

末次间冰期以来渭南黄土剖面 高分辨率古气候时间标尺

王文远¹ 刘嘉麒² 潘 懋¹ 刘东生²

(1. 北京大学地质系, 北京 100871; 2. 中国科学院地质研究所, 北京 100029)

摘要: 利用细颗粒热释光技术对渭南剖面重要地层界线处的7个样品进行了年龄测定, 并在此基础上, 结合已发表数据利用多项式回归方法建立了渭南剖面高分辨率的古气候时间标尺, 其中 S0/L1-1, L1-1/L1-2, L1-4/L1-5, L1-5/S1, S1/L2 的界线年龄分别为 1.1, 2.5, 5.1, 7.6, 12.8 ka, 除了 L1-4/L1-5 的界线年龄与氧同位素 3 阶段的起始年龄差距较大之外, 它们与 SPECMAP 深海氧同位素 5 以上各阶段的界线年龄可进行较好的对比, 而 L1-4/L1-5 的界线年龄与北太平洋风尘记录的氧同位素年龄却有很好的 consistency.

关键词: 黄土; 热释光; 高分辨率; 时间标尺.

中图分类号: P534.63; P532 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2000)01-0098-05

作者简介: 王文远, 男, 博士后, 1969年生, 主要从事第四纪地质学研究.

渭南黄土剖面位于陕西省渭南市阳郭镇水库边, 是目前发现的 15 万 a 来最完整的黄土-古土壤剖面之一, 也是测年最为详尽的剖面. 刘嘉麒等^[1]对渭南剖面进行了详细的 AMS¹⁴C, TL 测年, 并以此数据利用轨道调谐方法^[2]计算得出了渭南黄土剖面 15 万 a 以来的时间标尺^[3]. 但是, 近年来末次间冰期以来黄土记录的非轨道事件^[4,5]的发现, 使得以轨道调谐方法为基础的时间标尺无论在理论上, 还是在实际应用中都遇到了困难, 并可能导致错误的结果. 为此, 我们试图确定渭南剖面的重要地层界线, 并在此基础上结合已发表的年龄数据建立渭南剖面新的末次间冰期以来高分辨率古气候时间标尺, 为古气候的深入研究打下基础.

1 地层剖面及样品采集

渭南剖面地层总厚度为 12 m(图 1), 顶部 S0 在全区分布广泛, 厚度达 143 cm, 底界清楚, 顶部有约 34 cm 的现代耕作土层; L1 底界达 855 cm, 可分 5 层, 上(L1-1)、下(L1-5)为黄土层, 中间夹两层古



图 1 渭南剖面地层、已发表年龄数据^[1]及其样品采集位置
Fig. 1 Stratigraphy, ages-published and locations of sampling points of Weinan loess section

1. 耕作土; 2. 古土壤; 3. 黄土

土壤 L1-2, L1-4, L1-3 在它们之间虽为黄土, 但成壤程度较好, 以致很难与古土壤分开来, 在 L1-4 底部相当于 640 cm 处有一薄层钙结核层, 分布比较稳定; L1 向下逐渐变为 S1, 厚度 361 cm, 土壤发育程度高.

热释光样品采集位置(编号为 WT)见图 1,样品在采集时,先刮去了长期见光的表层土,然后挖取不暴露在外面的黄土、古土壤,挖成块状,装入小铝盒中盖紧,以防阳光晒退及水分的丢失。

2 热释光实验

2.1 测样的制备

测样的制备采用了细粒法^[6]。取约 200 g 样品,在暗室(红灯)中去掉表层部分,然后粉碎、过筛(180 目),先选取小于 180 目的粉末样品约 20 g,供测定铀、钍和钾质量分数;其余的先用 30% 的 H_2O_2 去除有机质,再用 50% HCl 处理去除 $CaCO_3$,而后再用蒸馏水反复冲洗,直至中性为止;应用静水沉降法分离出 4~11 μm 粒组,在烘箱中低温烘干(小于 60 $^{\circ}C$);此后,用丙酮溶液将其均匀沉淀在直径 1 cm 的圆铝片上制成测样,每个测片上含测样在 1 mg 之间,每个样品制备 30 个测片。

