

文章编号: 1000-0550(2012)03-0536-11

# 中晚全新世科尔沁沙地沉积物化学特征及其气候变化<sup>①</sup>

刘冰 靳鹤龄 孙忠

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 兰州 730000)

**摘要** 科尔沁沙地位于我国沙漠—黄土边界带和北方农牧交错带,深受东亚季风的影响,对全球气候变化反应非常敏感,是研究全球气候变化的理想区域。TL剖面磁化率、粒度和地球化学元素氧化物及其比值变化分析表明:中晚全新世研究区气候极不稳定,可以大致划分为:① 6.0~4.2 ka BP,气候暖湿,夏季风逐渐增强,并占据主导,冬季风较弱,与全新世大暖期对应,但存在百年尺度的气候波动,其中:6.0~5.6 ka BP,5.5~5.4 ka BP,4.9~4.7 ka BP,4.5~4.2 ka BP气候暖湿;5.6~5.5 ka BP,5.4~4.9 ka BP,4.7~4.5 ka BP气候相对冷干。② 4.2~1.3 ka BP,气候相对暖湿,与上一阶段相比夏季风有所减弱,其间也存在次一级波动,4.2~3.63 ka BP,3.57~3.4 ka BP气候相对冷干;3.63~3.57 ka BP,3.4~1.3 ka BP,气候相对暖湿。③ 1.3~0.65 ka BP以来,气候波动频繁,后期有向暖湿发展的趋势。这些气候变化与区域和全球变化具有良好的对应关系,反映该区气候变化与全球气候变化具有高度一致性。

**关键词** 科尔沁沙地 地球化学元素 气候变化

**第一作者简介** 刘冰 男 1985年出生 博士研究生 干旱区环境演变 E-mail: liubing900426@163.com

**中图分类号** P512.2 **文献标识码** A

## 0 引言

季风边缘区对气候变化比较敏感,是研究全球变化研究的理想场所,近期学术界对季风边缘区气候变化的研究成果较多,但分歧较大,尤其是中晚全新世的气候状况一直是古气候学家争论的焦点。科尔沁沙地地处东亚季风区的东北缘,是我国北方沙漠—黄土边界带和农牧交错带的重要组成部分,很早就成为古气候研究的热点地区,20世纪80年代董光荣、裘善文等对科尔沁沙地全新世以来气候变化作了大量研究<sup>[1-2]</sup>,之后许多学者对科尔沁沙地气候和环境变迁作了进一步探讨<sup>[3-4]</sup>,但依然存在诸多争论,期间很多学者利用孢粉、粒度、磁化率和测年技术研究科尔沁沙地的气候变化与环境变迁<sup>[5-8]</sup>,并取得显著成果,但受研究方法、测试手段影响,仍然存在一些不尽如人意的地方,本文依据对科尔沁沙地考察所得的磁化率、粒度和化学元素等资料,探讨中晚全新世以来区域气候变化。

## 1 地层沉积特征与时代

### 1.1 剖面位置、样品采集与分析

科尔沁沙地东部的巴西剖面(TL)位于吉林省双辽市去内蒙古自治区通辽市的公路旁边(43°34'62" N, 123°18'209"E),海拔159 m,地层出露于一小塬面

边缘,其旁有一已干涸的古河道。样品沿剖面自上而下以2~4 cm间隔采集,共采集样品154块。磁化率、粒度、化学元素测定均由中国科学院寒区旱区环境与工程研究所沙漠与沙漠化重点实验室完成。磁化率测定首先将样品装入10 ml样盒,用1/1000精度电子天平称重后,用MS2型Bartinton磁化仪对样品进行3次测量,之后测量校正值,最后计算平均值。粒度测定采用Malvern size 2000激光粒度仪完成,测定误差小于3%。化学元素分析首先对野外采集的样品晾干、碾磨,使其粒径小于74 μm,然后用3070E-X荧光光谱仪测定,测定误差<5%。

### 1.2 剖面沉积特征及时代

根据野外调查科尔沁沙地东部TL剖面可划分为18层,其中9层风成砂、2层古土壤、6层砂质古土壤和1层生草层。多层砂质古土壤和风成砂的交替出现,表明地层沉积以来,气候发生了多次暖湿、冷干变化。地层中的风成砂为灰黄色、黄色、灰褐色的细砂和极细砂,松散至稍紧实,分选差至好,一般无层理,部分具有水平叠加纹层;砂质古土壤为灰黄色、黑褐色、灰黑色的细砂质粉砂和极细砂,紧实至稍硬,无层理,分选中等,部分含有白色菌丝体、虫孔和根套;古土壤为灰褐色至黑色的粉砂和细砂,紧实至坚硬,无层理;生草层为灰褐色粉砂至细砂,紧实略坚硬,无层理,含有白色菌丝体。剖面采集年代样品13块,

①国家自然科学基金项目(批准号:40971005)资助。  
收稿日期:2011-05-04;收修改稿日期:2011-08-31

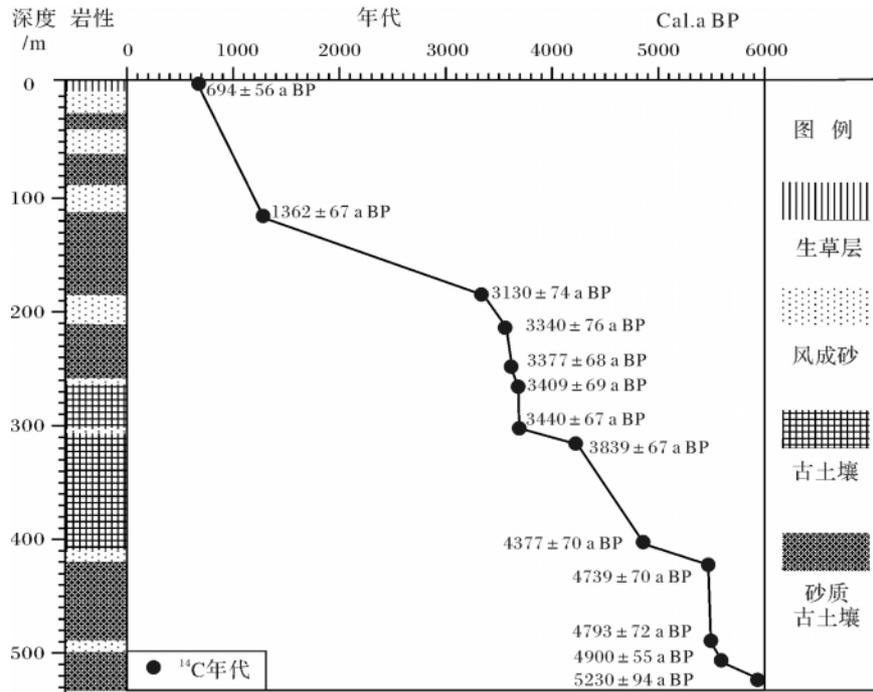


图 1 科尔沁沙地 TL 剖面深度-年代模式

Fig. 1 The depth-age model of TL section in Horqin desert

在兰州大学<sup>14</sup>C年代学实验室进行有机碳<sup>14</sup>C年代测定,并利用 Calibration4.3 和 Calibration5 软件对测定结果进行校正<sup>[9,10]</sup>(图 1、表 1)。考虑到风成砂和古土壤沉积速率存在明显差异,作者利用 Kukla 等磁化率推年公式<sup>[11,12]</sup>,建立剖面的年代序列,本文只研究剖面约 526 cm 以上的地层沉积相,即中全新世 6.0 ka BP 以来气候的变化过程。

