

# 萨拉乌苏河地区晚更新世环境演化

李保生 董光荣 高尙玉 邵亚军 申建友

(中国科学院 兰州沙漠研究所)  
西安黄土与第四纪研究开放实验室)

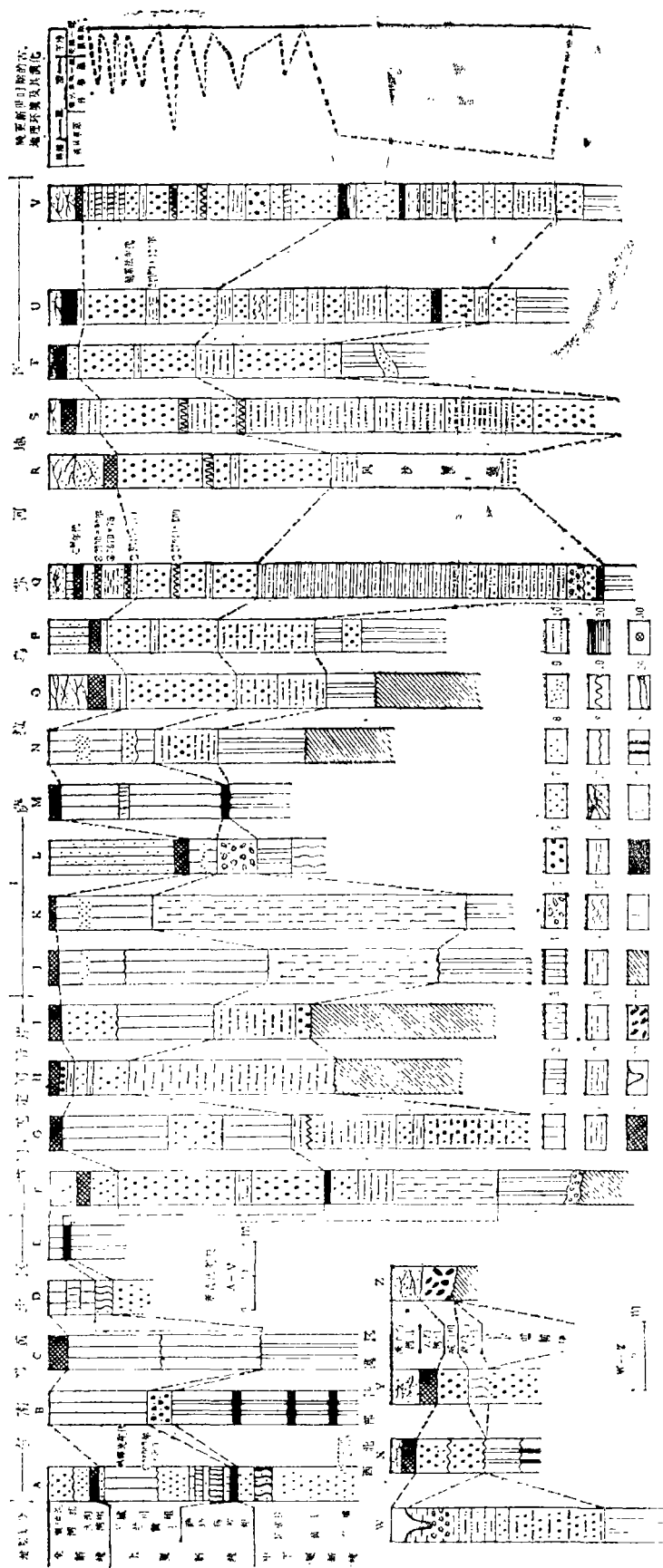
**提 要:** 对萨拉乌苏河地区上更新统地层作进一步划分的基础上, 本文论述 本区晚更新世前期萨拉乌苏组沉积时的古地理环境为暖湿的 森林草原。后期城川组主要形成于干冷的荒漠草原—荒漠环境, 期间经历 了一系列温凉湿润的灌丛草原—疏林草原、森林草原等环境的交替演化过程。

**主题词:** 晚更新世 古地理环境 地层 萨拉乌苏河

鄂尔多斯高原毛乌素沙漠东南缘的萨拉乌苏河地区上更新统地层, 以前笼统地称为河湖相沉积的萨拉乌苏组。近年来, 作者考察了本区地层并作了进一步的划分<sup>[1-2]</sup>。本文进而讨论该区晚更新世环境演化。

