

摘 要

长序列古气候记录研究有利于探讨古气候变化的周期和规律,可以为预测未来环境的演变趋势提供依据。我国第四纪长序列气候记录的研究多集中在中部黄土和西部高原地区,近年来东南部海洋记录的研究也迅速发展,相比之下,我国东部季风区陆地记录的研究则开展得比较少。苏北盆地正好处于我国东部典型季风区内,且是连接陆地和海洋的关键性区域,重建该地区古植被以及古气候演变历史,对认识东亚季风变迁的过程、规律以及未来变化趋势等具有非常重要的意义。因此本文对取自该地区兴化钻孔上部 25m~86.5m 的岩芯进行了孢粉学分析。

根据孢粉鉴定和统计结果,结合数值分析和常规划带方法,自下而上共划分了 14 个孢粉组合带。利用孢粉分析结果重建了苏北盆地中更新世的古植被和古气候,初步结论如下:

1、根据前一阶段的研究结果,结合古地磁测年数据以及木本植物花粉百分比曲线、孢粉总浓度曲线与深海氧同位素记录对比的结果,初步认为兴化孔从 86.5m 深度进入中更新世,又根据气候地层学原理推测中更新世终止点可能在 28m 处。

2、古温度代用指标木本植物花粉百分比曲线和古降水量代用指标孢粉总浓度曲线与深海氧同位素记录有着良好的对比性,孢粉记录所反映出中更新世存在的 7 个大的冷暖气候波动旋回基本上可以与深海氧同位素记录所反映的冰期—间冰期旋回相对应,即从下到上可以依次划分出 MIS19~MIS6。

3、孢粉记录恢复的古植被

苏北盆地中更新世古植被从老到新的演替过程是:含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带→森林—森林草原→植被稀疏带→含落叶阔叶树种的常绿阔叶林→植被稀疏带→落叶阔叶林—森林草原→植被稀疏带→森林—森林草原→植被稀疏带→含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带→含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带。

4、重建的古气候

对应 MIS19:气候总体上比较温暖湿润,年均温比现今约低 1℃,年平均降水量约为 900mm,但是由于该段后期木本植物花粉含量有所增加,蕨类孢子减少,藨属增多,所以气候上后期要比早期稍干,气温略高。

对应 MIS18:总体上为冷干的气候,但内部仍有温湿的波动,气候环境并非十分恶

劣。

对应 MIS17：该段早期气候比较温干，后期比较暖湿，总体上为森林—森林草原气候，年平均气温比现今低 5°C 左右，年平均降水量约为 $600\sim 700\text{ mm}$ 。

对应 MIS16：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS15：高温高湿，年均温比现今高约 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ，年平均降水量约为 $1000\sim 1200\text{mm}$ 。

对应 MIS14：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS13：气候总体上与 MIS17 相似，但波动频率不及 MIS17，早期气候比较暖湿，中后期木本含量显著减少，表明气温降低，年平均气温比现今约低 5°C ，年平均降水量约为 $700\sim 800\text{mm}$ 。

对应 MIS12：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS11：该段早期气候比较温干，年平均气温比现今约低 5°C ，年平均降水量约为 $600\sim 700\text{mm}$ ，后期蕨类孢子含量迅速增加，表明气温有所回升，降水也相对增多。

对应 MIS10：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS9：气候比较暖湿，年均温比现今约低 1°C ，年平均降水量约为 900mm 。根据藜科花粉在该阶段连续稳定高含量的出现，推测苏北盆地在该时期可能发生过一次海侵。

对应 MIS8：总体上为冷干的冰期气候，但其间仍存在温湿波动。

对应 MIS7：该段总体上为比较温暖湿润的气候，年均温与现今相似，年平均降水量约 900mm 。但由于后期木本植物花粉含量有所增加，而蕨类孢子含量则明显减少，所以该段后期气候要比早期偏温偏干一些。

对应 MIS6：总体上为冷干的冰期气候，但其间仍存在温湿波动。

关键词：苏北盆地 兴化孔 孢粉分析 中更新世

Abstract

Studies of long-term climate records are benefit to infer the cycles and rules of climate change, which can provide scientific basis for forecasting the trend of environment evolution in future. In China, most long sequences studies of Quaternary climates are focused on the central loess area and western tableland. In recent years, researches on marine sediments in south-eastern part also make a rapid progress. Compared with them, studies of long-term terrestrial climate records in East Asian monsoon area are very rare. Northern Jiangsu basin lies in the transitional region from ocean to continent and its climate is dominated by the East Asian monsoon system. Reconstructing the evolution history of paleovegetation and paleoclimate in this region will provide significant further understanding of the process, rule and evolution trend of the East Asian monsoon. A drilling core of 350 m at Xinghua in the basin was recovered to reconstruct its environment evolution history. We choose the upper part from 25m to 86.5m for sporopollen analysis.

Based on the result of pollen identification and statistics, and combining a numerical technique with the routine method, the pollen assemblages of Xinghua Core was divided into fourteen pollen zones. According to the result of sporopollen analysis, we reconstructed the paleovegetation and paleoclimate of Northern Jiangsu basin during the mid-Pleistocene, and the primary conclusions are as follows:

1 Based on the result of former studies, combining with the paleogeomagnetism datings and the well correlation between pollen assemblages and deep-ocean $\delta^{18}\text{O}$ record, we deduced that Xinghua Core entered mid-Pleistocene at the depth of 86.5m and ended up it at the depth of 28m.

2 Result shows that arbor percentage curve and total concentration curve can be well correlated to the deep-ocean $\delta^{18}\text{O}$ record, seven major cold-warm climatic fluctuation cycles revealed from the pollen record can be well corresponded to the glacial and interglacial cycles from marine sediments, they are MIS19~ MIS6 from the bottom up, respectively.

3 Paleovegetation

The evolution sequence of paleovegetation in Northern Jiangsu basin during the mid-Pleistocene from the bottom up is: deciduous broad-leaved forest with evergreen broad-leaved trees $\rightarrow$ vegetation sparseness zone $\rightarrow$ forest-forest grassland $\rightarrow$ vegetation sparseness zone $\rightarrow$ evergreen broad-leaved forest with deciduous broad-leaved trees $\rightarrow$ vegetation sparseness zone $\rightarrow$ deciduous broad-leaved forest or forest grassland $\rightarrow$ vegetation sparseness zone $\rightarrow$ forest-forest grassland $\rightarrow$ vegetation sparseness zone $\rightarrow$ deciduous broad-leaved forest with evergreen broad-leaved trees $\rightarrow$ vegetation sparseness zone $\rightarrow$ deciduous broad-leaved forest with evergreen broad-leaved trees $\rightarrow$ vegetation sparseness zone.

4 Paleoclimate

Corresponding to MIS19: Generally speaking, the climate was relatively warm and humid, the annual average temperature was about 1°C lower than that of today and the annual average precipitation was approximately 900mm. But the climate in later period was a little more drier and warmer than that of the early period.

Corresponding to MIS18: It was cold and dry, but not very severe, there still existed

warm-wet fluctuations.

Corresponding to MIS17: It was relatively warm and dry in early period, but it became more humid in later period. In general, it was the forest-forest grassland climate, the annual average temperature was about 5°C lower than today's and the annual average precipitation was approximately 600~700mm.

Corresponding to MIS16: It was cold and dry, belonging to the typical glacial climate.

Corresponding to MIS15: It was very warm and humid. The annual average temperature was $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ higher than today's and the annual average precipitation was about 1000~1200mm.

Corresponding to MIS14: It was cold and dry, belonging to the typical glacial climate.

Corresponding to MIS13: In general, the climate was similar to that of MIS17, but the fluctuation frequency was much lower than that of MIS17. In early period, climate was warm and humid, but in middle and later period, arbor content decreased, indicating a drop in temperature, the annual average temperature was 5°C lower than today's and the annual average precipitation was approximately 700~800mm.

Corresponding to MIS12: It was cold and dry, belonging to the glacial climate.

Corresponding to MIS11: It was relatively warm and dry in early period, the annual average temperature was about 5°C lower than today's and the precipitation was about 600~700mm. With the emergence of a lot of ferns in later period, the temperature returned to rise and the precipitation also increased relatively.

Corresponding to MIS10: It was cold and dry, belonging to the glacial climate.

Corresponding to MIS9: It was warm and humid relatively, the annual average temperature was 1°C lower than today's and the annual average precipitation was about 900mm. Based on the continuous and steady emergence of a large amount of *Chenopodiaceae* pollen in this stage, we inferred that a transgression may have taken place in Northern Jiangsu basin during this period.

Corresponding to MIS8: In general, it was cold and dry, but there still existed warm-wet fluctuations.

Corresponding to MIS7: It was relatively warm and humid, the annual average temperature was similar to today's and the annual average precipitation was approximately 900mm. With the increase of arbor percentage and decrease of ferns, the climate in later period was a little more warmer and drier than that of the early period.

Corresponding to MIS6: In general, it was cold and dry, but there still existed a warm-wet fluctuation.

Key words: Northern Jiangsu Basin, Xinghua Core, sporopollen analysis, mid-Pleistocene

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

- 1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。
- 2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。
- 3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。
- 4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。
- 5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名：_____

日 期：_____

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京师范大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名：_____

日 期：_____

第一章 前言

一、中更新世全球气候变化研究进展

全球变化是当今地球科学研究的热点问题。气候变化十分迅速而频繁，是全球变化的集中体现，也是全球变化研究的核心。随着全球干旱化的加剧、温室气体的增温效应以及极端气候事件的频繁发生等一系列环境问题的出现，使得人们更为关注引起这些环境变化的原因、机制以及对未来环境的影响等。而认识过去全球气候变化的规律和原因是准确预测未来气候环境演变趋势的前提。近几十年来，科学家们围绕这些问题开展了大量的研究工作，如：深海钻探计划（DSDP）、大洋钻探计划（ODP）、国际大陆钻探计划（ICDP）、过去全球变化（PAGES）、气候变化与可预报性（CLIVER）、国际地圈生物圈计划（IGBP）、格陵兰冰芯计划（GRIP）等，并取得了一定进展。世界广布的第四纪沉积物记录了过去气候变化的详细信息，但是不同信息载体所包含的信息范围不同。目前，记录中更新世气候变化的信息载体主要有深海沉积、黄土、冰芯、洞穴沉积、湖泊沉积等，以下主要介绍利用这些材料进行中更新世气候变化研究的现状。

深海沉积 深海沉积物测年技术的可靠性和一致性是利用海洋沉积物推断古气候变化的有利条件，所以对深海沉积记录的研究一直以来都得到了很好的发展。深海沉积氧同位素曲线记录了全球冰量的变化（Martinson D G *et al.*, 1987），是全球古气候变化的直接反映，能提供较完整的全球变化信息。60 年代以后，在深海沉积氧同位素冰期旋回的研究中，Shackleton N. 等就首次提出布容世约 800kaBP 以来有 8 次完整的冰期旋回，远远超过 A·彭克等主张的第四纪 4 次冰期的理论（Shackleton N. *et al.*, 1977）。后来，Imbrie 等将氧同位素曲线 V28—238、RC11—120、DSDP502、V30-40 和 V22—174 结合在一起，大致以 V28—238 为基础，根据轨道调整原则，建立了一个综合性的布容期时间标尺和一条综合性的氧同位素曲线，将布容期即 0.73MaB. P. 划分为 19 个阶段，9 个气候旋回（Imbrie J, Hays J G, Martinson D G *et al.*, 1984）。近来，德国学者又根据东北大西洋深海沉积物的高分辨率色度记录，重建了该区 50 万年以来包含最近 5 个冰期—间冰期旋回的千年尺度的古气候变化（Jan P. Helmke *et al.*, 2002）。来自非洲西南部纳米比亚陆坡（23°S）3 个岩芯有机碳分析所反映的古水温揭示在 0.15MaBP（氧同位素 6 期）该海域年平均海洋表面水温比现今低 2℃（Georg J K *et al.*,

1999)。阿拉伯海岩芯地球化学指数所反映的 0.5MaBP 以来的海洋表面水温在冰期 (22°C – 24°C) 与间冰期 (27°C) 相差约 3°C (Kay C E *et al.*, 1995)。我国南沙海区 17957–2 柱全长 13.84m 的沉积序列揭示了 MIS1–43 期约 1.37Ma 的沉积历史, 包括 21 个冰期—间冰期旋回 (赵泉鸿等, 1999)。海洋孢粉以其高分辨率、精确测年以及长的时间序列等特点, 为研究第四纪冰期—间冰期旋回中陆地植被对气候变化的响应提供了良好的材料 (Heusser C J *et al.*, 1988)。近年来我国第四纪孢粉学者在深海孢粉学研究方面取得了显著的成就, 如孙湘君等通过对我国南海北部 ODP1144 孔顶部 225m 柱状样的孢粉学研究揭示了近 280ka 以来该区大陆架的演化历史 (孙湘君等, 2001)。黄翡等对 ODP1144 孔下段 (501.3–225.7m) 进行了高分辨率的孢粉学研究, 指出 405.4–225.7m 孢粉谱划分的组合亚带可以与深海氧同位素分期 MIS21–11 相对应, 组合亚带 PB12 (对应 MIS12 期) 中藜属花粉含量的增加及高的松粉沉积率值表明此次冰期气候相对干冷, 冬季风较强 (黄翡等, 2002)。罗运利等对南海北部大洋钻探 ODP1144 站孢粉分析, 重建了南海北部周边地区倒数第二次冰期—末次间冰期的植被演化, 通过对比发现中低纬地区气候变暖早于冰盖后退 (罗运利等, 2003)。

冰芯 极地及海拔较高的冰原、冰盖和冰帽地区, 可靠的气候观测资料极其有限, 冰芯很好记录了这些地区过去气候环境各种参数 (如气温、降水、大气化学与大气环流等) 和影响气候环境变化的各种因子 (如太阳活动、火山活动和温室气体等) 的变化, 同时还记录着人类活动对于环境的影响。目前, 长尺度冰芯研究成果有: 1993 年, W. Dansgaard 等对格陵兰 250–kyr 冰芯氧同位素记录的研究, 揭示末次间冰期及其以前的 Saale-Holstein 冰期旋回内的气候存在很强的不稳定性, 这与全新世气候的稳定性形成了强烈的对比, 说明全新世气候可能是气候变化中的一个特例, 并且末次间冰期早期气候的不稳定性有可能延迟了美国和欧亚 Saalean 冰盖的消融 (W. Dansgaard *et al.*, 1993)。随后, 最近 4 个完整的冰期—间冰期气候旋回在南极 Vostok 冰芯得到了重建, 揭示该地区冰期间冰期的气温变化幅度达 12°C 左右, 并表现出明显的地球轨道效应, 即具有明显的 100ka、40ka 和 23~19ka 的周期 (Petit J R *et al.*, 1999)。最近, 欧洲南极冰芯计划 (EPICA) 集体成员在研究南极 Dome C 冰芯记录时, 把时间向前推到 0.74MaBP, 覆盖了最近的 8 个冰期—间冰期旋回, 通过对比发现最近 4 个冰期旋回与南极 Vostok 冰芯记录相一致, 之前的 4 个冰期旋回气候变化的幅度要小于后面的 4 个冰期旋回 (EPICA community members, 2004)。近十年来我国古冰川的年代学研究也有相

当进展,如昆仑山垭口最老的山麓冰川遗迹冰碛层的 ESR 测年为 0.71MaBP,是迄今所知最老的中国冰碛年龄(崔之久等,1998);周尚哲和易朝路分别在祁连山和天山测得的倒数第三次冰期年龄在 0.4~0.5 MaBP 区间(史正涛等,2000;周尚哲等,2001;赵井东等,2002;易朝路等,2001)对应的是深海氧同位素 MIS12 阶段冰期的产物(相当于黄土高原 L5 时期);川西稻城冰帽最古老冰碛物的 ESR 测年已达到 0.57 MaBP,玉龙山和念青唐古拉山羊八井所得的古冰碛年龄(吴中海等,2003)最老也都达到 0.59 MaBP,基本符合 MIS16 的年龄(周尚哲等,2003)。

洞穴沉积 由于岩溶洞穴沉积物具有沉积连续性好、受外界干扰少、保存信息完整、分辨率高、地理覆盖面积广大等特点,利用岩溶洞穴沉积物记录重建不同时间尺度古气候与古环境演变的研究,日益受到各国第四纪学者的重视。中更新世以来的成果有:Winograd 等人通过对美国内华达州 Davis Hole 方解石的研究重建了这一地区约 50 万年以来的古气候变化(Winograd I J W *et al.*, 1992)。根据洞穴钙华沉积记录及其 Th/U 年龄,现今为半干旱气候的美洲东部、巴西东北部在 0.4 MaBP 曾较湿润,可能反映氧同位素 10 期或 12 期的冷湿气候(Augusto S *et al.*, 2001)。挪威北部石笋记录揭示其四个石笋生长期所反映的古气候变化可以分别对应深海氧同位素阶段 9, 11, 13 和 15 (Ida M. Berstad *et al.*, 2002)。近年来,我国学者在洞穴石笋方面的研究也发展迅速,目前已取得了非常丰硕的成果,其中较长序列的研究有:汪永进等人通过对南京汤山溶洞石笋进行的年代学、同位素地球化学和岩相学研究,获得了这一地区距今 381—166ka 高分辨率古气候演变信息(汪永进等,1997)。覃嘉铭等通过对广西和贵州地区几个大型石笋同位素记录的研究,揭示了最近 16 万年以来石笋所记录的气候事件,其中 130.1kaBP 以前对应深海氧同位素 6 阶段,是倒数第二次冰期旋回的盛冰期(覃嘉铭等,2001)。袁道先等利用贵州省荔波县董哥洞的 2 根大型石笋的 230Th 测年及氧同位素记录的信息,揭示了过去 16 万年来亚洲季风和低纬度地区降雨变化的特征,同时确定了倒数第二次冰期的终止点的年龄为 $129.30 \pm 0.9\text{kaBP}$,末次冰期终止点的年龄为 11.3~12.5kaBP (Daoxian Yuan *et al.*, 2004)。张美良等根据桂林地区水南洞 14~25 万年石笋碳氧同位素记录,重建了倒数第二次冰期和间冰期的古气候和古季风变化,并指出倒数第二次冰期期间,石笋记录比深海岩芯和 SPECMAP 曲线时段 6 的变化更明显,尤其是 180.0—169.1kaBP 亚时段间,东亚夏季风极为强盛,是 SPECMAP 曲线时段 6 的极热事件(张美良等,2004)。

