

兰州九洲台黄土沉积年代的综合研究^①

陈发虎 张宇田 张维信 曹继秀

(兰州大学地理系)

提要 据上、下粉砂层在剖面上出现的位置、黄土—古土壤地层层序、¹⁴C、热释光(TL)和裂变径迹年龄以及古地磁测量结果,兰州九洲台黄土仅仅是距今140—150万年以来才沉积而成的,因而距今220—240万年以来形成的结论不能成立。

主题词 兰州九洲台黄土 古土壤序列 磁性年龄 绝对年龄(¹⁴C、TL和FT) 沉积年代

第一作者简介 陈发虎 男 27岁 博士研究生 自然地理

一 前 言

兰州黄土以其独特的地理位置,作为中国也是世界上最厚的风成黄土和最发育的黄土—古土壤系列而愈来愈受到国内外地质工作者的高度重视。兰州黄土大规模的研究工作开始于七十年代后期,其中王永焱等(1978A, 1978B, 1982),李吉均和D.W.Burbank(1985),E.Derbyshire等(1984, 1987)、白凤龙(1987)和曹继秀等(1988)都先后从不同角度做过不同程度的研究工作。兰州黄土又以九洲台剖面为其标准剖面,该剖面的研究成果多、程度深,但引起的争论也较大。

九洲台黄土剖面位于黄河北岸,直接覆盖于兰州段黄河最高级阶地砾石层之上,总厚度318.2m,其中风成黄土厚297.2m,底部水成黄土厚21.0m,是目前公认的最厚的风成黄土剖面。它由三十一个古土壤层、三个古土壤指示层和三十一个风成黄土层及四个冲积黄土层组成(图1)该剖面黄土开始沉积的年代是近年来关于兰州黄土争论的焦点所在,李吉均和Burbank认为九洲台黄土是距今130万年以来才沉积而成的(Burbank and Li Jijun, 1985),曹继秀等(1988)的研究也是这个结果,但E.Derbyshire等人(1987)则认为兰州九洲台黄土的沉积年代与陕西洛川黄土一致,是距今240—220万年以来沉积而成的。

九洲台黄土的沉积年代是解决其它问题的基础,若年代不能确定则无法利用该剖面中所蕴藏的丰富的环境演化和气候变迁信息来恢复古环境和古气候,当然也必将阻碍其它各项工作的开展;同时争论双方皆是国际著名第四纪学家,其结论在国内外影响较大,因而更有必要开展九洲台黄土沉积年代的研究。本文是在1988年9月召开的小型国际兰州黄土学术讨论会报告稿基础上完成的,文中不仅运用前人所用的古地磁测年手段,而且还依据黄土—古土壤系列、粉砂标志层在剖面中出现的位置、黄土的沉积速率,更重要的地笔者还利用¹⁴C、热释光和裂变径迹绝对测年手段,开展了综合研究,兹叙述如下,不妥之处,欢迎指正。

