

# 220 ka BP 来大同盆地常量元素记录的气候变化

柳苗苗<sup>1a</sup>, 苏志珠<sup>1b</sup>, 孔梦园<sup>2</sup>, 张彩霞<sup>3</sup>, 李晋昌<sup>1c</sup>, 王国玲<sup>1a</sup>, 李想<sup>1a</sup>

(1. 山西大学 a. 环境与资源学院, b. 历史文化学院, c. 黄土高原研究所, 山西 太原 030006; 2. 太原师范学院 地理科学学院, 山西 晋中 030619; 3. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 甘肃 兰州 730000)

**摘要:** 大同盆地第四纪以来发育了厚层的河湖相, 上覆马兰黄土或全新统, 蕴含着丰富的过去气候变化信息。以地层测年数据建立年代框架, 结合地层磁化率、粒度测试资料, 主要以常量化学元素为气候代用指标, 对气候变化进行分析。结果表明: (1) 地层沉积物中常量化学元素含量的平均值  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{Na}_2\text{O} > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} > \text{MgO}$ , 沉积相不同元素含量存在明显差异, 反映出元素聚集时气候环境存在差异。(2) 220 ka BP 以来大同盆地气候变化经历了中更新世 220~199 ka BP 暖湿期、中更新世 199~138 ka BP 干燥寒冷期、末次间冰期 138~71 ka BP 温暖湿润期、末次冰期 71~11 ka BP 寒冷干燥期、全新世 11 ka BP 至今的暖湿冷干交替频繁波动期, 在每个时段仍存在次一级的气候波动。(3) 这种气候变化过程与纬度位置大体相近的中国北方萨拉乌苏河流域、内蒙古岱海地区有着相似的气候变化过程, 反映出本区气候变化是全球气候变化所导致的东亚冬夏季风势力互为消长的区域响应。

**关键词:** 常量化学元素; 气候变化; 大同盆地

**文章编号:** 1000-694X(2018)02-0278-08

**DOI:** 10.7522/j.issn.1000-694X.2017.00104

**中图分类号:** P531

**文献标志码:** A

## 0 引言

风尘黄土和湖泊沉积具有沉积连续、对气候反映敏感和高分辨率的特点, 是研究过去全球气候变化的良好载体。中国北方山间盆地和河谷地区普遍发育河湖相与风成相互层叠覆的沉积序列, 对晚近地质时期古气候、古环境变迁、未来气候变化预测的研究有着重要意义。大同盆地和阳原盆地为新近纪形成的地堑式封闭的山间盆地, 积水成湖并发育较厚的河湖相沉积<sup>[1-2]</sup>, 受新构造运动和气候变化的影响, 晚更新世初期湖水外泄、湖泊消亡, 河湖相地层上覆马兰黄土或全新世沉积。过去对这套地层的研究主要集中在阳原盆地, 对其沉积相的研究<sup>[3]</sup>以及沉积物的粒度和磁化率<sup>[4]</sup>、氧化铁<sup>[5]</sup>、孢粉<sup>[6]</sup>、地球化学元素<sup>[7]</sup>等代用指标揭示了区域气候环境变化过程。对大同盆地的形成演化一直是关注的焦点<sup>[2,8]</sup>, 但气候环境变化的研究较薄弱, 故本文选取 220 ka 以来层段, 以地层沉积物中常量化学元素含量变化探讨更新世晚期以来的古气候变化。

## 1 研究区概况

大同盆地位于山西省北部, 地理位置大体上位

于 39°00'—40°30'N、112°15'—114°15'E。盆地北、西、南三面环山, 北靠采凉山, 西以口泉断层与七峰山、洪涛山为界, 南至阳方口以断层与恒山相连, 东与阳原盆地相通(图 1), 呈东北-西南向展布, 盆地边缘为洪积扇和洪积倾斜平原, 盆地内部为湖积-冲积平原, 地面海拔 1 000~1 100 m。流经盆地内的主要干流水系为桑干河, 属海河水系, 自西南向东北流入阳原盆地。本区属东亚季风区, 冬季受蒙古高压控制, 气候寒冷干燥, 夏季受海洋气团影响, 气候温暖湿润, 降水主要集中于 7、8 月。本区植被属温带半湿润落叶阔叶林至半干旱草原, 草原植被具典型的旱生性, 蒿属、禾本科、豆科植被常见, 但种类贫乏, 植株矮小, 代表性群种有长芒草、针茅、蒿属、胡枝子、刺旋花等。土壤主要为第四纪沉积物母质基础上发育的褐土、栗钙土, 河流沿岸见有隐育性的潮土、盐碱土。