表 1 地层年代测定结果及年代校正

Table 1 Results of strata dating and correction

样品编号	深度 /cm	测年材料	<sup>14</sup> C 测定结果		校正结果( Cal. a BP)	
			/a BP	范围(1 sigma)	年代	
TL-0	0	有机质	694 ± 56	639 ~ 686	658	
TL-39	119	有机质	1362 ± 67	1241 ~ 1341	1289	
TL-56	187	有机质	3130 ± 74	3316 ~ 3415	3358	
TL-62	215	有机质	3340 ± 76	3475 ~ 3641	3571	
TL-73	255	有机质	3377 ± 68	3555 ~ 3698	3633	
TL-75	268	有机质	3409 ± 65	3569 ~ 3724	3682	
TL-85	304	有机质	3440 ± 67	3631 ~ 3735	3690	
TL-87	318	有机质	3839 ± 67	4152 ~ 4299	4240	
TL-111	406	有机质	4377 ± 70	4856 ~ 5042	4873	
TL-113	424	有机质	4739 ± 70	5502 ~ 5583	5472	
TL-131	492	有机质	4793 ± 72	5466 ~ 5602	5491	
TL-134	510	有机质	4900 ± 55	5588 ~ 5662	5609	
TL-140	526	有机质	5230 ± 94	5911 ~ 6031	5987	

## 2 磁化率与粒度特征及气候意义

黄土—古土壤序列的磁化率变化与古气候变化

的相关事实已得到广泛的认可,研究表明<sup>[12]</sup>淋溶过程对磁性矿物富集导致磁化率值的增高起到很大作用,即气候湿润程度越高,持续时间越长,形成的细粒的铁磁性矿物就越多,相应磁化率值就越高,反之亦然。实验分析表明低频磁化率与高频磁化率波动范围为  $6.27 \times 10^{-8} \sim 19.26 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $5.80 \times 10^{-8} \sim 17.25 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,平均值为  $11.84 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $11.71 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,且在古土壤和砂质古土壤中值较高,分别为  $14.94 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,  $13.57 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $11.73, 10.58 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,而在风成砂中表现为相对低值,分别为  $9.73 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  和  $8.79 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ (表 2)。磁化率值变化与地层沉积相变化有很好一致性,即磁化率高值阶段对应古土壤和砂质古土壤层,低值阶段则对应风成砂层(图 2),这一变化特征客观的反映了区域气候的暖湿、冷干过程。此外,平均粒径与中值粒径亦能反映区域气候状况,平均粒径是度量沉积物颗粒直径大小平均状况的物理量,反映了搬运营力的强度,干冷气候环境下,化学风化减弱,沉积物颗粒平均粒径增大,相反,温暖湿润环境下,化学风化强度较大,粘化作用增强,沉积物颗粒的平均粒径减小。中值粒径是在粒度累积频率曲线上含量 50% 时对应的粒度值,其反应的古气候意义与平均粒径相似。图 2

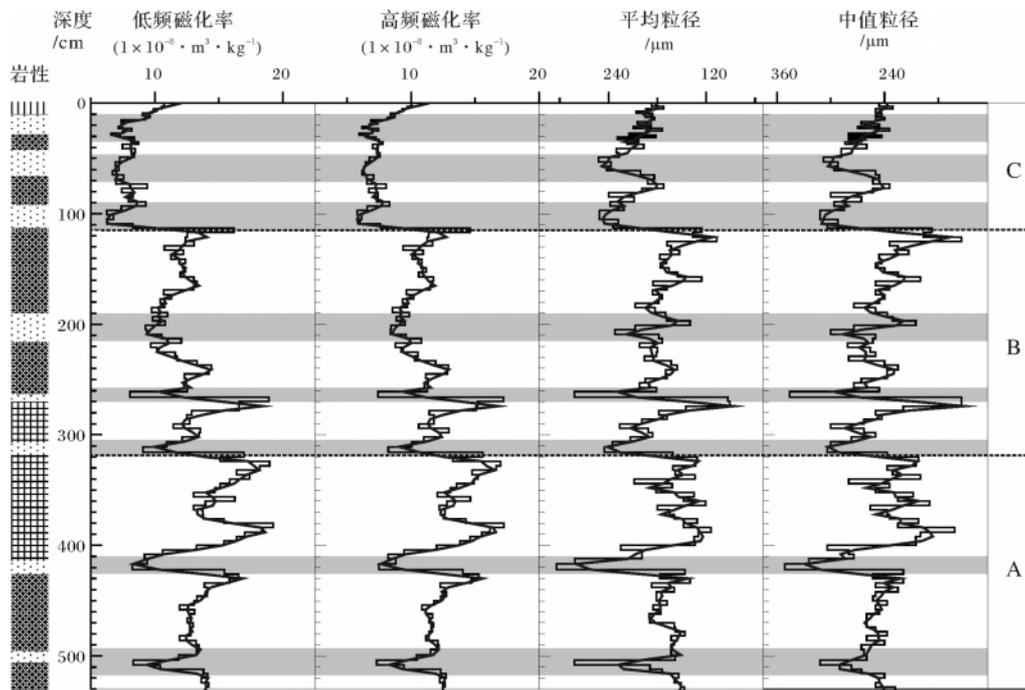


图2 TL剖面磁化率与粒度指标在地层中的变化(岩性图例同图1)

Fig. 2 Changing of magnetic susceptibility and grain size indicators with depth in TL section, Horqin

表2 古土壤和风成砂磁化率、粒度参数统计结果

Table 2 Statistics of the magnetic susceptibility and grain size in paleosol and aeolian sands

		低频磁化率/ $10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$	高频磁化率/ $10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$	平均粒径/ $\mu\text{m}$	中值粒径/ $\mu\text{m}$
		全剖面	范围	6.27 ~ 19.26	5.80 ~ 17.25
	均值	11.84	10.71	181.73	250.77
古土壤	范围	9.21 ~ 19.26	8.20 ~ 17.25	91.10 ~ 225.73	154.00 ~ 303.76
	均值	14.94	13.57	160.25	203.97
砂质古土壤	范围	6.96 ~ 16.55	6.55 ~ 15.27	107.49 ~ 282.05	154.00 ~ 311.87
	均值	11.73	10.58	177.56	247.16
风成砂	范围	6.27 ~ 13.94	5.80 ~ 12.48	140.28 ~ 303.69	205.04 ~ 350.87
	均值	9.73	8.79	204.30	271.05

中平均粒径与中值粒径曲线趋势大体相似,粒径值增大时对应风成砂层,粒径减小时对应砂质古土壤和古土壤层,且砂质古土壤中上述参数值大于古土壤层,说明古土壤发育时期温湿程度最佳,砂质古土壤次之,风成砂堆积时则最差,应当为冷干的气候阶段。粒度指标反映的气候变化过程与地层沉积相表现相一致。

### 3 地球化学元素在地层中的变化特征及指征意义

#### 3.1 地层中地球化学元素分布特征

科尔沁沙地 TL 剖面常量地球化学元素包括  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$ , 其

中,含量最高者为  $\text{SiO}_2$ ,含量范围在 75.78% ~ 87.45%,平均值为 84.79%,标准差 1.54。其次是  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,前者含量范围在 4.88% ~ 7.60%,平均值为 6.00%,标准差 0.50;后者含量范围在 1.23% ~ 1.67%,平均值为 1.41%,标准差 0.08。再次为  $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ ,其中  $\text{K}_2\text{O}$  含量范围在 1.88% ~ 2.66%,平均值为 2.35%,标准差 0.13。 $\text{Na}_2\text{O}$  含量范围在 0.74% ~ 1.11%,平均值为 0.90%,标准差 0.07。 $\text{CaO}$  含量范围在 0.26% ~ 0.75%,平均值为 0.42%,标准差 0.09。 $\text{MgO}$  含量范围在 0.14% ~ 0.41%,平均值为 0.25%,标准差 0.05。含量最低者为  $\text{TiO}_2$ ,含量范围在 0.14% ~ 0.24%,平均值为 0.18%,标准差 0.02。上述诸元素氧化物在地层中