2.2 测年模型和等效剂量测定

根据 Wintle 等^[7]对第四纪沉积物热释光测年方法的研究,风积物、河湖相等沉积物中的石英、长石碎屑矿物在搬运和沉积过程中,已充分暴露在阳光下,是适合用于热释光方法作年龄测定的。若黄土中石英长石碎屑矿物的热释光信号强度对辐射剂量呈线性响应,可利用石英长石碎屑矿物的热释光作沉积物测年的模型,如图 2 所示。如果石英沉积后接收的环境辐射剂量率(D)是常数,则沉积后石英积累的热释光强度(I_d)就是沉积物形成年龄的一个度量,这样,只要准确地测定石英 I_d 的等效剂量(D_e)及沉积物环境辐射剂量率(D),则可得出沉积层形



图 2 第四纪沉积物热释光测年模型^[7]

Fig. 2 Model of thermoluminescence dating of Quaternary sediments

图中 I_o 为残留热释光: $I_n = I_o + I_d$

成的年龄(t),即有: $t = D_e/D$ 。

等效剂量(D_e)也称“古剂量”,是指矿物晶体沉积后积累热释光强度所吸收的环境电离辐射剂量。Lu 等^[8]对黄土热释光的研究表明,应用残留热释光法或再生热释光法测量等效剂量较可靠。本实验采用残留热释光法^[9]。测量时,6 个测片作天然热释光测量(N),6 个测片作天然的加 β 剂量诱发的热释光测量($N + \beta i$),6 个测片作天然的加 α 剂量诱发的热释光($N + \alpha i$),6 个测片作天然经太阳灯晒退的热释光剂量($N + S$)。人工加 β, α 的剂量值是根据样品的野外估计年龄得出,一般要保证最大的人工 β 剂量大于或等于估计等效剂量的 3 倍。各个测片的热释光测定均在 Daybreak TL System 中进行,测片在高纯氮气环境中从室温加热到 500 $^{\circ}C$,加热升温速率 10 $^{\circ}C/s$,微机自动处理数据,样品的典型热释光增长曲线如图 3a 所示。测得测片热释光值



图 3 渭南黄土剖面样品 WT2 热释光实验

Fig. 3 Drawings for TL experiment from the sample WT2 of Weinan loess section

a. 热释光增长曲线; b. 等效剂量的确定; c. “坪法试验”图

表 1 渭南热释光测年及放射性分析结果

Table 1 Thermoluminescence result from the fine grain and radioactivity data of Weinan loess section

编号	d/m	含水量/%	$w(U)/10^{-6}$	$w(Th)/10^{-6}$	$w(K_2O)/\%$	环境剂量率/ ($Gy \cdot ka^{-1}$)	D_e/Gy	坪区间/ $^{\circ}C$	t/ka
WT2	1.43	19.1	2.11	11.0	3.29	5.24 ± 0.32	53.8 ± 4.5	280~330	10.06 ± 1.06
WT11	3.73	9.2	2.10	11.1	2.50	5.29 ± 0.28	144.9 ± 2.3	350~400	27.45 ± 1.52
WT17	4.92	5.0	1.99	11.0	1.89	5.15 ± 0.38	218.7 ± 2.3	350~400	42.49 ± 4.55
WT18	5.10	5.5	2.29	11.2	2.08	5.51 ± 0.39	246.9 ± 12.0	350~400	44.79 ± 3.86
WT24	6.32	7.1	2.35	13.9	2.41	5.85 ± 0.37	353.6 ± 11.3	300~400	60.44 ± 4.29
WT35	8.54	12	2.38	10.5	2.78	6.64 ± 0.31	438.4 ± 12.8	350~400	71.45 ± 4.16
WT53	12.00	17	2.26	11.5	3.06	7.26 ± 0.43	929.3 ± 20.3	350~400	128.08 ± 8.06

