

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^①

刘光琇 沈永平

(中国科学院兰州冰川冻土研究所, 兰州 730000)

张 平 中

(中国科学院兰州地质研究所气体地球化学国家重点实验室, 兰州 730000)

王 苏 民

(中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊沉积与环境开放研究实验室, 南京 210008)

摘 要 若尔盖 RH 孔孢粉记录反映的气候变化与深海氧同位素记录、黄土记录以及本孔有机碳含量、氢指数变化显示的气候变化趋势具有良好的相关性。在 826~150Ka. B. P. 间, 本区经历了两个较大的寒冷阶段, 即倒数第三次冰期(710~529Ka. B. P.)、倒数第二次冰期(298~128Ka. B. P.), 和一个大温暖阶段, 即大间冰期(480~298Ka. B. P.)。在这个三个大阶段中, 还夹有多次冷暖干湿波动, 它们反映了气候的不稳定性和本区对气候变化的敏感性。

关键词 若尔盖 800~150Ka. B. P. 孢粉记录 古气候

第一作者简介 刘光琇 男 31 助理研究员 植物学与冰川沉积学

孢粉记录在青藏高原气候变化研究中, 具有重要的作用, 但迄今为止, 长时间尺度的孢粉记录甚少。受国家自然科学基金重点项目 49131030 资助, 在青藏高原东北部若尔盖黑河牧场获得了 120. 4m(826Ka. B. P.) 的连续沉积, 本文通过孔深 120. 4~32m(约 826Ka~150Ka. B. P.) 样品的孢粉记录, 探讨此时间尺度内若尔盖地区的古气候变化历史。

1 基本概况

RH 孔位于 33°54. 27' N, 102°32. 70' E, 海拔高度 3396m。剖面西玛曲气象站资料, 现代年平均气温 2. 3℃, 年降水 612mm, 属于寒冷半湿润气候区。若尔盖地区植被以亚高山草甸为主, 沼泽草甸发达。钻孔处为矮嵩草~羊茅草甸。RH 孔深 120. 4m, 整个孔为连续的湖相沉积, 局部为冲积层。根据磁性地层、¹⁴C 测年及沉积速率推算, 孔底部年代约 826Ka. B. P. (陈发虎等, 1994)^②。钻孔的时间尺度是以湖相沉积物的沉积固结模型为基础(Kashiwaya, K. et al. 1988), 假设在某一时段的沉积速率为常数, 根据 4 个¹⁴C, 2 个 AMS 和 4 个古地

① 国家自然科学基金重点资助项目, 全文承蒙施雅风先生审阅, 并提宝贵意见, 特此致谢!

② 陈发虎等, 1994, 青藏高原若尔盖湖芯磁性地层(侧重漂移)研究。

磁事件年代资料,把不同深度的样品换算为时间尺度,做出随深度变化的时间尺度曲线(图1

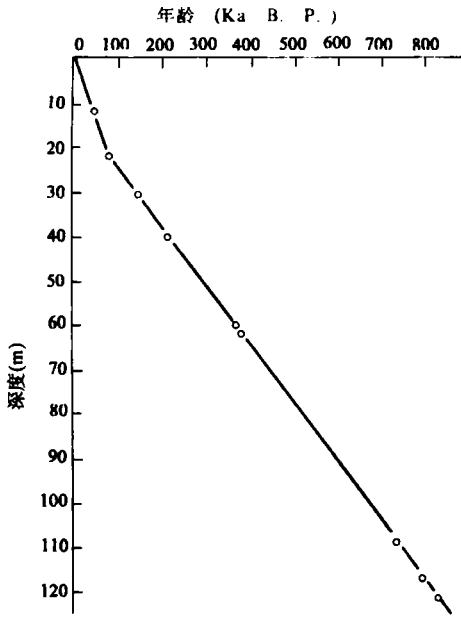


图1 随深度变化的时间尺度曲线

Fig1 The curve for time scale
corresponded with depth

)。孢粉样品根据岩性特征,以30~50cm不等间隔系统采取,在实验室用醋酸酐解离法处理,一般统计10张18×18mm玻片。

2 孢粉记录

整个钻孔的孢粉种类相对单调,数量相对较少,并且花粉较富集的阶段与贫乏的阶段频繁交替出现。全孔共鉴定出34种属隶属27科的孢粉。根据孢粉的种类及数量的变化,可将RH孔120.4m到32m划分为11个富含花粉的带和8个缺乏花粉的阶段,将它们分别命名为P₁, P₂……P₁₁和A₁, A₂……A₈(图2),并分别描述如下:

P₁:孔深120.4~119m,年代约826~813Ka. B. P. 褐黑色泥炭。花粉浓度为4×

10⁴粒/100g样品。花粉组成为冷杉(*Abies*, 40%)、云杉(*Picea*, 30%)、栎(*Quercus*, 5%)、豆科(*Leguminosae*, 5%)和蔷薇科(*Rosaceae*, 5%)等。约119m处,云冷杉花粉减少,铁杉(*Tsuga*)、栗(*Castanea*)少量出现。表现为针阔叶混交林~阔叶林的孢粉景观。

A₁:孔深119~118m,年代约813~805Ka. B. P.;沉积物为粉砂质泥,花粉缺乏。

P₂:孔深118~117m,年代约805~793Ka. B. P.;褐色富含有机质泥。花粉浓度6.0×10⁴粒/100g样品;花粉以云冷杉为主(占50%),伴生栎、豆科、蔷薇科的花粉。

A₂:孔深117~109m,年代约793~730Ka. B. P.;粉砂质泥,花粉缺乏。

P₃:孔深109~104m,年代约730~710Ka. B. P.;下部沉积为泥质粉砂,上部为褐色泥炭。花粉浓度为1.8×10⁴粒/100g样品。花粉主要组成为云杉(40%)、栎(10%)。此外有蔷薇科、蒿(*Artemisia*等)。铁杉花粉零星出现。

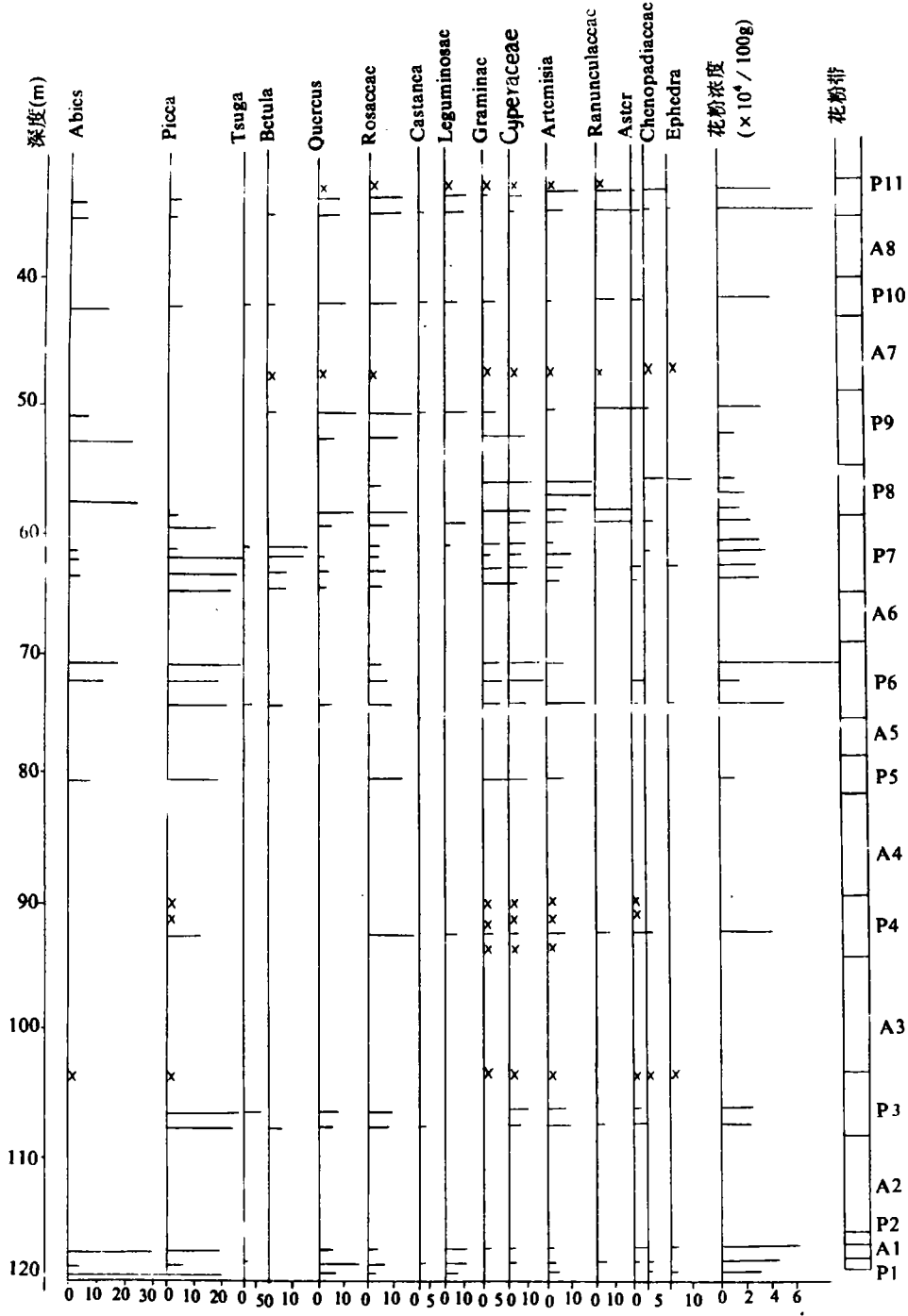
A₃:孔深104~95m,年代约710~650Ka. B. P.;粉砂~泥质粉砂,花粉缺乏。

