

兰州大学

博士学位论文

新疆西风区粉尘沉积研究

姓名：鄂崇毅

申请学位级别：博士

专业：自然地理学

指导教师：杨太保;陈发虎

20090501

摘要

论文通过对新疆塔克拉玛干沙漠南缘崇测冰帽获取的一根 18.7m 的冰芯和新疆北部伊犁地区、博乐地区、塔城地区获取的地层连续稳定、出露良好的 7 个黄土剖面的研究,从冰芯资料中获取了近 90 年的尘埃通量和冰芯物质积累量等资料;对黄土剖面进行了磁化率、碳酸盐、有机质以及色度等测试分析,对各代表性剖面(ZKT、LL2 和 BL)进行了粒度测试分析,并采集了测年样(所有剖面采集 OSL 样,ZKT 剖面还采集了部分 ^{14}C 样),完成了大部分测年工作。

利用这些气候代用指标对短尺度冰芯中粉尘沉积和长尺度北疆黄土进行了研究,初步探讨了塔克拉玛干高空大气环境近百年的变化和北疆末次间冰期以来的环境变化,并对其机制问题进行了初步探讨。论文的主要结论如下:

1 整个上个世纪崇测冰芯中的尘埃含量总体趋于下降趋势,与低海拔气象站的对比发现,冰芯中尘埃记录与和田地区为代表的塔克拉玛干春季沙尘暴相一致,其周期关系都存在 22a 的周期,在年际周期尺度上相近,但冰芯中尘埃记录有 11a 周期,和田地区春季沙尘暴有 5.5a 的周期,它们间存在倍数关系,可能是大周期尺度是小周期尺度的叠加造成的,总体来说周期相一致。

2 对比冰芯记录和以和田为代表的塔克拉玛干荒漠周边不同海拔对全球气候的变暖趋势进行响应存在差异。其差异最为突出的表现是低海拔和田地区降水量与高海拔崇测冰芯中的物质积累量的变化趋势相反。塔克拉玛干荒漠周边高海拔地区崇测冰芯中尘埃记录与积累量同时减少。通过分析,发现两者存在主要尺度上存在很高的正相关,在机理上讲尘埃记录与积累量是有关系的,在崇测冰帽上的尘埃主要通过降水沉降到冰川上,尘埃在降水过程中充当凝结核,以湿沉积的方式沉降,所以尘埃记录与积累量相一致。

3 通过研究机制发现:塔克拉玛干荒漠周边低海拔降水增加,导致植被增加和土壤含水量增加,从这两方面阻碍了沙尘暴的发生;随着沙尘暴减少,加上空气湿度大和降水增多对空气的洗涤,使能上升到六七千米以上高空的尘埃更少;高空尘埃的减少造成高空凝结核的减少,进而造成云量的减少,降水的减少,从而导致冰川物质平衡下降;同时云量的减少导致太阳辐射增加,冰川表面气温增

加也导致物质平衡下降。从上述分析来看,沙尘在气候变化的作用,在低海拔地区是被动的,受气候影响;在高海拔地区变为主动,成为引起气候变化的诱因。沙尘是内陆干旱区高海拔地区在对全球变化响应的关键因子。

4 利用北疆典型黄土剖面 ZKT 和 LL2,重建了末次冰期以来北疆地区的环境演变,其中利用 $<2\mu\text{m}$ 含量来代表降水变化,利用 $>63\mu\text{m}$ 含量来代表尘暴变化特征, $<10\mu\text{m}$ 含量来代表西风环流强度;并结合碳酸钙、有机质含量及色度指标,发现末次间冰期以来北疆地区表现为寒冷的冰期和冰段偏湿,西风环流增强,控制区域位置偏南;温暖的间冰期和间冰段偏干,西风环流减弱,西风控制区域位置偏北。

5 新疆北部末次间冰期以来的古气候特点表明,与黄土高原、青藏高原和极地北大西洋地区相比,冷、暖变化是一致的,研究区的气候变化受全球变化的控制,但干湿变化表现了其区域特点,与黄土高原相反。

关键词: 冰芯 黄土 粉尘 新疆西风区

Abstract

By using an 18.7m ice core retrieved from Middle West Kunlun Mountain in South Xinjiang, we reconstructed the dust flux and snow accumulation rate of near 90 years of last century, and the dust deposition characteristic in the ice core is gotten. We also sampled 7 loess profiles in North Xinjiang; they are respectively ZKT, XYZ, XYZ+ and XY section in Yili region; BL section in Bole region; LL1 and LL2 in Tacheng region. By using the loess samples, we reconstructed the environmental change of North Xinjiang since the last interglacial period.

