

黄河源区土壤风成母质年代学研究

李萍^{1,2}, 鄂崇毅^{1,2}, 吴成永^{1,2}, 张晶^{1,2}, 吕顺昌^{1,2}, 闫文亭^{1,2}

(1. 青海师范大学地理科学学院, 青海 西宁 810008; 2. 青海省自然地理与环境过程重点实验室, 青海 西宁 810008)

摘要: [目的] 获取黄河源区代表性土壤剖面风成母质的发育年代, 结合区域古环境记录, 探讨母质形成的气候背景, 为该区可持续发展提供科学依据。[方法] 采用中颗粒(38~63 μm)石英单片再生剂量法, 测定黄河源区 10 个土壤剖面底部风成母质层的光释光年代; 利用 Malvern 2000 激光粒度仪测得土壤的粒度机械组成; 采用重铬酸钾—硫酸消化法测定土壤的有机质含量。[结果] ①该地区土壤平均粒径介于 14~37 μm , 以粉砂为主(体积约占 85%); 有机质含量介于 13.1~41.1 g/kg, 平均含量为 27.2 g/kg; ②黄河源区土壤母质层开始形成时间大多数集中在晚全新世, 特别是近 2 000 a; ③黄河源区土壤剖面平均厚度为 (0.46±0.05) m, 土层厚度较薄, 风尘堆积速率达 (16±0.07) m/ka。[结论] 黄河源区现存土壤厚度较薄, 有机碳储量较高; 土壤主要是在相对干冷的晚全新世气候下发育的, 发育模式以风尘加积型为主。

关键词: 黄河源区; 风成母质; 光释光测年

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2018)05-0115-07

中图分类号: P597⁺.1

文献参数: 李萍, 鄂崇毅, 吴成永, 等. 黄河源区土壤风成母质年代学研究[J]. 水土保持通报, 2018, 38(5):115-121. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2018.05.019. Li Ping, E Chongyi, Wu Chengyong, et al. A study on aeolian parent material chronology in source region of Yellow River[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2018, 38(5):115-121.

A Study on Aeolian Parent Material Chronology in Source Region of Yellow River

LI Ping^{1,2}, E Chongyi^{1,2}, WU Chengyong^{1,2}, ZHANG Jing^{1,2}, LÜ Shunchang^{1,2}, YAN Wenting^{1,2}

(1. School of Geographical Science, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008, China; 2. Qinghai Province Key Laboratory of Physical Geography and Environmental Process, Qinghai Normal University, Xining, Qinghai 810008, China)

Abstract: [Objective] To obtain the optically simulated luminescence (OSL) age of parent material of the representative soil profile in the source region of the Yellow River, reveal the development and formation of parent material based on the paleoclimate records, in order to provide scientific basis for the soil conservation and sustainable development of the area. [Methods] The silt-sized (38~63 μm) quartz optically stimulated luminescence single-aliquot regenerative (SAR) dose protocol was used to obtain the OSL ages of parent material layer at the bottom of 10 different soil profiles. The soil particle size was measured by Malvern 2000. The content of soil organic matter was determined by potassium dichromate-sulfuric acid digestion. [Results] ① The soil was mainly composed of silt (account for 85%), and the average grain size was ranged between 14 and 37 μm . The content of soil organic matter was between 13.1 and 41.1 g/kg, and the average value was 27.2 g/kg. ② Soil in the source area of the Yellow River mainly developed since late Holocene, especially since the near 2000 years. ③ In this region, the average thickness of soil profile was (0.46±0.05) m, and the average dust accumulation rate was (16±0.07) m/km². [Conclusion] The remarkable characteristics of the modern soil in source area of the Yellow River included thin soil layer and relatively high storage of

收稿日期: 2018-02-25

修回日期: 2018-04-10

资助项目: 青海省自然科学基金项目“青藏高原高寒草甸土壤年代学及气候环境背景分析”(2017-ZJ-901); 国家自然科学基金资助项目“青海湖流域土壤年代学及其气候背景分析”(41761042, 41361047)

第一作者: 李萍(1994—), 女(汉族), 河南省鹤壁市人, 硕士研究生, 研究方向为第四纪沉积物年代学。E-mail: lp1521469687@163.com.

通讯作者: 鄂崇毅(1979—), 男(土族), 青海省民和县人, 博士, 教授, 主要从事第四纪沉积物年代学研究。E-mail: echongyi@163.com.

organic carbon. As a sequence, the formation and development of soils mainly occurred in a relatively dry and cold climate condition of late Holocene, and the development model was mainly aeolian dust aggradation.