## 2 材料与方法

### 2.1 地层沉积相特征

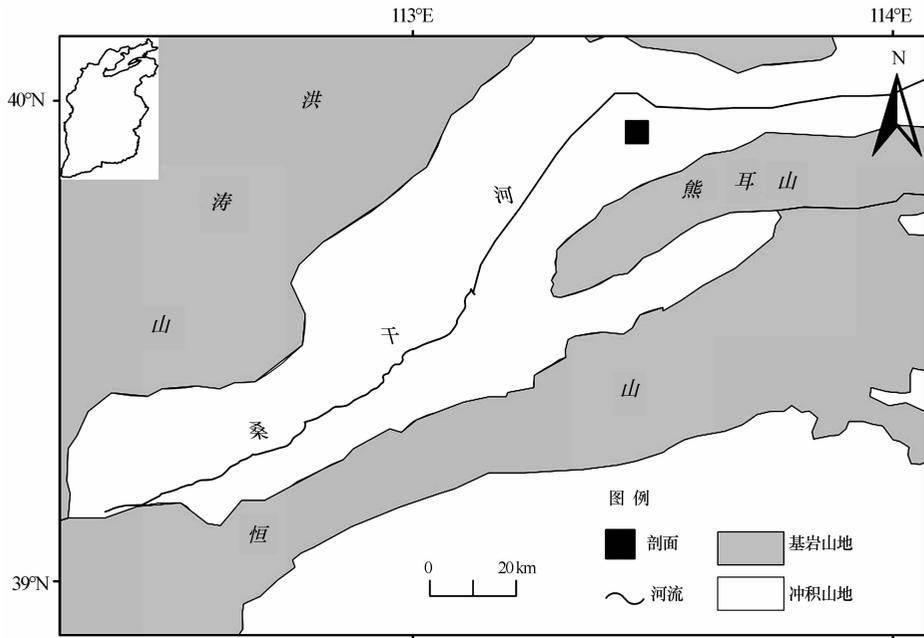
剖面位于大同盆地内桑干河流域的大同县境河流段, 距桑干河约 6 km, 距其支流御河约 7 km, 处

收稿日期: 2017-12-01; 改回日期: 2017-12-20

资助项目: 国家重点研发计划课题(2016 YFC0500805)

作者简介: 柳苗苗(1992—), 女, 山西吕梁人, 硕士研究生, 主要研究方向为干旱区地貌与环境变化。E-mail: 18234102795@163.com

通信作者: 苏志珠(E-mail: suzhizhu@163.com)

图1 大同盆地研究剖面位置示意图<sup>[2]</sup>Fig. 1 Location of the Datong Basin<sup>[2]</sup>

于御河汇入桑干河的冲积湖积平原地带(39°56′54″N、113°28′24″E, 标注为 DT 剖面), 地面海拔 996 m。剖面未见底, 测试深度 463 cm。地层呈现河湖相上覆马兰黄土的结构特征, 沉积物颗粒组成以细沙、极细砂和粉砂为主。根据岩性岩相特征和粒度分析, 将剖面自下而上划分为 4 个岩性段。

层段 1: 深度 463~368 cm, 河湖相, 棕红色, 细砂质粉砂, 含铁锈黄色斑点和植物根管, 紧实至较坚硬, 具细砂、极细砂与黏土质粉砂互层的薄层(单层厚度约 5 cm、7 cm、12 cm 不等)水平层理构造, 在深度 448 cm 处测得 ESR 年龄(221 800±13 140)a BP;

层段 2: 深度 368~160 cm, 灰绿色至黄绿色河湖相, 以粉砂质细砂为主, 质地较坚硬, 具明显的薄层水平层理, 该层段中部含 1 层较薄的条带状、质地较疏松的锈黄色细砂;

层段 3: 深度 160~40 cm, 棕褐色至棕红色, 极细砂质粉砂, 较紧实, 含少量植物根系, 含白色碳酸钙胶膜, 无层理, 该层段 160 cm 处测得 ESR 年龄(138 000±6 800)a BP;

层段 4: 深度 40~0 cm, 浅灰黄色, 风成粉砂质, 质地疏松, 具垂直节理, 表面具片状流水冲刷痕迹, 地表有稀疏植被, 该层段 40 cm 处测得 ESR 年龄(71 260±1 100)a BP。

## 2.2 样品采集与实验方法

铲除表层 20 cm 出露新鲜面, 以 5~7 cm 不等间距采样, 共采集 64 个实验样品(含 61 个地球化学

元素指标样品和 3 个测年样品)。地层测年采用电子自旋共振(ESR)法获得<sup>[9]</sup>, 在距地表 448 cm、160 cm 和 40 cm 处, 测得 3 个年龄分别为(221 800±13 140)a BP、(138 000±6 800)a BP 和(71 260±1 100)a BP; 考虑到湖盆沉积环境相对较稳定, 湖相沉积速率较均匀, 故可采用沉积速率线性内插和外推法, 估算得出距地表 370 cm 处沉积物年代 199 000 a BP。

常量化学元素含量测定在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所中心实验室完成, 采用荷兰帕纳科公司生产的顺序式波长色散型 X 射线荧光光谱仪(型号 Axios, 产地荷兰, 采用超尖锐陶瓷 X 射线光管, 功率可达 4 kW, 管流可达 160 mA)测得。采用粉末压片法制样。测试步骤为: 首先将自然风干后的样品碾磨至 200 目以下, 将样品在 105 ℃ 下烘干之后每个样品称取 4 g, 放入制样模具, 用硼酸镶边垫底, 使用 YYJ-1 型半自动压样机, 在 368 MPa 的压力下压成镶边外径为 32 mm 的圆形样片并置入干燥器中待测。测量结果中 Si、Al、Fe、Mg、Ca、Na 和 K 元素含量以氧化物形式(SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、CaO、Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O)给出, 单位以百分比(%)表示。

## 3 结果与分析

### 3.1 地层沉积物中常量元素氧化物含量的平均值

从整个剖面来看, 地层沉积物中 SiO<sub>2</sub> 含量最高

(表 1), 范围 63.39% ~ 78.15%, 平均含量 68.42%; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量次之, 范围 8.11% ~ 10.46%, 平均含量 9.41%; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 范围 1.71% ~ 3.68%, 平均含量 2.96%; CaO 含量范围 2.32% ~ 6.68%, 平均含量 4.24%; MgO 含量范围 0.94% ~ 3.94%, 平均