黄土 由于中国的黄土具有分布广，持续时间长，层序连续，且黄土和古土壤相间分布，层次清楚等优点，因而成为全球研究第四纪环境演变的理想材料。早在 1989 年，我国学者通过对黄土的详细研究指出自 2.5Ma 以来中国黄土共记录了 37 个黄土—古土壤旋回，其中 0.8 MaB. P. (或 0.7MaB. P.)—至今共有 12 个黄土—古土壤组合(S_0-L_9) (丁仲礼等, 1989)，每个旋回都相当于一个干冷—温湿的气候周期 (刘东生等, 1990)，气候旋回以 0.1Ma 为主周期，并且黄土记录的气候变化规律与深海沉积物氧同位素阶段的对应关系也很明显 (Rutter N W, 1992)。黄土高原中部的灵台和赵家川剖面 L5 以上的黄土—古土壤序列石英颗粒的提取和粒度分析结果，表明最后 4 个冰期旋回东亚冬季风存有快速变化特征，并同样与深海氧同位素记录具有良好的对应关系 (孙有斌等, 2002)。黄土高原洛川、长武剖面最近 35 万年来陆生蜗牛化石的高分辨率研究，揭示喜温湿类蜗牛化石代表的东亚夏季风与喜冷湿类代表的东亚冬季风的变化周期不同，说明在轨道尺度上冬、夏季风之间不存在彼此消长的简单变化模式。祁连山北麓季风边缘区的河流阶地系列和风成黄土的研究揭示中更新世以来青藏高原的数次隆升事件与本研究区及其他地区的气候记录有一定的耦合性，这些构造—气候耦合事件可能暗示了构造隆升对气候的驱动，从而反映青藏高原对东亚季风气候系统的重要影响 (邬光剑等, 2001)。黄土高原中部朝那剖面的孢粉记录揭示 1.5Ma 以来蒿属、藜科等旱生草本与松、桦、栎等乔木花粉含量在黄土—古土壤序列中有规律的互为消长的变化，指示了冰期—间冰期的冷干—暖湿旋回，并指出过去无机指标所指示的上、下粉砂层 (L9 和 L15) 的两次极端干冷事件，植被变化表明其干冷程度与其他冰期黄土沉积时期相似 (吴福莉, 2004)。

与此同时，我国南方风尘堆积长序列研究也取得了一定成果，如乔彦松等对长江中下游地区风尘堆积的磁性地层学和沉积学研究指出，我国南方最新一期的网纹红土形成于 0.78Ma B P 以后，表明我国南方中更新世经历了极端的暖湿气候，应对应北方黄土—古土壤序列中的 S4 和 S5，并且 0.85Ma B P 前后在长江中、下游开始出现持续的风尘堆积是该区环境对中更新世全球性重大气候变化的响应 (乔彦松等, 2003)。李徐生等对长江中下游下蜀黄土磁化率的研究揭示中更新世以来该区经历了 7—8 次大的气候旋回变迁，与邻区风尘堆积及北方黄土高原具有一致性和相似性，并且 S2 以来的记录可以与深海氧同位素记录进行详细的对比，说明近 20 万年以来，下蜀黄土堆积对全球气候变化有着积极的响应 (李徐生等, 2002)。

湖泊沉积 在过去全球变化及区域响应差异方面，湖泊沉积物具有与其它陆相记录，如树轮、冰芯，甚至黄土不可替代的优势（王苏民等，1991；李玉成等，1999），长尺度湖泊记录不仅能表现出气候的冰期/间冰期旋回和构造运动的影响，同时又能反映短时间尺度气候的变率及其发生的边界条件（Steven M Colman, 1996），因此湖泊沉积的研究愈来愈受到第四纪科学家的重视。目前已取得了大量的成果，其中长序列的有：日本中部琵琶湖深井孢粉资料记录了当地 3Ma 以来的古植被和古气候演变史，通过与海洋氧同位素、欧洲中部的风成沉积序列、海平面变化等资料对比发现，当地的古气候史与其它记录具有明显的一致性（藤 则雄，2003）。法国 Velay 地区 46m 湖相沉积物的孢粉记录揭示该区中更新世中期存在五个暖事件，中间两个暖事件分别对应深海氧同位素阶段 7 和 9，而最老的暖事件属于 Holsteinian 间冰期，对应深海氧同位素阶段 11（Maurice Reille *et al.*, 1995）。我国青藏高原若尔盖地区 RH 孔湖相沉积物的孢粉记录揭示该区在 826—150KaBP 间经历了两个较大的寒冷阶段和一个大温暖阶段，并且在这三个大阶段中，还夹有多次冷暖干湿波动，反映了该区气候的不稳定性和本区对气候变化的敏感性（刘光琇等，1994）。薛滨等通过对青藏高原若尔盖盆地 RM 孔湖泊沉积物环境多代用指标的综合判识，重建了 900KaBP 以来盆地的古气候古环境演化序列，结合环境冷暖、干湿的组合特点分辨出 900KaBP 以来高原东部 3 次明显的隆升加速时期，即 800、360 及 160KaBP（薛滨等，1997）。接着，他又根据湖泊深钻记录，探讨了中更新世以来我国环境区域分异的特点，结合黄土—古土壤序列的研究成果，初步分析了导致区域环境分异的原因及其与亚洲季风的关系（薛滨等，1998）。吕厚远等根据西藏那曲地区错鄂湖钻孔孢粉样品的分析结果，揭示该区近 2.8Ma 来存在 7 次大的植被类型的演变过程，反映了至少 5 次大的构造抬升过程，为青藏高原形成演化及其环境、资源效应的研究提供了新的科学证据（吕厚远等，2001）。

概括和总结目前世界中更新世古气候和古环境变化研究的特点主要有以下几个方面：(1) 研究手段、研究方法多种多样，既有传统的深海沉积、黄土、冰芯、湖泊沉积，也有新兴的洞穴石笋等；(2) 研究范围不断扩大，已经开始由单点研究发展到区域或全球的空间复原；(3) 重视年代的测定和提高演变序列的时间分辨率；(4) 注重加强对过去环境演变机制的探讨；(5) 重视跨多学科的综合性研究。在取得成绩的同时，全球第四纪古气候研究仍需在以下方面开展更多的工作：(1) 解决研究地点分布不均的问题，加强空白区研究；(2) 相对于短尺度气候研究来说，中长尺度研究开展得较少，尤其是我国在中更

新世时期的研究相对较少；(3)创新测年手段、提高测年精度，尤其是长尺度陆相沉积物的测年问题比较突出，亟待解决。

二、选题依据和意义

1、选择苏北盆地开展研究的理由

全球变化是当今人们所面临的重大问题，也是研究的热点，对过去全球变化规律的认识可以为准确预测未来全球变化的趋势提供可靠的依据。在过去全球变化研究中，我国第四纪工作者对中国大陆中、西部地区的黄土、冰川以及湖泊沉积物等开展了很多的研究并已取得了丰硕的成果。近年来中国东南部海洋第四纪研究也发展迅速，并取得了大量研究成果。与之相比，处于我国西部高原与东部沿海过渡地带的东部陆地的研究则显得比较薄弱，亟待加强。中国大陆东部是我国经济发达地区，作为典型季风区和海陆交接带的地理位置，决定了这个区域是以“陆—海—气耦合”思路研究东亚季风演化及其相关科学问题的关键性区域。苏北盆地正好位于中国东部，是苏北南黄海盆地的陆上部分，处于典型的东亚季风区域之中，是连接陆地—海洋的关键性区域。盆地内连续、巨厚的第四系地层蕴藏着丰富的古气候环境演变信息，为在此区域开展孢粉学研究提供了良好的条件，结合古地磁年代数据及其它实验手段研究成果，能够为比较准确地重建我国东部季风区中更新世的环境变迁历史提供重要的科学依据。为此，我们选择苏北盆地沉降中心附近的兴化地区进行钻孔取芯，以获取连续的沉积物材料来进行科学研究。

2、长序列古气候重建的重要性

长序列气候记录研究有利于探讨气候变化的规律和周期，可以为预测未来环境的演变趋势提供重要依据。在我国，中部地区的黄土、西部的冰芯和以及东南部的深海沉积物中都开展了长序列古气候记录的研究，相比之下，我国东部陆地长序列古气候记录的研究则开展得比较少且不连续。苏北盆地连续巨厚的沉积物蕴藏丰富的古气候演变信息，是研究东部季风区环境变迁的理想材料，在此地区开展第四纪孢粉学研究可以填补我国东部陆地长序列孢粉记录研究的空白，还可以有利于进行同时段不同区域的对比。另外，许多研究(Imbrie J *et al.*, 1993)表明中更新世冰期旋回的周期发生了转型，即由早更新世的 41ka 周期为主转变为中更新世的 100ka 周期为主，可见，中更新气候

变化有着不同于以前的变化规律，因而研究该时段的气候变化规律对预测未来气候变化的趋势更有意义。

3、孢粉分析的重要性

植被是自然界中对气候变化反应最灵敏的指示物之一，植被的状况可以在相当大的程度上反映气候的状况（孙湘君等，1996）。化石花粉和孢子是过去环境条件的指示者，是生态环境演化过程中保存的直接可靠的生物学证据，对于恢复古气候和古环境有着很大的价值。对此，有几点理由（P.D 摩尔，1987）：第一，孢子和花粉比植物的许多其他部分更容易保存；第二，孢粉的个体小，往往是悬浮在开放的扰动的大气气流中，被携带到一定的距离，使之能大范围的沉积保存；第三，孢粉的构造和纹饰可作为高精度分辨的目标；第四，孢粉在许多沉积物中含量丰富，易于提取和富集。由于以上特点，虽然近一个世纪以来，第四纪的研究方法不断创新，研究手段不断增多，但是随着孢粉分析、鉴定和测年技术的改进以及数值分析方法的应用，每年仍有大量的孢粉文献发表，孢粉分析一直做为第四纪研究的重要手段，被广泛地应用在第四纪古植被和古环境的定量恢复工作中，它对认识一个地区植被的演化历史以及该地区冷暖干湿状况的时空演化特征，对认识季风变迁的过程、规律以及未来变化趋势等都具有重要的意义。

兴化孔的工作目的在于建立能反映中国东部季风区新生代晚期气候变化主要特征的较完整序列，在此基础上可以进一步探讨季风演变与中国大陆东西两侧重大构造事件之间的关系。本文作为该项研究的一个子项目，主要对兴化钻孔 25m~86.5m 层段进行孢粉学研究（该钻孔上部 25m 孢粉记录已有专文¹论述），目的在于（1）了解研究区中更新世的古植被状况，建立植被演化序列（2）反演该区中更新世的气候变化过程（3）探讨东亚季风演变与大陆西部及东部海洋气候事件之间的关系。

1 郭平硕士论文：苏北盆地兴化孔晚更新世以来的古植被和古气候记录。

第二章 研究区自然地理概况和钻孔

第一节 苏北盆地的自然地理概况

1、地理位置

苏北盆地是苏北南黄海盆地的陆上部分，位于江苏中北部，一般指苏北灌溉总渠以南，京杭大运河里运河段以东，新通扬河以北地区，包括里下河平原和滨海平原两个部分，面积约 32800 平方公里(周宏春等, 1989)。兴化钻孔位于江苏省兴化市南面的周庄镇和陈堡镇之间的颜家庄村口 ($119^{\circ} 51' E$, $32^{\circ} 45' N$)。钻孔位置见图 2-1。

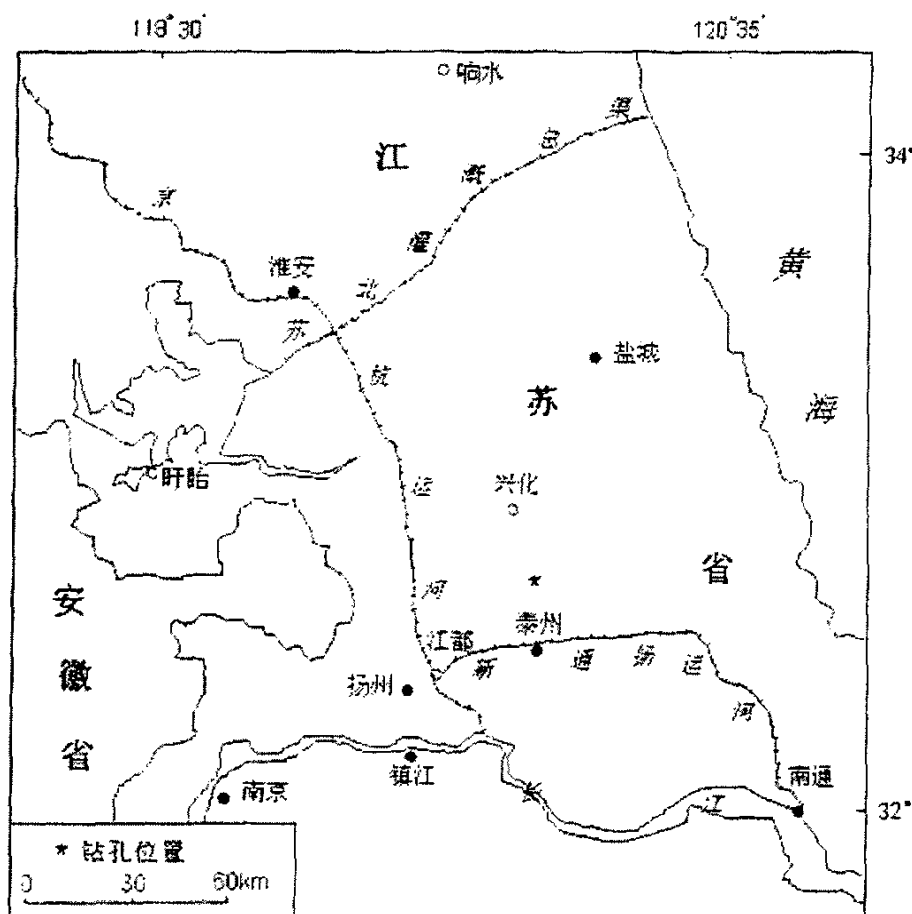


图 2-1 苏北盆地兴化钻孔位置图

2、地质地貌

江苏省的地层和地质构造，可以响水、淮安、盱眙一线为界，分为南、北二区。北区，同我国华北广大地区的地层和地质构造基本一致，形成于太古代，构造比较稳定，是华北古陆（或地台）的组成部分。南区，同云南省东北部以东的长江流域的地层和地质构造基本一致，形成于元古代，构造已不如北区稳定，是扬子古陆（或准地台）的组成部分。本区位于响水、淮安、盱眙一线以南，是扬子古陆的组成部分，其南北以苏南隆起和鲁苏地块为界，西至郟庐断裂，东与南黄海南部拗陷相接，全区由南北两个次拗陷区，即洪泽湖——盐城拗陷与金湖——东台拗陷和界于其间的建湖隆起三部分组成。该区地处淮河流域下游，里下河浅洼平原的西部边缘，地形以平原为主，低丘平岗比重不大，地势西南稍高，东北偏低（单树模等，1986）。

3、气候特征

地表各地的气候特征是由它的纬度位置、海陆位置、海拔高度、地形条件和大气环流等因素决定的。江苏省地居中纬度，全省介于北纬 $30^{\circ} 45' \sim 35^{\circ} 07'$ 之间，一年四季太阳高度角的大小和冬夏二季昼夜长短的变化，都居适中的地位，形成了寒暑变化显著、四季分明的气候特征，是我国南方的热带、亚热带气候向北方的暖温带、温带气候的过渡地带。一般的说，以苏北灌溉总渠一线为界，以北的徐州淮安地区属暖温带湿润、半湿润季风气候，以南的广大地区属亚热带湿润季风气候。本文研究区处在亚热带北缘与暖温带的交界处。本区气候受季风影响显著，冬季盛行干冷的偏北风，夏季多刮湿热的东南风，一年四季中，冬长夏次春秋短，春季冷暖多变，夏季炎热多雨，秋季天高气爽，冬季冷、干；全年平均气温为 14.9°C ，其中 1 月份平均温度为 1.6°C ，7 月份平均温度为 27.7°C ，气温年较差为 26.2°C ；年平均降水量在 1032.5mm 左右，全年降水主要集中在 5~9 月间；本区的蒸发量一般大于降水量，据有关数据显示，1953~1985 年年均蒸发量为 1322.7mm，但由于该区的地表水丰富，尽管蒸发量超过降水量，也不会造成干旱；无霜期一般在 230 天左右，晚霜或晚霜冻出现在春季；日照时间长，据省气象情况资料室所载，1953~1985 年年均日照 2207.92 小时，占全年可照时数 4429.1 小时的 50%。

4、植被类型

江苏省位于我国东部沿海的中纬度，在气候上，由北而南跨有暖温带、北亚热带和中亚热带等季风气候带。气候上的这种南北过渡、递变规律，表现在自然植被类型的地理分布上，南北之间也具有相应明显差异。根据中国现代植被的分区，在苏北灌溉总渠以北的广大地区，属于与暖温带季风气候相适应的落叶阔叶林类型；由此向南，逐渐递变为与北亚热带季风气候相适应的落叶阔叶与常绿阔叶混交林类型。本文的研究点兴化位于苏北灌溉总渠以南的地区，该地区的植被类型属于与北亚热带季风气候相适应的落叶阔叶与常绿阔叶混交林类型，但现存的植被大多为农作物，主要有水稻、麦、玉米，乔木类仅人工栽培零星的柳、刺槐、榆、杨、乔木桑、苦楝、柏树、桧柏、侧柏、中国槐、杏、李、桃、枣、柿、石榴、银杏、毛栗等。

