

最近 130ka 中国的古季风*

—— II. 古季风变迁

安芷生¹⁾ 吴锡浩²⁾ 汪品先³⁾ 王苏民⁴⁾ 董光荣⁵⁾
孙湘君⁶⁾ 张德二⁷⁾ 卢演侑⁸⁾ 郑绍华⁹⁾ 赵松龄¹⁰⁾

(中国科学院西安黄土与第四纪地质开放研究实验室, 西安 710061)

摘 要

根据海陆相互作用对古季风变迁的影响和代用气候指标的时间序列, 初步重建了最近 130ka 和 18ka 东亚季风变迁的历史, 重点阐述了夏季风环流活动的基本特征, 提出了中国中、东部季风气候旋回及有关环境过程模式, 初步探讨了我国古季风变迁的机制.

关键词: 古季风, 太阳辐射变化, 海陆相互作用, 青藏高原隆升, 环境模式

一、古季风气候

季风气候这一基本问题素受气象和气候学家的的高度重视^[1-4]. 地理、地质学家着重对我国古季风环流以及第四纪气候的干湿交替做了不少工作^[5-7], 但古季风的研究至今并没有获得普遍关注. 近几年来, 中外学者日益加强了对古季风的研究^[8-12], 认为古季风环流的变迁是对地球轨道变化引起的地球表面所接受的太阳辐射及其季节性旋回的响应, 并与冰期、间冰期的下垫面状况有关.

本文 1990 年 7 月 21 日收到, 1990 年 12 月 28 日收到修改稿.

* 国家自然科学基金和第四纪地质开放研究实验室基金资助项目.

1) 中国科学院西安黄土与第四纪地质研究室, 西安 710061.

2) 地质矿产部地质力学研究所, 北京 100081.

3) 同济大学海洋地质系, 上海 200043.

4) 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008.

5) 中国科学院兰州沙漠研究所, 兰州 730000.

6) 中国科学院植物研究所, 北京 100044.

7) 国家气象局气象科学研究所, 北京 100081.

8) 国家地震局地质研究所, 北京 100029.

9) 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所, 北京 100044.

10) 中国科学院海洋研究所, 青岛 266071.

中国第四纪古季风记录丰富多彩,其中黄土地层在相当程度上记录了最近 2.5Ma 东亚古季风气候的变迁历史.洛川黄土-古土壤序列中发育良好的古土壤层或古土壤组合,如 WS_3 组合、 S_{13} 、 S_5 和 S_1 等古土壤层突出地记录了特征性的夏季风环境效应;而 WL_2 组合、 L_{15} 、 L_9 、 L_6 、 L_5 、 L_2 和 L_1 等黄土层突出地记录了气候严重干冷的冬季风环境效应.在黄土下伏的上新世红粘土中含有相当数量的风成粉砂物质和陆生啮齿类动物化石;在红粘土层的上部观察到多层具有钙结核淀积层的古土壤层发育;红粘土的下部,常常观察到多层密集发育的由淋溶淀积形成的钙结核层.这些都表明,上新世红粘土是在季节分明的季风气候条件下形成的.深入的工作将会揭示上新世也许还有晚中新世(保德期)的夏季风环境效应突出期与冬季风环境效应突出期交替的古季风气候变迁历史.黄土高原南部三门组湖相沉积物中花粉记录的木本和草本植物比例的变化已显示出这一时期的干、湿交替的古季风气候特点^[13].