Keywords: source region of the Yellow River; aeolian soil parent material; optically stimulated luminescence dating

黄河流域是全球水土流失最严重区域之一,维系该区土壤安全对于流域生态安全、水土安全和可持续发展意义重大^[1-2]。以往的研究多集中在黄河中下游土壤的水土保持,而对于上游土壤研究甚少^[3],特别是黄河源区土壤。该区土壤的健康是保证黄河“一江清水向东流”的关键,也是维系当地农、牧民生计的重要条件。该区土壤显著特点是土层较薄、土壤发生层发育不明显,多数土壤剖面仅发育表土有机质层和下部母质层,指示其成土时间较短,但其具体形成时代尚不清楚,其形成发育的气候背景也无从谈起。黄河源区因其平均海拔高、强风频繁、寒冷干燥、植被稀疏导致土壤发育强度较弱,土壤母质以风成黄土和风成砂为主,而母质作为土壤发育的起点,系统研究其年代学特征对于理解土壤的形成、发育具有重要意义。

鉴于高原植被以草本植物为主,生物量主要集中在地下根系,根系随时间在微生物的作用下以土壤有机质的形式持续的输入和分解,因此运用传统的碳十四测年法对有机质含量较高的草甸土进行定年会导致土壤年代偏年轻。光释光测年法的测年材料以石英、长石为主,是沉积物中占土壤总重量 95% 以上的矿物^[4],丰富易得。根据已有的研究发现,青藏高原土壤主要以风尘加积型为主^[5],在搬运过程中石英易于晒退,非常有利于光释光测年。因此,运用光释光

测年技术测定该区土壤风成母质的年代具有较大的优势。本文拟通过光释光测年法对黄河源区河南县不同海拔 10 个不同类型土壤剖面中的风成母质进行测年,进而确定该区土壤的发育年代,进而讨论土壤发育的气候背景,为区域可持续发展提供科学依据。

1 研究区概况与样品采集

1.1 研究区概况

研究区位于青海省黄南州河南县(34°35′23″N, 101°51′0″E),属于黄河源区,平均海拔 3 600 m 左右,该区属高原亚寒带湿润气候区。该县多年平均气温 -4 ℃,平均降水量为 350 mm,年平均潜在蒸发量为 1 415 mm,年平均风速 2.3 m/s,日照时间长,总辐射量大。境内草地类型以高山草甸类和沼泽化草甸类为主^[6]。采样区主要位于河南县的赛尔龙乡与柯生乡,10 个剖面共采集 13 个释光样品。该区土壤类型丰富多样,除面积较广的草甸土外,还有黑钙土,栗钙土等类型(见表 1),土壤母质多以风尘加积型发育为主,土壤发育强度较弱,无明显的淋溶淀积层,腐殖质层直接披覆在母质层或母岩之上,根据土壤发生学理论,对采集的土壤剖面进行了土壤发生层的划分^[7],主要分为草毡层,腐殖质层,过渡层,和母质层。其相关的海拔、地形、植被等详细信息见表 1。

表 1 黄河源区各采样点基本信息

样品编号	经纬度	海拔/m	深度/m	地貌类型	土壤类型	主要植被
WMH ₁	34°35′25.7″N, 101°51′02″E	3 560.90	0.370	河谷	草甸土	金露梅
WMH ₂₋₁	34°35′22.9″N, 101°51′00″E	3 566.20	0.260	河谷	草甸土	金露梅
WMH ₂₋₂	34°35′22.9″N, 101°51′00″E	3 566.20	0.380	河谷	草甸土	金露梅
JGS ₂	34°31′28.4″N, 101°31′29″E	3 779.10	0.650	陡坡	黑钙土	锦鸡儿
JKR ₁	34°32′33.5″N, 101°56′18″E	3 470.40	0.800	缓坡	栗钙土	点地梅
JKR	34°32′33.5″N, 101°56′18″E	3 470.40	0.250	平坦山顶	栗钙土	点地梅
JKRR	34°32′33.5″N, 101°56′18″E	3 470.40	0.340	缓坡	栗钙土	点地梅
JNS	34°36′12.3″N, 101°32′52″E	3 633.80	0.550	缓坡	栗钙土	点地梅
SEL ₂	34°29′32.9″N, 102°08′10″E	3 340.00	0.500	山麓缓坡	黑钙土	点地梅
TL ₁	34°16′10.7″N, 101°30′22″E	3 647.30	0.180	缓坡	草甸土	金露梅
TL ₂	34°17′14.8″N, 101°30′41″E	3 795.50	0.280	陡坡	草甸土	金露梅
TL ₄₋₂	34°17′56.3″N, 101°30′14″E	3 733.10	0.400	缓坡	草甸土	金露梅
TL ₄₋₃	34°17′56.3″N, 101°30′14″E	3 733.10	0.850	缓坡	草甸土	金露梅

