

中国第四纪深海孢粉研究进展

孙湘君^{①②} 罗运利^① 陈怀成^①

(^①中国科学院植物研究所, 北京 100093; ^②同济大学国家教育部海洋地质重点实验室, 上海 200092)

E-mail: sunxj@ns.ibcas.ac.cn)

摘要 简述了中国深海孢粉学研究自 20 世纪 90 年代开端至今短短十几年中的研究进展, 在这 10 余年中深海孢粉学成果主要出自南海和东海. 中国所申请和主持的大洋钻探(ODP)184 航次为南海深海孢粉研究提供了绝佳的材料. 到目前为止已有数个三四万年至百万年不等的孢粉成果, 东海的冲绳海槽也有一二万年的记录. 深海沉积有较好的连续性, 沉积速率高, 加以比较详细的同位素测年, 因此这些孢粉记录都有很好的分辨率, 为孢粉源区(中国大陆南部及日本等地)提供时间分辨率为百年至千余年不等的万年至百万年的植被、环境及季风演化的历史. 频谱分析发现植被演化也具有地球轨道尺度(100, 41, 23 和 ± 10 ka)及亚轨道尺度(Heinrich 及 Dansgaard/Osleger 事件)的周期变化. 交叉频谱分析还发现百万年以来南海北部植被演化的主要框架是受北半球冰量变化控制的. 冲绳海槽近 20 ka 以来孢粉记录显示海洋环境变化滞后于周边陆地植被, 其原因可能是大洋中温盐环流传送时间差引起的. 由此可以看到深海孢粉研究在海陆对比中的桥梁作用.

关键词 深海 孢粉学 南海 东海

第四纪孢粉学(亦称花粉分析), 是从陆地沉积物中的孢子和花粉的研究开始的. 1916 年, Van Post^[1]根据北欧泥炭中的孢粉推论全新世气候变暖的历史可以说是这个学科的开端. 但是在半个世纪之后, 直到 20 世纪 70 年代才开始了深海孢粉学的研究. 我国孢粉学起始于 20 世纪 50 年代, 主要进行陆地和陆架浅海沉积物的研究, 直到 90 年代才有深海孢粉学成果问世. 这个时间差看来主要是受深海钻探技术等条件所限制的. 虽然深海孢粉研究起步晚于陆地, 但是很快就显示出其在重建植被与气候历史的巨大优越性. 首先在于深海沉积较陆相沉积更为连续, 因而可以得到更完整的植被与气候历史的记录. 此外, 年龄超过 50 ka 的陆相沉积, 很难用碳同位素得到确切的地层年龄^[2], 而深海孢粉资料具有氧同位素等年代学基础, 可以提供有可靠年龄的长周期、连续的古气候历史, 因此可获得重要价值. 更有意义的是深海孢子花粉来自于陆地, 因而它的记录是大陆与大洋气候演变信息直接对比的桥梁. 中国第四纪研究是以陆地为重点, 尤其是以黄土剖面的研究为突出, 但是与世界大洋进展缺乏直接联系. 随着我国附近海域古海洋学的开展, 使得深海花粉分析成为海陆记录的中间媒介.

这里说的深海主要是指大陆坡, 是大陆架与洋盆的过渡地带, 一般水深在数百米到三四千米不等.

这里通常孢粉非常丰富. 到目前为止, 我国深海孢粉学的主要成果出自南海的大陆坡和东海的冲绳海槽. 已发表的我国深海孢粉剖面详细资料列入表 1 中. 现分别予以简单介绍.

1 南海

深海花粉工作可以分为: 花粉源区、传播途径、传播动力及古环境两个方面.

1.1 孢粉源区、传播动力及途径的研究

了解孢粉传播机制是从古环境角度正确解释孢粉资料的基础, 可以说从花粉分析诞生那天起就给予了高度重视. 在陆相沉积体, 如湖盆、森林中都作了大量孢粉传播的研究, 建立了一系列孢粉传播、沉积、再沉积作用的理论及模型^[3~5]. 对海洋沉积物孢粉研究来说, 这个问题更为重要. 因为这里孢粉均来自于陆地, 它们在陆地的源区、何种动力, 由何种途径传播至深海, 是解释孢粉资料不可缺少的基础. 这项研究主要是通过探讨研究点所在海域范围内表层沉积物孢粉属种及数量分布规律来实现的.

在南海海域^[6,7]和南海东北海域^[8]都作过海底表层沉积物的孢粉研究. 南沙表层沉积物孢粉组合的特征是蕨类孢子占绝对优势, 一般在 70%, 最高达 90%, 而且百分比由浅海向深海升高, 最高在外陆架及陆坡区. 松属含量比较高, 主要在深海区(>10%).

表 1 深海孢粉站位的经纬度、水深、柱长、年龄、样品间距及时间分辨率^{a)}

站位号	海区	经纬度	水深/m	柱长/m	年龄/ka	统计样品数	样品间距/cm	时间分辨率/a	文献
ODP 1144	南海	20° 3.18'N 117°23.0'E	2037	520	1030	1250		820 (154~1160)	[9~11] [12]
17962	南海	7°11'N 112°5'E	1970	8.0	30	82	10	365	[13]
17940	南海	20°07'N 117°23.0'E	1727	13.30	37	102	10	360	[14,15] [16~18] [19]
17964	南海	06°09.5'N 112°12.8'E	1556	13.03	26	62	20	420	[20]
深七	南海	13°39'2"N 118° 01'3"E	3910	3.83		18			
V3	南海	19°00'5"N 116°05'06"E	2809	12	120	27		≈ 4400	[21]
V5	南海	19°26'N 115°54'05"E	2332	12.30		16			
NS87-8	南海	南沙海域	835	4.4		20			
NS87-11	南海	南沙海域	2452	4.3	235	15		≈ 1500	[6]
DG9603	东海	28°08.869'N 127°16.238'E	1100	5.92	16.76	79	2-3	210	[22]
B-3GC	东海	31° 27.37'N 128°31.14'E	555	2.18	950	84	2.5	110	[23]

a) 除 ODP 1144 站位及 V3, NS87-11, 所有剖面均为 ¹⁴C 年龄. ODP 1144 年龄是依据超微化石及氧同位素资料而定. V3, 87-11 是依据氧同位素资料而定

红树林花粉(<10%)主要出现在陆架浅海区草本植物花粉含量(6.5%~11.1%)都比较低. 在珊瑚礁, 孢粉贫乏. 根据各类型孢粉百分含量的分布, 研究者划分了数个孢粉优势区, 并认为南海海底的孢粉主要是由海流搬运的^[7].