①国家自然科学基金项目

二 沉积年代

1. 标志层

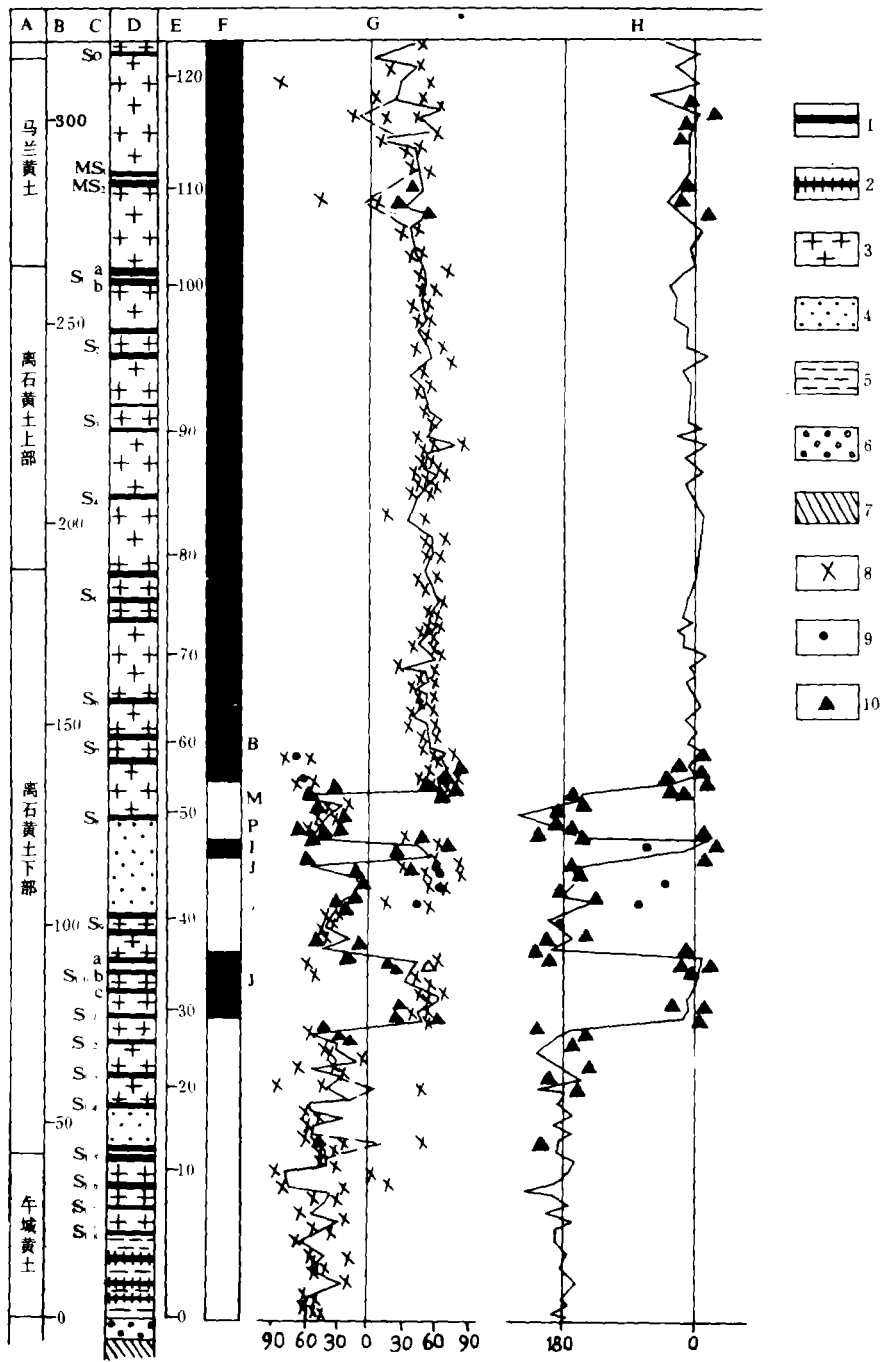
研究第四纪地层的方法之一是地层对比。第四纪黄土地层中具有其独特的、可作为黄土地层大范围对比的标志层,它们可分为两种:一是俗称“红三条”的 S_5 古土壤,二是上下两个粉砂层。“红三条”标志层在六盘山以东的黄土高原区无疑是最鲜明的标志层(刘东生等,1985),但对于气候变化反映极为敏感、黄土沉积速率是洛川四倍的兰州黄土而言,九洲台剖面上则不存在古土壤相叠在一起的“红三条”标志层,事实上所谓的“红三条”古土壤在九洲台剖面上表现为难以与其它古土壤层相区别的、上下相隔 6—7m 厚黄土的三个古土壤层(图 1)。

黄土地层中的上下粉砂层代表我国北方乃至整个中国第四纪期间的两次极干冷事件,具有黄土地层大范围对比的普遍意义(刘东生等,1985)。九洲台剖面上下两个粉砂层分别位于距剖面底部 98.6—126.8m 和 42.2—52.6m,前者形成于距今 77—90 万年,后者形成于距今 109—115 万年(刘东生等,1985)推算,77 万年以的平均沉积速率为 2.85m/万年,77 万年至 109 万年间的平均沉积速率为 2.25m/万年。考虑到压实作用(离石黄土下部及午城黄土的容重约是马兰黄土和离石黄土上部的 1.5 倍)和上下粉砂层沉积速率较其上下黄土或古土壤沉积速率偏大的事实(刘东生等,1985 年),笔者取午城黄土沉积速率 2.0m/万年推算剖面底界大约形成于距今 140 万年前后。