P₄:孔深95~90m,年代约650~630Ka. B. P.;泥质粉砂沉积。花粉浓度4×10⁴粒/100g样品,花粉主要组成为云杉(15%)、蔷薇科(20%)及莎草科(*Cyperaceae*, 5%)、蒿(8%)。

A₄:孔深90~82m,年代为630~592Ka. B. P.;粉砂质泥,花粉缺乏。

P₅:孔深82~79m,年代约为592~505Ka. B. P.;下部由粉砂质泥突变为碳酸盐泥,顶部为青灰色粉泥。花粉浓度2×10⁴粒/100g样品。主要由云杉(20%)、蔷薇科(15%)、禾本科(*Gramineae*, 15%)及蒿、莎草科组成。

A₅:孔深79~76m,年代约505~480Ka. B. P.;泥质粉砂,花粉缺乏。



x 表示 $\leq 3\%$

图 2 RH 孔 826~150Ka. B. P. 的孢粉记录

Fig. 2 Pollen record from RH-core between 826~150Ka. B. P.

P₆: 孔深 76~70m, 年代约 480~450Ka. B. P., 碳酸盐泥沉积过渡到粉砂质泥, 花粉浓度高达 $6\sim 8\times 10^4$ 粒/100g 样品。在下部, 云冷杉花粉占 20%, 其余主要为蒿、蔷薇科及毛茛科 (Ranunculaceal) 等, 到上部云冷杉比例达 50% 左右, 禾本科和莎草科各占 10% 左右。

A₆: 孔深 70~66m, 年代约 450~410Ka. B. P., 泥质粉砂, 花粉缺乏。

P₇: 孔深 66~60m, 年代约 410~368Ka. B. P., 泥质粉砂~砂。花粉浓度 5×10^4 粒/100g 样品。花粉组成在底部以云杉(20%)、桦(10%)、蔷薇科(5%)和蒿(10%)为主, 此外, 有栎、禾本科、莎草科等。到顶部, 云杉花粉骤减, 主要以禾本科(20%)、莎草科(30%)为主。

P₈: 孔深 60~56m, 年代约 368~330Ka. B. P., 青灰色粉砂质泥, 花粉浓度 1.8×10^4 粒/100g 样品。底部以莎草科、蒿为主, 顶部以蒿(20%)、藜(29%)和麻黄 (*Ephedra*, 10%) 为主。