南海东北海域表土花粉组合是以松属花粉与蕨类孢子占优势, 根据孢粉百分比划分 4 个孢粉优势区: 即松-水龙骨科-里白-桫欏-凤尾蕨区; 松-栎-水龙骨科-凤尾蕨区; 松-罗汉松、泪杉-凤尾蕨区以及松-草本植物花粉-桫欏、里白-水龙骨科区^[8], 但是难以看出各孢粉区之间的明显差异, 也难以判断孢粉的来源及传播途径.

为了正确解释南海周边地区环境演变历史, 作者等人分析了南海南北深海海底 40 余个孢粉样品^[24,25], 孢粉类型十分丰富. 与以往国内表土孢粉研究不同的是, 不采用以孢粉百分比为基础划分优势区的方法, 而是计算孢粉浓度(粒/mL), 绘制出孢粉浓度等花粉线, 根据不同类型等孢粉线的格局来探讨孢粉的源区、传播动力及途径. 例如在南海北部海域占绝对优势的针叶乔木花粉最高浓度出现在巴士海峡的入口处, 而向西南顺着冬季风的方向及洋流方向伸展, 数量逐渐减少, 花粉浓度的分布格局成舌状(图 1), 因而推断针叶乔木花粉(以松属为主, 还包括泪

杉(*Dacrydium*)、罗汉松(*Podocarpus*)和鸡毛松(*Dacrycarpus*))是从东北方向来的冬季风及其所驱动的洋流携带和运移的, 这个论断也由海底沉积捕集器所捕获的沉积物所证实^[26]. 孢粉源区主要是中国大陆东南沿海地区, 然而热带亚热带被子植物及草本植物花粉的浓度都很低, 其数量是由中国南部沿海近海区向远海区逐渐降低, 因此可以断定其花粉源区为大陆南部沿海区, 传播动力主要为水流.

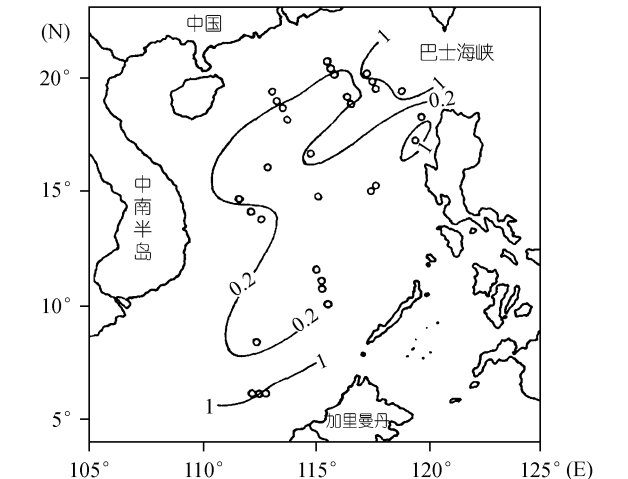


图 1 乔木花粉浓度(粒/g)等花粉线格局指示花粉传播的途径及源区图^[24,25]
箭头指示花粉传播方向

南海南部海域孢粉浓度是由南部岛屿(加里曼丹岛)向北部深海区域逐渐降低,其主要传播动力为水流,源区是巽他陆架南部岛屿,以加里曼丹为主^[24,25].在深海表层沉积物孢粉研究中,与孢粉百分比计算方法和以此为依据划分孢粉区相比,以孢粉浓度等花粉线所表述的孢粉分布格局看来在反映孢粉源区以及传播动力机制上更为明显.

1.2 古环境研究

中国科学院南沙综合考察队在南沙海域取了两个近5 m的柱状样,发现了丰富的孢粉^[6].继之,发表了南海北部及东部陆坡区有3个站位的深海孢粉资料^[21](详见表1).遗憾的是,大多数剖面没有测年数据,样品的分辨率也过低,因而难以解释古环境.而后,德国“太阳号”考察船1995航次在南海南北海域共钻取了37个柱状样,柱长4.31~19.89 m不等,绝大多数样品取自水深千米以下,最深达4307 m^[27].到目前为止共有3个柱状样的孢粉研究结果发表,即北部海域17940孔、南部海域17962及17964孔^[13~18].1999年ODP 184航次在南海海域6个站位共取得17个百万年以上的柱状剖面,水深在2037~3294 m^[28],目前完成其中年龄跨度最短的一个柱状样——ODP 1144的孢粉学研究^[9~11].

由于南海深海沉积物比较连续,而且沉积率较高,因此可以作高分辨率花粉分析.如ODP 1144孔,根据超微化石及氧同位素资料,504 m处年龄为1.03 Ma^[28],共统计1250个孢粉样品,样品分辨率为154~1160年不等.这可能是至今国际深海孢粉分辨率最高的剖面.由于高分辨率的研究,取得了一系列的认识,如百万年以来南海北部地区冰期的植被与环境的演化历史.尤其在低纬度地区末次冰消期的一些气候突变事件中,如Bolling-Allerod温暖期及“新仙女木”期的湿冷事件,以及南海北部陆架发展的历史及动力等.其中就主要几点简单介绍如下:

(i) 发现末次冰盛期,低海面时南海南北陆架上的古植被、古气候以及南北地区古气候的差异和原因.末次冰盛期时(18 kaBP前后)海平面大幅度下降,有关资料显示当时海平面较现在低120~150 m^[29].中国东部和南部广阔的陆架浅海全部出露,对出露的陆架是否有植被覆盖?何种植被?有一些不同的观点.CLIMAP Project Member^[30]在重建18 ka前的冰期地球环境时,认为冰期时南海南北陆架均为稠密

的森林所覆盖,当时他们也说明,所依据资料并不充足.Frenzel等人^[31]则认为南海北部陆架生长着稠密、湿润的针阔混交林,而南部巽他陆架则覆盖了热带稀树草原.由于大陆架在冰期时往往缺乏沉积物,在缺乏深海沉积资料时,这些看法只能是一个猜测.冰期时陆架上的古植被答案,只能从深海沉积物中寻找.南海末次冰期深海沉积物中的环境记录,给了我们比较确切的答案.

