13 Erickson B R. Aspects of some anatomical structures of *Champsosaurus* (Reptilia: Eosuchia). Journal of Vertebrate Paleontology, 1985, 5: 11~127

14 Pooley A C, Gans C. The nile crocodile. Scientific American, 1976(4): 114~124

15 Roth Jan J, Carol R. The Parietal-Pineal Complex among Paleovertebrates Evidence for Temperature Regulation. In: Tomas R D, Olson E C, eds. A Cold Look at the Warm-Blooded Dinosaurs. Colorado: Westview Press, 1980. 189~231

(1998_11_26收稿, 1999-02-09收修改稿)

南亚古季风的演变: 西藏新的高分辨率古气候记录

唐领余 沈才明 Kam-biu Liu④ J T Overpeck(四)

(中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008; ④Louisiana State University, Baton Rouge, LA 70803 USA;
(四)NOAA Paleoclimatology Program, National Geophysical Datacenter, Boulder, CO. 80303 USA)

摘要 西藏几个小湖钻孔剖面高分辨率花粉分析结果显示, 研究区16 ka BP以前为荒漠草原, 气候寒冷干燥, 冬天气温比现今低7~10℃, 年降水量仅为现在的40%. 12 ka BP以后气温逐渐升高, 降水逐渐增加, 出现木本植物, 在9.2~6.3 ka BP期间, 有时发育森林或森林草甸. 在8~5 ka BP期间, 1月和7月气温均高于现在2~3℃, 年降水量比现在大200 mm左右. 5 ka BP以后为草原植被, 气温和降水呈非线性下降趋势.

关键词 南亚季风 花粉记录 古植被 古气候 西藏

1993年至1995年, 中美科学家沿成都-康定-巴塘-八宿, 波密-拉萨-那曲-嘉黎以及成都-兰州-格尔木-大柴旦3条路线进行野外考察和湖泊钻孔取样, 共采集现代表土花粉样品202件。在6个小型湖泊中打钻取样, 获得了18 ka以来连续湖相沉积岩芯, 累计25 m. 这是恢复青藏高原末次最大盛冰期以来的古植被、古气候的理想材料.

花粉分析采样间距为2.5~4 cm, 磁化率、有机质含量和Ca_2CO_3等取样间距为1 cm, AMS ^{14}C测年取样间距约为50 cm.

1 现代花粉谱及转换函数

实验室分析202件现代表土花粉的成分和含量, 绘出现代花粉谱, 经聚类分析并与现代植被进行类比获得5种植被类型(荒漠、草原、灌丛、灌丛草甸及森林)的花粉组合. 根据花粉采样点GPS定位和花粉百分含量绘出主要花粉种类(*Betula*, *Quercus*, *Pinus*, *Picea Artemisia*, Chenopodiaceae, Gramineae等)的花粉等值线图. 结合已收集到的青藏高原及邻近地区135个站(点)地面气象资料, 依据现代花粉谱中10种主要花粉类型含量, 经判别分析和多元回归得出花粉转换函数(另有专文讨论). 如:

1月份温度= -10.26+0.089冷杉+0.001云杉+0.054松+0.072栎+0.102桦
-0.037禾本科-0.003菊科-0.053蒿-0.135藜科+0.004莎草科,

7月份温度= 8.83-0.035冷杉+0.021云杉+0.040松+0.055栎+0.079桦
-0.022禾本科+0.042菊科-0.045.

2　花粉记录

共获得 6 个湖泊钻孔孢粉记录, 本文仅简要介绍墨竹工卡县海登湖 (29°48.77′ N, 92°22.37′ E, 海拔 4 980 m) 和八宿县的仁错 (30°43.97′ N, 96°40.97′ E, 海拔 4 450 m) 两个小湖高分辨率的孢粉分析研究的结果.

2.1　海登湖 14 ka 以来花粉记录

在该湖 HL 孔 7 个层位挑取植物残体作 AMS ^{14}C 测年 (表 1), 推算钻孔底部 (661 cm) 年代为 14 ka BP., 在 144 个层位取样作花粉分析, 结果如下 (图 1): 14~ 12.5 ka BP 期间 (661~ 595 cm) 蒿属花粉占优势, 浓度为 60×102~ 110×102 粒/ cm^3, 还有禾本科 20×102~ 50×102 粒/ cm^3, 应为草原植被. 12.5~ 9.2 ka BP 期间 (595~ 400 cm) 莎草科达最大值 (255×102 粒/ cm^3) 属草甸植被. 9.2~ 3 ka BP 期间 (400~ 115 cm) 出现木本植物桦和松. 9.2~ 7.2 ka BP 期间虽有桦出现, 以莎草科和蒿属为主, 仍为草甸植被; 7.2~ 5.3 ka BP 期间出现较多桦

