黄土高原西部全新世中期湿润气候的证据

安成邦① 冯兆东① 唐领余②

(①兰州大学西部环境教育部重点试验室, 兰州 730000; ②中国科学院南京地质古生物研究所, 南京 210008. E-mail: cban@lzu.edu.cn)

摘要 野外调查表明, 沼泽-湿地相地层在黄土高原西部广泛分布. 地层分布的连续广泛性说明这是大范围湿润气候条件下的产物. 测年结果显示黄土高原西部的沼泽-湿地相地层形成时代是一致的, 为 9~3.8 kaBP. 该地层有机质含量很高, 水生-湿生类型的蜗牛在该地层中大量出现, 指示气候湿润. 粒度记录表明 9~3.8 kaBP 冬季风减弱. 孢粉记录表明, 从 9 kaBP 开始, 黄土高原西部河谷区植被逐步繁茂, 孢粉组合中乔、灌木成分的含量最高可达 80%以上, 气候湿润程度增加. 5.9 kaBP 以后气候湿润程度逐渐降低, 3.8 kaBP 夏季风强烈衰退, 气候总体趋向干旱.

关键词 黄土高原西部 全新世中期 湿润气候

全新世是人类社会迅速发展的时期, 研究全新世气候变化是预测未来人类生存环境演变的主要依据之一, 因而备受学术界的重视. Bond 等人[1]的研究表明, 全新世气候的波动周期和末次冰期的波动周期大致相同. 但全新世和末次冰期的气候变化发生的背景完全不同——全新世不存在北半球的大冰盖. 研究表明, 在全新世早期向全新世中期的过渡时期, 气候系统重新整合[2], 全新世中期 7~5 kaBP 全球气候发生了深刻的变化[3]. 例如, 全新世中期安第斯山地区变干[4]; 澳大利亚季风减弱、温度下降[5,6]; 北大西洋喜暖有孔虫丰度显著增加[1]; 欧洲中部为高温期[7];中、东亚地区为暖湿期[8,9]. 要理解全新世中期的气候变化, 比理解冰期的气候变化更困难. 因为全新世的气候变化的信号比冰期时小, “噪声”相对高, 全新世的气候变化比末次冰期时更为复杂[10]. 这种复杂性体现在空间分异上[3], 即使全球全新世气候变化的主控因子相同, 地球各子系统之间的相互作用也会使气候变化信号发生变异, 而信号的变异是地理位置的函数. 所以, 要理解全新世全球气候变化的时空规律, 我们必须首先在不同的地区获取可靠的高分辨率的气候记录[3,11].

施雅风等人[12], 在 20 世纪 90 年代初广泛综合了中国全新世研究的资料, 提出 8.5~3 kaBP 为中国全新世大暖期. 安芷生等人[13,14]和吴锡浩等人[15]指出, 在我国季风影响的干旱半干旱、半湿润地区, 湿度比温度对环境的影响更为重要而明显. 他们认为, 华北和西北受季风影响的干旱半干旱区的全新世有效降水峰值出现在 9 kaBP, 之后夏季风强度减弱, 气候趋向干旱. 但近年来的研究显示, 受季风影响的干旱半干旱区的地质记录与上述两种时间界限都有较大出入[16~22]. 这使得我们对全新世中期的气候变化的认识更加不确定, 急需更多的不同地区的资料.

黄土高原西部位于季风区的边缘区, 生态环境的脆弱性和敏感性, 使它成为研究全新世中期气候变化的理想地区. 对黄土高原西部全新世中期的气候变化, 虽然有研究者进行了研究, 但总的来说资料较少, 已经发表的全新世孢粉资料更少[23~34]. 这些资料中的年代多建立于有机质全样测年, 但依据有机质全样测定的年代在不同剖面差异较大[30]. 即使在同一剖面, 全样有机质测年的误差可达数百年[35], 这使得黄土高原西部全新世中期气候的重建难以确立准确的时间标尺.

研究者近年来在黄土高原西部的研究中发现, 在河流谷地中普遍存在沼泽-湿地相地层. 通过对该地层的研究, 揭示出 9~3.8 kaBP 黄土高原西部普遍湿润的气候特征. 本文的地质记录为深入研究黄土高原全新世中期气候环境变化提供了可能.

1 研究区域及研究方法

研究区(图 1)位于六盘山以西、西秦岭以北的黄土高原西部, 年均温 6 ~ 10℃, 年降水量 300 ~ 500 mm, 干燥度 1.5~2.5, 海拔 1400~2200 m. 地貌类型以黄土梁峁为主, 沟壑密布, 但一般相对高差不大. 黄河及其大小支流在河谷中普遍形成多级阶地. 在现代气候条件下, 研究区既无湖泊, 也无沼泽湿地. 但在河流谷地中普遍存在全新世沼泽-湿地相地层. 为了研究该地层形成时的气候条件, 在广泛野外调查的基础上, 重点研究了苏家湾和大地湾剖面.