南海北部的17940及ODP 1144剖面末次冰盛期时都出现了大量以蒿属(*Artemisia*)为主的草本植物花粉(最高达70%).根据对草本植物花粉源区的研究(主要来自于大陆架,其中蒿属几乎全部来自于大陆架)以及生物群区模拟的结果^[14,15,17,18]推断,在出露的南海北部陆架上覆盖了以蒿属为主的草原植被,与现代气候相比,当时气候寒冷干燥.

南海南部陆架称为巽他陆架,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”^[32].根据17964及17962孔花粉沉积率的变化推断,冰盛期时巽他古陆覆盖了低地雨林,周边为红树林,高山雨林曾多次向下迁移.气候较今日寒冷,但仍然很湿润^[13,20],没有明显变干的迹象.这样,南海南北陆架在冰盛期时在湿度上有着很大差异.Sun等人^[16]用东亚季风系统的变化加以解释.冰期时由于西伯利亚高压的加强产生了强大的冬季风,使得南海北部地区不仅温度下降,湿度也明显下降,因而在大陆架上能发育草原植被.而强大的冬季风向南经过海洋时吸收大量水气到达南部时带来较多的降雨,使得巽他古陆在冰期时仍能发育低地雨林和红树林.南部诸岛在没有高山地形阻挡的地区也能得到较多的降雨,生长着湿润的雨林植被^[33~35],而在山地南部的雨影区则发育了草原植被^[36].南海深海孢粉资料修正了以往对冰期时南北陆架古植被的推测,我们用一个示意图(图2)对上述观点加以形象说明.

广阔的大陆架是西北太平洋边缘海中国海区的重大特点,它们的变化有着重要的古气候意义.而其中的巽他陆架是世界上最大的浅海陆架之一,与南海北部陆架面积之和超过 $2 \times 10^6 \text{ km}^2$.冰期时这样大的面积由海变陆,其上有无植被,有何种植被会极大地影响地面反射率、全球气候碳储量及碳循环,因而正确推断陆架上的植被对模拟冰期气候有重要意义.

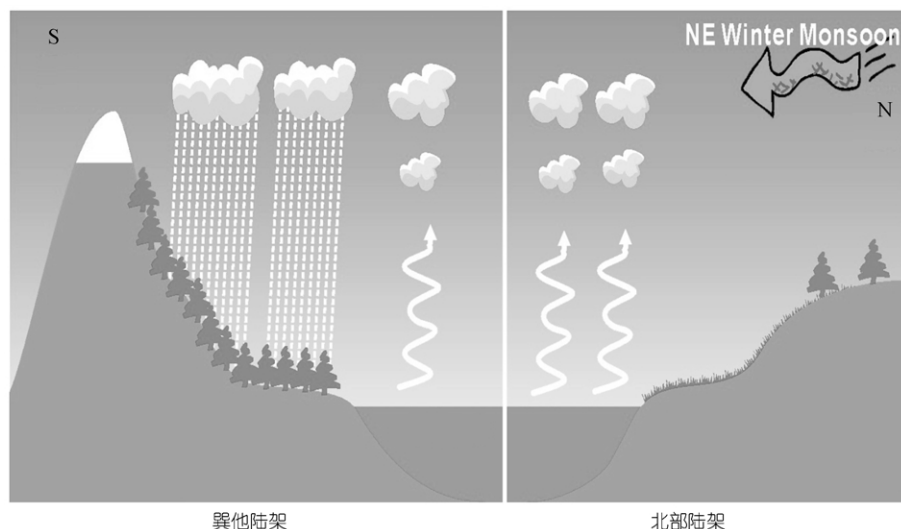


图2 示意冰期时强化的冬季风给南海南北地区在植被、降雨及气候湿度上造成的差异(图由黄维设计)

右图为冰期时受强大的冬季风控制的北部陆架及其上覆盖的草原植被,左图为南部巽他陆架,冬季风带来水气形成较多的降雨及陆架上仍覆盖着湿润的森林植被

(ii) 植被演替的周期性及驱动机制. 第四纪是由轨道周期所驱动的众多冰期-间冰期旋回所组成,因而气候很不稳定,尤其是晚第四纪可以说是极为不稳定^[37]. 在冰芯、深海及黄土沉积中都发现不同频率的气候周期变化,如轨道周期(即 Milankovitch 周期)及亚轨道千年级准周期如 Heinrich 周期、Dansgaard/Oschege(D/O 周期)和 Bond 周期等^[37~40]. 关于植被变化的周期性在国外已经有了一些报道,如大西洋东北^[2]、西北^[41]和太平洋东南^[42]等海域的孢粉资料都显示存在轨道或亚轨道的周期变化. 但我国植被对于轨道及亚轨道周期变化的响应研究长期空白,对南海深海沉积的孢粉资料中采用频谱分析,首次发现在南海北部地区的植被演替存在多种不同尺度的周期性变化. (1) 轨道尺度的周期变化. 通过对 ODP 1144 孔草本植物及松属花粉百分比的频谱分析发现,植被演替有着较强的 100 ka 的偏心率周期、较弱的 41 ka 的斜率周期和较强的 23 ka 的岁差周期. 更有意义的是存在明显的 ± 10 ka 的半岁差周期(图 3),这种半岁差周期是低纬度地区的特征. 可以说,南海北部近百万年以来植被变化受控于地球轨道的周期变化^[11],显示低纬度地区的特征. (2) 千年尺度的周期变化. 在冰芯、湖泊、黄土、海洋和洞穴堆积^[37~40, 43~45]都发现千年尺度的准周期变化,如 Heinrich 周期和

D-O 周期等. 但我国植被对千年尺度气候周期变化的响应的研究,仅近年才从南海开始. 南海高分辨率孢粉记录不仅为轨道周期,同时也为千年级周期变化提供了绝佳的材料.