The ice core provides us an opportunity to comparative analysis the weather station of low altitude surrounding Taklimakan Desert represented by Hotan and the climatic proxy of high altitude surrounding Taklimakan Desert represented by Chongce Ice-core. Wavelet analysis were used to investigate the climatic variations of patterns, cycles and frequencies of different altitudes from 1954 to 1992, and different responses of different altitude surrounding Taklimakan Desert to global warming were got: Coherent decline of snow accumulation rate and dust deposition of high altitude recorded in Chongce ice core; Coherent increase of summer half-year precipitation and SAT(surface air temperature) of Hotan; Consistent variation tendency between dust deposit recorded in Chongce ice core and Hotan spring sandstorm days; Opposite variation tendency between Hotan precipitation and Chongce ice core snow accumulation rate and consistent cycles in general.

By analyzing the mechanism of different response, determined the predominant factors of different altitudes: At the low altitude, the vapor supply is predominant, and more vapor supplying means more precipitation; At the high altitude, probably the population of dust aerosol which act as cloud ice nuclei in high altitude atmosphere takes advantage over the vapor supply to affect the precipitation, and the dust aerosol population reducing result in the wet deposition reducing, thus the dust aerosol is the predominant factor.

By using the typical loess profiles ZKT and LL2, we reconstructed the environmental evolution of North Xinjiang since the last glacial period. We used the $<2\mu\text{m}$ grain size content to reflect the precipitation variations; $>63\mu\text{m}$ grain size content to reflect the sandstorm variations; $<10\mu\text{m}$ grain size content to reflect the strength of the westerlies. Although the change characteristics are different in detail, the overall changing trends are consistent. Combined with the TOC, CaCO_3 content, magnetism characteristic and the Chromaticity; we found the North Xinjiang environment present a warm-dry characteristic in inter-glacial period and stages, and a

cold-wet characteristic in glacial period and stages, since last inter-glacial period.

Compared with the Loess Plateau, Tibetan Plateau, Polar region and the North Atlantic region since last inter-glacial period, the paleoclimatic characteristics show a consistent variation trend in the cold-warm, i.e. the temperature variation is controlled by the global change; but the wet-dry variations are different, show a regional characteristic, opposite to the Loess Plateau.

Key words: Ice-core, loess, dust, last inter-glacial period, Xinjiang,

Westerly region

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：鄂崇毅 日期：2009.6.3

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，知识产权归属兰州大学。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：鄂崇毅 导师签名：张庆 日期：2009.6.3

第一章 绪论

1.1 选题目的和意义

粉尘是大气重要的组成成分,对全球气候起着非常重要的作用,它不仅对太阳辐射有着反射和散射的作用,还是海洋“铁肥料”的供给者,同时又作为气溶胶、凝结核而对降水产生影响。IPCC第4次评估报告指出:近100年来地球表面平均气温上升了 0.74°C ,全球变暖已经是不争的事实。大气中的微粒是气候环境变化的重要指示器,与大气温度变化有着密切的关系。大量粉尘被强风吹卷进入大气,并随高空气流向下游陆地及海洋地区远程传输(Rea D K., 1994)。中国西北地区覆盖着众多沙漠、戈壁和干旱的黄土,不仅是我国主要的沙尘暴源区,而且也是世界上最大的大气粉尘源区之一(李耀辉, 2004; 韩永翔等, 2006; 李栋梁等, 2004)。亚洲地区每年输入大气的粉尘达800Mt (Metric ton), 约占全球总量的一半(张小曳等, 2001)。在强烈的西风作用下,来自中国和亚洲其他沙漠的粉尘约有一半输送到中国海区、北太平洋、北美甚至北极地区(Duce R A et al., 1980)。粉尘的来源、特征、变化规律与大气环流和气候变化密切相关,既是全球和区域气候变化的产物,也对全球和区域气候变化产生重大影响(韩永翔, 2006),是全球海陆气耦合演化研究的关键。

一方面,更多的粉尘被送入大气,大气浑浊度提高,对太阳辐射的反射作用增加,即阳伞效应,使气候变冷;粉尘增多可以形成更多的凝结核,也能增加地球大气对太阳辐射的阻挡(Martin J H et al., 1988)。当大量粉尘沉降到海洋时,由于粉尘中可溶性铁元素在表层海水中增加,可促使浮游生物的生产率增加,从而更多地吸收大气中的 CO_2 (Zhuang et al., 1992; Elderfield et al., 2002; Jickell et al., 2005),由于大气中粉尘的碱性特征,当其落入海水中时,促进海水吸收大气中的 CO_2 ,减轻温室效应。