二、海陆相互作用的影响

综合许多研究报道,在过去 130ka,中国东部和南部沿海及大陆架曾发生过 3 次较大规模

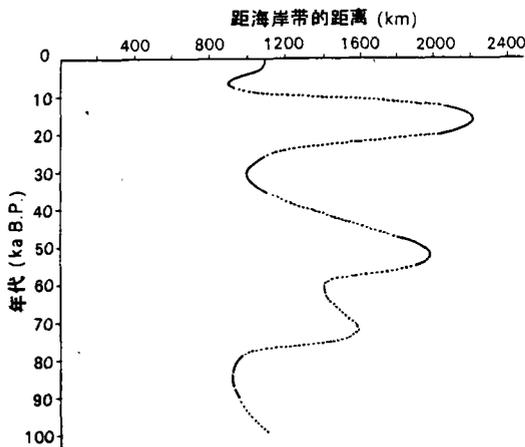


图 1 最近 100ka 不同时段银川—包头一带距东黄海岸带距离

的海侵(125—70, 40—25, 11—6 ka B. P.)和两次大规模的海退(55—45, 18—15 ka B. P.)^[14-18],造成了中国内陆距海远近的多次变迁.现今我国华北和西北东部地区的年均温等温线和年等雨量线大体平行于海岸线的总体走向,表明这些地区的温度和降水分布与距海岸远近密切相关.以位于干旱或半干旱—半湿润气候过度带的银川至包头一带为例,现今距东黄海岸带约 1100km;在 6—7 ka B. P. 为 900—1000 km (图 1).然而在 15—18 ka B. P. 的末次冰期极盛期,海面至少下降 130m^[17],包头—银川一带距当时东黄海岸带约 2100—2200km,比现今距离增加近一倍.这使冰期时已经萎缩的夏季风对该

地区的影响进一步削弱,导致夏季降水大幅度减少.

末次冰期极盛期时,由于海面下降,陆架出露,台湾海峡以北的东黄海和渤海的面积减少了约 2/3,残留冲绳海槽水域,南海面积减少了约 1/5,而此时西太平洋的面积减少甚微,水温下降也不明显^[19].因此,现代东亚季风的海上加热点位于西太平洋和南海,而冰期时东亚季风的加热点主要位于西太平洋.南海北部陡坡下段 V36-06-3 孔(19°00.5'N, 116°05.6'E,水深 2809m)的浮游有孔虫化石群,通过转换函数提供了最近 130ka 冬、夏表层水温及其年较差的变化历史(图 2),据图 2 可知特征时期的水温要素值(表 1).

表 1 南海 V36-06-3 孔浮游有孔虫所反映的表面海水冬、夏温度和年较差

年代	夏季温度 (°C)	冬季温度 (°C)	水温年较差 (°C)
现今	28.8	23.7	5.1
18 ka B. P.	26.6	17.9	8.7
126 ka B. P.	29.6	26.1	3.5

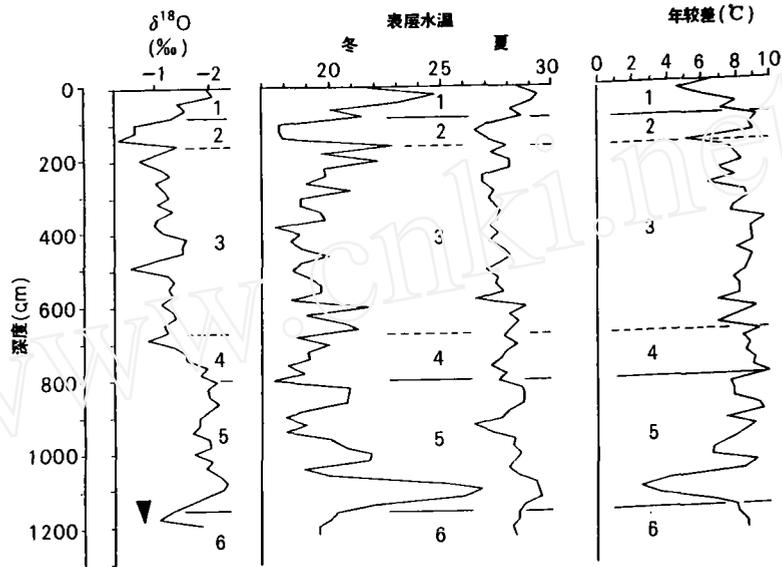


图 2 南海北部陆坡 V36-06-3 柱状样表层海水温度变化图
(氧同位素曲线系根据浮游有孔虫(*Globigerinoides sacculifer*)求得;黑三角顶面代表
Globigerinoides ruber 粉红色壳末现面,即 120ka B.P.)

