

兰州大学

---

硕士学位论文

---

近5000a来柴达木盆地东南缘风成沉积记录的冬季风演化

---

姓名：牛光明

---

申请学位级别：硕士

---

专业：自然地理

---

指导教师：强明瑞

---

20090501

## 摘 要

下西台剖面(36°18'19"N, 98°03'26"E)位于柴达木盆地的东南缘,地处都兰—铁圭沙漠的边缘地带,都兰县下西台村西约 3 km。研究区多年平均降水量 179 mm,年均温 2.9 °C,年平均大风日数 31.6 天,大风天气集中出现在 3—5 月,年平均沙尘暴日数为 9 天。剖面毗邻沙漠源区,沉积速率高,受后期风化成壤作用影响小,能够敏感地反映近地面风场的变化情况。

青藏高原是亚洲重要的粉尘源区之一,尤其对远程输送具有重要意义。柴达木盆地是青藏高原粉尘源区的重要组成部分之一。因此,研究下西台风成剖面记录对于重建冬季风演化历史和理解源区近地面风场在粉尘释放过程中的作用具有重要意义。

下西剖面露头 3.52 m,据  $^{14}\text{C}$ 、OSL 测年结果,建立了下西台剖面的时间序列。通过分析柴达木盆地东南缘风成沉积(下西台剖面)的粒度、元素等指标,重建了该区近 5000 a 来冬季风演化历史,5 300—4 300 a BP 与 2 900—930 a BP 阶段冬季风较弱;4 300—2 900 a BP 和 930 a BP 以来冬季风较强。同时,该记录揭示了二次冬季风突变事件:3960—3720 a BP,冬季风急剧减弱;1 700—1 400 a BP,冬季风急剧增强。与青海湖、尕斯库勒湖沉积记录对比表明,5 300—4 300 a BP 该区域气候较湿润,该时期主要处于全新世大暖期末期或由大暖期向晚全新世过渡阶段,对应于剖面底部的古土壤层。晚全新世以来,周边地区气候向干冷发展,这可能与冬季风加强有关。重建结果与周边记录具有较好的可比性,而 2 900—930 a BP 期间的弱风场可能更多地反映了局地气候的变化特征。

通过与敦德冰芯微粒浓度及 GISP2 冰芯陆源粉尘钾沉积通量对比表明,我国粉尘源区冬季风的强弱变化可能影响着敦德冰芯以及格陵兰冰芯的粉尘浓度的变化,源区近地面风场在全球粉尘循环过程中可能起着重要作用。源区近地面风场与格陵兰冰芯粉尘通量的关系意味着柴达木盆地可能为东亚粉尘远程输送的源区之一。

关键词: 粒度组成 元素含量 冬季风 柴达木盆地

## Abstract

Xiaxitai section (36°18'19"N, 98°03'26"E), at the southeastern margin of the Qaidam Basin, is situated at the border of Dulan-Tiegui desert and 3 km far from Xiaxitai village. In the study area, mean annual precipitation is 179 mm, mean annual temperature is 2.9 °C and the number of strong wind day per year is 31.6. Strong winds always appear from March to May. The average number of dust storm day is 9. The section is near to desert so that the sedimentation rate is high and the role of weathering to soil is weak. Therefore, the aeolian deposits can sensitively reflect changes in strength of near-surface wind fields in the study area. Qinghai-Tibetan Plateau, one of the dust source regions in Asia, plays an important role in long-range dust transportation. The Qaidam Basin is a major part of dust source area in Qinghai-Tibetan Plateau. In order to reconstruct winter monsoon evolution and understand the role of near-surface wind regime for atmospheric dust circulation, aeolian deposits in the dust source area are worth being investigated.

The height of Xiaxitai section is 3.52 m. According to the dating results of  $^{14}\text{C}$  and OSL, temporal sequence of the Xiaxitai section was established. Based on grain size and elemental compositions of the aeolian deposits from the Xiaxitai section, variations in winter monsoon across the study area during the past 5000 years were investigated. In summary, the winter monsoon evolution can be divided into four stages. Winter monsoon was very weak during 5300-4300 a BP and 2900-930 a BP; whereas during 4300-2900 a BP and 934 a BP to present it was rather stronger. Two abrupt events of winter monsoon changes are recognized from the reconstructed sequence. One is that winter monsoon became weaker rapidly during 3960-3720 a BP; and the other demonstrates that winter monsoon was intensified during 1700-1400 a BP. The paleoclimatic records from Qinghai Lake and Gahai Lake indicate that a wetter climate prevailed during 5300-4300 a BP, which is quite in agreement with the paleosol development in the bottom of the Xiaxitai section. This stage represents the end of the warm and humid climate pattern during early to mid Holocene demonstrated by many records. During late Holocene, climate of the surrounding

areas became dry and cold, which perhaps is related to the stronger winter monsoon reflected by the aeolian deposits of the Xiaxitai section. Generally speaking, the results presented here are comparable to other records. The weak near-surface wind regime during 2900-930 a BP is most likely characterized of the local climate.

Comparison of the variations in winter monsoon and the changes in the microparticulate concentration of Dunde ice core and  $nssK^+$  of GISP2 ice core suggests that changes in the dust concentrations documented by ice cores was probably affected by winter monsoon. Near-surface wind regime in dust source areas may play an important role in global atmospheric dust circulation. Similarities between the strength of near-surface winds in the dust source regions and the  $nssK^+$  flux of the Greenland ice core suggest that the Qaidam Basin may be one of source areas in eastern Asian for dust long-range transports.

**Keywords:** grain size; elemental compositions; winter monsoon; Qaidam Basin

## 图表清单

### 图件

图 1-1 东亚沙漠、黄土分布以及冬半年大气环流.....	2
图 1-2 NGRIP 粉尘浓度及 d18O 记录与洛川及西宁黄土记录对比.....	2
图 1-3 敦德冰芯微粒记录与中国东部历史文献尘暴记录对比.....	3
图 2-1 柴达木盆地概况.....	10
图 2-2 研究区月平均大风日数、降水量、气温及沙尘暴日数.....	13
图 3-1 下西台剖面位置.....	14
图 3-2 下西台剖面 A、B 与 C 岩性柱状图.....	15
图 4-1 下西台剖面年代-深度关系、年代控制点间沉积速率.....	19
图 4-2 下西台剖面 A 各地层各粒级平均含量变化.....	22
图 4-3 不同粒级颗粒搬运方式及其搬运距离.....	23
图 4-4 下西台剖面中值粒径、平均粒径、 $>20\mu\text{m}$ 及 $>40\mu\text{m}$ 粒级百分含量随剖面变化曲线.....	25
图 4-5 下西台剖面各粒级粒度标准偏差.....	26
图 4-6 下西剖面常量元素含量随剖面变化曲线.....	27
图 4-7 下西台剖面与洛川黄土常量元素 UCC 标准化曲线.....	29
图 4-8 下西台剖面化学风化参数 CIA 与 Na/K 关系散点图.....	33
图 4-9 下西台剖面 A-CN-K 化学风化趋势图.....	35
图 4-10 下西台剖面 $>40\mu\text{m}$ 颗粒的百分含量与常量元素含量相关性分析.....	36
图 5-1 下西台风成沉积记录的冬季风变化历史.....	38
图 5-2 下西台剖面粒度记录与敦德冰芯 $>2\mu\text{m}$ 微粒含量及 GISP2 冰芯陆源粉尘钾的沉积通量对比.....	43

### 表格

表 4-1 下西台剖面年代测量结果.....	18
表 4-2 下西台剖面各地层粒度特征.....	21
表 4-3 下西台剖面常量元素结果.....	28

## 原创性声明

本人郑重声明：本人所呈交的学位论文，是在导师的指导下独立进行研究所取得的成果。学位论文中凡引用他人已经发表或未发表的成果、数据、观点等，均已明确注明出处。除文中已经注明引用的内容外，不包含任何其他个人或集体已经发表或撰写过的科研成果。对本文的研究成果做出重要贡献的个人和集体，均已在文中以明确方式标明。

本声明的法律责任由本人承担。

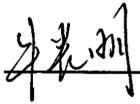
论文作者签名： 李花刚      日期： 2009.6.2

## 关于学位论文使用授权的声明

本人在导师指导下所完成的论文及相关的职务作品，知识产权归兰州大学。本人完全了解兰州大学有关保存、使用学位论文的规定，同意学校保存或向国家有关部门或机构送交论文的纸质版和电子版，允许论文被查阅和借阅；本人授权兰州大学可以将本学位论文的全部或部分内容编入有关数据库进行检索，可以采用任何复制手段保存和汇编本学位论文。本人离校后发表、使用学位论文或与该论文直接相关的学术论文或成果时，第一署名单位仍然为兰州大学。

保密论文在解密后应遵守此规定。

论文作者签名：



导师签名：



日

期

2009.6.2

# 第一章 绪 论

## 1.1 冬季风与粉尘输送

大气粉尘不但响应于全球气候变化,而且可能影响气候变化。大气粉尘自身对太阳辐射的散射、反射和吸收作用统称为“直接辐射驱动”(Sokolik et al., 1996; Miller et al., 1998; Tegen, 2003)。粉尘作为凝结核,形成的云滴对太阳辐射也有驱动作用。粉尘增加导致云滴数量浓度的增加,云滴数量浓度的增加又使得云对太阳辐射的反射增加,导致降温,这就是粉尘的“第一间接辐射驱动”。粉尘使得云层的降水效率降低,此外,它还能使云的存在时间加长以及云量的增加,导致了对太阳辐射进一步反射,这种作用称为“第二间接辐射驱动”(DeMott et al., 2003; Mahowald et al., 2003)。

干旱一半干旱地区向大气输送的粉尘含有铁等元素,铁是海洋生物的营养元素,这些粉尘沉积于海洋,控制着海洋的铁元素的供给(Broecker et al., 1998)。铁元素的供给控制着浅水中生物的固氮过程,固氮过程又控制着浅水植物生产量,而植被生产量通过储存碳和沉积碳(碳酸钙)来控制大气的 $\text{CO}_2$ 浓度(Martin et al., 1990; Watson et al., 1999, 2000),这就是“铁化肥假说”。Watson 等(2000)研究表明南大洋在过去的冰期中,铁离子促使光合作用增强而消耗大量的 $\text{CO}_2$ ,对 $\text{CO}_2$ 减少的贡献有一半的作用。

亚洲粉尘释放量约占全球粉尘释放量的一半(张小曳, 2001)。黄土被认为是粉尘的堆积体(张小曳, 2001),而黄土高原是东亚粉尘的近源堆积体。有关黄土物质的输送动力,最先引起人们关注的是西风带的作用(刘东生等, 1979),后来又强调东亚季风的影响(安芷生等, 1991a, 1991b)。如图 1-1,黄土主要堆积于沙漠的下风向,例如黄土高原的粉尘主要来源于巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠以及柴达木沙漠(Chen et al., 2007);而青藏高原东北缘的民和黄土以及共和、西宁等地区的黄土主要来源于青藏高原第四纪冰川—冰融作用所产生的粉尘(谢远云等, 2002)。构成黄土的碎屑组分为粉砂级粉尘,主要通过近地面气流进行短距离悬移(孙东怀等, 2003),东亚冬季风是其搬运的主要动力。细粉砂和粘土级等细粒粉尘则以高空长距离搬运为主,可被高空西风气流携带而沉积到包括黄土高原在内的下风区(孙东怀等, 2003)。

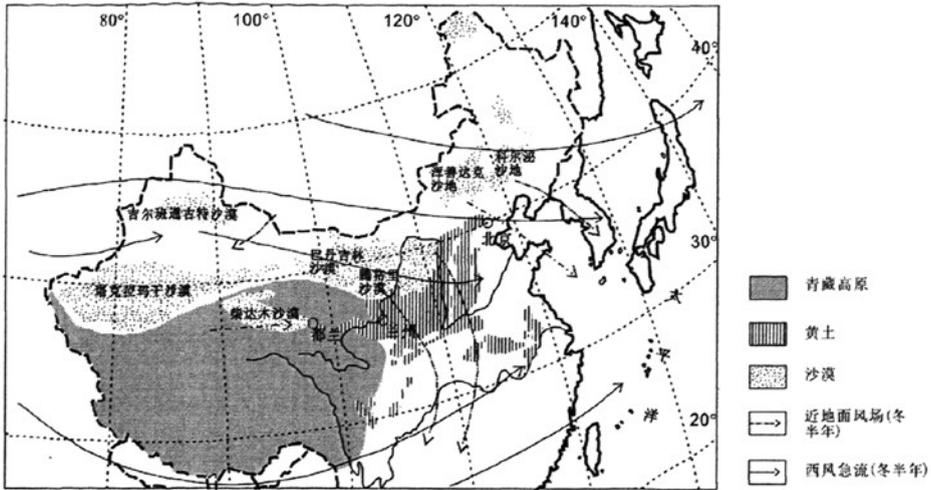


图 1-1 东亚沙漠、黄土分布以及冬半年大气环流

Fig. 1-1 Desert and loess deposits distributions in eastern Asia and atmospheric circulation patterns in winter

末次冰期以来格陵兰冰芯中的粉尘颗粒被证明主要源于东亚地区 (Biscaye et al., 1997; Svensson et al., 2000; Bory et al., 2002, 2003)。Ruth 等 (2007) 认为格陵兰冰芯粉尘浓度记录能够指示源区的尘暴活动, 冰芯粉尘浓度记录应该能与东亚的黄土记录进行对比。通过格陵兰冰芯粉尘浓度记录与位于黄土高原中部的典型剖面——洛川剖面以及分辨率较高的西宁黄土剖面的粒度记录对比研究发现

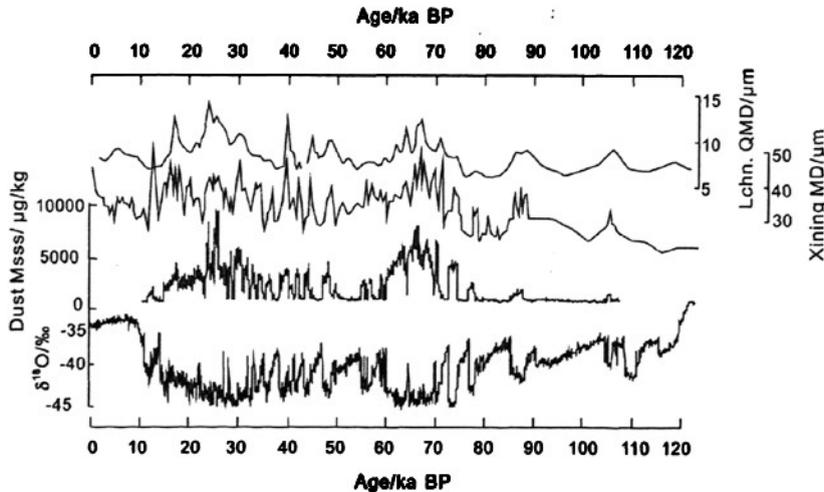


图 1-2 NGRIP 粉尘浓度及  $\delta^{18}O$  记录与洛川及西宁黄土记录对比 (据 Ruth et al., 2007)

Fig. 1-2 Ice core  $\delta^{18}O$  and dust mass concentration together with loess grain size records for Louchuan quartz mean diameter and Xining mean diameter (source form Ruth et al., 2007)

(图 1-2), 末次间冰期以来, 在 DO 事件上, 各记录具有很好的可对比性。在末

次冰消期, B/A 暖期的低粉尘浓度, 对应于西宁黄土记录的较细的中值粒径; YD 冷期的高粉尘浓度, 对应于西宁黄土记录的较粗的中值粒径。这显示 NGRIP 粉尘记录能反映中国粉尘源区的气候变化, 格陵兰冰芯粉尘浓度的变化与亚洲尘暴活动有密切的联系。

Yang 等 (2006) 通过比较敦德冰芯粉尘记录与根据历史文献所恢复的中国

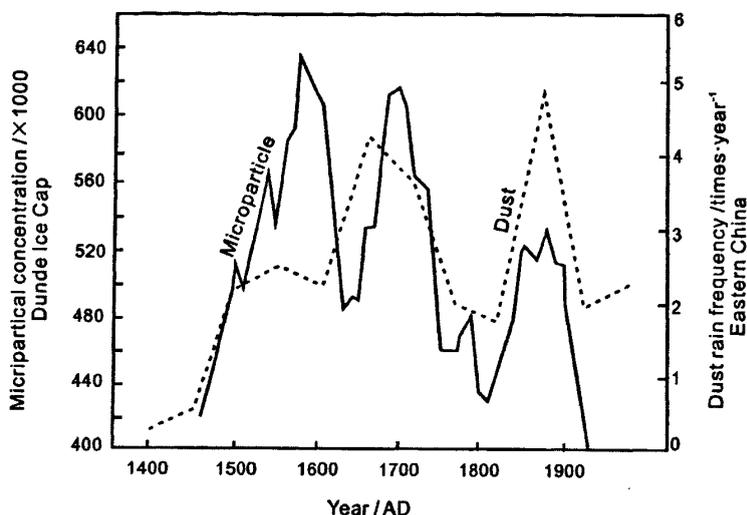


图 1-3 敦德冰芯微粒记录与中国东部历史文献尘暴记录对比 (据 Yang et al., 2006)

Fig. 1-3 Comparison of microparticle concentration of Dundee ice core and the frequency of dustfall event in East China (source form Yang et al., 2006)

东部地区近 700 a 来的尘暴记录 (张德二, 1984) 发现, 两曲线表现出相似的波动趋势 (图 1-3)。刘纯平等 (1999) 认为, 敦德冰芯所在区域冬季风的强弱变化, 影响着敦德冰芯中粉尘浓度的变化。冬季风加强, 微粒含量增加, 微粒粒径变粗; 冬季风减弱, 微粒含量减少, 微粒粒径变细。

通过以上对比研究表明, 冬季风 (近地面风场) 强度与东亚粉尘源区的敦德冰芯以及格陵兰冰芯粉尘浓度具有可对比性, 源区近地面风场不仅是黄土高原的主要搬运动力, 而且也是源区粉尘的释放主要动力。

## 1.2 全新世冬季风研究进展

冬季风是东亚季风系统的重要组成部分, 强冬季风不仅会给我国带来低温、寒潮活动频繁等灾害性天气, 而且与大气粉尘搬运堆积密切相关。

中国北方 根据浑善达克沙地锡林浩特剖面的平均粒径、中值粒径、 $>63 \mu\text{m}$

颗粒百分含量等指标可将全新世冬季风演化划分为 4 个时期,即全新世早期(10 700—9 000 a BP),冬季风逐渐减弱;全新世大暖期(9 000—6 000 a BP),冬季风较弱;全新世中期(6 000—3 400 a BP),冬季风强度不断波动,曲线表现为三峰三谷,在 6 000—5 700 a BP、5 500—5 200 a BP、4 500—3 700 a BP 期间冬季风增强;全新世晚期(3 400 a BP 以来),冬季风不断增强(靳鹤龄等,2004;张洪等,2005)。

中国西部 黄春长等(2002)通过分析陕西岐山剖面粒度发现,11 500—8 500 a BP,冬季风变弱;8 500—3 100 a BP 为全新世大暖期,冬季风较弱;在 6 000—5 000 a BP 期间有一次强冬季风事件;3 100 a BP 以来,冬季风增强。该剖面还显示,分别在 8 600 a BP、7 800 a BP、5 800 a BP、4 200 a BP、3 100 a BP 出现强冬季风事件(贾耀锋等,2003)。