表3 古土壤和风成砂化学元素的统计结果  
Table 3 Statistics of chemical elements in paleosol and aeolian sands

		SiO <sub>2</sub> /%	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /%	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> /%	CaO/%	MgO/%	K <sub>2</sub> O/%	Na <sub>2</sub> O/%	TiO <sub>2</sub> /%
全剖面	平均值	84.79	6.00	1.41	0.42	0.25	2.35	0.90	0.18
	标准差	1.54	0.50	0.08	0.09	0.05	0.13	0.07	0.02
风成砂	平均值	85.07	5.70	1.36	0.36	0.21	2.30	0.87	0.16
	标准差	1.90	0.37	0.06	0.05	0.03	0.14	0.06	0.01
古土壤	平均值	84.30	6.38	1.48	0.51	0.30	2.39	0.94	0.20
	标准差	1.14	0.44	0.08	0.09	0.05	0.09	0.06	0.02
砂质古土壤	平均值	84.76	5.80	1.41	0.40	0.24	2.36	0.90	0.18
	标准差	1.65	0.41	0.07	0.07	0.04	0.13	0.06	0.02

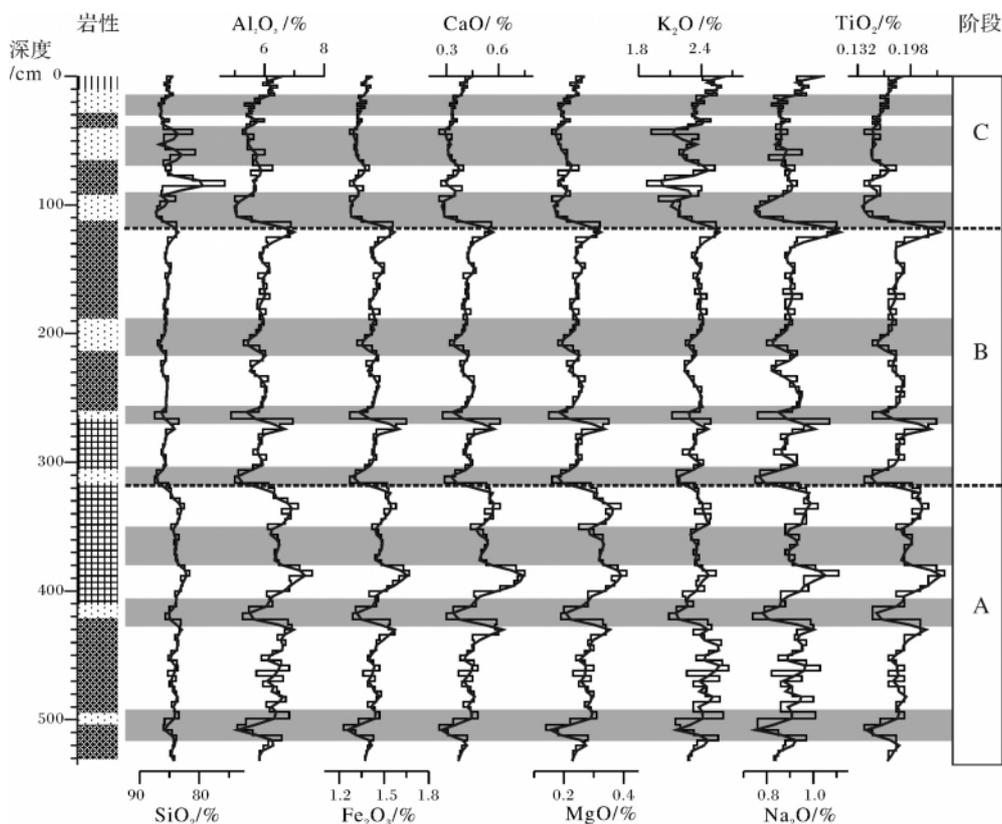


图3 TL剖面化学元素在地层中的变化(岩性图例同图1)

Fig. 3 Changing of chemical elements concentration with depths in TL section, Horqin

分布除 SiO<sub>2</sub> 含量在古土壤层中小于砂质古土壤层和风成砂层外,其它元素氧化物在古土壤中含量均大于砂质古土壤层和风成砂层(表3)。

地球化学元素氧化物含量在地层中表现出显著的规律性,按照各元素含量变化可明显的划分为以下3个阶段(图3):A阶段(约526~318 cm)地层主要发育古土壤和风成砂母质基础上形成的砂质古土壤,是气候相对暖湿、风沙堆积过程减弱甚至停止,生草成壤的产物。这一时期地球化学元素中 SiO<sub>2</sub> 含量相对较低,Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 和 TiO<sub>2</sub>

含量相对较高,表明气候状况有利于沙地区的生草成壤过程。B阶段(318~119 cm)地层主要发育砂质古土壤和部分古土壤, SiO<sub>2</sub> 含量相对较高, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 和 TiO<sub>2</sub> 表现为相对低值,气候状况与上一阶段相似,但强度可能有所降低。③C阶段(119~0 cm)地层中砂质古土壤和风成砂交替发育,风成砂的大规模出现,代表了风沙活跃,流沙面积扩大,是沙漠存在、活动和发展的标志,其气候意义与砂质古土壤(古土壤)截然相反。这一时期 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、TiO<sub>2</sub> 含量变

化较大,出现多次峰谷交替现象。其间各阶段又存在次一级的波动。A阶段中515 cm以下,492~424 cm,406~380 cm,350~318 cm  $\text{SiO}_2$ 含量为呈现低值状态, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{TiO}_2$ 含量相对较高,与发育砂质古土壤和古土壤的地层记录一致;515~492 cm,424~406 cm,380~350 cm  $\text{SiO}_2$ 含量相对较高,而 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{TiO}_2$ 含量表现为低值,地层记录主要为风成砂堆积。B阶段中304~268 cm,255~215 cm,187~119 cm  $\text{SiO}_2$ 含量相对较低, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{TiO}_2$ 含量相对较高,地层记录表现为砂质古土壤;318~304 cm,268~255 cm,215~187 cm  $\text{SiO}_2$ 含量相对较高, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{TiO}_2$ 含量表现为低值,风成砂在这一时期广泛发育。C阶段中90~70 cm,剖面中所有元素含量均相对较低,40~30 cm,20~0 cm  $\text{SiO}_2$ 含量相对为低值, $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{TiO}_2$ 含量相对较高;119~90 cm,70~40 cm,30~20 cm  $\text{SiO}_2$ 含量表现为高值,而 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 和 $\text{TiO}_2$ 含量表现为明显的低值,各元素含量的波动变化与地层中风成砂和砂质古土壤(古土壤)交替发育相对应。

