

吴利杰,石建省,毕志伟,等. 沙漠—黄土过渡带杨桥畔全新世地层及沉积环境研究[J]. 干旱气象, 2015, 33(5): 777-782. [WU Lijie, SHI Jian-sheng, BI Zhiwei, et al. Holocene Strata of the Yangqiaopan Section in Desert-Loess Transitional Zone and Its Sedimentary Environment[J]. Journal of Arid Meteorology, 2015, 33(5): 777-782], doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-05-0777

## 沙漠—黄土过渡带杨桥畔全新世地层 及沉积环境研究

吴利杰<sup>1,2</sup>, 石建省<sup>1</sup>, 毕志伟<sup>1</sup>, 杨振京<sup>1</sup>, 王成敏<sup>1</sup>, 郭 娇<sup>1</sup>

(1. 中国地质科学院水文地质环境地质研究所, 河北 石家庄 050061;  
2. 西北大学地质系, 陕西 西安 710069)

**摘 要:**通过对沙漠—黄土过渡带杨桥畔全新世风成砂—砂质黄土—砂质古土壤型地层序列的粒度、磁化率、硅铁铝率和全铁含量等多项气候环境代用指标的综合分析,并结合光释光(OSL)与<sup>14</sup>C-AMS测年结果资料,探讨了近万年以来该地区的古气候环境演化过程。研究结果表明:13.0~11.7 ka B. P., 气候干冷,环境恶劣,沙漠处于扩张活化阶段;11.7~10.0 ka B. P., 气候趋于略温干,沙漠处于半固定—半流动状态;10.0~6.4 ka B. P., 气候温和偏湿,为该地区全新世适宜期,沙漠处于(半)固定状态;6.4~1.6 ka B. P., 气候偏冷干,沙漠处于半固定—半流动状态;1.6~0 ka B. P., 气候继续向冷干方向发展,并且存在着气候冷暖频繁交替。

**关键词:**东亚季风;全新世;气候变化

**文章编号:**1006-7639(2015)-05-0777-06 doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2015)-05-0777

**中图分类号:**P532

**文献标识码:**A

### 引 言

全新世气候适宜期是全新世气候研究的热点,目前我国的全新世气候适宜期研究已取得丰富成果,但对于全新世大暖期的气候适宜期与适宜度争议较大<sup>[1-8]</sup>。毛乌素沙地与黄土高原之间的沙漠—黄土过渡带(或边界带)地处半干旱向半湿润的过渡带,是第四纪东亚季风气候变化的敏感地带,这一边界带发育的风成砂—砂质黄土—砂质古土壤型风积物序列在记录古气候、古环境变迁方面具有特殊的优越性。但是由于风成沉积物固有的不稳定性,很难获得完整、连续的沉积物剖面,并且以往研究主要侧重于长时间序列气候演化<sup>[9-16]</sup>,短时间序列、多指标、高分辨率的研究成果较少<sup>[17-19]</sup>。正如前人研究经验所述在不清楚区域气候变化特点、气候变化的历史之前,一味地追求理论解释是没有意义的<sup>[20]</sup>。因此,沙漠—黄土过渡带的区域气候环境演化仍需进一步补充、完善,全面收集证据、综合对比结果,着重探索高纬驱动、低纬过程两种作用过程的

响应和关联规律,从而对全新世气候变化与突变气候事件等问题作出更为深入的研究。

### 1 材料与方法

#### 1.1 剖面概况

杨桥畔剖面(37°37.6'N, 108°58.9'E)位于陕西靖边县城杨桥畔镇西北约5 km处S204省道南侧,由人工开挖形成陡坎,取样剖面厚度约5.5 m。0~3 m和4.5~5.5 m按照5 cm样长采样,3~4.5 m按照2 cm样长取样,共采集160组样品。根据对剖面野外宏观观察与室内微观观察和分析,将杨桥畔剖面地层从上到下划分为以下5个地层单元,其岩性特征如下:

(1)0~0.65 m,风成砂,浅黄色的中细砂,较松散,略显水平层理,厚约1~2 mm;顶部0~0.20 m为生草层;

(2)0.65~2.75 m,砂质黄土,浅灰黄色的粉细砂,略显块状构造,稍密,略显水平层理,斜层理;

(3)2.75~4.3 m,灰褐色砂质古土壤,略泛暗

收稿日期:2015-03-24;改回日期:2015-05-26

基金项目:中国地质科学院水文地质环境地质研究所基本科研业务费(SK201403)资助

作者简介:吴利杰(1982-),男,湖北武汉人,硕士,助理研究员,主要从事第四纪地质及全球变化研究. E-mail: ihewulijie@163.com

红棕色,显块状构造,局部含粘土团粒,含较多灰白色钙质假菌丝体;

(4)4.30 ~ 4.95 m,砂质黄土,灰黄色的粉细砂,稍密,稍具块状构造;

(5)4.95 ~ 5.50 m,古风成砂,灰黄色的粉细砂,较松散。

## 1.2 地层测年

本次采用4件OSL测年,由中国地质科学院年轻沉积物年代学与环境变化重点实验室测定,2件AMS-<sup>14</sup>C测年,由北京大学考古文博学院科技考古与文物保护实验室测得,其日历年校正通过CALIB 7.1在线程序(<http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>)进行,从总体年代框架看来,<sup>14</sup>C年代与OSL年代具有较好的一致性,但OSL与<sup>14</sup>C校正年龄值存在一定差异(表1),<sup>14</sup>C校正年龄偏老,可能是老碳效应,将另文讨论。本文以OSL测年系列的实测年龄为依据,<sup>14</sup>C年代供参考,适当线性内插与外推以划分与确定杨桥畔剖面各地层单元年代序列。

表1 陕西靖边杨桥畔全新世地层测年结果

Tab.1 The dating results of the Holocene strata of the Yangqiaopan section in Jingbian of Shaanxi

深度 /m	OSL 测年 /ka B. P.	AMS- <sup>14</sup> C 年龄 /a B. P.	树轮校正后年代 /BC2σ(95.4%)
0.50	1.40 ± 0.10		
1.20	2.30 ± 0.20		
1.60	4.70 ± 0.30		
3.10		6 680 ± 35	5 658 ~ 5 538
3.20	7.30 ± 0.30		
3.90		9 475 ± 40	8 847 ~ 8 634

## 1.3 实验方法及数据来源

本研究对160组样品进行粒度、磁化率以及部分元素测试。粒度实验是在中国地质科学院水文地质环境地质研究所粒度实验室马尔文激光粒度仪Mastersizer2000上完成;磁化率测量在英国产的Bartington MS2磁化率仪上完成,每个样品测量6次,然后取其平均值为最后测量结果。主量元素测试采用硅酸盐岩石化学分析方法(GB/T14506.28-2010),检测设备为Axios max X射线荧光光谱仪。TFe含量采用硅酸盐岩石化学分析方法(GB/T14506.30-2010),检测设备为X Serise 2等离子体质谱仪。由河北区域地质矿产调查研究所测试并提供原始数据。

## 2 结果分析

### 2.1 粒度特征

风积物的粒度特征是恢复古气候、古环境状况的重要指标,其值的大小是揭示东亚季风气候变化良好的环境代用指标<sup>[21]</sup>。粒度的初步分析结果(表2)显示,杨桥畔剖面岩性都以细砂(约76.3%)为主,粉砂(约13.3%)次之,黏粒含量较低(约6.5%),粗砂含量极少。各地层单元细砂含量大小依次为风成砂(第①、⑤层) > 砂黄土(第②、④层) > 砂质古土壤(第③层)。极粗砂出现在第①、⑤层风成砂中。第②、③、④、⑤层中粉砂含量远低于细砂含量,但高于其他粒级;第①层中砂含量高于粉砂含量约2倍。粘土含量最低值出现在第①层,平均值约3.0%,其最高值出现在第③层砂质古土壤中,高达约9.7%。