图 2 和表 1 说明,南海间冰期时水温年较差比现今减少,冰期时水温年较差比现今增大;相邻的太平洋水域冰期和间冰期表层水温变化与此类似,但幅度偏小^[20]。这表明,夏季海洋表层水温的变化显然影响夏季风的形成,而冰期冬季海水较大幅度的降温也许与从大陆吹来的冬季风和来自北方海洋的漂流增强有关。

暖水型底栖有孔虫星轮虫(*Asterorotalia*)和假轮虫(*Pseudorotalia*)被认为是现代黑潮的标志^[21]。在 100—70 ka B.P. 的星轮虫海侵和 30 ka B.P. 的假轮虫海侵时^[16],这些标志性化石的分布范围可达渤海水域,说明黑潮的一个分支曾向西北挺进,加强了我国北方的夏季风,降雨量相应增多。末次冰期极盛期前后,在东海外缘有标志冷水团的冷水面颊虫(*Buccella frigida* (Cushman))发现^[22],可见黑潮位置明显东移,对我国东部夏季风的减弱有着明显的作用。

三、代用指标的时间序列

甘肃临夏北源(35°37'N, 103°12'E)、陕西洛川黑木沟(35°45'N, 109°25'E)和蓝田白马坡(34°10'N, 109°19'E)剖面的年代磁化率曲线(图 3),是根据氧同位素阶段 5 的起始和结束年龄分别确定 S₁ 底部为 128kaB.P., 顶部为 71ka^[23], S₀ 底部为 10kaB.P. (全新世起始年龄),再经磁化率年龄公式转换而来的。约 125—110, 98—90, 80—75, 9—5 ka B.P. 的磁化率高峰段落以及相应的古土壤层,指示了黄土高原最近 130ka 中的 4 个夏季风环流强盛及降水量较大的阶段,与 Prell 和 Kutzbach 对印度和非洲古季风记录的研究结果基本一致^[11],也与全球冰量显著减少的时段一致。约 55ka B.P. 和 30ka B.P. 前后的磁化率波峰反映了末次冰期中夏季风增强的时段,65ka B.P. 和 18ka B.P. 的低磁化率波谷指示了末次冰期盛期夏季风对黄土高原的影响甚小,从而突出了冬季风的环境效应并加速了黄土的堆积。4 个夏季风

强盛阶段与北半球夏季太阳辐射量极大值的时段大体一致^[11](图 3),表明北半球夏季所接受的太阳辐射量变化与夏季风环流变化大体同步,但季风的地质记录显然滞后。

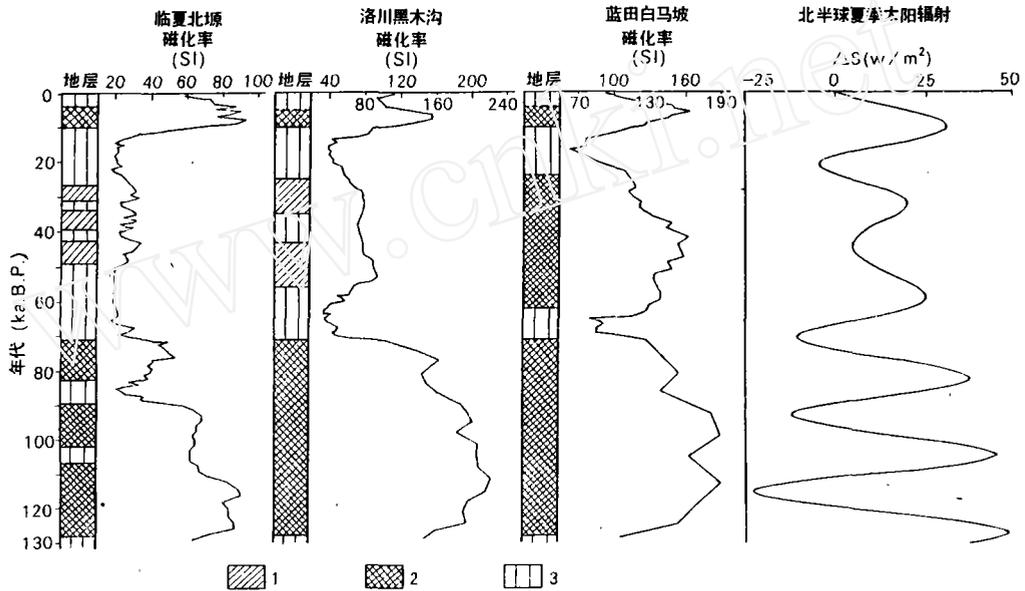


图 3 临夏、洛川、蓝田最近130ka 黄土磁化率曲线与北半球夏季太阳辐射曲线的对比

(1——弱发育古土壤,2——古土壤,3——黄土; ΔS 为平均的北半球夏季太阳辐射增量)