## 一、萨拉乌苏河地区的上更新统地层 及其在区域上的变化

萨拉乌苏河地区的上更新统地层位于中更新统黄土或风成砂之上, 全新统大沟湾组湖沼沉积或黑垆土之下。上更新统下部河湖相沉积的萨拉乌苏组在该河流经地区普遍发育。系由灰黄—锈黄色粉砂质冲积黄土(图1, J、K), 河湖相的灰黄—灰绿色粘土, 粉砂, 细—中砂等组成(图1, N—V), 还有冲积下中更新统黄土、白垩系基岩而形成的黄土块、钙质结核及紫红色砂页岩层, 并与砂、粉砂构成砂土砾石层(图1, L、Q)。此外, 还常见由粘土质粉砂组成的褐色土(图1, U、V)。上更新统上部城川组和马兰黄土直接覆于萨拉乌苏组之上, 堆积连续, 上下部地层的地质界线十分清楚。城川组地层在该河中下游地区均可见到(图1, O—V), 主要由风成的棕黄色细砂组成, 松散, 分选较均匀。具风的作用形成的砂丘形态和交错层理、前积纹层、加积纹层等<sup>[2]</sup>。城川组砂相层中一般有一至两层浅灰—灰绿色粉砂质湖沼相沉积, 最长达4层。由于融冻作用, 湖沼沉积多卷曲变形(图1, Q、R、S、V)。该组中可见发育在砂相层之上的黑垆土型古土壤(图1, V), 颜色为黑略呈棕红, 近底部有时见有小钙质结核。马兰黄土主要分布于河流上游区, 另外, 在该河尾闾与无定河交汇处的巴图湾亦有分布(图1, J—N), 为灰黄色粉砂, 松软, 无层理, 分选较均匀并发育垂直节理。其间有流水形成的剥蚀面(图1, J)和个别地段发育的黑垆土型古土壤(图1, M)。



1. 马兰黄土 2. 下一中更新统黄土 3. 冲积黄土 4. 次生黄土 5. 砂土砾石层 6. 粗砂 7. 中砂 8. 细砂 9. 微砂 10. 粉砂质细砂
  11. 细砂质粉砂 12. 粉砂 13. 粘土质粉砂 14. 粘土 15. 亚粘土 16. 淤泥 (灰黑色粘土) 17. 现代风成砂 18. 斜蚀面 19. 融冻褶皱
  20. 厚层灰绿、黄绿色粘土、亚粘土 21. 黑炉土 22. 砂壤 23. 风蚀戈壁砾石层 24. 前第四系基岩 25. 黑炉土型古土壤 26. 褐色土型砂砂 (黄土) 质古土壤
  27. 褐色土型砂质古土壤 28. 第三系红土 29. 风成砂透镜体 30. 年代样品点
- A. 榆林园艺场蔡家沟 B. 横山艾好第 C. 靖边无定河右岸 D. 榆林镇北台 E. 榆林镇北台 F. 靖边杨家湾 (芦河台岸) G. 靖边贾家湾 (芦河台岸)  
H. 靖边无定河左岸白城子 I. 靖边无定河右岸 (靖边镇农场) J. 雷家嘴子 K. 雷山 L. 新桥水坝 M. 新桥水坝 N. 巴图湾水电站萨拉乌苏河右岸  
O. 巴图湾水电站萨拉乌苏河左岸 P. 三堤河滩 Q. 高家湾 R. 杨国沟湾 S. 刘家沟湾 T. 张格沟湾 U. 米浪沟湾村东南300m V. 米浪沟湾村东北  
200m W. 鄂托克旗毛盖图乡阿尔荣 X. 鄂托克旗城川乡新寨子大队附近 Y. 鄂托克旗城川乡新寨子大队忽拉忽奈.

图 1 萨拉乌苏河地区第四系地层及其在区域上的变化和晚更新世的古地理环境  
The Quaternary strata and their regional variation in the Salawusu River area and the palaeogeographic environment during late pleistocene

黄土区马兰黄土常与城川组风成砂互为相变,表现为马兰黄土层中常夹有风成的砂质沉积物,经粒度分析,砂层的Md(中位数)主要为0.1—0.05mm的微砂(图1, J、K、L)。

萨拉乌苏河地区上更新统地层的这种组合,在鄂尔多斯东南洼地各河谷区普遍存在(图1, F—I)。与其相邻的西北部鄂尔多斯沙漠和东南部黄土区上更新统地层亦同样具有基本的对应关系。仅是由于地理位置、地貌部位等的不同而产生一系列变化<sup>[3]</sup>。