第二节 钻孔概况

兴化钻孔位于江苏省兴化市西南角的周庄镇附近的颜家庄村口，整个钻孔钻进深度为 350m，以湖相沉积为主，岩芯以不同颜色的粘土、粉砂质粘土等不同岩性的沉积物组成，本文主要对兴化孔上部 25 m~86.5m 层段进行孢粉研究。研究区钻孔岩芯岩性描述及剖面图（图 2-2）如下：

25.20~29.92m: 杂色（灰绿、黄绿、棕色）粘土，上部含较多钙质结核，底部含少量铁猛结核。

29.92~38.21m: 灰黄色粉砂质粘土，混杂大量青绿色团块和钙质团块，上部含有较多铁猛结核。

38.21~40.14m: 青灰色、灰黄绿色粘土，含大量铁猛结核及少量钙质。

40.14~40.65m: 杂色粉砂质粘土，含有棕色、青灰色粉砂团块。

40.65~48.78m: 青灰、灰绿色粘土，含较多铁猛结核及白色钙质团块。

48.78~52.01m: 青灰色、灰黄色粉砂质粘土，含有棕色粉砂团块。

52.01~53.64m: 深青灰色粘土，含少量棕黄色粉砂质粘土及粘土质粉砂团块。

53.64~54.84m: 青灰色粘土、粉砂质粘土与粘土质粉砂、粉砂呈韵律互层，底部含有大量铁锈斑。

54.84~55.98m: 青灰色、灰黄绿色粘土质粉砂。

55.98~64.61m:黄绿色、灰黄色、青灰色粘土,局部含有青灰色粉砂质粘土及粘土质粉砂团块,底部含少量钙质结核。

64.61~69.17m:灰黄色粘土质粉砂、粉砂质粘土、粘土及黄灰色粉砂互层,底部含较多钙质结核。

69.17~78.39m:青灰色、黄绿色粘土,上部含较多铁锰结核,底部含棕黄色粉砂质粘土及大量钙质结核。

78.39~84.37m:黄褐色粉砂质粘土、灰黄色粘土、黄灰色粘土质粉砂、灰黄色粉砂呈互层,底部粉砂含量较高,并含有少量钙质结核。

84.37~86.62m:浅灰黄色粘土,含有褐色团块。

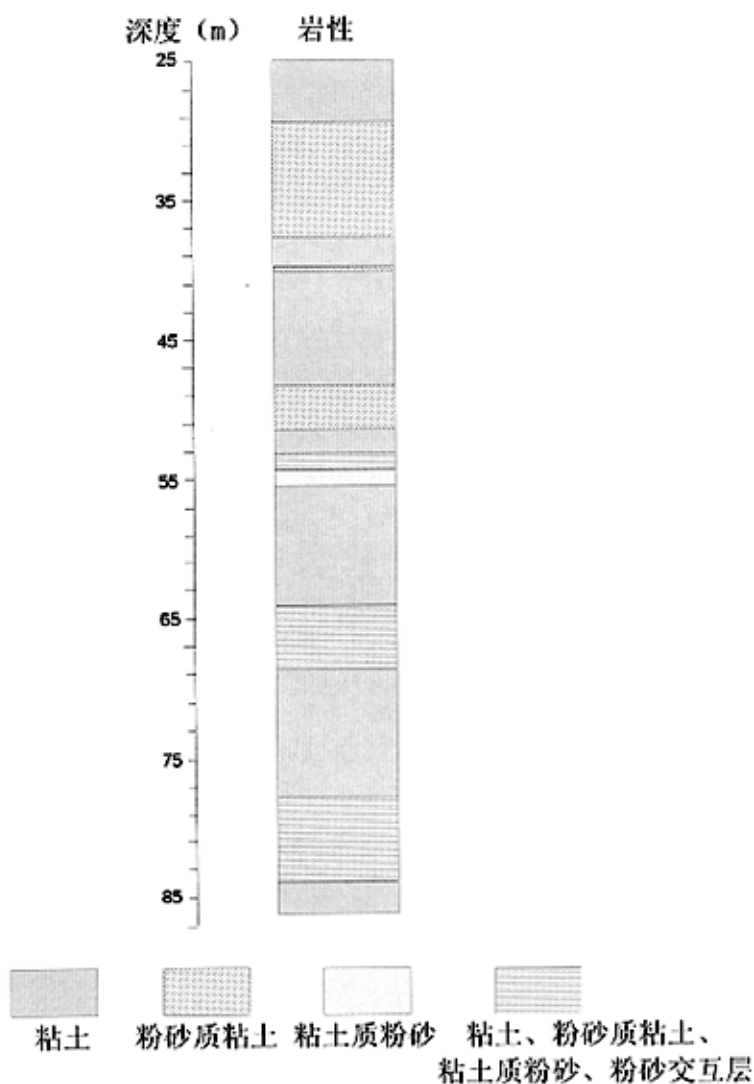


图 2-2 兴化孔岩性剖面图

第三章 孢粉学研究方法

随着过去全球变化研究的深入，科学家采用不同手段获取高分辨率古环境演变信息，孢粉分析作为古植被直接代用指标和古气候间接代用指标日益受到重视。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 (Van Post, 1967) 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。植物产生的孢粉仅有极少一部分能完成其最终的繁殖功能，而绝大多数的孢粉随介质被迁移到一定的地点沉积，有相当一部分保存为化石，第四纪孢粉分析就是研究和统计形成在不同地质时期沉积物中的木本和草本植物的花粉以及蕨类植物的孢子，用以恢复过去沉积时期的古植被及古环境。由于植物对气候与环境的变化比较敏感，所以埋藏在地层中的化石孢粉毫无疑问地成为记录过去古气候变化的良好的信息载体，近一个世纪以来，直至目前，孢粉分析仍是第四纪古气候、古环境的研究中一个非常重要的实验方法。

一、野外考察和样品采集

1、 选择剖面

在进行研究剖面选择时，要先对研究区第四纪地层概况，比如研究区内第四纪地层出露的情况，岩性、岩相变化特征，地层齐全或缺失状况等有一个全面的了解。同时，还要选择最完整的沉积序列（通常就是厚度最大的沉积物），以便能够加密采样，获得更为精确的花粉序列。此外，要尽量避免地方性花粉的影响，避免在那些地方性花粉类型可预料强烈偏高的地点采集花粉岩芯样，对于被怀疑有过沉积扰动的地点也要避开。

2、 样品采集

进行样品采集时，要特别注意沉积物颜色的选择，因为不同颜色的沉积物所含的孢粉数量相差很大。例如一些暗灰色、灰黑色、黑色的沉积物，反映的是还原环境，一般含有比较丰富的孢粉，采样时应对这类色调的地层加密采集；而那些红色、砖红色及含

钙质较多的黄色、褐黄色、棕黄色、杂色等沉积物，通常反映的是在强氧化或氧化条件或是干旱、半干旱气候条件下形成的，一般含有孢粉数量很少或缺乏。此外，沉积物的岩性也可以影响所含孢粉的数量，通常颗粒较细，动力条件不强的沉积物如粉砂、粉砂质粘土、粘土中含有的孢粉数量较多，而沉积动力条件较强的砾石中含有孢粉数量很少或缺失。在野外钻取的样柱上，从上到下，按一定间距切取样品，装在有固定编号的塑料袋中，注意切取前要把岩芯表面可能发生污染的物质剔除掉，且每次切取之后要清洁解剖刀。

本研究中，针对兴化孔上部 25m~86.5m 的岩芯以平均间距 50cm 采集了 121 个样品，其中最小间距 10cm，最大间距 65cm。

二、实验室分析

实验室分析是孢粉学研究方法中一个不可缺少、带有关键性的步骤。其最终目的是通过各种物理的、化学的方法，使孢粉粒从样品中分离出来，并使之集中，以便观察、鉴定和统计。为了实现孢粉粒脱离地层样品，需要进行较复杂的分析过程。本研究采用常规的处理方法，即酸碱处理和两次重液浮选法。具体步骤如下：

1、取样：在野外采集的样品中，用容积为 4.1cm^3 的小方盒进行取样，每个样品定量取三盒，共取样品 121 块，再将样品放入干净的烧杯中。

2、滴 HCL：在每块样品中加入几滴稀 HCL 来检测样品中是否含有 CaCO_3 ，有气泡产生的样品中说明可能含有 CaCO_3 ，无气泡产生的样品中说明不含有 CaCO_3 。含有 CaCO_3 的样品需进一步加入适量浓 HCL（一般为样品量的 2~3 倍），搅拌后放置一段时间（2~4 小时左右），直至样品中气泡全部消失，然后在样品中加入蒸馏水，水洗至中性；不含有 CaCO_3 的样品则需要加少量蒸馏水搅匀、化开。

3、煮碱：吸去样品中的清水（注意不振荡底层物质），然后加入量为样品量 3~4 倍、浓度为 10% 的无水 Na_2CO_3 溶液，加热煮沸 20 分钟左右，再加满水，静置 12 小时，随后每隔 4 小时换一次水，直至悬液不再浑浊，PH 值为中性为止。

4、过滤：样品经过水洗后，再用 100μ 的筛子过滤，去除较大的植物碎片，静置后待其澄清。

5、离心：吸去上层悬浮清液（注意不要振荡底层物质），把沉淀物倒入 50ml 并与烧杯有相应编号的离心试管中，用 LD5-2A 型离心机，以 2000rpm 速度离心 5 分钟，弃掉上层清液，烧杯清洗后备用。

6、重液浮选：重液是由 1000mlHI 和 1025gKI 混合，加入过量 Zn 粒充分反应之后形成的化合物，其密度为 2.0g/cm^3 。向离心管中加入重液，并用玻璃棒搅拌使样品和重液充分混合，再将含混和液的离心管放入离心机，以 2000rpm 的速度离心 20 分钟，取出把上层重液倒入原来相应编号的烧杯中。重复此步骤，浮选两次。

7、在烧杯中加入浓度约为千分之五的醋酸溶液，使烧杯中液体的体积为加醋酸前液体体积的 3~4 倍左右，搅匀后静置 12 小时以上，使浮选的孢粉充分沉淀于杯底。

8、细心地用小吸管吸去烧杯上层的溶液至剩约 1/3 烧杯量为底液，把底液分多次倒入相应编号的、容量为 10ml 的小离心管中以 2000rpm 速度离心 5 分钟，倒掉上层澄清液，直至烧杯中的液体全部离心完毕。

9、往离心完的试管中加蒸馏水，注意边加边用小玻璃棒轻轻搅动，再以 2000rpm 的速度离心 3 分钟，弃掉上层清液。重复做此步骤 1~2 次。

10、制片观察。

三、孢粉的鉴定与统计

孢粉鉴定，首先确认各孢粉的大小、基本形态和构造，如圆形、椭圆形、三角圆形等外部轮廓，以及单沟、三沟、单孔、三孔、单射线、三射线，萌发器的数量、特征等等。根据这些外部特征，先确定是孢子还是花粉，然后根据这些构造和纹饰判定是哪个科属所特有的，最后定出属于哪个科或哪个属。在鉴定孢粉时，要注意那些形态完整、又具有生态意义且对气候和环境变化反映敏感的科属的孢粉。

本文中的孢粉鉴定工作是在 Leitz Dialux20 型光学显微镜下完成的。笔者用 $20\times 20\text{mm}^2$ 的盖片制片，为保证研究精度，统计的花粉数量力求在 150 粒以上。本论文中大部分孢粉鉴定到属。

孢粉的统计和鉴定是同步进行的，每鉴定一个孢粉属种，都要随即记入孢粉统计表内。每块样品统计一般要求至少 150 粒。根据统计可以计算出每块样品中不同属种孢粉

的相对含量即百分含量，公式如下：

$$P_{ij} = \frac{N_{ij}}{\sum_{k=1}^n N_{ik}}$$

其中：P_{ij}——样品 i 中第 j 种植物花粉所占百分比

N_{ij}——统计到的第 i 号样品第 j 种花粉之总数

n——样品 i 中统计到的孢粉科属的个数

绝对花粉含量的计算一般采用体积方法、称重量方法和外加标志花粉方法来求得，本文中孢粉的绝对含量是根据体积方法计算出来的。其计算公式如下：

$$X = A * C * 1000 / B / D$$

其中：X——孢粉浓度（粒/立方厘米）；

A——统计的孢粉粒数；

B——制片时从离心管中所取的样品体积；

C——离心管中的样品体积；

D——分析所用样品的体积。

根据以上公式可以计算出各类型孢粉浓度数据并绘制孢粉浓度图。

四、数据的计算机处理

所有孢粉的原始数据都应用计算机进行处理。首先将统计好的孢粉数录入到 Excel 表中，然后在 Excel 软件中计算出每个样品中不同属种的孢粉所占的百分比和体积浓度，再将此数据转到 Tilia 软件中绘制孢粉图式，本文的孢粉图式是应用美国 Eric C. Grimm 的 Tilia 软件绘制而成的。

五、古生态重建方法——有序聚类分析

有序聚类分析又称最优分割，它是对有序样品进行分类的一种统计分析方法。孢粉统计表所反映的是一群多变量样品，是依时间先后顺序排列的集群，因此可视它为多种孢粉类型构成的具有时间序列的组合，用有序聚类分析进行孢粉带的划分可以为解释古环境、确定地层界限与时代提供可靠依据（杨宝兰, 1995）。

第四章 孢粉分析结果

一、孢粉鉴定和统计结果

本文主要针对兴化孔 25m~86.5m 层段所采集的共计 121 块样品进行实验室分析、镜检和统计工作。除了少数样品孢粉含量过低外，一般样品的孢粉统计数量都在 100~300 粒，共鉴定出六十余个孢粉属种，总计 7277 粒孢粉。

木本植物花粉中：

针叶树有：松属 (*Pinus*)、云杉属 (*Picea*)、冷杉属 (*Abies*)、铁杉属 (*Tsuga*)、油杉属 (*Keteleeria*)、雪松属 (*Cedrus*)、麻黄属 (*Ephedra*)；

常绿阔叶乔木种类有：青冈 (*Cyclobalanopsis*)、栲属 (*Castanopsis*)、冬青属 (*Ilex*)；

落叶阔叶乔木种类有：栎属 (*Quercus*)、榆属 (*Ulmus*)、枫香属 (*Liquidambar*)、朴属 (*Celtis*)、桦属 (*Betula*)、桤木属 (*Alnus*)、栗属 (*Castanea*)、水青冈属 (*Fagus*)、胡桃属 (*Juglans*)、鹅耳枥属 (*Carpinus*)、枫杨属 (*Pterocarya*)、无患子科 (*Sapindaceae*)、椴树属 (*Tilia*)、黄杞属 (*Engelhardtia*) 和柳属 (*Salix*)；

灌木植物有：榛属 (*Corylus*)、蔷薇科 (*Rosaceae*)、五加科 (*Araliaceae*)、山茶科 (*Theaceae*)、桑科 (*Moraceae*)、大风子科 (*Flacourtiaceae*)、金缕梅科 (*Hamamelidaceae*)、大戟科 (*Euphorbiaceae*)、桃金娘科 (*Myrtaceae*)、瑞香科 (*Thymelaeaceae*) 以及杨梅属 (*Myrica*)；

草本植物花粉有：藜科 (*Chenopodiaceae*)、蒿属 (*Artemisia*)、菊科 (*Compositae*)、禾本科 (*Gramineae*)、莎草科 (*Cyperaceae*)、伞形科 (*Umbelliferae*)、虎耳草科 (*Saxifragaceae*)、蓼属 (*Polygonum*)、毛茛科 (*Ranunculaceae*)、十字花科 (*Cruciferae*)、茄科 (*Solanaceae*)、苋科 (*Amaranthaceae*)、百合科 (*Liliaceae*) 等；湿生及水生草本植物有香蒲 (*Typha*)、狐尾藻属 (*Myriophyllum*)、鸢尾属 (*Iris*)、眼子菜属 (*Potamogeton*) 和荇菜属 (*Nymphoides*)；

蕨类孢子主要有：水龙骨科 (*Polypodiaceae*)、蕨属 (*Pteridium*)、卷柏属 (*Selaginella*)、紫萁属 (*Osmunda*)、里白科 (*Gleicheniaceae*)、凤尾蕨属 (*Pteris*)、

水蕨属 (*Caratopteris*)、海金沙属 (*Lygodium*)、满江红科 (*Azollaceae*)、膜蕨科 (*Hymenophyllaceae*)、石松属 (*Lycopodium*)、铁线蕨属 (*Adiantum*) 和中国蕨科 (*Sinopteridaceae*)；

水生藻类：盘星藻属 (*Pediastrum*)。

二、孢粉原始数据整理

1、孢粉百分比和百分比图式

自从 20 世纪初期，瑞典植物学家波斯特首次用百分数来定量计算孢粉类型以来，孢粉百分比一直被广大的第四纪孢粉分析工作者所应用。孢粉百分比是指每种类型的孢粉数在统计的孢粉总数中所占的比值，其最大的优势在于能在一定程度上反映某一时期内总体的植被面貌和类型以及母体植物在植被中的相对含量，对孢粉谱的解释起着重要的作用。但是孢粉百分含量在解释孢粉谱的时候也有一定的缺陷，受补偿递减率的影响，某类孢粉的百分含量与该母体植物在植物群中的含量并不能完全保持一致，其百分含量的变化可能是因为其他属种含量变化导致的，并不一定是其本身数量上的变化引起的，因此，完全依赖于孢粉百分比图式来解释孢粉谱极易产生错误，为了弥补这一缺陷通常要结合孢粉的绝对含量来综合解释花粉谱。