洛川皂角树剖面记录的冬季风演化历史类似与陕西岐山剖面记录,据粒度、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 、 $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$  等指标分析表明,12 000—8 000 a BP 早全新世,冬季风逐渐减弱;8 000—3 000 a BP 全新世大暖期,为弱冬季风阶段;3 000 a BP 以来,冬季风增强。强冬季风事件分别出现在 3 400 a BP、4 300 a BP、5 300 a BP、6 650 a BP、7 600 a BP(张本昫等,1997)。

九洲台剖面、靖边剖面记录与以上剖面所重建的全新世冬季风演化历史具有不同的特点。九洲台剖面中值、平均粒径指标显示,末次冰消期以来大气风力曾发生显著变化,全新世早中期(9 000—3 000 a BP 前后)兰州地区风力大大减弱,比现代尘暴风力要弱;在 3 000—1 500 a BP,兰州地区的风力回返到接近末次冰消期前的情形;随后风力再度减弱,但没有达到全新世早中期的程度,现代是大气风力再次增强时期(陈发虎等,1999)。靖边剖面据中值粒径在 10 000—7 000 a BP、2 700—1 500 a BP 期间较粗,代表冬季风较强的时期;而 7 000—2 700 a BP 及 1 500 a BP 以来中值粒径变细,代表冬季风强度减弱(Xiao et al., 2002)。

而位于青藏高原东北部若尔盖地区泥炭记录的冬季风演化比较复杂,作者认为这可能与该地区复杂的大气环流条件有关(于学峰等,2006)。。11 500—8200 a BP,冬季风在振荡中逐渐减弱;8 200—5 900 a BP,这一时期冬季风总体逐渐增强,在 8 000 a BP 和 6 200 a BP 前后两次全球性的寒冷气候突变事件,其中 6 200 a BP 的干冷事件更为显著;5 900—4 100 a BP,冬季风开始迅速减弱,达到全新

世最低水平, 而且波动幅度较小; 4 100 a BP—至今, 冬季风在大幅震荡中开始逐渐加强。

中国东部 肖尚斌等 (2005) 据东海大陆架沉积物, 通过粒级—标准偏差分析, 提取了相对应的粒度组分, 用该组分的平均粒径来作为研究东亚冬季风演化的替代性指标。分析表明, 7 600—5 100 a BP 冬季风呈中等强度; 5 100—1 700 a BP 冬季风强盛, 且稳定; 1 700 a BP 以来, 为冬季风稳定而较弱的时期。

除中国东部记录以外, 以上记录显示早、中全新世 (全新世大暖期) 的冬季风演化历史具有相似的特点: 早全新世气候由冰期向间冰期过渡, 冬季风减弱; 中全新世各地区总体上为弱冬季风阶段, 其中青藏高原若尔盖地区显示该时期冬季风略有增强。晚全新世冬季风演化在各地表现为不同的特点: 浑善达克地区晚全新世前期冬季风波动较强, 后期冬季风不断增强; 典型黄土区晚全新世冬季风增强; 而相对更靠近源区的九州台及靖边剖面所重建的冬季风表现为前期冬季风增强, 而 1 500 a BP 前后冬季风开始减弱; 若尔盖地区在 4 100 a BP 以来冬季风不断增强。

晚全新各地区冬季风演化历史的差异有待于进一步开展工作, 以便更好地理解全新世冬季风的演化历史。

### 1.3 柴达木盆地全新世气候研究进展

柴达木盆地是我国西北部的一个大型山间断陷盆地, 盆地南面为昆仑山脉, 西面为阿尔金山脉, 北面和东面为祁连山脉。柴达木盆地处于西部干旱区、东部季风区、青藏高寒区三大区域交汇地带, 既受亚洲季风的影响, 又受西风的影响, 对气候和环境变化较为敏感。柴达木盆地内第四系地层沉积速率快、沉积厚, 最厚达 2000—3000 m (朱允铸等, 1994), 详细记录了早更新世以来丰富的环境演化信息。因此, 该区对于理解区域气候及其对全球变化的响应具有重要意义。

#### 1.3.1 柴达木盆地全新世湖泊沉积及风成记录研究

湖相沉积具有连续性好、分辨率高、包含信息量丰富等特点, 成为重建湖泊演化和古气候演变历史的良好载体 (郭雪莲等, 2005)。自 20 世纪 50 年代以来, 学者们对柴达木盆地的盐湖开展了大量的工作 (中国科学院, 1986)。杜乃秋等

(1983) 根据柴达木盆地察尔汗盐湖西部别勒滩干盐湖钻孔资料, 揭示了距今约 3 万年以来的植被和地理环境的变化。随着气候的波动, 湖区出现过多次相对淡化和咸化的过程, 但全新世孢粉浓度极低, 只能考察变化的大体趋势。景民昌等 (2001) 依据盆地东部达布逊湖东南岸的达参 1 井介形类特征, 划分出全新世古气候演化阶段为, 10 100—8 000 a BP, 气候进入了较温暖的冰后期, 但仍表现出冷暖波动的旋回性特征; 8 000—4 500 a BP, 湿润气候; 4 500—3 800 a BP, 趋于干冷; 3 800—2 500 a BP, 气候最适宜段; 2 500 a BP 以来, 盆地气候不断干燥、变冷。陈忠等 (2007) 通过尕斯库勒湖沉积物烧失量和碳酸盐含量及岩性变化等指标分析, 重建了尕斯库勒湖地区晚冰期以来的气候环境演变。尕斯库勒湖地区, 全新世可划分为早全新世的不稳定期 (11 150—8 240 cal a BP), 中全新世较为暖湿期, (8 240—3 200 cal a BP), 晚全新世干冷期 (3 200 cal a BP 以来); 并发现 1 550—1 440 cal a BP 存在一暖湿事件。克鲁克湖孢粉记录显示, 11 900—9 500 ka, 研究区植被由荒漠向荒漠草原转化, 其气候相对湿润; 9 500—5 500 a 为荒漠植被, 气候干燥易变; 5 500 a 以来为荒漠草原, 气候湿润且相对稳定 (Zhao et al, 2007)。

柴达木盆地的东南缘广泛分布有古风成砂、黄土等风成沉积 (伍光和, 1985), 钟德才 (1982) 在盆地东南缘铁圭沙漠边缘发现有古沙丘分布。曾永年等 (2003) 恢复了末次间冰期以来柴达木盆地沙漠演化。大规模的沙漠活动出现于末次盛冰期, 该期流沙活动奠定了柴达木盆地现代沙漠分布的基本格局; 全新世早期, 随着气候逐步转暖, 柴达木盆地各地的风沙开始固定、缩小; 在 6 000 a BP 前后的全新世高温期, 风沙活动停止, 这种暖湿的气候延续到约 3 000 a BP; 3 000 a BP 以来盆地气候再次向干冷转变, 促使湖泊进一步退缩和沙漠再次大规模的活动。

### 1.3.2 柴达木盆地近 2000 a 气候变化研究

康兴成等 (1997) 根据在青海都兰地区采集的树轮所建立的树轮年表资料显示, 在近 2000 年间, 该地区有 10 次冷期和 11 次暖期。其中, 最长的暖期是 819—1086 年间, 持续长达 268 年, 为中世纪暖期; 最长的冷期是 623—818 年间, 长达 196 年。而且, 持续时间在 100 年以上的暖期只有两次, 而冷期有 5 次。作者认为, 在这 1835 年间, 该地区是以寒冷气候为主的, 但是自小冰期以来, 气候明显转暖, 这种变暖的趋势一直持续到现在。Shao 等 (2005) 利用德令哈地区的树轮重建了过去 1437 年来降水的变化, 发现其变化具有 200 年的周期,

可能与太阳活动有关。强明瑞等 (2005) 通过碳、氧同位素分析, 建立苏干湖近 2 000 a 气候变化序列, 其气候变化过程经历了 5 个阶段, 即 0—190 AD, 暖干; 190—580 AD, 冷干; 580—1 200 AD (MWP), 暖干; 1 200—1 880 AD (LIA), 冷湿; 1 880—1 950 AD 期间为冷干气候, 20 世纪 50 年代以来, 气候变暖。时兴合等 (2005) 分析柴达木盆地 1961—2002 年气象观测资料得出, 年度和四季的气温、降水和地表蒸发的气候变化倾向率均为正值。尤其是近 10 多年来, 柴达木盆地气温升高、降水增多、地表蒸发增加, 这些气象要素都有利于气候向暖湿的方向发展, 但考虑到柴达木盆地的降水总量有限 (平均每日降水不足 0.3 mm), 而地表蒸发总量又与降水总量比较接近, 因此, 从气象要素的历史变化和季节分布特征来看, 柴达木盆地的整体环境状况处于比较差的阶段。

#### 1.4 选题依据和意义

大气粉尘通过散射、反射和吸收太阳辐射以及其对降水的调节作用来影响辐射平衡, 其“铁化肥效应”能够将陆地、海洋、大气有机地联系起来 (Watson, 1999), 因此, 大气粉尘不但响应于全球气候变化, 而且可能影响气候变化。

Chen 等 (2007) 全面调查了中国北方的可能粉尘释放源区, 提取了  $<5 \mu\text{m}$  及  $<75 \mu\text{m}$  两个粒级的酸不溶性组分进行 Sr-Nd 同位素分析, 认为柴达木地区是亚洲粉尘的主要源区之一。青藏高原由于较高的海拔高度尤其对粉尘的远程输送具有重要意义 (方小敏, 2004)。冬季风是近地面粉尘释放的主要动力, 前人的研究表明近地面风场强度与敦德冰芯粉尘记录有很好可对比性 (Yang et al., 2006; 刘纯平等, 1999)。在千年时间尺度上, 东亚冬季风与高纬格陵兰冰芯中的粉尘记录也可对比 (Ruth et al., 2007)。因此, 研究粉尘源区冬季风的变化对于理解全球大气粉尘循环具有重要的意义。

亚洲粉尘源区下风向的黄土堆积 (An et al., 1990, 1995)、北太平洋深海风成沉积 (Hovan et al., 1989, 1991; Rea, 1994)、格陵兰冰芯不溶微粒 (Biscaye et al., 1997; Zhou et al., 1999; Ruth et al., 2007) 的研究工作已经得到广泛的开展, 而源区的研究相对不足。

柴达木盆地位于东亚季风、南亚季风以及高原季风的交汇地带, 是青藏高原粉尘源区的重要组成部分之一。柴达木地区开展了大量的环境演化和气候变化的研究

工作，这些工作侧重于湖相沉积物（陈克造等，1985；强明瑞等，2005；陈忠等，2007；Zhao et al, 2007），风成沉积研究相对较少。郝永萍等（1998）通过柴达木盆地东南缘风成沉积古土壤及其黄土母质的宏观特征和理化性质分析，重建了该地区晚更新世气候变化。晚更新世来气候曾几次较大的波动，气候变化过程中温度与降水变化并不同步。曾永年等（2003）恢复了末次冰期以来柴达木盆地沙漠演化。目前，关于本区全新世冬季风的重建工作研究较少。此外，柴达木盆地东南缘风成沉积毗邻沙漠源区，沉积速率高，受后期风化成壤作用影响小，能够敏感地反映粉尘源区风场的变化情况。

鉴于此，本文试图利用柴达木盆地东南缘风成沉积拟探讨以下问题：

- 1、根据粒度以及元素指标，重建近 5000 a 来冬季风的演化历史，并与周边记录进行对比研究；
- 2、通过源区近地面风场强度与粉尘源区及遥远沉降区的大气粉尘记录的对比研究，理解源区近地面风场强度在全球大气粉尘循环过程中的可能作用。

## 第二章 区域概况

### 2.1 自然地理概况

柴达木盆地是青藏高原北部边缘的一个巨大的山间盆地(图 2-1),是我国内陆干旱盆地之一,其主体位于青海省西北部,介于东经 90°—99°、北纬 36°—39° 之间。柴达木盆地面积达  $1.2 \times 10^5 \text{ km}^2$ , 海拔 2675—3350 m, 但其北部和东部有若干孤立山地高度可达 4000 m 以上。盆地四周高山环抱,南为昆仑山脉,北依祁连山脉,西临阿尔金山脉,海拔均在 4500—5000 m 以上,山势陡峻,并与盆地以断裂接触。这些山体在地形上实现了对柴达木盆地的完全封闭,这种封闭的地形特征对盆地自然地理特征的形成和发展起着决定性作用(伍光 and 等, 1985)。

柴达木盆地的地质构造演化受青藏高原隆升过程的控制和影响,以褶皱和逆断层为主要构造变形方式,构造变形具有西强东弱,北强南弱的特点。北部祁连山前地区和西部昆仑山前地区主要表现为冲断构造变形,盆地西部以褶皱构造变形为主要特征,盆地东部变形较弱,具有明显的南北分带和东西分区的特点(戴俊生等, 2003)。第三系地层在整个盆地内广泛分布,但西部厚度巨大,向北部和东部厚度变小并有层位缺失,沉积中心和沉降中心也在盆地西部。第四系的沉积中心和沉降中心向盆地东部迁移,东部成为第四纪沉积地层发育的地区(狄恒恕等, 1991)。

柴达木盆地的沙漠分布广泛,但比较零散,因此所占面积不大,仅约 9000  $\text{km}^2$ 。沙丘类型主要包括新月形沙丘、新月形沙丘链、纵向沙垄和固定沙丘四类。多年研究表明,沙漠扩展并不显著。由于沙源不够丰富,且有部分沙粒在搬运途中沉落入盆地中部湖泊和盐沼泽中,沙丘规模通常不大(朱震达等, 1980)。柴达木盆地的风积地貌主要发育于下列几个沙漠分布区。(1) 盆地西南缘大沙带 位于盆地西南部边缘,祁温塔格山北麓。西起尕斯库勒湖盆地,东至中社火河,呈断续带状分布。平均宽 10—12 km, 长度达 300 km, 主要沙丘类型为新月形沙丘,新月形沙丘链、格状沙丘链和固定沙丘。沙丘比较密集,高度一般 10—15 m, 在强大西北风吹拂下,向东南方向移动;(2) 三湖区小沙带 分布在台吉乃尔湖和达布逊湖以南,那仁郭勒河与托勒赫(托拉海)河河间地带,长度仅 40—50 km,

且不连续,发育的沙丘类型亦为新月形沙丘、沙垅和固定沙丘;(3)柴达木东南边缘沙区西起铁圭,东至夏日哈,北起牦牛山南麓,南到香日德间的柴达木东南边缘区,是盆地沙漠集中分布的地区之一。本区沙丘不仅分布于低平地带,而且发育在夏日哈河、察汗乌苏河和香日德河的高阶地上(伍光和等,1985)。柴达木东南边缘沙漠周边地区分布有古沙丘,年代较老的古沙丘主要分布在都兰—铁圭沙漠的北部,其地貌特征多具丘状或台状,起伏度较大,一般 50 m 左右。年代较新的古沙丘,主要见于都兰铁圭沙漠的东南部和尕斯库勒附近的沙漠,其分布范围很广,几乎占据了都兰铁圭沙漠的五分之一的面积(钟德才,1986)。

柴达木盆地具有典型的大陆性荒漠气候特征,盆地中心部分年平均温度可达 5 ℃,其它地区在 0—4 ℃之间,且各地盛夏可能出现 0 ℃或接近 0 ℃的低温,气候寒冷。低温出现在 1 月,高温出现在 7 月,气温年较差一般在 25—30 ℃。西部气温年较差略大于东部,如西部的阿拉尔为 31.4 ℃,至鸟图美仁降至 28.2 ℃,最东部的都兰只有 25.8 ℃。年降水量自东向西减少,以德以令哈和香日德为界,以东降水量大于 150 mm,如都兰 176.4 mm,以西降水量迅速降至 100 mm 以下,如诺木洪 40.4 mm,鸟图美仁 23.0 mm,气候表现为干燥的特征。柴达木盆地降水集中在 6—8 月,占全年降水量的 56%—84%,冬季(12—2 月)降水十分稀少。盆地日照时间长,东部日照时数 3000 小时左右,中、西部则在 3200 小时以上,冷湖日照数最多,达 3602.9 小时。太阳辐射强,在一定程度上弥补了热量的不足。平均风速大,盆地平均风速 2—5 m/s,西部风速较东部大,一年中以春季风速最大,夏季次之,秋、冬季最小(伍光和等,1985)。

根据近年统计资料,柴达木盆地常年性河流共有 43 条,其中多数河流不超过 100 km,集水面积在 5000 km<sup>2</sup> 以下,有 6 条平均流量不足 0.5 m<sup>3</sup>/s。关于各河流年径流总量,中国科学院青海甘肃综合考察队估算值为 45 亿立方米;中国科学院治沙队估算约 44.2—47.2 亿立方米;青海省水文总站 1979 年提出 41 亿立方米新数字;青海省水电勘测设计院采用 44.4 亿立方米的数字。目前,多使用 45 亿立方米这一数字。柴达木盆地湖泊面积、深度和蓄水量一般比较小;湖岸低平,微小的水位升降就足以导致湖泊轮廓与面积发生显著变化,一些小湖甚至时而消失、时而再生。盆地内面积超过 50 km<sup>2</sup> 的湖泊共有 11 个,总面积为 1385.5 km<sup>2</sup>,全盆地共有湖泊 36 个,总面积为 1600 km<sup>2</sup>。柴达木盆地降水稀少,对于湖泊没

