



# 成都平原红土堆积的磁性地层学及古环境记录

赵志中\* 乔彦松 王 燕 傅建利 王书兵 李朝柱 姚海涛 蒋复初

(中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081)

**摘要** 对四川双流县胜利和黄甲 2 两个红土剖面进行了系统的磁性地层学研究, 并且利用沉积学、地球化学及孢粉分析方法探讨了地层的沉积成因及形成环境. 磁性地层的研究结果显示, 在 2 个剖面中, B/M 界限均位于网纹红土的上部, 并且在剖面的中下部记录了松山负向期的贾拉米洛正向极性亚带, 说明成都平原网纹红土的母质形成于第四纪中期. 沉积学、地球化学特征的研究表明成都黏土、部分网纹红土的母质与川西黄土一样属于风尘沉积. 孢粉分析结果揭示出, 网纹红土母质形成的第四纪中期, 成都平原的植被为针叶林, 气候经历了温凉较湿-寒凉较湿-温和或温凉较湿的变化. 第四纪中期成都平原相对寒凉-温凉的气候特征是对全球气候变化的响应, 而青藏高原在此时期的快速隆升以及冰冻圈范围的扩张可能是造成该区气温较低的直接原因.

**关键词** 成都平原 网纹红土 磁性地层 成因 古环境

南方红土主要分布在长江中下游的江西、湖南、湖北、安徽、江苏等地 [1~8], 在长江上游的成都平原 [9] 及珠江流域 [10]、华南沿海 [11~13] 分布也很广泛. 南方红土与北方的黄土-古土壤序列 [14] 一样, 也是中国重要的陆相第四纪古环境记录的载体, 因其所处的特殊地理位置, 成为研究中国热带-亚热带地区第四纪古气候演化过程与机制以及探讨南北古气候演化区域差异的理想地质材料.

目前, 研究程度较深的南方红土剖面主要集中在长江中下游地区. 系统的磁性地层学结合 ESR 和 OSL 等测年结果显示长江中下游地区的红土地层主要是第四纪中期以来形成的 [3~8], 沉积学 [7,8,15~18]、地球化学特征 [17,18] 的研究表明该区部分红土堆积的母质是风成的; 同时, 通过沉积学 [7,8,15~20]、地球化学 [19~26]、生物化石 [27~30] 等指标的分析, 对红土地层的形成环境也取得了重要认识. 然而, 要获得可靠的

古气候演化信息, 需要对不同地区尤其是不同地貌单元的剖面进行对比分析. 广泛分布于成都平原的红土地层 [9] 是中国南方红土分布的最西边界. 成都平原位于四川盆地的西部, 平原以西的川西藏东分割高原是中国地势第二阶梯向第一阶梯的过渡地带, 地貌起伏非常悬殊, 西风带在越过青藏高原时发生分流, 并在长江中下游汇合, 四川盆地则成为背风的“死水区” [31]. 因此, 对该区红土地层的研究不仅有助于理解第四纪古环境演化的区域差异, 而且对于探讨地貌陡变带两侧大气环流的演化模式及其与青藏高原阶段性隆升的关系等方面也具有非常重要的意义. 但是, 迄今为止仅对该地层单元的一些物理特性进行了初步描述 [9], 其形成时代、沉积地层成因及古环境意义还有待于进一步研究.

本文对位于成都平原的双流县胜利和黄甲 2 个红土剖面进行了系统的磁性地层学研究, 以确定该

收稿日期: 2006-05-30; 接受日期: 2006-11-13

中国地质调查局地质大调查(批准号: 1212010541401)和国家自然科学基金项目(批准号: 40472088, 40572169)资助

\* E-mail: zhaozz@cags.net.cn

区红土形成的确切时代. 同时, 利用沉积学、地球化学以及孢粉分析方法探讨了地层的沉积成因及形成环境.

1 剖面特征、样品采集及实验方法

成都平原的现今气候属于典型的亚热带季风性湿润气候, 多年平均气温为 15~16℃, 多年平均降水量约 1000 mm. 胜利剖面(30°31'N , 103°54'E)位于双流县胜利乡应天寺附近(图 1), 剖面厚度 16.1 m. 根据地层的结构、颜色、层间关系等, 自上而下可以分为 9 层(图 2(a)), 第 1 层为成都黏土层, 结构致密, 含大量黑色铁锰薄膜, 厚度 1.8 m. 第 2~8 层为网纹红土层, 厚度 13.2 m, 与上覆的成都黏土层为平行不整合接触. 其中, 第 2, 4, 6 和 8 层为棕黄色网纹红土层, 含大量白色、棕红色粗大网纹, 第 3, 5 和 7 层为棕红色网纹红土层, 含大量棕黄色、白色网纹. 第 9 层为紫红色网纹化河流相含砾石黏土层, 含少量白色网纹, 地层出露厚度 1.1 m, 与上覆的网纹红土层为平行不整合接触.

黄甲剖面(30°32'N, 103°57'E)位于双流县黄甲乡红河村附近(图 1), 剖面厚度 12.5 m. 按照地层的结构、颜色、层间关系等, 该剖面也可划分为 9 层(图 2(b)), 与胜利剖面的地层对比关系如图 2 所示.