含量 2.02%; K<sub>2</sub>O 含量范围 1.78% ~ 2.18%, 平均含量 2.03%; Na<sub>2</sub>O 含量范围 2.44% ~ 5.33%, 平均含量 3.41%。剖面的沉积物常量元素氧化物的含量平均值 SiO<sub>2</sub> > Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > CaO > Na<sub>2</sub>O > Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> > K<sub>2</sub>O > MgO。

表 1 地层沉积物中常量元素氧化物含量(单位:%)

Table 1 Content of major element oxides of sedimentary deposits in the Datong profile(Unit:%)

地层	内容	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
全剖面	范围	63.39~78.15	8.11~10.46	1.71~3.68	0.94~3.94	2.32~6.68	2.44~5.33	1.78~2.18
	平均值	68.42	9.41	2.96	2.02	4.24	3.41	2.03
黄土	范围	68.04~75.67	9.40~10.38	2.43~3.34	1.06~2.02	3.57~4.76	2.44~2.67	2.03~2.18
	平均值	71.41	9.89	2.97	1.55	4.26	2.55	2.12
棕褐色砂质粉砂	范围	64.77~75.38	9.12~10.44	2.52~3.63	1.16~2.30	2.52~5.70	2.60~3.55	2.04~2.15
	平均值	71.53	9.61	2.96	1.59	3.56	3.01	2.08
灰绿色河湖相	范围	62.39~78.15	8.11~9.65	1.71~3.15	0.94~3.94	2.32~4.80	3.03~5.33	1.78~2.12
	平均值	69.28	8.76	2.52	2.43	3.51	3.72	1.93
棕红色河湖相	范围	63.47~66.38	9.25~10.46	3.23~3.68	1.49~2.74	4.37~6.68	3.05~3.90	2.00~2.18
	平均值	64.54	9.97	3.53	1.89	5.61	3.51	2.11

3.2 不同沉积相中常量元素氧化物含量的变化

对不同层段沉积相而言, 常量化学元素氧化物含量分布存在差异(图 2)。以层段 1 棕红色河湖相为例来说, SiO<sub>2</sub> 含量范围 63.47% ~ 66.38%, 平均含量 (64.54%) 低于全剖面平均值 (68.42%); Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量范围 9.25% ~ 10.46%, 平均含量 (9.97%) 高于全剖面平均值 (9.41%); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量范围 3.23% ~ 3.68%, 平均含量 (3.53%) 高于全剖

面平均值 (2.96%); CaO 含量范围 4.37% ~ 6.68%, 平均含量 (5.61%) 较全剖面平均值 (4.24%) 高; MgO 含量范围 1.49% ~ 2.74%, 平均含量 (1.89%) 低于全剖面平均值 (2.02%); K<sub>2</sub>O 含量范围 2.00% ~ 2.18%, 平均含量 (2.11%) 较全剖面的平均值 (2.03%) 略高些; Na<sub>2</sub>O 含量范围 3.05% ~ 3.90%, 平均含量 (3.51%) 高于全剖面平均值 (3.41%)。层段 4 黄土层中, SiO<sub>2</sub> 含量范围 68.04% ~ 75.67%, 平均含量 (71.41%) 高于全剖面

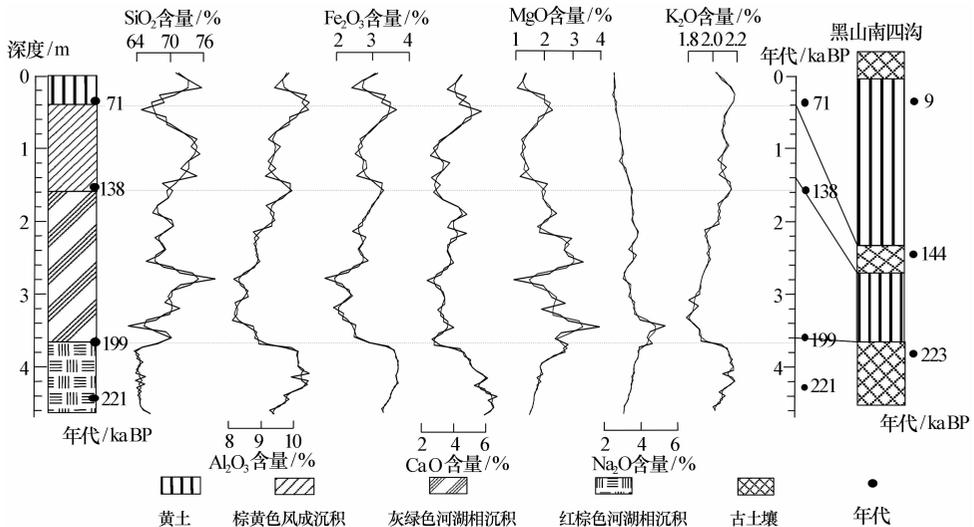


图 2 研究剖面常量化学元素氧化物含量变化及其与黑山南四沟剖面地层对比

Fig. 2 The profile of stratum, content variation of major element oxides in the Datong Basin, compared with the Heishan-Nansigou section