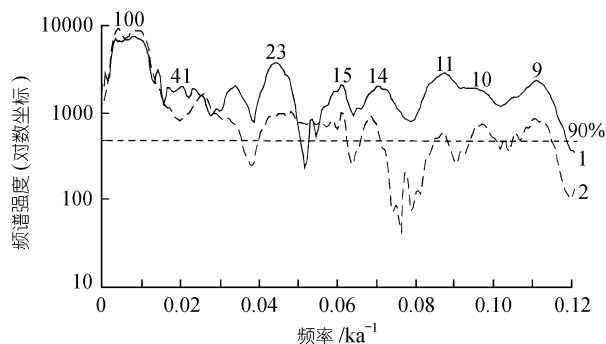


图3 频谱分析显示 ODP 1144 孔最近 1Ma 以来草本植物及松属花粉百分比的周期性变化,较强的 100 ka 的偏心率周期. 41 ka 的斜率周期、23 ka 的岁差周期和 10 ka 左右的半岁差周期^[11]

1. 松属, 2. 草本植物

末次冰期南海北部 17940 站位的蒿属与山地针叶树(云杉、冷杉、铁杉)花粉百分比变化频繁,频谱分析显示存在着 6.7, 2.9 和 2.1 ka 的千年级准周期变化^[19](图 4),反映在末次冰期在降温和降湿的基础上,

还存在着相对冷湿及温干的气候交替. ODP 1144 站在 MIS5-6 期(约 190~70 kaBP 期间), 草本植物和松属花粉百分含量也交替占优势. 利用频谱分析计算了草本植物、松属花粉百分含量变化的周期性, 结果表明在倒数第 2 次冰期和末次间冰期除了存在较为明显的轨道周期外, 还存在 6.7, 5.5 和 2.8ka 的周期. 5~6 ka 的周期可能与北大西洋 Heinrich 周期相对应; 2 ka 左右的周期可与格陵兰冰芯中发现的 D-O 周期对比^[12]. (3) 植被演化与驱动机制. 在古海洋学中不仅发现周期, 而且周期研究已经深入各个频率内部不

同参数变化的相位差中, 这种相位差分析结果能提供气候环境系统的驱动力. 从高分辨率的 ODP 1144 剖面发现孢粉百分比变化, 尤其是草本植物与松属和同剖面的有孔虫(*Globigerinoids ruber*)的氧同位素($\delta^{18}\text{O}$)的变化的周期基本同步(图 5), 这不仅能够确定长周期孢粉资料的年代, 而且可以对这两方面的参数进行相位分析. 对 ODP 1144 孔近 400 ka 以来草本植物与松属花粉的百分比与全球最大冰量(即氧同位素记录)进行 Blackman-Tukey 交叉频谱分析的结果显示, 在 100ka 的偏心率周期及 23ka 的岁差周期上, 花粉与全球冰量两个参数的相关程度非常高(>90%)(图 6). 由交叉频谱分析数据所作的相轮差(图 7)显示在这两个周期上植被变化与全球最大冰量的变化, 几乎是同步的或者稍落后于前者, 这说明南海北部地区植被变化总框架是受全球冰量控制与驱动的^[11].

(iii) 深海孢粉记录的东亚季风变化. 近年来, 南海东亚季风的历史引起科学家的广泛兴趣. 由于南海沉积速率高, 沉积连续, 一些高分辨率的研究结果已初步揭示近几万年以来季风演化的详细历史^[44,46]. 但长周期的季风演化研究, 到目前为止仍进展不快. 高分辨率 ODP 1144 孔的孢粉作为古气候、古环境的载体提供了南海北部百万年以来长周期东亚季风变化的框架. 由于东亚季风是以冬季风更强劲为特征, 因而在孢粉记录中冬季风的变化表现的更为突出.

在南海花粉传播机制中可以看到, 乔木花粉主要由以冬季风为主传播的针叶树种组成, 冰期时还有较多由冬季风携带的温带植物花粉, 以水流为主传播的热带亚热带花粉百分比很低. 因此以乔木花粉的沉积率(粒/cm²·a⁻¹)作为冬季风的代用指标, 在剖面上数量高低变化代表了冬季相对强弱的变化(图 8). 总的看来, 冰期时出现高花粉沉积率, 间冰期则相反(MIS 5.2 例外)¹⁾, 表明冬季风在冰期时增强. 特别是 MIS 16, 12, 10 和 2 期花粉沉积率突出的高, 同期氧同位素值也偏重, 说明花粉沉积率高值是由于北半球冰盖增大、冬季风增强引起的. 非常有意义的是, 在绝大多数情况下, 每一个冰期的开始花粉沉积率都非常低, 然后直线升高, 到冰期末达到最高点, 在下一个间冰期开始突然下降到最低点. 近百万年