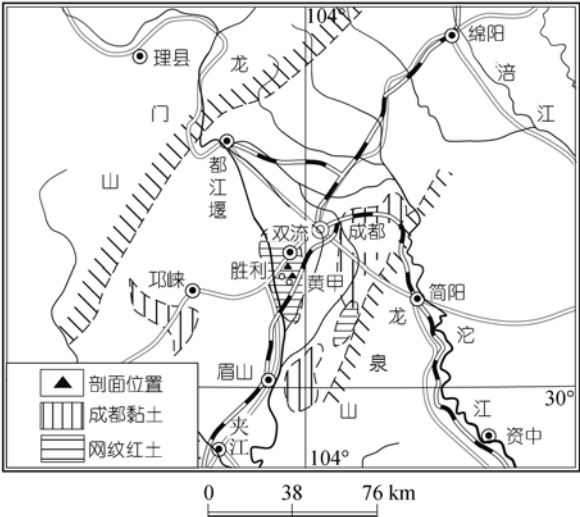


图 1 剖面位置图

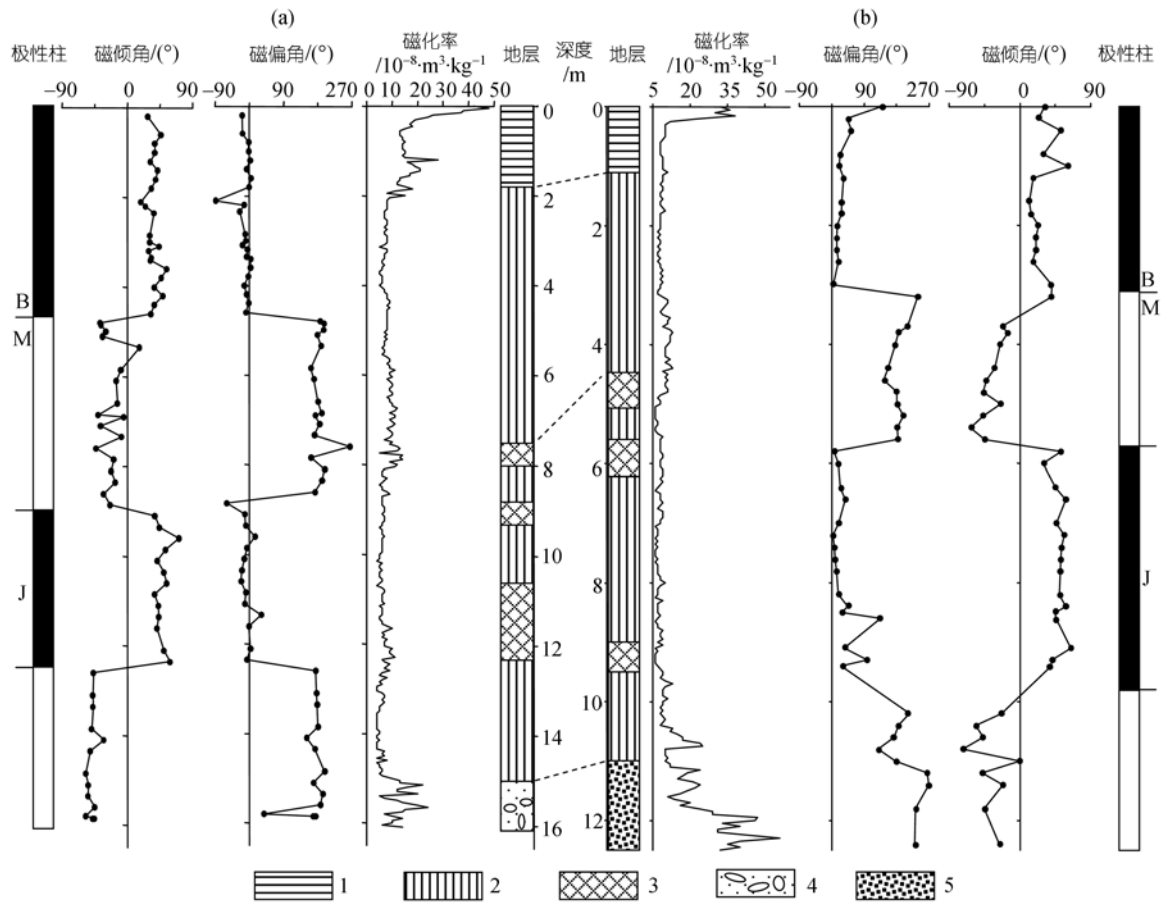


图 2 胜利和黄甲剖面地层及磁性地层对比

1. 灰黄色黏土; 2. 棕黄色亚黏土; 3. 棕红色亚黏土; 4. 紫红色含砾石黏土; 5. 棕黄色细砂

我们在胜利、黄甲剖面以 20~30 cm 间距分别采集定向古地磁样品 67 块和 47 块. 古地磁测试在中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室完成. 对两剖面的所有样品用美国 ASC 公司生产的 TD-48 型全自动热退磁仪进行热退磁, 剩磁测量在美国产 2G-755 型超导磁力仪上完成, 实验过程均在零磁空间进行. 首先测量样品的天然剩磁, 然后对所有样品进行了系统热退磁, 退磁温度为: 120, 240, 300, 350, 400, 450, 500, 520, 530, 550, 585, 620, 640, 660 和 675°C, 共 15 步.

以 5 cm 间距, 分别在胜利、黄甲剖面采集用于磁化率测量的样品 312 个和 250 个. 磁化率测量在 Bartington MS2 磁化率仪上完成. 为了判别成都黏土层、网纹红土层的沉积成因, 我们系统研究了胜利剖面典型样品的沉积学、地球化学特征, 并与甘孜地区的黄土样品进行了对比. 对剖面中成都黏土层的 20 个样品、网纹红土层的 30 个样品、河流相沉积层的 12 个样品以及甘孜地区甘孜寺剖面 [32] 的 30 个黄土样品在 Marvern 公司生产的 Mastersizer2000 型激光粒度仪上进行了粒度测试, 重复测量的相对误差 <1%; 对成都黏土及网纹红土层的各 4 个样品在 JEOL JSM-35CF 型扫描电子显微镜下进行了石英颗粒表面形态特征分析; 同时, 我们对典型成都黏土(1 个)、网纹红土(2 个)、甘孜黄土(2 个)样品进行了稀土元素丰度的测试. 石英颗粒电子显微镜扫描及稀土样品测试在中国地质大学(武汉)分析测试中心完成.