平均值(68.42%);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量范围 9.40% ~ 10.38%, 平均含量(9.89%) 高于全剖面的平均值(9.41%);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量 2.43% ~ 3.34%, 平均含量(2.97%) 与全剖面平均值(2.96%) 含量相当;  $\text{CaO}$  含量范围 3.57% ~ 4.76%, 平均含量(4.26%) 较全剖面平均值(4.24%) 略高;  $\text{MgO}$  含量范围 1.06% ~ 2.02%, 平均含量(1.55%) 低于全剖面平均值(2.02%);  $\text{K}_2\text{O}$  含量范围 2.03% ~ 2.18%, 平均含量(2.12%) 较全剖面的平均值(2.03%) 要高;  $\text{Na}_2\text{O}$  含量范围 2.44% ~ 2.67%, 平均含量(2.55%) 低于全剖面平均值(3.41%)。其他 2 个层段沉积相中元素氧化物含量也存在类似的变化情况, 在氧化物含量变化曲线上表现为峰谷交替的情形(图 2)。

### 3.3 同一种元素氧化物含量在不同沉积相中变化

对同一种常量元素氧化物含量而言, 沉积相不同其含量也存在差异。以  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量变化为例来说, 棕红色河湖相层段 1 中,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量范围 9.25% ~ 10.46%, 平均含量(9.97%) 高于全剖面的平均含量(9.41%); 灰绿色河湖相层段 2 中,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量范围 8.11% ~ 9.65%, 平均含量(8.76%) 低于全剖面平均含量(9.41%); 棕褐色砂质粉砂层段 3 中,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量在 9.12% ~ 10.44%, 平均含量(9.61%) 高于全剖面平均含量(9.41%); 粉砂质黄土层段 4 中,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量在 9.40% ~ 10.38%, 平均含量(9.89%) 高于全剖面平均含量(9.41%)。  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量变化在不同层段的沉积相中, 也表现出与  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量变化呈正相关的类似现象。  $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$  在不同层段的含量也存在规律性变化, 且二者之间呈现出正相关的相似情形,  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  含量变化以及二者之间也呈现出正相关的相似情形。

综上所述, 地层中常量化学元素氧化物含量分布具有 3 个明显的特点: ①全剖面沉积物中常量元素氧化物含量的平均值表现为  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{Na}_2\text{O} > \text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} > \text{MgO}$ ; ②棕红色河湖相、棕褐色粉砂质中  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量较灰绿色河湖相明显要高, 粉砂质黄土中  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量也较高, 这两种情况所反映的气候环境是不一样的; ③同一种元素氧化物含量在地层垂向上随着沉积相的不同而在曲线图上呈峰谷交替的变化规律。

## 4 讨论与结论

### 4.1 常量化学元素所指示的古气候意义

在地球表生环境下, 受气候变化影响地球化学

元素常会发生不同程度淋溶、迁移和聚集, 沉积物中其含量发生变化。因此, 地层沉积物中化学元素氧化物含量及其比值变化, 可以反映区域沉积环境和气候变化。对湖泊沉积物中化学元素的分布特征、迁移和聚集规律的研究, 有助于阐明沉积物中化学元素的来源、物源区化学风化程度等, 为区域气候变化提供地球化学证据。

一般而言, 化学元素在淋溶、迁移和聚集过程中, 表现为  $\text{K}_2\text{O} \rightarrow \text{Na}_2\text{O} \rightarrow \text{CaO} \rightarrow \text{MgO} \rightarrow \text{SiO}_2 \rightarrow \text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \text{Al}_2\text{O}_3$  活动性依次减弱<sup>[10]</sup>。  $\text{K}$ 、 $\text{Na}$  元素化学性质极活跃, 干旱气候环境有利于富集, 沉积物中  $\text{K}$ 、 $\text{Na}$  氧化物含量较高, 则反映气候干旱; 反之, 则反映淋溶迁移、降水增多的温暖湿润气候; 但植物生长状况较好时, 风化成壤过程中钾易被黏土物质所吸附而相对富集, 则会造成  $\text{K}$ 、 $\text{Na}$  氧化物含量变化不一致<sup>[11]</sup>。  $\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}$  元素活动性中等, 半湿润、半干旱气候条件有利于其溶解、迁移和聚集, 沉积物中  $\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}$  氧化物含量较高, 则反映半干旱或半湿润气候。上述这 4 种元素在河湖相沉积物中含量增高, 则指示气候温暖湿润, 化学风化作用增强, 元素迁移聚集在低洼处的河湖相中; 但在风成沉积物中含量较高, 则指示了气候相对干冷, 化学风化作用较弱, 淋溶迁移富集程度较低。  $\text{Al}$  元素化学性质较稳定, 在潮湿环境下的酸性介质中, 沉积物中的其他易溶元素淋失后  $\text{Al}_2\text{O}_3$  相对聚集, 气候干旱程度增强, 生物化学风化作用减弱, 水介质由酸性转为碱性,  $\text{Al}$  元素氧化物含量则降低。因此, 沉积物中  $\text{Al}_2\text{O}_3$  含量增加则反映暖湿气候环境; 反之, 气候相对干冷<sup>[12]</sup>。  $\text{Fe}$  元素的化学性质与  $\text{Al}$  相似, 也反映出与  $\text{Fe}$  元素类似的气候环境。  $\text{Si}$  的化学性质比较稳定, 在温湿的气候环境下, 生物化学风化作用增强, 沉积物颗粒变细,  $\text{Si}$  元素易随黏土矿物迁移而淋失, 沉积物中  $\text{SiO}_2$  含量降低; 在干冷气候环境下, 生物化学风化作用减弱,  $\text{SiO}_2$  相对富集。据此, 地层沉积物中化学元素氧化物含量变化反映区域气候变化。但活动性元素的淋失、淀积或剖面体积的变化会造成各元素含量的相对变化, 可能导致单一元素百分含量变化所反映的气候变化会有偏差, 而常量化学元素氧化物的比值可以很好地消除这一缺陷, 并有助于解释区域古气候、古环境变化特征。通常, 硅铝率  $[\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3]$ 、淋溶系数  $[\text{SiO}_2/(\text{RO} + \text{R}_2\text{O})]$  常用于反映沉积物的淋溶状况<sup>[13]</sup>, 退碱系数  $[(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})/\text{Al}_2\text{O}_3]$  反映沉积物中碱金属和碱土金属的淋失状况。在温暖湿润条件下, 地层中  $\text{K}$ 、