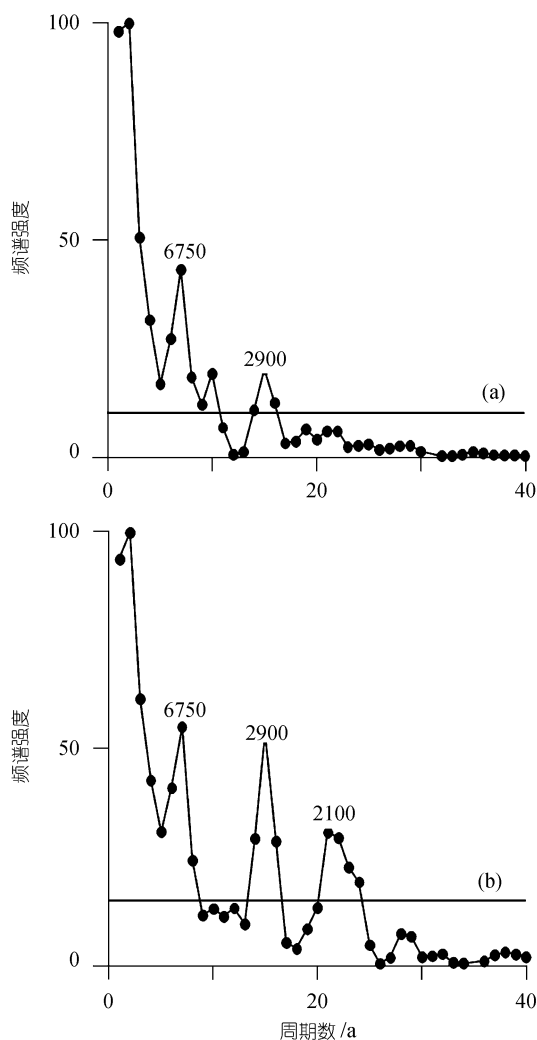


图4 频谱分析所揭示的 17940 站蒿属、山地针叶林花粉含量变化的千年级准周期^[19]
(a) 代表山地针叶林花粉; (b) 蒿属花粉

1) MIS 为 Marine Isotope Stage 的缩写, 即海洋氧同位素期. 单数为间冰期, 双数为冰期

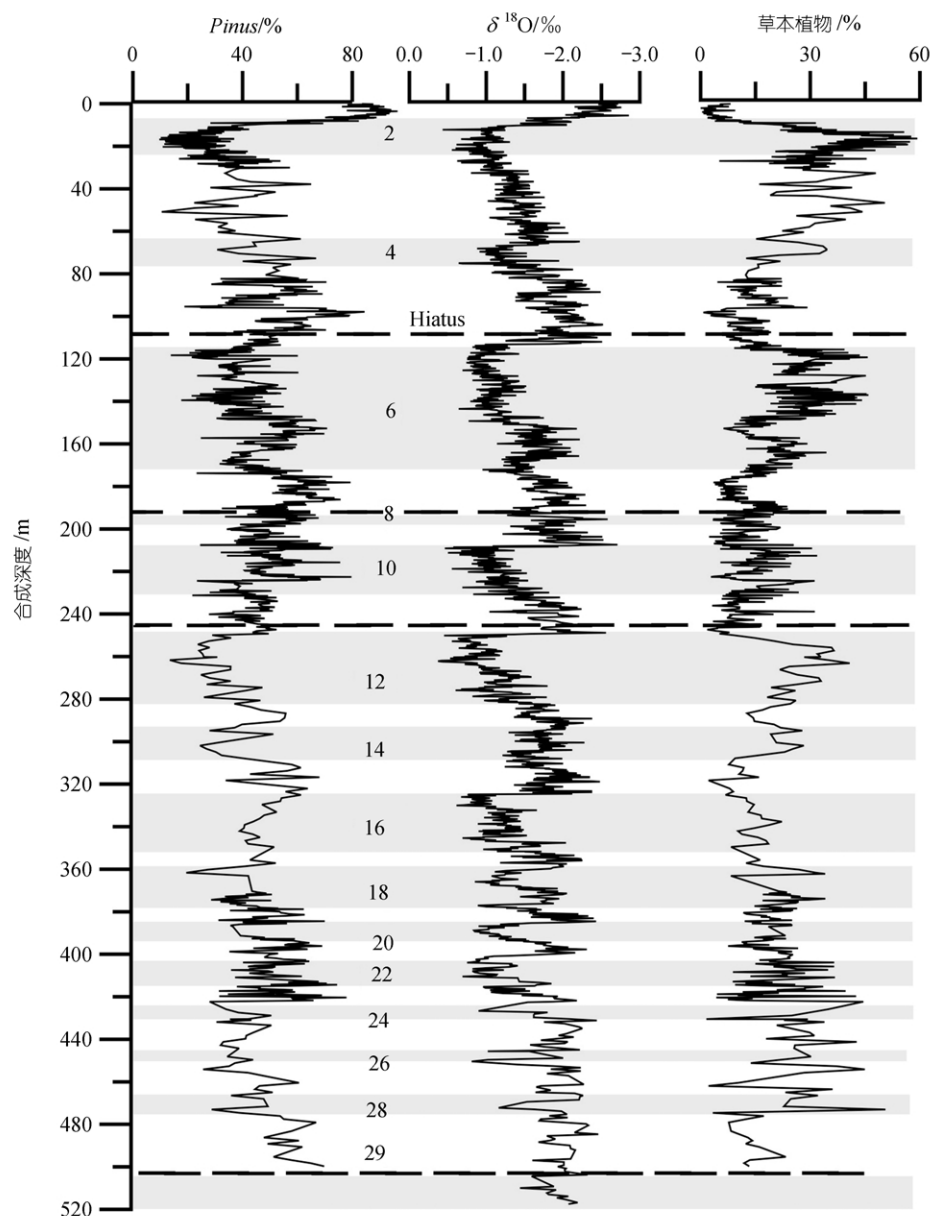


图5 显示 ODP 1144 站位草本植物、松属花粉百分比与同站位有孔虫(*Globigerinoides ruber*)的 $\delta^{18}\text{O}$ 值的同步变化^[11]

以来花粉沉积率曲线呈锯齿状升降变化,这也恰好与氧同位素曲线变化一致(图7)。这个变化 Broecker^[47]解释为:在一个冰期旋回中气候变冷总是缓慢地、渐进地,而变暖则是突然地。由此从孢粉资料推断在冰期旋回开始,冬季风弱,然后缓慢加强,在冰期末到达最盛,而后突然减弱,在间冰期开始减弱到最低点。

从近百万年长周期来看,在 MIS 17 期以前花粉沉积率很低,冰期和间冰期的差异也远较上部小。而

从 MIS 16 期开始(约 0.675 Ma)大幅度增加,说明东亚冬季风可能从这个时期开始强化,这也恰巧是欧洲阿尔卑斯山经历的第 1 次大冰期(贡茨冰期)。黄土粒度分析也表明约在最近 0.6~0.45Ma 前,冬季风加强^[48~50]。此外,中国长江中、下游和日本海沉积物指示约从 0.55~0.45Ma 冬季风开始加强^[51]。