我们在胜利剖面的网纹红土(2~8 层)中按照 50 cm 间距采集用于孢粉分析的样品 26 个. 孢粉分析在国家地震局地质研究所孢粉实验室完成. 对胜利剖面 26 个红土样品的分析结果表明, 大部分样品中获得了比较丰富的孢粉, 只有 5 个样品的孢粉数量不超过 70 粒.

## 2 结果及讨论

### 2.1 胜利和黄甲剖面磁性地层结果及其对比

在表明退磁结果的剩磁矢量正交投影图上(图 3(a), (c), (e)), 2 个剖面所有样品的剩磁都有 2 个分量, 且大多数样品的剩磁第一分量在 300°C 以前可被完全清洗. 此分量为次生粘滞剩磁分量, 与现代地磁场方向基本一致. 剩磁第二分量在 300°C 以后保持稳定, 在剩磁矢量正交投影图上趋于原点(图 3(a), (c), (e)),

代表了原生特征剩磁的矢量方向. 剩磁强度(图 3(b), (d), (f))在 585°C 时有一个迅速下降的过程, 表明磁铁矿的存在, 随后加热到 675°C 时才减少到最低, 表明含有一定数量的赤铁矿.

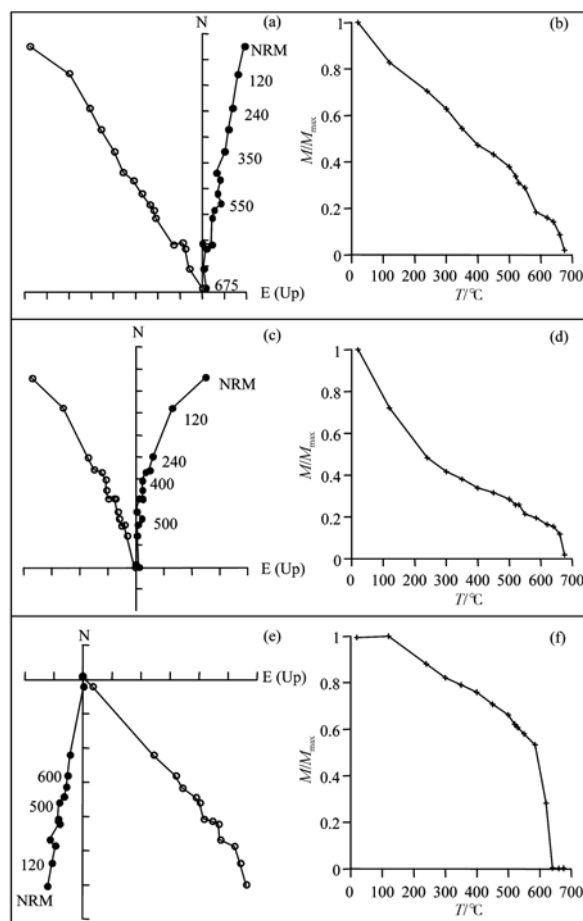


图3 胜利和黄甲剖面典型样品热退磁的剩磁矢量正交投影图及剩磁强度衰减曲线

●为水平分量; ○为垂直分量; NRM 为天然剩磁

所有样品用主成分分析法 [33] 获得特征剩磁数据. 胜利和黄甲剖面的磁性地层结果如图 2 所示. 在胜利剖面中(图 2(a)), B/M 界限位于网纹红土的上部, 并且在剖面的中下部记录了松山负向期的贾拉米洛正向极性亚带. 我们以 B/M 界限以及贾拉米洛正向极性亚带 2 个界限点的年龄作为时间控制点分别计算 B/M 界线到贾拉米洛正极性亚带顶部以及贾拉米洛正极性亚带期间的沉积速率约为 2.05 和 4.37 cm/ka, 以此 2 个沉积速率分别外推网纹红土的顶、底界年龄约为 0.64 和 1.13 Ma BP. 其中, 网纹红土的底界年龄是指剖面中第 8 层底部的年龄. 黄甲剖面的磁性地层结果

(图 2(b))与胜利剖面相似,我们用同样的方法在该剖面外推网纹红土的顶、底界年龄分别约为 0.56 和 1.09 Ma BP. 胜利和黄甲 2 个剖面的磁性地层研究结果表明,成都平原与长江中下游地区网纹红土母质的形成时代基本一致 [3-8].

由于网纹红土经历了很强的风化作用,磁化率值普遍较低,其古气候意义还有待于进一步探讨,但仍然可以作为地层对比的重要指标. 胜利和黄甲剖面磁化率的变化具有很好的一致性(图 2),表明 2 个剖面具有较好的可对比性. 根据以前的研究结果,网纹红土层之上成都黏土的形成时代不超过 0.1 Ma BP [34]. 因此,两剖面中成都黏土层与网纹红土层之间至少存在 0.4 Ma 的地层缺失. 南方红土在不同的地区有不同成因类型 [35],成都平原和长江中下游地区的红土均属于沉积-风化类型. 长江中下游地区典型红土剖面一般由四部分组成,自上而下分别为棕黄色土、均质红土、网纹红土及砾石层 [35]. 与此相比,成都平

原地区的红土剖面在成都黏土与网纹红土层之间缺少均质红土层.