Na、Ca、Mg 非常容易流失,造成硅铝率、淋溶系数增大,退碱系数减小。相反,在寒冷干旱环境下,沉积物的淋溶程度减弱,碱金属和碱土金属淋失较少。但是,河湖相中化学元素行为与上述不同,温暖湿润条件下物源区沉积物中易溶的 K、Na、Ca、Mg 大量淋失、迁移并沉积,导致淋溶系数、硅铝率值减小,退碱系数增大;干旱气候条件下,淋溶系数、硅铝率值

增大,退碱系数减小。

## 4.2 化学元素反映的区域气候变化

依据地层沉积物的常量化学元素分析结果(表 1)和图 2、3,结合沉积相层段划分和地层年代测定,初步反映出大同盆地 220 ka 以来不同时段古气候状况。

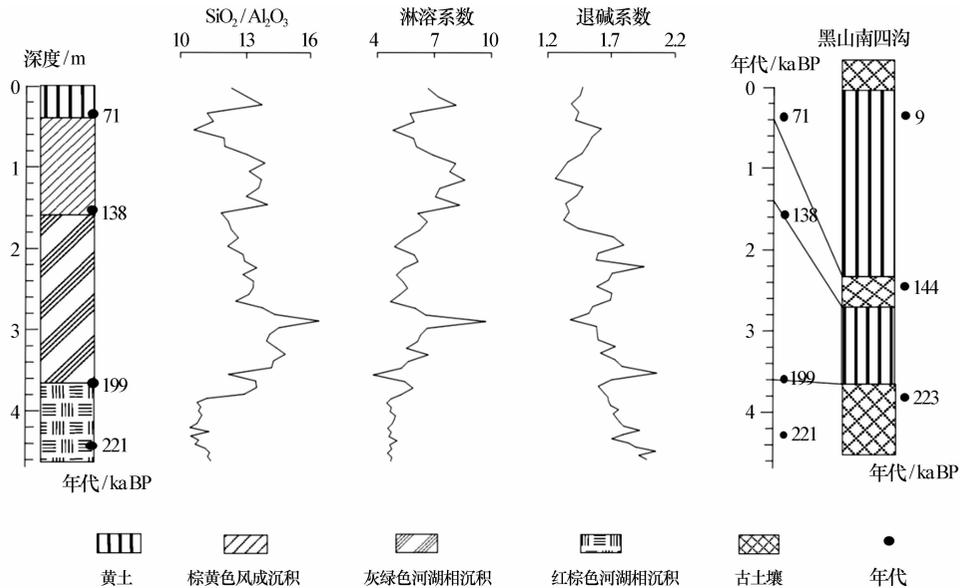


图 3 研究剖面常量化学元素氧化物比值变化及其与黑山南四沟剖面地层对比

Fig. 3 The profile of stratum, characteristics of the chemical element oxides ratio in the Datong Basin, compared with the Heishan-nansigou section

阶段 1:剖面深度 368~463 cm,以含铁锈黄色斑点的棕红色细砂质粉砂沉积为主,深度 448cm 处测得 ESR 年龄 ( $221\ 800 \pm 13\ 140$ ) a BP,说明出露地层沉积时代 >220 ka BP;样品化学元素测试层段沉积时代为 220~199 ka BP,相当于倒数第二次间冰期阶段。该阶段元素氧化物除 MgO 外含量较高,尤其是  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量明显较高, $\text{SiO}_2$  含量低于全剖面平均值,硅铝率、淋溶系数为低值,退碱系数相对较高,反映当时盆地内化学风化作用较强,水动力搬运较多的细颗粒物形成湖相沉积,沉积物磁化率表现为高值<sup>[9]</sup>,整体上显示为夏季风增强的温暖湿润气候;对大同一阳原盆地古湖岸线的研究表明,此阶段构造运动相对稳定,气候温湿,湖泊扩张<sup>[4]</sup>;但地势相对较高处,如距研究剖面约 33 km 处大同火山群的黑山南四沟<sup>[15]</sup>一带,则发育与湖相沉积同时期的反映气候温暖湿润的古土壤 S2,与深海氧同位素第 7 阶段<sup>[16]</sup>和南极 Vostok 冰芯的高温期<sup>[17]</sup>相对应。在阶段 1 剖面中自下而上氧化物含