P₉: 孔深 56~50m, 年代约 330~298Ka. B. P., 粉砂质泥~粉砂。花粉浓度 2×10^4 粒/100g 样品, 花粉组成主要为冷杉(20%)、栎(10%)、蔷薇科(10%)及禾本科、莎草科、毛茛科等。

A₇: 孔深 50~44m, 年代约 298~250Ka. B. P., 泥质粉砂到粉砂, 花粉缺乏, 偶尔零星出现。

P₁₀: 孔深 44~41m, 年代约 250~234Ka. B. P., 泥质粉砂, 花粉浓度 4×10^4 粒/100g 样品。花粉组成主要为冷杉(20%)、栎(10%)、蔷薇科(10%), 此外有禾本科、毛茛科的花粉。

A₈: 孔深 41~36m, 年代约 234~212Ka. B. P., 泥质粉砂~砂, 花粉缺乏。

P₁₁: 孔深 36~32m, 年代约 212~150Ka. B. P., 泥质粉砂~砂。花粉浓度 5×10^4 粒/100g 样品, 花粉主要为栎(10%)、蔷薇科(10%)、豆科(8%)、蒿(10%)、毛茛科(10%)。云冷杉花粉比例很小(5%左右)。到本带上部, 花粉减少, 直至缺乏。

3 花粉记录的气候意义

由于本区位于青藏高原东北部, 冬季主要受南支西风环流控制, 不时还受北方寒流侵袭, 一般晴燥少雨多风, 而夏季主要受印度洋西南暖湿季风影响, 气候温凉, 降水较多。在第四纪历史中, 温度对植被演化的影响要比降水的影响大, 因为从孢粉分析的结果来看, 植被类型主要受温度的控制。当然, 一些特殊的植物种类也能一定程度地指示湿度的变化。在本钻孔的孢粉记录中, 频繁出现无花粉或花粉非常稀少的阶段, 这可能有下列几个方面的原因: 第一, 气候寒冷, 植被缺乏, 因而孢粉缺乏, 第二, 气候较冷, 植被较少, 由于冷期大气环流的影响, 使得孢粉被风吹走, 很难在本区保存下来; 第三, 沉积物来源或花粉源和水流大小的影响, 使得花粉在钻孔处难以沉积保存下来。总之, 这尚需更进一步研究。然而这些花粉缺乏的时段, 与本孔有机碳含量, $\delta^{13}\text{C}$ 值及氢指数值反应的气候寒冷阶段相一致(张平等, 1994), 并且它与深海氧同位素记录和黄土记录所反映的气候变化具有良好的相关性, 因此, 是否可以说, 无花粉或花粉少带总体上代表了一种寒冷的气候景观, 至少比有花粉的阶段气候状况差一些, 故而在本文讨论中, 将它们视之为寒冷而分析。根据上述孢粉组合的变化, 我们对本区植被演化及沉积岩性变化所反映的气候进行初步评估(与孢粉阶段相对应, 将气候变化分为 C₁, C₂……C₁₉)。

C₁: ca. 826~813Ka. B. P., 反映为温和湿润的气候条件, 生态环境较优越, 但到 ca.

813Ka. B. P. 附近,突然发生了一个气候剧变,气温增高,湿度降低,气候变为暖湿。这一阶段可与深海氧同位素(MIS)23 阶段相对应。

C₂:ca. 813~805Ka. B. P.,从前面较高温度的暖湿气候突然变为寒冷的气候,植被锐减或甚至到消失。可能为一个短暂的突发气候事件。

C₃:ca. 805~793Ka. B. P.,气候恢复,植被重新发育到 C₁ 时的状况,但其稳定性较差,气候表现为温和湿润。可与 MIS~21 相对应。

C₄:ca. 793~730Ka. B. P.,沉积物发生较大变化,花粉缺乏,反映植被退化,气候比较寒冷。

C₅:ca. 730~710Ka. B. P.,沉积物从粉砂逐渐过渡到泥炭,气温升高,但大量桦木的出现,反映相对干燥一些,即湿度不及 C₁ 和 C₃ 高,因此,表现为一种暖偏湿的气候条件。