根据原始的百分比数据矩阵所作的苏北盆地兴化孔孢粉百分比图见图 4-1。

2、孢粉浓度和浓度图式

孢粉浓度指单位体积（或重量）的沉积物中所含的孢粉粒数量，是孢粉的绝对含量。沉积物中孢粉浓度与母体植物数量存在着密切的相关性，如果不伴随岩性或沉积速率相应的变化，孢粉的浓度主要决定于植被的茂密程度和植物个体产生孢粉的数量，而植物茂密程度和植物个体产生花粉的数量与气候环境密切相关，因此，孢粉浓度变化可以作为古植被、古气候变化的重要依据之一。为了更有效地发挥孢粉分析结果的作用，避免孢粉百分比统计中各属种花粉在数量上的相互制约，在进行孢粉分析时，非常有必要进行孢粉浓度的研究。尤其在本项研究中，沉积动力条件相对稳定，孢粉浓度对古植被、

古环境解释可信度较大。目前一般采用体积浓度、重量浓度和加入外来花粉这三种方法来求得孢粉浓度。本文中孢粉浓度是根据体积的浓度计算出来的。

根据原始的浓度数据矩阵所作的苏北盆地兴化孔的孢粉浓度图式见图 4-2。

3、变量（孢粉类型）的选取及原始数据的建立

根据镜下的孢粉鉴定统计结果，去掉那些含量很低、零星出现以及对生态环境指示意义不大的孢粉种属，最后选取木本植物的松属、青冈属、栲/栗属、冬青属、栎属、榆属、枫香属、枫杨属、朴属、桑科、麻黄；草本植物的毛茛科、蓼科、十字花科、禾本科、蒿属、藜科、菊科、莎草科、香蒲、眼子菜属；蕨类孢子中的水龙骨科、卷柏属、蕨属、凤尾蕨科初步建立由 121 块样品和 25 个变量（孢粉类型）所组成的百分比、浓度数据矩阵。

三、孢粉组合带的划分及结果

对一个剖面若干样品进行孢粉带的划分是一个有序的问题，随着地质历程中时间的变化，孢粉组合也随之发生连续不断的变化，但这种变化是不均衡的，分带就是把变化较大较快的阶段找出来，结合地层及测年资料，每一个孢粉带都可以代表由不同植物组成的古孢粉植被所记录的具有特定气候类型的时间段。

目前，孢粉组合带的划分主要有两类方法，一类是常规划带法，即根据植物孢粉组合所反映的物种（尤其是对生态意义有明显指示意义的属种）及其含量的变化，以现代的生态指标为依据人为地进行划带；第二类是随着孢粉信息量的增加和计算机的普及而产生的数理分带法，目前国内外孢粉研究中比较常用的数值分析方法主要有：因子分析（王开发等，1982）、聚类分析（孔昭宸等，1990；沈才明等，1991）、数字滤波方法（Green D.G.，1981；童国榜等，1990）、模糊分类（黄嫫，1995）、最优分割（刘会平，1995）、对应分析（童国榜，1981）和回归分析（孔昭宸等，1990；王立新等，1995）等方法。常规划带方法比较主观，研究者往往会受沉积物岩性、推断的植被、气候及研究者本人的研究水平和经验等影响产生“先入之见”的影响，不同的人可能会划分出不同的结果，但是这种方法有利于描述和解释花粉剖面的变化，因而还具有相当大的实践价值。数值

分析方法划带是基于特定的数学标准，不依据任何推断的气候、植被或年代，是严格的孢粉组合带，虽比较客观，但由于计算机只是对数据进行分析，而未考虑孢粉类型的生态指示意义，所以仍具有一定的局限。因此，本论文拟采用二者相结合的方法来对苏北盆地兴化孔的孢粉百分比图进行划带，从而使划带结果更趋合理。

1、数值分析结果

本文应用 Tilia 软件自带的 CONISS 程序 (Coniss, 1987) 对 121 块样品, 25 个变量的百分比数据矩阵进行有序样品聚类分析, 聚类结果以树状图的形式输出, 结果见表 4-1, 聚类的树状图见图 4-1。

表 4-1 兴化孔孢粉聚类分析结果

Stage	Clusters merged		Increase in dispersion	Total Dispersion	Within-cluster dispersion	Mean within-cluster dispersion
1	3	4	0	0	0	0
2	3	5	0	0	0	0
3	7	8	0	0	0	0
4	7	9	0	0	0	0
5	7	10	0	0	0	0
6	18	19	0	0	0	0
7	18	20	0	0	0	0
8	18	21	0	0	0	0
9	18	22	0	0	0	0
10	18	23	0	0	0	0
11	18	24	0	0	0	0
12	18	25	0	0	0	0
13	18	26	0	0	0	0
14	18	27	0	0	0	0
15	18	28	0	0	0	0
16	30	31	0	0	0	0
17	30	32	0	0	0	0
18	39	40	0	0	0	0
19	39	41	0	0	0	0
20	39	42	0	0	0	0
21	39	43	0	0	0	0
22	39	44	0	0	0	0
23	39	45	0	0	0	0
24	39	46	0	0	0	0
25	39	47	0	0	0	0

26	39	48	0	0	0	0
27	39	49	0	0	0	0
28	39	50	0	0	0	0
29	39	51	0	0	0	0
30	39	52	0	0	0	0
31	39	53	0	0	0	0
32	71	72	0	0	0	0
33	71	73	0	0	0	0
34	71	74	0	0	0	0
35	71	75	0	0	0	0
36	80	81	0	0	0	0
37	89	90	0	0	0	0
38	89	91	0	0	0	0
39	89	92	0	0	0	0
40	101	102	0	0	0	0
41	106	107	0	0	0	0
42	106	108	0	0	0	0
43	106	109	0	0	0	0
44	111	112	0	0	0	0
45	67	68	0.03276294	0.03276294	0.03276294	0.01638147
46	82	83	0.03703494	0.06979787	0.03703494	0.01851747
47	119	120	0.03790608	0.107704	0.03790608	0.01895304
48	34	35	0.0411655	0.1488695	0.0411655	0.02058275
49	87	88	0.04480188	0.1936713	0.04480188	0.02240094
50	85	86	0.04994738	0.2436187	0.04994738	0.02497369
51	119	121	0.05372107	0.2973398	0.09162715	0.03054238
52	34	36	0.05931284	0.3566526	0.1004783	0.03349278
53	14	15	0.0628787	0.4195313	0.0628787	0.03143935
54	113	114	0.06901686	0.4885482	0.06901686	0.03450843
55	104	105	0.07491073	0.5634589	0.07491073	0.03745537
56	57	58	0.08049406	0.643953	0.08049406	0.04024703
57	82	84	0.08369242	0.7276454	0.1207274	0.04024245
58	82	85	0.05495201	0.7825974	0.2256267	0.04512535
59	11	12	0.09210497	0.8747024	0.09210497	0.04605248
60	117	118	0.09326983	0.9679722	0.09326983	0.04663492
61	115	116	0.09767389	1.065646	0.09767389	0.04883694
62	113	115	0.08606638	1.151712	0.2527571	0.06318928
63	33	34	0.1007457	1.252458	0.2012241	0.05030601
64	55	56	0.1077263	1.360185	0.1077263	0.05386315
65	57	59	0.1097678	1.469952	0.1902618	0.06342061
66	16	17	0.1215709	1.591523	0.1215709	0.06078545
67	11	13	0.121641	1.713164	0.2137459	0.07124865
68	77	78	0.1286518	1.841816	0.1286518	0.06432588

69	76	77	0.1038468	1.945663	0.2324986	0.07749953
70	54	55	0.1290643	2.074727	0.2367906	0.0789302
71	117	119	0.1316287	2.206356	0.3165257	0.06330514
72	57	60	0.138066	2.344422	0.3283278	0.08208195
73	82	87	0.1484621	2.492884	0.4188908	0.05984154
74	103	104	0.1596583	2.652542	0.234569	0.07818968
75	66	67	0.1656191	2.818161	0.1983821	0.06612735
76	54	57	0.1937984	3.01196	0.7589168	0.1084167
77	61	62	0.2054091	3.217369	0.2054091	0.1027046
78	1	2	0.208039	3.425408	0.208039	0.1040195
79	93	94	0.2246131	3.650021	0.2246131	0.1123065
80	99	100	0.2384194	3.88844	0.2384194	0.1192097
81	98	99	0.1884447	4.076885	0.426864	0.142288
82	14	16	0.2393814	4.316266	0.423831	0.1059578
83	11	14	0.3132328	4.629499	0.9508097	0.13583
84	54	61	0.3437387	4.973238	1.308065	0.1453405
85	113	117	0.4010323	5.37427	0.9703152	0.1078128
86	76	79	0.4397554	5.814026	0.672254	0.1680635
87	63	64	0.9362423	6.750268	0.9362423	0.4681212
88	63	65	0.3120808	7.062349	1.248323	0.4161077
89	95	96	0.9397418	8.00209	0.9397418	0.4698709
90	95	97	0.3132473	8.315338	1.252989	0.417663
91	37	38	0.9421675	9.257505	0.9421675	0.4710838
92	33	37	0.8027832	10.06029	1.946175	0.3243625
93	69	70	0.952381	11.01267	0.952381	0.4761905
94	66	69	0.59765	11.61032	1.748413	0.3496826
95	63	66	0.857608	12.46793	3.854344	0.481793
96	93	95	1.04528	13.51321	2.522882	0.5045764
97	93	98	0.6548942	14.1681	3.60464	0.45058
98	110	111	1.252339	15.42044	1.252339	0.4174464
99	106	110	0.3578112	15.77825	1.61015	0.2300215
100	3	6	1.403377	17.18163	1.403377	0.3508441
101	3	7	0.2338961	17.41552	1.637273	0.2046591
102	29	30	1.43103	18.84655	1.43103	0.3577575
103	18	29	0.3498073	19.19636	1.780837	0.1187225
104	93	101	1.533986	20.73035	5.138626	0.5138626
105	93	103	0.8054339	21.53578	6.178629	0.4752792
106	54	63	1.605174	23.14096	6.767583	0.3980931
107	1	3	2.182931	25.32389	4.028242	0.4028242
108	76	80	2.277031	27.60092	2.949285	0.4915475
109	76	82	1.252752	28.85367	4.620927	0.355456
110	93	106	2.372796	31.22647	10.16158	0.5080788
111	89	93	1.437216	32.66368	11.59879	0.483283

112	76	89	2.979127	35.64281	19.19885	0.5188877
113	71	76	2.427083	38.06989	21.62593	0.5149031
114	54	71	2.414012	40.4839	30.80752	0.5221614
115	54	113	2.600548	43.08445	34.37839	0.5055645
116	1	11	3.625942	46.71039	8.604994	0.5061761
117	1	18	3.795762	50.50616	14.18159	0.4431748
118	1	33	2.342699	52.84886	18.47047	0.4860649
119	1	39	3.318657	56.16751	21.78912	0.4111156
120	1	54	6.086698	62.25421	62.25421	0.5144976

2、孢粉组合带划分结果

根据木本植物花粉百分含量变化特征，并结合有序聚类分析的结果，可将兴化孔 25m~86.5m 孢粉百分比图谱从下到上依次划分为 14 个孢粉组合带（图 4—1）。

带 1：栎—青冈—蒿—香蒲—水龙骨科组合带（86.5m~79.28m）

该带是本论文所研究的兴化孔层段的最底部，孢粉百分含量较高，其中木本植物花粉百分含量在 15%~45% 左右，以栎、青冈、桑科为主，另有少量栲/栗、冬青、榆、枫杨、枫香等；草本植物花粉百分含量约为 40%~70%，以蒿属、香蒲为主，禾本科、十字花科、毛茛、蓼次之，还有少量莎草科、藜科、菊科；蕨类孢子含量较高，平均含量约为 25%，尤其在该带底部最高含量达 45%，以水龙骨科和卷柏属为主，蕨属和凤尾蕨属少量出现。

带 2：孢粉贫乏带（79.28m~77.13m）

该带孢粉含量极少，木本、草本花粉及蕨类孢子几乎消失，只在 78.39m 处见有少量的栎、枫杨、蒿属、香蒲、莎草科和菊科花粉及水龙骨科孢子出现。

带 3：栎—枫杨—蒿—禾本科—香蒲组合带（77.13m~72.31m）

该带孢粉含量较带 1 迅速增加，但波动频繁且幅度较大，其中木本植物花粉百分含量在 5%~60% 左右，平均含量约为 25%，以栎、枫杨为主，青冈次之，另有少量榆、榛属及麻黄出现；草本植物花粉百分含量很高，平均约为 60%，以蒿属、禾本科为主，香蒲、莎草科和蓼科次之，毛茛和藜科零星出现；蕨类孢子平均含量约为 15%，以水龙骨科孢子为主，另有少量卷柏属出现。

带 4：孢粉缺失带（72.31m~70.31m）

该带孢粉含量贫乏，木本、草本花粉及蕨类孢子几乎全部消失。

带 5: 青冈—栎—禾本科—香蒲—水龙骨科组合带 (70.31m~64.20m)

该带孢粉含量较带 3 迅速增加, 其中木本植物花粉含量较高, 在 40%~60% 左右, 平均含量约为 50%, 以青冈为主, 含量可达 25%, 栎、榆、栲/栗次之, 另有少量榛属及零星出现的枫香、枫杨和桑科等。草本植物花粉百分含量在 20%~60% 左右, 平均含量约为 35%, 以香蒲、禾本科为主, 蒿、蓼科次之, 另有少量莎草科及零星出现的毛茛、藜科、菊科花粉。蕨类孢子含量约为 15%, 以水龙骨科为主, 另有少量卷柏属。

带 6: 孢粉缺失带 (64.20m~63.75m)

该带孢粉含量贫乏, 木本、草本花粉及蕨类孢子几乎全部消失。

带 7: 枫杨—栎—麻黄—蒿—香蒲—水龙骨科组合带 (63.75m~60.49m)

该带孢粉含量较带 5 迅速增加, 其中木本植物花粉百分含量波动幅度较大, 在 10%~60% 左右, 以栎、枫杨和麻黄为主, 桑科次之, 另有少量栲/栗出现; 草本植物花粉百分含量较高, 平均约为 65%, 以蒿属、香蒲为主, 禾本科、蓼科、毛茛、藜科次之, 菊科零星出现; 蕨类孢子含量 20% 左右, 以水龙骨科为主, 卷柏次之。

带 8: 孢粉缺失带 (60.49m~59.07m)

该带孢粉含量贫乏, 木本、草本花粉及蕨类孢子几乎全部消失。

带 9: 栎—香蒲—藜科—蒿属—水龙骨科组合带 (59.07m~52.85m)

该带木本植物花粉百分含量较低, 平均约为 10%, 以栎、榆、青冈、栲/栗为主, 枫香、麻黄零星出现。草本植物花粉百分含量约为 60%, 以藜科、香蒲、蒿属为主, 莎草科、禾本科次之, 另有少量蓼科及零星出现的毛茛、菊科等。蕨类孢子含量较高, 但波动幅度较大, 约为 10%~95%, 以水龙骨科为主, 另有少量卷柏属、蕨属和凤尾蕨属。

带 10 孢粉贫乏带 (52.85m~47.11m)

该带孢粉贫乏, 木本、草本花粉及蕨类孢子几乎消失。

带 11: 栎—枫香—藜科—蒿属—水龙骨科组合带 (47.11m~43.12m)

该带孢粉百分含量较上带迅速增加, 其中木本植物花粉百分含量约为 25%, 以栎、枫香为主, 栲/栗、榛属次之, 青冈、枫杨和麻黄少量出现。草本植物花粉百分含量在 50% 左右, 以藜科、蒿属、香蒲为主, 毛茛、蓼科、莎草科、禾本科次之, 少量菊科出现。蕨类孢子百分含量较高, 约为 25%, 以水龙骨科为主, 卷柏属及蕨属孢子零星出现。

带 12: 孢粉贫乏带 (43.12m~38.95m)

该带孢粉贫乏, 木本、草本花粉及蕨类孢子几乎消失, 只在 42.02m 深度见有少量松属、青冈、麻黄、藜科、蒿属、香蒲等花粉及水龙骨科孢子出现。

带 13: 枫杨—栎—蒿属—香蒲—藜科—水龙骨科组合带 (38.95m~32.01m)

该带孢粉含量丰富, 木本植物花粉百分含量较高, 在 20%~65% 左右, 平均含量为 40%, 以枫杨、栎为主, 还有少量榆、枫香及零星出现的青冈、栲/栗等。草本植物花粉百分含量在 40%~70%, 平均约为 45%, 以蒿属、藜科、香蒲为主, 莎草科、禾本科次之, 还有少量蓼科、菊科及零星出现的毛茛等。蕨类孢子含量约为 15%, 以水龙骨科为主, 卷柏属、蕨属次之, 凤尾蕨属零星出现。

带 14: 孢粉贫乏带 (32.01m~25m)

该带上部孢粉百分含量较高, 而下部百分含量极低, 木本、草本植物花粉及蕨类孢子几乎消失, 只在 29.5m 处见有少量松属、青冈、栎、榆、枫香、蒿属、香蒲、莎草科和毛茛科花粉及铁线蕨属孢子出现。

四、植被演化与气候变化

植被是自然环境的综合产物, 受到各种自然因子如温度、湿度、地形地貌、海拔高度、土壤等控制, 其中温度和湿度是控制植被的主导因子。第四纪时期的植物群, 每当气候变冷时, 喜冷植物群和喜暖植物群均由北向南或由山顶向山麓推移, 反之则由南向北或由山麓向山顶分别范围逐步扩大。因此可以说, 植物群落的变化是对气候冷暖干湿波动灵敏的反映标志。