### 2.2 磁化率

磁化率作为表征沉积物磁学特征的物理量,能

表2 靖边杨桥畔剖面的粒度分布(单位:%)

Tab.2 The size distribution of the Yangqiaopan section in Jingbian of Shaanxi (Unit:%)

层位	黏土 ( <0.005 mm)	粉砂 (0.005 ~ 0.05 mm)	细砂 (0.05 ~ 0.25 mm)	中砂 (0.25 ~ 0.5 mm)	粗砂 (0.5 ~ 1 mm)	极粗砂 (1 ~ 2 mm)
①	3.03	3.67	84.23	6.63	2.37	0.06
②	5.34	11.72	77.90	4.47	0.57	0.00
③	9.74	19.99	68.72	1.52	0.03	0.00
④	8.12	18.45	72.21	1.22	0.00	0.00
⑤	6.29	12.71	78.44	2.02	0.54	0.01
全剖面	6.50	13.31	76.30	3.17	0.70	0.01

够分析古气候变化规律及推断沉积物形成过程的沉积环境条件,为古气候环境研究提供可靠的磁学证据<sup>[22]</sup>。譬如环境磁学在第四纪黄土古气候研究中发挥了重要作用<sup>[23]</sup>。根据实验测量,杨桥畔剖面的低频质量磁化率变化范围为  $20.6 \sim 52.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,平均值约  $35.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,标准差约  $8.8 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,变异系数约 24.7%。该地层的磁化率都偏低,但各地层单元的磁化率差异较明显,其大小依次为③>②>④>①>⑤,最高值出现在砂质古土壤(第③层),平均值约  $44.2 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,最小值出现在古风成砂(第⑤层)中,平均值约  $25.1 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,二者相差约 1.8 倍。

### 2.3 硅铝铁率和全铁

地层中各化学元素及其综合参数作为良好的古气候替代性指标,能够反映地层沉积环境的演变过程。由于元素地球化学综合参数指标很多<sup>[18,24-27]</sup>,但所表达的古气候意义却相似,因而仅采用硅铝铁率和全铁作为环境代用指标进行分析。

#### 2.3.1 硅铝铁率( $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ )

在元素地球化学研究中,硅、铝、铁等常被归为造岩元素,为构成岩石的主要化学成分。主量元素测试结果(表3)表明,杨桥畔剖面的  $\text{SiO}_2$  平均含量约 79.09%,普遍高于黄土中的  $\text{SiO}_2$  平均含量(黄土中  $\text{SiO}_2$  含量平均约为 68.00%)<sup>[28]</sup>;此外,  $\text{Al}_2\text{O}_3$

平均含量约 8.94%,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  平均含量约 1.30%,三者之和约 89.33%,为杨桥畔风成砂—砂质黄土—砂质古土壤类型地层中主要化学元素。

由于硅较铝、铁活泼,在干旱气候条件下,硅淋湿较少,因而硅铝铁率值( $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ ,摩尔比)较大;湿润条件下硅因淋溶而减少,而铁、铝相对富集,则硅铝铁率值较小<sup>[18]</sup>。杨桥畔剖面硅铝铁率变化范围为 12.14~18.37 平均值约 13.83,标准差约 1.35,变异系数约 11.13%。分析结果(表3)表明各地层单元硅铝铁率存在较为明显的差异,各地层单元硅铝铁率大小依次为①>②>⑤>④>③。