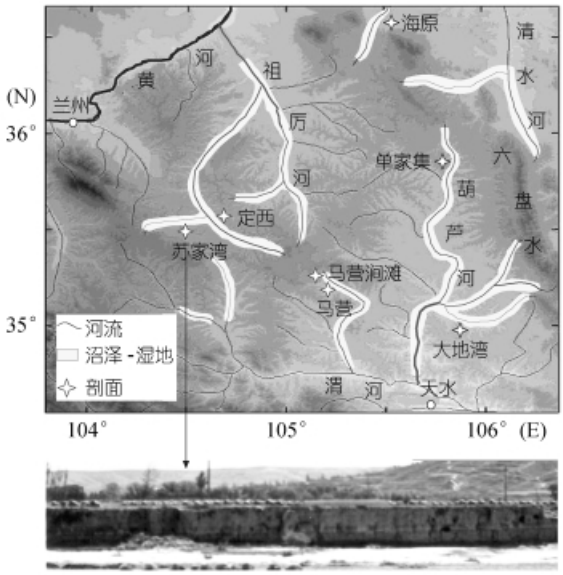

图 1 研究区域和剖面位置

图下部的照片为苏家湾剖面沼泽-湿地相地层, 是研究区主河谷的典型代表

苏家湾剖面(104° 31′22″E, 35° 32′20″N)海拔 1700 m, 位于甘肃省定西县. 定西县属于温带半干旱气候, 年均温 6.2℃, 年降水量 425 mm. 剖面厚 4.5 m, 在野外按 5 cm 的间隔采样(表层 50 cm 按 10 cm 采样), 共取样 85 块. 大地湾剖面(35° 00′47.3″N, 105° 54′53.3″E) 海拔 1400 m, 位于甘肃省秦安县. 秦安县年均温 8~9℃, 年降水量 450~500 mm. 剖面厚 5 m, 在野外以 2 cm 间距采样 250 个. 样品分析在试验室完成, 两个剖面按各自的采样间隔分析了有机质含量、粒度、孢粉和蜗牛.

^{14}C 年龄用加速器(AMS)方法测定, 测年物质见表 1. 有机质含量用化学滴定法获得, 粒度分析利用 MasterSizer 2000 激光粒度分析仪完成. 孢粉分析先用常规酸碱处理, 再用 HF 分析方法完成, 在分析过程中加入了定量的 *Lycopodium* 以计算孢粉浓度. 有机质和粒度分析在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成, 孢粉分析和蜗牛鉴定在中国科学院南京地质古生物研究所完成. 年代测定在美国 Beta Analytic Inc 和 NSF AMS Facility 完成. 对 ^{14}C 年代, 为了和国内大量的研究结果比较, 未做树轮校正. 测年样品之间的年代用线性内插获得, 用线性内插获得的年代, 仍有一定的不确定性.

2 黄土高原西部 9~3.8 kaBP 的湿润气候的证据

2.1 地层及年代证据

对黄土高原西部的沼泽-湿地相地层, 冯兆东在 1984~1985 年的野外考察中就已经在祖厉河流域注意到了, 并在该地层的中部采集了两个年代样, 经兰州大学 ^{14}C 实验室测定, 获得的年代是 5260 和 5960 aBP (全样常规测年). 我们在近年来的野外考察中, 发现该地层在黄土高原西部分布广泛. 在祖厉河、葫芦河的主河谷及其主要支流的一级阶地上, 该地层连续水平分布, 在野外的标志非常明显. 在渭河上游的支流和清水河上游的一级阶地上该地层也连续水平分布. 已经考察过的沼泽-湿地相地层的分布表现在图 1 中. 在野外调查中发现, 所有的沼泽-湿地相地层可分为两种类型: 第 1 种为单纯的沼泽-湿地相沉积, 以苏家湾剖面为代表, 出现在河流的主河谷中. 剖面上部为黄土-土壤, 剖面中部为沼泽-湿地相地层(图 1), 该地层中有大量的淡水类蜗牛壳, 蜗牛壳的总体积可占地层体积的 25%. 在该地层中可观察到

表 1 黄土高原西部沼泽-湿地相沉积的 AMS ^{14}C 年代

剖面	深度/cm	样品编号	实验室编号	测年物质	^{14}C 年代/aBP
苏家湾	305	DXSJW305	AA44885	炭屑	3805 ± 45
苏家湾	355	DXSJW355	AA44886T	炭屑	5881 ± 59
苏家湾	410	DXSJW410	AA44886	炭屑	8885 ± 55
定西	318	DX 1	AA43770	有机质	4679 ± 88
定西	370	DX 2	AA43771	有机质	5996 ± 64
马营涧滩	顶部	MYJT450	AA44877	炭屑	4040 ± 150
马营	中部	MY3	AA43774	有机质	6513 ± 55
单家集	中部	SJJ1	AA43769	有机质	6443 ± 72
海原	近底部	HY[a)]	Beta-171832	有机质	9160 ± 50
大地湾	170	DDW0170	AA44889	炭屑	4955 ± 44
大地湾	190	DDW0190	AA44887	炭屑	5441 ± 51
大地湾	356	DDW8	AA43798	炭屑	7539 ± 49

a) 样品 HY 由 Beta Analytic Inc 测定, 其余样品由亚利桑那大学 NSF AMS Facility 测定

粉末状 $CaCO_3$ 和尚未完全分解的植物残体, 下伏地层为淤积黄土. 第 2 种为沼泽-湿地-冲积物地层, 以大地湾剖面为代表, 出现在河流的小支流的河谷中. 这种地层的厚度远比第 1 种大. 在大地湾剖面, 下伏地层为冲积黄土, 其上为沼泽-湿地相沉积(350 ~ 404 cm); 再上为湿地-冲积物复合沉积(160~350 cm), 沼泽-湿地沉积和冲积物呈互层出现; 然后为成壤作用改造过的沼泽-湿地相沉积(120~160 cm), 剖面上部为风成黄土(120~0 cm). 为探讨该地层形成时期的气候条件, 我们研究了 10 个剖面, 选取其中的 7 个剖面(位置见图 1)进行了年代和代用指标研究, 7 个剖面的地层如图 2 所示. 在所有剖面中部是沼泽-湿地相地层, 其下伏地层多为水作用改造过的黄土, 只有在单家集剖面下伏地层为沙层, 其上覆地层为黄土和古土壤. 苏家湾剖面、马营涧滩剖面和大地湾剖面测年的物质为炭屑, 炭屑 ^{14}C 年龄一般能够很好地代表沉积物的沉积年龄. 这 3 个剖面的炭屑 AMS ^{14}C 年龄显示沼泽-湿地相地层的发育年代为 9~3.8 kaBP (见表 1 和图 2) . 定西剖面、马营剖面、单家集剖面和海原剖面的测年物质为有机质, 但有机质中的腐殖酸在地层中可上、下迁移, 蠕虫和啮齿类动物对地层的扰动, 以及地层中微生物对有机质的再作用, 使 ^{14}C 测年的精度降低[36]. 充分考虑有机质测年的误差, 这几个剖面的测年结果基本上和炭屑确定的地层年代吻合(见表 1 和图 2) , 表明研究区沼泽-湿地相地层的发育年代是一致的, 形成于 9~3.8 kaBP.