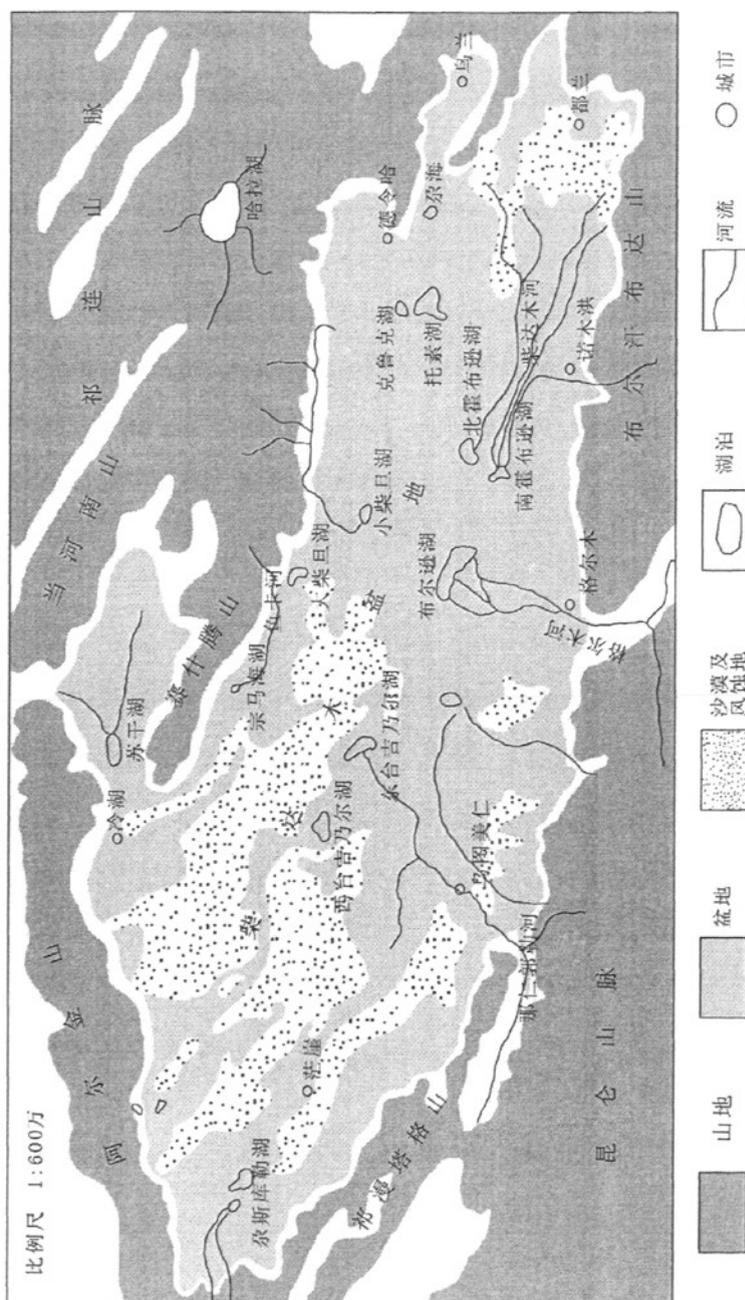


图 2-1 柴达木盆地概况  
 Fig. 2-1 Map of the Qaidam Basin

有直接和显著的补给意义(伍光和等, 1985)。而地表径流, 尤其是洪水径流是其最重要的补给来源。柴达木盆地共有盐湖 33 个, 干盐湖 6 个, 盐湖资源丰富。比较大的有马海湖、苏干湖、西台吉乃尔湖、东台吉尔湖、牛郎织女湖、柯柯湖、茶卡湖等。主要干盐湖有察尔汗盐湖、一里坪湖、察汗斯拉图湖、大浪滩湖、昆特依湖。各盐湖共同特点是湖水矿化度高, 但盐湖化学类型却不相同, 有的为氯化物型, 如牛郎织女型; 有的为硫酸镁亚型, 如尕斯库勒湖和德宗马海湖。现在本区各盐湖均已达石盐自析阶段, 湖内以化学沉积为主。化学沉积类型与水体盐度有关, 根据海水蒸发浓缩实验可知, 首先析出碳酸盐, 然后是石膏, 达到 NaCl 饱和浓度时才析出石盐, 继续蒸发浓缩将出现钠镁硫酸盐、钾盐和镁盐。盐湖除化学沉积物外, 还有从湖盆四周由流水和风搬运来的碎屑物, 其在盐湖中的分布状况与化学沉积物常不相同, 在湖边缘含量高, 颗粒较粗, 向湖心含量渐少, 颗粒也渐细, 故其含量和粒度变化围绕湖心呈环带状分布(沈振枢, 1993)。

柴达木盆地属于干旱荒漠和半荒漠气候带, 土壤地带性分异并不明显。受海洋季风影响强弱不同造成土壤由东向西的地带更替。在盆地东部, 大致以怀头他拉和香日德一线以东为界, 分布着荒漠草原棕钙土; 在棕钙土地带以西和塔尔丁—苏干湖一线以东的广阔地区, 分布着灰棕荒漠土; 灰棕荒漠土以西分布石膏灰棕荒漠土。植被分布上, 植被种类由东向西减少, 植被覆盖度也由东向西变小。德令哈北山山前平均为 35%, 在大柴旦北面的达肯达坂山前为 20%, 而到冷湖镇北面的阿尔金山前就几乎为零。盆地植被类型的水平分布也由东向西呈规律性变化, 其东部为荒漠草原地带, 向西即逐渐过渡到荒漠地带, 且愈向西植被的荒漠化程度愈深。

## 2.2 研究区气候特征

据 1955—1980 年气象资料, 都兰地区年均温  $2.9^{\circ}\text{C}$ , 气温年内变化明显(图 2-2), 冬季寒冷, 夏季温凉, 1 月平均气温  $-10.6^{\circ}\text{C}$ , 7 月平均气温  $14.9^{\circ}\text{C}$ , 年较差  $25.5^{\circ}\text{C}$ 。极端最低气温  $-29.2^{\circ}\text{C}$ , 出现于 1961 年 01 月 13 日; 极端最高气温  $33.9^{\circ}\text{C}$ , 出现于 1961 年 06 月 11 日。多年平均降水量 179 mm, 年内分配不均(图 2-2), 降水集中在 6—8 月(占全年降水量的 57.3%), 12—2 月降水量占全年的 7.4%。降水年际变化大, 降水最少年(1968 年, 107.2 mm)比

降水量最多年(1967年, 323.3 mm)相差 216.1 mm。年平均蒸水量达 2088.7 mm, 为降水量的 11 倍, 平均相对湿度 40%。

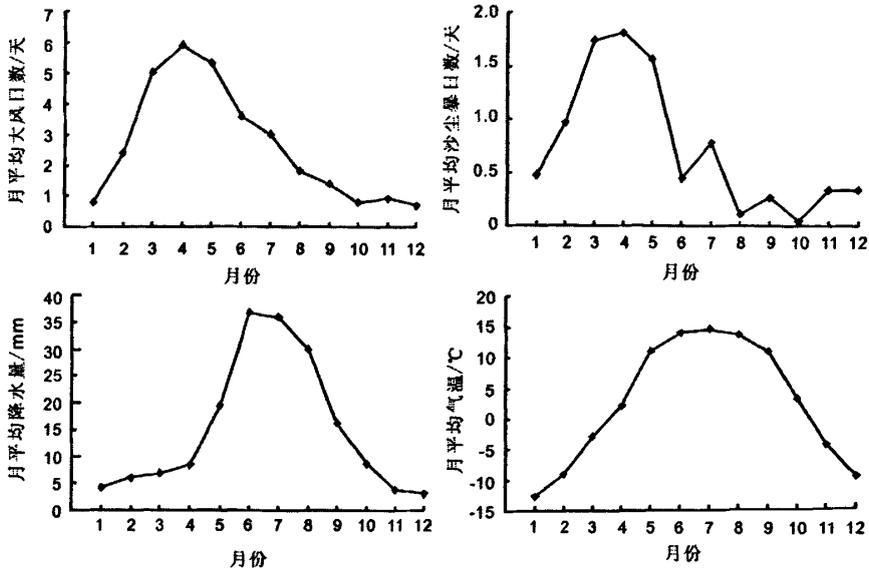


图 2-2 研究区月平均大风日数、沙尘暴日数、降水量、及气温

Fig. 2-2 Monthly distributions of strong wind day, dust storm day, precipitation, and air temperature in the study area

盆地南北两侧有高山夹峙、形成东西长约 1000 km 的天然走廊, 冬季冷空气很容易侵入, 沿走廊东灌, 风速大, 风向稳定。特别是寒潮侵入盆地, 造成猛烈的降温、大风和风沙天气(伍光和, 1986)。研究区年平均风速为 3.1 米/秒, 最大风速 25.9 m/s。年平均大风日数 31.6 天, 大风日集中出现在 3—5 月, 占全年总大风日数的 51.3%。年平均沙尘暴日数为 9 天, 集中于 3—5 月。

### 第三章 剖面概况及实验方法

#### 3.1 剖面概况

下西台剖面 ( $36^{\circ}18'19''\text{N}$ ,  $98^{\circ}03'26''\text{E}$ ) 位于柴达木盆地的东南缘, 地处都兰—铁圭沙漠的边缘地带, 都兰县下西台村西约 3 km。

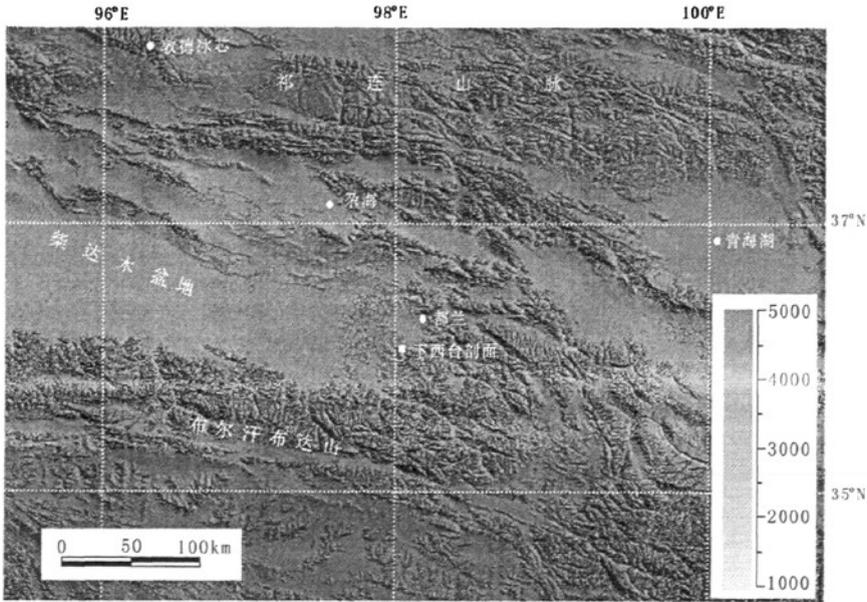


图 3-1 下西台剖面位置

Fig. 3-1 Location of the Xiixitai section

通过野外考察, 我们选择下西台地区 3 个风成剖面开展调查, 分别为剖面 A、B 和 C (图 3-1), 三个剖面自上而下分别描述为:

#### 剖面 A

0—56 cm, 砂质黄土

56—190 cm, 古土壤, 顶部出现有机质层

195—225 cm, 砂质古土壤

195—225 cm, 风成砂

245—255 cm, 古土壤, 似水浸泡, 团状结构发育

255—285 cm, 风成砂

285—353 cm, 古土壤, 有大量有机质, 并伴有圆斑块状结构

353cm 以下，砾石层

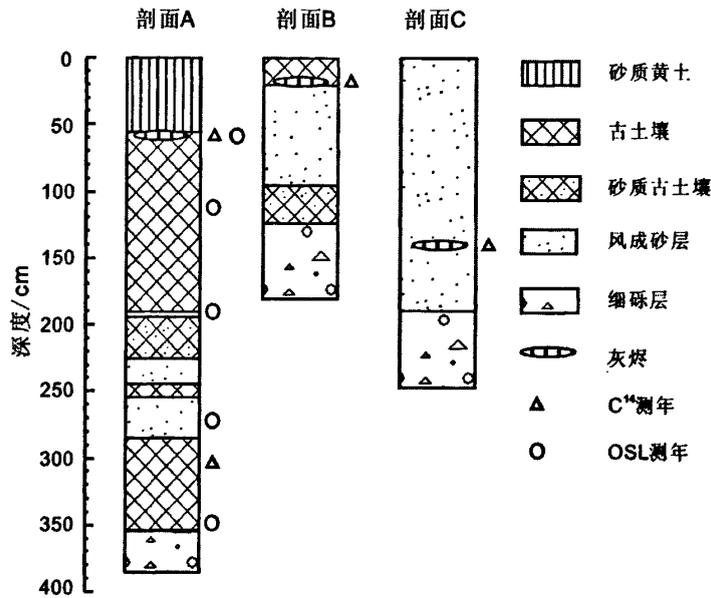


图 3-2 下西台剖面 A、B 与 C 岩性柱状图

Fig. 3-2 Lithostratigraphic units of the Xiaxitai section A, B and C

剖面 B

0—20 cm, 古土壤, 团粒块较大, 块状胶结明显, 有人类活动扰动痕迹, 底部出现灰烱层

20—95 cm, 风成古沙丘, 斜层理发育, 质地均一

95—125 cm, 黄土或弱成壤

125 cm 以下, 砾石层

剖面 C

0—190 cm, 细砂层为主, 深度 70 cm 处剖面中见化石; 140 cm 为灰烱层, 含有木块燃烧残核

190 cm 以下, 砾石层

3.2 样品采集

对剖面 A 进行了系统采样, 采样间距为 2 cm。具体步骤为: (1) 在选定的剖面上, 自上而下清理剖面, 去除剖面的风化表面, 使剖面的原生层位出露并连续; (2) 以剖面顶部为 0 cm, 采取由上到下的采样方式进行采样, 并且在采样

的过程中仍要不断地清理剖面，以避免污染；(3) 样品用自封袋封存，保持样品基本的物理属性。共采集样品 176 块。

为了确定剖面的年代序列，对剖面 A 采集了 2 个  $^{14}\text{C}$  (分别位于 58 cm、305 cm) 样品和 5 个光释光 (OSL) 年代 (分别位于 58 cm、112 cm、192 cm、274 cm、348 cm) 样品；对剖面 B、C 的灰烬层分别采集了 1 个  $^{14}\text{C}$  样品 (图 3-1)。

### 3.3 实验方法

#### 3.3.1 粒度

粒度分析前处理的目的是主要是将采集的原始样品分散成单颗粒，同时将风化作用中的对沉积物粒度产生影响的非碎屑沉积除去。对于黄土或古风成砂等风成堆积物而言，主要是去除有机质、碳酸盐胶结等。

本文样品的粒度分析在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成，采用英国 Malven 公司生产的 Mastersizer 2000 型激光粒度仪进行测试。实验过程如下：

(1) 将野外采集的样品自然风干，去除水分；

(2) 取适量 (黄土、古土壤取 0.3—0.5 g，风成砂取 0.5 g) 样品，将样品置于烧杯中；

(3) 样品中先加入 10 ml 浓度为 10% 的双氧水 ( $\text{H}_2\text{O}_2$ )，在电热板上加热煮沸至反应无细小气泡为止，视反应程度可适当增加双氧水，以便反应完全，去掉样品中的有机质。样品有机质含量高时会产生大量泡沫，需用洗瓶不断冲洗杯壁，使有机质充分反应并防止样品随泡沫溢出烧杯，直到泡沫消失；

(4) 在烧杯中加入约 10 ml 浓度为 10% 稀盐酸 (HCl)，去除碳酸盐。反应过程中用洗瓶不断冲洗杯壁，同样煮沸至没有泡沫产生；

(5) 去除有机质和碳酸盐后，用蒸流水注满烧杯，静置，使颗粒沉淀到烧杯底部，然后用虹吸法抽去表层蒸馏水；

(6) 加入 10 ml 浓度 10% 的六偏磷酸钠 ( $(\text{NaPO}_3)_6$ ) 作分散剂，将烧杯放入超声波震荡 5 分钟，使颗粒充分分散；

(7) 用 Mastersizer 2000 型激光粒度仪进行测量。所有样品测量范围为 0.02—2000  $\mu\text{m}$ 。

### 3.3.2 元素

在兰州大学西部环境教育部重点实验,我们对下西台剖面样品用荧光—X 射线法进行了化学元素全量分析 (XRF),所用仪器为荷兰 Philips Panalytical Magix PW2403 型 X 射线荧光光谱仪。常量元素分析结果以氧化物的形式给出,微量元素分析结果以单元素的形式给出,同一样品的测量标准偏差约为 2%。

实验过程如下:

- (1) 将野外采集的样品自然风干,去除水分;
- (2) 取 5 g 左右样品,研磨成粉末状,并过 200 目 (75  $\mu\text{m}$ ) 的样品筛;
- (3) 使用 YYJ-1 型半自动压样机,加硼酸将样品压制成直径为 4 cm 的圆饼状标本;
- (4) 将样品置于 Panalytical Magix PW2403 型 X 射线荧光光谱仪测量。

## 第四章 年代序列及冬季风代用指标

### 4.1 年代序列建立

要理解过去的气候变化以及进行区域间气候事件的对比, 需要准确的定年。黄土定年中, 测年方法较多, 常用的有  $^{14}\text{C}$ 、TL、OSL、ESR、 $^{10}\text{Be}$ 、 $^{36}\text{Cl}$ 、IRSL、不平衡铀系法、K-Ar 法和古地磁等。 $^{14}\text{C}$  测年技术相对来说比较准确, 在全新世界环境变化研究中,  $^{14}\text{C}$  测年方法应用最为广泛。下西台剖面位于沙漠边缘地带, 有机质含量低, 所以选用 OSL 测年手段与  $^{14}\text{C}$  测年手段相结合的方法, 来确定研究剖面的年代序列。野外考查发现, 该地区地层中普遍出现 1 灰土层(图 3-2)。为确定下西台剖面地层沉积年龄, 对剖面 B、C 的灰土层样品与剖面 A 的古土壤层上部以及剖面底部有机质样品进行常规  $^{14}\text{C}$  测年; 并对剖面 A 的 5 个 OSL 年代样品进行测年。其中  $^{14}\text{C}$  测年由兰州大学西部环境教育部重点实验室采用常规方法进行测定, 半衰期为 5730 a, 测年结果均经过树轮曲线校正。OSL 测年由中国科学院寒区旱区环境与工程研究所完成。测年结果见表 4-1。

表 4-1 下西台剖面年代测量结果  
Tab. 4-1 Datings of the Xiaxitai section

OSL 测年结果		$^{14}\text{C}$ 测年结果					
剖面 A		剖面 A		剖面 B		剖面 C	
层位	年代/a BP	层位	年代/a BP	层位	年代/a BP	层位	年代/a BP
58cm	1140±140	58cm	1724±92	灰土层	1218±71	灰土层	1067±102
	11290±890						
112cm	1350±140	305cm	4756±109				
192cm	3360±300						
274cm	6970±780						
348cm	5060±500						

剖面 A 在 58 cm 处 OSL 测量结果出现 2 个值(1140±140 与 11290±890 a BP), 可能是样品污染或曝光所致, 较老的结果明显不合理。同层位有机质  $^{14}\text{C}$  年代测定结果为 1724 a BP, 与剖面 A 112 cm 处的 OSL 年龄出现倒置。另考虑到剖面 A 58 cm 处为有机质(含灰烬), 其  $^{14}\text{C}$  测年结果可与剖面 B、C 的灰烬层的测量结果对比。通常有机质  $^{14}\text{C}$  测年结果易受老碳的影响, 而灰烬主要为木质残体, 测

年结果更为可靠。剖面 C 的灰烬层  $^{14}\text{C}$  测年结果 ( $1067 \pm 102$  a BP) 与剖面 A 的 58 cm 处 OSL 测年的另一结果 ( $1140 \pm 140$  a BP) 接近, 所以选用剖面 C 的测年结果替代剖面 A 的有机质  $^{14}\text{C}$  测年结果。剖面 A 274 cm 处的 OSL 测年结果不但老于剖面底部 (348 cm) 的 OSL 年龄, 而且也老于 305 cm 处的  $^{14}\text{C}$  测年结果, 故舍弃该结果。

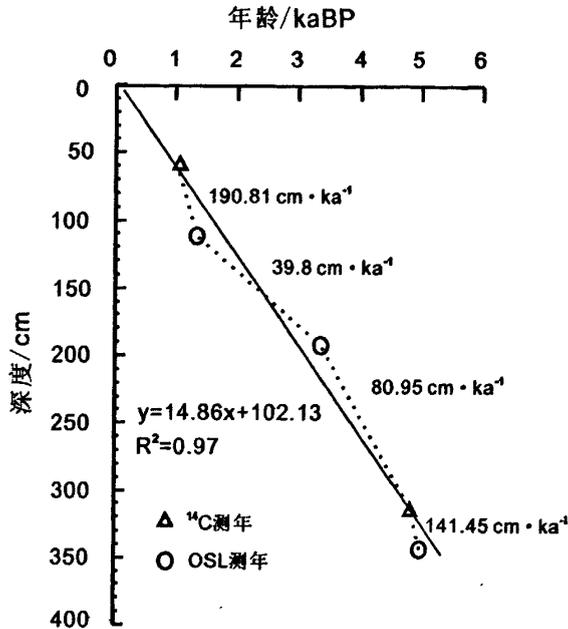


图 4-1 下西台剖面年代—深度关系、年代控制点间沉积速率

Fig. 4-1 Relationship of the ages against depth of the Xiaxitai section; the sedimentary rates between two control ages were calculated

