考文献

- 贾国东, 2018. 冰期出露的巽他陆架: 重要的陆地碳储库? 地球科学进展, 32(11): 1157–1162.
- 汪品先, 2018. 巽他陆架——淹没的亚马逊河盆地? 地球科学进展, 32(11): 1119–1125.
- 周斌, 郑洪波, 杨文光, 等, 2011. 末次冰期以来南海北部沉积有机碳记录及其古植被环境信息. 第四纪研究, 31(3): 498–505.