甘肃省东乡县巴谢(36°42'N, 103°24'E)黄土-古土壤序列的年代磁化率曲线、北京房山

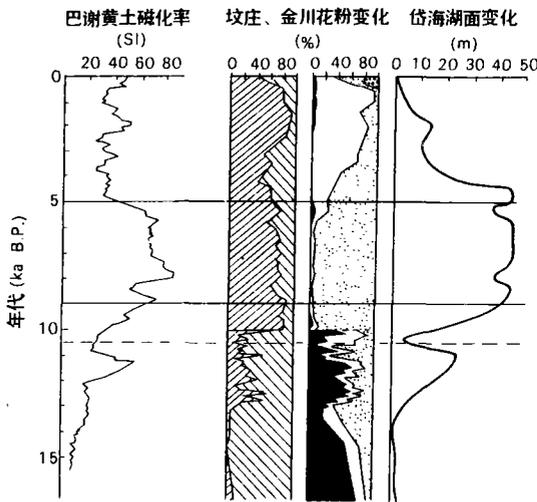


图 4 反映最近18ka 气候变化的地质-生物记录的对比

(1——乔木,2——灌木和草本,3——云杉和冷杉,

4——松,5——落叶阔叶林,6——桦)

(39°33'N, 115°50'E)河湖沉积物(16.5—10ka B.P.)^[24]和吉林金川(46°12'N, 126°29'E)泥炭(最近10ka)的花粉曲线以及内蒙古岱海湖水水位变化曲线(图 4),可大致反映末次冰期极盛期以来东亚季风变迁的历史。

在末次冰期极盛期,自 18ka B.P. 至 14ka B.P. 中国北方粉尘堆积速率较大,植被稀疏并以耐干旱的草本植物占绝对优势,内陆封闭湖泊以低湖面为特征,记录了这一时段降水量的大幅度减少,夏季风显著萎缩,冬季风环境效应突出。12ka B.P. 前后,黄土高原西部发育古土壤层,华北植被中木本成分显著增加,草原中镶嵌着稀疏的云杉、冷杉林地,湖水水位一度上升,指示了末次冰期晚期夏季风曾一度加强。在末次冰期向全新世转变时,约在 11ka B.P. 粉尘快速堆积,草本花粉比例再次增加,云杉、冷杉林消失,湖面急剧下降。这一快速干冷气候变化也许仅仅经历了数百年,它们所反映的是东亚夏季风再度短暂而快速退却的事件,似相当于欧洲的新仙女木事件的记录。9—5ka B.P. 黄土高原发育古土壤复合体,木本花

粉的比例显著增高,华北和东北南部生长落叶阔叶林,湖面上千到最高水位,是记录了降水较充沛、夏季风强盛的时段。约 5ka B.P. 以来的新冰期,呈现出夏季风衰退的总趋势。

四、变迁模式

最近 130ka 的古季风记录,揭示了东亚夏季风(来自海洋的偏南风)环境效应突出的气候期和冬季风(来自中、高纬大陆的偏北风)环境效应突出的气候期相互交替的变迁历史,或者是夏季风的盛衰史。所拟定的季风气候旋回及有关环境过程的概念模式(图 5)表明,间冰期和冰期中的间冰阶一般为夏季风增强及其环境效应突出的时段,植被中乔木成分增加,沙漠化衰退乃至消失,成壤作用加强,内陆封闭湖泊(东南季风区)水位上涨,海洋表层水冬季温度升高;冰期和间冰期中的冰阶一般表现为夏季风衰退和冬季风环境效应突出的时段,植被中草本成分增加,沙漠化增强,粉尘沉积加剧,湖面下降,海洋表层水冬季温度明显降低。