量变化曲线呈峰、谷交替(图 2),存在小幅度的波动,说明在整体上暖湿气候环境下仍存在次一级的干冷气候波动。该段沉积后期,沉积物中  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量有降低趋势, $\text{MgO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$  含量有增加趋势,最易淋溶迁移的  $\text{K}_2\text{O}$  含量降低,沉积物粗颗粒含量增加,化学风化程度减弱,磁化率值趋于降低<sup>[9]</sup>,硅铝率、淋溶系数趋于增加,退碱系数有减少趋势,反映出气候转为干冷,降水减少,湖面水位降低。在层段 1 和层段 2 的界面处  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  含量为本段的最低值,说明此时期(199 ka BP)为气候由暖湿转向冷干的转折点,纬度相近的内蒙古萨拉乌苏河流域的研究<sup>[18]</sup>也表明该时期气候由暖湿向干冷方向发展。

阶段 2:剖面深度 160~368 cm,以灰绿色含锈黄色湖相粉砂质细砂为主,沉积时代 199~138 ka BP,与中国黄土高原 L2 黄土层和深海氧同位素 6 阶段相对应。此阶段元素氧化物含量变化规律表现为: $\text{SiO}_2$  含量明显增加,其平均值(69.28%)

高于全剖面的平均值(68.42%);其他元素总体上除 $K_2O$ 变化不明显外,含量均呈减少趋势;尤其是 $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 含量降低趋势明显, $Al_2O_3$ 含量平均值(8.76%)低于全剖面平均值(9.41%), $Fe_2O_3$ 含量平均值(2.52%)也低于全剖面平均值(2.94%)。这反映出当时盆地内降水减少,化学风化作用减弱,水动力主要搬运粉砂质细砂物质形成湖相沉积,磁化率呈低值<sup>[9]</sup>,整体上表现为冬季风增强的寒冷干燥气候环境。此时期,在地势较高的地貌部位堆积风积黄土,黑山南四沟剖面<sup>[15]</sup>上则堆积离石黄土L2,与之纬度相近的内蒙古萨拉乌苏河流域滴哨沟湾剖面发育河流相<sup>[18]</sup>,也反映出寒冷干燥的气候状况。尽管此阶段整体上以干冷气候为主,但也存在次一级的暖湿波动,元素氧化物含量变化曲线上至少出现3~4次暖湿颤动,萨拉乌苏河流域<sup>[18]</sup>也揭示出此时期气候存在这种波动现象,这在硅铝率、淋溶系数和退碱系数方面也表现明显,硅铝率和淋溶系数有先增大后减少的趋势,退碱系数有先减少后增大的趋势。此阶段后期, $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 含量有增加趋势, $CaO$ 、 $MgO$ 含量有减少趋势,硅铝率、淋溶系数呈减少趋势,退碱系数增大趋势,表明化学风化增强,气候向暖湿方向转变。

阶段3:剖面深度40~160 cm,沉积棕褐色至棕红色的极细砂质粉砂,沉积时代为138~71 ka BP,相当于末次间冰期。此阶段,在整体上Al、Fe、Ca、Mg氧化物表现为先低后高的变化趋势,而 $SiO_2$ 含量变化则表现为先高后低的趋势;就平均值而言, $Al_2O_3$ 含量平均值(9.61%)高于全剖面平均值(9.41%), $Fe_2O_3$ 平均含量与全剖面的平均值相近; $CaO$ 平均含量(3.56%)低于全剖面的平均值(4.24%), $MgO$ 平均含量(1.59%)也低于全剖面平均值(2.02%);硅铝率 $[SiO_2/Al_2O_3]$ 、淋溶系数趋势减少,退碱系数趋于增大(图3);结合该层段黏粒含量增多、富含碳酸钙菌丝体、淋溶成壤化作用明显,磁化率值较高<sup>[9]</sup>的事实,总体上反映了暖湿气候环境,但在氧化物含量变化曲线上也表现出3~4个次一级的干冷波动。此阶段,沉积物中常量化学元素迁移、聚集性质所反映的气候变化,与研究剖面毗邻的黑山南四沟剖面<sup>[15]</sup>和黄土高原发育 $S_1$ 古土壤以及同纬度的萨拉乌苏流域发育河湖相的萨拉乌苏组<sup>[18-19]</sup>所揭示的气候变化相似,与深海氧同位素记录<sup>[16]</sup>和格林兰冰芯记录<sup>[20]</sup>的温暖气候事件相一致。

阶段4:剖面深度0~40 cm,为灰黄色极细砂质粉砂、质地疏松、具明显垂直节理的风积黄土,地表遭受侵蚀后厚度较薄,属末次冰期71 ka BP以来的风积黄土。此阶段沉积物中元素氧化物含量变化情况: $SiO_2$ 含量呈明显增加趋势,其平均值高于全剖面的平均值(68.42%), $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$ 的含量呈减少趋势; $CaO$ 、 $MgO$ 含量也呈减少趋势, $K_2O$ 、 $Na_2O$ 含量变化略呈减少趋势;且沉积物颗粒组成中粉砂含量(42.58%)较砂含量(51.87%)要少,黏土含量不足6.0%,粗颗粒组分增加,磁化率值降低<sup>[9]</sup>。总体上,这些事实均揭示了末次冰期时气候向寒冷干燥方向发展,冬季风增强,降水减少,生物化学风化作用程度较低,淋溶成壤作用减弱。在距地表20 cm左右,氧化物含量达到最低值,似乎指示了气候最寒冷干燥的时期,运用沉积速率推算,并结合大同盆地发现的古砂楔测年资料<sup>[21-22]</sup>和对桑干河T3堆积阶地黄土测年结果<sup>[23]</sup>,推测末次冰期以来一次极端寒冷气候事件发生于20 ka BP左右的末次冰期盛冰期。此时,大同盆地降温7~13℃,发育冻融卷曲和古砂楔<sup>[21-22]</sup>;在距采样地方直线距离100 km处的岱海20~14.5 ka BP间进入末次冰期最盛期,湖泊水位较低<sup>[24]</sup>;大同火山群黑山南四沟剖面堆积风成黄土<sup>[15]</sup>,大同之南朔州峙峪遗址地层研究表明当时为冬夏季节温差较大、平均气温较现在低的气候状况<sup>[25]</sup>。盛冰期之后,气候寒冷干燥程度有所减缓,地势较高处以砂质黄土堆积为主,低洼处有河流或浅湖相沉积,并向气候回暖期的全新世转变。