2. 磁性年龄

前人对九洲台黄土剖面古地磁极性做过较多的工作。王永焱等(1978A)最早测得 B/M 界线位于距剖面底部 101m 处,由此推得九洲台黄土开始沉积于距今 100—110 万年前后,不过当时用的考克斯年表未做校正,即 B/M 界线年龄为 69 万年。1983 年美国南加利福尼亚大学地质系教授 D.W.Burbank 在兰访问期间,与李吉均教授一起在九洲台剖面采集了 43 组样,在美国测得 B/M 界线位于由下而上 145m 处,哈拉米洛事件在由下而上 75—92m 之间,由此推得九洲台黄土开始沉积于距今 120 万年前后。曹继秀等人(1988)对九洲台剖面进行了系统采样,间距缩小、密度加大,共采集了 123 组样,古地磁极性柱与 D.W.Burbank 的相差不大,但在上粉砂层内发现了后哈拉米洛事件;E.Derbyshire 在兰州访问期间将曹继秀等人采集样品中的部分样品在英国进行了古地磁测量,其出现极性段的位置与曹继秀等人在国内的测理结果相似,但却认为松山反极性世内的二段正极性事件分别代表哈拉米洛和奥尔都维事件,由此推得九洲台黄土的沉积年代开始于距今 220—240 万年。本文所用的结果是在原 123 组样的基础上,针对有争议的地段和样点加密或补取、复取样 80 余组,每组仍取 3—5 个样本经过最佳磁场峰值 400O Ω 下进行交变退磁,测量结果如图 1 所示。

剖面上部由 69 号样品至 123 号基本为正极性,其中分别距顶面 18.2m 和 37.7m 的 117 号和 114 号样品出现很小的负倾角,前者平均值为 -6.7° ,三个样品中一个样品为正倾角,且 $\alpha_{95} \geq 90^\circ$; 后者平均倾角为 -1.3° ,三个样品中有两个分别出现正倾角,而且这两组样的磁偏角分别以 359.4° 和 321.1° 而落入正极性范畴,因而这两组样并不反映在这两个样点处存在正极性,加密取样的结果也证明了这一点(图 1)。随后,笔者对可能出现布莱克事件的 S_1 古土壤上下各 5m 范围内每隔 0.5m—1.0m 加密取样,但均没有出现布莱克事件,



1.古土壤 2.古土壤指示层 3.黄土 4.砂黄土 5.冲积黄土
 6.河床相砾石 7.红层 8.最大或最小值 9.平均值 10.补取样
 A——黄土地层 B——高度 C——古土壤层序 D——剖面
 E——取样位置和样号 F——磁性柱 G——磁倾角 H——磁偏角
 图1 九洲台剖面黄土-古土壤层序及磁性年龄

Fig.1 Loess-palaeosol sequences and palaeomagnetic age of Jiuzhoutai loess profile

洛川剖面也有类似的情形(刘东生等, 1985)。无疑由69号样品到剖面顶部的174.7m皆位于布容正极性世内。

64号至68号样品之间极性相当混乱, 64号样品向下以负极性为主(图1), 指示已进入松山反极性世, 因而B/M界线应位于64至68号之间。为了精确定出B/M界线的位置, 笔者对该段进行了加密取样, 测量结果表明原68号至66号为正极性, 65和64号为负极性(图1), B/M界线位于剖面底部向上135m处, 剖面上部183.2m为布容正极性世。E.Derbyshire等(1987)和D.W.Burbank等(1985)的B/M界线位置与笔者基本相同。