综上所述, 采用剖面 A 的 3 个 OSL (112 cm、192 cm、348 cm 处测量结果) 年代和 1 个常规  $^{14}\text{C}$  年代 (305 cm 处测量结果), 结合剖面 C 灰烬层的  $^{14}\text{C}$  年龄 (表 4-1), 建立了剖面 A 的年代序列。对年代数据与其对应深度作线性回归分析, 获得不同深度的年龄。剖面粉尘沉积速率波动较大 (如图 4-1), 最高为 190.81 cm/ka, 最低 39.8 cm/ka, 每个样品 (2 cm 间隔) 的平均时间分辨率在 30 a 左右。

## 4.2 气候代用指标

了解过去的气候变化且对地质记录的古环境信息进行解译, 必须借助于可靠的具有明确环境意义的气候代用指标来实现。在黄土古气候研究中常用的气候代用指标有粒度、磁化率、碳酸盐含量、色度、有机质含量、元素及同位素、孢粉、矿物学等。

气候代用指标的选择须考虑替代指标的可靠性、敏感性和适用范围等一些问題。对于某一气候代用指标,首先必须明确其特定的气候环境意义,其变化波动是否与气候系统中的某个或某些因子相关联,其相关性如何等等。在用气候替代指标去反演古气候变化时,要求气候替代指标应该具有相当高的敏感性和较少的滞后性,这在短时间尺度的气候重建工作中至关重要。代用指标的适用范围也是应该考虑的问题,同一指标,在不同地区,其指示的意义可能会有所差异。例如,磁化率在黄土高原及周边地区的随年均温、年均降水量的增高而增高;而在长江以南广大地区磁化率随年均温、年降水量的增高而降低(吕厚远等,1994)。

#### 4.2.1 粒度

##### (一) 下西台剖面各地层粒度特征

下西台剖面 A 可划分为 1 层黄土层、3 层古土壤和 3 层风成砂层。剖面各地层粒度特征见表 4-2。

(1) 黄土层: 平均粒径 63.10—197.99  $\mu\text{m}$ , 平均值 135.82  $\mu\text{m}$ ; 中值粒径 30.06—192.34  $\mu\text{m}$ , 平均值 111.2  $\mu\text{m}$ ; 粘土含量变化范围 4.34—14.48%, 平均含量 9.16%; 细粉砂含量变化范围 5.88—21.05%, 平均含量 12.57%; 粗粉砂含量变化范围 8.96—38.54%, 平均含量 21.47%; 细砂含量变化范围 22.26—56.87%, 平均含量 42.18%; 粗砂含量变化范围 1.03—24.26%, 平均含量 14.62%。

(2) 古土壤层: 平均粒径 15.03—149.83  $\mu\text{m}$ , 平均值 48.04  $\mu\text{m}$ ; 中值粒径 8.63—142.56  $\mu\text{m}$ , 平均值 28.05  $\mu\text{m}$ ; 粘土含量变化范围 2.17—30.44%, 平均含量 17.68%; 细粉砂含量变化范围 2.89—48.44%, 平均含量 28.44%; 粗粉砂含量变化范围 7.35—52.55%, 平均含量 32.24%; 细砂含量变化范围 0.81—52.54%, 平均含量 32.23%; 粗砂含量变化范围 0—11.5%, 平均含量 1.74%。

(3) 风成砂层: 平均粒径 107—280.35  $\mu\text{m}$ , 平均值 207.95  $\mu\text{m}$ ; 中值粒径 98.14—253.84  $\mu\text{m}$ , 平均值 190.95  $\mu\text{m}$ ; 粘土含量变化范围 0.59—6.13%, 平均含量 2.06%; 细粉砂含量变化范围 1.16—7.85%, 平均含量 2.76%; 粗粉砂含量变化范围 2.35—21.09%, 平均含量 5.55%; 细砂含量变化范围 48.86—86.53%, 平均含量 66.02%; 粗砂含量变化范围 1.66—42.88%, 平均含量 23.61%。

通过分析下西台 A 剖面各地层各粒级平均含量变化(如图 4-2), 细砂在黄

表 4-2 下西台剖面各地层粒度特征  
 Tab. 4-2 Grain size of different stratum in the Xiaxitai section

地层	平均粒径/ $\mu\text{m}$	中值粒径/ $\mu\text{m}$	粘土/%	细粉砂/%	粗粉砂/%	细砂/%	粗砂/%
黄土	63.10—197.99	30.06—192.34	4.34—14.48	5.88—21.05	8.96—38.54	22.26—56.87	1.03—24.26
平均值	135.82	111.2	9.16	12.57	21.47	42.18	14.62
古土壤	15.03—149.83	8.63—142.56	2.17—30.44	2.89—48.44	7.35—52.55	0.81—52.54	0—11.55
平均值	48.04	28.05	17.68	28.44	32.24	32.23	1.74
风成砂	107—280.35	98.14—253.84	0.59—6.13	1.16—7.85	2.35—21.09	48.86—86.53	1.66—42.88
平均值	207.95	190.95	2.06	2.76	5.55	66.02	23.61

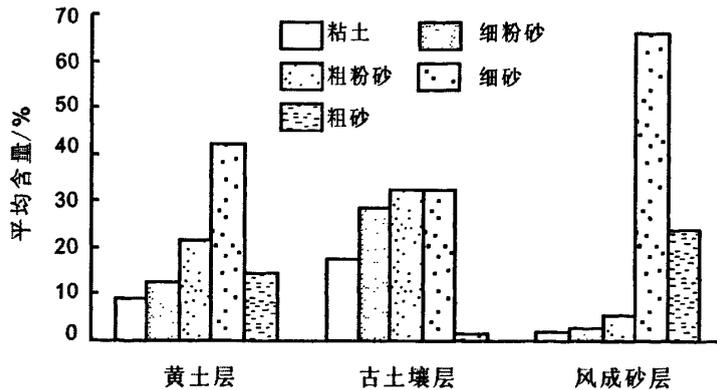


图 4-2 下西台剖面 A 各地层各粒级平均含量变化

Fig. 4-2 Average content changes in different grain size classes of the stratum of the Xiaxitai section A

土和风成砂中含量较高，在风成砂中达到 66.02%，细砂在古土壤中含量虽略低于粗粉砂，但含量也达到 32.23%；粘土在古土壤中含量最高，达 17.68%，但要低于典型黄土区洛川剖面（刘东生, 1985）马兰黄土的粘土含量（27.4%），在黄土和风成砂中粘土含量远低于洛川剖面马兰黄土中的粘土含量；粗砂在古土壤含量很低（1.74%），而在风成砂中含量较高，达到 23.61%，而洛川剖面马兰黄土中  $>100\ \mu\text{m}$  颗粒含量仅占 1.9%（刘东生, 1985）。所以，相较于典型黄土区黄土，下西台剖面 A 各地层具有粘土含量较低和粗砂组分较高的特点。就平均中值粒径而言，洛川剖面马兰黄土平均中值粒径为  $15.63\ \mu\text{m}$ ，远低于下西台剖面各地层的中值粒径。因此，作为近源沉积的下西台剖面比洛川剖面马兰黄土要粗的多。

## （二） 粒度环境意义及冬季风指标选取

卢演涛（1974）与刘东生等（1965）较早地提出了黄土堆积源于中国沙漠的观点。张德二（1984）通过历史时期中国降尘的天气气候学分析指出中国降尘来自沙漠。黄土高原的风成成因得到大家的认可。在中国的黄土研究中，粒度作为一个较为敏感的冬季风替代指标已被大多数的研究者所采用。由于不同区域之间风成的粒度组成存在差异，这就涉及到应该采用什么样的粒级能较为准确地反演季风气候的变化历史。

一般而言，黄土颗粒成分的改变主要受控于三个因素，即风力强度、源区范围和风化作用（丁仲礼, 1999）。根据各种风洞实验，Bagnold（1941）首先导出

了如下的经验表达式:

$$u_{*t} = A \sqrt{\frac{\rho_p - \rho_g}{\rho_p} gD}$$

其中  $u_{*t}$  是临界摩擦速度,  $\rho_p$  和  $\rho_g$  分别是沙粒和流体的密度,  $D$  为沙粒粒径,  $A$  为经验常数。所以流体起动风速与沙粒粒径的平方根成正比, 不过这种平方根关系只在一定粒径范围内成立。据 Bagnold 实验研究, 大于  $80 \mu\text{m}$  沙粒组分适用于该公式, 起动风速最小的石英沙粒约为  $80 \mu\text{m}$  左右, 沙粒再小起动风速反而增大。总之, 粒度的大小与风速存在一定的关系。

当然, 不同粒级的颗粒, 其搬运方式也存在一定差异从而影响其搬运的距离。Bagnold (1941) 根据风洞实验将粉尘搬运方式分为三类, 即悬移、跃移和蠕移, 如图 4-3 所示。

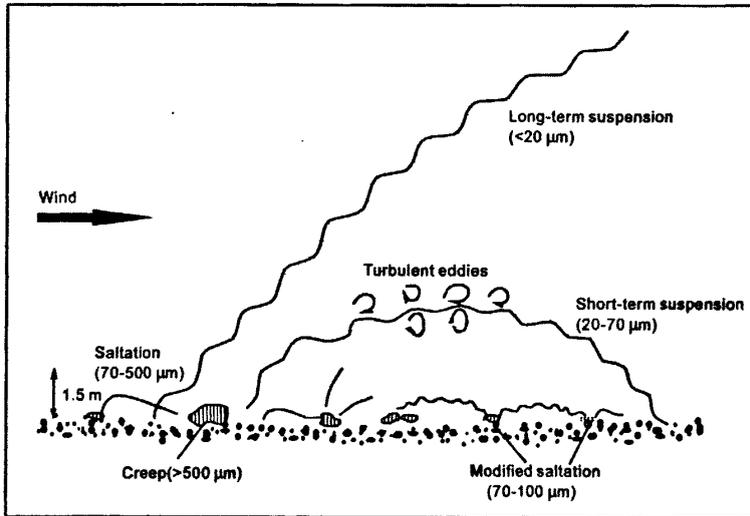


图 4-3 不同粒级颗粒搬运方式及其搬移距离 (据 Pye, 1987, 修改)

Fig. 4-3 Transfer system and flitting distance of different size fraction (source from Pye, 1987)

**悬移:** 细组分颗粒 ( $<70 \mu\text{m}$ ) 进入大气层, 因为颗粒极限沉降速度接近于气流的垂向脉动速度, 所以能长时间地悬浮于大气层中, 通过大气环流搬运至很远的距离, 甚至达到上千千米。悬移根据颗粒大小又可分为长距离悬移 ( $<20 \mu\text{m}$ ) 和短距离悬移 ( $20-70 \mu\text{m}$ )。  $<20 \mu\text{m}$  的颗粒能够在大气层中悬浮数天, 输送到很远的距离;  $20-70 \mu\text{m}$  的颗粒在大气层中只能悬浮数小时, 输送距离上百千米。

**跃移:** 这类颗粒 ( $70-500 \mu\text{m}$ ) 脱离地表以后, 将不断从气流中取得水平动量而加速前进, 并在重力作用下以一个相对于水平方向很小的锐角落回地面。颗粒落回地面时具有相当大的动能, 因而可以反弹起来继续跳跃前进。每一次跃移,

沙粒可以移动几毫米到几米的距离不等。

蠕移：粒径大于 500  $\mu\text{m}$  的沙粒由于太重难以进入大气层，只能以蠕动的形式在地表移动。

一方面，由于搬运方式的差异，同等风力条件下，较粗的颗粒只能被风搬运较短的距离，而细颗粒能被搬运到距离源区较远的地点；另一方面，粉尘在搬运过程中，随着动力的衰弱，也致使较粗的颗粒先于较细的颗粒沉降下来。二十世纪五六十年代我国老一辈第四纪科学家通过对黄河中游地区马兰黄土粒度组成的研究，发现马兰黄土自西北向东南趋于变细（苏联义，1959；朱海之，1964；王挺梅等，1964），并分为砂黄土、黄土和粘黄土三个风成沉积带（朱海之，1964），即从西北或北方吹来的气流所携带的粉尘所沉积物质的粒径沿着其传输路径逐渐变小。黄土中的颗粒粒度因此也就记录了大尺度空间范围内风场的变化。

丁仲礼等（1999）认为，把黄土的粒度变化解释为风力强度的改变，即将其做为冬季风的替代指标，可能有些简单化。在冰期—间冰期旋回中，作为物源区的中国北部、西部沙漠的进退变化（冰期时，沙漠向东南扩张；间冰期时，沙漠向西北退缩），对于黄土沉积中的粗颗粒物质的含量变化很可能具有决定性的意义。因此，靠近源区黄土沉积中的粒度组成不可能是单一由冬季风强度所控制，它同时受控于沙漠进退。从这一意义上讲，粒度组成变化可视为黄土—沙漠耦合系统作用的结果（丁仲礼，1999）。然而，这种耦合系统可能更适应于大尺度的气候环境变化，如冰期—间冰期的转换。对于短尺度气候变化而言，例如全新世，我们认为粗颗粒仍可作为冬季风的代用指标。

粉尘堆积后不可避免地会受到风化或成壤作用的影响。Derbyshire 等（1995）指出，所有的粒度指标不仅受风力强度的控制，还同样受沉积后风化或成壤作用影响。如粉砂质的长石及其它不稳定矿物可能会风化成更细粘土矿物，或是经物理风化为更细的颗粒，从而影响到粗颗粒的百分含量。为了避免这种影响，Xiao 等（1995）曾经采用黄土中受后期风化影响较小的石英颗粒中值粒径作为冬季风的替代指标。

除了从黄土中分离的石英颗粒的中值粒径可作为较好的冬季风强度指标（Xiao et al., 1995）外，在黄土全样粒度指标的选用上，常用的有中值粒径（An et al., 1991; Xiao et al., 1992）、粗细颗粒比值（刘东生，1985）、平均粒径（鹿化煜

等, 1998; Xiao et al, 1995), 粗颗粒百分含量 (安芷生等, 1994; Porter et al., 1995; 鹿化煜等, 1997a, 1997b, 1999; Chen et al., 2000, 2003) 等多种。

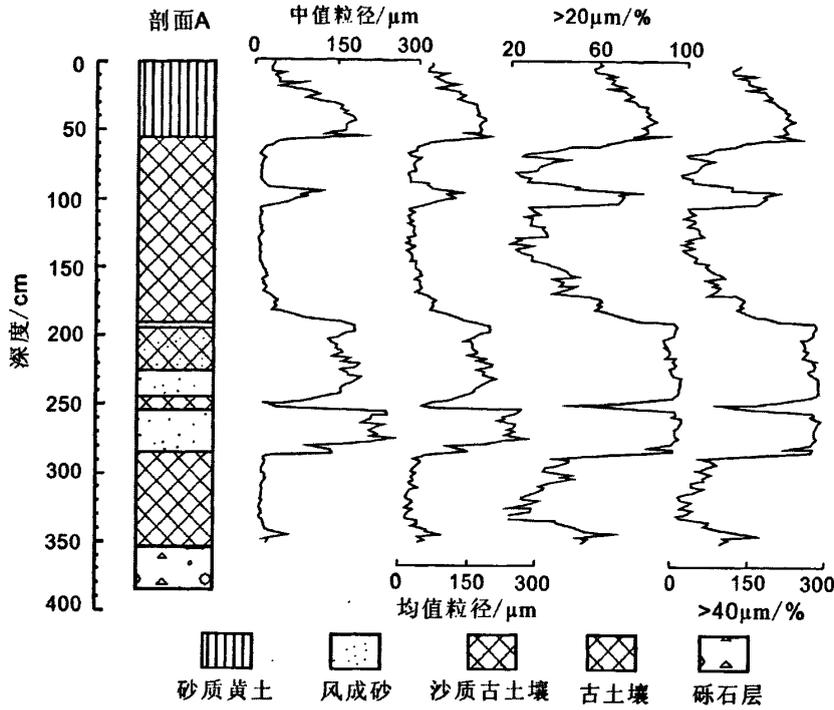


图 4-4 下西台剖面中值粒径、平均粒径、 $>20\ \mu\text{m}$  及  $>40\ \mu\text{m}$  粒级百分含量随剖面变化曲线  
Fig. 4-4 Size fraction change curves of median grain size, mean grain size,  $>20\ \mu\text{m}$  and  $>40\ \mu\text{m}$  in the Xiaxitai section

中值粒径与平均粒径易受后期风化成壤作用所形成的粘土组分影响, 而粗颗粒不含与成壤作用有关的粘粒组分, 是优于中值粒径的冬季风强度的替代性指标 (安芷生等, 1994)。如图 4-4 所示, 以 56—190 cm 和 285—353 cm 处两层古土壤为例,  $>20\ \mu\text{m}$  及  $>40\ \mu\text{m}$  粒级百分含量随剖面变化曲线较中值、平均粒径曲线波动更明显, 对细节反映更敏感。这可能与风化成壤作用产生粘土组分对中值及平均粒径的影响有关。因此, 粗颗粒百分含量对风场变化更敏感。

由于黄土高原内部粒度组成存在差异, 由西北向东南逐渐变细 (刘东生, 1985)。所以, 各区选取多粗的颗粒作为冬季风的代用指标需要区别对待。安芷生等 (1994) 认为, 洛川黄土中大于  $20\ \mu\text{m}$  粗颗粒组分指示了中等强度的大气粉尘输入, 可作为冬季风的代用指标; 煜化鹿等 (1997b) 通过对比近 250 ka 以来大于  $30\ \mu\text{m}$  颗粒的百分含量变化曲线与代表全球冰量变化的深海氧同位素曲线, 发现它们之间有很好的对应关系, 认为标志全球冰量增多的北半球高纬地区大陆

冰盖和海冰面积的扩大,使冷气团增强,加强了西伯利亚高压,东亚季风随之加强。因此,大于  $30\ \mu\text{m}$  颗粒百分含量可作为黄土高原中部地区冬季风代用指标。而在黄土高原西部地区,汪海斌等(2002)测量了黄土高原西部兰州九州台和西宁土巷道两个剖面的黄土—古土壤粒度,通过主成分和聚类分析表明,  $>40\ \mu\text{m}$  颗粒的含量可作为黄土高原西部地区冬季风强度变化的代用指标。下西台剖面同以上两个剖面相似,同处于季风尾阙区,因此选用  $>40\ \mu\text{m}$  颗粒的百分含量作为本地区冬季风代用指标。

据 Boulay 等(2002)研究表明,粒度各粒级标准偏差的变化能够反映粒度组成中的对环境变化敏感的组分。通过 Mastersizer 2000 激光粒度分析仪所给出的 100 个粒级对下西台剖面的 176 个样品进行标准偏差分析发现在  $140\text{--}250\ \mu\text{m}$  粒级上,粒度组成的变率最大,对风力强度的反映最为敏感(图 4-5)。我们选择  $140\text{--}250\ \mu\text{m}$  颗粒的百分含量作为指示冬季风的代用指标。