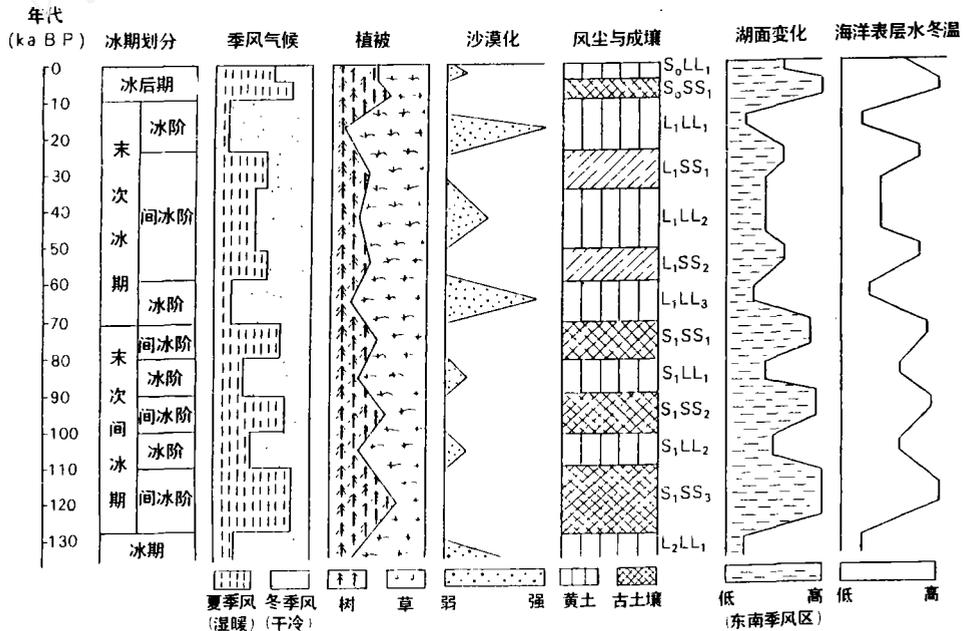


图 5 最近 130ka 中国中、东部季风气候旋回及有关环境过程的模式

在概念模式中,初步建立了最近 130ka 的环境地层系统,并对冰后期 S₀ 古土壤、末次冰期 L₁ 黄土、末次间冰期 S₁ 古土壤做了较详细的次级地层划分。

五、变迁机制初探

最近 130ka 黄土磁化率曲线记录的 4 个夏季风环流显著增强时段(125—110, 98—90, 80—75, 9—5 ka B.P.)表明,间冰期或间冰阶中北半球夏季增加的太阳辐射量及海陆热容量差异有利于产生更大的由海向陆的气压梯度,从而加强东亚夏季风环流。同时,黄土磁化率曲线所反映的 6 个夏季风增强的时段(图 3),恰是北半球夏季具有较大太阳辐射量的时段,并具有约 20ka 和约 40ka 的变化周期。这说明岁差(约 20ka 周期)和黄赤交角(约 40ka 周期)等地球轨道要素变化导致地球表面所接收的太阳辐射量的变化,在很大程度上控制了东亚夏季风的强弱和锋面的进退。在 9—5ka B.P. 我国进入夏季风强盛的全新世纪最佳期,在北半球,

平均的太阳辐射季节性旋回振幅的极大值出现在 9ka B. P., 说明增大的太阳辐射季节性差异使正常的季风环流增强, 导致东亚夏季风更加强盛, 但地质记录似显滞后。

在 18ka B. P. 太阳辐射季节性旋回的振幅趋于最小值^[10], 北半球大陆的冬季风环流似应减弱, 但由于高纬冰雪覆盖面积扩大及相应增强的冰期高纬大陆气团, 使我国大陆仍然盛行较今增强的冬季偏北风, 这也许是冰期中国大陆仍然有相当强盛的冬季风的原因。在夏季风明显萎缩而冬季风强盛期(冰期或冰阶), 冬季风环境效应突出的主要原因, 在相当程度上与夏季风明显萎缩密切相关, 使得季风区的年平均湿度降低, 导致了植被覆盖率大为减小和反照率显著增加, 其结果是加强和突出了干冷冬季风的环境效应。同样, 在夏季风强盛的间冰期或间冰阶, 则由于增强的夏季风带来的降水增加, 使全年地面湿度明显增大, 致使即使是与夏季风同样强盛的冬季风也难以产生突出的环境效应。此外, 冰期、间冰期气候变化所引起的海面变化致使我国中、东部陆地与海洋距离和沿海陆地面积大幅度变化, 使我国大陆接受夏季风影响的程度发生相应的变化。例如, 在 18ka B. P. 我国东部海岸带东移约 1000km, 同时夏季风源区加热点从南海和西太平洋集中到西太平洋, 这些都进一步削弱了已经萎缩的夏季风对我国大陆的影响。