地球化学元素氧化物的比值剖面中同样存在着规律性的变化,其变化较地球化学元素氧化物更为明

显(图4),也可划分为3个阶段:A阶段(约526~318cm)硅铁铝率( $\text{SiO}_2/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ )、淋溶系数( $\text{SiO}_2/(\text{RO} + \text{R}_2\text{O})$ )、退碱系数( $(\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ )、钠钙比( $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ )、 $\text{CIW}(\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O}))$  [23]值呈减小趋势,残积系数( $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)/(\text{RO} + \text{R}_2\text{O})$ )、Sr元素及Sr/Ba为增大趋势;B阶段(318~119 cm),硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、 $\text{CIW}$ 值呈减小趋势,残积系数、Sr元素及Sr/Ba呈缓慢增大趋势;C阶段(119~0 cm),硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、 $\text{CIW}$ 值、残积系数、Sr元素及Sr/Ba峰谷波动明显。其间各阶段又存在次一级的波动。A阶段中515 cm以下,492~424 cm,406~380 cm,350~318 cm 硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、 $\text{CIW}$ 值为相对低谷,残积系数、Sr元素及Sr/Ba为相对高峰;515~492 cm,424~406 cm,380~350 cm 硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、 $\text{CIW}$ 值表现为峰值,残积系数、Sr元素及Sr/Ba为谷值。B阶段中304~268 cm,255~215 cm,187~119 cm 硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、 $\text{CIW}$ 值相对较低,残积系数、Sr元素及Sr/Ba值相对较高;318~304 cm,268~255 cm,215~187 cm 硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、 $\text{CIW}$ 值相对较高,残积系数、Sr元素及Sr/Ba值相对较低。C阶段中90~70 cm,40~20 cm,10~0 cm 硅铁铝率、淋溶系数、退碱

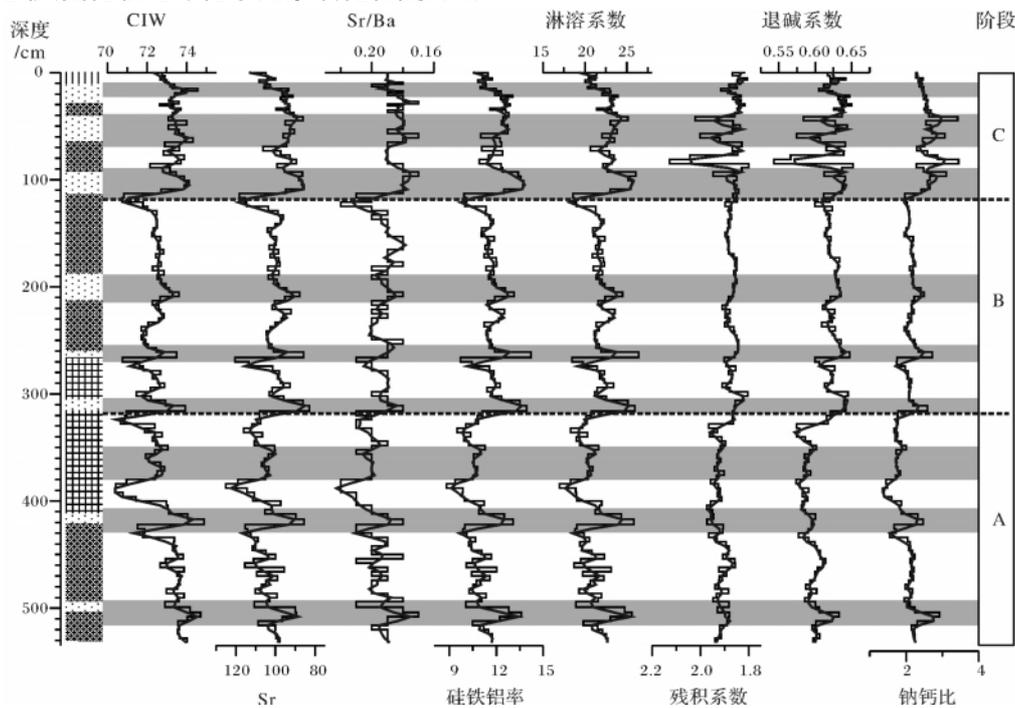


图4 TL剖面化学元素环境指标在地层中的变化(岩性图例同图1)

Fig. 4 Changing of environment variation indicators with depth in TL section, Horqin

系数、钠钙比、CIW 值相对较小,残积系数 Sr 元素及 Sr/Ba 相对较大;119~90 cm,70~40 cm,20~10 cm 硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 值相对较大,残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 值相对较小。图4显示地球化学参数的波动变化与地层的记录风成砂与砂质古土壤(古土壤)交替发育表现出高度的一致性。

### 3.2 地球化学元素的指征意义

已有研究结果表明<sup>[13~18]</sup>,地层中化学元素的淋溶、迁移、聚集能解释古气候变化,地层中化学元素氧化物及其比值变化反映着地层沉积环境与气候的演变过程,是探讨气候变化的理想指标。

地层中的主要化学元素为 Si、Al、Fe、Ca、Mg、K、Na、Ti,且多以氧化物的形式存在,其活动性强弱为:  $K_2O \rightarrow Na_2O \rightarrow CaO \rightarrow MgO \rightarrow SiO_2 \rightarrow Fe_2O_3 \rightarrow Al_2O_3 \rightarrow TiO_2$ 。K、Na 是化学性质极活泼的元素,在化学风化过程中,最先析出,在化学分异的过程中,最后沉淀。通常在暖湿情况下,K、Na 易于淋失,含量降低。若植被覆盖较好,植物对于 K、Na 具有一定的吸附作用,植被死亡以后,它们又回到土壤层,造成 K、Na 的相对富集<sup>[19]</sup>。因此,地层中  $K_2O$ 、 $Na_2O$  含量的增加反映气候发生暖湿变化,科尔沁沙地古土壤中  $K_2O$ 、 $Na_2O$  含量高于风成砂,正是对这一规律的反映。Ca、Mg 属于碱土金属,是化学性质中等活泼或较强的元素,在化学风化过程中,析出在 K、Na 之后,Al、Fe 之前,在化学分异过程中,其沉淀在 Al、Fe 之后,K、Na 之前。在沉积演变过程中,Ca、Mg 集中在 Al、Fe 富集之后,K、Na 富集之前的过渡阶段。从气候条件分析,相对暖湿的气候条件下,Ca、Mg 才被较多的淋溶迁移,即过渡型气候特别是半干燥气候条件下,CaO、MgO 富集最为有利<sup>[20,21]</sup>。Al、Fe、Ti 三者化学性质相似,且比较稳定,在化学风化过程中最后析出,在化学分异过程中最先沉淀,在潮湿气候条件下的酸性水介质中,沉积物中别的易溶元素被溶解迁移,Al 元素富集;向干旱气候演变时,水介质由酸性转为碱性,别的易溶元素含量逐渐富集,Al 元素含量相对降低,即  $Al_2O_3$  含量较高的地层反映暖湿环境,而  $Al_2O_3$  含量低的地层指示干旱环境<sup>[13]</sup>。故科尔沁沙地古土壤中  $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$  含量明显高于风成砂中的含量。Si 的化学性质相对稳定,在反映气候变化的风化壳形成过程中,它比  $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$  化学性质活泼,在温湿条件下,先于 Al、Fe 淋失,相反,在干冷气候条件下,化学作用相对较弱,Si 相对富集,因此,沉积物地层中的  $SiO_2$

增多或减少可视为气候干冷、暖湿的波动指标<sup>[22]</sup>。Sr 为化学性质比较活泼的元素,迁移能力较强,在风化成壤的过程中为活动性组分,易被地表水和地下水带走导致含量低值。然而本剖面受地形影响(古河道旁)使得 Sr 含量于暖湿气候条件下增加,而干旱气候条件下含量降低。