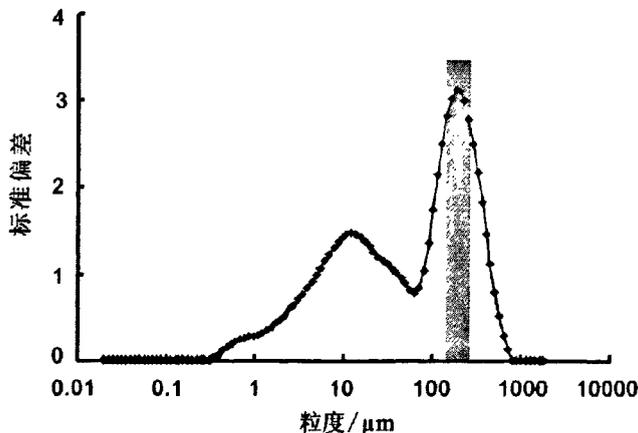


图 4-5 下西台剖面各粒级粒度标准偏差

Fig. 4-5 Standard deviation vs. grain size classes for the Xiaxitai section

$>40\ \mu\text{m}$  颗粒的搬运方式主要以短距离悬移及跃移为主,而  $140\text{--}250\ \mu\text{m}$  主要以跃移为主。这与下西台剖面接近粉尘源区有关,跃移搬运对该地区的风成沉积的贡献增大,细砂含量在各地层中显著增多,在该地区细砂含量变化或许更能反映该地区冬季风的变化。

#### 4.2.2 常量元素

中国的第四纪黄土地层中,化学元素组成及其在剖面上的分布同样与古气候环境密切相关,某些化学元素在剖面上的变化,可以作为古气候波动的标志。因

此,通过对黄土地层中化学元素的分布、分配、迁移、富集等化学元素特征的研究,有助于了解黄土物质成分特征,探索其堆积时的地球化学环境和古气候演化,可以重建黄土形成时的古气候环境(刘东生, 1985; 李铮华, 1998; 顾兆炎, 1999; 刁桂仪, 1999; 赵志琦, 2002)。

常量元素一般以氧化物表示,主要有 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O、FeO、MnO、TiO<sub>2</sub>、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 等。黄土化学成分以 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 CaO 最多,这与黄土的主要矿物为石英、长石、云母的情况有关;其次是 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、K<sub>2</sub>O、Na<sub>2</sub>O 和 FeO, 而 TiO<sub>2</sub>、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> 含量甚微。

(一) 常量元素特征

为了消除碳酸盐含量对其它元素相对含量的影响,我们对常量元素的百分含量作了校正: 校正值=[测定值÷(1-CaCO<sub>3</sub> 含量)]×100% (CaCO<sub>3</sub> 含量根据 XRF 测量结果的 CO<sub>3</sub> 含量来确定)。下西台剖面常量元素随剖面变化如图 4-6 所示, SiO<sub>2</sub> 在风成砂中的含量明显高于其它地层; 而 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、MgO、K<sub>2</sub>O、FeO、MnO、TiO<sub>2</sub> 等在古土壤中含量最高, 在黄土与风成砂中含量较低。下西台剖面各地层常量元素分析结果见表 4-3。

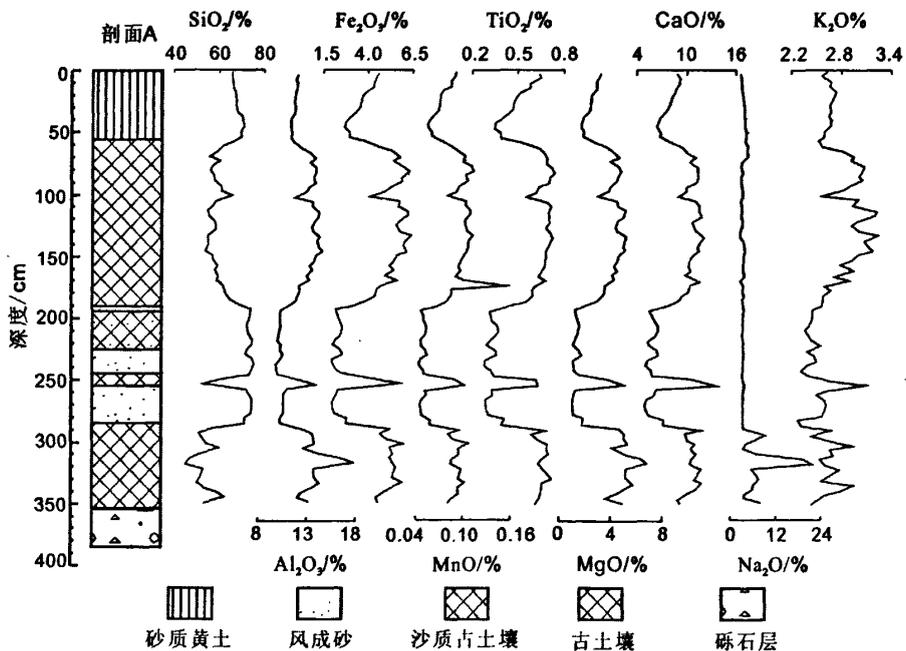


图 4-6 下西剖面常量元素含量随剖面变化曲线

Fig. 4-6 The major elemental composition profiles of the Xiaxitai section

表 4-3 下西台剖面常量元素结果

Tab. 4-3 Major elemental compositions of the Xiaixitai section

地层	测量值	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	TiO <sub>2</sub>
黄土	范围	65.58-70.95	11.34-12.06	2.67-4.58	0.05-0.09	1.61-3.14	6.35-9.18	2.43-3.77	2.56-2.73	0.35-0.65
	均值	68.07	11.67	3.56	0.07	2.3	7.78	3.13	2.66	0.48
	Cv	0.03	0.02	0.19	0.18	0.22	0.13	0.16	0.02	0.21
古土壤	范围	45.5-65.68	11.76-17.78	4.07-6.43	0.08-0.15	2.92-6.8	8.96-12.13	2.22-21.78	2.45-3.25	0.55-0.74
	均值	57.12	13.52	5.4	0.1	4.53	10.74	4.5	2.83	0.67
	Cv	0.07	0.08	0.11	0.13	0.17	0.08	0.84	0.08	0.07
风成砂	范围	71.52-75.66	9.85-11.04	2.01-2.87	0.04-0.06	1.03-1.81	5.02-7.35	2.97-3.27	2.29-2.66	0.28-0.42
	均值	73.67	10.34	2.34	0.05	1.32	5.99	3.14	2.47	0.33
	Cv	0.02	0.03	0.11	0.09	0.19	0.11	0.03	0.04	0.11
UCC (Talor and McLennan, 1985)		66	15.2	5	0.08	2.2	4.2	3.9	3.4	0.5
洛川黄土 (Gallet et al, 1996)		64.74	13.15	4.97	0.09	2.42	9.44	1.76	2.57	0.7

Si 化学性质相对稳定。在自然界中, 硅主要赋存于各种硅酸盐矿物中。在黄土风化成土过程中,  $\text{SiO}_2$  本身的地球化学行为以迁移为主, 在黄土中的迁移能力介于  $\text{K}_2\text{O}$  与  $\text{Al}_2\text{O}_3$  之间(刁桂仪等, 1999)。根据风化过程中的行为, 硅酸盐分为易溶解(如橄榄石、辉石和角闪石)、不易溶解(如长石与云母)和轻度溶解(如石英)三种不同类型(张虎才, 1997)。其中橄榄石、辉石和角闪石在第四纪沉积物中含量很低(叶玮, 2003), 该类矿物对  $\text{SiO}_2$  含量影响不大。石英、长石和云母是不同时期黄土中矿物的主要成分, 其含量占黄土碎屑矿物总量的 90%—96%, 其中又以石英含量最高(文启忠, 1989), 该类矿物影响着  $\text{SiO}_2$  的含量。黄土中碎屑矿物 70%集中在  $50\mu\text{m}$  以上各粒级中(刘东生, 1966)。因此,  $\text{SiO}_2$  富集于粗颗粒中。 $\text{SiO}_2$  在风成砂中平均含量为 73.67%, 高于砂质黄土及古土壤中  $\text{SiO}_2$  的平均含量, 也高于洛川黄土 L1 层中  $\text{SiO}_2$  的平均含量, 这与风成砂粒度较粗有关(表 4-3, 图 4-6)。砂质黄土中  $\text{SiO}_2$  略高于洛川黄土 L1 层中的含量, 二者含量均与上陆壳含量相接近(图 4-7)。古土壤中粒度明显变细,  $\text{SiO}_2$  含量低于其它地层。

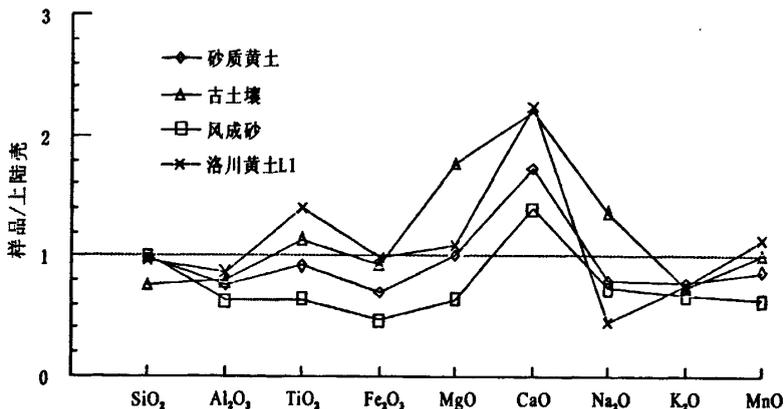


图 4-7 下西台剖面与洛川黄土(Gallet et al., 1996)常量元素 UCC(Talor and McLennan., 1985) 标准化曲线

Fig. 4-7 UCC (Talor and McLennan., 1985) normalized curves of major elements for aeolian deposits from the Xiaxitai section and L1 loess sample from the Luochuan section (Gallet et al., 1996)

Al  $\text{Al}^{3+}$  半径与氧形成八面体配位的稳定范围极限相近, 所以铝与氧能形成较稳定的矿物, 在矿物中主要是作为硅的替代物与氧结合形成铝氧四面体结构。地壳中的铝元素绝大部分以铝硅酸盐的形式存在(王云, 1995)。在风化作用过程中铝硅酸盐矿物, 如长石和似长石类矿物, 以及辉石、角闪石和云母, 都可以转化为粘土矿物。黑云母某些情况下先转变为水云母, 然后成为蛭石, 也有黑云母

或由蛭石衍生而来的三联八面体蒙脱石。在上述矿物转化过程中,铝溶于水的量是很少的(牟保磊,1999)。下西台剖面 A 中  $\text{Al}_2\text{O}_3$  在黄土、古土壤、风成砂中平均含量分别为: 11.67%、13.52%、10.34%。 $\text{Al}_2\text{O}_3$  在各地层含量相对于 UCC 均表现为亏损,且在各地层中  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的含量相对与 UCC 的比值比较接近(图 4-7),在风成砂与黄土层中,Al 的  $C_v$  值均小于 0.05,在古土壤中略大,也仅为 0.08,这与 Al 元素表生地球化学特征较为稳定的特性有关。

**Ti、Fe、Mn、Mg** 铁、钛、锰同属于铁族元素,在自然界中主要形成各种复杂的化合物的矿物。只有铁在极为还原环境中才呈自然金属或金属互化物产出。(刘英俊等,1985)。 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$  在全岩样品中含量要小于粘粒中的含量(文启忠,1989)。分粒级研究也表明,Fe、Mg 含量在细粒级中明显富集,特别是在  $<2\ \mu\text{m}$  和  $2-8\ \mu\text{m}$  中含量明显高于其他粒级。因此,在风力分选过程中,Fe、Mg 含量趋向于在细粒级中富集(刘连文等,2001)。Ti 是比较稳定的元素,一般不形成可溶性的化合物,在风化壳中由于其它元素的淋滤会造成 Ti 的相对富集(刘英俊等,1985)。

下西台剖面 Ti、Fe、Mn 在古土壤中含量明显高于风成砂及黄土层中的含量(图 4-6、表 4-3)。Ti、Fe、Mn 在黄土与风成砂中相对于 UCC 表现为亏损,在古土壤中相对于 UCC 表现为富集,且在古土壤中 Ti、Fe、Mn 相对 UCC 比值与洛川黄土(L1)中 Ti、Fe、Mn 相对 UCC 比值相近。Mg 在古土壤中的含量较高(图 4-6)。相对于 UCC, Mg 在风成砂中含量低于 UCC,在古土壤中含量要高于 UCC,黄土中的含量接近与上地壳含量(图 4-7)。

$\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$  在古土壤与黄土中的含量要高于风成砂中的含量,这与  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$  一般富集于细粒中有关,而细粒的百分含量受粗颗粒百分含量的影响。所以,后期风化作用较弱的剖面,对粒度改造较弱, $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MgO}$  百分含量能从另一个侧面反映风场强度的变化。

**Ca、Na、K** 表生作用中钙是活动性相当强的元素。钙矿物容易因风化而被破坏。所有硅酸盐中的钙都可成为可溶性碳酸氢钙而进入水溶液,从而被运移带走,只有部分钙可形成碳酸盐和硫酸盐被短时留在风化壳中(牟保磊,1999)。在黄土风化过程中, $\text{CaCO}_3$  率先发生迁移(刁桂仪等,1999);表生带含钠的硅酸盐矿物易于溶解并形成可溶性盐,如:似长石、斜长石、拉长石、倍长石,这些矿

物在表生作用中很易遭受风化(张虎才, 1997); 表生过程中, 含钾的硅酸盐易于被风化分解, 岩石风化后钾被析出并为流水所带走。相对而言, 钠和钾虽然均为可溶盐, 但由于它们的吸附性能不同, 钾的离子半径较大, 极化率高, 易于被土壤所吸附, 导致了它们的含量在土壤中有较大差异(张虎才, 1997)。因此, 在风化和成土过程中, 钾元素在土壤中残留比钠元素多(刘东生, 1985)。

在下西台剖面中, CaO 含量相对于 UCC 均表现为富集(图 4-6)。CaO 在古土壤中含量要高于黄土及风成砂中的含量(表 4-3), 洛川黄土剖面古土壤中 CaO 含量明显低于黄土层(陈骏, 1997)。这种差异可能与两个剖面风化强度差异有关。洛川剖面古土壤中 CaO 含量较低反映了成壤过程中 CaO 发生了迁移, 而下西台剖面古土壤 CaO 含量较高更多的可能与原始粒度对元素的分馏作用有关, 较细的古土壤中因为 SiO<sub>2</sub> 的含量较低从而导致 CaO 含量相对较高。这反映了下西台剖面后期风化作用较弱, 剖面可能更多地保留了原始的环境信息。K<sub>2</sub>O 在各地层中含量相近(表 4-3; 图 4-7)且变异系数(C<sub>v</sub>)很小, 说明粒度分异对 K<sub>2</sub>O 含量变化影响不大。Na<sub>2</sub>O 在古土壤中含量较高, C<sub>v</sub> 值也是最大的, 在风成砂与古土壤中含量相近, 从图 4-6 可知, Na<sub>2</sub>O 主要富集于最下层的古土壤层, 这与其易于淋溶的化学性质有关。

## (二) 化学风化与气候变化

化学风化指地表沉积物在特定的水热组合下, 经过一系列诸如溶解、水化、水解、碳酸盐化和氧化等化学反应过程, 使原来沉积物的结构和化学性质受到破坏并形成新矿物的过程。在化学风化过程中, 沉积物中化学元素发生了选择性淋失和相对富集。化学风化过程的强弱与环境的温湿条件有关。

化学风化是联系陆地与海洋、流域与湖泊、反演气候与环境的重要纽带, 近年来, 不同构造环境、气候条件下陆地化学风化过程、产物及其对沉积物贡献的研究已受到众多科学家的重视, 成为揭示过去全球气候变化的一种重要手段。由于化学风化作用是受区域环境制约的, 相应的风化产物的化学成分记录了古气候、古环境的变化过程(牛洁, 2007)。

### CIA 指数和 Na/K 比值

化学蚀变指数 (CIA) 作为一个判断化学风化程度的地球化学指标被广泛应用。在上部陆壳遭受化学风化过程中, 长石矿物是最重要的母岩矿物, 风化作用的地球化学过程在很大程度上受长石蚀变作用的控制。长石蚀变过程中, 碱金属元素以离子形式随液体大量流失, 同时形成粘土矿物, 风化产物中主要成分  $\text{Al}_2\text{O}_3$  的摩尔分数随化学风化的强度而变化(冯连君等, 2003)。据此, Nesbitt 等人(1982) 提出 CIA 指数反映化学风化程度, CIA 值表示为:

$$\text{CIA} = [\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}^* + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})] \times 100$$

式中均为氧化物分子摩尔数, 其中  $\text{CaO}^*$  为硅酸盐矿物中的摩尔含量。由于硅酸盐中的  $\text{CaO}$  与  $\text{Na}_2\text{O}$  通常以 1:1 的比例存在, 所以 McLennan 等 (1982) 认为当  $\text{CaO}$  的摩尔数大于  $\text{Na}_2\text{O}$  时, 可认为  $m_{\text{CaO}^*} = m_{\text{Na}_2\text{O}}$ , 而小于  $\text{Na}_2\text{O}$  时则  $m_{\text{CaO}^*} = m_{\text{CaO}}$ 。本文所有  $m_{\text{CaO}^*}$  值的计算即据此方法获得。

CIA 指数有效地指示了样品中长石风化成粘土矿物的程度, 与样品中粘土矿物/长石比值呈正比, 故可以很好地定量表示硅酸盐矿物的化学风化强度。未风化长石的 CIA 值为 50, 伊利石和蒙脱石为 75—85, 高岭石和绿泥石则接近 100。化学风化越强, 则 CIA 值越大。

Na/K 比 (分子摩尔比) 是衡量样品中斜长石风化程度的指标, 同样可以用于表征堆积物的化学风化程度。长石特别是斜长石富含 Na, 而钾长石、伊利石和云母含 K; 由于斜长石的风化速率远大于钾长石, 因此, 风化剖面中的 Na/K 比值与其风化程度呈反比 (陈旸等, 2001)。将 CIA 值以及 Na/K 比值投点到坐标系中 (图 4-8)。

下西台剖面 A 黄土样品 CIA 值在 42.76—52.68 之间, 平均值为 47.12。风成砂 CIA 值在 43.32—45.19, 平均值 44.26, 分布比较集中 (图 4-8),  $C_v$  值为 0.48。黄土与古土壤的 CIA 平均值与大体与 UCC 的 CIA 值 (47.91) 相接近。古土壤样品 (不包括下西台剖面最底层的古土壤样品, 底层古土壤另作分析) CIA 值在 42.42—56.84 之间, 平均值为 50.17, 略高于 UCC 的 CIA 值。洛川古土壤 CIA 值高于洛川黄土的 CIA 值, 洛川古土壤 CIA 变化范围为 65.91—68.99, 平均值 67.35; 黄土中 CIA 变化范围为 61.87—66.09, 平均值 63.73。洛川剖面 CIA 值略低于 UCC 典型风化产物陆源页岩的 CIA 值 (70.36)。下西台剖面 A 样品的 Na/K 比与 CIA 指数的变化特征呈明显的负相关关系 (相关系数  $R^2=0.90$ ,  $n=72$ ), Na/K

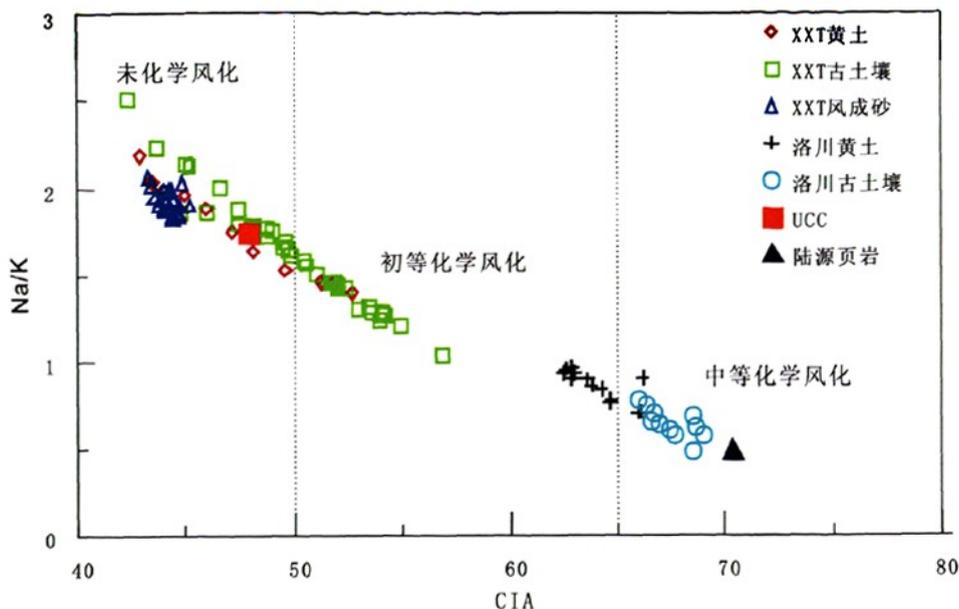


图 4-8 下西台剖面化学风化参数 CIA 与 Na/K 关系散点图。洛川黄土、古土壤数据来源于(陈骏等, 2001), UCC 及陆源页岩数据来源于 (Talor and McLennan, 1985))

Fig. 4-8 Scatter diagram between CIA and Na/K for the Xiaxitai section. Typical loess samples from Luchuan section (Chen et al., 2001), and data of UCC from Talor and McLennan, 1985.