在间冰期时, 青藏高原作为春夏季热源的作用加强, 高原热低压进一步增大了由海向陆的气压梯度, 有助于亚洲夏季风的增强。在冰期, 其热源作用明显减弱, 进一步加剧了亚洲夏季风的衰减过程。晚新生代以来, 青藏高原的隆升及其相应产生的热效应, 以及对中、低层西风环流的阻挡和分支作用, 在很大程度上控制了中国古季风环流的形成、发展与变迁。

对于本项工作, 刘东生、叶笃正、杨怀仁、陶诗言等教授给予指导; 孙殿卿、任美镠、施雅风、周明镇、朱显谟、张知非等教授给予鼓励; 孙建中、杨达源等同志给予热情的帮助; 刘荣谟、周明富、魏兰英、台益和、张景昭、祝一志、孙福庆、周卫健、肖举乐、张小曳、刘禹、周杰、等同志给予支持或参加部分工作; 撰稿过程中, 李雪松、阎远森、孙东怀等同志协助进行文字整理, 高万一同志清绘图件。在此一并致谢。

参 考 文 献

- [1] 涂长望、黄士松, 中国现代科学论著丛刊——气象学(1919—1949), 科学出版社, 1955, 533—546.
- [2] 竺可桢, 竺可桢文集, 科学出版社, 1979, 283—297.
- [3] 1979年青藏高原气象科学实验第二课题组, 环流与季风——青藏高原的影响, 科学出版社, 1988, 1—146.
- [4] 叶笃正、高由禧等, 青藏高原气象学, 科学出版社, 1979, 1—278.
- [5] 杨怀仁、徐馨, 第四纪冰川与第四纪地质论文集第二集, 地质出版社, 1985, 89—103.
- [6] 刘东生、王克鲁, 第四纪地质问题, 科学出版社, 1964, 65—76.
- [7] Li Jijun & Feng Zhaodong, *Earth Surface Process and Landforms*, 1988, 13: 125—135.
- [8] 安芷生等, 黄土·第四纪地质·全球变化, 第二集, 科学出版社, 1990, 1—26.
- [9] 安芷生等, 科学通报, 35(1990), 7: 529—532.
- [10] Kutzbach, J. E. & Street-Perrott, F. A., *Nature*, 317(1985), 130—134.
- [11] Prell, W. L. & Kutzbach, J. E., *J. Geophys. Res.*, 92(1987), 8411—9452.
- [12] COHMAP Members, *Science*, 241(1988), 1043—1052.
- [13] 童国榜等, 海洋地质与第四纪地质, 9(1990), 4: 86—96.
- [14] 朱永其等, 科学通报, 24(1979), 7: 317—320.

- [15] 徐家声, 中国科学, 1981, 5: 606—613.
- [16] 汪品先等, 地质学报, 64(1981), 1: 1—13.
- [17] 秦蕴珊等, 东海地质, 科学出版社, 1987, 23—28; 125—133.
- [18] 刘敏厚等, 中国第四纪研究, 第7卷, 第2期, 科学出版社, 1986, 61—68.
- [19] Moor, T. C. et al., *Marine Micropaleontology*, 1980, 5: 215—247.
- [20] Wang Luejiang & Wang Pinxian, *Paleoceanography*, 5(1990), 1: 77—90.
- [21] Huang Chiyue, in *Fourth International Congress on Pacific Neogene Stratigraphy* (Eds. Barron, J. A. et al.), Berkeley, California July 29—31, Abstract Volume, 1987, 44—45.
- [22] 汪品先等, 东海底质中的有孔虫和介形虫, 海洋出版社, 1988, 438.
- [23] Inbric J. D. et al., *Milankovich and Climate* (Eds. Berger, A. L. et al.), Part 1, 1984, 269—305.
- [24] 孔昭宸、杜乃秋, 植物学报, 32(1980), 230—238.