除地球化学元素氧化物的百分含量外,地球化学元素氧化物比值也能很好的揭示区域气候变化和环境演化的过程。硅铁铝率用于反映沉积物的淋溶状况,Si 较 Al、Fe 活泼,干旱气候条件下,由于硅淋失较少而其值较大;湿润气候条件下硅因淋溶而减少,铁、铝相对富集,其值较小。淋溶系数也用于反映沉积物的淋溶状况,一般情况下,温湿气候时 CaO、MgO 和  $K_2O$ 、 $Na_2O$  的淋失会导致其值增大,但实际情况下由于生物吸附作用超过它们的淋失率,反而导致其值降低。残积系数反映化学风化过程中的残积状况,该值减小,说明风化淋溶作用较弱,气候干旱;该值增大,说明  $Al_2O_3$ 、 $Fe_2O_3$  残积较多,气候温暖湿润。退碱系数反映地层沉积物中碱金属与碱土金属元素淋失状况,在地层沉积物风化过程中, $Al_2O_3$  化学性质相对稳定,淋失量较小; $K_2O$ 、 $Na_2O$  和 CaO 等碱金属与碱土金属元素的化合物则随降水的增多和温度的升高淋失程度不断增大。因此,退碱系数值增大表明碱金属与碱土金属元素化合物淋失较少,气候相对干冷;相反,退碱系数值减小表明碱金属与碱土金属元素化合物淋失较多, $Al_2O_3$  相对富集,气候温暖湿润。在本区,地层发育古土壤的湿润时期,其值较小。 $Na_2O/CaO$  是环境荒漠化程度的指数,反映荒漠化发展的状况,Ca 是草原环境的标型元素,Na 是荒漠草原的标型元素,比值增大表明环境向荒漠草原发展,比值减小表明环境向干草原方向发展。Ba 是化学性质较活泼且迁移能力较强的元素,由于土壤、植被对两者的吸附作用不同,暖湿气候条件下 Ba 比 Sr 的被吸附能力强,因此 Sr/Ba 可以用来反映气候变化,本剖面由于处于古河道的边缘,导致暖湿时期 Sr 被向下淋溶迁移富集增多,而 Ba 含量相对减少,比值增大。除上述外各元素氧化物比值指标外 CIW 也被广泛用于沉积物风化程度和古气候变化研究之中。

## 4 区域气候变化过程及对全球气候变化的响应

### 4.1 区域气候变化过程

科尔沁沙地东部 TL 剖面地层沉积相、磁化率、

粒度特征及地球化学元素氧化物及其比值变化(图2、3、4)和剖面年代序列(图1、表1)认为中晚全新世以来区域气候发生多次变化,气候变化可分为3个阶段:

A阶段: 6.0~4.2 ka BP 高频、低频磁化率平均值为剖面最大,而平均粒径和中值粒径则最小,地球化学元素指标中  $\text{SiO}_2$  含量较低,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  含量较高,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 值呈减小趋势,残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 值呈增大趋势,气候温暖湿润,但其间依然存在多次波动,6.0~5.6 ka BP, 5.5~5.4 ka BP, 4.9~4.7 ka BP, 4.5~4.2 ka BP, 磁化率为明显峰值,平均粒径和中值粒径较小,  $\text{SiO}_2$  含量处于低值,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  含量处于相对高值,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 相对较低,残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 则相反,地层发育砂质古土壤和古土壤,其是在风成砂母质基础上风沙堆积过程减弱甚至停止、生草成壤过程的产物。这种气候条件更有利于沉积物的风化和淋溶,同时也导致铁铝氧化物的大规模富集,植被向草原方向演替,气候温暖湿润。5.6~5.5 ka BP, 5.4~4.9 ka BP, 4.7~4.5 ka BP, 平均粒径和中值粒径表现为峰值,而磁化率明显降低,  $\text{SiO}_2$  含量相对较高,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  含量相对较低,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 值呈高值,残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 呈低值,地层发育风成砂,植被向荒漠草原方向更替,气候应为干旱一半干旱气候。

B阶段: 4.2~1.3 ka BP 高频、低频磁化率比上一阶段有所下降,而平均粒径和中值粒径则有所上升,地化指标中  $\text{SiO}_2$  含量比上一阶段有所上升,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  含量与上一阶段相比有明显下降,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 与上一阶段相比有所增大,而残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 则有所减小,气候相对温凉,但其间依然存在暖湿、冷干的气候波动。4.2~3.63 ka BP (3682~3690 cal. a BP 的古土壤野外考察认为可能是冲洪积事件所形成,所以气候阶段将其归并,未单独列出这一事件) 3.57~3.4 ka BP 磁化率较低,平均粒径和中值粒径较高,  $\text{SiO}_2$  含量表现为相对高值,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  含量表现为相对低值,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 为相对高值,残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 相对较

低,风成砂的出现代表的是风沙活跃、流沙面积扩大的冷干气候,植被为荒漠草原,气候干冷; 3.63~3.57 ka BP, 3.4~1.3 ka BP 平均粒径和中值粒径较低,磁化率较高,  $\text{SiO}_2$  含量较低,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  含量相对较高,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 表现为相对低值,残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 相对较高,气候相对暖湿,主要发育古土壤和砂质古土壤,植被可能有所好转。

C阶段: 1.3~0.65 ka BP 地层发育多层风成砂和砂质古土壤,高频、低频磁化率几近剖面的最低值,平均粒径和中值粒径总体较高,并出现多次高低波动;  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$  等氧化物含量呈现多次峰谷交替,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 值、残积系数等也表现为明显的波动,表明此阶段气候变化频繁的暖湿、冷干波动。根据磁化率推年模式,本阶段中 1.3~1.15 ka BP, 1.0~0.95 ka BP, 0.8~0.7 ka BP 平均粒径和中值粒径较高,磁化率较低,  $\text{SiO}_2$  含量相对较高,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$  和  $\text{TiO}_2$  含量相对较低,硅铁铝率、淋溶系数、退碱系数、钠钙比、CIW 为峰值,残积系数、Sr 元素及 Sr/Ba 相对较低,地层发育风成砂,说明气候相对干冷, 1.1~1.0 ka BP, 0.95~0.8 ka BP, 0.7~0.65 ka BP 磁化率较大,而中值粒径和平均粒径相对较小,化学元素及其比值状况与上一阶段相反,地层发育沙质古土壤,表明气候相对暖湿。

#### 4.2 区域气候变化对全球变化的响应

科尔沁沙地地层沉积物气候代用指标和地层测年结果表明,中晚全新世以来气候经历了多次变化,且包含了不同的气候变化阶段和气候事件,其变化与相邻区域和全球变化具有较好的一致性。