## 2.2 成都黏土、网纹红土母质的风成成因证据

成都黏土的分布、产状、厚度、颜色 [36]以及沉积学特征 [37,38]的研究表明它可能与长江中下游地区的下蜀土一样属于风尘堆积. 中国南方网纹红土的原始母质在不同的地区可能存在很大差异,成都平原地区网纹红土的母质是下伏的河流相沉积还是风尘堆积是一个重要的科学问题. 沉积物的粒度特征与沉积环境有密切的关系,常被用于不同沉积物成因类型的判别及搬运动力条件的研究 [39-41]. 图 4(a)和 (b)分别为胜利剖面成都黏土、网纹红土层典型样品粒度分布的频率曲线,它们与甘孜黄土样品(图(4)c)一样,都呈双峰分布,以粉砂颗粒(5~50  $\mu\text{m}$ )为主,缺少粗尾, >63  $\mu\text{m}$  颗粒的含量很少,与下伏河流相(图 4(d))样品的多峰分布特征有很大区别.

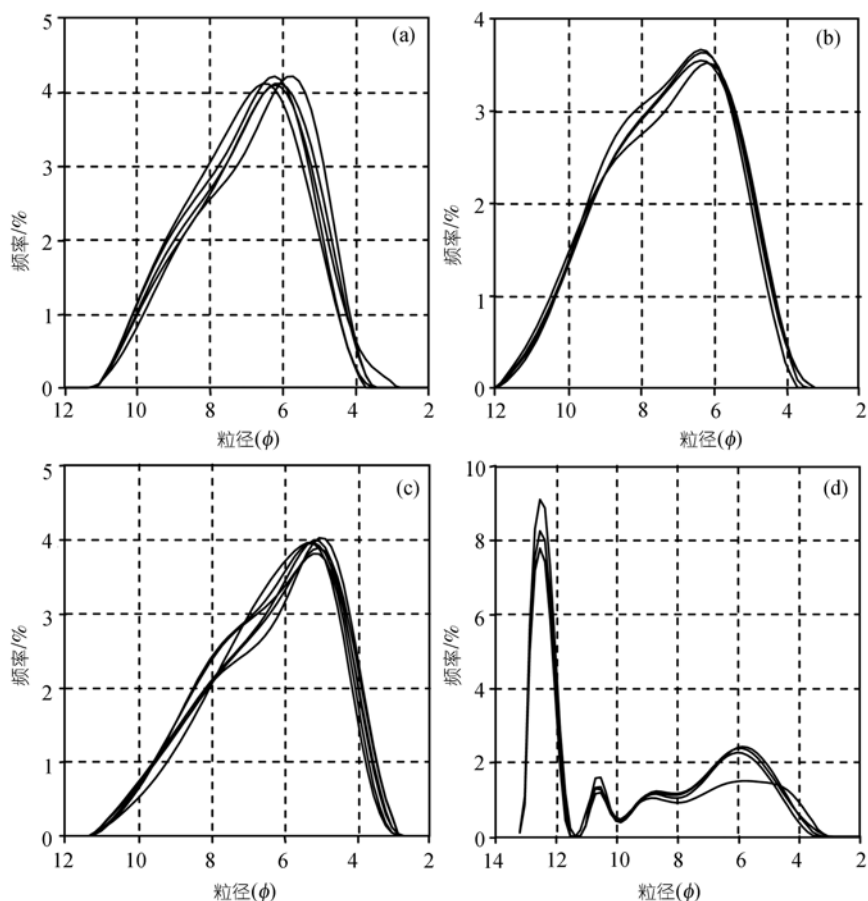


图 4 胜利剖面成都黏土、网纹红土、下伏河流相沉积及甘孜黄土样品粒度分布的频率曲线

(a), (b)分别为成都黏土、网纹红土样品; (c)为甘孜黄土样品; (d)为下伏河流相样品

C-M图是一种综合性的成因图解<sup>[42]</sup>, 其中, C和M分别代表样品累积含量为 1%时对应的粒径及中值粒径. 在沉积物成因研究中, 主要是通过未知样品在C-M图中的投影区域与已知成因样品投影区域的比较来确定其成因及沉积环境<sup>[41]</sup>. 成都黏土、网纹红土及甘孜黄土样品在C-M图中的投影呈带状分布(图 5). 在该带中, 甘孜黄土样品的中值粒径偏粗, 位于C-M图的右上方, 网纹红土样品的粒度偏细, 位于C-M图的左下方. 其中, 成都黏土与甘孜黄土的投影区域更为接近. 其下伏的河流相样品的投影区域与上述样品明显不同.

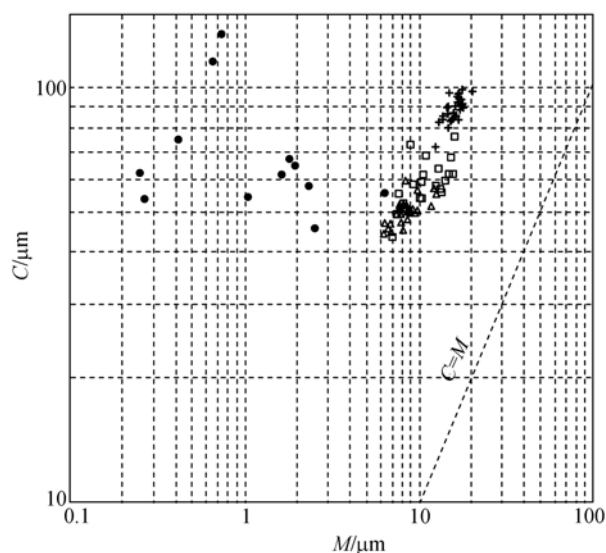


图 5 胜利剖面成都黏土、网纹红土、下伏河流相沉积及甘孜黄土粒度样品的综合 C-M 图

□ 成都黏土; △ 网纹红土; + 甘孜黄土; ● 河流相样品

显微镜下观察显示, 成都黏土(图 6(a), (b))、网纹红土(图 6(c), (d))石英颗粒的粒径大部分 $<100\ \mu\text{m}$ , 大于 $60\ \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量很少, 主要集中在 $10\sim30\ \mu\text{m}$ 之间. 大多数石英颗粒都呈不规则的棱角状、次棱角状, 有的颗粒具有锋利的边缘和尖角. 这些颗粒的形态与以前对于中国北方风尘堆积报道的石英颗粒特征相吻合<sup>[14,43,44]</sup>. 棱角状石英颗粒在成都黏土、网纹红土中普遍存在, 是风成沉积的典型特征.