地层分布的连续广泛性和年代的一致性, 说明该地层是大范围的湿润气候条件的产物, 绝非局地积水或牛轭湖沉积. 为了进一步研究该地层形成时期的气候条件, 对苏家湾剖面和大地湾剖面进行了重点研究.

2.2 苏家湾代用指标证据

苏家湾剖面代用指标的测量结果见图 3. 测年样品之间的年代用线性内插获得, 全新世中期每样的理论分辨率为 200~300 年. 在干旱半干旱区, 生物量和植被覆盖度的大小主要受控于水分, 有机质含量反映区域生物量和植被覆盖度的大小, 所以, 可把它作为湿度的定性替代指标[37]. 在苏家湾剖面, 有机质含量的峰值对应于沼泽-湿地相层, 3.8kaBP 以后有机质含量显著降低, 虽然在 3 个土壤层有机质含量出现了峰值, 仍然大大低于沼泽-湿地相层的有机质含量.

粒度组成中的粗颗粒成分, 在黄土研究中已广泛用作冬季风的指标[38]. 但风成黄土只出现在两个剖面的上部, 而在沼泽-湿地相沉积中, 粒度除了和冬季风有关, 还和水动力条件有关, 类似湖泊中粒度的指示意义[39,40]. 在沼泽-湿地-冲积沉积中, 粒度反映的不仅是坡面风成黄土中的粒度组成, 而且反映坡面流水侵蚀的强弱. 当坡面植被差, 侵蚀强时, 冲积物中粗粒的组分较多; 当坡面植被覆盖度大, 侵蚀弱时, 冲积物中细粒组分的含量增加. 苏家湾剖面上, 粒度组成中>63 μm 组分的含量从全新世初的大于 15%, 迅速降低到 9~3.8 kaBP 的低于 5%, 3.8 kaBP 以后又恢复到大于 5%, 之后又形成了一个宽浅的谷, 在剖面上部又迅速增加, 达到 15%左右. 粒度组分中的超细粒部分(<2 μm)可能来自于母质, 亦可能在成壤过程中形成[41]. 在苏家湾剖面, <2 μm 的组分在全新世初约为 5%, 至 9 kaBP 达到 10%左右, 在 9~ 3.8 kaBP 达到峰值, 最高超过 15%. 3.8 kaBP 以后迅速降

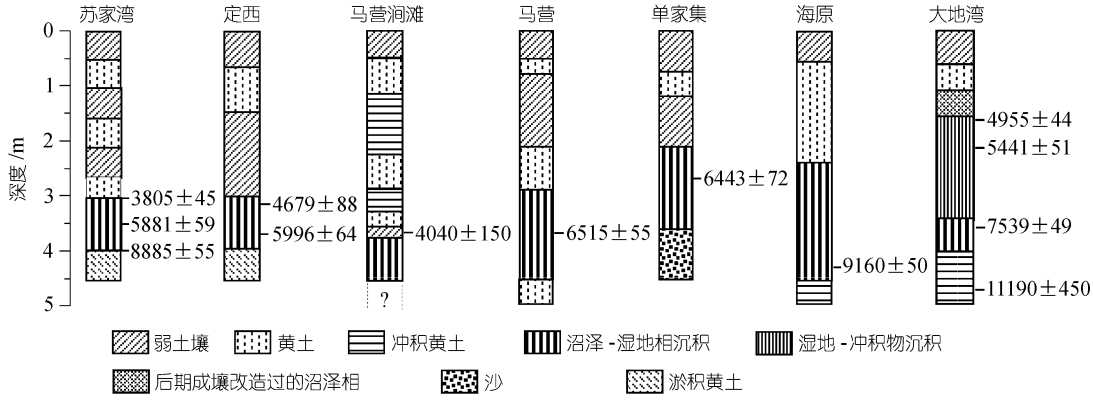

图 2 剖面地层和年代(剖面位置见图 1)