剖面下部135m内出现了两段正极性, 另外还有两个样点出现正极性或正偏角。该退磁结果与E.Derbyshire等人在英国的退磁结果大致相同。距剖面底部45.0m的23号样口出现正倾角(9.4°)和负偏角(173.7°), 这可能是由于所取样不在原层位或人为造成的。1986年笔者在原样位置及其上下新鲜剖面各取了一个样品, 结果皆表现出良好的负极性(图1)。31号样(距底界61.0m)平均倾角仅 0.5° , 且 $\alpha_{95} \geq 90^\circ$, 因而原样品基本不能用, 补取后也没有出现正极性。因而将这两个样点作为尼留旺1和2事件是一种误解。

松山反极性世内的下段正极性位于由下而上75.3—91.8m之间, 样品的正极性良好。上段正极性位于由下而上105.0—121.5m之间的51号样至57号样之间。不过最初取样剖面出露不好, 笔者怀疑没有取到原始层位, 随后笔者又两次对该段取样或加密取样, 结果只有距剖面底部113m至117m之间显示稳定的正极性, 虽磁性极弱, 看来也应该作为一次检性事件来处理。文献〔1—3、5、8、11〕均报道了上粉砂层中该段正极性的存在, 安藏生等在洛川北汉寨剖面上也发现了上粉砂层L_g中存在磁性极弱的正极性段或极性漂移段(刘东生等, 1985), 王永焱等(1985)也有相同结论。总之, 上粉砂层中的正检性段是客观存在的, 那么松山反极性世内的这两个正极性段代表哪两个极性事件呢? 上段正极性段位于上粉砂层中部, 其顶界距B/M界线仅18.0m, 显然不可能是哈拉米洛事件, 而只能是松山反极性世内哈拉米洛事件之后存在的后哈拉米洛事件, 该事件大约发生在距今80万年前后, 恰与上粉砂层沉积的的代相吻合。下段正极性段位于上、下粉砂层之间, 其内含有四层古土壤, 因而该事件应发生于距今80万年至110万年之间, 故它只能是哈拉米洛事件, 将其作为奥尔都维事件(E.Derbyshire, et al., 1987)是不合适的。

由B/M界线和哈拉米洛事件分别位于由下而上75.3—91.8m和135.0m推算, 73万年以来, 73—90万年和90万年以来的沉积速率分别为2.51m/万年、2.49m/万年和2.52m/万年。若按每万年沉积2.50m推算, 九洲台黄土是距今130万年以来的产物。

3、古土壤地层层序

前文曾指出九洲台黄土剖面共有三十一一个古土壤层和三个古土壤指示层, 最上一层古土壤位于地表之下0—2.5m以下, 厚0.3—0.7m, 中下部有机¹⁴C年龄分别为 4990 ± 110 a.B.P和 7390 ± 80 a.B.P, 故应当是黄土高原广泛分布的全新世黑垆土(S₀)。第二和第三层古土壤位于马兰黄土中, 埋深26.2m和26.9m, 其间隔以0.5m厚的黄土, 第二层古土壤顶部和中部¹⁴C年龄分别为 21780 ± 520 a.B.P和 29400 ± 1550 a.B.P., 指示这两层古土壤是末次冰期间冰段形成的古土壤, 这里暂定为MS_{1a}和MS_{1b}; 马兰黄土底部有两层相隔1.5m黄土的古土壤, 这对应于黄土地层中的S₁古土壤; 同样S₂和S₃古土壤皆分别由两层古土壤组成(图1); S₅古土壤在九洲台表现为相隔6—7m厚黄土的三层古土壤; S₃与S₅之间有一层发育最