后,对同一样品的各测片及相应表面样的各测片的热释光测定值均进行剂量标准化,用剂量标准化后的热释光测定值建立热释光生长曲线,并由此确定 I_d 的等效剂量(D_e)值(图 3b)。

各个样品都在发光温度 200~450 $^{\circ}C$ 范围内每隔 10 $^{\circ}C$ 测定了 I_d 的等效剂量值,所测样品都出现了较宽的等效剂量“坪”,典型的见图 3c,表明了在此温度范围内样品的热释光敏感性不因 β 照射和加热过程而变化,也反映了表面样的热释光敏感性与样品相同。

2.3 环境辐射剂量率的测定

黄土和古土壤基本为厚层状的均质体,因而黄土中矿物晶体接收的环境辐射剂量主要来自周围土体的铀、钍和钾等放射性核素蜕变产生的 α 、 β 和 γ 辐射。根据 Atiken^[10]提供的土体中铀、钍和钾质量分数与环境辐射剂量率的关系,就可以计算样品的环境辐射剂量率。其中,利用中子活化分析测量了铀和钍质量分数,用原子吸收光谱法测量了钾的质量分数,宇宙射线对剂量率的贡献是根据 Prescott 等^[11]的研究结果作的估计,约 0.15 Gy/ka,另外,每个样品都作了含水量的测定,并根据含水量对剂量率作了修正^[12]。上述各项测量结果均列于表 1。

3 测年结果及其可靠性

渭南剖面 7 个样品的热释光测年结果都列在表 1 中,我们认为结果是可靠的,这可由下列几方面来说明:(1)剖面各个样品经光晒退后都未发生热释光感量明显变化,测定的等效剂量(D_e)值取自“坪”区间,等效剂量(D_e)值是可靠的;(2)如果按渭南剖面地层深度排列本文测年结果和已发表 TL 样品年龄结果^[1],可以看出,尽管二者在测量实验室、测量仪器和测量者方面都不同,但年龄结果表现了很好的

一致性,在 18 个年龄中仅有 WT18, TL8, WT24 和 TL9 的年龄结果出现倒转,但在误差范围内,测年结果尚属于正常序列。同时,WT2 的热释光年龄值与近乎于同一深度的 AMS¹⁴C 年龄值相当吻合;(3)一般认为,黄土地层序列的年代和深海氧同位素记录可以对比^[13],S0 对应于深海氧同位素 1 阶段,L1 对应于 2,3 和 4 阶段,S1 对应于深海氧同位素 5 阶段。WT2, WT35 和 WT53 样品取于剖面 S0/L1-1, L1-5/S1, S1/L2 的界线处,其热释光年龄与 SPECMAP 深海氧同位素^[14]1/2, 4/5, 5/6 阶段的界线年龄基本一致,这也给以了佐证。

4 末次间冰期以来高分辨率古气候时间标尺

在本文测定的热释光年代数据和已发表的 AMS¹⁴C, TL 数据基础上,我们建立了末次间冰期以



图 4 末次间冰期以来渭南黄土剖面年代-深度时间模式
Fig. 4 Depth-age model of the Weinan loess section of Late Quaternary

来渭南剖面的高分辨率古气候时间标尺,图 4 给出了表述年代-深度关系的三次多项式拟合曲线方程($R^2=0.9946$).在拟合中,假设剖面顶部(0 m)为 0 ka,并把这个数据点加到原始数据中进行拟合.选择多项式拟合方法主要基于以下两点考虑:(1)热释光年代数据的误差较大,一般在 10% 左右;(2)剖面的年代学数据较多.