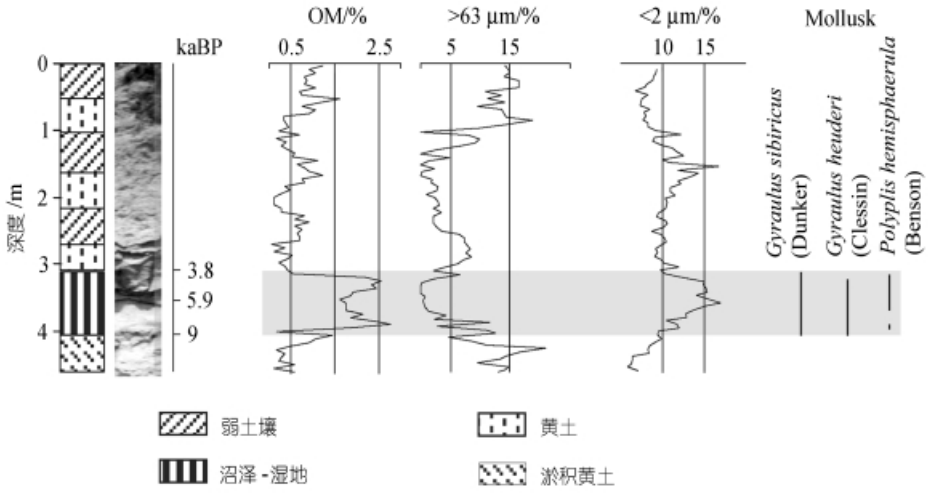

图 3 黄土高原西部苏家湾剖面的有机质含量、粒度和蜗牛的变化

OM 代表有机质, >63 μm 和<2 μm 分别指粒度中>63 μm 和<2 μm 的成分, Mollusk 指地层中的蜗牛

低, 之后又经历了上升随即下降的变化.

蜗牛大量出现在 9~3.8kaBP, 为 *Gyraulus sibiricus* (Dunker)、*Gyraulus heuderi* (Clessin)和 *Polypyris hemisphaercula* (Benson), 属水生-湿生类型. 9 kaBP 以前未发现蜗牛, 3.8 kaBP 以后的地层中发现了喜冷干的陆生蜗牛 *Vallonia tenera* (Reinhardt)的零星碎片.

苏家湾剖面的孢粉共鉴定出 60 多个科(属), 有 5 个样品每样统计到 100~150 粒孢粉, 其余样品每样统计 150~500 粒. 其中针叶树种主要有松属(*Pinus*)、圆柏(*Sabina*)、云杉属(*Picea*)和冷杉属(*Abies*)等; 落叶阔叶树种有桦属(*Betula*)、榆属(*Ulmus*)、栎属(*Quercus*)、榛属(*Corynus*)和胡桃属(*Juglans*)等. 草本植物主要有禾本科(Gramineae)、菊科(Compositae)、蒿属(*Artemisia*)、蓼属(*Polygonum*)和藜科(Chenopodiaceae)等.

苏家湾剖面孢粉组合表明(图 4), 9 kaBP 以前, 孢粉组成中乔灌木植物花粉含量较低, 草本植物花粉(以蒿属、禾本科、菊科为主)含量约占总量的 70%. 9~3.8 kaBP 乔灌木花粉成分的含量迅速增加, 最高可达 80%. 松属占绝对优势, 其次为胡桃属、榆属、冷杉属和云杉属. 其中, 9 ~ 5.9 kaBP 乔灌木植物花粉含量最高, 平均达 70%. 5.9 ~ 3.8 kaBP 乔灌木植物花粉含量逐步由 60%降低到 20%, 在 3.8 kaBP 达到谷值. 更为显著的是 3.8 kaBP 孢粉总量迅速减少, 3.8 kaBP 以后乔灌木花粉成分的含量略有增长, 其后波动发展, 但孢粉总量较低. 草本植物花粉含量显著增加, 基本上保持在 70%左右. 占优势的种属为蒿属、菊科、禾本科、藜科和藜科的含量在剖面上部有显著的增加.

2.3 大地湾剖面代用指标证据

大地湾剖面代用指标的测量结果见图 5. 测年样品之间的年代用线性内插获得, 剖面上部和下部的年代通过线性外沿获得. 剖面上每样的理论分辨率为 20~50 年. 有机质含量变化较为复杂, 但 9 ~ 3.8 kaBP 有机质含量总体较高. 粒度组成中>63 μm 组分含量在全新世初期逐步降低, 到 9 kaBP 低于 5%, 在 9~3.8 kaBP, 其含量平均低于 5%, 但中间经历了许多小的波动, 至 3.8 kaBP, 其含量骤然从低于 5%增加到超过 40%, 其后又波动下降, 但再也没有低于 5%. 粒度组成中<2 μm 的组分含量在全新世初缓慢增加, 在 9 ~ 3.8 kaBP 平均大于 10%, 包含许多小的快速变化; 3.8 kaBP 以后迅速降低到 5%, 之后又逐渐上升. 9~3.8 kaBP 有机质含量和粒度组成中<2 μm 的组分含量明显表现出 3 个阶段: 在形成沼泽-湿地-冲积物沉积时较低, 在沼泽-湿地沉积和成壤作用改造过的沼泽-湿地沉积中较高.

孢粉共统计鉴定出 68 个科属, 每样统计到孢粉 100~500 粒, 主要的科属与苏家湾剖面的相同. 孢粉组合的变化表明(图 6), 9kaBP 以前孢粉组合中以草本花粉为主, 其中菊科和蒿属合计约占 80%以上. 乔、灌木植物花粉中只有少量的松属和榆属等, 基本上不见水生、湿生成分. 蜗牛有 *V. tenera*.