细粒的风尘物质在源区经历了多个沉积轮回, 在搬运和沉积的过程中被充分混合, 从而使风尘沉积具有和土地壳相近的稀土元素分布模式. 因此, 在中国北方风尘沉积的研究中, 稀土元素分布模式也常被用于沉积成因的判别<sup>[14]</sup>. 成都黏土、网纹红土、

甘孜黄土样品的稀土元素数据用烧失量校正后, 进行球粒陨石标准化, 获得样品的稀土元素分布模式(图 7). 从图中可以看出, 成都黏土、网纹红土具有与甘孜典型黄土相似的稀土元素分布模式, 也表明它们沉积成因的一致性.

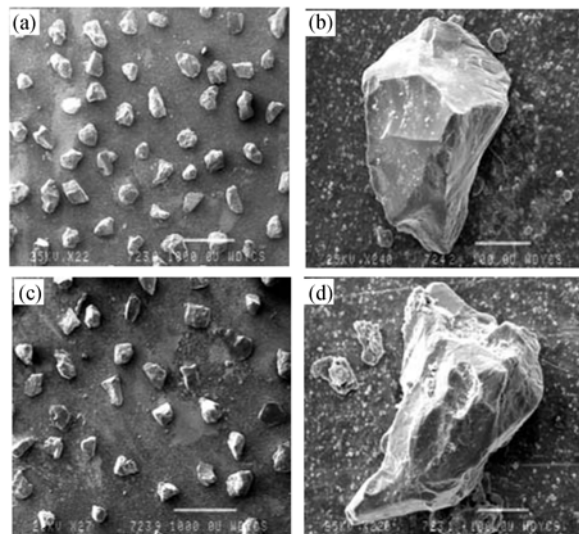


图 6 胜利剖面典型成都黏土、网纹红土样品石英颗粒扫描电子显微镜照片

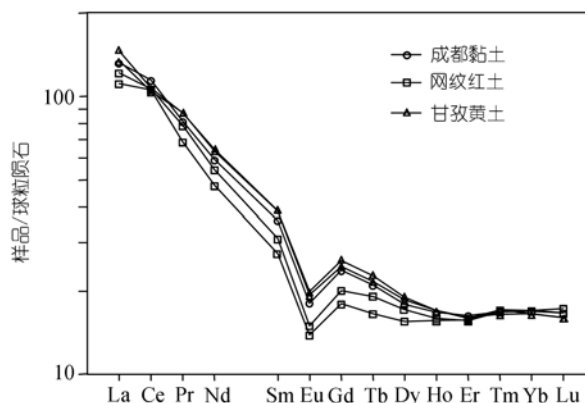


图 7 胜利剖面典型成都黏土、网纹红土及甘孜黄土样品稀土元素分布模式

## 2.3 古环境演化的孢粉记录

对胜利剖面网纹红土层孢粉数量超过 70 粒的 21 个样品的统计分析结果表明(图 8), 所有样品都以乔木植物花粉占优势, 其含量占孢粉总数的 $72.62\%\sim91.47\%$ , 平均 $85.23\%$ . 其中, 乔木植物中又以松(*Pinus*)和冷杉(*Abies*)较多, 分别占孢粉总数的 $47.1\%\sim66.42\%$ 和 $4.97\%\sim38.84\%$ , 平均分别为 $56.92\%$ 和 $18.57\%$ ; 其次为铁杉(*Tsuga*)花粉, 占总数的