#### 2.3.2 全铁(TFe)

铁是第四纪古气候环境研究中广泛使用的风化强度指标之一。关于铁的地球化学指标中,全铁(TFe)是反映黄土—古土壤序列的气候变化稳定性最好、最灵敏的一个替代性气候指标<sup>[29]</sup>。杨桥畔剖面的全铁(TFe)含量变化范围为 1.79%~2.82%,平均值约 2.49%,标准差约 0.25%,变异系数约 13.88%。各地层单元的全铁(TFe)含量存在明显的差异性,全铁(TFe)含量最高值出现在砂质古土壤(第③层)中,最低值存在于风成砂(第①层)中,约为 1.79%。分析结果(表3)表明各地层单元的全铁(TFe)含量高低依次为③>④>②>⑤>①。

表3 陕西靖边杨桥畔剖面硅铝铁率与全铁的分布特征(单位:%)

Tab.3 The silica - sesquioxide ratio and TFe content of the Yangqiaopan section in Jingbian of Shaanxi (Unit:%)

层位	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$	TFe
①	82.42	7.82	1.05	16.53	1.96
②	81.00	8.57	1.14	14.81	2.34
③	77.92	9.36	1.43	12.87	2.68
④	75.66	9.11	1.35	12.88	2.48
⑤	77.96	8.43	1.21	14.44	2.19
全剖面	79.09	8.94	1.30	13.93	2.49

## 3 气候环境演化过程及讨论

中值粒径变化基本指示了东亚冬季风变化, > 63  $\mu\text{m}$  颗粒含量则反映了东亚冬季风盛行下,尘暴等极端恶劣气候事件,并进一步指示了沙漠活化扩展和固定缩小过程<sup>[30]</sup>。磁化率等成壤指标反映了东亚夏季风盛衰以及成壤环境演变。综合测年资料、粒度参数、磁化率、硅铁铝率和全铁综合分析

(图1),近万年以来靖边杨桥畔剖面所经历的古气候环境演化过程,大致可分为如下5个阶段:

阶段 I: 13.0~11.7 ka B.P., 位于剖面 5.50~4.95 m 层段,杨桥畔剖面以堆积风成砂为主,并含有少量的极粗砂;中值粒径与 > 63  $\mu\text{m}$  颗粒含量较高;反映该地区末次冰期晚期以东亚冬季风占主导,风沙肆虐,尘暴频繁,干燥寒冷的气候环境,沙漠处于扩展阶段。硅铁铝率较高,而磁化率与全铁含

量处于地层中最低值,也指示了末次冰期晚期的冷干气候下,风化成壤作用很弱,地球化学元素的富集分异程度很低。孢粉分析资料<sup>[31]</sup>也指示是以蒿、藜、禾本科等草本植物花粉占优势的寒旱沙质荒漠景观。

阶段Ⅱ:11.7~10.0 ka B. P.,位于剖面4.95~4.30 m层段,该剖面仍以堆积风成砂为主,但未见有粗砂;>63 μm颗粒含量、中值粒径和硅铁铝率逐

渐减小,而<2 μm颗粒含量、磁化率与全铁逐步增大。这表明在全新世早期东亚冬季风衰退较快,夏季风逐步盛行,气候渐转温暖、降雨量与湿度有增加,风化成壤作用增强,堆积后的风成砂经壤化作用形成了砂质黄土,沙漠处于半固定一半流动状态。孢粉分析资料<sup>[31]</sup>也反映出以藜科、蒿属、菊科、禾本科、莎草科与松属等占优势的植被稀疏的半荒漠草原景观,气候趋于略温干。