1.2 样品采集

光释光的样品需要保证在采集时不被曝光, 首先, 将剖面周围松散的沉积物清除干净, 至少剥除表面 30~50 cm 可能曝光的部分。用长约 35 cm, 直径 5 cm 的不锈钢钢管, 水平打入新鲜剖面, 当钢管充满样品时取出, 两头塞入棉花用不透明胶带将两头迅速密封, 确保样品不曝光, 水分不散失, 最后在管子上标记样品编号。

2 研究方法

2.1 粒度与有机质

粒度与有机质试验均在青海省自然地理与环境过程重点实验室进行。粒度试验采用马尔文公司制造的 Malvern 2000 型仪器进行(该粒度仪测量范围为 0.02~2 000 μm)。样品的前处理采用鹿化煜等^[8]的前处理方法: 称取过 2 mm 方孔标准筛样品 0.3~0.5 g, 分别用足量的 10% 双氧水、10% 稀盐酸在加热条件下与样品充分反应去除样品中的有机质和碳酸盐, 最后加超纯水静置 12 h 后抽掉上清液, 加入六偏磷酸钠溶液(防止样品凝结)上机测试。

有机质试验采用重铬酸钾—硫酸消化法^[9]。称取过 60 目筛的样品 0.1~0.5 g, 加入 0.4 mol/L 的 $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 10 ml, 放入温度为 185~190 $^\circ\text{C}$ 油浴锅 5 min 后取出。加邻菲罗啉指示剂, 最后用 0.2 mol/L 的 Fe_2SO_4 溶液滴定。

2.2 光释光年代测定

2.2.1 光释光样品预处理 本研究的 13 个光释光样品的测试工作在青海省自然地理与环境过程重点

实验室—释光年代学室(暗室弱红光, 中心波长约为 655 \pm 30 nm)进行。首先, 将钢管两端 3~5 cm 厚的可能曝光的样品取出, 在 40 $^\circ\text{C}$ 下烘干后用于环境剂量率的测量; 选取中间未曝光的部分用于等效剂量测量。用湿筛法分选出 38~63 μm 的颗粒, 加入 10% 的 HCl 去除碳酸盐以及石英表面可能包裹的铁氧化物, 纯水清洗 3 遍, 然后少量多次加入 30% 的 H_2O_2 去除有机质后用纯水清洗 3 遍。再用 H_2SiF_6 浸泡 2 周左右, 除去样品中的长石和其他矿物。最后, 纯水清洗 3 遍后加入 10% 的 HCl 溶液, 除去样品反应过程中产生的氟化物, 超纯水清洗 3 次, 烘干备用。

释光测年的计算公式为:

$$\text{Age(ka)} = \text{Dose} / \text{Dose Rate}$$

式中: Dose——等效剂量(Gy); Dose Rate——环境剂量率(Gy/ka)。

等效剂量率(Dose)的测定在 Riso TL/OSL-DA-20-C/D 型热/光释光仪上完成, 辐照源为人工 β 源 $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$, 每秒辐照剂量率为(0.129 \pm 0.002) Gy。环境剂量率(Dose Rate)的测定用中子活化分析法, 测定元素 U, Th, K 为代表的放射性元素含量。样品的中值粒径集中分布在 20~40 μm 之间, 因此采用中颗粒(38~63 μm)石英材料进行等效剂量测试。在测等效剂量 Dose 值之前需进行石英纯度检测, 分别用红外(波长 830 nm)、蓝光(470 \pm 20 nm)激发, 若样品的 IR LED 信号较高, 需重新用氟硅酸浸泡, 直至红外信号达到较低(IRSL/OSL<5%)的水平。具体流程采用石英单片再生剂量法(single-aliquot-regenerative-dose protocol, SAR)^[10-11](详见表 2)。

表 2 单片再生剂量法测量步骤

步骤	操作项目	有关说明
Set ₁	辐照已知(再生)剂量 D_i	i 为循环数, 当 $i=0$ 时为天然剂量(即不辐照)
Set ₂	预热 200 $^\circ\text{C}$, 时间 10 s	去除不稳定信号
Set ₃	90% 蓝光激发, 激发温度 125 $^\circ\text{C}$, 时间 40 s	获得光释光信号 L_x
Set ₄	辐照试验剂量	校正释光感量变化
Set ₅	预热 160 $^\circ\text{C}$, 时间 0 s	去除不稳定信号
Set ₆	90% 蓝光激发, 激发温度 125 $^\circ\text{C}$, 时间 40 s	获得试验剂量的光释光响应 T_x
循环	重复步骤 1—6	开始下一个测量循环