由夏季风带入南海北部的花粉数量难以达到统计数字,因此应用了蕨类孢子的百分比作为夏季风的代用指标。蕨类植物通常大量生长在潮湿温暖的

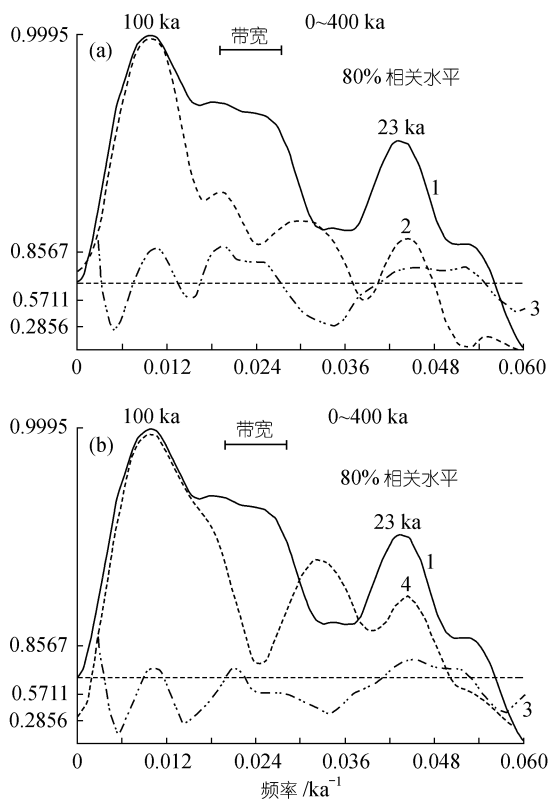


图 6 ODP 1144 站位 400ka 以来孢粉记录和有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的交叉频谱分析^[11]

1. $\delta^{18}\text{O}$, 2. 草本植物(%), 3. 相关系数, 4. 松属花粉(%)

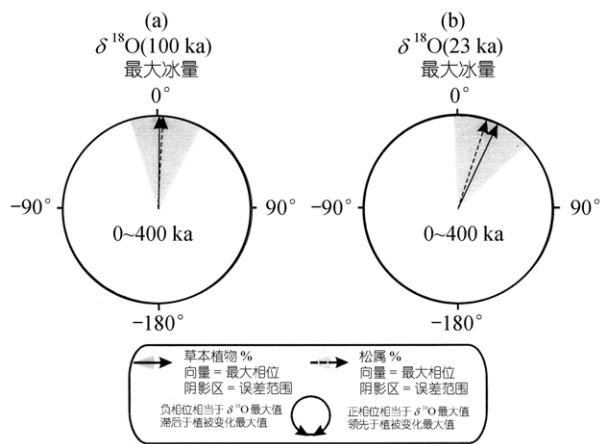


图 7 ODP1144 站位孢粉记录和有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 的相位差^[11]

环境下^[52,53], 增强的夏季风携带大量的水气和潜热, 有利于蕨类植物生长. 因此蕨类孢子百分比的高低变化可以指示夏季风的强弱. 此外蕨类孢子产量巨大, 利于数量分析. 从蕨类孢子百分比曲线图上看到

(图 7), 通常间冰期百分比高, 而冰期低, 说明间冰期夏季风强, 气候湿润, 冰期时则相反. 其中 MIS 1, 5, 15, 17, 19 和 21 期特别高, 可能指示当时夏季风特别强. 另一个突出的特点是在 MIS 16 期以前通常蕨类孢子在间冰期的含量高于 MIS 16 期以来的含量(仅 MIS 15 例外), 可能指示在约 0.675 Ma 以前夏季风强.

关于东亚季风孢粉代用指标的研究目前还仅仅是开始, 今后应加强孢粉植物地理、传播机制、途径的研究, 寻求更准确的代用指标.

2 东海

B-GC 剖面位于冲绳海槽的北段(有关信息见表 1). 根据现代沉积物判断, 认为日本九州半岛的植被是该剖面孢粉的主要来源区. 剖面位于对马暖流以西, 在全新世过程中, 对马暖流发生过多次强弱变化, 这对孢粉及沉积物的传播都产生了很大影响. 整个剖面是以常绿和落叶乔木花粉为主, 含有少量山地针叶乔木花粉. 在 6.8 ~ 4.4 kaBP 之间常绿栎类为主的常绿阔叶林花粉增加, 代表了温暖的气候, 这时花粉沉积率却是全剖面最低值, 在 9.3~8.3 及 3.1 ~ 2 kaBP 之间落叶乔木花粉大量增加, 常绿乔木减少, 反映温凉的气候. 这时花粉沉积率却上升, 花粉绝对数量的增减与对马暖流的变化有关. 温暖时期对马暖流增强, 黑潮西移, 阻挡了来自日本南部由河流携带的物质在研究地点附近沉积, 这不仅包括孢粉, 也包括沉积物. 温凉时期则相反^[23].

东海冲绳海槽 DG 9603 孔(有关信息见表 1)在近 20 ka 以来的孢粉、硅藻、植物硅酸体等的高分辨率研究, 发现海洋环境变化滞后于周边陆地变化约 1 ka, 这种海底环境变化滞后情况在其他海域还没有发现. 吕厚远等人^[22]认为, 冲绳海槽沉积物中生物化石所反映的海洋环境滞后现象, 是由于大洋中温盐环流从北大西洋缓慢传送到太平洋海域的时间差引起的. 这项研究充分显示了深海植物化石在海陆对比中的桥梁作用.

虽然我国深海孢粉学仅有短短的 10 余年发展的历史, 但是由于与古海洋学相结合, 利用深海沉积连续以及分辨率高的优势, 使得我国海洋孢粉学在长周期植被变化历史对地球轨道及亚轨道周期变化的响应. 植被变化与驱动机制等方面的研究, 在国际上达到一定的水平. 深海孢粉学作为海陆结合的桥梁, 在今后深海研究中具有独特的优势.