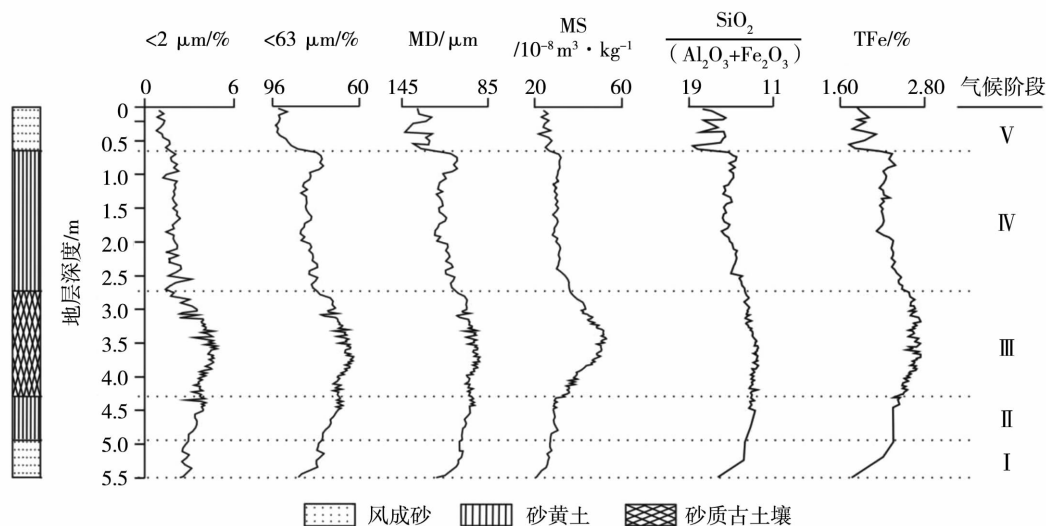


图1 靖边杨桥畔剖面环境代用指标特征

Fig.1 The paleoclimate proxies characteristics of the Yangqiaopan section in Jingbian of Shaanxi

阶段Ⅲ:10.0~6.4 ka B. P.,位于剖面4.30~2.75 m层段,为杨桥畔地区气候适宜期,气候温暖且较湿润,沙漠处于固一半固定状态,堆积后的风成砂经较强的风化成壤作用,砂土粘化程度与含铁矿物氧化程度均较高,最终形成了略泛暗红棕色的灰褐色砂质古土壤,该阶段内沙漠处于(半)固定状态。孢粉分析资料<sup>[31]</sup>也指示以藜科、蒿属、菊科、香蒲科等占优势的气候温和偏湿的草原景观。

大暖期是全新世气候的一个重要特征。目前,沙漠—黄土过渡带(毛乌素沙地)的风积物与湖泊沉积物等记录的环境变化也存在差异,尤其是对于全新世的大暖期适宜度问题争议颇大。如李恩菊等<sup>[32]</sup>综合多数学者研究成果表明毛乌素沙地中全新世气候最为适宜,为主要成壤期;但也有记录湖积物记录这个时期毛乌素沙地气候温暖干旱,不适于植物生长<sup>[7,33-35]</sup>;然而杨桥畔剖面全新世适宜期则出现于全新世早中期(10.0 ka B. P. ~6.4 ka B. P.),之后该地区气候持续干旱化。由此可见,沙漠—黄土过渡带全新世适宜期与其他地区的差异,不仅反映了不同区域气候适宜期不同,而且表现出

在沙漠—黄土—荒漠高原湖泊耦合系统中“同期异相”沉积地层受古地理格局影响<sup>[36-37]</sup>。

阶段Ⅳ:6.4~1.6 ka B. P.,位于剖面2.75~0.65 m层段,该剖面以风成砂为主,并且细、中、粗砂含量都有大幅增加。<2 μm颗粒含量、磁化率、全铁含量都处于较低水平的波动。这表明6.4 ka B. P.以后,东亚冬季风再次盛行并占主导,气候较冷干、生态环境再度恶化,沙漠再次活化。但在95~65 cm层段,>63 μm颗粒含量与中值粒级都表现出一个较小的谷值,而磁化率与全铁含量则出现较小的峰值,表明1.98~1.60 ka B. P.之间的约400 a里,东亚冬季风曾出现短暂的减弱,气候环境有所好转。