依据上述年代-深度时间模式,就可计算渭南剖面任一深度的年代了,其中 S0/L1-1, L1-1/L1-2, L1-4/L1-5, L1-5/S1, S1/L2 的界线年龄分别为 1.1, 2.5, 5.1, 7.6, 12.8 (ka).之所以强调这些地层界线的年代,是因为它们在古气候演化方面有重要意义.例如, S1/L2 界线的年龄代表了末次间冰期开始时的年代; L1-1/S1 界线的年龄代表了末次间冰期结束时的年代; L1-4/L1-5 界线的年龄相当于深海氧同位素 3 阶段的起始年代, L1-1/L1-2 界线的年龄则相当于深海氧同位素 3 阶段结束的年代; S0/L1-1 界线的年龄代表了末次冰期的结束时代,也就是冰后期的开始.以上所得渭南剖面的这些界线年龄基本上与 SPECMAP 深海氧同位素^[14]相对应阶段界线的年龄基本一致,但是,渭南剖面 L1-4/L1-5 界线的年龄(5.1 ka)与对应的 3 阶段的起始年代(6.0 ka)相差较大,而 L1-4/L1-5 界线处的实测年龄则与 3 阶段的起始年代基本一致.有趣的是,另一些黄土剖面^[15-17]此界线的热释光年龄也约为 5.0 ka,这个年龄与北太平洋风尘记录^[18]的氧同位素年龄有很好的-一致性,因而,从风尘来源的角度来讲,5.0 ka 作为 L1-4/L1-5 界线的年龄可能更为真实,但这有待于在更广的时空尺度上深入研究.

在多个实测年龄基础上,以多项式回归方法建立的时间模式提供了末次间冰期以来渭南黄土剖面高分辨率的古气候时间标尺,确定了重要的地层界线,无疑将为探讨短尺度气候变化及其古气候事件的确定打下基础.

实验在北京大学考古系热释光实验室完成.北京大学陈铁梅教授、国家地震局地质研究所卢演涛和聂高众研究员曾给予指导和帮助,并得到了杨全、刘爱国、胡碧茹、尹功明、陈杰的大力帮助,核工业部地质研究所对样品铀、钍和钾含量进行了测定,在此一并致谢.

参考文献:

- [1] 刘嘉麒,陈铁梅,聂高众,等.渭南黄土剖面的年龄测定及 15 万年来高分辨率时间序列的建立[J].第四纪研究,1994, 3: 193~202.
- [2] 丁仲礼,余志伟,刘东生.中国黄土研究新进展(三):时间标尺[J].第四纪研究,1991, 4: 336~348.
- [3] Liu J Q, Nie G Z, Song C Y, et al. A high resolution time scale for the past 150 000 years at Weinan loess section, Central China [J]. Scientia Geologica Sinica, 1995, 1 (Suppl): 9~22.
- [4] Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the Last Glaciation [J]. Nature, 1995, 375: 305~308.
- [5] Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon [J]. Annu Rev Earth Planet Sci, 1998, 26: 111~145.
- [6] Zimmerman D W. Thermoluminescence dating using fine grain from pottery [J]. Archaeometry, 1971, 13: 29~52.
- [7] Wintle A G, Huntley D G. Thermoluminescence dating of sediments. Quaternary Science Reviews, 1979, 1: 31~53.
- [8] Lu Y C, Zhang J Z, Xie J. Thermoluminescence dating techniques from loess and sand dunes [A]. In: Liu T S, ed. Loess, environment and global change [C]. Beijing: Science Press, 1991. 132~141.
- [9] Singhvi A K, Sharma Y P, Agrawal D P. Thermoluminescence dating of sand dunes in Rajasthan, India [J]. Nature, 1982, 295: 313~315.
- [10] Atiken M J. Thermoluminescence dating [M]. London: Academic Press, 1985. 24~29, 66~80.
- [11] Prescott J R, Stephan L G. The contribution of cosmic radiation to the environmental dose for thermoluminescent dating, latitude, attitude and depth dependences [J]. Council of Europe Journal PACT, 1982, 6: 17~25.
- [12] Fleming S J. Thermoluminescent techniques in archaeology [M]. Oxford: Clarendon Press, 1979. 30~33.
- [13] 刘东生.黄土与环境[M].北京:科学出版社,1985. 1~482.
- [14] Imbrie J, Hays J D, Martinson D G, et al. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record [A]. In: Berger A, Imbrie J, Hays J D, et al, eds. Milankovitch and climate: understanding the response to astronomical forcing [C]. Netherland: Reidel Publishing, 1984. 269~305.
- [15] Forman S L. Late Pleistocene chronology of loess deposition near Luochuan, China [J]. Quaternary Research, 1991, 36: 19~28.
- [16] Fang X M, Li J J, Derbyshire E, et al. Micromorphology of the Beiyuan loess-paleosol sequence in Gansu Province,