2.2.2 样品光释光预热坪检验 由黄河源区 10 个剖面的代表样品 WMH₁ 和 JKR₁ 的光释光信号生长衰减曲线(见图 1), 可知石英晒退充分, 适合用 SAR 法对该区样品进行 Dose 值的测试。为了消除实验室人工辐照产生的不稳定 OSL 信号, 获得相对可靠的等效剂量 Dose 值, 检验 SAR 程序预热温度条件适宜

性的可靠方法之一是预热坪试验。采用 JGS₂ 样品进行试验, 以 20 $^\circ\text{C}$ 为间隔测试 180~300 $^\circ\text{C}$ 不同温度的等效剂量, 通过试验可以发现预热温度在 180~240 $^\circ\text{C}$ 时 Dose 值较一致, 有一个明显的坪区(见图 2)。当温度为 200 $^\circ\text{C}$ 时, 等效剂量误差较小, 因此最终选择 200 $^\circ\text{C}$ 为预热温度, 并对所有样品采用该预热条件。

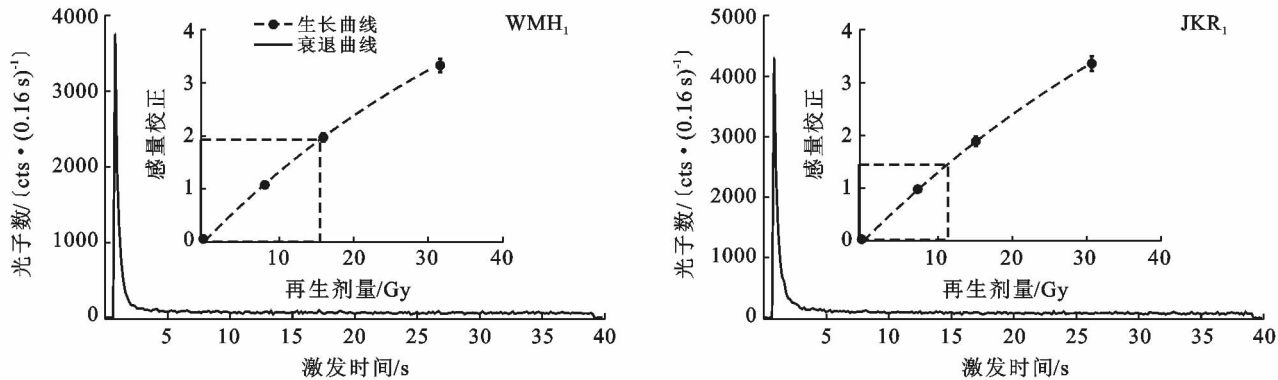


图 1 WMH₁ 和 JKR₁ 样品衰减曲线和生长曲线

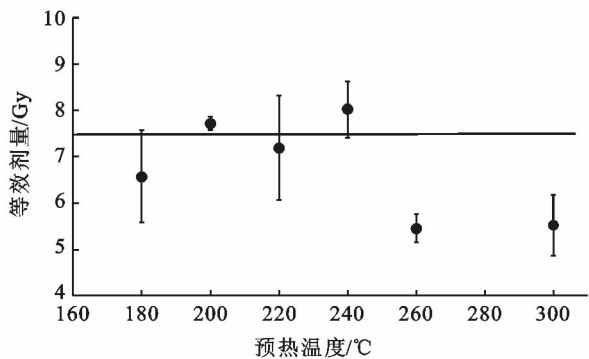


图 2 JGS₂ 样品预热坪实验

3 结果

3.1 黄河源区粒度与有机质

土壤粒度形态以 3 峰为主(见图 3a—c),其中主峰峰值粒径分布在 45 μm 左右,次峰峰值粒径分布在 500 μm 左右,中值粒径分布在 20~40 μm 之间。且各采样点粒径分布规律有基本一致的趋势。通过粒度组分图(见图 3d),可知该区沉积物中土壤黏粒组分体积含量只占土壤总体积的 10%~20%,粉砂体积含量占总体积的 80%~90%,砂体积含量占总体积的 10%~40%。