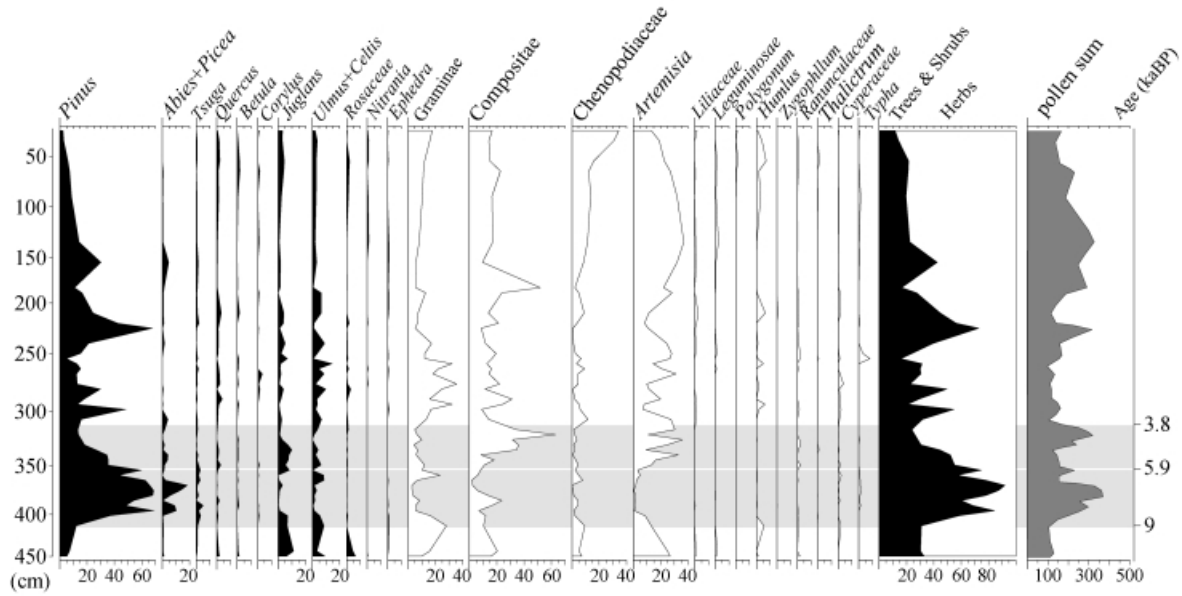

图 4 苏家湾剖面孢粉图式(%)

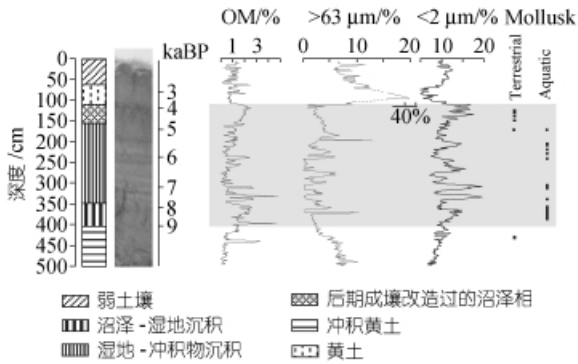

图 5 黄土高原西部大地湾剖面的有机质含量、粒度和蜗牛的变化

OM 代表有机质, >63 μm 和<2 μm 分别指粒度中>63 μm 和<2 μm 的成分, Mollusk 指地层中的蜗牛

9~7.5 kaBP 孢粉组合中仍以草本植物花粉为主, 但含量从高于 80%波动降低到约 60%. 草本植物花粉中菊科、蒿属和蓼属占主要地位. 乔、灌木花粉成分所占比例有较显著增长, 达 30%以上. 其中以松属为主, 其次为榆属、胡桃属. 另外, 有少量的水生、湿生成分. 蜗牛有水生-湿生类型的 *Galba pervia* (Martin)和 *Planorbarius* sp.

7.5~5.5 kaBP, 总的特征是乔、灌木花粉含量增加, 峰值时超过 90%. 在 7.5~6.5 kaBP, 孢粉组合中松属占优势, 早期可占组合的 70%, 平均含量约占组合的 50%. 落叶阔叶树花粉平均占 10%左右. 草本成分所占比例平均约 30%. 水生、湿生成分有一定的增长. 蜗牛有 *G. sibiricus* 和 *P. hemisphaercula*. 6.5 ~ 5.9 kaBP, 落叶阔叶树种的花粉比例增加, 孢粉组合中以木本植物花粉成分为主. 如桦属、榆属、栎属、榛属和胡桃属, 以及松属和云杉属. 同时出现大量的湿生、水生成分, 占到全部孢粉总数的 20%以上, 主要有香蒲等. 5.9~5.5 kaBP, 落叶阔叶树种的比例下降, 松属重新占据优势, 平均占孢粉总量的 40%以上. 水生、湿生植物减少. 蜗牛有 *G.. sibiricus* 和 *P. hemisphaercula*.

5.5~3.8 kaBP, 孢粉组合以禾本科、菊科、蒿属和藜科为主, 约占组合的 60%以上. 木本植物花粉含量占组合的 30%~40%, 其中主要有松属、榆属等. 而水生、湿生成分较少. 蜗牛既有陆生类型也有水生类型的, 以陆生的 *V.tenera* 为主.

3.8 kaBP 以后, 孢粉组合中草本植物花粉含量平均占 80%以上. 其中仍然主要是禾本科、菊科、蒿属和藜科, 尤其是藜科的含量增大, 蒿属的含量略有下降. 木本成分特别是松属的含量显著下降. 该带没有发现蜗牛.

夏敦胜等人[26]对大地湾剖面的研究表明, 全新世中期 7~3 kaBP 温暖湿润. 莫多闻等人[32]对大地湾剖面的研究显示, 8.5 kaBP 以后气候趋向湿润, 8~6