## 二、本区上更新统地层沉积的古地理环境

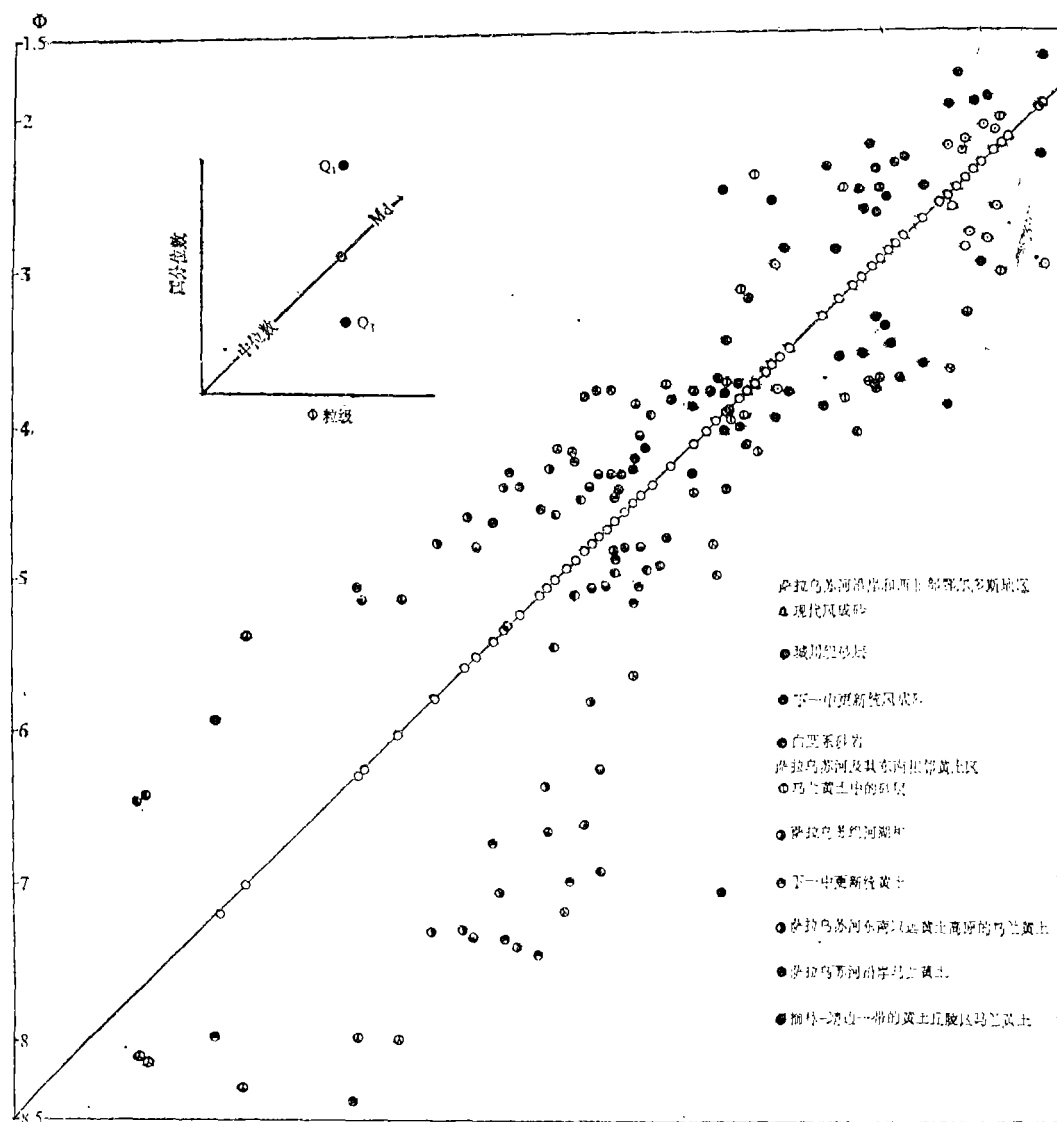
城川组风成砂与马兰黄土的同期异相及其与萨拉乌苏组的上下叠覆关系,反映萨拉乌苏河地区在晚更新世期间曾发生过由流水向风的地质作用的变化。由于这两种作用持续的时间都较长,因而产生古地理环境上的重大变化。也即本区晚更新世古地理环境变化的讨论,应以城川组风成砂的存在为前提。为此,首先讨论粒度分析资料。

粒度分析结果由 $Q_1$ Md $Q_3$ 指数图(图2)表示。图2反映萨拉乌苏组河湖相、城川组砂层、马兰黄土及其夹砂层的颗粒、分选和物源状况。图示萨拉乌苏河及其西北部的城川组砂层与该河地区毛乌素沙漠现代流动砂丘的粒度特征十分相似:城川组砂层和现代流动砂丘的Md(中值粒径)分别变化于 $1.88—3.88\phi$ 的中砂—微砂和 $2.08—3.62\phi$ 的细砂—微砂之间,其中主要为细砂粒级; $Q_1$ 分别为 $1.82—3.09\phi$ 和 $1.32—2.99\phi$ 的中砂—细砂; $Q_3$ 除城川组个别样品可高达 $6.95\phi$ 外,余皆分别为 $2.18—3.9\phi$ 和 $2.59—3.79\phi$ 的细砂—微砂。两者 $Q_3$ 与 $Q_1$ 的 $\phi$ 值之差均较小,表示分选较好。萨拉乌苏组的Md为 $2.9—7.65\phi$ 的细砂—细粉砂, $Q_1$ 和 $Q_3$ 分别为 $2.43—6.5\phi$ 的细砂—粗粉砂和 $3.7—8.3\phi$ 的微砂—粘粒。该组Md、 $Q_1$ 、 $Q_3$ 的 $\phi$ 粒径变化范围远大于城川组砂层的相应参数。同时,萨拉乌苏组 $Q_3$ 与 $Q_1$ 的 $\phi$ 值之差较大,分选甚差。显而易见,城川组砂层的粒度特征与萨拉乌苏组颇为不同,而与现代流动砂丘相似。说明城川组砂层主要是风成的,且多为古流动砂丘类型的化石风成砂沉积。