约6.4 ka B. P.以后,沙漠—黄土过渡带毛乌素沙地杨桥畔地区气候逐渐变干,这与黄土高原东南部黄土<sup>[38]</sup>、我国南部石笋<sup>[4]</sup>记录的季风变化在大趋势上是一致的。6.0 ka B. P.前后被认为是全新世适宜期气候恶化的一个转折点,这在全球其他地区也有表现。但气候恶化的起止时间与年代跨度存在一些差异。如施雅风等<sup>[39]</sup>认为中国全新世大暖期

的6.0~5.0 ka B. P. 是气候波动剧烈、包含有显著寒冷事件、环境较差的阶段。北美山岳冰川在5.8~4.9 ka B. P. 活动性加强,冰川在此期间扩张,该时段被称之为新冰期<sup>[40]</sup>。O'Brien等<sup>[41]</sup>研究Younger Drya事件发生以来的冰芯记录,结果表明6.1~5.0 ka B. P. 冰芯中岩盐类陆源粉尘含量增高。北半球全新世大暖期衰退,既受控于北半球太阳辐射量持续降低影响,又受太阳辐射量诱导变化的ITCZ不断南移的结果,均是东亚季风环流对中低纬太阳辐射量变化的一种快速响应过程<sup>[42]</sup>。

阶段V:1.60 ka B. P. 到目前,位于剖面0.65~0 m层段,>63 μm颗粒含量先急剧递增而后逐渐减小,中粗砂含量大幅度增加,而<2 μm的黏粒含量逐渐减少。孢粉分析资料<sup>[32]</sup>表明孢粉数量很稀少,仅见少量的蒿属、禾本科和松属花粉,属于荒漠植被,反映了晚全新世气候向冷干方向发展,环境愈加恶劣,并且气候波动明显,冷暖交替频繁。

## 4 结 论

杨桥畔剖面全新世地层的形成是沙漠—黄土过渡带(毛乌素沙地)全新世气候环境演化的一个缩影。沙漠—黄土过渡带杨桥畔剖面风成砂—砂质黄土—砂质古土壤型地层不仅记录了沙漠环境变迁,而且也蕴含了东亚季风变化的古气候信息。杨桥畔全新世地层所记录的古气候变化与沙漠环境演化序列为:13.0~11.7 ka B. P.,气候冷干,环境恶劣,沙漠处于活化扩张阶段;11.7~10.0 ka B. P.,气候趋于略温干,沙漠处于半固定—半流动状态;10.0~6.4 ka B. P.,气候较温和偏湿,为该地区全新世气候适宜期,沙漠处于固定—半固定状态;6.4~1.6 ka B. P.,气候再度转偏冷干,沙漠处于半固定—半流动状态;从1.6 ka B. P.至今,晚全新世气候继续向冷干方向发展,并且存在气候冷暖频繁交替。