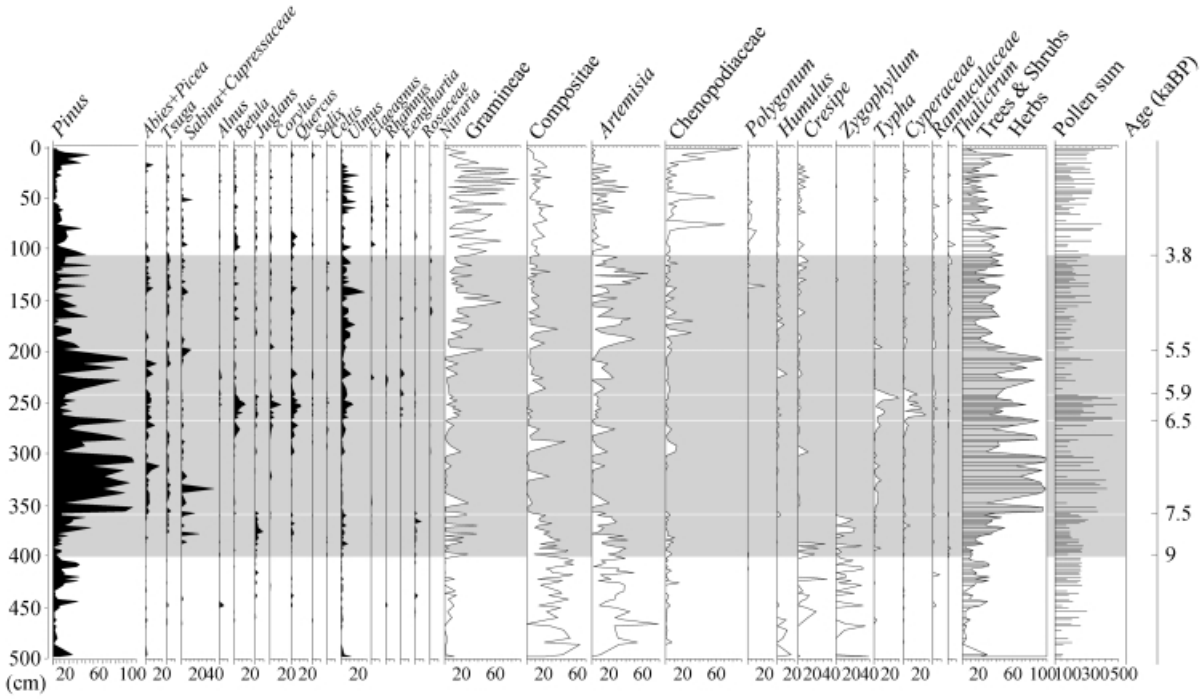

图 6 大地湾剖面孢粉图式(%)

kaBP 温暖湿润, 6~5 kaBP 气候稍许干凉化, 5~3 kaBP 气候逐渐趋向干凉. 两者都表明了中全新世的湿润, 年代界限的差异可能源于不同的研究的分辨率差异和测年误差.

3 黄土高原西部全新世中期环境重建

苏家湾剖面和大地湾剖面的分辨率不同, 但它们反映的全新世的环境状况的格局是一致的. 苏家湾剖面理论分辨率为 200~300 年, 9~3.8 kaBP 整体表现为一植被繁盛的湿润时期. 理论分辨率为 20~50 年的大地湾剖面显示, 9~3.8 kaBP 的湿润时期仍然有许多短尺度的变化. 根据两个剖面的代用指标分析结果, 重建黄土高原西部全新世中期的环境如下.

9 kaBP 以前, 黄土高原西部地区寒冷干旱. 粒度指标表明冬季风较强. 有机质含量低, 蜗牛是喜冷干的类型, 说明区域较为干旱. 草本中以蒿属、禾本科和菊科为主, 表明当时的植被为草原. 但木本植物在逐渐增加, 表明湿度和温度逐步增加.

从 9~3.8 kaBP, 粒度分析表明坡面侵蚀弱, 冬季风显著减弱, 沉积物中细粒组分增加. 有机质含量增加, 蜗牛以水生-湿生类型为主, 表明降水显著增加, 气候湿润. 木本植物花粉的含量迅速增加, 主要是针叶树种的松的含量迅速增加. 大地湾剖面显示, 9~7.5 kaBP, 孢粉总量显著增加, 乔、灌木植物花粉的含量快速增长, 乔木成分以松为主, 落叶阔叶树种零星出现; 蒿属、禾本科和菊科的含量在逐渐降低, 表明温度和湿度均有所增加; 气候总体特征为温凉略湿. 7.5~4.7 kaBP, 地层中沼泽-湿地相和冲积相交替出现, 可能代表了几次快速的气候变化, 但其具体含义, 仍有待于进一步的研究. 7.5~6.5 kaBP 期间, 乔木植物花粉占优势, 以松为主, 气候湿润. 6.5~5.9 kaBP, 孢粉总量很大, 落叶阔叶树迅速增加, 形成松、云杉、冷杉、和榆、桦、栎等的针阔混交林. 同时, 湿生、水生植物成分大量出现, 说明气候温暖湿润. 5.9~5.5 kaBP, 针叶树花粉重新占据优势, 湿生、水生植物花粉仍占有一定比例, 说明气候温暖程度下降, 仍然较为湿润. 5.5 ~ 3.8 kaBP, 木本植物成分的含量显著降低, 乔木中的松逐步退缩, 草本蒿等扩展, 水生、湿生植物花粉仍有出现. 蜗牛中既有水生类型, 也有陆生类型, 但出现了较多的喜冷干的 *V. tenera*. 都指示气候的湿润程度降低, 但总体上仍然较为湿润.

3.8 kaBP 以后, 粒度指示冬季风迅速增强, 有机质含量也显示环境湿润程度降低. 孢粉中草本植物成分的含量增加, 但乔灌木仍占有一定的比例, 蜗牛

仅见喜冷干的陆生类型, 气候凉干.