本区马兰黄土和本区及其东南部马兰黄土中的夹砂层与萨拉乌苏组的粒度特征也不相同。马兰黄土和其夹砂层Md分别变化于 $4.38—5.52\phi$ 和 $2.08—4.28\phi$ 之间,后者主要为微砂粒级; $Q_1$ 分别为 $4.01—4.78\phi$ 和 $1.9—4.64\phi$ ; $Q_3$ 分别为 $4.45—7.27\phi$ 和 $2.9—4.95\phi$ 。两者Md、 $Q_1$ 、 $Q_3$ 和 $Q_3$ 与 $Q_1$  $\phi$ 值之差的 $\phi$ 粒径变化范围同样小于萨拉乌苏组,说明马兰黄土及其夹砂层同城川组砂层一样,具有分选较好的风成性质。

既然城川组砂层、马兰黄土及其夹砂层和萨拉乌苏组分属不同期不同相的沉积,则在物源上也应存在一定的差异。萨拉乌苏组河湖相沉积时,受流水所经地区的岩性影响较大,物源区范围相对较小。城川组风成砂,马兰黄土及其夹砂层,特别是黄土,其物源除部分产自当地岩层外,主要来自上风向的更大区域范围。

由图2可见,萨拉乌苏组沉积物除Md $<4.32\phi$ 的某些样品与该河沿岸及其西北部沙漠区白垩系砂岩、下中更新统风成砂Md为 $2.3—4.3\phi$ 的细—微砂接近外(萨拉乌苏河西北部沙漠区白垩系砂岩和下一中更新统风成砂Md为 $2.3—3.5\phi$ )、Md $>4.32\phi$ 的大部分样品是在包括萨拉乌苏河沿岸在内的东南部黄土丘陵区下中更新统黄土Md为 $4.46—7.2\phi$ 的粗粉砂—细



注：Q<sub>1</sub>和Q<sub>3</sub>分别为粒度累积曲线图上25%和75%处所对应的粒径大小

图 2 Q<sub>1</sub> Md Q<sub>3</sub> 指数图

The index map of Q<sub>1</sub> Md Q<sub>3</sub>

粉砂之间。兼之在该组地层中经常发现下中更新统黄土块、钙质结核和白垩系的砂页岩等碎屑物，说明萨拉乌苏组的物源，部分来自西北部的沙区和该河沿岸的白垩系砂页岩、下中更新统风成砂；大部分是流水侵蚀包括该河沿岸在内的东南部黄土区下中更新统黄土于低洼地堆积而成。

城川组风成砂和马兰黄土夹砂层Md的主要部分与萨拉乌苏河西北部沙漠的白垩系砂岩、下中更新统风成砂Md的变化范围较一致，说明城川组和马兰黄土中的砂质沉积物，部分产

自萨拉乌苏层,而主要部分是风力吹蚀西北部沙漠区白垩系砂岩,下中更新统风成砂而产生的砂物质,经长期搬运扬选,堆积于东南洼地和附近黄土区者。

本区马兰黄土Md与萨拉乌苏组有部分地重叠。说明其与萨拉乌苏组的物源主要是来自东南部以粉砂为主的下中更新统黄土有关。从区域上看,区内马兰黄土Md基本上处于萨拉乌苏河及其西北部城川组风成砂与东南部黄土丘陵及其东南以远的黄土高原区的马兰黄土之间。说明萨拉乌苏河一带的马兰黄土是包括萨拉乌苏层在内的整个西北部广大砂区的大量粉尘,在西北风吹扬下于黄土高原西北缘形成的粉砂堆积。

从对不同时期沉积物的粒度特征比较与物源分析,可以证实以风成砂沉积为主的城川组作为一个独立的岩石学单元在习称的“萨拉乌苏组”中的存在。城川组、马兰黄土与萨拉乌苏组的沉积岩相和物源的不同,也从一个侧面揭示出几者在形成时的古地理环境上的差异。