致谢:感谢中海油公司(北京)叶浩研究员、中国地质科学院岩溶地质研究所郭小娇等同志在野外与室内工作中给予的帮助与指导。

### 参考文献:

- [1] 施雅风. 中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京:海洋出版社,1992.1-18.
- [2] 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[J]. 第四纪研究,1994,14(1):24-37.
- [3] An Z S, Porter S C, Kutzbach J E, et al. Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon[J]. Quaternary Science Reviews, 2000,19(8):743-762.
- [4] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon:links to solar changes and North Atlantic climate[J]. Science, 2005(308):854-857.
- [5] Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration and transitions of the Last Interglacial Asian Monsoon[J]. Science,2004(304):575-578.
- [6] Shao X H, Wang Y J, Cheng H, et al. Long-term trend and abrupt events of the Holocene Asian monsoon inferred from a stalagmite δ18O record from Shennongjia in Central China[J]. Chinese Science Bulletin,2006,51(2):221-228.
- [7] Chen F H, Yu Z C, Yang M L, et al. Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history[J]. Quaternary Science Reviews, 2008,27(3/4):351-364.
- [8] 陈发虎,黄小忠,杨美临,等. 亚洲中部干旱区全新世气候变化的西风模式—以新疆博斯腾湖记录为例[J]. 第四纪研究,2006,26(6):881-887.
- [9] 苏志珠,董光荣. 130 ka来陕北黄土高原北部的气候变迁[J]. 中国沙漠,1994,14(1):45-51.
- [10] 孙继敏,丁仲礼,刘东生,等. 末次间冰期以来沙漠—黄土边界带的环境演变[J]. 第四纪研究,1995(2):117-122.
- [11] 孙继敏,刘东生,丁仲礼,等. 五十万年来毛乌素沙漠的变迁[J]. 第四纪研究,1996(4):359-365.
- [12] 董光荣,靳鹤龄,陈惠忠. 末次间冰期以来沙漠—黄土边界带移动与气候变化[J]. 第四纪研究,1997,5(2):158-167.
- [13] 李保生,靳鹤龄,吕海燕,等. 150 ka以来毛乌素沙漠的堆积与变迁过程[J]. 中国科学(D辑),1998,2(1):85-90.
- [14] Sun J M, Ding Z L. Deposits and soils of the past 130 000 years at the desert-loess transition in northern China[J]. Quaternary Research,1998,50(2):148-156.
- [15] 李明启,靳鹤龄,董光荣,等. 萨拉乌苏河流域微量元素揭示的气候变化[J]. 中国沙漠,2006,26(2):172-179.
- [16] 李后信,李保生,祝一志,等. 150 ka B. P. 以来萨拉乌苏河流域主元素变动旋回[J]. 地球化学,2002,31(5):424-432.
- [17] 陈渭南,高尚玉,孙忠. 毛乌素沙地全新世地层化学元素特点及其古气候意义[J]. 中国沙漠,1994,3(1):22-30.
- [18] 靳鹤龄,苏志珠,孙忠. 浑善达克沙地全新世中晚期地层化学元素特征及其气候变化[J]. 中国沙漠,2003,23(4):366-371.
- [19] 牛东风,李保生,温小浩,等. 萨拉乌苏河流域 MGS1层微量元素记录的全新世千年尺度的气候变化[J]. 地质学报,2011,85(2):300-308.
- [20] Barron C W, Pollard D. High-resolution climate simulations of oxygen Isotope Stage 3 in Europe[J]. Quaternary Research,2002,58(3):296-309.
- [21] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京:科学出版社,1985.191-208.
- [22] Stage Morten. Magnetic susceptibility as carrier of a climatic signal in chalk[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2001,188(1-2):17-27.
- [23] An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate[J]. Quaternary Science Reviews, 2000,19(1-5):171-187.
- [24] 熊尚发,朱园健,周茹,等. 白水黄土—红粘土风化强度的剖面特征与粒度效应[J]. 第四纪研究,2008,28(5):812-821.