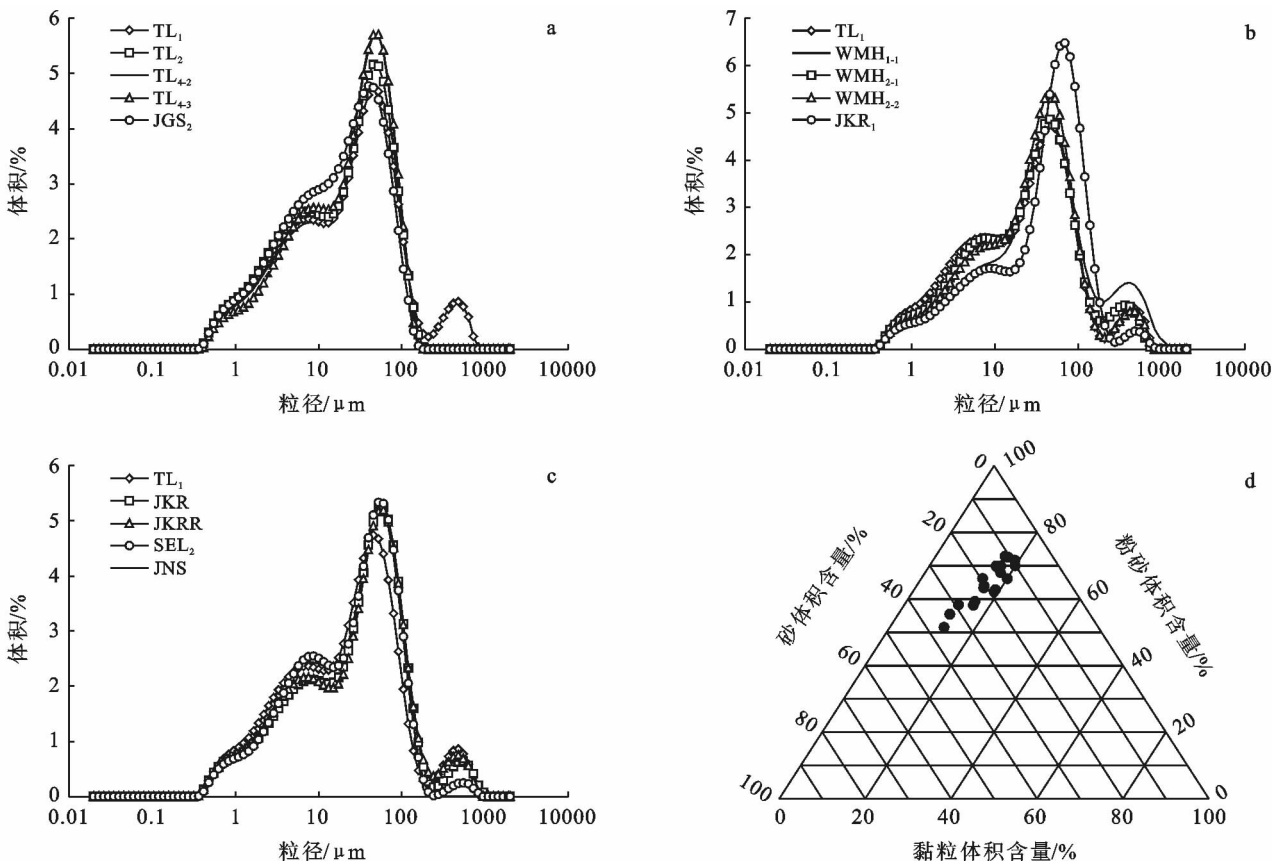


图 3 采样区土壤的粒径分布和粒径组分体积含量

土壤有机质含量介于 13.1~41.1 g/kg 之间,平均含量为 27.2 g/kg。通过土壤有机碳浓度、土壤深度与土壤容重可以计算土壤有机质碳储量^[12-13]。假设黄河源区土壤容重为 1.5 g/cm³,计算可知本研究区有机碳储量最大为 35.36 kg/m²,最小为 3.69 kg/m²,平均储量为 18.05 kg/m²,高于全国土壤的平均有机碳密度^[14]。该地区土壤有机碳含量较高,这与黄河源区高寒气候影响下的土壤水分含量大、温度较低、

生物分解作用微弱等因素有关。

3.2 采样区光释光年代结果

表 3 是计算黄河源区石英年代的相关要素的汇总,包括样品号、深度、环境放射性元素含量、含水量(采用实测含水量)、石英剂量率及年代结果。由 13 个年代结果可以看出,土壤母质年代大多数集中在晚全新世以来,7 个年代集中在 2 ka 左右,说明土壤发育时代非常年轻。