**孢粉分析** 由滴哨沟湾剖面孢粉分析结果(表略)<sup>1)</sup>〔8〕可以看出,萨拉乌苏组中孢粉多,类型复杂。底部和顶部,以灌木草本花粉为主,松属为主的乔木花粉亦占一定比例。中部以乔木花粉为主。其中,松属、松科等针叶树花粉含量较高,同时伴有一定数量的胡桃属、鹅耳枥属等阔叶树花粉。另外,灌木草本花粉亦占一定数量。城川组中孢粉的种类和数量都急剧减少。城川组砂层经周昆叔、严富华和此后的邵亚军所进行的孢粉分析结果<sup>1)</sup>〔4〕,均未发现孢粉。但城川组中湖沼相地层却含相当数量的孢粉:7层以蒿属、菊科居多的灌木草本花粉为主,另伴生松属为主的一定数量的乔木花粉<sup>2)</sup>,9层以松属、松科为主的乔木花粉占绝对优势,同时含有少量麻黄属、禾本科等灌木草本花粉<sup>3)</sup>。

由此可见,萨拉乌苏组沉积时植被繁茂,其中不同层位显示的草原与森林的交替变化,反映出沉积过程中的植物地理环境曾有过颤动性变化。总的看来,该组形成时应为一森林草原,特别是地层中出现的山毛榉等阔叶树花粉,应是在温暖湿润的气候条件下形成的。

城川组砂层孢粉的缺失,可能与上述形成古流动砂丘时的西北风作用有关。不难设想当时气候干燥而寒冷,不利于植被的生长和发展。城川组风成砂沉积时期应属植被凋零的荒漠草原—荒漠环境。但在7层和9层湖沼相沉积物中有相当数量的孢粉出现,则表明这种环境是有变化的。7层孢粉组合代表了以灌木草本孢粉为主兼有一定乔木孢粉的疏林草原;9层是以乔木孢粉占绝对优势并伴有少量灌木草本孢粉的森林草原。同时,7层和9层所含的阔叶树花粉表明,湖沼相沉积时的气候较之本组风成砂沉积时已明显转暖变湿。然而,尚未达到萨拉乌苏时期那样的暖湿程度。这不仅是因为城川组湖沼相不及萨拉乌苏组中的阔叶树花粉含量高、类型多,而且也没有像萨拉乌苏组中那样明显适宜暖湿气候的花粉。所以城川组7层和9层湖沼相沉积物应分别代表温凉湿润的疏林草原和森林草原环境。

本区马兰黄土中尚无孢粉分析资料。如果萨拉乌苏河以南的陕西、甘肃黄土高原马兰黄土中的孢粉<sup>〔5〕</sup>表征草原荒漠<sup>〔6〕</sup>,反映黄土沉积时的干燥且寒冷气候<sup>〔7〕</sup>的话,则位于黄土高原西北缘的萨拉乌苏河一带马兰黄土沉积时,应是更为干冷的荒漠草原环境。

1) 周昆叔、严富华:根据花粉分析谈河套人的环境和时代问题,1978年。

2) 相当于图1的剖面Q城川组中自下而上第1层粉砂质细砂层。

3) 相当于图1的剖面Q城川组中自下而上第2层粉砂质细砂,后经融冻作用,使其发生形变。

**动物化石** 目前在萨拉乌苏河沿岸上更新统一全新统地层中发现的脊椎动物化石已达 47 种<sup>[8]</sup> (表略)。由统计可见, 萨拉乌苏组所含化石数量多、类型复杂。例如, 就动物化石指示的一般气候特征来看, 该组既有典型喜温暖气候的诺氏象和温暖气候的王氏水牛、肿骨鹿、晚斑鬣狗, 也有适于干冷至温凉气候的蒙古野马、野驴、普氏羚羊, 还有在干冷气候条件下能够继续生存的诺氏驼、巨鸵鸟和啮齿类动物。就动物化石指示的一般生态环境而言, 虎、野猪、马鹿、河套大角鹿、肿骨鹿、水牛、原始牛等常栖息于森林或森林草原。蒙古野马、野驴、普氏羚羊等喜居于干草原地带。啮齿类常可见于干草原至荒漠草原。诺氏驼、巨鸵鸟通常活动于干旱、半干旱的沙漠、草原地区。各种水鸟活动于河流、湖泊区附近。由此足见萨拉乌苏动物群体之复杂, 是一个南北方型和森林、草原、荒漠草原大量混生的动物群。这可能是当时本区处在湿润的森林草原与干旱荒漠之间的过渡带位置, 气候温和适宜, 地势低洼, 河湖众多, 水草丰富, 在冬夏湿润变化较大的季节, 适于不同气候和生态环境的动物均可在此觅食、聚集生存。也可能在漫长的萨拉乌苏组沉积过程中, 气候有过多次的波动, 使各种动物先后交替出现于本区。由于该动物群体是以温带常见种属为优势的, 尤其是作者在该组下部和近顶部分别发现水牛和肿骨鹿以及在下部至顶部不同层位中断续出现诺氏象化石来看, 该组沉积时的动物地理环境应为暖湿的森林草原。