表 1　HL1 孔 ^{14}C 测年数据

序号	深度/ cm	^{14}C 年代/ aBP	实验室编号
1	164~ 179	5 070±60	29983
2	303~ 313	7 140±70	29984
3	303~ 313	9 020±100	29985
4	318~ 333	7 810±60	29986
5	318~ 333	9 760±60	29987
6	525~ 535	11 360±120	29988
7	525~ 535	9 580±110	29989

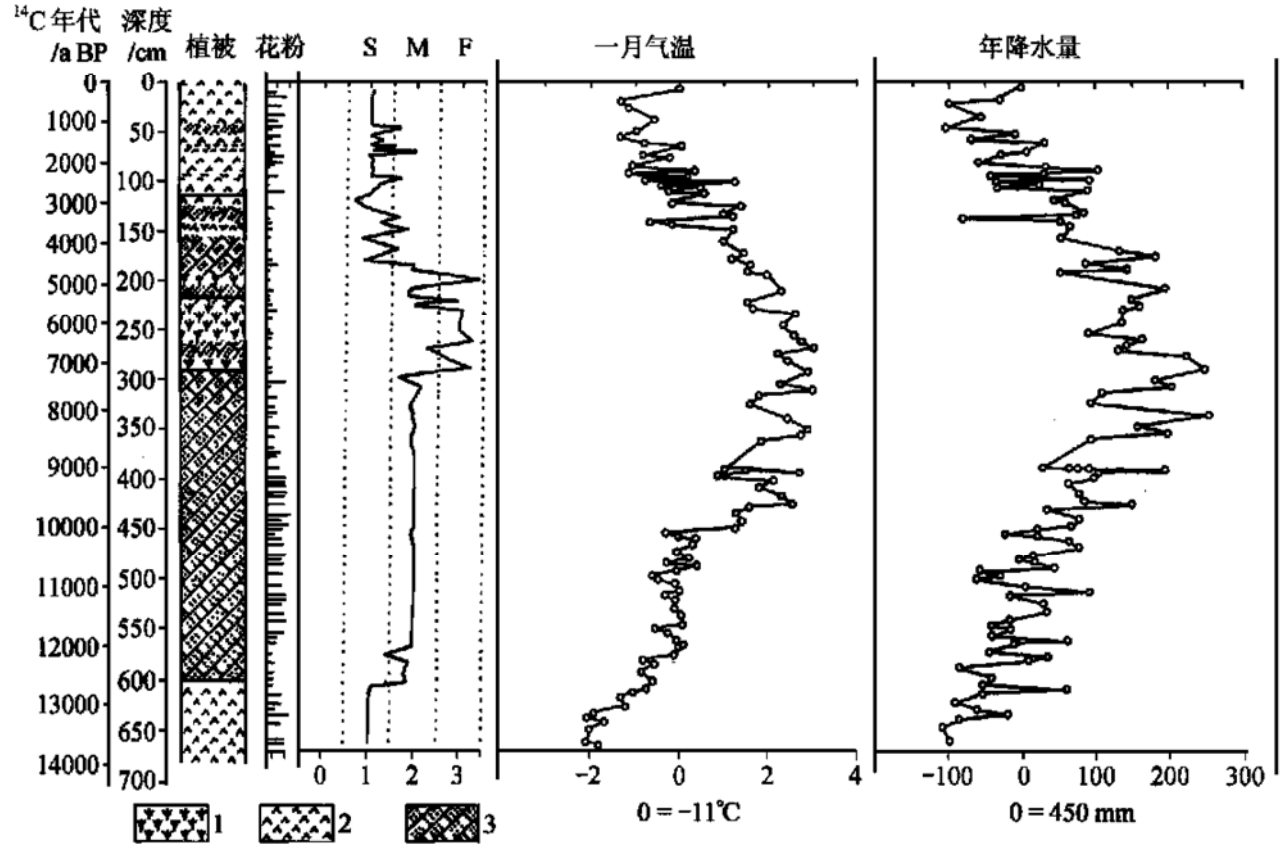


图 1　定量估算的海登湖 14 ka 以来古植被与古气候变化

1——森林, 2——草原, 3——草甸

(100×102 粒/cm^3) 和松 (85×102 粒/cm^3) 形成桦松混合林; 5.3~ 3 ka BP 期间 (210~ 115 cm) 莎草科和蒿属增多, 桦松均减少, 植被向草甸过渡. 3 ka BP 以后蒿属和禾本科增多, 反应植被由草甸演变为草原.