① 6.0~4.2 ka BP, 气候暖湿,夏季风逐渐增强,并占主导,冬季风较弱。6.0~5.6 ka BP, 5.5~5.4 ka BP 气候温暖湿润,时间上与中国东部大暖期最盛期(最适宜期)<sup>[24, 25]</sup>,黄土高原气候温暖湿润<sup>[26]</sup>,印度洋夏季风为全新世最强时期<sup>[27]</sup>,中国北方地区气候温暖湿润<sup>[28]</sup>。浑善达克沙地研究表明气候代用指标中化学元素及其氧化物比值曲线与本文研究结果基本一致,表明温度升高,降水增多<sup>[12]</sup>。5.6~5.5 ka BP, 5.4~4.9 ka BP 气候介于半干旱—干旱之间,气候湿润程度比前期有所下降,时间上与全新世新冰期第二冷期对应<sup>[29]</sup>,关中地区中全新世后期气温有所下降<sup>[30]</sup>,上海地区新石器遗址研究认为 5.6~5.2

ka BP 气温比以前略凉干<sup>[31]</sup>。施雅风等对全新世大暖期研究认为 6~5 ka BP 气候激烈波动,出现强烈降温<sup>[24]</sup>,关中地区全新世古土壤发育中断,被一层黄土分割<sup>[32]</sup>,班公错湖面下降<sup>[33]</sup>。阿尔卑斯山地冰川开始发育<sup>[34]</sup>,非洲发生撒哈拉干旱事件或气候危机<sup>[35]</sup>。4.9~4.2 ka BP 气候暖湿程度总体有所增加,但期间气候仍然出现暖湿、冷干波动(其中 4.7~4.5 ka BP 气候相对干冷),西辽河流域研究表明 4.8~4.0 ka BP 为大暖期亚湿润阶段<sup>[36]</sup>,内蒙古中部土默特平原北部在 5~4.1 ka BP 气候温暖湿润<sup>[37]</sup>,毛乌素沙地在 4.35 ka BP 前后发育古土壤<sup>[38]</sup>,岱海在约 4.5 ka BP 时期出现高湖面<sup>[39~41]</sup>,鄂尔多斯、调角海子在 4.5~4.0 ka BP 发育古土壤<sup>[42]</sup>,同一时期为科尔沁地区沼泽、泥炭形成的高峰期、主要成壤期,均表明气候温暖湿润。

② 4.2~1.3 ka BP,气候相对暖湿,与上一阶段相比夏季风有所减弱,其间也存在次一级波动。

4.2~3.63 ka BP 气候相对干冷,整个环境应该为荒漠草原,气候为半干旱,与浑善达克沙地中晚全新世气候变化显示出极大的相似性<sup>[12]</sup>,岱海自 4.5 ka BP 后木本植物减少<sup>[41]</sup>,乌兰图雅、崔海亭认为此时为科尔沁沙地的扩展期<sup>[42~43]</sup>,西藏泥炭剖面研究也表明 4.0 ka BP 前后全新世适宜期结束<sup>[44]</sup>,石羊河古终端湖泊在大约 4.0 ka BP 前后由一个稳定的湖泊环境演变为浅湖沼环境<sup>[45]</sup>,蒙古 Hon-Tou Nor 湖研究表明全新世适宜期的结束时间大约为 4.0 ka BP<sup>[46]</sup>。3.57~3.4 ka BP,气候相对干冷,地层发育风成砂,此时浑善达克沙地为荒漠草原,这与全新世大暖期结束有关系。

3.63~3.57 ka BP 气候相对温暖湿润,对应于全新世大暖期次适宜期,浑善达克沙地地层中发育古土壤,土壤发育程度仅次于全新世鼎盛时期,鄂尔多斯在同时期也发育古土壤。3.4~1.3 ka BP 气候相对暖湿,但比前一时期有所下降,腾格里沙漠 3.4~1.8 ka BP 夏季风强盛,植被盖度很高,湿润指数甚至高于全新世大暖期<sup>[12]</sup>,科尔沁沙地、松嫩沙地、呼伦贝尔沙地出现多次成壤期,印度洋季风比较强盛<sup>[12]</sup>,共和盆地、毛乌素沙地普遍发育有古土壤<sup>[47]</sup>,民勤盆地湖泊沉积有机质含量增大<sup>[48]</sup>,表明夏季风较强。

③ 1.3~0.65 ka BP,气候有多次冷暖波动,后期气候有向暖湿发展的趋势。

鉴于风成砂和古土壤沉积速率存在较大差异,作者利用磁化率推年方式计算出本区间内各层风成砂

和古土壤的发育年龄并结合地层沉积相的变化,认为 1.3~1.15 ka BP, 1.0~0.95 ka BP, 0.8~0.7 ka BP 地层发育风成砂,气候相对干冷,同一时期浑善达克沙地地层中古土壤的磁化率、有机质和湿润指数均较低,接近全新世平均水平,平均粒径较大<sup>[12]</sup>,北大西洋于 1.4 ka BP 出现最后一次浮冰事件,科尔沁沙地 1.1 ka BP 以前属于风沙活动期。1.15~1.0 ka BP, 0.95~0.8 ka BP, 0.7~0.65 ka BP 地层发育砂质古土壤,气候较为暖湿,此时岱海出现温暖事件的记录,为中世纪暖期。

## 5 结论

(1) 中晚全新世以来,东亚季风区东北缘气候变化表现出极度的不稳定性,这一特征在全新世大暖期和之后均有明显的反映:① 6.0~4.2 ka BP,气候暖湿,夏季风逐渐增强,并占据主导,冬季风较弱,与全新世大暖期对应,但存在百年尺度的气候波动,其中:6.0~5.6 ka BP, 5.5~5.4 ka BP, 4.9~4.7 ka BP, 4.5~4.2 ka BP 气候暖湿;5.6~5.5 ka BP, 5.4~4.9 ka BP, 4.7~4.5 ka BP 气候相对冷干。② 4.2~1.3 ka BP,与上一阶段相比夏季风有所减弱,其间也存在次一级波动,4.2~3.63 ka BP, 3.57~3.4 ka BP 气候相对干冷;3.63~3.57 ka BP, 3.4~1.3 ka BP,气候相对暖湿。③ 1.3~0.65 ka BP 以来,气候波动频繁,后期有向暖湿发展的趋势。

(2) 通过与其他地区气候变化对比,发现本区气候变化与其它地区气候变化具有较好的一致性,说明科尔沁沙地气候变化是对全球变化的响应,科尔沁沙地很好的记录了气候变化的信息,是研究中晚全新世气候变化的理想场所。

## 参考文献 (References)

- 董光荣,金炯,李保生,等. 科尔沁沙地沙漠化的几个问题——以南部山区为例[J]. 中国沙漠, 1994, 14(1): 1-9 [Dong Guangrong, Jin Jiong, Li Baosheng, et al. Several problems on the desertification of Horqin sandy land in northeast China[J]. Journal of Desert Research, 1994, 14(1): 1-9]
- 裘善文,李取生,夏岳梅,等. 东北平原西部沙地古土壤与全新世环境变迁[J]. 第四纪研究, 1992, (3): 224-233 [Qiu Shanwen, Li Qusheng, Xia Yuemei, et al. Paleosols of sandy lands and environmental changes in the western plain of northeast, China[J]. Quaternary Sciences, 1992, (3): 224-233]
- 胡孟春. 全新世科尔沁沙地环境演变的初步研究[J]. 干旱区资源与环境, 1989, 3(3): 51-58 [Hu Mengchun. The Holocene environmental changes in Horqin desert[J]. Journal of Arid and Land Re-