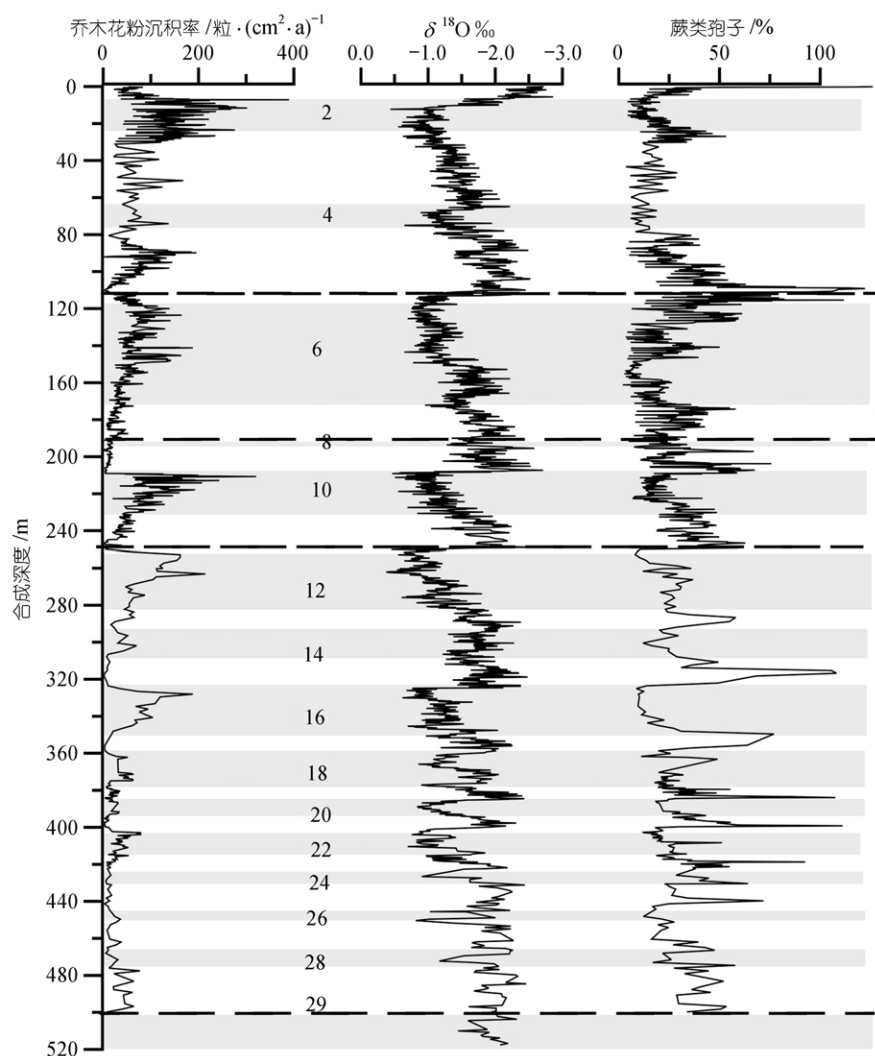


图8 ODP 1144 站近百万年来乔木花粉沉积率(代表冬季风强度变化)、蕨类孢子百分比(反映夏季风强度变化)与同位素 *Globigerinoids ruber* $\delta^{18}\text{O}$ 的变化曲线^[11]

致谢 本工作受国家重点基础研究发展规划(G200078502)、国家自然科学基金重大项目(批准号: 49732060)和国家自然科学基金青年基金(批准号: 49901018)资助。

参 考 文 献

- 1 Van Post L. On forest tree pollen in South Swedish peat bog deposits. *Pollen et Spores*, 1967, 9: 375~402
- 2 Heusser L. Pollen in marine cores: evidence of past climate. *Oceans*, 1986/1987, 29: 64~70
- 3 Tauber H. Investigations of the mode of pollen transfer in forest areas. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 1967, 3: 277~286
- 4 Kershaw A P, Hyland B P M. Pollen transport and periodicity in a marginal rainforest situation. *Review of Palaeobot Palynology*, 1975, 19: 129~138
- 5 Davis M. Palynology after Y2K— understanding the source area of pollen in sediments. *Annu Rev Earth Planet Science*, 2000, 28: 1~28
- 6 唐领余, 沈才明. 孢子花粉. 见: 中国科学院南沙综合考察队主编. 南沙群岛及其邻近海区综合调查报告(一). 北京: 科学出版社, 1989. 481~511
- 7 孙绍先. 孢粉与海洋沉积环境. 见: 陈木宏, 蔡慧梅, 涂霞, 等. 主编. 南沙群岛及邻近海区第四纪微体生物与环境. 北京: 海洋出版社, 1996. 104~110
- 8 张学乐, 张玉兰, 王开发. 南海东北部表层沉积的孢粉分布特征. 见: 中国海洋学文集(14). 北京: 海洋出版社. 2002. 23~30
- 9 孙湘君, 罗运利. 南海北部 280 ka 以来深海花粉记录. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 846~853
- 10 罗运利, 陈怀成, 吴国瑄, 等. 南海最近 3 个冰期旋回中的天然火与气候. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 854~860
- 11 Sun X, Luo Y, Huang F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: pleistocene indicators of East Asian Monsoon. 2003
- 12 罗运利, 孙湘君. 南海北部周边地区倒数第二次冰期-末次间冰期植被演化. *海洋地质与第四纪地质*, 2003, 23(1): 19~25