好的古土壤，即 S_4 古土壤。 S_7 古土壤也表现为上、下两层，其间相隔 7.0m 厚的黄土，B/M 界线即位于下层古土壤之下的 L_8 黄土层中部， L_8 底部是 S_8 古土壤层，其下是黄土地层中的上粉砂标志层，它对应于 L_9 。上粉砂层之下的两层古土壤应当是 S_{9a} 和 S_{9b} ，哈拉米洛事件位于 L_{10} 之下，其内共有四层古土壤，上面三层相隔的黄土较薄，可作为 S_{10} ，底部一层是 S_{11} 。 S_{11} 至下粉砂层标志层 (L_{15}) 之间的三层古土壤分别为 S_{12} 、 S_{13} 和 S_{14} 。下粉砂层之下发育五层古土壤，最上面两层相距较近，可作为 S_{15a} 和 S_{15b} ，下面三层分别是 S_{16} 、 S_{17} 和 S_{18} 。风成黄土之下是厚 21.0m 的水成黄土，其内有三层古土壤指示层或砍切的说是水气交互作用下发育的古土壤，分别作为 S_{19} 、 S_{20} 和 S_{21} 。午城黄土内的五层古土壤和三层古土壤指示层显然是 WS_1 古土壤组的表现。因为 WS_1 开始发育于距今 148 万年前后 (刘东生等, 1985)，因而九洲台黄土剖面应是距今 140—150 万年以来才沉积而成的。

4. ^{14}C 、TL 和裂变径迹年龄

为了检验古土壤系列的正确性，笔者还对 S_0 古土壤、 MS_1 古土壤测了 4 个有机 ^{14}C 年龄，同时对 MS_2 之下的黄土、马兰黄土底、 L_{2a} 黄土和 L_{2b} 黄土顶界分别做了热释光测年 (图 2)。 S_0 古土壤中下部有机 ^{14}C 年龄指示，该古土壤相当于黄土高原黑垆土发育时期，代表了全新世气候最宜时期。 MS_{1a} 古土壤中前后取过两次样，第一次取在该层上部，其有机 ^{14}C 年龄为 21780 ± 520 a.B.P.。因受后期和现代植物根系的影响，该年龄应当偏年轻于古土壤停止发育的年龄，同时我们测了该样的无机 ^{14}C 年龄，结果是 24720 ± 290 a.B.P.。第二次在 MS_{1a} 中部取了一个 ^{14}C 样，测得有机 ^{14}C 年龄为 29400 ± 1550 a.B.P.，因而该层古土壤应是末次冰期间冰段古土壤。指示 MS_{1a} 和 MS_{1b} 共同组成了氧同位素阶段 3，从而消除了因 MS_1 位于深 26m 面企图将其作为 S_1 古土壤的想法。 S_1 古土壤上下各测了四个热释光年龄 (图 2)，JZD-6 号首次测得 51.59 ± 5.30 ka，JZD-9 号首次测得 92.43 ± 10.02 ka，虽然这两个年龄数据皆偏小于期望年龄，但仍可说明笔者确定的 S_1 古土壤是正确的，至于马兰黄土为何能沉积五十余米厚还有待再研究。为了消除取样误差，笔者与西安黄土及第四纪室热释光实验室一起，重取了 JZD-6 至 JZD-9 号样，测试结果 (图 2) 进一步证明了笔者所确