城川组动物化石无论个体数量还是种属都骤然减少。城川组砂层中除巨鸵鸟外的动物化石的相似种和现生种, 均为鄂尔多斯及至我国西北荒漠草原—荒漠地区适应干旱、寒冷气候能力较强的动物。而地层中的诺氏驼、巨鸵鸟往往与沙漠环境有关。鉴此, 这一时期的环境可视为干冷的荒漠草原—荒漠。

城川组湖沼沉积<sup>1)</sup>中除马类、啮齿类外, 还出现喜于森林或森林草原生活的鹿类、原始牛以及水鸟。表明此时气候已发生了较明显的向暖湿变化, 由于湖沼层中没有萨拉乌苏动物成员中那种典型的喜暖分子, 推测当时的环境可能为温凉湿润的森林草原。

需要商讨的是城川组湖沼层和萨拉乌苏层中出现披毛犀化石的问题。该化石过去曾一度与猛犸象化石一起被作为寒冷或冰缘环境的标志。根据近年有的学者对披毛犀化石层位中所含的喜暖的古生物——梅氏犀化石和山毛榉印痕得出的结论, 披毛犀未必一定是寒冷气候的代表种<sup>[8]</sup>, 也未必一定代表冰缘环境<sup>[9]</sup>。我们在调查时, 发现有类似现象, 即萨拉乌苏组中披毛犀和诺氏象化石竟出现在相同层位。而城川组湖沼层中的孢粉也不是寒冷气候的遗存。因此, 披毛犀动物是一种适应气候幅度较宽的动物。并不能作为某一特定气候的标志。就其生态而言, 这一化石在区内地层的出现, 则至少意味着当时为森林草原环境。

**地层证据** 除以上阐明的上更新统风成相与流水相沉积时的不同的古地理环境外, 本区沉积物中的古冰缘现象和古土壤亦可作为指示环境的地层学证据而足佐证。

最早述及本区冰缘现象的是 J·K·科兹洛夫斯基, 指出河套人遗址中存在的寒冰裂隙<sup>[10]</sup>。作者并不排除这种可能, 但作者观察到更多的却是融冻褶皱。现在上更新统地层中已发现有三个层位<sup>2)</sup>。即萨拉乌苏组顶部(图 1, S), 相当于剖面 Q 城川组下湖沼层(图 1, V) 和剖面 Q 城川组上湖沼层及其相应层位(图 1, Q、R、S、V)。另外, 在萨拉乌苏河西北

1) 大致相当于剖面 Q 城川组由下至上的第 2 层湖沼相沉积。

2) 原仅在本区上更新统地层中发现有两个层位, 见文献<sup>[11]</sup>。

和东南相当于萨拉乌苏组的河湖相顶部,发育有砂楔(图1, W)和融冻褶皱(图1, G)。其上分别覆以风成砂和乌兰黄土。因融冻褶皱、砂楔与所在地层和与之上覆的地层分别为后生和共生关系<sup>[11]</sup>,冰缘现象实际上反映了其上覆风成砂或黄土沉积时,干冷的冰缘环境及其对河湖相地层多次施加的融冻作用。由于萨拉乌苏组和城川组湖沼相与冰缘现象没有共生关系,它们形成时也就不可能像风成砂和黄土沉积时的环境。

本区上更新统地层中的古土壤可分为褐色土和黑垆土型古土壤。通常认为,褐色土往往与温暖湿润的森林草原有关,黑垆土型古土壤形成于温凉湿润的灌丛草原或疏林草原环境。这两类土壤的差别,说明了城川期和乌兰期土壤发育时,已不是萨拉乌苏期那样的暖温环境。与上更新统风成砂和黄土相比,环境则较为明显地发生了逆向变化。此外,应予以注意的是乌兰黄土中的风成砂沉积。这种现象与现今所见的沙漠发展的正过程——土地沙漠化较为相似。标志了沙漠沉积的剧烈发展阶段。

### 三、环境演化

综上所述,可将本区上更新统地层沉积时的古地理环境归纳为两个明显不同的演化阶段:1、晚更新世前期(萨拉乌苏组)暖湿的森林草原。2、晚更新世后期(城川组和乌兰黄土)为干冷的荒漠草原—荒漠。其间亦经历了程度不等的逆向过程变化。

现以滴哨沟湾和来浪沟湾两个剖面作为反映萨拉乌苏组和城川组沉积时古地理环境的标尺并结合古生物、地层等证据,将萨拉乌苏河地区晚更新世时期的古地理环境演化示于图1。由图1可见,继萨拉乌苏组形成后的城川组沉积过程中的古地理环境经历了干冷的荒漠草原—荒漠与温凉湿润的灌丛草原—疏林草原和森林草原相交替的一系列次一级的演化阶段。