1、花粉所代表的母体植物生态特征

本研究所统计的共六十余个孢粉属种中, 针叶树以松属为主, 但松属花粉的百分含量在整个研究剖面上都不是很高, 只是在个别深度超过 30%, 李文漪研究松属花粉后曾指出: 在松林 300~500m 以外, 松属花粉百分含量低于 30% (李文漪, 1998), 因此在本研究中出现的松属花粉可以认为是从远距离传播而来的, 即不太可能反映这一地区的生态环境。阔叶树花粉中桦属花粉含量小于 2% 时, 应视为周围无桦生长 (童国榜等, 1996), 栎属花粉含量大于 2.5%, 可能代表栎林的发育 (赵景波等, 1998)。栎、榆、槲、胡桃、鹅耳枥、朴属等科属属于暖温带落叶阔叶树种, 反映气候温湿; 杨梅、冬青、栲、青冈等是生长在亚热带的植物, 反映气候环境暖湿。灌木、半灌木和草本植物多低矮, 花粉散落时直接落在地面, 以后由于地面摩擦阻力, 虽有强风也不易远距离滚动,

主要聚集在母体植物附近的表土中（李文漪，1998），所以他们的代表性一般较好。藜科、菊科、禾本科等属是旱生的草本植物，其中藜科不仅喜干旱，而且为喜盐植物，分布于荒漠、干草原及海滨的盐碱地（宋长青，1996）；蒿属要求温凉半干燥的生态环境；在花粉谱里大量的禾本科指示草原环境；莎草科花粉往往指示湿地和沼泽环境（孙湘君等，1996），湿生或水生草本植物花粉还有香蒲、眼子菜、狐尾藻等属；蕨类植物则大都喜暖湿环境。

2、兴化孔孢粉—植被变化特征

带 1：86.5m~79.28m，该带木本植物花粉百分含量较高，主要有落叶阔叶树种栎、桑科、榆、枫香，还有一些常绿阔叶树种青冈、栲；草本植物以蒿属、香蒲和禾本科为主；蕨类植物以水龙骨科和卷柏属为主，组成了含常绿阔叶树种的落叶阔叶林植被景观，且该带孢粉浓度也与百分比含量有相同的趋势，所以反映当时是一个比较温暖湿润的时期。

带 2：79.28m~77.13m，该带孢粉贫乏，孢粉浓度含量也很低，反映当时的气候条件总体上比较差，是一个相对冷干的时期。但在 78.39m 处见少量的栎、枫杨、松、蒿属、莎草科、菊科、香蒲等花粉和水龙骨科孢子出现，说明其间有温湿波动存在。

带 3：77.13m~72.31m，该带木本植物花粉百分含量较带 1 显著降低，且波动频繁、幅度较大，在该带底部木本植物花粉含量相对高一些，以栎为主，还有零星出现的青冈和榆，在该带中部木本含量低至 5%，只有栎出现，在顶部木本含量又迅速增加到 55%，以栎、青冈和枫香为主；草本植物花粉含量较高，但波动频繁且幅度较大，以蒿属、禾本科为主，香蒲次之，莎草科和藜科少量出现；蕨类孢子含量与带 1 相比已显著降低，以水龙骨科为主。该带整体上为森林—森林草原的植被景观，反映前期为比较凉干的气候，后期气候转为温湿，孢粉浓度也反映该带顶部环境比中、底部优越。

带 4：72.31m~70.31m，该带孢粉贫乏，无论是百分含量还是浓度，木本、草本植物花粉和蕨类植物孢子都几乎不见，反映该时期也是一个气候环境恶劣，寒冷、干燥的时期。

带 5：70.31m~64.20m，该带木本植物花粉含量较带 3 显著增加，木本植物占优势，

主要有常绿阔叶树种青冈、栲、冬青，落叶阔叶树种栎、榆、朴属；草本植物花粉主要有香蒲、禾本科、蒿属，还有少量莎草科、蓼科；蕨类植物孢子含量较高，主要有水龙骨科。组成了含落叶阔叶树种的常绿阔叶林植被景观，且林下生长大量喜湿热的蕨类植物，反映当时一个高温高湿的时期。

带 6：64.20m~63.75m，该带孢粉百分含量贫乏，浓度含量也很低，只少见麻黄、蒿属、菊科、十字花科花粉零星出现，反映当时气候环境比较恶劣，在一定时期内为寒冷、干燥的环境。

带 7：63.75m~60.49m，该带孢粉含量总体上要比带 5 明显降低，底部木本植物花粉百分含量占优势，主要有落叶阔叶树种枫香、栎及灌木麻黄，中部和顶部木本植物花粉含量显著降低，主要有落叶阔叶树种栎属和灌木麻黄；草本植物含量变化不大，以蒿属、香蒲、禾本科为主，蓼科、莎草科、藜科在该带顶部含量较高；蕨类植物含量也较高，以水龙骨科为主，还有少量卷柏属。区域性植被景观为落叶阔叶林—森林草原，地方性植被为沼泽化草甸，反映的气候前期比较暖湿，后期相对温干。

带 8：60.49m~59.07m，该带孢粉贫乏，无论是百分含量还是浓度，木本、草本植物花粉和蕨类植物孢子都几乎不见，反映该时期也是一个气候环境恶劣，寒冷、干燥的时期。

带 9：59.07m~52.85m，该带木本植物花粉含量与带 7 相比有所降低，且波动比较频繁，木本植物主要有栎、榆、麻黄、青冈、栲；草本植物含量较高，占优势，在该带下部，主要的草本植物有藜科、蒿属、香蒲，且藜科在该带的峰值可达 50%，在该带上部，草本植物主要有香蒲、莎草科、禾本科和蒿属；蕨类植物在该带下部含量很低，以水龙骨科为主，而在该带上部，蕨类植物含量迅速增加，达到本研究剖面的峰值 85%，以水龙骨科为主，还有少量卷柏、蕨属以及凤尾蕨属。组成的区域性植被景观为森林—森林草原，地方性植被景观为盐生草甸，反映当时的气候比较温干，随着后期蕨类植物以及香蒲的增多，气温会有所上升，降水也略有增加。

带 10：52.85m~47.11m，该带孢粉百分含量贫乏，浓度含量也很低，只在个别深度见有冬青属、枫杨、莎草科、蒿属、香蒲属花粉和水龙骨科、卷柏属、凤尾蕨属孢子零星出现，反映当时气候环境相当恶劣，在较长时期内是以寒冷、干燥的气候环境为主。

带 11：47.11m~43.12m，经历了上带恶劣的气候环境，该带植被有所复苏，孢粉含

量显著增加，其中木本植物主要有落叶阔叶树种栎、枫杨，还有一些常绿阔叶树种栲、冬青、青冈；草本植物花粉含量较高，主要的草本植物有藜科、蒿属、香蒲，还有一些藜科、毛茛、禾本科及莎草科；蕨类植物含量也较高，以水龙骨科为主。组成的区域性植被景观为含常绿阔叶树种的落叶阔叶林，地方性植被为盐生草甸，且林下生长大量的蕨类植物，反映的气候比较暖湿。

带 12：43.12m~38.95m，该带孢粉贫乏，木本、草本植物花粉和蕨类孢子几乎不见，只在 42.02m 处才见少量的青冈、朴属、麻黄、莎草科、禾本科、蒿属、藜科、香蒲等花粉和水龙骨科孢子出现，且孢粉浓度也很低，只是零星出现上述科属的孢粉，反映当时的气候条件总体上比较恶劣，是一个相对冷干的时期，但其间仍存在温湿波动。

带 13：38.95m~32.01m，该带木本植物花粉百分含量较带 11 有所增加，木本植物占优势，主要有落叶阔叶树种枫香、栎、榆、枫杨，还有少量常绿阔叶树种青冈；草本植物主要有蒿属、香蒲、禾本科、莎草科，藜科在该带底部出现一个小高峰，达 25%；蕨类植物孢子在该带中下部含量较高，主要有水龙骨科、卷柏属和蕨属。组成的区域性植被景观为含常绿阔叶树种的落叶阔叶林，地方性植被仍为盐生草甸，且林下生长大量喜暖湿的蕨类植物，反映当时的气候比较暖湿，且后期比早期降水有所减少。

带 14：32.01m~25m，该带上部(28m~25m)花粉含量相对较高，根据兴化孔上部 25m 的研究结果认为，此层段可能是倒数第二次冰期向末次间冰期的过渡阶段，所以在本研究中主要讨论 28m~86.5m 的孢粉记录。本带下部孢粉百分含量和浓度都极低，木本、草本植物花粉和蕨类孢子几乎不见，只在 29.54m 处才见少量的青冈、栎、榆、枫杨、莎草科、蒿属、香蒲、毛茛、菊科等花粉出现，反映当时的气候条件总体上比较恶劣，是一个相对冷干的时期，其间存在一次变温过程。

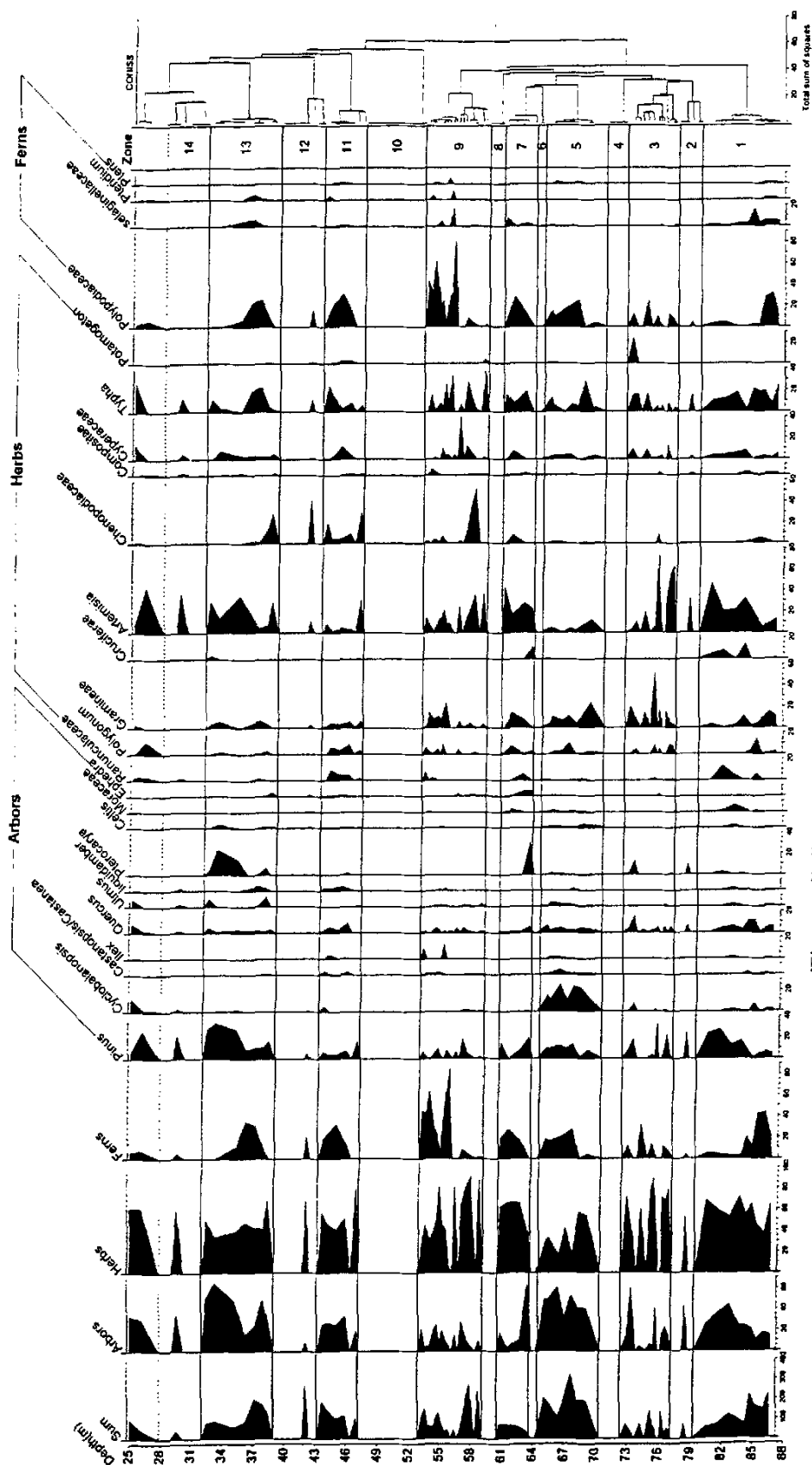


图 4-1 苏北盆地兴化孔孢粉百分比图

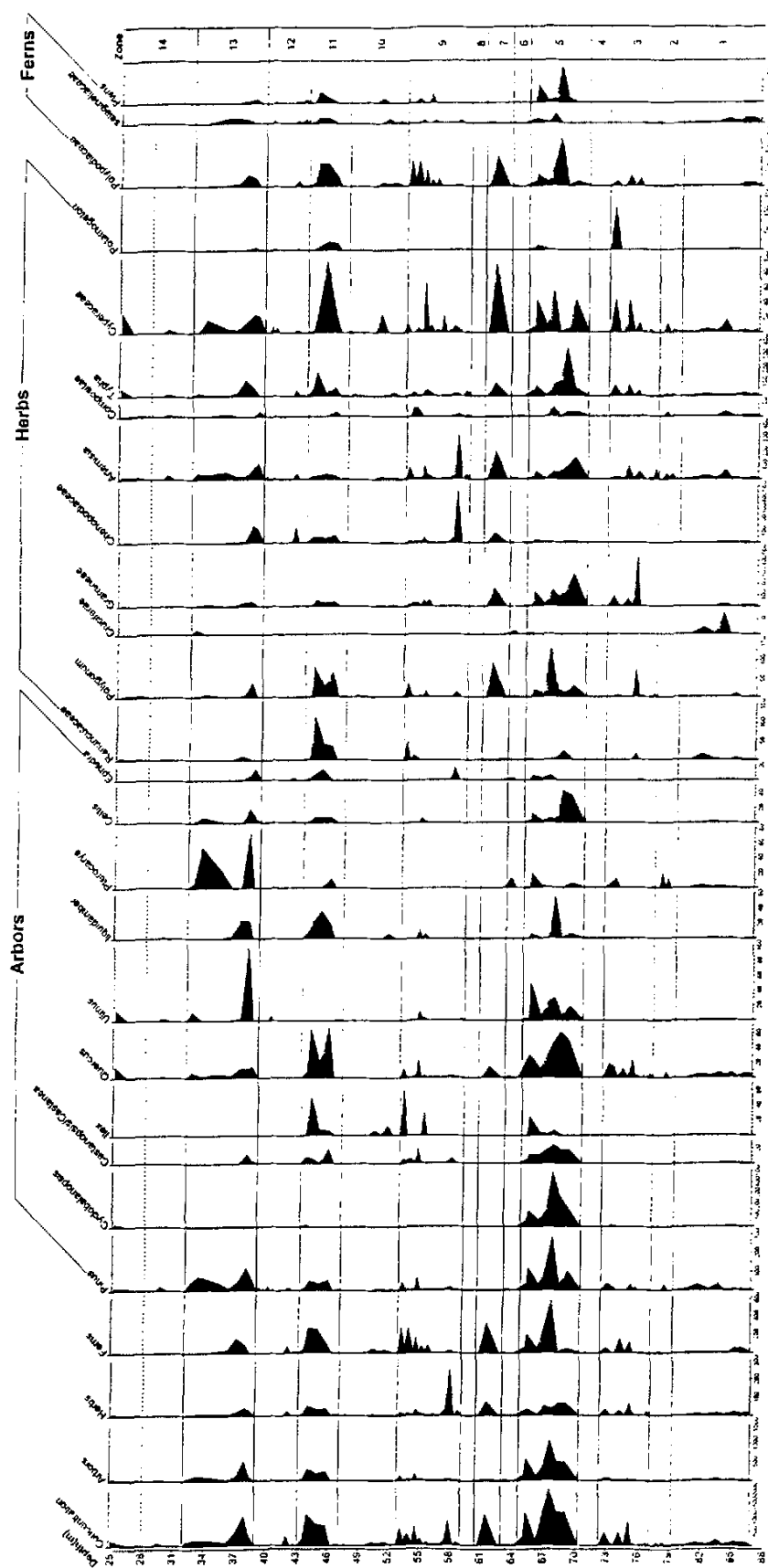


图 4-2 苏北盆地兴化孔花粉浓度图

第五章 苏北盆地兴化孔中更新世的古植被和古气候

一、古气候代用指标的建立

孢粉浓度和木本植物百分比含量对于恢复古气候具有特别重要的指示意义。如果不考虑岩性或沉积速率相应的变化，孢粉总浓度的变化应该主要反映植被密度或花粉产量的变化，高降水量应该增加植被的覆盖度和花粉产量，如果沉积速率的变化幅度远远小于花粉浓度的变化，使用总的花粉浓度作为地方降水量替代指标是合理的。最近沈才明等在分析若尔盖盆地 RM 孔孢粉记录时已成功应用花粉总浓度作为降水量替代指标，并取得了较好的结果（沈才明等，2005）。本文在分析兴化孔孢粉记录时，发现本研究层段岩性没有明显变化，主要以粘土、粉砂质粘土为主，且沉积速率也相对稳定，其变化幅度远远小于花粉浓度的变化，因此也可以把花粉总浓度的变化作为地方降水量的替代指标。另外，由于在分析兴化孔上部 25m 孢粉记录时，采用木本植物花粉百分比含量作为温度替代指标已经取得了比较满意的结果，所以在本钻孔下部 25m~86.5m 利用孢粉记录重建古气候时仍然采用此方法。