4 讨论与结论

(ⅰ) 黄土高原西部河谷区在 9~3.8 kaBP 为气候湿润的时期. 在湿润的气候条件下, 河流最低一级阶地上普遍发育形成了沼泽-湿地相沉积, 表明河谷区湿润. 在黄土高原西部, 地貌类型以黄土梁峁为主. 经过地质时期的侵蚀, 地表形态十分破碎, 沟壑密布, 但相对高差一般不大, 不存在黄土高原东部地区那样较大面积的台塬和平原. 六盘山、子午岭、黄龙山等主要基岩山地也不在我们的研究区. 所以, 对黄土高原西部整体来说, 最普遍的地形就是沟谷梁峁. 在这种地形条件下, 孢粉组合受山地植被控制的可能性不大. 剖面中孢粉反映的植被状况指示黄土高原西部河谷区的湿润条件. 在该地层形成时期, 植被繁茂, 最低一级的阶地面上形成了较为广阔的沼泽-湿地, 水生-湿生类型的蜗牛大量繁殖, 沼泽-湿地中水流十分缓慢或静流(因为发现的该时期的蜗牛都是生活在静水或缓流中的淡水类型), 证明当时地下水位很高, 降水量较大. 大量降水的时期, 却没有出现大量的侵蚀, 地层中没有洪积层, 粒度记录中细粒组分含量高, 表明坡地流水搬运的物质以细粒为主, 间接证明坡地上较为湿润、植被覆盖度大, 降低了流水的侵蚀作用. 9~3.8 kaBP 粒度中细粒组分含量高的另一个可能原因是成壤作用增强, 冲积物的来源中细粒成分含量高, 使沼泽-湿地沉积中的细粒组分含量上升, 这同样暗示了坡地上较为湿润.

(ⅱ) 9~3.8 kaBP 的湿润不仅表现在黄土高原西部的河谷区, 全新世中期在东亚季风影响区湖泊水位普遍上涨、气候湿润程度增加[8]. 在华北平原, 全新世中期是显著的成湖期[42], 洪水的频度大大增加[43]. 这表明夏季风的影响在全新世中期十分强大. 从 9 kaBP 开始, 研究区植被覆盖增加, 气候的湿润程度大大增加, 表明夏季风显著增强. 这和有些资料表明的全新世中期气候干旱的观点有较大差异. 例如, Chen 等人[44]对库布齐沙漠盐海子湖芯的研究表明, 8~4.3 kaBP 为干旱时期. 这一观点和内蒙古中部的孢粉研究的结论截然相反. 大青山调角海子的孢粉记录[20]表明, 9.2~4 kaBP 为湿润的全新世适宜期. 察素齐泥炭的孢粉记录[22]显示, 7.4~4.1 kaBP 温暖, 5~4.1 kaBP 最为温暖湿润. 这些研究结果的分歧, 再次表明了全新世中期气候环境研究的复杂性, 引起分歧的具体原因仍有待于进一步的研究.

5.9 kaBP 以后, 夏季风强度逐渐减弱, 但气候总体上仍然较湿润. 研究区夏季风的强烈减退发生在 3.8 kaBP, 与湖泊同位素记录表明的 4 kaBP(cal)[45](校正年代, 约相当于未校正年代 3.8kaBP) 的夏季风强烈减退一致. 4 kaBP 前后的干旱在非洲、中东和西亚有显著表现[46]. 格陵兰冰芯中也记录到的这一时期大气中微粒含量的显著增加事件[47], 这时期的干旱在中国北方有普遍表现[48], 如此大范围的气候干旱趋势强烈地暗示了大气环流大的格局的改变. 从 3.8 kaBP 以后, 研究区的气候再也没有达到 9~3.8 kaBP 期间的湿润程度.

黄土高原西部的地层记录和代用指标表明, 9~3.8 kaBP 夏季风总体强盛, 3.8 kaBP 前后夏季风强烈退缩.

致谢 兰州大学马玉贞教授、赵传燕博士、陈一萌博士、汪卫国博士参加了野外工作, 中国科学院南京地质古生物研究所潘华璋研究员鉴定了所有剖面中的蜗牛, 作者表示感谢. 本工作受国家杰出青年基金(批准号: 40025105)、国家重点基础研究发展规划项目(G2000048701)和中国科学院知识创新重大项目(KZCX1-10-01)资助.

参 考 文 献

1 Bond G, Showers W, Cheseby M, et al. A pervasive millennial-scale cycle in north Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 1997, 278: 1257 ~1285

2 Stager J C, Mayewski P A. Abrupt early to mid-Holocene climatic transition registered at the equator and the poles. Science, 1997, 276: 1834~1836

3 Steig E J. Mid-Holocene climate change. Science, 1999, 286: 1485~1487

4 Baker P A, Seltzer G O, Fritz S C, et al. The History of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. Science, 2001, 291: 640~643

5 Johnson B J, Miller G H, Fogel M L, et al. 65,000 years of vegetation changes in central Australia and the Australian summer monsoon. Science, 1999, 284: 1150~1152

6 Koutavas A, Lynch-Stieglitz J, Marchitto T W, et al. El Niño-like pattern in ice age Tropical Pacific sea surface temperature. Science, 2002, 297: 226~229

7 Von Grafenstein U, Erlenkeuser H, Brauer, et al. A mid-European decadal isotope-climate record from 15500 to 5000 years BP. Science, 1999, 284: 1654~1657