C₆:ca. 710~650Ka. B. P.,气候和生态环境又出现恶化,沉积物也可能由于水文、气象及植被状态的变化而发生变化,气候比较寒冷。这一变化从 C₅ 的晚期就已经开始。可与 MIS~18 对应。

C₇:ca. 650~630Ka. B. P.,从沉积物来看,其水文状况有所改善,但强度不大,植被状况也不太良好,在早期和晚期主要为禾草,只是在中间盛期才见零星云杉,反映温偏湿的气候。相当于 MIS~17。

C₈:ca. 630~592Ka. B. P.,由于气候寒冷,植被退化,孢粉缺乏,但从沉积岩相分析,水文状况变化不大,因而可能为冷湿环境。它可与 MIS~16 相对应。

C₉:ca. 592~505Ka. B. P.,早期气候仍较冷湿,后沉积突变为碳酸盐泥,花粉出现,但种类较少,浓度较低,到后期沉积岩性又发生变化,孢粉反映为温和稍湿的气候。

C₁₀:ca. 505~480Ka. B. P.,花粉缺乏,从岩性变化来看,可能与早期一些冷湿阶段相似。相当于 MIS~14。

C₁₁:ca. 480~450Ka. B. P.,早期为碳酸盐泥沉积,云冷杉花粉相对较少,有桦等出现,其综合反映温和稍干的气候,而后期岩性变为粉砂质泥,云冷杉比例增加,桦与铁杉消失,反映温暖较湿润的气候环境。对应于 MIS~13。

C₁₂:ca. 450~410Ka. B. P.,花粉缺乏,但岩性没有变化,可能反映地表水文条件变化不大,是一种冷湿的气候。

C₁₃:ca. 410~368Ka. B. P.,根据花粉种类和沉积岩性变化,气候状况为温暖略干,但到后期,随湿度降低干燥度增大,云冷杉等对湿度较严的种类骤减,生态优势度增加,但多样性减少,可与 MIS~11 相对应。

C₁₄:ca. 368~330Ka. B. P.,孢粉记录反映早期为冷湿环境,到后期藜、麻黄的优势度增加,代表冷干气候。相当于 MIS~10。

C₁₅:ca. 330~298Ka. B. P.,早期气候恢复,植被演化较慢,花粉仍较缺乏,中期冷杉出现,表现为温暖较湿的环境,后期又转向干旱,反映为温暖偏干。相当于 MIS~9。

C₁₆:ca. 298~250Ka. B. P.,气候较为寒冷,孢粉缺乏,但在中间出现了零星的禾草类花粉,反映冷干的气候环境。可与 MIS~8 相对应。

C₁₇:ca. 250~234Ka. B. P.,云冷杉及栎的大量出现,并有茅栗相伴,反映温暖湿润的气候。相当于 MIS~7a。

C₁₈:ca. 234~212Ka. B. P.,气候转为寒冷,花粉缺乏,但岩性变化不大,但碳酸盐在中后

期增多,反映了冷湿向冷干的转变。相当于 MIS~7b。

C₁₉, ca. 212~150Ka. B. P., 在 212~160Ka. B. P. 间,花粉丰富,泥炭出现,但乔木种类较少,反映温暖偏干的气候。从 160Ka. B. P. 开始,花粉又急剧减少直至消失,气候转向冷湿至冷干状态。

从上述的气候演化史中可以看出,本区从 826Ka. B. P. 以来,冷暖变化频繁,并且幅度也很大,但以冷期气候占优势,湿度到后期逐步降低,这主要可能是由于青藏高原的不断抬升对水气的阻挡作用,使本区向干旱方向发展。高频率的气候波动,也反映了本区对气候变化的敏感性。同时,也表明本区的生态系统比较脆弱,在环境胁迫下,植物群落发生频繁的更替变化。