近十余年来,对萨拉乌苏河地区的第四纪地质研究表明<sup>[1-4、8、11-14]</sup>:城川组、乌兰黄土和萨拉乌苏组的形成时代分别与玉木冰期(距今约7—1万年)和里斯/玉木间冰期<sup>[15]</sup>(距今约11—7万年)的时代相当。同时与我国东部沿海地区晚更新世的海水进退<sup>[16、17]</sup>,北半球晚更新世冰川作用发展阶段<sup>[(18)、1]</sup>基本同步,其变幅介于干旱荒漠与湿润森林草原环境之间,而且该区现代又处于蒙新干旱荒漠带与华北半湿润森林草原带间的干旱荒漠草原和半干旱草原的过渡位置<sup>[19、20]</sup>。表明本区晚更新世期间的古地理环境演化,主要取决于北半球冰期、间冰期气候波动导致的生物气候带的水平移动影响。无疑,这种影响已波及到包括本区在内的广大的鄂尔多斯地区。因而讨论萨拉乌苏河地区晚更新世的古地理环境时,可以其所在的鄂尔多斯地区的上更新统地层作为一个综合的地质体加以论述。

里斯/玉木间冰期时,随着北半球气候转暖,自然带相应北移。鄂尔多斯高原和与之相邻的东南部黄土区处于森林草原带,气候暖湿,动植物繁盛。地表主要外营力是成土作用和流水作用。在早期风成砂和黄土之上形成褐色土(图1, A、D、E、Y)与剥蚀面和砂土砾石层(图1, B、C、W、X)。本区所在的东南洼地沉积了厚达40m余的河湖相地层(图1,

1) G·约翰洛克乌德:地面气候演化:冰期和间冰期,世界冰川杂志,第1期,黄秉生译,中国科学院兰州冰川冻土研究所图书情报室,1981年。

F—V)。由于东南部黄土区地势高于西北部鄂尔多斯沙区且降水丰富,水文网发育,流水的侵蚀作用强,致使萨拉乌苏组的粒级组分以黄土区的粉砂为主并伴以部分来自鄂尔多斯的下一中更新统古风成砂(参见图2)和白垩系砂页岩成分。该地受流水蚀积作用微弱的非河湖地段植被繁茂,同样发育古土壤(图1; F、M、U、V)。

玉木冰期时,由于北半球气候变冷,各自然带随之南移。鄂尔多斯此时处于荒漠草原—荒漠带。气候干冷多西北风,植被疏萎,动物迁徙、绝灭,地表主要外力为融冻作用和风的蚀积作用,并形成多年冻土(图1, G、Q、R、S、V、W)、风蚀戈壁面或戈壁砾石层(图1, Z)以及风成砂沉积。东南洼地成为西北鄂尔多斯沙区风蚀起砂的输移地和新的砂源,风成砂丘特别发育,即使在一些河谷、溪流和湖沼中,亦因四周的风砂环境而形成风成为主的砂质沉积物。东南部黄土区受黄土高原和反向气旋等影响,沉积西北部砂区的吹扬粉尘物质形成马兰黄土。因沙漠的南侵与北缩,在现今黄土区出现马兰黄土与风成砂相互叠覆的地层结构(图1, A、J、K、L、N)。

受北半球玉木间冰段气候的影响,鄂尔多斯曾多次短暂地处于温凉湿润的灌丛草原,或疏林草原环境。其间自然带较明显的变化阶段则是距今 $27960 \pm 600$ 年— $24000 \pm 120$ 年的温凉湿润的森林草原环境,使某些大型哺乳动物又复返本区。据此推测城川组风成砂和马兰黄土中的剥蚀面或马兰黄土中的黑垆土型古土壤主要与这一时期的环境有关。

上述代表沙漠、黄土发展逆过程的城川组和马兰黄土中之湖沼相、黑垆土、剥蚀面反映出不同自然带之间的差别,反映在其发展的诸间冰段中,由于气候转暖的程度和持续时间不同所产生的自然带向北移动幅度的差异。但它们都程度不同地限制和削弱了沙漠的发展和黄土的堆积速率。作为沙漠与黄土发展的正过程而言,风成砂与黄土相互叠覆的沉积序列,标志了沙漠与黄土的岩相带界线亦即荒漠草原—荒漠与荒漠草原的自然带界线也具有南北移动的交替演化<sup>[21、22]</sup>。从而亦揭示出,萨拉乌苏河以南黄土高原内部的马兰黄土岩性为什么看起来均一,但在其垂向的颗粒组成上仍然存在脉动型变化的原因。揭示出通常认为冰期气候建造的地层的沉积过程,亦存在冰期气候的波动性变化。就运移物质的风的地质营力而言,黄土沉积时的风力其势远不及沙漠沉积之猛。