在各地层平均值由大到小变化为: 下西台风成砂→下西台黄土→UCC→下西台古土壤→洛川黄土→洛川古土壤→陆源页岩。

CIA 值小于 50, 反映未化学风化状态; CIA 值介于 50—65 之间, 反映寒冷干燥的气候条件下初等的化学风化程度; CIA 值介于 65—85 之间, 反映温暖、湿润条件下中等的化学风化程度; CIA 介于 85—100 之间, 反映炎热、潮湿的热带、亚热带条件下的强烈的化学风化程度(冯连君等, 2003)。CIA 值的分布情况表示(图 4-8), UCC 平均值反映了基本未受化学风化的状态; 洛川黄土的风化程度处于干冷气候条件下的初等化学风化阶段, 洛川古土壤则基本进入了中等化学风化阶段; 与洛川黄土相比, 下西台剖面风化程度要弱的多, 黄土与风成砂风化程度与 UCC 相当, 均处于未风化阶段; 古土壤层风化作用略强, 处于未化学风化向初等化学风化过渡阶段。

下西台剖面最底层的古土壤层风化指数 CIA 值变化范围为 23.5-48.47, 平均值 37.2。从指标上来看, 指示的风化强度要弱于黄土层及风成砂层; Na/K 变化范围为 1.82-12.59, 平均值 4.42, 变率大, Cv 值达 3.29。远高于黄土 (1.79) 和风成砂 (1.93) 中 Na/K 的平均值, 亦指示该层古土壤层风化作用要弱于黄土和

风成砂。CIA、Na/K 指标在该层并不能真实地反映其风化程度。一般含钠的原生矿物中的长石在表生作用中很易遭受风化，钠析出成可溶性盐而淋溶。古土壤一般是在相对湿润环境下形成的，Na 元素的含量一般很低。而下西台剖面 A 的 Na 元素大量富集于底层的古土壤层，考虑到底部古土壤似有水浸泡的痕迹，可能富集了其他来源的 Na，从而导致计算出的 CIA 值偏小而 Na/K 值偏大。

### A-CN-K 图解

Nesbitt 等 (1982) 根据质量平衡原理，长石淋溶实验和矿物稳定性的热力学计算提出大陆化学风化趋势预测的 A-CN-K (即  $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ ) 三角模型图 (均为氧化物分子摩尔数)，此模型可以反映化学风化趋势以及化学风化过程中主成分和矿物学变化。其基本原理为：陆源页岩 (PAAS) 是典型的大陆上部陆壳 (UCC) 的中等化学风化的产物，UCC 指向 PAAS 的方向代表了典型的大陆初期风化的趋势。最初的风化趋势准平行于 A-CN 连线，这主要是因为 Na、Ca 从斜长石中迁移的速度通常要远大于 K 从斜长石中迁移的速度，导致 Na、Ca 大量淋失，高岭石、伊利石和蒙脱石是该阶段的主要产物。风化趋势抵达 A-K 连线意味着斜长石完全风化消失，此时的风化产物以石英、高岭石、伊利石和钾长石为主。随着风化程度的加剧，K 从含钾矿物中释放出来，剖面中的钾长石和伊利石进一步风化而向含铝矿物 (如高岭石或三水铝石) 转变，风化趋势线平行于 A-K 连线。最终，风化趋势向 A 顶点靠拢并到达 A 顶点，该阶段的风化产物主要包括石英、高岭石、三水铝石和少量的铁钛氢氧化合物。

下西台剖面及洛川黄土剖面数据点均集中分布于 UCC→陆源页岩的化学风化趋势线上 (图 4-9)，基本平行于 A-CN 连线，这一特征说明了下西台剖面及洛川黄土剖面的物源同样起源于广泛的上部陆壳。

如图 4-9，下西台剖面风成砂样品点均位于斜长石和钾长石连线以下；而黄土样品点部分在连线以上，部分在连线以上；古土壤样品点多位于连线以上。以上各点均较接近于 UCC，远离于陆源页岩点。以上特征说明，古土壤是黄土经过一定风化过程后的产物。剖面中的矿物风化程度很弱，风化最强烈的古土壤与 UCC 组分平均含量相似。下西台剖面主要处于斜长石风化初级阶段，尚未达到 A-K 连线，钾长石还未风化。剖面处于早期去 Ca、Na 化学风化阶段，Ca、Na

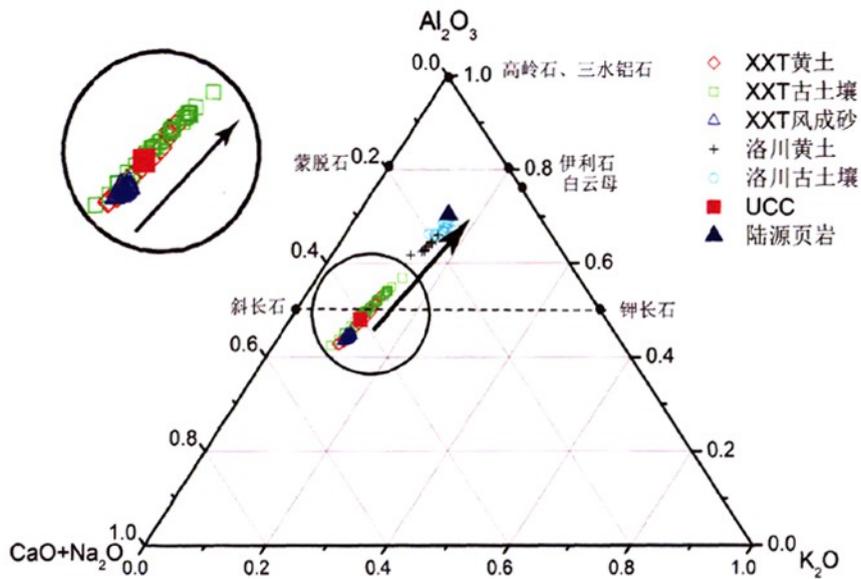


图 4-9 下西台剖面 A-CN-K 化学风化趋势图 (箭头指示化学风化趋势)

Fig. 4-9 Tendency chart of A-CN-K chemical weathering in the Xiaxitai section (the chemical weathering trend is pointed out by an arrow)

开始流失, 但不显著, 远未达到蒙脱石及伊利石风化阶段。从图 4-9 可知, 洛川剖面样品点靠近于陆源页岩点, 化学风化强度明显强于下西台剖面, 其  $K_2O$  含量明显高于下西台剖面, 这是  $K^+$  在风化过程产生的粘土中进行离子交换和吸附的结果, 较强的风化作用产生了较多的粘土, 对  $K^+$  的吸附程度也高。尽管如此, 但洛川剖面仍处于去 Ca、Na 化学风化早期阶段, 斜长石强烈风化, 风化矿物以伊利石和蒙脱石为主, 但尚未达到以高岭石为主的程度。

### (三) 冬季风指标的选取

通过 CIA、Na/K 化学指标分析, 下西台剖面 A 风成砂层处于未化学风化阶段, 黄土及古土壤处于未化学风化向初等化学风化过渡阶段, 风化强度远弱于洛川黄土。陈骏等 (1997) 研究表明, 洛川黄土风化过程基本处于脱 Ca、Na 的变化, 且随风化作用增强, 从  $S_0$  到  $S_5$  样品中 Ca、Na 的丢失率增加, 但即使在过去认为气候比较适宜的  $S_5$  成壤期化学风化程度仍处于较弱的去 Ca、Na 风化阶段。A-CN-K 图解表明下西台剖面 A 处于斜长石风化初级阶段, 尚未达到 A-K

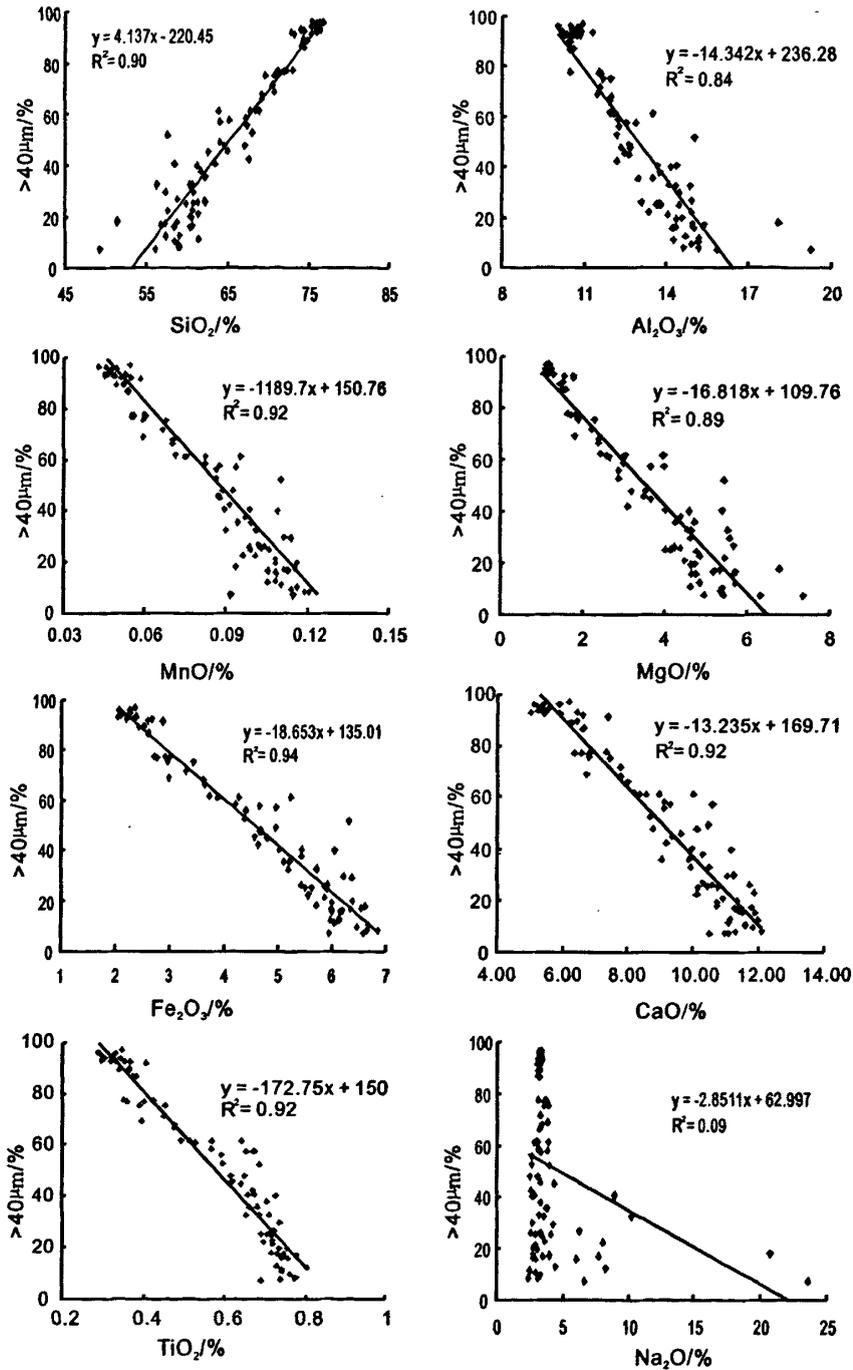


图 4-10 下西台剖面 >40 μm 颗粒的百分含量与常量元素含量相关性分析

Fig. 4-10 Relationships between the fraction of >40 μm and the major elemental compositions for the Xiaxitai section

连线，钾长石还未风化。剖面处于早期去 Ca、Na 化学风化阶段，Ca、Na 开始流失，但不显著，远未达到蒙脱石及伊利石风化阶段，其流失量远不及洛川黄土。

前文关于 CaO 在地层中含量分布可能说明下西台剖面虽然处于去 Ca、Na 化学风化阶段, 但 Ca 元素丢失也不明显。因此, 我们认为, 下西台剖面的元素特征基本保持着原始的状态, 后期化学风化对元素含量变化的影响不大。

化学元素在黄土中的分布主要受成壤作用和母质组成及粒度分选有关(刘东生, 1985; 文启忠, 1989; Gallet et al., 1998)。剖面成壤作用很弱, 对元素影响不大。所以, 下西台剖面 A 元素主要与粒度分选有关。用  $>40\ \mu\text{m}$  颗粒的百分含量与常量元素含量作相关性分析(图 4-10),  $>40\ \mu\text{m}$  颗粒的百分含量与  $\text{SiO}_2$  ( $R=0.95$ )、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  ( $R=-0.92$ )、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  ( $R=-0.97$ )、 $\text{MnO}$  ( $R=-0.96$ )、 $\text{MgO}$  ( $R=-0.94$ )、 $\text{CaO}$  ( $R=-0.96$ )、 $\text{TiO}_2$  ( $R=-0.96$ ) 达显著相关 ( $n=87$ ), 与  $\text{Na}_2\text{O}$  ( $R=-0.26$ ) 相关性较差。另外, 前文分析可知该剖面粒度分选主要与风力有关, 因此元素含量在剖面上的变化可反映过去近地面风场的变化。而下西台剖面粒度较粗, 具有富  $\text{SiO}_2$  特点, Fe、Mn、Mg 的含量的变化可能受  $\text{SiO}_2$  含量影响。Ti 一般难以形成可溶性化合物, 黄土中含 Ti 的主要矿物为钦铁矿和金红石等。Liu 等 (1995) 根据 Ti 在风化过程中不移动性及抗化学风化的石英矿物在粉尘粗粒级富集的特征, 将  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  作为冬季风的代用指标。这里我们选用  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  亦作为冬季风的代用指标。

## 第五章 冬季风变化历史重建与区域对比

### 5.1 近 5000 a 来冬季风变化历史重建

根据下西台剖面地层划分及气候指标曲线, 结合建立的年代序列, 将近 5000 a 冬季风大致划分为 4 个阶段 (图 5-1):

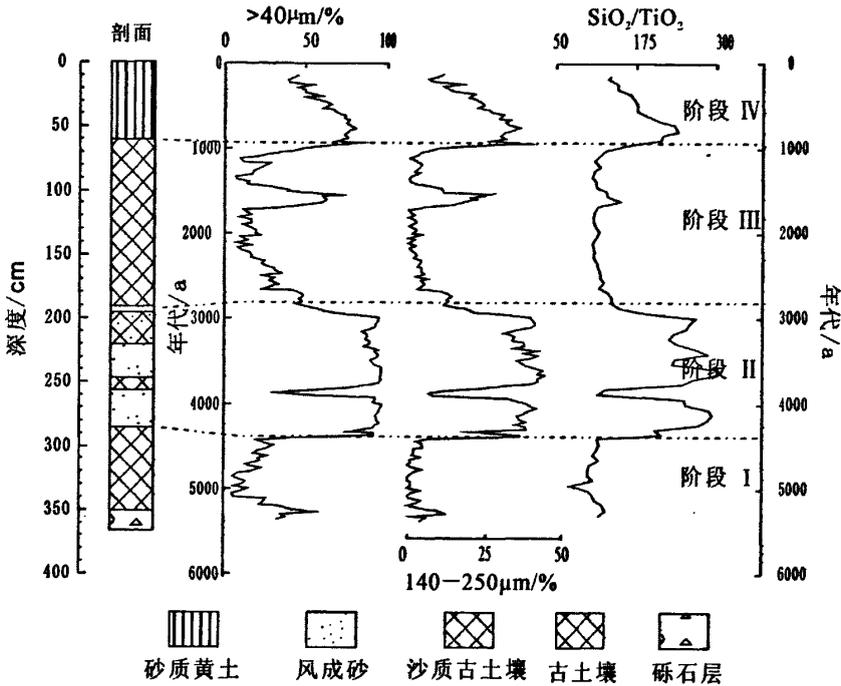


图 5-1 下西台风成沉积记录的冬季风变化历史

Fig. 5-1 Reconstructed changes in winter monsoon based on the Xiaixitai aeolian deposits

**阶段 I 5 300—4 300 a BP** 对应于剖面 352—285 cm, 持续时间约 1 000 a。最底部粒度较粗, 可能是受水相沉积物的影响。不考虑底部粒度较粗的部分, 粒度与  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  曲线都处于低值, 这一时期颗粒组成上主要以细粒为主, 粗颗粒含量相对较少,  $>40 \mu\text{m}$  及  $140-250 \mu\text{m}$  颗粒的百分含量分别变化于 4.42—30.35%、0—4.53% 之间, 平均值 16.67%、1.80%;  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  值变化于 71.56—86.52 之间, 平均值 78.37。反映了这一时间冬季风弱。除底部曲线波动较大外, 这一阶段曲线波动不大, 表明冬季风稳定。