表 3 黄河源区各采样点的样品信息、环境剂量率及年代结果

样品号	深度/ m	U 含量/ (mg · kg ⁻¹)	Th 含量/ (mg · kg ⁻¹)	K 含量/ %	含水量/ %	年剂量率/ Gy/ka	等效剂量/ Gy	年代/ ka
WMH ₁	0.37	1.95±0.3	13.40±0.7	1.96±0.04	12.3	3.50±0.44	12.39±0.37	3.5±0.6
WMH ₂₋₁	0.26	1.83±0.3	12.93±0.7	1.97±0.04	10.5	3.53±0.54	3.87±0.27	1.1±0.2
WMH ₂₋₂	0.38	1.58±0.3	11.21±0.7	1.51±0.04	9.0	2.97±0.41	30.26±1.70	10.2±1.5
JGS ₂	0.65	2.90±0.4	14.10±0.7	2.19±0.04	24.9	3.38±0.37	20.60±0.57	6.1±0.7
JKR ₁	0.80	2.15±0.4	12.82±0.7	1.94±0.04	6.6	3.70±0.37	15.46±0.75	4.2±0.5
JKR	0.25	2.26±0.4	14.15±0.7	2.18±0.04	8.8	3.99±0.55	7.42±0.54	1.9±0.3
JKRR	0.34	2.00±0.4	12.86±0.7	1.97±0.04	9.7	3.59±0.45	6.42±0.25	1.8±0.2
JNS	0.55	1.99±0.3	12.98±0.7	2.17±0.04	11.7	3.67±0.39	9.15±0.20	2.5±0.3
SEL ₂	0.50	2.19±0.4	12.78±0.7	2.23±0.04	11.7	3.75±0.41	16.11±0.56	4.3±0.5
TL ₁	0.18	2.31±0.4	11.98±0.7	2.18±0.04	21.2	3.30±0.71	3.84±0.23	1.2±0.3
TL ₂	0.28	2.27±0.4	14.43±0.7	2.21±0.04	14.1	3.80±0.52	4.42±0.16	1.2±0.2
TL ₄₋₂	0.40	2.38±0.4	13.82±0.7	2.24±0.04	15.9	3.71±0.41	7.68±0.56	2.1±0.3
TL ₄₋₃	0.85	2.39±0.4	15.37±0.7	2.23±0.04	12.1	3.97±0.39	17.18±0.84	4.3±0.5

4 讨论

4.1 测年的可靠性

光释光测年物质在被埋藏前信号是否归零是测年结果可靠的前提条件之一。由样品的生长衰退曲线(图 1)可知在前 2 s 释光信号快速衰减到背景值,表明石英信号以快组分为主,晒退充分。此外对所有获得的等效剂量进行了剂量恢复试验,发现测定剂量与给定剂量的比值集中分布在 0.9~1.1 之间,进一步说明获取的等效剂量是准确和可靠的。

获取可靠释光年代的另一个前提是样品具有长期稳定的环境剂量率。考虑到该区土壤淋溶淀积微弱,U 与 Th 元素迁移微弱,加之土壤母质为均一的黄土,因此,样品的环境剂量率是稳定的,获得的光释光年代结果是可靠的。

4.2 黄河源区粉尘堆积年代

对于青藏高原粉尘堆积集中在末次冰消期(16~11.5 ka)和全新世以来的现象,前人有大量研究和讨论^[15]。青藏高原黄土的堆积可能是一种间冰期/间冰阶现象,在间冰期由于气候相对温暖湿润,植被发

育较好,高原上丰富的风尘物质在植被的作用下被固定下来;在冰期由于气候寒冷,植被发育很差,风力强劲,风蚀显著,相对颗粒较细的黄土物质很难保存下来,在冰期青藏高原很可能是黄土高原重要的物源区^[16-19]。黄河源区的风尘堆积年代集中在全新世,表现出与青藏高原整体相似的特征。

与青藏高原整体风尘堆积年代不同的是本文研究的 10 个剖面年代大多数集中在晚全新世,这一方面与采样剖面所处地形有关,另一方面与气候背景相关。本文剖面大多数位于山地坡面,处于正地形中,易于遭受侵蚀,发育年代较轻,而谷地的剖面中,由于所处地形为负地形,易于沉积,土壤年代较老。由气候背景分析发现:该区全新世有 3 个大的波动阶段^[20]:早全新世升温期(10.4~7.5 ka),全新世大暖期(7.5~3.5 ka),3.5 ka 至今气候逐渐变干冷。研究区大多数土壤年代集中在 2 ka 以后,说明现存的土壤主要是在干冷气候背景下发育的。这可能是由于干冷气候背景下周缘区域风尘大量释放,高海拔山地气候相对冷但降雨量高于周围盆地,有效湿度较高,山地上低矮的高山草甸植被和高山草原植被扮演