全新世阶段,研究区采样剖面受剥蚀作用影响缺少部分全新统地层,主要依据范淑贤等<sup>[26]</sup>对大同盆地的阳高县东水头含2层黑垆土的全新统剖面的研究予以说明。孢粉组合结果表明大同盆地全新世气候极不稳定,且存在2次相对温湿和3次相对冷干的气候变化,温暖湿润气候出现在10.0~9.0 ka BP和7.4~4.0 ka BP时间段,前一时段为全新世气候回暖期的早期阶段,后一时段置于全新世大暖期(8.5~3.0 ka BP)内的气候最适宜期,冷干气候出现在11.0~10.0 ka BP、9.0~7.4 ka BP和4.0~3.0 ka BP时间段;温暖湿润气候时期,椴、栎、榆、桦等落叶阔叶树种花粉含量增多,针叶林树种花粉含量减少,冷干气候时期草本花粉的蒿、藜占优势;整体上,反映出全新世早期气候较干冷、中期较温暖湿润、晚期气候趋于干旱化,并逐渐接近现代气

候环境。这与西北黄土高原临夏塬堡黄土沉积记录<sup>[27]</sup>和毛乌素沙漠湖沼相沉积记录<sup>[28-30]</sup>以及内蒙古岱海湖泊沉积记录<sup>[31]</sup>所反映的气候变化也有较好的对应关系。

### 4.3 初步结论

地层沉积物中化学元素的淋溶、迁移和聚集主要受气候变化的影响,研究剖面中常量元素氧化物含量的平均值 $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{Na}_2\text{O} > \text{TOFE} > \text{K}_2\text{O} > \text{MgO}$ ,但在不同沉积相其含量变化存在差异,反映出沉积时的气候环境存在差异。

大同盆地 220 ka 以来气候变化可划分为中更新世 220~199 ka BP 暖湿期、中更新世 199~138 ka BP 干燥寒冷期、末次间冰期 138~71 ka BP 温暖湿润期、末次冰期 71~11 ka BP 寒冷干燥期、全新世 11 ka BP 至今的暖湿冷干交替频繁波动期,且不同时段仍存在次一级的气候波动。

大同盆地 220 ka 以来气候变化与纬度位置大体相近的萨拉乌苏河流域、内蒙古岱海地区,经历了相似的气候变化过程,反映出本区气候变化与中国北方气候变化具有一致性,也与深海氧同位素反映的全球变化具有良好的可对比性,这是全球气候变化所导致的东亚冬夏季风势力互为消长的区域响应。

### 参考文献:

[1] 卫奇,张畅耕,解廷琦.大同湖——雁北历史上的一个湖泊[C]//泥河湾研究论文选编.北京:文物出版社,1989:537—541.

[2] 王乃樑,杨景春,夏正楷,等.山西地塬系新生代沉积与构造地貌[M].北京:科学出版社,1996:1—7.

[3] 杨小强,李华梅,李海涛.华北泥河湾盆地黄土沉积及其古地理意义[J].古地理学报,2003,5(2):209—216.

[4] 迟振卿,闵隆瑞,王志明,等.河北省阳原盆地井儿洼钻孔磁化率、粒度反映的环境意义[J].地质力学学报,2002,8(1):87—96.

[5] 迟振卿,闵隆瑞,武志军.河北阳原盆地井儿洼钻孔岩心氧化铁变化的古环境记录[J].地质通报,2002,21(10):632—637.

[6] 闵隆瑞,迟振卿.河北阳原盆地西部第四纪地质[M].北京:地质出版社,2003:94—100.

[7] 吉云平,杨振京,赵华,等.河北阳原盆地井儿洼剖面常量元素地球化学特征揭示的中更新世晚期以来气候变化[J].古地理学报,2016,18(3):487—496.

[8] 李润兰,朱峰,许清海.大同-阳原盆地的形成与演变[J].古地理学报,2000,2(2):92—96.

[9] 苏志珠,杨宗园,李晋昌.距今 220 ka 以来大同盆地沉积物磁化率反映的气候变化[J].冰川冻土,2015,37(2):401—407.

[10] 靳鹤龄,李明启,苏志珠,等.220 ka BP 来萨拉乌苏河流域地质剖面地球化学特征及其对全球气候变化的响应[J].冰川冻土,2005,27(6):861—868.

[11] 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,1994,14(1):22—30.

[12] 高尚玉,董光荣,李保生,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[J].地球化学,1985(3):269—276.