- 13 Sun X, Li X, Luo Y. Vegetation and climate on the Sunda Shelf of the South China Sea during the Last Glaciation—pollen results from Station 17962. *Acta Botanica Sinica*, 2002, 44(6): 746~752
- 14 Sun X, Li X. A pollen record of the last 37 ka in deep sea core 17940 from the northern slope of the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 56: 227~244
- 15 孙湘君, 李逊, 罗运利. 南海北部深海花粉记录的环境演变. *第四纪研究*, 1999(1): 18~26
- 16 Sun X, Li X, Luo Y, et al. The vegetation and climate at the last glaciation on the emerged continental shelf of the South China Sea. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2000, 160: 301~316
- 17 孙湘君, 陈旭东, 罗运利, 等. 末次冰盛期低海面时南海南北陆架上的植被. *植物学报*, 1999, 41(9): 1016~1023
- 18 Luo Y, Sun X. Vegetation evolution in the northern South China Sea region since 40 kaBP. *Acta Botanica Sinica*, 2001, 43(110): 1202~1206
- 19 罗运利, 孙湘君. 南海深海沉积物花粉记录的快速气候波动事件. *第四纪研究*, 1999, 6: 536~540
- 20 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): 526~535
- 21 王开发, 蒋辉, 张玉兰. 南海及沿岸地区第四纪孢粉藻类与环境. 上海: 同济大学出版社, 1990. 1~155
- 22 吕厚远, 刘振夏, 刘宝柱, 等. 2 万年来我国东部海陆环境变化的不同步现象. *海洋地质与第四纪地质*, 2002, 22(1): 17~23
- 23 宋长青, 孙湘君, Saito Y. 冲绳海槽 B-3GC 钻孔柱状样花粉记录的古环境信息. *科学通报*, 2001, 46(2): 153~158
- 24 孙湘君, 李逊. 南海现代花粉传播动力与途径在南海海域的差异. *中国科学, D 辑*, 1997, 27(6): 494~498
- 25 Sun X, Li X, Beug H. Pollen distribution in hemipelagic surface sediments of the South China Sea and its relation to modern vegetation distribution. *Marine Geology*, 1999, 156: 221~226
- 26 Su G Q, Wang T X. Basic characteristics of modern sedimentation in the South China Sea. In: Zhou D, ed. *Oceanology of China Seas*, 2. Dordrech: Kluwer, 1994. 407~418
- 27 汪品先. 十五万年来的南海. 上海: 同济大学出版社, 1995. 1~184
- 28 Wang P, Prell W L, Blum P, et al. *Proc ODP Init Repts*. 184, College Station TX (Ocean Drilling Program), 2000. 1~77
- 29 陈欣树, 包昞彦, 陈仁, 等. 珠江口外陆架晚第四纪低海面的发现. *热带海洋*, 1990, 9(2): 31~38
- 30 CLIMAP Project Members. The surface of the ice age earth. *Science*, 1976, 191: 1131~1137
- 31 Frenzel B, Pesci M, Velichko A A. *Atlas of Paleoclimates and Paleoenvironments of the Northern Hemisphere, Late Pleistocene-Holocene*. Geographical Research Institute of Hungaria. Gustar Fischer Verlag, Budapest: Stuttgart. 1992
- 32 Tjia H D. The Sunda Shellf, Southeast Asia. *Z Geomorph N E*, 1980, 24 (4): 405~427
- 33 Stuijts I, Newsome J C, Flenley J R. Evidence for late Quaternary vegetational change in the Sumatran and Javan Highlands. *Review of Paleobotology Palynology*, 1988, 55: 207~216
- 34 Hope G S, Tulip J. A long vegetation history from lowland Iran Jaya, Indonesia. *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology*, 1994, 109: 385~398
- 35 Walker D, Flenley J R. Late Quaternary vegetational history of the Enga District of upland Papua New Guinea. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 1976, B286: 265~344
- 36 Van der Kaars S. Palynology of eastern Indonesian martine piston-core: a late Quaternary vegetational and climatic record for Australasia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1991, 85: 239~302
- 37 Sarnthein M, Kennett J P, Allen J R M, et al. Decade-to-millennial-scale climate variability—chronology and mechanisms: Summary and recommendations. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21: 1121~1128
- 38 汪品先, 翦知湮. 寻求高分辨率的古环境记录. *第四纪研究*, 1999, (1): 1~17
- 39 Bond G, Lotti R. Iceber discharge into the North Atlantic on millennial time Scale during the last glaciation. *Science*, 1995, 267: 1005~1010
- 40 Guo Z, Liu T, Guiot J, et al. High frequency pulses of East Asian Monsoon climate in the last two glaciations: link with the North Atlantic. *Climate Dynamics*, 1996, 12: 701~709
- 41 Morley J J, Heusser L E. Role of orbital forcing in East Asian monsoon climates during the last 350 kyr: evidence from terrestrial and marine climate proxies from core RC14-99. *Paleoceanography*, 1997, 12(3): 483~493
- 42 Heusser L E, Sirocko F. Millennial pulsing of environmental change in Southern California from the past 24ka: a record of Indo-Pacific Enso events? *Geology*, 1997, 25(3): 243~246
- 43 吴乃琴, 刘秀平, 顾兆炎, 等. 末次盛冰期黄土高原蜗牛化石记录的气候快速变化及其影响机制. *第四纪研究*, 2002, 22(3): 283~290
- 44 Wang L, Sarnthein M, Erlenkeuser H J, et al. East Asian monsoon climate during the late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea. *Marine Geology*, 1999, 156: 245~284
- 45 彭子成, 张兆峰, 蔡灵军, 等. 贵州七星洞晚更新世时期石笋的古气候环境记录. *第四纪研究*, 2002, 22(3): 273~281
- 46 涂霞, 郑范, 王吉良, 等. 南海北部末次间冰期早期突然降温事件. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(10): 823~827
- 47 Broecker W S. Termination. In: Berger A, Imbrie J, Hays J, et al. eds. *Milankovitch and Climate*. D Reidel Publishing Company, 1984, part 2, 687~698
- 48 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 上新世以来毛乌素沙地阶段性扩张的黄土-红黏土证据. *科学通报*, 1999, 44(3): 324~326
- 49 Hovan S A, Rea D K, Pisias N G, et al. A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: aeolian flux to the north Pacific. *Nature*, 1989, 340: 296~298
- 50 孙有斌, 安芷生. 最近 7 Ma 黄土高原风尘通量记录的亚洲内陆干旱的历史和变率. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(9): 769~770
- 51 Xiao J, An Z. Three large shifts in East monsoon circulation indicated by loess-paleosol sequences in China and late Cenozoic deposits in Japan. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1999, 154: 179~189
- 52 Van der Kaars S. Palynology of eastern Indonesian marine piston-core: a late Quaternary vegetational and climatic record for Australasia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1991, 85: 239~302
- 53 Van der Kaars S, Wang S, Kershaw P, et al. A late Quaternary palaeoecological record from the Band Sea, Indonesia: patterns of vegetation and biomass burning in Indonesia and northern Australia. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2000, 155: 135~153

(2003-03-15 收稿, 2003-06-03 收修改稿)