了风尘“捕获器”的角色,风尘堆积速率在此期间增强,为土壤形成、发育提供了充足的母质条件,土壤边发育边接受风尘堆积,以典型的风尘加积型发育模式为主。因此在全新世阶段,相对干冷的气候有利于风尘堆积。鉴于土壤是在这些风成母质上发育的,土壤的年代应略年轻于黄土母质年代。

所有剖面中较为特殊的个例为 WMH₂ 土壤剖面,该剖面 26 cm 处年代为(1.1±0.18) ka,38 cm 处的年代则跳跃至(10.2±1.5) ka,出现了一个较大的沉积间断,一些土壤是在较早沉积的风成沉积物上发育而来的,说明研究区土壤在地质历史时期经历了不同程度的侵蚀作用,特别是山地土壤由于其海拔较高、冻土广泛发育,在经历较暖湿的全新世大暖期时,随着冻土融化而深度下限增加,加之山地有一定坡度,下部融化的土体很容易形成滑动面,导致大范围的冻融侵蚀,其中土层较厚的土体遭受部分侵蚀,而土层较薄或直接披覆在基岩上的土壤很容易遭受整体侵蚀,这些土壤有可能随沟谷支流搬运至黄河,最终通过黄河搬运至下游地区。

4.3 黄河源区土壤累积速率

利用年代与深度数据可以计算该地区土壤累积速率,假设表层土壤的年代为 0 ka,不同深度采样点的年代结果(见表 3),通过对光释光年代结果和土壤厚度计算,得到黄河源区 10 个剖面的土壤累积速率。最大的累积速率出现在 TL₂ 剖面为 26 cm/ka,最小的累积速率出现在 WMH₁ 剖面为 10 cm/ka,平均累积速率为 16 cm/ka,以土壤容重为 1.5 g/cm³ 计算,得到黄河源区土壤平均沉积速率为 24 g/(cm²·ka)。该结果与 Hetzel 等^[21]测得祁连山黄土剖面全新世的堆积速率,9~16 cm/ka 相一致。总体来看,全新世晚期青藏高原上的黄土堆积速率略高于同期黄土高原的粉尘堆积速率,例如:黄土高原渭南黄土剖面全新世黄土沉积速率为 16.2 g/(cm²·ka)^[22],远高于 5~6 g/(cm²·ka)的全新世黄土高原平均沉积速率^[23]。如该区植被不发生明显退化,该区土壤的加积很可能持续进行。河南县山地土壤剖面年代集中于晚全新世,早中全新世土壤年代缺失是否普遍存在,是否与当时的气候背景有关等问题尚不清楚未来将采集更多剖面,探讨该问题的成因与机制。

5 结论

本文利用中颗粒(38~63 μm)石英 SAR 法对黄河源区河南县 10 个土壤剖面的风成母质进行了系统的光释光年代学研究,发现其年代结果主要集中在 2.5~1.1 ka,指示黄河源区现存土壤主要是晚全新

世以来发育的。通过对土壤母质进行粒度组成和有机质分析,发现土壤颗粒组成以粉砂为主,中值粒径分布在 20~40 μm 之间;土壤有机质含量介于 13.1~41.1 g/kg,有机碳平均储量为 18.05 kg/m²,高于全国平均水平。该区土壤剖面平均厚度为(0.46±0.05) m,土层厚度较薄,晚全新世以来,风尘堆积速率平均为(16±0.07) cm/ka,高于同期黄土高原沉积速率。但该区土壤主要是全新世晚期发育的,有待更多剖面的深入研究和分析。

[参 考 文 献]