4 对比与讨论

目前,长时间尺度、高分辨率的气候和环境记录较少,尤其是在青藏高原地区。若尔盖 RH 孔的综合分析无疑对研究青藏高原的环境变化提供了一个很好资料。RH 孔孢粉记录的植被历史及其指示的气候变化诸阶段,其年代界限和变化特征与本孔中的 $\delta^{13}\text{C}$ 、TOC、HI 记录(张平等 1994)及深海中的 V28~239, DSDP552, 502, 504 等孔的氧同位素阶段(Williams et al, 1988)具有良好的相关性。

根据孢粉记录反映,从 826~150Ka. B. P. 间,本区经历了两个较大的寒冷阶段(大冰期)和一个大温暖阶段(大间冰期)。较早的大冰期相当于倒数第三次冰期,时代对应本孔气候阶段 C₆ 和 C₈, 发生年代约 710~529Ka. B. P., 中间夹有一个较温暖的间阶段 C₇(650~630Ka. B. P.), 而晚一些的大冰期相当于倒数第二次冰期,对应于本孔气候 C₁₆~C₁₈ 及 C₁₉ 后期到 128Ka. B. P., 年代约 298~128Ka. B. P. (刘光琇等, 1994)。中间夹有 250~234Ka. B. P. 和 212~160Ka. B. P. 两个间阶段。两次大冰期中间夹的大间冰期相当于 C₁₁~C₁₅(480~298Ka. B. P.), 在这个温暖阶段中间夹有 C₁₂ 和 C₁₄ 二个冷阶段,年代分别为 450~410, 368~330Ka. B. P.。在这些大的冷暖变化期,在地表都表现出强烈的地貌和沉积岩性变化。

关于倒数第三次冰期,李吉均等(1991)认为在青藏高原(即聂聂雄拉冰期)发生于氧同位素 16 阶段,而徐钦琦(1993)认为,它还应当包括 14 阶段,并寻找天文气候理论来支持其观点,但从我们的孢粉记录来看,却是 MIS~18 和 16 阶段,与本孔的 TOC、HI 记录相一致(张平等, 1994)。本次冰期在青藏高原可能是规模最大的冰川作用,当时青藏高原寒冷而且较湿,高原高度也不太高(李吉均等, 1979),青藏高原大部分地区发育了大规模的冰川(李吉均等, 1986)。与若尔盖相邻的临夏达里加山发育了黑沟冰期,形成山麓冰川,冰舌伸向山麓盆地及黄土地区(Shen Yongping et al, 1989);在西藏喜马拉雅山南坡的聂拉木河谷发育大型树枝冰川并形成 200m 厚的高冰碛平台(Zheng Benxing, 1988, 沈永平等, 1989)。这次冰期在高原内陆地区,由于年代较老及后期破坏,从冰碛形态上很难分出两个阶段,但在黄土记录中却有明显标记,对应于 L₇ 和 L₆, 中间的暖阶段对应于 S₆(Liu, 1986, Kukla, 1987)。此次冰期,在美国大陆对应于 73.8~61 万年间的山地冰川和冰盖向前推进期(冯兆东等, 1990);在欧洲相当于 Elster 冰期及更早一次冰期,并且代表寒冷气候的西伯利亚动物群首次到达西欧(徐钦琦, 1992)。这次冰期气候的变冷开始可能与黄土记录中发现的天文事件有

关(吴锡浩等,1991)。此次冰期,由于气候环境恶劣,使北京人及陈家富人生活于山洞(黄培华等,1991)。

青藏高原大间冰期(480~298Ka. B. P.),相当于 MIS~13 至 9 阶段。从孢粉记录来看,高原东部若尔盖地区以温暖稍干的气候为主,其间的较冷期为冷干气候,这可能与高原的抬升有关。这次大暖期在高原上称之为加布拉间冰期,并形成许多红色风化壳(郑本兴等,1976);在聂拉木高冰碛平台上发育了红壤土,根据孢粉推断,当时为处于常绿阔叶林和热带季雨林之间的环境(沈永平等,1989)。临夏达里加山麓的冰碛发生了强烈的呈红色的风化。这次大间冰期可与黄土剖面的 S₅ 和 S₄ 古土壤层对比,其间夹有 L₅ 黄土层(Kukla, 1987),但徐钦奇(1993)认为,这个大间冰期还应包括氧同位素 7 阶段,即 13~7 阶段,这与我们 13~9 阶段有异。