2.2　仁错 18 Ka 以来花粉记录

该湖 R1 孔底部 (430 cm) AMS ^{14}C 年龄为(18 250±1 030) a BP(表 2), 在 73 个层位花粉分析结果如下 (图 2): 16 ka BP 以前 (430~ 357 cm) 花粉组合以藜科和蒿属为主, 花粉浓度很低, 应为荒漠草原植被[1,2]; 16~ 12 ka BP 期间(357~ 305 cm) 以草本植物蒿属和藜科、禾本科和莎草科为主, 反映由荒漠草原向草原过渡; 12~ 4.8 ka BP期间(305~ 110 cm) 在上一阶段草本为主的基础, 出现桦属, 应为草原植被. 约在6.4kaBP(160cm左右) 出现短暂的森林草原;

表 2　R1 孔^{14}C 测年数据

序号	深度/cm	^{14}C 年代/a BP	实验室编号
1	2~ 3	2 090±60	17847
2	100~ 101	6 540±70	17496
3	200~ 201	9 570±90	17497
4	285~ 286	1 600±120	17498
5	325~ 326	17 320±620	17499
6	353~ 354	17 860±340	17850
7	390~ 391	18 250±1 030	17848

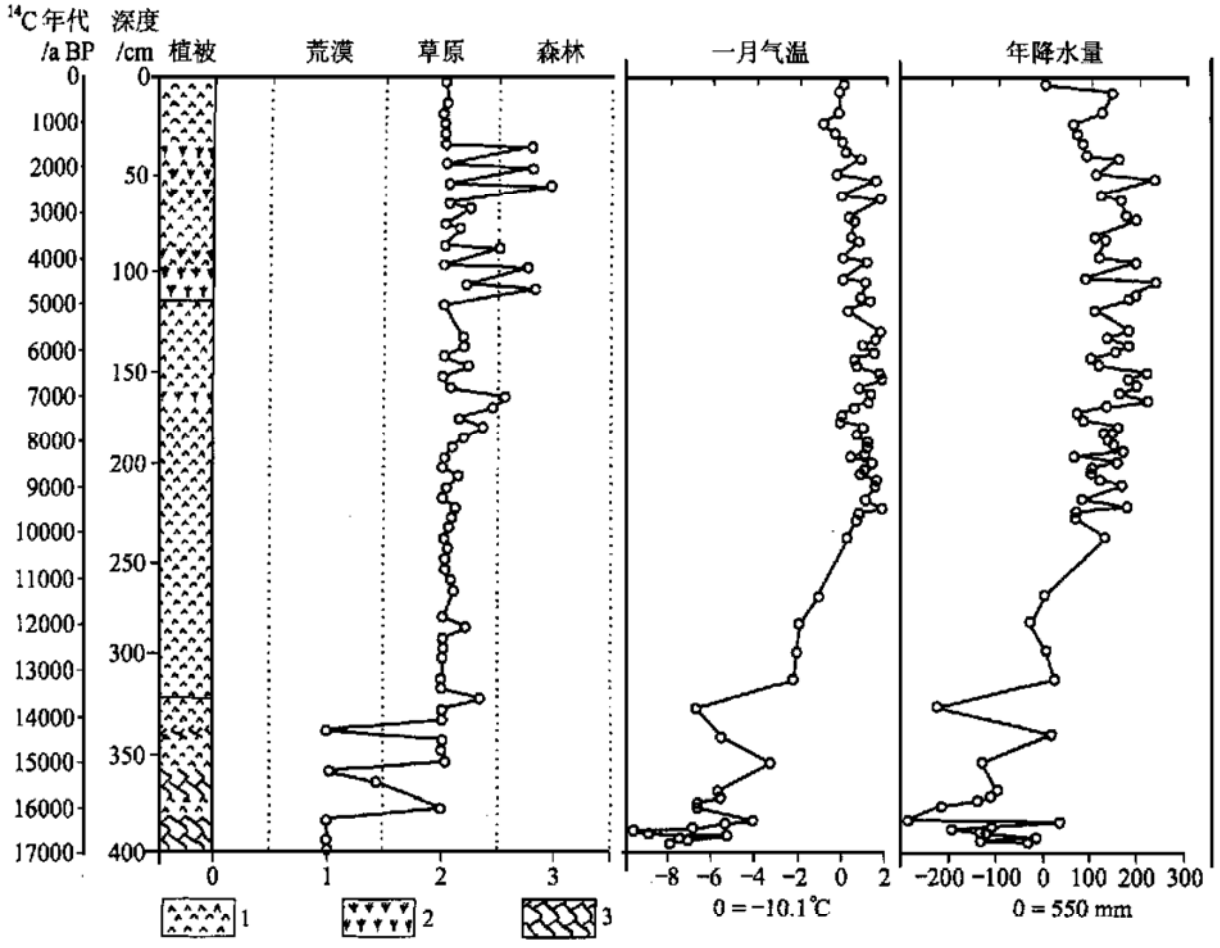


图 2　定量估算的仁错 18 ka 以来古植被与古气候变化

1——草原, 2——森林, 3——荒漠

4.8 ka BP 以后虽有云冷杉出现, 仍以蒿属为主, 应属草原植被, 仅在 4.8~ 4 ka BP 和 3.8~ 1.8 ka BP 期间桦属较多 (40%) 反映为森林草原或灌丛草原.