**阶段 II 4 300—2 900 a BP** 对应于剖面 285—190 cm, 持续时间约 1 400 a。

在 3 960—3 720 a BP 期间发生一次气候突变, 粒度急剧变细,  $>40\ \mu\text{m}$  及 140—250  $\mu\text{m}$  颗粒的百分含量分别由 91.62%、37.40% 降到 32.00%、6.88%;  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  由 253.00 降到 83.98。除 3 960—3 720 a BP 这段时期外, 粒度与  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  曲线均处于高值,  $>40\ \mu\text{m}$  的颗粒百分含量达到全剖面上最大值, 细粒组分含量较少。 $>40\ \mu\text{m}$  及 140—250  $\mu\text{m}$  颗粒的百分含量分别变化于 76.01—96.94%、20.19—43.51% 之间, 平均值 91.97%、37.09%;  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  值变化于 194.03—264.94 之间, 平均值 226.83。这一时期冬季风变化可分为 3 个亚阶段: 4 330—3 960 a BP, 冬季风相对于前阶段显著加强; 3 960—3 720 a BP, 为一次冬季风衰弱事件, 冬季风迅速减弱; 3 720—2 920 a BP, 冬季风再次加强, 并与衰弱前的强度相当。

**阶段 III 2 900—930 a BP** 对应于剖面 190—56 cm, 这一时期大约持续了 1 970 a。粒度与  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  曲线总体上处于谷值。在 1 700—1 410 a BP 曲线出现一次明显的波动, 粒度明显变粗。 $>40\ \mu\text{m}$  及 140—250  $\mu\text{m}$  颗粒的百分含量分别由 11.19%、0% 上升到 70.14%、26.35%;  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  由 84.36 上升到 119.26。除 1 700—1 410 a BP 这段时期外, 粒度与  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  曲线均处于低值。 $>40\ \mu\text{m}$  及 140—250  $\mu\text{m}$  颗粒的百分含量分别变化于 6.44—58.59%、0—19.03% 之间, 平均值 23.34%、4.02%;  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  值变化于 76.29—128.31 之间, 平均值 87.37。这一时期冬季风变化可分为 3 个亚阶段: 2 920—1 700 a BP 粒级逐渐变细, 冬季风逐渐减弱; 1 700—1 410 a BP 为一次冬季风增强事件, 冬季风短时间急剧增强; 1 410—930 a BP 冬季风较弱, 后期加强。

**阶段 IV 930 a BP 以来** 对应于剖面 190—0 cm, 粒度曲线与  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  曲线都处于高值。 $>40\ \mu\text{m}$  及 140—250  $\mu\text{m}$  颗粒的百分含量分别变化于 39.01—83.10%、6.66—37.20% 之间, 平均值 62.72%、23.02%;  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  值变化于 101.10—204.87 之间, 平均值 147.94。指示这段时间冬季风较强, 从曲线变化趋势来看, 冬季风逐渐减弱。

## 5.2 主要气候事件

3 960—3 720 a BP 期间冬季风减弱事件在周边记录中并没有相关的记录。例如, 4000 a BP 前后, 青海湖所记录的气候变化向干冷发展(刘兴起等, 2002, 2003a, 2003b; 沈吉等, 2004, 2005)。而尕斯库勒湖这一时期气候表现为暖湿向冷干转化(张西

菅等, 2007)。对与这一事件的记录, 可能与下西台剖面分辨率较高有关。

下西台剖面中 1 700—1 400 a BP 强季风记录在邻近的记录有所反映。都兰的树轮记录反映这一时间基本处于冷期(康兴成, 2000); 敦德冰芯记录 1 620 a BP 前后处于近 5 000 年来一个温度极低值(姚檀栋, 1992); 昆仑山北坡的黄土堆积显示 1 800 cal a BP 前后表现为平均粒径增、砂粒含量增加, 反映了塔克拉玛干沙漠南缘风沙活动复苏(唐自华, 2007)。

### 5.3 区域对比

我们选取周边地区湖泊记录、冰芯等进行对比, 通过区域对比研究, 以期对该区 5 000 a 以来冬季风取得更深刻的认识。

#### 5.3.1 与周边湖泊记录对比

我们选取离下西台剖面较近且研究基础较好的青海湖及位于上风向的尕斯库勒湖记录进行对比研究(位置见图 3-1)。

青海湖位于下西台剖面东北部, 是我国最大的内陆封闭性咸水湖, 介于东经 97°50′—101°20′, 北纬 36°15′—38°20′, 海拔 3 200 m 左右。湖泊面积 4 400 km<sup>2</sup>, 流域面积 29 660 km<sup>2</sup>。青海湖流域位于东亚季风、印度季风和西风急流三者的汇聚带, 对气候变化十分敏感, 由于青海湖特殊的地理位置, 使其成为全球变化研究的理想地区之一。

刘兴起等(2002, 2003a, 2003b)和沈吉等(2004, 2005)根据花粉、有机碳同位素、自生碳酸盐等多种指标重建了青海湖 1.6 ka 以来的古气候演化, 主要气候阶段为:(1) 12.1—9.8 cal ka BP, 花粉浓度、碳酸盐含量、有机 C, N 含量急剧增高, 温性阔叶树种桦迅速生长, 湿生莎草明显增多, 旱生白刺则相对较少。反映了全新世早期温度和降水快速增加的特点;(2) 9.8—9.1 cal ka BP, 花粉浓度、有机 C, N 含量减小, 前期出现的温性阔叶树种桦被寒温性的暗针叶树种云、冷杉所代替, 并出现一些喜冷干的唐松草, 青海湖地区经历了一个比较明显的冷干期;(3) 9.1—5.8 cal ka BP, 松和云、冷杉逐步取代桦而成为乔木的优势种, 形成以松、云—冷杉的针叶林和混有桦的针阔叶混交林, 并出现一些喜温的榆, 草本植物蒿明显减少, 植被类型为森林草原或森林, 反映湖区进入全新世大暖期;

(4) 5.8—4.5 cal ka BP 期间, 较高的 C/N 比值反映有机质中陆源植物相对较高,  $d^{13}C$  的持续偏负, 表明湖区 C3 植物的扩张, 气候温凉偏湿; (5) 4.5—2.06 cal ka BP 期间, C/N 比值降低, 青海湖沉积物有机质的来源转为以水生生物为主, 期间气候温凉偏干; (6) 2.06—0 cal ka BP 期间, 花粉浓度、碳酸盐—文石含量、有机 C, N 含量略有增高, 但花粉主要以草本花粉浓度增高为特征, 木本植物持续减少, 植被类型为以蒿为主的草原, 并伴有禾本科、莎草的生长, 同时出现一些喜冷干的唐松草, 气候冷干。

尕斯库勒湖 (97°33'E, 37°08'N) 位于海西蒙古族藏族自治州德令哈市郭里木乡境内。湖泊面积 37 km<sup>2</sup>, 水深平均 8 m, 最大 15 m。湖盆无常年地表河流, 依靠大气降水和地下潜水补给。据矿物组合分析 (张西营等, 2007), 全新世尕斯库勒湖气候演化历史划分为: (1) 11.0—9.18 cal ka BP, 矿物组合主要为石膏+文石 (极少量)+方解石+碎屑矿物。石膏占明显优势, 碳酸盐及其矿物含量明显上升, 碎屑矿物含量则大幅下降。反映了由冰消期向全新世早期过渡气候转暖。(2) 9.18—9.02 cal ka BP, 石膏消失, 文石大量析出, 矿物组合主要为文石+方解石+碎屑矿物。碳酸盐含量达到了本段的最大值, 碎屑矿物的含量也在逐步升高。表明尕斯库勒湖盐度进一步降低。(3) 9.02—4.42 cal ka BP, 文石消失, 矿物组合主要为方解石+碎屑矿物, 各矿物含量的变化比较稳定。岩性主要为具有较好层理的粘土粉砂、粉砂粘土或淤泥, 表明此时尕斯库勒湖水位较高, 而水动力条件较弱, 入湖水量增加的主导因素可能已经由冰雪融水转变为暖湿气候形成的大气降水。对应于全新世大暖期。(4) 4.42—0 cal ka BP, 本段属于晚全新世, 晚全新世早期的矿物组合与全新世中期基本相同, 各矿物含量的变化比较稳定, 这一时期可能是全新世中期暖湿气候的延续。晚全新世晚期的矿物组合为文石+方解石+碎屑矿物, 碳酸盐与文石的含量自下而上变高, 碎屑矿物变化与其相反。晚全新世以来气候趋向干冷, 水位降低。

综上所述, 青海湖 5.8—4.5 cal ka BP 期间, 由全新世大暖期向晚全新世过渡, 气温虽开始转凉, 但还较湿润 (Shen et al., 2005; 沈吉等, 2004; 刘兴起等, 2002, 2003a, 2003b), 尕斯库勒湖记录的全新世大暖期一直持续到 4 420 a BP (张西营, 2007), 这一时期环境总体表现为全新世中期夏季风较强, 较为湿润的特征, 对应于下西台剖面下部的古土壤层。

就晚全新世气候而言, 4 000 a BP 以来青海湖记录由温凉偏干向冷干变化 (Shen et al., 2005; 沈吉等, 2004), 尕斯库勒湖记录的晚全新世气候由暖湿转向干冷(张西营等, 2007)。参考陈忠等(2007)的研究, 这一界线可能是 3 300 a BP。以上湖泊记录总体反映晚全新世气候趋于冷干, 这可能与冬季风增强有关。与邻区湖泊记录相比, 下西台剖面所反映气候变化既有一致性, 但也存在一定的差异, 晚全新世下西台剖面记录的冬季风在 4 300—2 900 a BP 及 930 a BP 以来较强, 与邻近地区冷干的气候特征相吻合。而在晚全新世 2 900—930 a BP 期间呈较弱的特征与邻区气候环境总体变冷不相一致, 这种差异有待于进一步开展东亚季风边缘区的研究工作。

### 5.3.2 与冰芯记录对比

冰盖和冰帽是研究古气候和古环境变化最可靠的记录。从冰川上的适当部位钻取的冰芯记录是目前重建高分辨率古气候、环境的重要手段。微粒是冰芯研究中的一项重要内容, 也是反映过去大气粉尘变化的最直接的指标。微粒一旦在冰芯中沉积, 其理化性质基本上不再发生变化。本文就下西台剖面记录与位于粉尘源区的敦德冰芯以及位于遥远沉降区的格陵兰冰芯中不溶性微粒的记录进行对比研究, 探讨冬季风在粉尘释放过程中的可能作用。

敦德冰芯位于中国西北部的祁连山区, 海拔 5234 m, 深受亚洲中部荒漠影响, 南部有中国最高的沙地——柴达木盆地沙地, 北有戈壁沙漠。冰芯中微粒来源一般来说有当地的尘埃、远距离输送的陆地粉尘、超远距离输送的海盐等(刘纯平等, 1999)。青藏高原及周围山区雪冰化学研究结果显示(姚檀栋, 1993, 1995; 李忠勤, 1995), 青藏高原北部大气杂质主要为陆源物质, 海洋来源很少。

近 5 000 a 来敦德冰芯粉尘记录大致可划分为四个阶段(图 5-2), 5 300—4 400 a BP 期间, 敦德冰芯  $>2 \mu\text{m}$  微粒含量出现二个峰值, 含量相对较高; 4 400—3 400 a BP, 敦德冰芯  $>2 \mu\text{m}$  微粒含量出现二个谷值, 总体上浓度要低于上一阶段; 3 400—1 700 a BP,  $>2 \mu\text{m}$  微粒含量达近 5 000 a 来的最高值, 在波动中有增加的趋势; 1 000 a BP 以来,  $>2 \mu\text{m}$  微粒含量含量值较低, 从趋势来看, 浓度逐渐增加。

相对于冬季风风场强度的变化而言, 粉尘浓度曲线波动要剧烈的多, 峰值与谷值间转换频繁。冰芯中粉尘浓度不但受到近地面风场强度的影响, 还与地表状

况有关(干湿、植被覆盖度等)、冰芯周边气流及降水条件(影响粉尘的沉降)等因素有关。

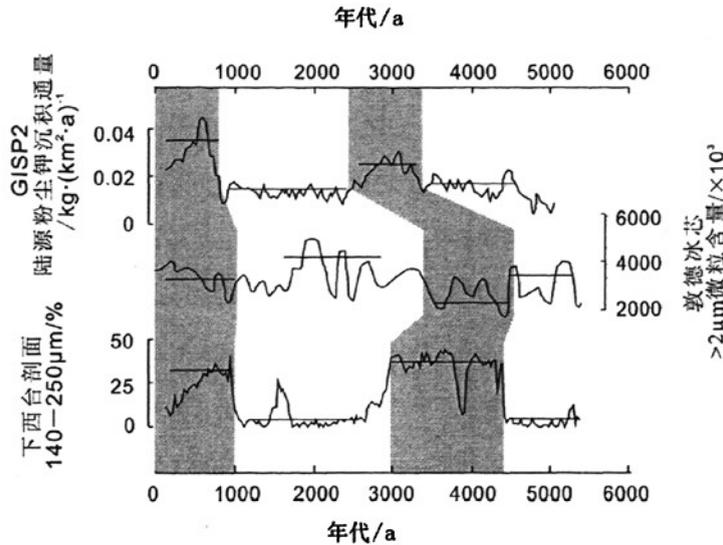


图 5-2 下西台剖面粒度记录与敦德冰芯 $>2\mu\text{m}$  微粒含量(刘纯平, 1999)及 GISP2 冰芯陆源粉尘钾的沉积通量(O'Brien et al., 1995)对比

Fig. 5-2 Comparison the coarse fraction of the Xiaxitai aeolian deposits and the  $>2\mu\text{m}$  dust content of Dunde ice core (Liu et al., 1999) and the nssK<sup>+</sup> flux of GISP2 ice core (O'Brien et al., 1995)

下西台剖面所记录的冬季风与敦德冰芯粉尘浓度对比发现, 5 300—4 300 a BP, 冬季风较弱, 大致对应于 5 300—4 400 a BP 较高的粉尘浓度; 4 300—2 900a BP 冬季风较强, 大致对应于 4 400—3 400 a BP 较低的粉尘浓度; 2 900—930 a BP 冬季风较弱, 且逐渐减弱, 大致对应于 3 400—1 700 a BP 较高粉尘浓度, 这一时间粉尘浓度逐渐增加; 930a BP—至今, 冬季风较强, 有逐渐减弱趋势, 敦德冰芯记录的粉尘浓度较低且逐渐增加。总体上, 在千年尺度上两记录存在反相变化的趋势。

格陵兰冰盖的冰芯资料十分丰富。早期, Hammer (1977) 猜想格陵兰地区粉尘沉积与当时北美的尘暴事件存在联系, 这些研究认为格陵兰的微粒主要来自北美。后来的示踪研究, 如根据 GISP2 以及潜在源区的粘土矿物以及  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、 $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  同位素及其组合特征, 表明其粉尘极可能来自东亚, 而不是中纬度的美国或撒哈拉 (Biscaye et al., 1997; Svensson et al., 2000)。

近 5 000 a 来格陵兰 GISP2 陆源粉尘钾的沉积通量表现出两峰两谷的形态

(图 5-2)。两个峰值大致出现在 3 000 a BP 前后以及 700 a BP 以来,大致可与下西台剖面粒度记录的 4 300—2 900 a BP 和 930 a BP 以来两个冬季风增强的时段进行对比。

尽管下西台剖面年代控制可能存在一些偏差,但至少在千年尺度上该记录和敦德冰芯与格陵兰冰芯的粉尘变化存在一定的联系。通过以上对比研究发现,弱冬季风大致对应于敦德冰芯较高的粉尘浓度及 GISP2 冰芯较低的陆源粉尘  $K^+$  沉积通量;强冬季风大致对应于敦德冰芯较低的粉尘浓度及 GISP2 冰芯较高的陆源粉尘  $K^+$  沉积通量。敦德冰芯处在粉尘源区,源区近地面风场较强的情况下,可能使细颗粒沉降的可能性降低。而在强风场条件下,大量的细粒粉尘得以释放,从而增加了大气成分浓度,使得遥远沉降区记录到的粉尘浓度增加(如格陵兰冰芯)。因此,源区近地面风场在全球粉尘循环过程中起着重要作用。

源区的冬季风先于格陵兰冰芯中粉尘通量的变化,在源区近地面风场增强一段时间后,格陵兰粉尘通量才开始增加,似乎意味着沉降区格陵兰冰芯中粉尘通量的增高相对于源区近地面风场的增强具有一定的滞后性,也可能是测年精度上的差异,有待于进一步深入研究。此外,源区冬季风与格陵兰冰芯粉尘通量的关系意味着柴达木盆地或许是东亚粉尘远程输送的源区之一。

## 第六章 结论与展望

### 6.1 主要结论

依据可靠的  $^{14}\text{C}$ 、OSL 测年结果,建立了下西台剖面的年代序列。通过粒度、元素等指标的分析,重建了近 5 000 a 来冬季风演化历史,并与湖泊及冰芯等记录进行对比,得出以下结论:

1、元素特征表明,下西台剖面风成沉积基本处于未风化阶段,其矿物碎屑的粒度组成主要反映了沉积动力的变化。源区风成沉积  $>40\ \mu\text{m}$ 、 $140\text{--}250\ \mu\text{m}$  颗粒百分含量及  $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$  等指标,可以用来指示冬季风或近地面风场的变化历史。

2、下西台剖面所揭示的冬季风演化总体可分为四个阶段:5 300—4 300 a BP、2 900—930 a BP 时期高原冬季风较弱,4 300—2 900 a BP、934 a BP 一至今阶段冬季风较强。

3、下西台剖面记录了 2 次冬季风突变事件,即 3 960—3 720 a BP,冬季风急剧减弱;1 700—1 400 a BP,冬季风急剧增强。

4、1 700—1 400 a BP 气候事件在我国北方许多记录中均有反映,冬季风演化与青海湖及尕斯库勒湖沉积记录反映的气候变化也具有一定的可比性,下西台剖面反映的总体气候趋势与气候事件均可与周边记录进行对比。2 900—930 a BP 弱风场可能更多地反映了局地气候特征。

5、在千年尺度上,下西台剖面所记录的冬季风演化与敦德冰芯以及格陵兰冰芯的粉尘记录存在一定的联系,且与敦德冰芯粉尘记录呈反相变化关系。粉尘源区近地面风场的增强不利于细颗粒组分在源区沉降,甚至包括高海拔的冰芯沉积。然而,源区近地面风场较强,有利于粉尘的有效释放,从而增加了大气粉尘载荷,使得遥远沉降区粉尘浓度增加(如格陵兰冰芯)。源区近地面风场的变化可能在全球粉尘循环过程中起着重要作用。另外,柴达木盆地可能为东亚粉尘远程输送的主要源区之一。

## 6.2 存在问题与进一步开展工作的设想

1、对于 2900—930 a BP 这一时期弱冬季风还不能很好地理解，目前我们将原因归咎于其主要反映了地方性气候特征。有待于进一步开展柴达木盆地风成记录研究，以期更好地理解。

2、下西台的元素分析我们没有考虑物理风化对颗粒的影响，而常量元素分析过程中也只能大致得出某些元素赋存于粗颗粒或细颗粒中的认识，而对于其具体赋存于哪一颗粒级中并不清楚，这有待于分粒级进行元素测定。

3、进一步加强该区域风成沉积年代学的研究，以期建立更可靠的年代序列，从而理解粉尘源区与遥远沉降区在粉尘循环过程中的联系。

## 参考文献

- An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China. *Quaternary International*, 1990, 718: 91-95.
- An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. Late Quaternary dust flow on the Chinese loess plateau. *Catena*, 1991, 18: 125-132
- An Z S, Sun D H, Zhang X Y, et al. Accumulation sequence of Chinese loess and climatic records of Greenland ice core during the last 130 ka. *Chinese Science Bulletin*, 1995, 40: 1272-1276.
- Biscaye P E, Grousset F E, Revel M, et al. Asian provenance of glacial dust (stage 2) in the Greenland Ice Sheet Project 2 Ice Core, Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(C12): 26765-26781
- Bory A J -M, Biscaye P E, Svensson A, et al. Seasonal variability in the origin of recent atmospheric mineral dust at NorthGRIP, Greenland. *Earth and Planet Science Letters*, 2002, 196, 123-134.
- Bory A J -M, Biscaye P E, Grousset F E. Two distinct seasonal Asian source regions for mineral dust deposited in Greenland(NorthGRIP). *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(4), 1167,doi: 10.1029/2002GL016446.
- Boulay S, Colin C, Trentesaux A, et al. Mineralogy and sedimentology of Pleistocene sediments on the South China Sea (ODP Site 1144) Proceedings of the Ocean Drilling Program. *Scientific Results*, 2002, 184
- Broecker W S, Henderson G M. The sequence of events surrounding Termination II and their implication for the cause of glacial-interglacial CO<sub>2</sub> changes. *Paleoceanography*, 1998, 13(4): 352-364
- Chen F H, Feng Z D, Zhang J W. Loess particle size data indicative during the last interglacial in the western part of the Chinese Loess of stable winter monsoon Plateau. *Catena*, 2000, 39: 233-244.
- Chen F H, Qiang M R, Feng Z D, et al. Stable East Asian monsoon climate during the Last Interglacial (Eemian) indicated by paleosol S1 in the western part of the Chinese Loess Plateau. *Global and Planetary Change*, 2003, 36: 171-179.
- Chen J, Li G J, Yang J D, et al. Nd and Sr isotopic characteristics of Chinese deserts: Implications for the provenances of Asian dust. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 3904-3914.
- Derbyshire E, Kemp R A, Meng X M. Variations in loess and palaeosol properties as indicators of palaeoclimatic gradients across the Loess Plateau of Northern China. *Quaternary Science Reviews*, 1995, 14: 681-697.
- DeMott P K, Sassen K, Poellot M, et al. African dust aerosols as atmospheric ice nuclei. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(14), doi:10.1029/2003GL017410
- Gallet S, Jahn B M, Torii M. Geochemical characterization of the Louchuan loess-paleosol sequence, China, and paleoclimatic implications. *Chemical Geology*, 1996, 33:67-88.
- Gallet S, Jahn B M, Lanoe B V L, et al. Loess geochemistry and implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 156: 157-172.