- [1] 王维岳,石海宝,辛有俊,等. 黄河源头地区的生态建设与保护[J]. 水土保持通报,1997,17(S1):67-72.
- [2] 潘竟虎,刘菊玲. 黄河源区土地利用和景观格局变化及其生态环境效应[J]. 干旱区资源与环境,2005,19(4):69-74.
- [3] 封建民,王涛. 遥感和 GIS 支持下的黄河源区土地沙漠化研究[J]. 水土保持通报,2008,28(2):116-120.
- [4] 黄昌勇,徐建明. 土壤学[M]. 3 版. 北京:中国农业出版社,2010.
- [5] 林永崇,冯金良,张继峰,等. 藏北高原安多地区高山草甸土的母质成因及其成土模式[J]. 山地学报,2012,30(6):709-720.
- [6] 潘竟虎,刘菊玲. 黄河源区土地利用与景观格局变化[J]. 水土保持通报,2005,25(1):29-32.
- [7] Kaiser K, Schoch W H, Miede G. Holocene paleosols and colluvial sediments in Northeast Tibet (Qinghai Province, China): Properties, dating and paleoenvironmental implications[J]. Catena, 2007,69(2):91-102.
- [8] 鹿化煜,安芷生. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的试验研究[J]. 科学通报,1997,42(23):2535-2538.
- [9] 王清奎,汪思龙,高洪,等. 土地利用方式对土壤有机质的影响[J]. 生态学杂志,2005,24(4):360-363.
- [10] Murray A S, Wintle A G. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol[J]. Radiation Measurements, 2000,32(1):57-73.
- [11] Murray A S, Wintle A G. The single aliquot regenerative dose protocol: Potential for improvements in reliability[J]. Radiation Measurements, 2003,37(4):377-381.
- [12] Hafner S, Unteregelsbacher S, Seiber E, et al. Effect of grazing on carbon stocks and assimilate partitioning in a Tibetan montane pasture revealed by ¹³C₂ pulse labeling[J]. Global Change Biology, 2012,18(2):528-538.
- [13] Sequeira C H, Wills S A, Seybold C A, et al. Predicting soil bulk density for incomplete databases [J]. Geoderma, 2014,213(1):64-73.

- [14] 王绍强,周成虎,李克让,等. 中国土壤有机碳库及空间分布特征分析[J]. 地理学报,2000,55(5):533-544.
- [15] Stauch G. Geomorphological and palaeoclimate dynamics recorded by the formation of aeolian archives on the Tibetan Plateau[J]. Earth-Science Reviews, 2015,150(2):393-408.
- [16] Nie Junsheng, Stevens T, Rittner M, et al. Loess Plateau storage of Northeastern Tibetan Plateau-derived Yellow River sediment[J]. Science Foundation in China, 2016,6(1):8511.
- [17] Liu Xiangjun, Xiao Guoqiao, E Chongyi, et al. Accumulation and erosion of aeolian sediments in the north-eastern Qinghai-Tibetan Plateau and implications for provenance to the Chinese Loess Plateau[J]. Journal of Asian Earth Sciences, 2017,135(7):166-174.
- [18] Kapp P, Pelletier, Rohrmann A, et al. Wind erosion in the Qaidam Basin, central Asia; Implications for tectonics, paleoclimate, and the source of the Loess Plateau [J]. Gsa Today, 2011,21(5):4-10.
- [19] E Chongyi, Sohbati R, Murray A, et al. Hebei loess section: A high resolution luminescence chronology based on both quartz and feldspar[J]. Boreas, 2018,47(4):1170-1183.
- [20] 张玉芳,张俊牌. 黄河源区全新世以来的古气候演化[J]. 地球科学,1995,20(4):445-449.
- [21] Hetzel R, Küster Y, Krbetschek M, et al. Holocene loess sedimentation along the Qilian Shan(China): Significance for understanding the processes and timing of loess deposition [J]. Quaternary Science Reviews, 2006,25(1):114-125.
- [22] Kang Shugang, Wang Xulong, Lu Yanchou. Quartz OSL chronology and dust accumulation rate changes since the Last Glacial at Weinan on the southeastern Chinese Loess Plateau[J]. Boreas, 2013,42(4):815-829.
- [23] An Zhisheng, Kukla G, Porter S C, et al. Late quaternary dust flow on the chinese Loess Plateau [J]. Catena, 1991,18(2):125-132.

(上接第 114 页)

- [15] 樊巍,高喜荣,赵东,等. 太行山退化山地火炬树群落物种多样性与土壤特性变化的研究[J]. 河南农业大学学报,2008,42(3):299-302.
- [16] Steenberg J W N, Millward A A, Nowak D J, et al. Forecasting Urban forest ecosystem structure, function, and vulnerability [J]. Environmental Management, 2016,59(3):373-392.
- [17] 谢振财,崔玉涛,杨军元,等. 火炬树在北华大学东校区生长状况调查[J]. 吉林林业科技,2015,44(4):17-18, 62.
- [18] 王苏铭,张楠,于琳倩,等. 北京地区外来入侵植物分布特征及其影响因素[J]. 生态学报,2012,32(15):4618-4629.
- [19] Du Ning, Tan Xiangfeng, Li Qiang, et al. Dominance of an alien shrub *Rhus typhina* over a native shrub *Vitex negundo* var. *heterophylla* under variable water supply patterns[J]. Plos One, 2017,12(4):1-19.
- [20] 吴刚,张明如,李小俊,等. 环剥对火炬树克隆分株光合特性及生长状况的影响[J]. 内蒙古农业大学学报:自然科学版,2012,33(1):27-32.