3 末次冰期最盛期以来气温及降水值的估算

根据研究区及邻近地区大量现代表土花粉及相应的现代气象资料推算 (另有专文讨论), 研究区末次冰期盛期在仁错 R1 孔 430~ 357 cm 层段 (16 ka BP 以前) 气候寒冷干燥. 1月份, 7月份和年均气温分别比现今低 7~ 10 ℃, 1 ℃及 4~ 6 ℃. 年降水量仅 250 mm, 是现今当地的 40%[2,3] (图 2). 全新世大暖期出现在 8~ 5 ka BP 期间, 当时 1 月、7 月气温高于现在 2~ 3 ℃, 年降水量比现在高 200 mm 左右, 5 ka BP 以后气温和降水均呈非线性逐渐下降 (图 1 和 2).

4 讨论

南亚季风的形成和发展除受海陆分布和晚新生代全球降温过程的影响外, 青藏高原的强烈隆升也起了重要作用. 夏季, 来自印度洋孟加拉湾的大量印度季风低压云团借助强劲的南支气流将暖湿的水汽沿布拉马普特拉河- 雅鲁藏布江河谷不断向高原东南部涌入, 并与西北方向来的冷锋云团汇合成涡状云系, 产生大量降水. 因此, 本区降水量和湿度的变化, 在很大程度上代表了南亚夏季风的强弱[4]. 上述花粉记录揭示的气温和年降水量的变化趋势实际上反映了青藏高原夏季风的变化规律. 即南亚夏季风在 10 ka BP 开始明显增强, 其鼎盛期先在高原东南部 (8 ka BP) 开始[5,6], 随后出现在高原西北部[7] 和东北部 (7 ka BP)[8,9], 6 ka BP 以后逐渐减弱至建立现代季风环境[8,9], 这种变化趋势与全球气候变化的模拟结果基本一致[10,11].

致谢 孙湘君教授惠阅文稿并提出修改意见, 施雅风院士、汤懋苍教授对该项研究给予热情指导, 特此致谢. 本工作为国家攀登计划、中科院重大项目 (KZ951- A1- 202) 和自然科学基金 (批准号: 49371068) 资助项目.

参 考 文 献

1 唐领余, 沈才明. 青藏高原全新世花粉记录. 微体古生物学报, 1996, 13(4): 407~ 422
2 唐领余, 沈才明, 廖淦标, 等. 西藏东南部晚更新世以来印度洋季风气候史. 中国学术期刊文摘(快报), 1996, 2(1): 104~ 105
3 唐领余, 沈才明, 孔昭宸, 等. 青藏高原东部末次冰期最盛期气候的花粉证据. 冰川冻土, 1998, 20(2): 133~ 140
4 沈才明, 唐领余. 青藏高原全新世古季风变化的花粉证据. 微体古生物学报, 1996, 13(4): 433~ 436
5 Jarvis D I. Pollen evidence of changing Holocene monsoon climate in Sichuan province, China. Quaternary Research, 1993, 39: 325~ 337
6 沈才明, 唐领余, 王苏民. 若尔盖地区 22000 年以来的植被与气候. 微体古生物学报, 1996, 13(4): 401~ 406
7 Campo E V, Francoise G. Pollen- and Diatom- inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co basin (western Tibet) since 13000 yr. B.P. Quaternary Research, 1993, 39: 300~ 313
8 孙湘君, 杜乃秋, 陈因硕, 等. 西藏色林错湖相沉积物的花粉分析. 植物学报, 1993, 35(12): 943~ 950
9 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 ——QH85-14C 孔孢粉数值分析. 海洋地质与第四纪地质, 1990, 19(30): 79~ 80
10 Kutzbach J E. Monsoon climate of the early Holocene: climate experiment with the earth's orbital parameters for 9000 years ago. Science, 1981, 214: 59~ 61
11 Kutzbach J E, Guetter S J. The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18000 years. Journal of Atmosphere Sciences, 1986, 43: 1726~ 1759

(1998-12-16 收稿, 1999-04-01 收修改稿)