本区倒数第二次冰期(298~128Ka. B. P.)可分为两个阶段,相当于氧同位素 8 和 6 阶段,其气候特征以寒冷干燥为主要特征,但其内还有几次冷暖和干湿波动,一般在冷期早期气候湿润后期转向干燥。中间的暖阶段位于 250~234Ka. B. P. 和 212~160Ka. B. P. 间,分别与 RH 孔中由 TOC 和 HI 划分的 7c 和 7a 亚阶段相对应(张平中等,1994)。青藏高原的倒数第二次冰期称之为古乡冰期(珠穆朗玛第一阶段)(郑本兴等,1990,1986)。这次冰川范围也是很大的,仅比倒数第三次冰期稍小些,在黄河源区形成冰盖(周尚哲等,1994)。在达里加山地区,本期冰川作用分为两个冰期,大坪冰期(冰帽~溢出冰川)和达里加垭口冰期(冰帽冰川),分别对应于深海氧同位素 8 阶段和 6 阶段(Shen Yongping et al, 1989)。对应黄土地区,相当于 L₂ 和 L₃,中间阶段相当 S₂ 古壤,在临夏盆地形成第三级阶地(Shen Yongping et al, 1989)。此段时间内,西昆仑山发育了布拉克巴什冰期(郑本兴等,1990)。在美国大陆相当于 272~179Ka. B. P. 间的冰期(冯兆东,1990),北欧相当于 Warthe 冰期(Kukla, 1977)。在高原内部,由于地貌形态和破坏,这次冰期难以分出两个阶段,在高原边缘地区如达里加山,若尔盖可分出两个阶段。此外,由于冰期的来临,生态环境恶化,我国南方的一些古人类原在平原区活动,也转向洞穴生存来保持其发展。安徽和县猿人从动植物群落表现为凉爽气候(黄万波等,1982, 1985),其年代为 29.8±4.9 万年(黄培华,1994)^①。

致谢:郑本兴、李世杰、王云飞、薛滨、夏威岚、王绍令及 Kery Kelts 参加了野外取样工作,特此致谢!

收修改稿日期:1994-02-23

参 考 文 献

- [1] 冯兆东,1990,美国陆地第四纪研究近年来的主要成果与问题,冰川冻土,12(3):251~258。
- [2] 刘光 琇、沈永平、王苏民,1994,若尔盖 RH 孔 150Ka 以来的植被历史及其气候记录,见:青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994),科学出版社,北京:199~208。
- [3] 李吉均等,1979,青藏高原隆起的时代、幅度及形式探讨,中国科学,6:608~616。
- [4] 李吉均、郑本兴等,1986,西藏冰川,科学出版社,北京,251~276。
- [5] 李吉均等,1991,青藏高原第四纪冰川遗迹分布图(说明书),科学出版社,北京,4~5。