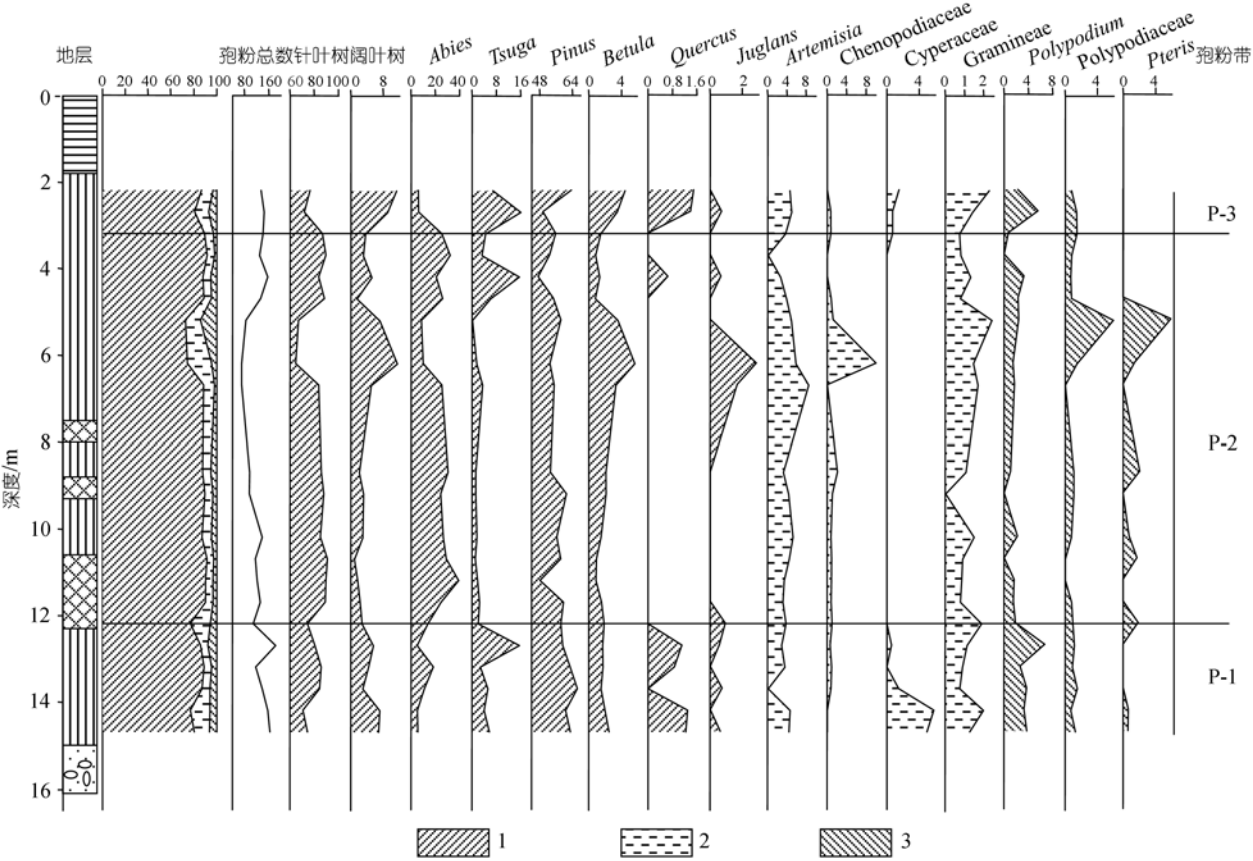


图 8 胜利剖面网纹红土层孢粉百分比图式

1. 乔木; 2. 灌木+草本; 3. 蕨类(剖面地层图例见图 2)

0~15.97%, 平均 4.72%。草本及灌木植物花粉数量较少, 占孢粉总数的 6.09%~21.43%, 平均为 9.93%。草本植物花粉中又以蒿属 (*Artemisia*) 和禾本科 (*Gramineae*) 为主, 分别占孢粉总数的 0~8.33% 和 0~2.38%, 平均分别为 3.81% 和 1.21%。蕨类孢子含量亦较少, 占孢粉总数的 1.55%~14.29%, 平均为 4.83%。其中又以水龙骨属 (*Polypodium*) 孢子占优势, 平均含量占孢粉总数的 2.26%。其中, 松、冷杉及铁杉等乔木植物花粉的数量在剖面上存在比较明显的变化, 据此可将整个网纹红土层(2~8)层)划分为 3 个孢粉带:

P-1: 松-冷杉-铁杉花粉带(15.0~12.2 m)。以乔木植物花粉为主, 平均含量占孢粉总数的 85.52%。乔木植物花粉中又以性喜温爽环境的裸子植物松以及习性凉湿及温润环境的裸子植物冷杉及铁杉较多, 分别占孢粉总数的 61.73%, 9.77% 和 5.74%。灌木及草本植物花粉较少, 平均占孢粉总数的 11.57%, 其中以蒿属较多, 平均含量占孢粉总数的 3.13%; 蕨类植物孢子含量平均为 5.9%, 以水龙骨属孢子数量较多,

平均含量占孢粉总数的 3.61%。以上的孢粉组合特征表明, 该段沉积的形成时期, 植被属于针叶林, 气候温凉较湿。

P-2: 松-冷杉花粉带(12.2~3.2 m)。该带的特征是: 乔木植物花粉多, 平均占孢粉总数的 86.84%, 乔木植物中又以松和冷杉为主。与 P-1 段相比, 该段冷杉的含量明显增多, 平均占孢粉总数的 24.55%。灌木和草本植物及蕨类含量与 P-1 接近。可见该段沉积形成时期的植被仍为针叶林, 气候寒凉较湿, 气温比 P-1 段相对较低。

P-3: 松-铁杉-冷杉花粉带(3.2~1.8 m)。该段孢粉组合与 P-1 相似, 仍以乔木植物花粉为主, 平均含量占孢粉总数的 85.52%, 灌木及草本植物花粉较少, 平均占 11.47%, 蕨类植物孢子含量平均为 4.96%。与 P-1 段不同的是, 该段喜温湿环境的裸子植物铁杉明显较多, 占孢粉总数的 11.34%, 同时, 含有数量较多的阔叶树桦属 (*Betula*) 和栎属 (*Quercus*), 分别占孢粉总数的 3.97% 和 1.44%。根据孢粉组合特征, 本段

地层的沉积时期, 植被仍然为针叶林, 气候特征是温和或温凉较湿, 与 P-1 段相比, 气温可能相对稍高。

从网纹红土层的孢粉分析结果可以看出, 第四纪中期网纹红土母质的形成时期, 成都平原地区植被总体呈现针叶林景观, 气候经历了温凉较湿-寒凉较湿-温和或温凉较湿的变化。然而, 网纹红土的深度风化作用反映了极端暖湿的气候条件<sup>[8]</sup>, 说明红土的网纹化过程是在其母质形成以后发生的。