- [25] 杨红瑾, 黄春长, 庞奖励, 等. 宁夏长城塬全新世黄土—土壤剖面元素地球化学特征研究[J]. 地理科学, 2010, 30(1): 134 - 140.
- [26] 靳建辉, 李志忠, 陈秀玲, 等. 新疆伊犁河谷晚全新世风沙沉积主元素特征及其气候意义[J]. 古地理学报, 2010, 12(6): 675 - 684.
- [27] 李拓宇, 莫多闻, 朱高儒, 等. 晋南全新世黄土剖面常量元素地球化学特征及其古环境意义[J]. 地理研究, 2013, 32(8): 1411 - 1420.
- [28] 刘东生. 黄土与干旱环境[M]. 合肥: 安徽科学技术出版社, 2009. 322 - 330.
- [29] 卢玉东, 孙建中, 张骏, 等. 用全铁含量作为黄土替代性气候指标推算古温度[J]. 干旱区地理, 2015, 28(4): 450 - 454.
- [30] 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 联系沙漠—黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标[J]. 中国科学(D辑), 1999, 29(1): 82 - 87.
- [31] 石建省. 西北黄土堆积与中国古气候变化[R]. 石家庄: 中国地质科学院水文地质环境地质研究所. 2011.
- [32] 李恩菊, 谢春林. 统万城废弃的原因分析[J]. 中国沙漠, 2010, 30(5): 1047 - 1052.
- [33] 李小强, 周卫健, 安芷生, 等. 沙漠/黄土过渡带 13 ka BP 以来季风演化的古植被记录[J]. 植物学报, 2000, 42(8): 868 - 872.
- [34] 周杰, 周卫健, 陈惠忠. 新仙女木时期东亚季风降水不稳定性的记录[J]. 科学通报, 1999, 44(2): 205 - 208.
- [35] Chen C T, Lan H C, Lou J Y, et al. The dry Holocene megathermal in Inner Mongolia [J]. Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeogeography, 2003, (193): 181 - 200.
- [36] 鲁瑞洁, 王亚军, 张登山. 毛乌素沙地 15 ka 以来气候变化及沙漠演化研究[J]. 中国沙漠, 2010, 30(2): 273 - 277.
- [37] 高尚玉, 陈渭南, 靳鹤龄, 等. 全新世中国季风区西北缘沙漠演化初步研究[J]. 中国科学(B辑), 1993, 23(2): 202 - 208.
- [38] 许晨曦, 郝青振, 杨石岭, 等. 黄土高原东南部黄土记录的全新世东亚季风变化[J]. 地质力学学报, 2011, 17(2): 175 - 184.
- [39] 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[J]. 中国科学(D辑), 1992, 22(12): 1300 - 1308.
- [40] Denton G A, Karlen W. Holocene climatic variations - their pattern and possible cause[J]. Quaternary Research, 1973(3): 155 - 205.
- [41] O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core[J]. Science, 1995, (270): 1962 - 1964.
- [42] 郭正堂, 侯雨坚. 黄土高原全新世以来自然环境变化概况//田均良等编著. 黄土高原生态建设环境效应研究[M]. 北京: 气象出版社, 2010.

## Holocene Strata of the Yangqiaopan Section in Desert - Loess Transitional Zone and Its Sedimentary Environment

WU Lijie<sup>1,2</sup>, SHI Jiansheng<sup>1</sup>, BI Zhiwei<sup>1</sup>,

YANG Zhenjing<sup>1</sup>, WANG Chengmin<sup>1</sup>, GUO Jiao<sup>1</sup>

(1. The Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, CAGS, Shijiazhuang 050061, China;

2. Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069, China)

**Abstract:** By the systematic measurement and analysis of grain size, magnetic susceptibility, silica sesquioxide ratio, total iron content, optically stimulated luminescence (OSL) and <sup>14</sup>C - accelerator mass spectrometry (<sup>14</sup>C - AMS) dating data of the Yangqiaopan section in the desert - loess transitional zone, the paleoclimate and paleoenvironment evolution in the Yangqiaopan district during the holocene were discussed emphatically. The aeolian sand - sandy loess - sandy paleosol sedimentary sequence of the Yangqiaopan deposits in the desert - loess transitional zone not only recorded the paleoenvironment evolution of Mu Us sandy land in historical time, but also included the paleoclimate change information of the East Asian monsoon. The paleoclimate change and paleoenvironment evolution in the Yangqiaopan district could be divided into several stages; The climate there was cold and arid during 13.0 - 11.7 ka B. P., and the desert expanded. The climate tended to be slightly warm and arid during 11.7 - 10.0 ka B. P., and the desert was in the semi fixed and semi flow state. The climate was warm - moist during 10.0 - 6.4 ka B. P., and the desert was in the fixed - half state. The climate became slightly cold - arid during 6.4 - 1.6 ka B. P., and the desert was in the semi fixed and semi flow state. The climate sustained cold - arid climate condition since 1.6 ka B. P., whereas its changes with cold and warm alternated frequently.

**Key words:** East Asian monsoon; the Holocene; climate change