^① 黄培华,1994,中国科大最新证实,安徽和县猿人距今约 30 万年,中国科学报,3 月 25 日,第 1 版。

- [6] 吴锡浩等,1991,陕西蓝田黄土地层中的两次天文学地质事件记录,科学通报,36(23):1799~1802。
- [7] 沈水平等,1989,西藏聂拉木冰碛平台古土壤的发生学及环境的初步研究,冰川冻土,11(3):269~278。
- [8] 张平等,1994,青藏高原东部若尔盖盆地 RH 孔沉积有机质的 $\delta^{13}\text{C}$ 值和氢指数(HI)记录及其环境意义,见:青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文集(1994),科学出版社,北京:209~217。
- [9] 郑本兴等,1976,珠穆朗玛峰地区第四纪冰期探讨,见:珠穆朗玛峰地区科学考察报告(1966~1968)(第四纪地质),科学出版社,北京,29~60。
- [10] 郑本兴等,1990,青藏高原第四纪冰期年代研究的新进展,科学通报,35(7):533~537。
- [11] 周尚哲等,1994,黄河源区更新世冰盖的初步研究,地理学报,49(1):64~72。
- [12] 徐钦奇,1992,中更新世以来兽类地理分布的变化及其天文气候学的解释,古脊椎动物学报,30(3):233~241。
- [13] 徐钦奇,1993,青藏高原更新世冰期的天文学气候依据,冰川冻土,15(3):435~441。
- [14] 黄万波等,1982,安徽和县猿人化石及有关问题的初步研究,古脊椎动物与古人类,20(3):248~255。
- [15] 黄万波,1985,我国东部洞穴与猿人生息相关的一些问题,见:喀斯特地貌与洞穴,科学出版社,北京,109~112。
- [16] 黄培华等,1991,北京猿人第一个头盖骨及其遗址堆积层的电子自旋共振测年研究,科学通报,36(2):133~136。
- [17] Kashiwaya, K, Yamamoto, A and Fukuyana, K, 1988. Statistical analysis of grain size distribution in Pleistocene Sediments from Lake Biwa, Japan. Quaternary Research. 30: 12~18.
- [18] Kukla, G. 1977, Pleistocene land-sea correlation I; Europe. Earth-Science Reviews, 13(4): 307~374.
- [19] Kukla, G. 1987, Loess stratigraphy in Central China. Quaternary Science Reviews. 6: 191~219.
- [20] Liu Tongsheng, et al, 1986, Stratigraphy and Palaeoenvironmental Changes in the loess of Central China. Quaternary Science Reviews. 5: 135~160.
- [21] Shen Yongping, et al, 1989, Correlation of the ice age and loess deposit sequence in the region of the Mt. Dalijia, Gansu, China. Journal of Lanzhou University. Special issue on international workshop on loess geomorphological processes and hazards. 109~119.
- [22] Williams. D. F. et al, 1988, Chronology of the Pleistocene Oxygen isotope record; 0~1.88My. B. P., Palaeogeogr. Palaeoclimato. Palaeoecol. 64: 221~240.
- [23] Zheng Benxing, 1988. Quaternary glaciation of Mt. Qumolangma—Xixabangma region. Geo Journal, 17(4): 525~543.

**Pollen Record and Its Palaeoclimatic Significance
Between 800—150Ka. B. P. from RH-core in Zoige
Basin in Qinghai-Xizang(Tibet) Plateau**

Liu Guangxiu, Shen Yongping

(Lanzhou Institute of Glaciology and Geoeryology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Zhang Pingzhong

(State Key Laboratory of Gas Geochemistry, Lanzhou Institute of
Geology, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

Wang Suming

(Laboratory of Lae Sediment and Environment, Nanjing Institute of Geography
and Lakes, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 21008)

Abstrat

The climate change between 800~150Ka B. P. reflected by pollen record from RH—core in Zoige Basin, located in the northeastern part of Qinghai—Xizang (Tibet) Plateau, is in close relationship with that showed by oxygen isotope record of deep sea, loess records in central China, and organic carbon content and hydrogen index records in this core. According to the concentration, amounts and types of pollen and spores, the pollen assemblage of RH—core can be divided into 19 zones, which indicates the unstability of climate and shows the sensitivity to climatic changes in the region.

According to the pollen record, there were two bigger colder stages (glaciation) and one warmer stage (interglaciation) between 800~150Ka. B. P. in this region. Earlier glaciation, i. e. , the third glaciation from the last took place about 710~529Ka B. P. corresponding to MIS—18 to 16, later one(i. e. the Penultimate glaciation) occured about 298~128Ka B. P. , corresponding to MIS—8 to 6. During the glaciations, the pollen concentration was very lower, there are fewer *Artemisia* presented. A big warmer stage (big interglaction) took place about 480~298Ka B. P. , and the contents of pollen were mainly *Abies*, *Picea*, *Betula*, *Craminene* Cyperaceae and *Artemisia*, which reflects warm and little dry climate. In these stages, there were geomorphological and lithological changes stongly on the earth surface.

The pollen record RH—core shows that the climatic changes since 800Ka B. P. are frequent in Zoige Basin, and the ranges are bigger, but in general, the cold are dominated. Meanwhile, the frequent fluctuation of pollen assemblage reflects that the ecosystem of the region is weaker, when suffering from environmental forcing it will be changed soon.