## 2.4 讨论

目前, 对南方红土中是否存在多个沉积-成壤旋回以及北方黄土-古土壤序列存在怎样的对比关系等问题还存在不同的认识<sup>[22,45]</sup>。由于网纹红土经历了很强的风化作用, 各种环境指标的适应性是今后南方红土研究中需要解决的一个重要问题。对于成都平原红土的研究, 由于受磁性地层年代控制点的限制, 将孢粉反映的古气候演化阶段与北方黄土-古土壤序列进行对比尚有一定困难, 剖面地层的变化与古气候变化存在怎样的关系等问题也需要进一步的工作。然而, 我们的研究结果已经表明, 成都平原至少在第四纪中期已经开始形成典型的风尘堆积, 与平原以西的川西高原风尘沉积的底界年龄相当<sup>[32,46]</sup>, 与长江中下游地区风尘沉积的形成时代也基本一致<sup>[7,8]</sup>, 表明从西向东由川西高原到成都平原再到长江中下游地区在第四纪中期环境状况可能发生了很大变化。从网纹红土层的孢粉分析结果也可以看出, 第四纪中期网纹红土母质的形成时期, 成都平原总体表现为温凉-寒凉的气候特征。长江中下游地区网纹红土中孢粉及植硅石的研究结果<sup>[28,29]</sup>显示出第四纪中期该区也处在相对温凉的气候条件下, 表明在此期间成都平原与长江中下游地区具有相似的气候特征, 所不同的是, 长江中下游地区的孢粉组合中喜暖湿气候条件的阔叶树种占较大比重<sup>[28]</sup>, 说明此时位于地势第二阶梯的成都平原比位于地势第三阶梯的长江中下游地区更加凉爽。

第四纪中期, 全球/区域性环境发生了一系列的急剧变化。深海氧同位素记录反映的全球冰量在此时期迅速扩张, 轨道尺度的主导周期也发生了变化<sup>[47]</sup>, 在中国北方的黄土记录中, 表现为冬、夏季风的显著增强<sup>[48]</sup>, 气候波动的周期也发生了与深海记录相同的变化<sup>[49]</sup>。第四纪中期成都平原相对寒凉-温凉的气候特征是全球气候变化的区域响应。同时, 很

多证据显示, 青藏高原在第四纪中期也有过快速的隆升过程<sup>[50,51]</sup>, 从而使高原大范围地进入冰冻圈<sup>[51,52]</sup>。青藏高原的隆升和冰川范围的扩张导致高原冬季风增强, 高原冬季风叠加在亚洲冬季风之上与南支西风急流一起构成了阻碍东南季风北进的巨大屏障。因此, 青藏高原在此时期的快速隆升以及冰川范围的扩张可能是造成该区气温相对较低的直接原因。

## 3 结论

通过对成都平原胜利和黄甲 2 个红土剖面系统的磁性地层学研究, 结合地层的沉积学、地球化学特征以及孢粉分析可以得出以下结论: (1)成都平原地区网纹红土的母质形成于第四纪中期, 成都黏土及部分网纹红土的母质属于风成成因。(2)在网纹红土母质形成的第四纪中期, 成都平原地区处在相对寒凉-温凉的气候条件下, 总体植被以针叶林为主。(3)第四纪中期成都平原相对寒凉-温凉的气候特征是对全球气候变化的区域响应, 而青藏高原的快速隆升以及冰川范围的扩张可能是形成该区气温较低的直接原因。

## 参 考 文 献

- 1 赵其国, 杨浩. 中国南方红土与第四纪环境变迁的初步研究. 第四纪研究, 1995, 2: 107—116
- 2 朱显谟. 中国南方的红土与红色风化壳. 第四纪研究, 1993, 1: 75—84
- 3 杨浩, 赵其国, 李小平, 等. 安徽宣城风成沉积-红土系列剖面 ESR 年代学研究. 土壤学报, 1996, 33(3): 293—300
- 4 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国, 等. 九江地区网纹红土的时代. 地质力学学报, 1997, 3(4): 27—32
- 5 吴锡浩, 徐和聆, 蒋复初, 等. 长江中下游地区网纹红土中撞击事件的首次发现与初步研究. 地质地球化学, 1995, 4: 83—86
- 6 李长安, 顾延生. 江西修水第四系网纹红土的地层学研究. 地层学杂志, 1997, 21(3): 226—232
- 7 乔彦松, 郭正堂, 郝青振, 等. 安徽宣城黄土堆积的磁性地层学与古环境意义. 地质力学学报, 2002, 4: 369—375
- 8 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气候意义. 科学通报, 2003, 48(13): 1465—1469
- 9 邵之刚, 李代钧, 李永昭. 成都平原更新世黏土的地质特征. 见: 中国地质学会第四纪冰川与第四纪地质专业委员会, 江苏省地质学会, 编. 第四纪冰川与第四纪地质论文集 (一). 北京: 地质出版社, 1984. 142—152
- 10 Hou Y M, Richard P, Yun B Y, et al. Mid-pleistocene Acheulean-like stone technology of the Bose basin, south China. Science, 2000, 287: 1622—1625[DOI]