[13] 靳鹤龄,苏志珠,孙良英,等.气候与环境变化[C]//董光荣,李保生.萨拉乌苏晚第四纪地质与古人类综合研究[M].北京:科学出版社,2017:293—296.

[14] 夏正楷.大同-阳原盆地古泥河湾湖的岸线变化[J].地理研究,1992,11(2):52—59.

[15] 范淑贤,童国榜,郑宏瑞.山西大同地区 0.8 Ma 以来植物群及古气候变化[J].地质力学学报,1998,4(4):64—68.

[16] Imbrie J, Hays J D, Matinson D G, et al. The Orbital of Pleistocene Climate: Support from a Revised Chronology of the Marine  $\delta^{18}\text{O}$  record[M]. New York, USA: Reidel Publication Company, 1984:269—305.

[17] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica[J]. Nature, 1999, 39(9):429—436.

[18] 靳鹤龄,李明启,苏志珠,等.萨拉乌苏河流域地层沉积时代及其反映的气候变化[J].地质学报,2007,81(3):307—315.

[19] 郑洪汉,黄宝林,乔玉楼,等.中国北方晚更新世环境[M].重庆:重庆出版社,1991:1—137.

[20] Dansgaard W, Johnsen S J, Clausen H B, et al. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record[J]. Nature, 1993, 36(4):218—220.

[21] 杨景春,孙建中,李树德,等.大同盆地古冰楔(砂楔)和晚更新世自然环境[J].地理科学,1988,8(4):339—344.

[22] 崔之久,赵亮, Vandenbergh J, 等.山西大同、内蒙古鄂尔多斯冰楔、砂楔群的发现及其环境意义[J].冰川冻土,2002,24(6):708—716.

[23] 赵晓红.桑干河河流阶地特征及其年代学初步研究[D].北京:首都师范大学:54—80.

[24] 王苏民,吴瑞金,蒋新禾.内蒙古岱海末次冰期以来的环境变迁与古气候[J].第四纪研究,1990,21(3):223—232.

[25] 贾兰坡,盖培,尤玉柱.山西峙峪旧石器时代遗址发掘报告[J].考古学报,1972(1):39—58.

[26] 范淑贤,刘海坤,周建柱,等.大同盆地全新世以来孢粉特征与环境演变[J].地球学报,2007,28(6):535—540.

[27] 陈一萌,陈发虎,陈兴盛,等.中国干旱、半干旱区末次冰期以来气候变化规律[J].干旱区地理,2004,27(2):161—165.

[28] 苏志珠,董光荣,李小强,等.晚冰期以来毛乌素沙漠环境特征的湖沼相沉积记录[J].中国沙漠,1999,19(2):104—109.

[29] 李保生,吴正,Zhang D D,等.中国季风沙区晚更新世以来环境及其变化[J].地质学报,2001,75(1):127—137.

[30] 牛东风, 李保生, 王丰年, 等. 微量元素记录的毛乌素沙漠全新世气候波动[J]. 沉积学报, 2015, 33(4): 735—743.

[31] 王苏民, 冯敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱的关系[J]. 中国科学 B 辑, 1991, 21(7): 759—768.

## Climatic Change Reflected by Geochemical Features in Datong Basin, North China since 220 ka BP

Liu Miaomiao<sup>1a</sup>, Su Zhizhu<sup>1b</sup>, Kong Mengyuan<sup>2</sup>, Zhang Caixia<sup>3</sup>, Li Jinchang<sup>1c</sup>,  
Wang Guoling<sup>1a</sup>, Li Xiang<sup>1a</sup>

(1. a. College of Environmental Science and Resources/b. Historical Culture School/c. Institute of Loess Plateau, Shanxi University, Taiyuan 030006, China; 2. College of Geography Science, Taiyuan Normal University, Jinzhong 030619, Shangxi, China; 3. Northwest Institute of Eco-environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** The Datong Basin developed thick fluvio-lacustrine sediments in Quaternary period and aeolian loess overlies, which recorded an abundant information on past climatic and environmental changes. To analyze the climate changes, we mainly use the primary oxides as climate proxies to establish the age framework according to stratigraphic dating data, combining formation susceptibility and particle size. The results showed that: (1) The average content of chemical elements of the sediments in the constant formation was  $\text{SiO}_2 > \text{Al}_2\text{O}_3 > \text{CaO} > \text{Na}_2\text{O} > \text{TOFE} > \text{K}_2\text{O} > \text{MgO}$  from high to low, the sedimentary facies of different elements are obviously different, reflecting elements vary with climate change. (2) The Datong Basin climate change experienced the following 5 stages: The research area climate was warm-humid during the Middle Pleistocene of 220—199 ka BP, and cold-dry climate occurred during the Middle Pleistocene of 199—138 ka BP, and warm-humid climate occurred during the last interglacial period of 138—71 ka BP, and cold-dry climate was showed during the last glacial stage of 71—11 ka BP, and the Holocene period climate was alternate variations of warm-wet and cold-dry. However, during each period there is still less-grade climate fluctuation level. (3) These climatic changes is similar with Salawusu River and Inner Mongolia Daihai region roughly in the same latitude, and are well accordant with the global climatic change reflected by the deep-sea oxygen isotope and the polar ice core, showing a consistency in time of climatic change between the study area and the global. The climate change in this area is regional response of global climate change influenced by the East Asian winter and summer monsoon.

**Key words:** main chemical element; climatic change; Datong Basin