二、兴化孔 25m~86.5m 年代的界定

兴化孔上部 25m 的年代学工作已有专文根据 ^{14}C 测年数据、与深海氧同位素曲线对比结果以及气候地层学原理得出初步结论，认为 25m 以上对应 MIS5~MIS1（萧家仪等，2005）。兴化孔又有较完整的古地磁测年数据，根据目前工作得出的初步结论，认为布容（Brunhes）正极性世与松山（Matuyama）反极性世（B/M）界限位于该孔深度 86.5m 处，布容正极性世底部的年代为目前比较公认的 0.78Ma^2 。刘东生等人在 2000 年明确提出了以深海沉积氧同位素阶段（即 MIS）为对比基础的陆相气候地层方案，建立以 MIS 为参照系统而划分和对比的中国第四纪地层表（刘东生等，2000）。受此启发，我们尝试依靠该钻孔上部 28m~86.5m 的孢粉记录恢复的古气候信息，对比已经被广泛接受的具有详细年代数据的深海氧同位素记录，通过增选一些年代控制点，再结合已有测年数据，初步建立兴化孔上部 28m~86.5m 的深度—年代模式，尝试依此推测各层位相应的年代。

2 舒强博士论文：苏北盆地兴化钻孔近 3Ma 环境变化记录研究。

1、深度—年代模式的建立

兴化孔木本植物花粉百分比曲线和孢粉总浓度曲线变化比较一致，可以充分体现研究区受水热同期的东亚季风气候的显著影响。同时这两条曲线在轨道时间尺度上的高峰和低谷都可以与综合了 ODP677 孔和 MD900963 孔的深海氧同位素曲线 (Shackleton *et al.*, 1990; Bassinot *et al.*, 1994) 进行对比，并可以清楚地划分出中更新世的 7 个冰期—间冰期气候旋回。据此，我们选择 7 个冰期—间冰期气候旋回的终止点年龄作为结点年代 (图 5-1:A-G)，结合三个已测年代，建立了兴化孔上部 28m~86.5m 的年代尺度 (图 5-2)。深度—年代曲线显示在 28m~86.5m 沉积速率变化不大，并且同期岩性变化也很小，所以该模式应该具有一定的合理性和较大的可信度。

2、兴化孔中更新世对应深度的探讨

根据兴化孔古地磁测年数据，布容正极性世与松山负极性世的界限即 B/M 界限对应深度为 86.5m，因此确定兴化孔从此深度进入中更新世应无异议。对于该钻孔中更新世终止点即晚更新世开始的深度已有专文 (萧家仪等, 2005) 根据本钻孔的孢粉记录和气候地层学原理讨论过，确定为 25.6m，但在本研究层段发现 28m~25.6m 仍有孢粉出现，但波动频繁，可以认为是倒数第二次冰期向末次间冰期过渡的时期，本文根据孢粉记录与深海氧同位素记录对比的结果把 28m 作为兴化孔中更新世终止点的深度。

三、苏北盆地中更新世的古植被演替

根据植被演化和兴化孔年代界定的结果，可知苏北盆地中更新世古植被从老到新的演替过程是：含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带→森林—森林草原→植被稀疏带→含落叶阔叶树种的常绿阔叶林→植被稀疏带→落叶阔叶林—森林草原→植被稀疏带→森林—森林草原→植被稀疏带→含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带→含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带。

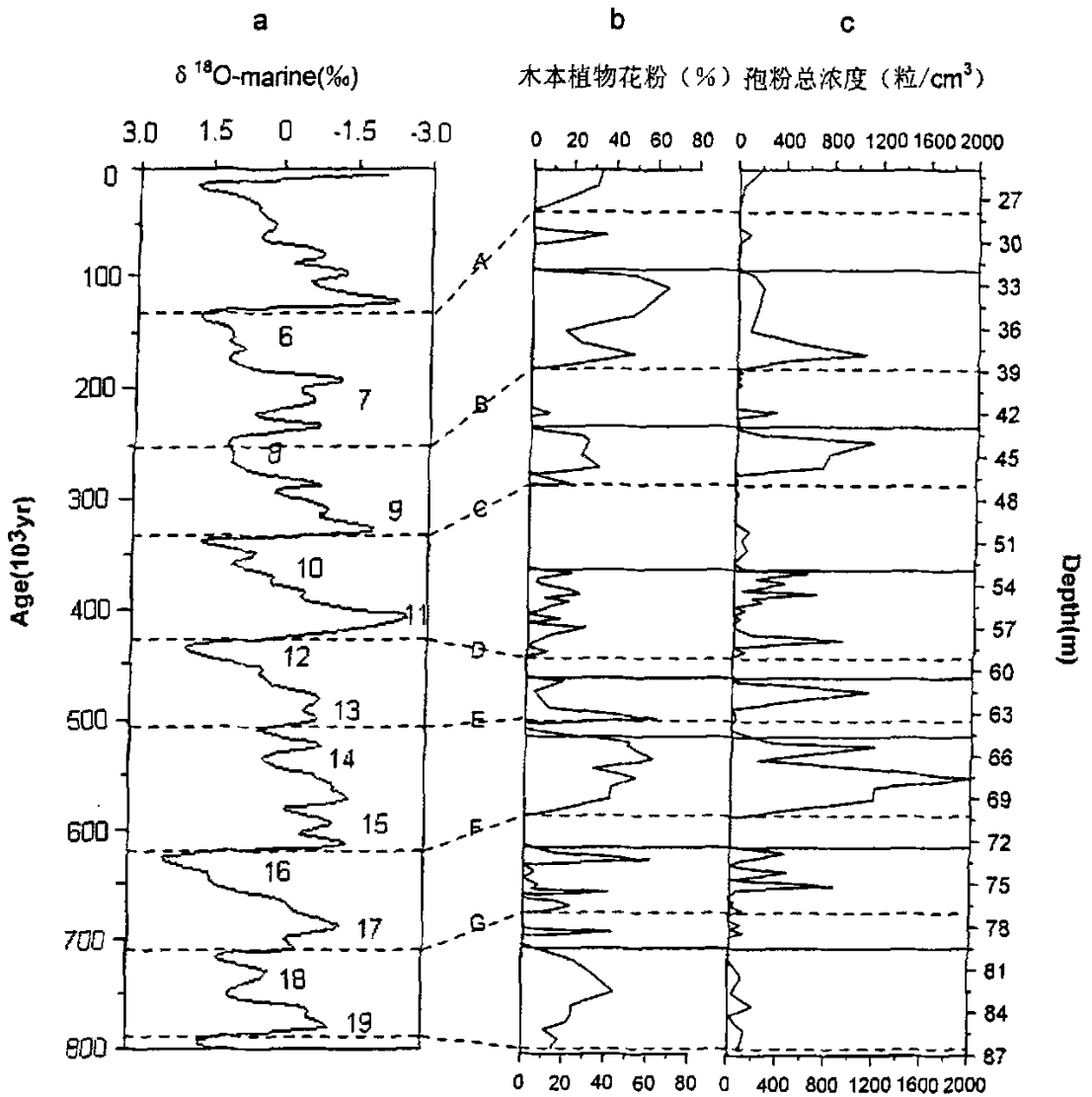


图 5-1 兴化孔上部 25m~86.5m 孢粉记录与深海 $\delta^{18}\text{O}$ 记录对比

a. 综合了 ODP677 孔和 MD900963 孔的深海氧同位素记录 b. 兴化孔上部 25m~86.5m 木本植物花粉百分含量曲线 c. 兴化孔上部 25m~86.5m 孢粉总浓度曲线, A~G 是通过对比深海 $\delta^{18}\text{O}$ 记录和兴化孔孢粉图式建立的结点年代, 依次为 128ka、250ka、330ka、420ka、510ka、620ka、710ka。

四、苏北盆地中更新世古气候演化序列

根据苏北盆地兴化孔中更新世木本植物花粉百分比曲线和孢粉总浓度曲线变化的特征, 可以将该地区古气候演化过程分为以下几个阶段进行论述。

1、86.5m~79.28m, 对应 MIS19

本段沉积物底部为浅黄灰色粘土, 中上部为黄褐色粉砂质粘土、灰黄色粘土、黄灰

色粘土质粉砂、灰黄色粉砂交互层，且含有少量钙质结核。该段相当于 MIS19, 年代约为 780ka~730kaBP, 对应孢粉组合带 1, 植被上, 该带物种丰富, 植物繁茂, 木本植物花粉百分含量在 30% 左右, 以落叶阔叶树种栎、桑科为主, 还有常绿阔叶树种青冈和栲, 草本植物花粉中出现了大量的旱生植物蒿属和水生的香蒲, 蕨类以水龙骨科为主, 底部峰值含量达 30%, 组成了含常绿阔叶树种的落叶阔叶植被景观, 并且林下生长大量喜湿热的蕨类植物, 表明当时的气候比较温暖湿润, 年平均气温比现今约低 1℃, 年平均降水量约为 900 mm, 南海北部孢粉记录也揭示此时为相对温湿的气候, 夏季风也相对加强(黄翡等, 2002)。

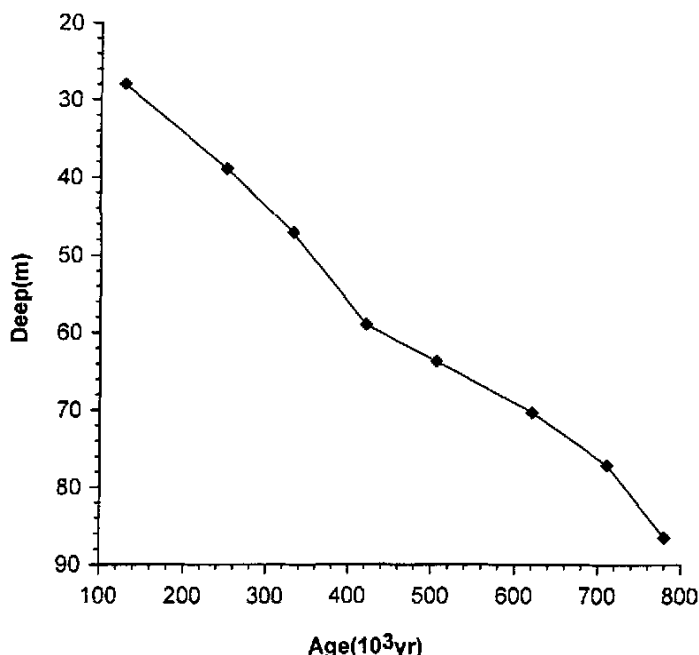


图 5-2 运用已测年代和结点年代建立的深度—年代模式

2、79.28m~77.13m, 对应 MIS18

该段沉积物 79.28m~78.39m 为灰色粉砂、青灰色和黄褐色粘土交互层, 78.39m~77.13m 为青灰色粘土, 且含有大量钙质结核。该段相当于 MIS18, 年代约为 730kaBP~710 kaBP, 对应孢粉组合带 2, 本段孢粉贫乏, 孢粉浓度也很低, 反映当时的气候条件总体上为冷干的环境, 但在 78.39m (约 720kaBP) 左右出现少量栎、枫杨、松、蒿属、莎草科、菊科、香蒲等花粉和水龙骨科孢子, 说明此时气候条件有所好转, 在相对冷干的气候背景上仍存在暖湿气候波动。

3、77.13m~72.31m, 对应 MIS17

本段沉积物以青灰色及黄褐色粘土为主, 并含有较多灰白色钙质结核和钙质团块。

该段相当于 MIS17, 年代约为 710 kaBP~670 kaBP, 对应孢粉组合带 3, 与带 1 相比, 该段植被已明显减少, 且波动频繁、幅度较大, 底部木本植物花粉含量较高, 以栎和松属为主, 还有少量榆、枫杨和青冈, 中部木本含量显著降低, 只有栎出现, 在顶部木本含量又迅速回升, 以青冈、栎和枫香为主; 草本植物花粉含量与带 1 相当, 但波动频繁且幅度较大, 以蒿属、禾本科为主, 香蒲次之, 莎草科和蓼科少量出现; 蕨类含量比带 1 显著降低, 以水龙骨科为主。该带整体上为森林—森林草原的植被景观, 反映前期为比较凉干的气候, 后期气候转为温湿, 孢粉浓度也反映该带顶部环境比中、底部优越, 年均温比现今下降约 5℃, 降水量约 600~700mm, 对应于相对温暖的间冰期气候。

4、72.31m-70.31m, 对应 MIS16

本段沉积物为青灰色、黄绿色粘土, 且含有较多铁锰结核, 近底部含较多钙质结核。相当于 MIS16, 年代约为 670 kaBP~620 kaBP, 对应的孢粉组合带 4, 该带孢粉贫乏, 无论是百分含量还是浓度, 木本、草本植物花粉和蕨类植物孢子都几乎不见, 反映该时期是一个气候环境比较恶劣, 寒冷、干燥的时期。

5、70.31m~64.20m, 对应 MIS15

该段沉积物 70.31m~69.17m 为灰色粘土; 69.17m~64.20m 为灰黄色粘土质粉砂、粉砂质粘土、粘土及黄灰色粉砂互层, 底部含较多钙质结核。相当于 MIS16, 年代约为 620 kaBP~550 kaBP, 对应孢粉组合带 5, 本段木本植物花粉含量占优势, 可达 50%左右, 其中常绿阔叶树种青冈含量最多, 约达 20%, 还有一些落叶阔叶树种栎、榆、朴属; 草本植物花粉主要有禾本科、蒿属和香蒲; 蕨类植物孢子含量较高, 可达 20%, 主要有水龙骨科。组成了含落叶阔叶树种的常绿阔叶林植被景观, 且林下生长大量喜湿热的蕨类植物, 反映当时一个高温高湿的时期, 年平均气温比现今高约 1~2℃, 年平均降水量为 1000~1200 mm 左右, 属于比较温暖的间冰期气候。

6、64.20m~63.75m, 对应 MIS14

该段沉积物为灰黄色粘土, 并含有青灰色粘土质粉砂团块、褐色粉砂团块和钙质结核。相当于 MIS14, 年代约为 550 kaBP~510 kaBP, 对应孢粉组合带 6, 本段孢粉贫乏, 只少见麻黄、蒿属、菊科、十字花科花粉零星出现, 反映当时气候环境比较恶劣, 为寒冷、干燥的时期。

7、63.75m~60.49m, 对应 MIS13

本段沉积物以灰黄色、黄绿色粘土为主，并含有大量青灰色粘土质粉砂团块、褐色粉砂团块和钙质结核。相当于 MIS13，年代约为 510 kaBP~460 kaBP，对应孢粉组合带 7，该段底部木本植物花粉百分含量占优势，可达 50%，以落叶阔叶树种枫香、栎为主，中部和顶部木本植物花粉含量显著降低，只有约 15%，主要有落叶阔叶树种栎属和灌木麻黄；草本植物含量变化不大，以蒿属、禾本科、香蒲为主；蕨类植物含量约为 20%，以水龙骨科为主。组成的区域性植被景观为落叶阔叶林—森林草原，地方性植被为沼泽化草甸，反映的气候前期比较暖湿，后期相对温干，年平均气温比现今低 5℃左右，年平均降水量约为 700~800mm，若尔盖 RM 孔的环境代用指标也显示该阶段环境逐渐出现暖湿的组合面貌，具有明显的干波动，温度变化较大（薛滨等，1997）。

8、60.49m~59.07m，对应 MIS12

本段沉积物为黄绿色、青灰色粘土，局部含青灰色粉砂质粘土团块。相当于 MIS12，年代约为 460 kaBP~420 kaBP，对应孢粉组合带 8，该段孢粉贫乏，无论是百分含量还是浓度，木本、草本植物花粉和蕨类植物孢子都几乎不见，反映该时期气候环境也比较恶劣，属于寒冷干燥的冰期气候。南海北部孢粉谱中蒿属花粉含量增加及高的松属花粉沉积率值也表明此次冰期气候相对干冷，冬季风较强。

8、59.07m~52.85m，对应 MIS11

本段沉积物 59.07m~55.98m 为黄绿色、灰黄色、青灰色粘土，局部含有青灰色粉砂质粘土及粘土质粉砂团块，底部含少量钙质结核；55.98m~54.84m 灰黄绿色粘土质粉砂；54.84m~53.64m 青灰色粘土、粉砂质粘土与纹层状粘土质粉砂、粉砂呈韵律互层；53.64m~52.85m，深青灰色粘土。

该段相当于 MIS11，年代约为 420 kaBP~370 kaBP，对应孢粉组合带 9，经历了冰期的严寒，气温开始回升，植被也繁茂起来，本段木本植物含量不是很高，平均约为 15%，以落叶阔叶树种栎、榆以及常绿阔叶树种栲为主；草本植物占优势，在该带下部，主要有蒿属、香蒲和藜科，尤其是藜科峰值可达 50%，在该带上部，草本植物主要有香蒲、禾本科和蒿属；蕨类植物孢子也是由下到上迅速增加，上部达到本研究剖面的峰值 85%，以水龙骨科为主。组成的区域性植被景观为森林—森林草原，地方性植被景观为盐生草甸，反映当时的气候比较温干，年均温比现今低 5℃左右，年平均降水量约为 600~700 mm，但是后期随着蕨类植物和香蒲的增多，气温会有所升高，降水略有增加，属于

比较温暖的间冰期气候阶段。

9、52.85m~47.11m, 对应 MIS10

本段沉积物 52.85m~52.01m 为深青灰色粘土；52.01m~48.78m 为青灰色、灰黄色粉砂质粘土，含有棕色粉砂团块；48.78m~47.11m 为青灰、灰绿色粘土，含较多铁锰结核及白色钙质团块。相当于 MIS10，年代约为 370kaBP~330kaBP，对应孢粉组合带 10，该段孢粉贫乏，浓度也很低，只在个别深度见有冬青属、枫杨、莎草科、蒿属、香蒲属花粉和水龙骨科、卷柏属、凤尾蕨属孢子零星出现，反映当时气候环境比较恶劣，在一定时期内是以冷干的冰期气候为主。