- 11 朱照宇, 谢久兵, 王彦华, 等. 华南沿海地表红土地球化学特性变异的自然因素与人类活动干预. 第四纪研究, 2004, 24(4): 402—408
- 12 朱照宇, 徐义芳, 文启忠, 等. 华南雷州半岛第四纪多旋回火山岩-红土系列的层序与年代. 第四纪研究, 2001, 21(3): 270—276
- 13 朱照宇, 周厚云, 徐义芳, 等. 广东沿海红土的环境问题及其原因分析. 水土保持学报, 2001, 15(1): 31—35
- 14 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
- 15 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 赣北红土与北京邻区黄土及沙漠砂的粒度特征对比. 科学通报, 1999, 44(11): 1216—1219
- 16 胡雪峰, 沈铭能, 方圣琼. 皖南网纹红土的粒度分布特征及古环境意义. 第四纪研究, 2004, 24(2): 160—166
- 17 Xiong S F, Sun D H, Ding Z L. Aeolian origin of the red earth in southeast China. *J Quat Sci*, 2002, 17(2): 181—191[DOI]
- 18 李徐生, 杨达源, 鹿化煜, 等. 皖南第四纪风尘堆积序列的粒度特征及其意义. 海洋地质与第四纪地质, 1997, 17(4): 73—81
- 19 杨达源, 李徐生, 鹿化煜, 等. 安徽宣城地区的“黄土”和旧石器文化. 地质力学学报, 1997, 3(4): 85—89
- 20 杨达源, 韩辉友, 周旅复, 等. 安徽宣城地区中晚更新世风成沉积与环境变迁. 海洋地质与第四纪地质, 1991, 22(3): 97—104
- 21 袁国栋, 龚子同. 第四纪红土的土壤发生及其古地理意义. 土壤学报, 1990, 27(1): 54—62
- 22 李小平, 夏应菲, 杨浩. 安徽宣城第四纪红土剖面的全氧化铁含量及其古气候意义. 江苏地质, 1998, 22(3): 182—185
- 23 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 南方红土元素迁移特征及其古气候意义. 土壤学报, 2001, 38(1): 25—31
- 24 杨元根, 刘丛强, 袁可能, 等. 南方红土形成过程及其稀土元素地球化学. 第四纪研究, 2000, 20(5): 469—480
- 25 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 南方红土的剖面风化特征. 山地学报, 2000, 18(1): 7—12
- 26 于振江, 黄多成. 安徽沿江地区网纹红土和下蜀土的形成环境及其年龄. 安徽地质, 1996, 6(3): 48—56
- 27 熊尚发, 丁仲礼, 刘东生, 等. 南方红土网纹: 古森林植物根系的土壤学证据. 科学通报, 2000, 45(12): 1317—1321
- 28 王曼华. 江西赣江中游地区网纹红土的孢粉组合与古气候探讨. 见: 中国地质学会第四纪冰川与第四纪地质专业委员会, 江苏省地质学会, 编. 第四纪冰川与第四纪地质论文集. 北京: 地质出版社, 1985. 167—171
- 29 李长安, 顾延生. 网纹红土的植硅石组合及其环境意义的初步研究. 地球科学, 1997, 22(2): 195—198
- 30 谢树成, 易铁, 刘育燕, 等. 中国南方更新世网纹红土对全球气候变化的响应: 分子化石记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2003, 33(5): 411—417
- 31 李吉均. 青藏高原的地貌演化与亚洲季风. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 1—10
- 32 乔彦松, 赵志中, 王燕, 等. 川西甘孜黄土磁性地层学研究及其古气候意义. 第四纪研究, 2006, 26(2): 250—256
- 33 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data. *Geophys J Roy Astron Soc*, 1980, 62: 699—718
- 34 陈治荣, 何银武. 据  $^{14}\text{C}$  年龄数据浅议广汉黏土与成都黏土的时代归属. 山地研究, 1990, 8(3): 167—173
- 35 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿, 等. 中国南方红色风化壳. 北京: 海洋出版社, 1996. 153—157
- 36 Thorp J, Dye D S. The Chengdu Clays deposits of possible aeolian origin in western and northwestern Sichuan Basin. *Bull Geol Soc China*, 1936, 15(2): 225—246
- 37 谢又予. 中国石英砂表面结构图谱. 北京: 海洋出版社, 1984. 14—15
- 38 汪波, 聂前勇, 王运生, 等. 也论成都黏土的成因. 地质灾害与环境保护, 2002, 13(1): 54—64
- 39 Douglas D T. Grain-size indices, classifications and environment. *Sedimentology*, 1968, 10: 132—152
- 40 Visser G S. Grain size distribution and depositional process. *J Sediment Petrol*, 1969, 39: 1074—1106
- 41 Lu H Y, Vandenberghe, An Z S. Aeolian origin and paleoclimatic implications of the ‘Red Clay’ (north China) as evidenced by grain-size distribution. *J Quat Sci*, 2001, 16(1): 89—97[DOI]
- 42 Passega R. Grain size representation by CM pattern as a geologic tool. *J Petrol*, 1964, 34: 830—847
- 43 Pye K. Aeolian Dust and Dust Deposits. London: Academic Press, 1987. 1—165
- 44 卢演传, 文启忠, 黄伯均, 等. 中国黄土物质来源的初步探讨——石英粉砂颗粒表面结构的电子显微镜研究. 地球化学, 1976, 1: 47—53
- 45 胡雪峰, 程天凡, 巫和听. 南方网纹红土内是否可能存在多个“沉积-成土”过程的旋回? 科学通报, 2003, 48(9): 969—975
- 46 陈诗越, 方小敏, 王苏民. 川西高原甘孜黄土与印度季风演化关系. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(3): 41—46
- 47 Ruddiman W F, Ramymo M E, Marunson D G, et al. Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, 1989, (4): 353—412
- 48 郭正堂, 刘东生, Nicolas Fedoroff, 等. 约 0.85Ma B.P. 黄土高原区季风强度的变化. 科学通报, 1993, 38: 143—146
- 49 Ding Z L, Yu Z W, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quat Sci Rev*, 1994, (13): 39—70
- 50 刘东生, 郑绵平, 郭正堂. 亚洲季风系统的起源和发展及其与两极冰盖和区域构造运动的时代耦合性. 第四纪研究, 1998, (3): 194—203
- 51 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 1998, 43(15): 1569—1574
- 52 施雅风, 郑本兴, 李世杰, 等. 青藏高原中东部最大冰期时代、高度与气候环境探讨. 冰川冻土, 1995, 17(2): 97—112