- Hammer C U. Dating the Greenland ice core by microparticle concentration analysis. *International Symposium in Isotope and Impurities in Snow and Ice*. IAHS Publication, 1977, 118: 297-301
- Hovan S A, Rea D K, Piasias N G, et al. A direct link between the China loess and marine  $d^{18}O$  records: Aeolian flux to the North Pacific. *Nature*, 1989, 340: 296-298.
- Hovan S A, Rea D K. The post-Eocene record of eolian deposition at ODP sites 752, 754 and 756, eastern Indian Ocean, *Proc. Ocean Drill. Program Sciences Results*, 1991, 121: 219-228.
- Liu T S, Guo Z T, Liu J Q, et al. Variation of eastern Asian monsoon over the last 140000 years. *Bulletin Societ geologique France*, 1995, 166: 221-229.
- Mahowald N M, Kiehl L. Mineral aerosol and cloud interactions. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(9): 1475, doi: 10.1029/2002GL016762
- Martin J H. Glacial-interglacial  $CO_2$  Change: the iron hypothesis. *Paleoceanography*, 1990, 5(1): 1-13
- Miller R, Tegen, I. Climate response to soil dust aerosols. *Journal of Climate*, 1998, 11: 3247-3267
- Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature*, 1982, 299: 715-717.
- O'Brien S R, Mayewski P A, Meeker L D, et al. Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*, 1995, 270(22): 1962-1964
- Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305-308
- Pye K. Aeolian dust and dust deposits. London: Academic press, 1987
- Rea D K. The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32(2): 159-195
- Ruth U, Bigler M, Röthlisberger R. et al. Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and east Asian glacial climate. *Geophysical Research Letters*, 2007. 34(10): L03406
- Shao X M, I-luang L, Liu H B. Reconstruction of precipitation variation from tree rings in recent 1000 years in Delingha, Qinghai. *Science in China (Series D)*, 2005, 48: 939-949
- Shen J, Liu X, Wang S M, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18,000 years. *Quaternary International*, 2005, 136: 131-140
- Sokolik I N, Toon, O B. Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. *Nature*, 1999, 381: 681-683
- Svensson A P E, Biscaye P E, Grousset F E. Characteristics of late glacial continental dust in the Greenland ice Core Project ice core. *Journal of Geophysical Research*, 2000, 105(D4): 4637-4656
- Talor S R, McLennan S M. *The continental crust: Its Composition and Evolution*. Geoscience Texts, Blackwell, Oxford, 1985
- Tegen I. Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. *Quaternary Science Reviews*, 2003, 22: 1821-1834
- Watson A J, Lefevre N. The sensitivity of atmosphere  $CO_2$  concentrations to input of iron to the oceans. *Tellus*, 1999, 51(B): 453-460
- Watson A J, Bakker D C E, Ridgwell A J, et al. Effect of iron supply on Southern Ocean  $CO_2$  uptake and implications for glacial atmospheric  $CO_2$ . *Nature*, 2000, 407: 730-733
- Xiao J L, Zheng H B, Zhao H. Variation of winter monsoon intensity on the loess plateau, central China during the last 130 000 years: evidence from grain size distribution. *Quaternary*

- Research, 1992, 31: 13-19
- Xiao J L, Porter S C, An Z S, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 yr. *Quaternary Research*, 1995, 43: 22-29
- Xiao J L, Nakamura T, Lu H Y, et al. Holocene climate changes over the desert/loess transition of north-central China. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 197: 11-18
- Yang M X, Yao T D, Wang H J. Microparticle content records of the Dunde ice core and dust storms in northwestern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2006, 27: 223-229.
- Zhou W J, Head M J, Lu X F, et al. Teleconnection of climatic events between East and polar high latitude areas during the last deglaciation. *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 152: 163-172.
- Zhao Y, Yu Z C, Chen F H, et al. Holocene vegetation and climate history at Huleg Lake in the Qaidam Basin, northwest China. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2007, 145: 275-288.
- 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130ka 中国古季风—I. 古季风记录. *科学科学(B 辑)*, 1991a, 10: 1076-1081
- 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130ka 中国古季风—II. 古季风记录. *科学科学(B 辑)*, 1991b, 11: 1209-1215
- 安芷生, Porter S C, Chappell J, 等. 最近 130ka 洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录. *科学通报*, 1994, 39(24): 2254-2256
- 陈 旸, 陈骏, 刘连文. 甘肃西峰晚第三纪红粘土的化学组成及化学风化特征. *地质力学学报*, 2001, 7(2): 167-175
- 陈 骏, 季峻峰, 仇纲, 等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究. *中国科学(D 辑)*, 1997, 27(6): 531-536
- 陈 忠, 马海州, 曹广超, 等. 杂海地区晚冰期以来沉积记录的气候环境演变. *海洋地质与第四纪地质*, 2007, 27(1): 131-138
- 陈发虎, 吴海斌, 张家武, 等. 末次冰消期以来兰地区冬季风变化研究. *第四纪研究*, 1999, 4: 306-313
- 陈克造, Bowler J M. 柴达木盆地察尔汗盐湖沉积特征及其古气候演化的初步研究. *中国科学(B 辑)*, 1985, 5: 464-472
- 刁桂仪, 文启忠. 黄土风化成土过程中主要元素迁移序列. *地质地球化学*, 1999, 27(1): 21-26
- 戴俊生, 叶兴树, 汤良杰, 等. 柴达木盆地构造分区及其油气远景. *地质科学*, 2003, 38(3): 413-424
- 狄恒恕, 王松贵. 柴达木盆地北缘中、新生代构造演化探讨. *地球科学*, 1991, 16(5): 533-539
- 杜乃秋, 孔昭袁. 青海柴达木盆地察尔汗盐湖的抱粉组合及其在地理和植物学的意义. *植物学报*, 1983, 25(3): 275-282
- 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. *中国科学(D 辑)*, 1999, 29(1): 82-87
- 冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等. 化学蚀变指数(CIA)及其在新元古代碎屑岩中的应用. *地学前缘*, 2003, 10(4): 539-544
- 方小敏, 韩永翔, 马金辉, 等. 青藏高原沙尘特征与高原黄土堆积:以 2003-03-04 拉萨沙尘天气过程为例. *科学通报*, 2004, 11: 1084-1090
- 顾兆炎, 丁仲礼, 熊尚发, 等. 灵台红粘土和黄土—古土壤序列的地球化学演化. *第四纪研*

- 究, 1999, 4: 357-365
- 郭雪莲, 王金鹏, 史基安, 等. 青海湖沉积物中微量元素纵向分布反映的古环境意义. 兰州大学学报(自然科学版), 2005, 41(1): 19-24.
- 黄春长, 庞奖励, 黄萍, 等. 关中盆地西部黄土台塬全新世气候事件研究. 干旱区地理, 2002, 25(1):10-15
- 郝永萍, 方小敏, 奚晓霞, 等. 柴达木盆地东缘晚更新世气候变化的(古)土壤发生记录. 地理学报, 1998, 18(3): 249-254.
- 贾耀锋, 庞奖励. 关中盆地东部李湾剖面全新世高分辨率气候研究. 干旱区资源与环境, 2003, 17(3): 39-43
- 靳鹤龄, 苏志珠, 孙良英, 等. 浑善达克沙地全新世气候变化. 科学通报, 2004, 49(15): 1532-1536
- 景民昌, 孙镇城, 杨革联, 等. 柴达木盆地达布逊湖地区 3 万年来气候演化的微古生物记录. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(2): 55-58
- 康兴成, Graumlich L J, Sheppard P. 青海都兰地区 1835 年来的气候变化—来自树轮资料. 第四纪研究, 1997, 1: 70-75.
- 康兴成, 张其花. 青海都兰过去 2000 年来的气候重建及其变迁. 地球科学进展, 2000, 15(2): 215-221.
- 李忠勤, 姚檀栋, 皇翠兰, 等. 古里雅冰帽中的化学物质沉积特征和现代大气环境记录. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 11-20
- 刘纯平, 姚檀栋, 谢树成. 祁连山敦德冰心微粒变化特征和大气环境记录. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(3): 105-113.
- 刘东生. 中国的黄土堆积. 北京: 科学出版社. 1965, 1-132
- 刘东生, 王克鲁, 朱海之, 等. 黄土的物质成分与结构. 北京: 科学出版社, 1966, 1-132
- 刘东生, 安芷生, 朱炳泉, 等. 中国黄土的堆积与演化. 见: 中国科学院地球化学研究所编. 第三届中国第四纪地质会议论文集, 1979. 1-31
- 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 1985, 191-208
- 刘连文, 陈骏, 王洪涛, 等. 一个不受风力分选作用影响的化学风化指标: 黄土酸不溶物中 Fe/Mg 值. 科学通报, 2001, 46(7): 578-582
- 刘英俊, 曹励明. 元素地球化学导论. 北京: 地质出版社, 1985, 1-281.
- 刘兴起, 沈吉, 王苏民, 等. 青海湖 16 ka 以来的花粉记录及其古气候古环境演化. 科学通报. 2002, 47(17): 1351-1355
- 刘兴起, 沈吉, 王苏民, 等. 16 ka 以来青海湖湖相自生碳酸盐沉积记录的古气候. 高校地质学报, 2003a, 9(1): 38-46
- 刘兴起, 王苏民, 沈吉, 等. 16 ka 以来青海湖沉积物有机碳同位素的变化特征及其影响因素. 自然科学进展, 2003b, 13(2): 169-173
- 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. 中国科学(B 辑), 1994, 24(12): 1290-1297
- 鹿化煜, 李力, 黄湘萍, 等. 末次冰期黄土高原冬季风变迁及其与北大西洋 Heinrich 事件对比. 自然科学进展, 1997a, 7(1): 75-80.
- 鹿化煜, 安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义. 科学通报, 1997b, 42(1): 66-69
- 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原粒度组成的古气候意义. 中国科学(D 辑), 1998, 28(3): 278-283
- 鹿化煜, Huissteden K V, 安芷生, 等. 早、中更新世东亚冬季风强度的快速变化. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(2): 75-83

- 卢演涛, 文启忠, 黄伯钧, 等. 中国黄土物质来源的初步探讨—石石英砂颗粒表面的电子显微镜研究. 地球化学, 1974. (1): 47-53
- 李铮华, 王玉海. 黄土沉积的地球化学记录与古气候演化. 海洋地质与第四纪地质, 1998, 18(2): 41-47
- 牟保磊. 元素地球化学. 北京: 北京大学出版社, 1999, 1-224.
- 强明瑞, 陈发虎, 张家武, 等. 2 ka 来苏干湖沉积碳酸盐稳定同位素记录的气候变化. 科学通报, 2005, 50(13): 1385-1393.
- 沈吉, 刘兴起, Matsumoto R, 等. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化. 中国科学(D 辑), 2004, 34(6): 582-589
- 沈振枢, 程果, 乐昌硕, 等. 柴达木盆地第四纪含盐地层划分及沉积环境. 北京: 地质出版社, 1993: 110-111.
- 孙东怀, 安芷生, 苏瑞侠, 等. 最近 2.6Ma 中国北方季风环流与西风环流演变的风尘沉积记录. 中国科学(D 辑), 2003, 33(6): 497-504
- 苏联义. 黄河中游黄土颗粒分析. 地质科学, 1959(8): 251-255
- 时兴合, 赵营宁, 戴升, 等. 柴达木盆地 40 多年来的气候变化研究. 中国沙漠, 2005, 25(1): 123-128
- 唐自华, 穆桂金, 陈冬梅, 等. 昆仑山北坡近 5000 年以来黄土堆积的环境信息. 第四纪研究, 2007, 27(4): 598-606.
- 汪海斌, 陈发虎, 张家武. 黄土高原西部地区黄土粒度的环境指示意义. 中国沙漠, 2002, 22(1): 21-26
- 王挺梅, 鲍芸瑛. 黄河中流黄土之粒度分析. 见: 第四纪地质问题. 北京: 科学出版社. 1964, 126-139.
- 王云, 魏复盛. 土壤环境元素化学. 1995, 中国环境科学出版社.
- 文启忠. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 1989: 1-57.
- 伍光和, 胡双照, 张志良, 等. 柴达木盆地. 兰州: 兰州大学出版社, 1985: 4—35.
- 肖尚斌, 李安春, 陈木宏, 等. 近 8 ka 东亚冬季风变化的东海内陆架泥质沉积记录. 中国地质大学学报, 2005, 30(5): 573-581
- 谢远云, 张序强, 何葵, 等. 青藏高原东北缘黄土粒度组成及物质来源分析. 中国地质, 2002, 29(3): 317-321
- 姚檀栋, Thompson L G. 敦德冰芯记录与过去 5ka 温度变化. 中国科学(B 辑), 1992, 10: 1089-1093.
- 姚檀栋, 盛文坤, 杨志红. 青藏高原的冰雪化学研究. 见: 姚檀栋等编. 青藏高原冰川气候与环境. 北京: 科学出版社, 1993.8-15
- 姚檀栋, 秦大河, 皇翠兰等. 古里雅冰心中的主要阳离子与小冰期以来的环境变化. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊(1994). 北京: 科学出版社, 1995. 1-10
- 叶玮. 中国西风区黄土常量元素地球化学行为与古环境. 干旱区地理, 2003, 26(1): 23-29.
- 于学峰, 周卫健, Franzen L G, 等. 青藏高原东部全新世冬夏季风变化的高分辨率泥炭记录. 中国科学(D 辑), 2006, 36(2): 182-187.
- 钟德才. 柴达木盆地古沙丘的初步研究. 见: 中国科学院盐湖研究所. 青海柴达木盆地晚新生代地质环境演化. 北京: 科学出版社, 1982
- 曾永年, 冯兆东, 曹广超. 末次冰期以来柴达木盆地沙漠形成与演化. 地理学报, 2003, 58(3): 452-457.
- 张洪, 靳鹤龄, 苏志珠, 等. 全新世浑善达克沙地粒度旋回及期反映的气候变化. 中国沙

- 漠, 2005, 25(1): 1-7
- 张本昫, 李容全. 洛阳盆地全新世气候环境. 北京师范大学学报(自然科学版), 1997, 33(2): 275-280
- 张德二. 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析. 中国科学(B 辑). 1984. (3): 278-288
- 张虎才. 元素表生地球化学特征理论基础. 兰州: 兰州大学出版社, 1997, 1-2
- 张小曳. 亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积. 第四纪研究, 2001, 21(1): 29-40.
- 张西营, 马海州, 韩风清, 等. 德令哈盆地尕斯库勒湖 DG03 孔岩芯矿物组合与古环境变化. 沉积学报, 2007, 25(5): 767-773
- 朱海之. 黄土结构某些特片的初步研究. 见: 第四纪地质问题. 北京: 科学出版社. 1964, 140-150.
- 朱允铸, 钟坚华, 李文生. 柴达木盆地新构造运动及盐湖发展演化. 北京: 地质出版社, 1994: 21—25.
- 朱震达, 吴正, 刘恕, 等. 中国沙漠概论(修订版). 北京: 科学出版社, 1980: 4—35.
- 赵志琦, 刘丛强, 肖应凯, 等. 黄土风化过程的硼同位素地球化学研究. 中国科学(D 辑), 2002, 32(6): 507-513.

## 致 谢

值此论文完成之际, 谨向辛勤指导和培养我的导师强明瑞教授致以崇高的敬意和诚挚的感谢。

从论文的选题、野外工作的开展到实验的设计无不凝聚着强老师的心血。论文撰写过程中得到强老师的悉心指导。导师多次对论文进行了细致的修改并提出宝贵的意见, 文中许多观点是他学术思路的体现。强老师渊博的知识、敏锐的科学思维、严谨的治学态度激励着我积极进取。他的言传身教使我懂得要做一个有责任心的人, 这将使我受益终生。

求学过程中, 有幸聆听了李吉均院士、陈发虎教授、冯兆东教授、孙东怀教授、张平中教授、潘保田教授、刘秀铭教授、方小敏教授、王乃昂教授、杨太保教授、勾晓华教授、赵艳教授等的学术讲座, 体会了他们的学术思想, 对我的专业知识的系统化和业务水平的提高有很大的促进作用, 在此向各位前辈表示感谢。也得到了张家武副教授、安成邦副教授、董广辉博士、王振亭博士、黄小忠副教授、周爱峰博士、饶志国博士、巩杰副教授、金明博士等老师三年来在学习上的指导与帮助。

宋磊、郎丽丽、王立强等学兄弟参与了野外工作或室内分析, 并在论文写作过程中给予了帮助, 在此表示感谢。感谢许善洋、蒙红卫两位舍友三年来对我生活上的照顾。同时, 感谢石培宏、李志飞、贾鑫、王晾晾、王鑫、张焱、韩飞、杨涛、桑文翠、田庆春、陈硕、韩海辉等同学对我的关心和帮助, 使我体会到友谊的可贵, 在此一并表示感谢。

感谢赵井东老师对我学业上的关心。

感谢我的父母给予我的理解和支持, 正是因为他们作为我坚强的后盾, 我才得以顺利完成学业。

牛光明

2009年5月