10、47.11m~43.12m, 对应 MIS9

本段沉积物以绿灰色、青灰色粘土为主，含有较多铁锰结核和灰白色钙质粉砂团块。相当于 MIS9，年代约为 330kaBP~290 kaBP，对应孢粉组合带 11，经历了上带恶劣的气候环境，该段植被有所复苏，孢粉含量显著增加，其中木本植物主要有落叶阔叶树种栎、枫杨，还有一些常绿阔叶树种栲、冬青、青冈；草本植物花粉含量较高，主要有藜科、蒿属、香蒲，尤其是藜科在该带含量比较稳定，平均约为 15%，峰值达 25%，根据苏北沿海表土花粉研究（肖霞云等，2002），可以认为此段盐生草本藜科花粉大量出现很可能代表了中更新世一次海侵；蕨类植物含量也相对较高，以水龙骨科为主。组成的区域性植被景观为含常绿阔叶树种的落叶阔叶林，地方性植被为盐生草甸，且林下生长大量的蕨类植物，反映的气候比较暖湿，年均温比现今约低 1℃，年平均降水量约为 900mm，属于比较温暖湿润的间冰期气候。

11、43.12m~38.95m, 对应 MIS8

本段沉积物 43.12m~40.65m 为青灰、灰绿色粘土，含较多铁锰结核及白色钙质团块；40.65m~40.14m 为杂色粉砂质粘土，含有棕色、青灰色粉砂团块；40.14m~38.95m 为青灰色、灰黄绿色粘土，含大量铁锰结核及少量钙质。相当于 MIS8，年代约为 290 kaBP~250 kaBP，对应孢粉组合带 12，该带孢粉贫乏，反映当时的气候条件总体上比较恶劣，是一个相对冷干的冰期阶段，但在 42.02m（约 280 kaBP）左右百分比和浓度都出现较多的青冈、朴属、麻黄、莎草科、禾本科、蒿属、藜科、香蒲等花粉和水龙骨科孢子，表明该阶段在大的冷干的气候背景上仍有次一级的暖阶段出现，约在 280 kaBP 左右达到高峰。

12、38.95m~32.01m, 对应 MIS7

本段沉积物 38.95m~38.21m 为粘土层, 并含较多的钙质及铁锰结核; 38.21m~32.01m 灰黄色粉砂质粘土, 混杂大量青绿色团块和钙质团块, 上部含有较多铁猛结核。相当于 MIS7, 年代约为 250 kaBP~190 kaBP, 对应孢粉组合带 13, 该段木本植物占优势, 含量最高达 60%, 主要有落叶阔叶树种枫香、栎、榆、枫杨, 还有少量常绿阔叶树种青冈; 草本植物主要有蒿属、香蒲、莎草科, 藜科在该带底部出现一个小高峰, 达 25%; 蕨类植物孢子在该带中下部含量较高, 达 30%, 以水龙骨科为主。组成的区域性植被景观为含常绿阔叶树种的落叶阔叶林, 地方性植被仍为盐生草甸, 且林下生长大量喜暖湿的蕨类植物, 反映当时的气候比较暖湿, 年均温与现今相似, 年平均降水量约为 900 mm, 属于温暖的间冰期气候阶段。南海北部 ODP1144 孔岩芯的碳屑、孢粉记录(孙湘君等, 2001)、陕西洛川黄土 S2 层(鹿化煜等, 1996)、黄土高原洛川、长武两剖面(吴乃琴等, 2000, 2001)的陆生蜗牛化石组合中大量的暖湿种类的出现以及桂林石笋(张美良等, 2004)氧同位素记录都反映该阶段受强夏季风的影响, 为温暖湿润的气候环境。

13、32.01m~28.0m, 对应 MIS6

本段沉积物 32.01m~29.92m 灰黄色粉砂质粘土, 混杂大量青绿色团块和钙质团块, 上部含有较多铁猛结核; 29.92m~28.0m 为杂色粘土, 含较多铁锰结核和钙质结核。相当于 MIS6, 年代约为 190 kaBP~128 kaBP, 对应孢粉组合带 14, 该段孢粉百分含量和浓度都极低, 但在 29.54m 处有少量的青冈、栎、榆、枫杨、莎草科、蒿属、香蒲、毛茛、菊科等花粉出现, 反映当时的气候条件总体上比较恶劣, 是一个相对寒冷、干燥的冰期气候阶段, 但在其干冷的气候背景之上仍存在次一级暖波动。南海北部 ODP1144 孔岩芯的碳屑、孢粉记录揭示本阶段海平面下降, 大陆架露出水面, 发育以蒿属、禾本科、莎草科为主的草原植被, 代表较为冷干的气候环境, 黄土记录也表明该阶段以寒冷干燥的气候环境为主, 而桂林石笋氧同位素记录则表现为冷湿的气候环境。

表 5-1 苏北盆地兴化孔中更新世的植被演变及气候特征

地质时代	深度 (m)	孢粉带	氧同位素阶段	植被类型	古气候
中 更 新 世	32.01~28.0m	带 14	6	植被稀疏带	冷干, 其间存在一次变温过程。
	38.95~32.01m	带 13	7	含常绿阔叶树种的落叶阔叶林	比较暖湿, 年均温与现今相似, 年均降水量约为 900mm。
	43.12~38.95m	带 12	8	植被稀疏带	冷干, 其间存在一次变温过程。
	47.11~43.12m	带 11	9	含常绿阔叶树种的落叶阔叶林	比较暖湿, 年均温比现今约低 1℃, 年均降水量约为 900mm。
	52.85~47.11m	带 10	10	植被稀疏带	冷干
	59.07~52.85m	带 9	11	森林—森林草原	前期年平均气温比现今低 5℃, 年平均降水量约为 600~700mm, 后期温度湿度都有所增加。
	60.49~59.07m	带 8	12	植被稀疏带	冷干
	63.75~60.49m	带 7	13	落叶阔叶林—森林草原	年平均气温比现今约低 5℃, 年均降水量约为 700~800mm。
	64.20~63.75m	带 6	14	植被稀疏带	冷干

	70.31~64.20m	带 5	15	含落叶阔叶树种的 常绿阔叶林	高温高湿, 年均温比现 今高约 1~2℃, 年平均 降水量约为 1000~ 1200mm。
	72.31~70.31m	带 4	16	植被稀疏带	冷干
	77.13~72.31m	带 3	17	森林—森林草原	年平均气温比现今下 降 5℃, 年均降水量约 为 600~700 mm。
	79.28~77.13m	带 2	18	植被稀疏带	总体上冷干, 但仍有温 湿波动。
	86.5~79.28m	带 1	19	含常绿阔叶树种的 落叶阔叶林	比较暖湿, 年均温比现 今低约 1℃, 年均降水 量约为 900mm。

第六章 结论和讨论

一、结论

通过对苏北盆地兴化孔上部 25m~86.5m 层段 121 个样品的孢粉学分析, 重建了该区中更新世的古植被和古气候, 初步结论如下:

1、根据前一阶段的研究结果, 结合古地磁测年数据以及木本植物花粉百分比曲线、孢粉总浓度曲线与深海氧同位素记录对比的结果, 初步认为兴化孔从 86.5m 深度进入中更新世, 又根据气候地层学原理推测中更新世终止点可能在 28m 处。

2、古温度代用指标木本植物花粉百分比曲线和古降水量代用指标孢粉总浓度曲线与深海氧同位素记录有着良好的对比性, 孢粉记录所反映出中更新世存在的 7 个大的冷暖气候波动旋回基本上可以与深海氧同位素记录所反映的冰期—间冰期旋回相对应, 即从下到上可以依次划分出 MIS19~MIS6。

3、孢粉记录恢复的古植被

苏北盆地中更新世古植被从老到新的演替过程是：含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带→森林—森林草原→植被稀疏带→含落叶阔叶树种的常绿阔叶林→植被稀疏带→落叶阔叶林—森林草原→植被稀疏带→森林—森林草原→植被稀疏带→含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带→含常绿阔叶树种的落叶阔叶林→植被稀疏带。

4、重建的古气候

对应 MIS19：气候总体上比较温暖湿润，年均温比现今约低 1°C ，年平均降水量约为 900mm，但是由于该段后期木本植物花粉含量有所增加，蕨类孢子减少，蒿属增多，所以气候上后期要比早期稍干，气温略高。

对应 MIS18：总体上为冷干的气候，但内部仍有温湿的波动，气候环境并非十分恶劣。

对应 MIS17：该段早期气候比较温干，后期比较暖湿，总体上为森林—森林草原气候，年平均气温比现今低 5°C 左右，年平均降水量约为 600~700 mm。

对应 MIS16：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS15：高温高湿，年均温比现今高约 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$ ，年平均降水量为 1000~1200mm 左右。

对应 MIS14：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS13：气候总体上与 MIS17 相似，但波动频率不及 MIS17，早期气候比较暖湿，中后期木本含量显著减少，表明气温降低，年平均气温比现今约低 5°C ，年平均降水量约为 700~800mm。

对应 MIS12：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS11：该段早期气候比较温干，年平均气温比现今约低 5°C ，年平均降水量约为 600~700mm，后期蕨类孢子含量迅速增加，表明气温有所回升，降水也相对增多。

对应 MIS10：寒冷、干燥，典型的冰期气候。

对应 MIS9：气候比较暖湿，年均温比现今约低 1°C ，年平均降水量约为 900mm。根据藜科花粉在该阶段连续稳定高含量的出现，推测苏北盆地在该时期可能发生过一次海侵。

对应 MIS8：总体上为冷干的冰期气候，但其间仍存在温湿波动。

对应 MIS7：该段总体上为比较温暖湿润的气候，年均温与现今相似，年平均降水量约为 900mm。但由于后期木本植物花粉含量有所增加，而蕨类孢子含量则明显减少，所

以该段后期气候要比早期偏温偏干一些。

对应 MIS6：总体上为冷干的冰期气候，但其间仍存在温湿波动。

二、对比和讨论

孢粉记录揭示苏北盆地在中更新世存在 7 次大的冷暖气候旋回波动，这一点不仅与指示全球冰量变化的深海氧同位素记录 (Martinson D G, *et al.*, 1987) 较一致，另外与我国其它地区的古气候研究结果也比较相似，比如我国北方的黄土—古土壤序列揭示中更新世以来黄土高原地区存在 7 次大的冷暖气候旋回：皖南宣城地区的风尘堆积序列记录了中更新世早期以来 7~8 次大的气候旋回波动 (赵其国等, 1995; 李徐生等, 1999); 在山东半岛发现具有多层古土壤的准连续剖面 (郑洪汉等, 1994) 也记录了山东半岛中更新世以来同样经历了 7~8 次气候旋回；与本文研究区比较接近的镇江大港剖面下蜀黄土磁化率曲线特征也说明我国东部地区中更新世以来普遍存在着 7~8 次大的气候冷暖旋回波动 (李徐生等, 2002)，苏北盆地孢粉记录的研究结果进一步证实了上述观点的正确性，同时也反映出长江中下游地区同黄土高原地区以及中国东部与中国中西部地区在气候变化上的一致性和相似性，暗示了中国南北以及东西两大区域中更新世以来可能经历了基本同步的气候变迁。深海氧同位素曲线记录了全球冰量的变化，是全球古气候变化的直接反映，能提供较完整的全球气候变化信息，苏北盆地孢粉记录所揭示的研究区在中更新世存在 7 个大的冷暖气候旋回波动与深海氧同位素记录的一致性，在一定程度上说明本区中更新世古气候演变具有全球性特征。

另外，孢粉记录所反映的某些阶段内部气候变化特征也可以和其它记录进行对比研究。冷阶段中，如 MIS6 阶段，兴化孔孢粉记录反映总体上为冷干的冰期气候，但其间有一次变温过程的出现，这与深海氧同位素记录比较一致，桂林石笋氧同位素曲线在该阶段也具有明显的二冷谷和一暖峰的特征 (张美良等, 2004)，而青藏高原若尔盖 RH 孔孢粉及其它资料则揭示该阶段为比较恶劣的环境 (薛滨等, 1997)，对应黄土地层中 L2 黄土磁化率有一明显的谷值，尤其后期磁化率谷更甚，陈发虎等认为这是近百万年来极为干冷的时期 (陈发虎等, 1993)。MIS8 阶段和 MIS18 阶段，孢粉贫乏，反映总体上为相对冷干的气候，但中间一些花粉的零星出现说明其间仍有温湿波动，深海氧同位素记录、若尔盖 RH 孔孢粉记录以及洛川黄土记录都表明这两个阶段气候并不太寒冷，并且其间都存在温湿波动，与兴化孔孢粉记录比较一致。MIS10 阶段，深海氧同位素记录显示此阶

段气候与 MIS8 阶段相似，这与黄土记录和 RH 孔孢粉记录较为一致，但与苏北盆地兴化孔孢粉记录有一定差异，兴化孔孢粉记录显示该段为比较冷干的气候。MIS16 阶段，兴化孔孢粉记录显示为冷干的时期，临夏盆地孢粉资料揭示这一阶段的古气候以冷干为主（潘安定，1998），与兴化孢粉记录比较一致。暖阶段中，如 MIS7 阶段，兴化孔孢粉记录反映在暖湿的气候背景下存在一次降温过程，这可以对应深海氧同位素记录 220~230kaBP 左右存在的一个低谷（冷期），来自青藏高原若尔盖盆地 RH 孔的孢粉记录也显示该阶段内部在两个暖湿的亚阶段之间存在一冷阶段（刘光琇等，1994），对应洛川黄土的 S2 古土壤层也是由两层复合而成的（刘东生等，1985），而桂林石笋记录（张美良等，2004）和西赤道太平洋南 WP7 孔（向荣等，2000）氧同位素记录则没有反映出这个冷阶段的存在。另外，本阶段木本植物花粉百分含量的两个暖峰依次升高，可能代表古温度逐步升高，深海氧同位素记录也有相同的趋势，但是南京汤山石笋记录（汪永进等，1997）与来自美国内华达州 Devils 孔碳酸盐沉积记录（Winograd I J W, *et al.*, 1992）则与此相反，至于产生这种差异的原因，目前尚不清楚，还有待于多学科综合渗透研究的进一步深入。兴化孔孢粉记录显示 MIS15 为含落叶阔叶树种的常绿阔叶林植被景观，是研究区中更新世气候环境最暖湿的时期，而深海氧同位素记录只显示该阶段比较温湿，但不是最暖湿的，黄土记录和 RH 孔孢粉则一致显示 MIS13 为最暖湿的阶段，与兴化孔孢粉记录有一定差异。另外，自 MIS11-MIS7 的三个暖期，兴化孔木本植物花粉百分含量依次增加，可能代表古温度有一定的上升趋势，而深海氧同位素记录与南京汤山石笋记录则表现出与之相反的趋势。这些差异的存在说明苏北盆地中更新世的气候变化既响应于全球变化模式，同时又表现出较强的区域性特征。

根据苏北沿海地区表土花粉的研究，在海陆过渡地带的现代花粉谱中，如果盐生草本藜科花粉连续、稳定、高含量出现，可能与环境干湿无直接联系（肖霞云等，2002），很可能代表的是滨海的环境。在本项研究中，藜科花粉只在孢粉带 3~11（对应 MIS9）连续稳定高含量出现，我们推测苏北盆地在该时期可能发生过一次海侵。因为苏北盆地位于我国东部沿海地区，受海洋的影响较大，一些规模较大的海侵事件可以很好地保存在地层当中，另外本阶段孢粉组合反映我国东部地区当时为温暖湿润的间冰期气候，与此相对应，我国东部沿海地区此时应该为高海面时期。另据前人（吴标云等，1987；汪品先等，1981；）的研究，我国东部沿海地区中更新世海侵记录非常缺乏，只有长江三角洲地区在中更新世早期发生过一次上海海侵，显然与本文推测的海侵年代不符。而根据微古分析确定的河北海兴县沧 16 孔的海侵是中更新世中后期规模最大的一次，大约发生在

300kaBP(汪品先等, 1981; 王强等, 1983)左右, 与苏北盆地孢粉记录反映的年代大致相当, 所以本文认为苏北盆地孢粉记录显示的海侵支持 300kaBP 左右中国东部有海侵事件的观点。

兴化孔孢粉记录最明显的特征就是孢粉贫乏带和孢粉含量丰富的组合带交替出现, 这正好反映了中更新世普遍存在的冰期—间冰期气候旋回波动的特征。间冰期主要是以孢粉含量丰富, 植被繁茂为特征, 各种属植物在孢粉组合带中的含量在一定程度上反映了气候干湿冷暖的程度。而孢粉记录所反映的冷阶段和冰期主要是以孢粉贫乏, 植被稀疏为特征, 所以很难判断冰期内部气候波动的特点及变化幅度, 只能推测当时的气候条件比较恶劣, 为寒冷干燥的时期。按照一般规律, 连续的湖相沉积物中应该有利于孢粉的沉积和埋藏, 但是在本钻孔中的孢粉记录中, 频繁出现无花粉或花粉非常稀少的层段, 推测原因可能在于: 第一, 气候寒冷干燥, 植被稀疏, 孢粉缺乏; 第二, 气候较冷, 植被较少, 由于冷期大气环流的影响, 使得孢粉被吹走, 很难在该区保存下来; 第三, 受当时沉积物中物理、化学和微生物的作用, 孢粉被降解; 第四, 分析过程中人为操作的误差, 比如取样量的多寡、水洗的次数等, 导致部分孢粉丢失。究竟是那种原因, 有待于进一步改进分析手段和深入研究。但是本钻孔孢粉缺乏带与深海氧同位素记录以及其它记录所反映的气候变化具有良好的相关性, 可以说无花粉或花粉较少带总体上代表了一种寒冷的气候景观, 因此在本研究中, 把孢粉贫乏带视为寒冷的阶段来分析应该具有一定的合理性。