8 秦伯强, 施雅风, 于革. 亚洲内陆湖泊在 18kaBP 和 6kaBP 的水位

变化及其指示意义. 科学通报, 1997, 42(24): 2586~2596
9 于革, 王苏民.欧亚大陆湖泊记录和两万年来大气环流变化. 第四纪研究, 1998, (4): 360~367
10 O'Brien S R, Mayevoski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. Science, 1995, 270: 1962~1964
11 Broecker W S. Future directions of Paleoclimate research. Quaternary Science Reviews, 1997, 16: 821~825
12 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件. 中国科学, B 辑, 1992, (12): 1300~1308
13 安芷生, 波特 S, 吴锡浩, 等. 中国中东部全新世气候适宜期与东亚夏季风变迁. 科学通报, 1993, 38(14): 1302~1305
14 An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous of Holocene optimum of the east Asian monsoon. Quaternary Science Reviews, 2000, 19: 743~762
15 吴锡浩, 安芷生, 王苏民,等. 中国全新世气候适宜期东亚夏季风时空变迁. 第四纪研究, 1994, (1): 24~35
16 刘兴起, 沈吉, 王苏民, 等. 青海湖 16ka 以来的花粉记录及其古气候古环境演化. 科学通报, 2002, 47(17): 1351~1355
17 Zhang H C, Ma Y Z, Wunnemann B, et al. A Holocene climatic record from arid northwestern China. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 2000, 162: 389~401
18 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千百年尺度夏季风快速变化. 科学通报, 2001, 46(17): 1414~1419
19 李小强, 周卫健, 安芷生, 等. 沙漠/黄土过渡带 13ka BP 以来季风演化的古植被记录. 植物学报, 2000, 42(8): 868~872
20 杨志荣. 内蒙古大青山调角海子地区全新世气候与环境重建研究. 生态学报, 2001, 21(4): 538~543
21 宋长青, 王琦瑜, 孙湘君. 内蒙古大青山 DJ 孔全新世古植被变化指示. 植物学报, 1996, 38(7): 568~575
22 王琦瑜, 孙湘君. 内蒙古察素齐泥炭剖面全新世古环境变迁的初步研究. 科学通报, 1997, 42(5): 514 ~518
23 汪世兰, 徐齐治. 马衔山地区全新世孢粉组合特征及古植被的演变规律. 兰州大学学报(自然科学版), 1989, 24(2): 113~121
24 汪世兰, 陈发虎, 曹继秀. 兰州河谷盆地近 1 万年的孢粉组合及气候变迁. 冰川冻土, 1991, 13(4): 307~314
25 孙建中, 赵景波. 黄土高原第四纪. 北京：科学出版社, 1991. 186~205
26 夏敦胜, 马玉贞, 陈发虎, 等. 秦安大地湾高分辨率全新世植被演变与气候变迁初步研究. 兰州大学学报(自然科学版), 1998, 34(1): 119~127
27 巨天珍, 陈学林. 甘肃小陇山林区全新世中期以来古植被演替的研究. 西北植物学报, 1998, 18(2): 292~299
28 吕厚远, 刘东生, 吴乃琴, 等. 末次间冰期以来黄土高原南部植被演替的植物硅酸体记录. 第四纪研究, 1999, (4): 336~349
29 吕厚远, 刘东生, 郭正堂. 黄土高原地质、历史时期古植被研究状况. 科学通报, 2003, 48(1): 2 ~7
30 Liu Tungsheng. Loess and the environment. Beijing: China Ocean Press, 1985. 53~59
31 莫多闻, 李非, 李水诚, 等. 甘肃葫芦河流域中全新世环境演化及其对人类活动的影响. 地理学报, 1996, 51(1): 59~69
32 黄春长. 甘肃秦安大地湾遗址植被气候变迁. 地理科学, 1991, 11(4): 328~334
33 Zhou, S Z, Chen F H, Pan B T, et al. Environmental change during the Holocene in western China on a millennial timescale. The Holocene, 1991, 1(2): 151~156
34 Zhou W J, An Z S, Lin B H, et al. chronology of the Baxie loess profile and the history of monsoon climates in China between 17000 and 6000 years ago. Radiocarbon, 1992, 34(3): 818~825
35 周卫健, 周明富, 海德 J. 距今三万年来北庄村沉积序列的 ^{14}C 年代学. 科学通报, 1989, 34(14): 1096~1099
36 陈铁梅. 第四纪测年的进展与问题. 第四纪研究, 1995, (2): 182~191
37 Zhou Weijian, Donahue D J , Porter S C, et al. Variability of monsoon climate in east Asia at the end of the last glaciation. Quarternary Research,1996, 46: 219~229
38 Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. Quaternary Science Reviews, 1994, 13: 39 ~ 70
39 Campell C. Late Holocene lake sedimentology and climte change in southern Alberta, Canada. Quaternary Research, 1997, 49: 96~101
40 陈敬安, 万国江, 唐德贵, 等. 洱海近代气候变化的沉积物粒度与同位素记录. 自然科学进展, 2000, 10(3): 253~259
41 Maher B A, Thompson R. Paleoclimatic significance of the minmal magnetic record of the Chinese loess and paleosols. Quarternary Research, 1992, 37: 155~170
42 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 见: 施雅风, 孔昭宸主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1996. 16~17
43 袁宝印, 邓成龙, 吕金波, 等. 北京平原晚第四纪堆积期与史前大洪水. 第四纪研究, 2002, 22(5): 474~482
44 Chen C-T A, Lan H C, Lou J Y, et al. The dry Holocene Megathermal in inner Mongolia. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeocology, 2003, 193(2): 181~200
45 Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of west China revisited: implications for post glacial change in summer monsoon circulation. Quaternary Science Reviews, 1999, 18: 1315 ~ 1334
46 Thompson L G, Mosley~Thompson E, Davis M E, et al. Kilimanjaro ice core records: evidence of Holocene climate change in tropical Africa. Science,2002, 298: 589~593
47 Nadis S. Ice Man. Archaeology, 2001, November/December Issue: 28~33
48 Guo Z, Petit-Maire N, Kropelin S. Holocene non-orbital climatic change events in present~day arid areas of northern Africa and China. Global and Planetary Change, 2000, 26: 97~103

(2003-06-27 收稿, 2003-07-10 收修改稿)