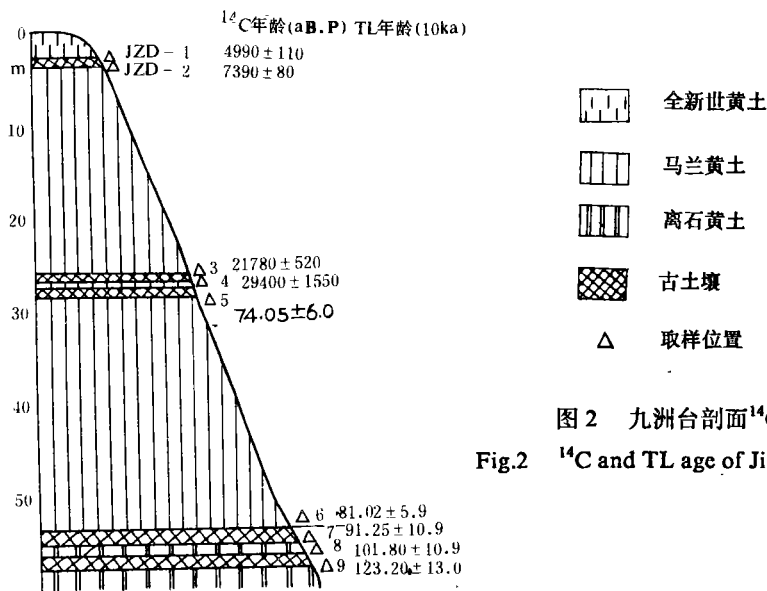


图 2 九洲台剖面 ^{14}C 和 TL 年龄

Fig.2 ^{14}C and TL age of Jiuzhoutai loess profile

定的 S₁ 古土壤的正确性,也就是该剖面古土壤系列的正确性,从而证实了九洲台黄土开始沉积于距今 140—150 万年前后的结论。

裂变径迹测年是地学测年的主要手段之一,也是第四纪测年的重要手段,利用裂变径迹技术测定石膏结晶年龄从而确定地层形成年龄的方法在国内已有报道(刘顺生等,1984)。九洲台黄土剖面下部含有较多结晶石膏,它们多位于古土壤层的上、下或冲积黄土中,是土壤形成过程或黄土沉积过程中 CaSO₄ 淋溶下渗并结晶而成的,其结晶年龄代表古土壤发育或黄土沉积的年龄。笔者测得剖面底界和距剖面底界 5.0m 处石膏的裂变径迹年龄分别为 1.450±0.11Ma 和 1.488±0.11Ma,该年龄数据更有力的说明了九洲台黄土开始沉积于距今 140—150 万年前后,也证明了古地磁年龄和古土壤地层层序的正确性。

三 讨 论

正如前文分析所指出的,由下、下粉砂层标志层在剖面上出现的位置推算的风成黄土年龄为 125 万年,底部水成黄土开始沉积于距今 140 万年;由磁性柱结合沉积速率推得九洲台剖面开始形成于距今 130 万年前后;由古土壤系列反映出九洲台剖面风成黄土开始沉积于距今 140—150 万年;裂变径迹年龄也指示剖面底界接近 150 万年。看来将九洲台风成黄土开始沉积年代定为距今 130 万年,底部水成黄土年代定为 140—150 万年是合适的。