本文仅是利用孢粉分析一种手段, 再利用古地磁测年数据以及与深海氧同位素曲线对比结果, 依据生物地层学原理得出的初步结论, 如有其它实验手段的研究成果对比, 可能还会提取出更为详细和高分辨率的气候演变信息, 但笔者认为本项研究中几个大的冷暖气候旋回的演变框架及深度—年代模式的建立还是比较可信的。

参考文献

1. Augusto S, Peter L S. Late Quaternary Paleoclimate in Semiarid Northeastern Brazil from U-series Dating of Travertine and Water-table Speleothems[J]. *Quaternary Research*, 2001, 55: 159-167.
2. Bassinot F C, Labeyrie L D, Vincent E, Quidelleur X, Shackleton N J, Lancelot Y. The astronomical theory of climate and age of the Brunhes-Matuyama magnetic reversal. *Earth and Planetary Science Letter*, 1994, 126: 91-108.
3. Daoxian Yuan, Hai Cheng, R. Lawrence Edwards, Carolyn A. Dykoski, Megan J. Kelly, Meiliang Zhang, Jiaming Qin, Yushi Lin, Yongjin Wang, Jiangyin Wu, Jeffery A. Dorale, Zhisheng An, Yanjun Cai. Timing, Duration, and Transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon [J]. *Science*. 2004, 304(23): 575-578.
4. EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core[J]. *Nature*, 2004, 429: 623-627.
5. ERIC C. GRIMM. Coniss: a fortran 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares[J]. *Computers & Geosciences*, 1987, 13(1): 13-35.
6. Georg J K, Ralph R S, Peter J M. Late Quaternary Temperature Variability in the Benguela Current System Derived from Alkenones[J]. *Quaternary Research*, 1999, 52: 92-103.
7. Green D G. Time series and postglacial forest ecology[J]. *Quaternary Research*, 1981, 15: 265-277.
8. Heusser C J, Heusser L E. Long continental pollen sequence from Washington State(USA): correlation of upper levels with marine pollen - oxygen isotope stratigraphy through substage 5e[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1990, 79: 63-71.
9. Heusser L E, Lyle M, Mix A. Vegetation and climate of the northwest coast of north America during the last 500ky: high resolution pollen evidence from the northern California margin. In: Lyle M, Koizumi I, Richte C *et al.* *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results*, 2000, 167: 217-226.
10. Heusser L E, Van de Geer G. Direct correlation of terrestrial and marine palaeoclimatic records from glacial-interglacial cycles - DSDP Site 594 southwest Pacific[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1994, 13: 273-282.
11. Hooghiemstra H, Agwu C. Changes in the vegetation and trade winds in equatorial northwest Africa 140000-70000yrBP as deduced from two marine pollen records[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1988, 66: 173-213.
12. Hooghiemstra H. Vegetational and climatic history of the high plain of Bogota, Colombia: a continuous record of the last 3.5 million years[J]. *Dissertationes Botanicae*, 1984, 79: 1-368.
13. Ida M, Berstad, Joyce Lundberg, Stein-Erik Lauritzen, Henriette C. Linge. Comparison of the Climate during Marine Isotope 9 and 11 Inferred from a Speleothem Isotope Record from Northern Norway[J]. *Quaternary Research*, 2002, 58: 361-371.
14. Imbrie J *et al.* On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle[J]. *Paleoceanography*, 1993, 8: 699-735.
15. Imbrie J, Hays J G, Martinson D G *et al.* The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$. In: Berger A L, Imbrie J, Hays J *et al.* eds. *Milankovitch and Climate (Part 1)*. Dordrecht: Reidel Publishing Company, 1984, 269-305.
16. Maurice Reille, Jacques-Louis DE Beaulieu. Long Pleistocene Pollen Records from the Praclaux Crater, South-Central France[J]. *Quaternary research*, 1995, 44: 205-215.
17. Jan P. Helmke, Michael Schulz, Henning A. Bauch. Sediment-color Record from the Northeast Atlantic

- Reveals Patterns of Millennial-Scale Climate Variability during the Past 500,000 Years[J]. *Quaternary Research*, 2002, 57: 49-57.
18. Martinson D G, Pisias N G, Hays J D, *et al.* Age dating and the orbital theory of the ice age: Development of a high-resolution 0-300000 a chronostratigraphy[J]. *Quaternary research*, 1987, 27: 1-29.
19. 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: 429-436.
20. Shackleton N J, Berger A, Peltier W R. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale on ODP Site 677. *Trans. R. Soc. [J]. Edinburgh Earth Sciences*, 1990, 81: 251-261.
21. Shackleton N, Opdyke N. Oxygen isotope and palaeomagnetic evidence for early Northern Hemisphere Glaciation[J]. *Nature*, 1977, 270: 216-219.
22. Sten R, Ekman. Middle Pleistocene Pollen Biostratigraphy in the Central North Sea[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1998, 17: 931-944.
23. Steven M Colman. Continental drilling for palaeoclimate records. *PAGES Workshop Report*, 1996, Series 96-4.
24. Van Post L. On forest tree pollen in South Swedish peat bog deposits. *Pollen et Spores*, 1967, 9: 375-402.
25. W. Dansgaard, S. J. Johnsen, H. B. Clausen *et al.* Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record[J]. *Nature*, 1993, 364(15): 218-220.
26. Winograd I J W *et al.* Continuous 500000-year Climate record from vein calcite in Devils Hole[J]. *Nevada. Science*, 1992, 258: 255-260.
27. 陈发虎, 张维信. 甘青地区黄土地层和第四纪冰川[M]. 北京: 科学出版社, 1993.
28. 崔之久, 吴永秋, 刘耕年, 等. 昆仑山垭口天然剖面记录[A]. 青藏高原晚新生代隆升和环境演化[M]. 广州: 广东科技出版社, 1998, 81~111.
28. 丁仲礼, 刘东生. 中国黄土研究新进展(一) 黄土地层[J]. 第四纪研究, 1989, 1: 24~35.
黄翊, 孙湘君. 南海北部 ODP1144 站更新世(1.05-0.36Ma) 孢粉记录[J]. 中国科学(D 辑), 2002, 32(11): 914~920.
30. 黄姝. 模糊数学在孢粉分带上的应用[J]. 微体古生物学报, 1995, 12(4): 441~446.
31. 孔昭宸, 杜乃秋, 山发寿等. 青海湖全新世植被演变及气候变迁—OH85-14c 孔孢粉数值分析[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1990, 10(3): 79~88.
32. 刘东生, 丁仲礼. 中国黄土研究新进展(二) 古气候与全球变化[J]. 第四纪研究, 1990, 1: 1~9.
33. 刘东生等. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985.
34. 刘东生, 施雅风, 王汝建等. 以气候变化为标志的第四纪地层对比表[J]. 第四纪研究, 2000, 20(2): 108~128.
35. 刘光琇, 沈永平, 张平中, 王苏民. 青藏高原若尔盖地区 RH 孔 800-150Ka. B. P. 的孢粉记录及古气候意义[J]. 沉积学报, 1994, 12(4): 101~109.
36. 刘会平. 利用有序样品最优分割法划分第四纪孢粉带的初步研究[J]. 华中师范大学学报(自然科学版), 1995, 29(3): 391~399.
37. 刘嘉麒, 韩家桥木, 袁宝印, 刘东生. 近年来中国第四纪研究与全球变化[J]. 第四纪研究, 1995, 2: 150~155.
38. 刘嘉麒, 倪云燕, 储国强. 第四纪的主要气候事件[J]. 第四纪研究, 2001, 21(3): 239~248.
39. 李文漪. 中国第四纪植被与环境. 北京: 科学出版社, 1998.
40. 李徐生, 杨达源, 鹿化煜. 皖南风尘堆积序列氧化物地球化学特征与古气候记录[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(4): 75~82.
41. 李徐生, 杨达源. 镇江下蜀黄土-古土壤序列磁化率特征与环境记录[J]. 中国沙

- 漠, 2002, 22(1): 27~32.
42. 李玉成, 王苏民, 黄耀升. 气候环境变化的湖泊沉积学响应[J]. 地球科学进展, 1999, 14(4): 412~416.
43. 鹿化煜, 安芷生, 杨文峰. 洛川黄土序列时间标尺的初步建立[J]. 高校地质学报, 1996, 2(2): 230~236.
44. 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[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(1): 19~25.
45. 吕厚远, 王苏民, 吴乃琴等. 青藏高原错鄂湖 2.8Ma 来的孢粉记录[J]. 中国科学(D辑), 2001, 31(增刊): 234~240.
46. 潘安定. 青藏高原东北边缘第四纪孢粉及其环境[J]. 冰川冻土, 1998, 20(2): 141~149.
47. P·D 摩尔, J·A 韦布. 花粉分析指南[M]. 广西: 人民出版社, 1987.
48. 乔彦松, 郭正堂, 郝青振等. 皖南风尘堆积—土壤序列的磁性地层学研究及其古环境意义[J]. 科学通报, 2003, 48(13): 1465~1469.
49. 覃嘉铭, 袁道先, 林玉石等. 黔桂地区最近16万年高分辨率石笋记录的气候事件[J]. 地学前缘, 2001, 8(1): 99~105.
50. Rutter, N. W. 中国黄土和全球变化[J]. 第四纪研究, 1992, 1: 2~11.
51. 单树模, 王庭槐, 金其铭, 1986. 江苏省地理[M]. 南京: 江苏教育出版社.
52. 沈才明, 唐领余, 王苏民等. 若尔盖盆地 RM 孔孢粉记录及其年代序列[J]. 科学通报, 2005, 50(3): 246~254.
53. 沈才明, 唐领余. 应用聚类分析花粉孢粉带(区)的实例[J]. 古生物学报, 1991, 33(2): 265~274.
54. 史正涛, 张世强, 周尚哲, 等. 祁连山第四纪冰碛物的 E S R 测年研究[J]. 冰川冻土, 2000, 22(4): 353~357.
55. 宋长青, 孙湘君. 中国第四纪孢粉学研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14(4): 401~406.
56. 宋长青, 王奉瑜, 孙湘君. 内蒙古大青山 DJ 钻孔全新世古植被变化指示[J]. 植物学报, 1996, 38(7): 568~575.
57. 孙湘君, 罗运利. 南海北部 280ka 以来深海花粉记录[J]. 中国科学(D辑), 2001, 31(10): 846~853.
58. 孙湘君, 王奉瑜, 宋长青. 中国北方部分科属花粉—气候响应面分析[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(5): 431~436.
59. 孙有斌, 安芷生. 最后 4 个冰期旋回中国黄土记录的东亚冬季风变化[J]. 地球科学—中国地质大学学报, 2002, 27(1): 19~24.
60. 藤 则雄. 根据日本中部琵琶湖深井孢粉资料重建第四纪古植被和古气候及全球古气候对比[J]. 古生物学报, 2003, 42(1): 138~147.
61. 童国榜, 白士英, 周顺江等. 昆明盆地第四纪孢粉时间序列的波动特征及其地质环境意义[J]. 植物学报, 1990, 32(2): 146~156.
62. 童国榜, 羊向东, 王苏民等. 满洲里—大杨树一带表土孢粉的散布规律及数量特征[J]. 植物学报, 1996, 38(10): 814~821.
63. 童国榜. 有序对应分析在孢粉资料整理中的应用. 水文地质工程地质研究所年报[R]. 北京: 地质出版社, 1981, 166~168.
64. 吴标云, 李从先主编. 长江三角洲第四纪地质[M]. 海洋出版社, 1987.
65. 吴福莉, 方小敏, 马玉贞, 安芷生, 李吉均. 黄土高原中部 1.5Ma 以来古生态环境演化的孢粉记录[J]. 科学通报, 2004, 49(1): 99~105.
66. 邬光剑, 潘保田, 李吉均等. 祁连山东段 0.83Ma 以来的构造—气候事件[J]. 中国科学(D辑),

- 2001, 31 (增刊): 202~208.
67. 吴乃琴, 裴云鹏, 吕厚远等. 黄土高原 35 万年来冬、夏季风变化周期的差异—陆生蜗牛化石的证据[J]. 第四纪研究, 2001, 21 (6): 540~550.
68. 吴乃琴, Rousseau D D, 刘秀平. 25 万年来黄土蜗牛的生态演替对地球轨道变化的响应[J]. 科学通报, 2000, 45 (7): 765~770.
69. 吴征镒主编. 中国植被. 北京: 科学出版社, 1980.
70. 吴中海, 赵希涛, 江万. 念青唐古拉山东南麓更新世冰川沉积物年龄测定[J]. 冰川冻土, 2003, 25(3): 272~274.
71. 王开发, 卞玉清, 孙煜华等. 东海沉积物中孢粉组合的因子分析[J]. 海洋学报, 1982, 4 (5): 570~585.
72. 王开发, 徐肇. 第四纪孢粉学[M]. 贵阳: 贵州人民出版社, 1988.
73. 王立新, 王仪华, 童国榜. 孢粉数据的回归分析方法[J]. 数理统计与管理, 1995, 14 (4): 37~32.
74. 汪品先, 闵秋宝, 卞云华等. 我国东部第四纪海侵地层的初步研究[J]. 地质学报, 1981, 1: 1~13.
75. 王强, 李凤林. 渤海湾西岸第四纪海陆变迁[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1983, 3 (4): 81~90.
76. 王苏民, 李建仁. 湖泊沉积—研究历史气候的有效手段[J]. 科学通报, 1991, 36 (1): 54~56.
77. 汪永进, 陈琪, 刘泽纯等. 南京汤山溶洞石笋连续 200ka 古气候记录[J]. 科学通报, 1997, 43 (19): 93~97.
78. 向荣, 阎军. 240ka 以来西赤道太平洋碳酸钙沉积特征及其古海洋学意义[J]. 海洋与湖沼, 2000, 31 (5): 535~542.
79. 萧家仪, 王丹, 吕海波等. 苏北盆地晚更新世以来的孢粉记录与气候地层学的初步研究[J]. 古生物学报, 2005, 10, 待刊.
80. 肖霞云, 萧家仪, 陈晔. 江苏海州湾海区表层沉积物的孢粉研究[J]. 地理学与国土研究, 2002, 18 (1): 83~86.
81. 薛滨, 王苏民, 王云飞. 湖泊深钻揭示的中更新世以来中国环境的区域分异及其与亚洲季风的关系[J]. 湖泊科学, 1998, 10 (1): 1~4.
薛滨, 王苏民, 夏威夷等. 若尔盖 RM 孔揭示的青藏高原 900kaBP 以来的隆升与环境变化[J]. 中国科学 (D 辑), 1997, 27 (6): 543~547.
82. 薛滨, 王苏民. 中更新世以来青藏高原 RH 孔和洛川黄土记录的比较研究[J]. 湖泊科学, 1997, 9 (2): 123~128.
83. 许青海, 阳小兰, 梁文栋等. 东昆仑山区更新世植被与环境变化的孢粉学证据[J]. 冰川冻土, 2001, 23 (4): 407~413.
84. 杨宝兰. 数值方法在孢粉分析中的应用简介[J]. 地质科技情报, 1995, 14 (3): 100~104.
85. 杨怀仁. 第四纪地质[M]. 北京: 高等教育出版社, 1987.
86. 易朝路, 焦克勤, 刘克新等. 冰碛物 ESR 测年与天山乌鲁木齐河源末次冰期系列[J]. 冰川冻土, 2001, 23(4): 389~393.
87. 张美良, 程海, 林玉石等. 桂林地区水南洞 14—25 万年石笋的碳氧同位素记录和古气候重建[J]. 古地理学报, 2004, 6 (1): 57~68.
88. 赵景波, 岳应利, 岳明. 秦岭及黄土区现代栎林的孢粉组合研究[J]. 西安工程学院学报, 1998, 20 (1): 46~50.
89. 赵井东, 周尚哲, 崔建新等. 乌鲁木齐河源冰碛物的 ESR 测年研究[J]. 冰川冻

土, 2002, 24(6): 737~743.

90. 赵其国, 杨浩. 中国南方红土与第四纪环境变迁的初步研究[J]. 第四纪研究, 1995, 15(2): 107~115.
91. 赵泉鸿, 汪品先. 南海第四纪古海洋学研究进展[J]. 第四纪研究, 1999, 6: 481~501.
92. 郑洪汉, 朱照宇, 黄宝林等. 山东半岛及苏皖北部黄土地层年代学研究[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1994, 14(1): 63~68.
93. 周宏春, 关继奎, 杨谦, 1989. 苏北盆地地下咸淡水的同位素研究[J]. 勘察科学技术, 3: 30~33.
94. 周尚哲, 李吉均. 第四纪冰川测年研究新进展[J]. 冰川冻土, 2003, 23(6): 660~666.
95. 周尚哲, 李吉均, 张世强等. 祁连山摆浪河谷地的冰川地貌与冰期[J]. 冰川冻土, 2001, 23(2): 131~138.

致 谢

本文是在导师萧家仪先生的精心指导下完成的。从论文的选题、设计、数据分析、数次的修改到最后的定稿都倾注了导师大量的心血。导师严谨的治学态度和坦诚的为人品格都给我留下了深刻的印象，也将使我受益终生。在读研的三年里，导师无论在学业上还是在生活上都给予了我无微不至的关怀，借此机会，谨向恩师致以深深的谢意！

三年的学习生涯中，本院王建教授、汪永进教授、沈冠军教授、谢志仁教授、陈晔副教授、赵志军副教授、徐敏副教授以及其他老师都给予我深切的关怀和热心的指导，在此向他们深表谢意。

感谢舒强老师、卫艳同学、郭平师姐、肖霞云师姐、陈仕涛老师、郑茂坤同学在本文的成文过程中所给予的帮助和关怀。

感谢师弟吕海波在样品采集以及实验分析过程中的积极配合和帮助。

衷心感谢我的父母、叔叔、姑姑、弟弟及众多亲人多年来一直对我在学习和生活上的关心和支持。

再次感谢所有帮助过我的老师、同学、学长以及一直关心我的家人和朋友！

王 丹

2005 年 4 月于随园