- sources and Environment, 1989, 3(3): 51-58]
- 4 关有志. 科尔沁沙地的元素-粘土矿物与沉积环境[J]. 中国沙漠, 1992, 12(1): 9-15 [Guan Youzhi. The element, clay mineral and depositional environment in Horqin sand land [J]. Journal of Desert Research, 1992, 12(1): 9-15]
  - 5 任国玉. 科尔沁沙地东南缘近 3000 年来植被演化与人类活动[J]. 地理科学, 1999, 19(1): 42-47 [Ren Guoyu. Influence of human activities on the late Holocene vegetation changes at Maili, north-east China [J]. Scientia Geographica Sinica, 1999, 19(1): 42-47]
  - 6 李智佩, 岳乐平, 郭莉, 等. 全新世气候变化与中国北方沙漠化[J]. 西北地质, 2007, 40(3): 13-15 [Li Zhipei, Yue Leping, Guo Li, et al. Holocene climate change and desertification in northern China [J]. Northwest Geology, 2007, 40(3): 13-15]
  - 7 Zhao Hua, Lu Yanchou, Yin Jinhui. Optical dating of Holocene sand dune activities in the Horqin sand-fields in inner Mongolia, China, using the SAR protocol [J]. Quaternary Geochronology Research, 2007, 2: 29-33
  - 8 Yang Linhai, Zhou Jie, Lai Zhongping, et al. Late glacial and Holocene dune evolution in the Horqin dunefield of northeastern China based on luminescence dating [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2010, 296: 44-51
  - 9 Klein J, Lerman J C, Damon P E, et al. Calibration of radiocarbon-dates-tables based on the consensus data of the workshop on calibrating the radiocarbon time scale [J]. Radiocarbon, 1982, 24: 103-150
  - 10 McCormac F G, Hogg A G, Blackwell P G. SHCal04 southern hemisphere calibration 0 - 1000 cal BP [J]. Radiocarbon, 2004, 46: 1087-1092
  - 11 Kukla G, Heller F, Liu Xiuming, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility [J]. Geology, 1988, 16: 811-814
  - 12 靳鹤龄, 苏志珠, 孙良英, 等. 浑善达克沙地全新世气候变化[J]. 科学通报, 2004, 49(15): 1532-1536 [Jin Heling, Su Zhizhu, Sun Liangying, et al. Holocene climatic change in Hunshandake desert [J]. Chinese Science Bulletin, 2004, 49(16): 1730-1735]
  - 13 刘平贵, 范淑贤, 李雪菊. 银川盆地第四纪地球化学元素特征及沉积环境[J]. 地质力学学报, 2000, 6(4): 43-50 [Liu Pinggui, Fan Shuxian, Li Xueju, et al. The geochemical element characteristics and paleosedimentary environment of the Quaternary deposits in Yinchuan Basin [J]. Journal of Geomechanics, 2000, 6(4): 43-50]
  - 14 钟巍, 方小敏, 李吉均. 等. 近 7.0-0.73 MaBP 期间甘肃临夏盆地古气候演变的沉积物地球化学记录[J]. 干旱区资源与环境, 1998, 12(1): 36-43 [Zhong Wei, Fang Xiaomin, Li Jijun, et al. The geochemical record of paleoclimate during about 7.0-0.73 Ma in Linxia basin, Gansu province [J]. Journal of Arid Land Resource and Environment, 1998, 12(1): 36-43]
  - 15 吴艳宏, 李世杰, 夏威夷. 可可西里苟仁错湖沉积物元素地球化学特征及其环境意义[J]. 地球科学与环境学报, 2004, 26(3): 64-68 [Wu Yanhong, Li Shijie, Xia Weilan. Element geochemistry of lake sediment from Gourenco Lake, Kekexili, Qinghai-Xizang Plateau and its significance for climate variation [J]. Journal of Earth Sciences and Environment, 2004, 26(3): 64-68]
  - 16 靳鹤龄, 肖洪浪, 张洪, 等. 粒度 and 元素证据指示的居延海 1.5kaBP 以来环境演化[J]. 冰川冻土, 2005, 27(2): 233-240 [Jin Heling, Xiao Honglang, Zhang Hong, et al. Evolution and climate changes of JuYan lake revealed from grain size and geochemistry element since 1.5a BP [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2005, 27(2): 233-240]
  - 17 李云卓, 李保生, 高全州, 等. 巴丹吉林查各勒布剖面记录的 150kaBP 以来的常量化学元素波动[J]. 中国沙漠, 2005, 25(1): 1-14 [Li Yunzhuo, Li Baosheng, Gao Quanzhou, et al. Fluctuations of main chemical element since 150ka BP as indicated in Chagelebulu stratigraphical section Badain Jaran desert [J]. Journal of Desert Research, 2005, 25(1): 1-14]
  - 18 张虎才, 李吉均, 马玉贞, 等. 腾格里沙漠南缘武威黄土沉积元素地球化学特征[J]. 沉积学报, 1997, 15(4): 152-159 [Zhang Hucai, Li Jijun, Ma Yuzheng, et al. A study on element geochemical characters of the Wuwei section in the south vicinity of Tengger desert [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1997, 15(4): 152-159]
  - 19 靳鹤龄, 苏志珠, 孙忠, 等. 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 [Jin Heling, Su Zhizhu, Sun Zhong, et al. Characters of chemical elements in strata of Middle and late Holocene in Hunshandake desert and the indicated climatic changes [J]. Journal of Desert Research, 2003, 23(4): 366-371]
  - 20 赵锦慧, 王丹, 樊保生. 延安地区黄土堆积的地球化学特征与最近 13 万年东亚夏季风气候的波动[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 495-500 [Zhao Jinghui, Wang Dan, Fan Baosheng. Geochemical characteristics of the loess deposit at Yan an and its implication to changes of east Asian summer monsoon during the past 130 ka [J]. Geochemica, 2004, 33(5): 495-500]
  - 21 张虎才, 张林源, Mahaney W C. 兰州九州台黄土剖面元素地球化学研究[J]. 地球化学, 1991, 20(1): 79-86 [Zhang Hucai, Zhang Linyuan, Mahaney W C. Element geochemistry of the Jiuzhoutai loess section, Lanzhou [J]. Geochemica, 1991, 20(1): 79-86]
  - 22 Vital H, Statterger K. Major and trace element of stream sediments from the lowermost Amazon River [J]. Chemical Geology, 2000, 168: 151-168
  - 23 Harnois L. The CIW index: a new chemical index of weathering [J]. Sedimentary Geology, 1988, 55: 319-322
  - 24 施雅风, 孔昭宸, 王苏民. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. 中国科学: B 辑, 1992, (12): 1300-1306 [Shi Yafeng, Kong Zhaochen, Wang Sumin, et al. The climate and environment of the Holocene Optimum in China [J]. Science in China: Series B, 1993, 23(8): 865-873]
  - 25 温孝胜, 彭子成, 赵焕庭. 中国全新世气候演变研究进展[J]. 地球科学进展, 1999, 14(3): 293-296 [Wen Xiaosheng, Peng Zicheng, Zhao Huanting. Advance in study on the Holocene climate evolution in China [J]. Advance in Earth Sciences, 1999, 14(3): 293-296]
  - 26 Xiao J, Nakamura T, Lu H, et al. Holocene climate changes over the