总的看来,本区乃至鄂尔多斯地区晚更新世自始至终古地理环境的演化似是愈加趋于荒漠化。如大型哺乳动物的沦灭,阔叶树花粉的剧减,成壤过程越来越弱等。



## 参 考 文 献

- 〔1〕 董光荣、李保生：萨拉乌苏河地区第四纪地层及其沉积环境初报，第三届全国第四纪学术会议论文集，，科学出版社，1982年。
- 〔2〕 董光荣等：由萨拉乌苏河地层看晚更新世以来毛乌素沙漠的变迁，中国沙漠，3（2），1983年。
- 〔3〕 李保生等：鄂尔多斯萨拉乌苏河地区马兰黄土与萨拉乌苏组的关系及其地质时代问题、地质学报，61（3），1987年。
- 〔4〕 邵亚军：萨拉乌苏河地区晚更新世以来的孢粉组合及其反映的古植被和古气候，中国沙漠，7（2），1987年。
- 〔5〕 王永森等：黄土与第四纪地质，陕西人民出版社，1980年。
- 〔6〕 何汝昌：甘肃环县楼房子晚更新世孢粉组合，西北大学学报（自然科学报），第1期，1977年。
- 〔7〕 刘东生等：中国黄土的地质环境，科学通报（1），1978年。
- 〔8〕 袁宝印：萨拉乌苏河的沉积环境与地层划分，地质科学（3），1978年。
- 〔9〕 崔之久等：论我国东北、华北晚更新世晚期多年冻土南界与冰缘环境，地质学报，58（2），1984年，
- 〔10〕 Kozlovski, J.K, The problem of the so-called Ordos culture in the light of the palaeolithic finds northern China and southern Mongolian polia Quateraria, No.39, 1971.
- 〔11〕 董光荣等：鄂尔多斯晚更新世以来的古冰缘现象及其气候地 层学意义，地理研究，4（1），1985年。
- 〔12〕 高尙玉等：萨拉乌苏河第四纪地层中化学元素的迁移和聚集与古气候的关系，地球化学（3），1985年。
- 〔13〕 卢小霞：萨拉乌苏河地区粘土矿物组合分析与古气候的关系，中国沙漠，5（2），1985年。
- 〔14〕 关有志等：萨拉乌苏河地区第四纪地层中的元素分布与古气候，中国沙漠，6（1），1986年。
- 〔15〕 周昆叔等：中国北方晚更新世以来古环境初步探讨，中国孢粉学会第一届学术会议论文集，科学出版社，1982年。
- 〔16〕 王靖泰、汪品先：中国东部晚更新世以来海面升降与气候变化的关系，地理学报，35（4），1980年。
- 〔17〕 耿秀山：中国东部晚更新世以来的海水进退，海洋学报，3（1），1981年。
- 〔18〕 Punning, Ya.M.K.and Troitskiy, L.S., Pleistocene Glaciations on Svalbard Materialy glatsiologicheskikh issledovaniy, Khronika, obsuzhdeniya, No.35, PP.204-208.(Date of Glaciological Studies, Chronicle, Discussion, Publication No.35, PP.204-208, 1979.
- 〔19〕 国家地图集编纂委员会：中华人民共和国自然图集，地图出版社，1965年。
- 〔20〕 陈昌笃：我国典型草原亚地带和荒漠草原亚地带中段（鄂尔多斯地区）的分界在那里，植物生态学与地植物学丛刊，2（1），1964年。
- 〔21〕 董光荣等：鄂尔多斯高原的第四纪古风成砂，地理学报，38（4），1983年。
- 〔22〕 李保生等：陕西北部榆林第四纪地层剖面的粒度分析与讨论，地理学报，43（2），1988年。

## SEDIMENTARY-PALAEOGEOGRAPHIC ENVIRONMENT OF UPPER PLEISTOCENE STRATA AND ITS EVOLUTION IN THE SALAWUSU RIVER AREA

Li Baosheng    Dong Guangrong    Gao Shangyu

Shao Yajun    Shen Jianyou

(Institute of Desert, Academia Sinica, Lanzhou)

**Subject terms:** upper pleistocene, palaeogeographic environment, strata,  
Salawusu River

### Abstract

According to the analyses and studies of the grain-size, sporopollen, vertebrate fossils and stratum sedimentary facies in the upper pleistocene strata of the Salawusu River area, this paper discusses the palaeogeographic environment and its evolution during the late pleistocene.

1. The palaeogeographic environment of the fluviolacustrine facies strata of the Salawusu Formation formed in the early stage of the upper pleistocene is warm-humid forest steppe.

2. In the late stage of the late pleistocene, the Chengchuan Formation which mainly consists of aeolian sandy deposits chiefly forms under dry-cold desert, desert steppe and in the meantime, it underwent a series of alternating evolution processes of temperate-cool's shrub steppe, sparse woods steppe and forest steppe with this environment.

3. The Malan loess in the area has the same geological age as that of dry cold desert steppe.

4. The Salawusu Formation is assigned to the Riss/Wurm interglacial age, dating back to  $1.1 \times 10^5 - 7 \times 10^4$  yrs B.P., whereas the Chengchuan Formation and the Malan loess are in the Wurm glacial age with an assumed date of  $7 \times 10^4 - 1 \times 10^4$  yrs B.P..