China: geomorphological and paleoenvironmental significance [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1994, 111: 289~303.

[17] Lu Y C, Zhang J Z, Xie J. Thermoluminescence dating of loess and paleosols from the Lantian section, Shanxi

Province, China [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1988, 7: 245~250.

[18] Hovan S A, Rea D K, Pisias N G, et al. A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: aeolian flux to the North Pacific. *Nature*, 1989, 340: 296~298.

RECONSTRUCTION OF THE HIGH RESOLUTION TIMESCALE IN THE WEINAN LOESS SECTION OF THE LATE QUATERNARY

Wang Wenyuan¹ Liu Jiaqi² Pan Mao¹ Liu Dongsheng²

(1. Department of Geology, Peking University, Beijing 100871, China; 2. Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China)

Abstract: Seven samples of loess and paleosol collected from the major stratigraphic boundaries of the Weinan section, Shaanxi Province, have been dated using the fine-grain TL technique. Based on the TL results and previously ages-published from this section, the polynomial regression methods are applied to developing the high resolution timescale for the Weinan loess section in the Late Quaternary. According to this timescale, the ages of S0/L1-1, L1-1/L1-2, L1-4/L1-5, L1-5/S1 and S1/L2 stratigraphic boundary of Weinan section are 1.1, 2.5, 5.1, 7.6 and 12.8 ka. With exception of the maximum difference between the ages of L1-4/ L1-5 and the ages of 3/4 stage boundary of the deep-sea oxygen isotopes, they are generally consistent with the ages of 1/2, 2/3, 4/5 and 5/6 stage boundary of the deep-sea oxygen isotopes in the SPECMAP curve.

Key words: loess; thermoluminescence dating; high resolution; timescale.

东昆仑塔妥煤矿羊曲组化石新材料及地质意义

张克信 骆满生

(中国地质大学地球科学学院, 武汉 430074)

东昆仑塔妥煤矿羊曲组呈断片分布, 为东昆仑造山带东段昆中蛇绿混杂岩带中的最年轻的一个构造岩片, 前人认为其时代为早侏罗世^[1~2]。

据本次塔妥煤矿羊曲组实测剖面研究, 可将羊曲组自下而上划分为 3 个岩性段: (1) 砂砾岩段 (TJ_y¹), 为灰白色、黄褐色、黄灰色、灰紫色中一厚

层状复成分砾岩、石英砾岩、含砾石英质杂砂岩, 夹深灰色、黄灰色中厚层状粉砂岩、泥质粉砂岩, 发育交错层理、平行层理, 为河流相产物。(2) 含煤砂泥岩段 (TJ_y²), 为深灰色、褐灰色薄—中厚层状泥质粉砂岩、粉砂质泥岩、钙质泥岩与灰黑色炭质泥岩互层, 夹数层煤线及可采煤 4 层, 发育小型交错层理、平行层理、水平层理、小型波纹层理。富含植物碎屑、孢粉, 产淡水双壳类, 主要为湖沼相产物。(3) 砂岩段

(下转 110 页)