- desert and loess transition of north-central China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 197: 11-18
- 27 An Z, Porter S C, Kutzbach J E, *et al.* Asynchronous Holocene optimum of the East Asian monsoon [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19: 743-762
- 28 何元庆,姚檀栋,沈永平等. 冰芯与其它记录所揭示的中国全新世大暖期变化特征 [J]. *冰川冻土*, 2003, 25(1): 11-18 [He Yuanqing, Yao Tandong, Shen Yongping, *et al.* Climatic differences in China during the Holocene indicated by the various climatic proxy data from different parts of China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(1): 11-18]
- 29 姚檀栋, Thompson L G. 敦德冰芯记录与过去 5ka 温度变化 [J]. *中国科学: B 辑*, 1992, 10: 1089-1093 [Yao Tandong, Thompson L G. Dunde ice core and the temperature variations during the past 5 ka BP [J]. *Science in China: Series B*, 1992, 10: 1089-1093]
- 30 朱士光, 王元林, 呼林贵. 历史时期关中地区气候变化的初步研究 [J]. *第四纪研究*, 1998, (2): 1-11 [Zhu Shiguang, Wang Yuanlin, Hu Lingui. Study on climate variations in the regions of Guanzhong in the historical period [J]. *Quaternary Sciences*, 1998, (2): 1-11]
- 31 王开发, 张玉兰, 封卫青, 等. 上海地区全新世植被-环境演替与古人类活动关系探讨 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1996, 16(1): 1-4 [Wang Kaifa, Zhang Yulan, Feng Weiqing, *et al.* Researches on relationship among Holocene vegetation environment evolution and human activities in Shanghai region [J]. *Marine Geology and Quaternary Geology*, 1996, 16(1): 1-4]
- 32 Gasse F, Fontes J, Ch Van campo E, *et al.* Holocene environmental changes in Bangong Co Basin (Western Tibet) [J]. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoeology*, 1996, 120: 79-92.
- 33 Huang Chunchang, Zhou Jie, Pang Jiangli, *et al.* A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathermal in the Guanzhong Basin, China [J]. *Holocene*, 2000, 10(1): 135
- 34 许靖华. 太阳、气候、饥荒与民族大迁移 [J]. *中国科学: D 辑*, 1998, 28(4): 366-384 [Xu Jinhua. The sun, the climate, the famine and national great migration [J]. *Science in China: Series D*, 1998, 28(4): 366-384]
- 35 Perry C A, Hsu K J. Geophysical archaeological and historical evidence support a solar-output model for climate change [J]. *Proceedings of National Academy of Science of USA*, 2000, 97(23): 12433-12438
- 36 胡金明, 崔海亭, 李宜垠. 西辽河流域全新世以来人地系统演变历史的重建 [J]. *地理科学*, 2002, 22(5): 535-540 [Hu Jingming, Cui Haiting, Li Yiyin. Reconstruction of the evolution history of man-land system since the Holocene in Xiliao River Basin [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2002, 22(5): 535-540]
- 37 王瑜, 宋长青, 孙湘君. 内蒙古土默特平原北部全新世古环境变迁 [J]. *地理学报*, 1997, 52(5): 430-438 [Wang Yu, Song Changqing, Sun Xiangjun. Palynological record of paleovegetation change during Holocene at north Tumote plain in inner Mongolia, China [J]. *Acta Geographica Sinica*, 1997, 52(5): 430-438]
- 38 陈渭南, 高尚玉, 邵亚军. 毛乌素沙地全新世孢粉组合与气候变迁 [J]. *中国历史地理论丛*, 1993, (1): 39-45 [Cheng Weinan, Gao Shangyu, Shao Yajun. Pollen combination and climate change during the Holocene in Mo Us Desert [J]. *Chinese Historical Geography Review*, 1993, (1): 39-45]
- 39 史培军. 地理环境演变研究的理论与实践 [M]. 北京: 科学出版社, 1991 [Shi Peijun. *Geographical Environment Evolution Research Theory and Practice* [M]. Beijing: Science Press, 1991]
- 40 金章东, 沈吉, 王苏民, 等. 岱海的“中世纪暖期” [J]. *湖泊科学*, 2002, 14(3): 209-216 [Jin Zhangdong, Shen Ji, Wang Sumin, *et al.* The medieval warm period in the Daihai area [J]. *Journal of Lake Sciences*, 2002, 14(3): 209-216]
- 41 杨志荣. 内蒙古中西部区全新世大暖期气候与环境初步研究 [J]. *地理科学*, 1998, 18(5): 479-485 [Yang Zhirong. The preliminary study on the climate and environment during the megathermal of the Holocene in middle-west inner Mongolia [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1998, 18(5): 479-485]
- 42 乌兰图雅. 科尔沁沙地风沙环境形成与演变研究进展 [J]. *干旱区资源与环境*, 2002, 16(1): 28-31 [Wulan Tuya. An advance on studies of formation and environmental evolution of Horqin desert [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2002, 16(1): 28-31]
- 43 崔海亭. 中东部地区全新世高温期气候变化的初步分析 [C] // 施雅风主编. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992: 72-79 [Cui Haiting. The Preliminary Study of the Mid-East of China during the Holocene High Temperature Period [C] // Shi Yafeng. *Climate and Environment Change of Holocene Megathermal in China*. Beijing: Ocean Press 1992: 72-79]
- 44 Yan G, Wang F B, Shi G R, *et al.* Palynological and stable isotopic study of palaeoenvironmental changes on the northeastern Tibetan plateau in the last 30000 years [J]. *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 153: 147-159
- 45 Chen Fahu, Shi Qi, Wang Jianmin. Environmental changes documented by sedimentation of Lake Yiema in arid China since the last glacial [J]. *Journal of Paleolimnology*, 1999, 22: 159-169
- 46 Tarasov P, Dorofeyuk N, Metel'tseva E. Holocene vegetation and climate changes in Hon-Tou Nor basin, north-west Mongolia [J]. *Boreas*, 2000, 29: 117-126
- 47 高尚玉, 陈渭南, 靳鹤龄, 等. 全新世中国季风区西南缘沙漠演化初步研究 [J]. *中国科学: B 辑*, 1993, 23(2): 202-208 [Gao Shangyu, Cheng Weinan, Jin Heling, *et al.* Preliminary study on the desert changes at the northwest edge of China [J]. *Science in China: Series B*, 1993, 23(2): 202-208]
- 48 陈发虎, 朱艳, 李吉均, 等. 民勤盆地湖泊沉积记录的全新世千年尺度夏季风快速变化 [J]. *科学通报*, 2001, 46(17): 1414-1419 [Cheng Fahu, Zhu Yan, Li Jijun, *et al.* The record of the sedimentary about the fast change of the summer monsoon in thousand scales in Mingqin Basin [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2001, 46(17): 1414-1419]

## Chemical Characteristics of Sediments in Horqin Desert and Climatic Change during the Middle and Late Holocene

LIU Bing JIN He-ling SUN Zhong

(Cold and Arid Regions Environments and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000)

**Abstract:** The Horqin desert, intensely influenced by East Asian monsoon, is located in the desert-loess boundary belt and agricultural and animal husbandry interlaced zone in North China. The geographic setting suggests that the Horqin desert is very sensitive to the global climatic change, so it is an ideal zone for studying the response of global climatic change. Analysis on magnetic susceptibility, grain size and oxides and ratios of chemical elements from TL profile during the middle and late Holocene indicates that the regional climate is very unstable, which is classified into the following phases: ① From 6.0 ka BP to 4.2 ka BP, the summer monsoonal strength is continuously increased and dominated this region, the warm and humid climate is corresponding to the Holocene thermal maximum period, but exists climatic fluctuation on centennial scale, accompanying with weaker winter monsoon. During this period, the climate is warm and humid in 6.0 ~ 5.6 ka BP, 5.5 ~ 5.4 ka BP, 4.9 ~ 4.7 ka BP, 4.5 ~ 4.2 ka BP while it is relatively cold and dry in 5.6 ~ 5.5 ka BP, 5.4 ~ 4.9 ka BP, 4.7 ~ 4.5 ka BP. ② From 4.2 ka BP to 1.3 ka BP, compared with the former phase, the regional climate becomes relatively warm and humid but have smaller fluctuations, accompanying with the declined summer monsoonal strength. The climate is dominated by cold and dry in 4.2 ~ 3.63 ka BP, 3.57 ~ 3.4 ka BP while it is relatively warm and humid in 3.63 ~ 3.57 ka BP, 3.4 ~ 1.3 ka BP. ③ From 1.3 ka BP to 0.65 ka BP, the regional climate is frequently fluctuated and tends to warm and humid in the later stage. These climatic changes in Horqin desert are very coincident with the regional and global climatic change, reflecting the obvious consistency between them.

**Key words:** Horqin desert; geochemical element; climatic change; global change