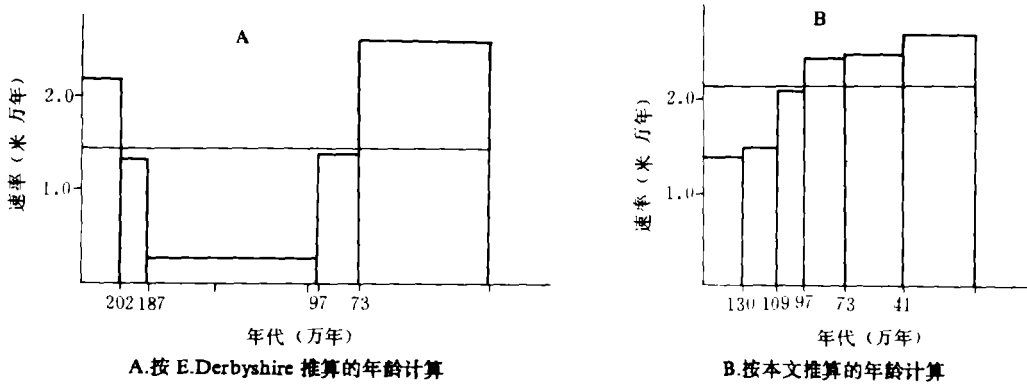


图3 九洲台剖面沉积速率
Fig.3 Deposition rate of Jiuzhou tai; loess profile

按照 Derbyshire 等人(1987)的磁性柱,九洲台剖面形成于距今 220—240 万年。正如前文所指出的该结果是他们将后哈拉米洛事件误当作哈拉米洛事件和将哈拉米洛事件误当作奥尔都维事件,以及将不存在正极性的两个样点分别当作尼留旺 1 和 2 正极性事件而造成的。即使假定 Derbyshire 等人的磁性柱是正确的,按其极性柱年龄推算的沉积速率在剖面上变化极大(图 3A),特别是 90 万年至 180 万年间的沉积速率仅 0.43m 万年,约相当于其前后沉积速率的 1/3—1/6,在图 3 上明显表现出沉积速率的低谷,该现象无法用第四纪气候变化的一般规律来解释,也与现在对第四纪气候变化的研究成果相违背。此情况只能用“地层缺失”来解释,然而笔者多次对九洲台黄土剖面进行了观察和测量,均没有发现侵蚀面、砂砾层等可指示黄土沉积间断的痕迹。事实上,若建立正确的磁性柱剖面,则沉积速率在剖面上的变化是不大的,也是有规律可循的,平均沉积速率由新至老逐渐减小(图 3B)。总之,按照笔者将九洲台黄土作为距今 140—150 万年以来的产物则可避免 Derbyshire 等人

无法解决的困境。

文中图件由兰州大学地理系韩品莲同志清绘, 热释光年龄由西安黄土室提供, ^{14}C 和裂变径迹由兰州大学地理系第四纪实验室提供, 徐齐治高工参加野外工作, 李吉均教授审阅全文并提出宝贵意见, 在此一并致谢。

收稿日期 1989年3月10日

参 考 文 献

- (1)王永焱等, 1978A, 地质科技, 第4期, 76-84页。
- (2)王永焱等, 1978B, 西北大学学报, 第2期, 1-27页。
- (3)王永焱等, 1982, 黄土与第四纪地质, 陕西人民出版社。
- (4)白凤龙, 1987, 地质论评, 33卷, 2期, 188-192页。
- (5)曹继秀等, 1988, 兰州大学学报(自然科学版), 24卷1期 118-122页。
- (6)刘东生等, 1985, 黄土与环境, 科学出版社。
- (7)王永焱等, 1985, 中国黄土研究的新进展, 陕西人民出版社。
- (8)刘顺生等, 1984, 裂变径迹年龄测定, 地质出版社。
- (9)Burbank, D.W. and Li Jijun 1985, Nature, 316 (4) 6026; 41-143.
- (10) Derbyshire, E., 1983 Origin and characteristics of some Chinese loess at two locations in china, In 'Eolian sediments and processes', Brookfield, M.E. and Ahlbrandt, T.S (eds), Elsevier, Amsterdam, P.69-90.
- (11) Derbyshire, E 1984 Granulometry and fabric of loess at Jiuzhoutai, Lanzhou, People's Republic of china, M.Decsi (ed), Geog.Res.Inst., Hungarian, 103-195.
- (12) Derbyshire, E., Wang Jingtai, John Show and Tim Rolph 1987 Interim results of studies of the sedimentology and remanent magnetion of the loess succession at Jiuzhoutai, Lanzhou, China, In 'Aspects of loess research', Liu Tungsheng (ed), China Ocean Press, p.175-191.

THE COMPREHENSIVE STUDY ON DEPOSITIONAL AGE OF JIOUZHOUTAI LOESS, LANZHOU

Chen Fahu Zhang Yutian Zhang Weixin Cao Jixiou

(Geological Department, Lanzhou University)

Abstract

The thickness of Jiuzhoutai loess section of Lanzhou is 318.2m which is the thickest loess section in China and in the world. The upsand loss and low-sand loess marker beds are respectively at 103.5 to 127.0 meters and at 45.0 to 52.5 meters high, which shows that the loess section was formed at 1.35 Ma ago and aeolian-loess began to deposit at about 140 Ma ago. The B/M boundary and Jaramiao normal event are located at 135.0m and at 75.5-92.0m high, which means that the loess section should be formed at 1.30 Ma. Also there are thirty-four palaeosols among which the first eight layers of palaeosols are so called the first Wucheng palaeosol group formed at 1.48 Ma. So the profile was formed at 1.40-150 Ma. The fission track age of gypsum samples collected at profile bottom and at 5.0m high are respectively at 1.48Ma and 1.45 Ma. Therefore, the caolianloess of Jiuzhoutai loess profile began to deposit at about 1.30 Ma and Alluvial-loess began to deposit at about 1.40-1.50 Ma.