另一方面,由于大气粉尘的增加,高纬地区冰川表面反照率被降尘降低,冰期可能由此而结束。然而,目前对粉尘气溶胶环境、气候影响的评估仍存在很大的不确定性,原因在于对粉尘源汇、大气载荷及其与气候反馈机制认识不足,以及对粉尘物理、化学和光学特性及控制这些演变的诸多大气过程认识欠缺。

全球的粉尘传输路径主要有两条,一条是从北非传送到西南欧洲、大西洋和

美洲大陆；另一条是从中亚地区(包括中国西部)传输到东亚、北太平洋直至格陵兰。中亚地区不但是全球大气粉尘的重要来源,可能也是格陵兰和北太平洋粉尘沉积的源区之一(Prospero et al, 2002)。中亚地区的粉尘经过搬运,可以在不同的地方沉积下来,从西向东:其典型的沉积包括了冰芯、黄土、湖泊和北太平洋的深海粉尘沉积,直至格陵兰冰盖(Gao Y et al, 1992; Biscaye P E et al, 1997; Mahowald N et al, 1999; Zhang X Y et al, 1999; 姚檀栋等, 2004; 邬光剑等, 2005)。对这些沉积进行对比和综合研究,可以为理解中亚和东亚地区粉尘的传输机制及其对全球气候的响应和影响提供极为重要的基础。粉尘记录一般来说受到了三方面的影响,即产生、搬运和沉积。本文所说的粉尘,均指不溶于水的固体颗粒,在冰芯中称之为微粒,其主要成分为微细尘埃,在黄土中称之为风尘。

青藏高原冰芯作为靠近粉尘源区的沉积介质,因其搬运距离短而基本上不受沿途降水淋洗和重力分选的影响,直接反映了粉尘源区的变化,是理解这一传输过程必不可少的一个重要环节;而且由于其沉积位置高,记录了高空大气环境的变化,在反映大气粉尘背景浓度方面具有独特的优势,是研究大气粉尘演化历史的理想地点(姚檀栋等, 2004; 邬光剑等, 2005)。此外,冰芯记录由于拥有很高的分辨率(可以达到年),即可以和低海拔的现代气象观测资料进行比对分析高低海拔粉尘的变化特征,还可以和邻近的气象观测资料综合分析后,恢复过去气候变化。

充足的粉尘物质和一定的风动力条件是大气粉尘产生的重要条件,其中降水和气温所决定的地表干燥度对粉尘的产生起到决定性的作用。黄土剖面的风尘通量越大,所反映的风场越强,源区越干,尘暴和降尘越频繁(赵锦慧, 2005)。因此,黄土的风尘通量综合反映了黄土源区、搬运粉尘途经区以及粉尘沉积区的气候历史。

中国新疆地处西风带,尤其是新疆北部常年受西风控制,而且有较大面积,沉积连续的黄土沉积,这为我们了解西风区过去气候变化提供了理想的研究对象,而通过该区黄土粉尘堆积序列的研究还可反演古西风环流的演变。但就目前已有的研究来说,对西风带黄土的研究相对季风区比较欠缺,但西风带的研究意义非常重大。

1) 西风带作为北大西洋气候区和东亚季风区的纽带,对其沉积记录、演变历史的研究可反映北大西洋地区与东亚季风区气候变化的关系和气候相互作用的机制,这对全球气候变化机制研究有特殊意义。研究区地处西风气候和季风气候的交互地带,黄土地层中记录了来自热带海洋和北半球高纬地区的气候信息,成为连接北大西洋和赤道太平洋的纽带。对该区古气候的研究,可以帮助我们正确认识在我国黄土高原黄土中发现的与高纬度北大西洋地区的气候存在的遥相关和冰期、间冰期西风带和蒙古高压的变化以及它们之间的关系(屈文军等,2004)。

2) 西风带在一定意义上影响着东亚季风的演变。根据COHMAP(1988)的气候模型研究显示,第四纪由于太阳辐射和冰量的变化,西风带的位置和强度都发生过深刻变化(屈文军等,2004)。于革和王苏民(1998)对欧亚大陆159个湖泊地质记录的研究提出,盛冰期西风带南迁导致地中海地区出现高湖面:随着晚冰期冰盖缩小、冷高压减弱,西风带北撤,南欧出现低湖面。除了西风带位置和强度变化外,西风急流的连续性也会在冰期-间冰期旋回中发生变化。气候模型(Kutzbach,1980)的研究已证实,在18KaBP的末次冰期极盛期(LGM),气温低,风速大,风速大于20m/s的西风急流几乎环绕整个中纬度,而现代则是不连续的。因此,研究西风带在冰期-间冰期旋回中的变化及其演变历史,对北半球中纬度地区以及全球气候变化研究具有重要意义,是全球气候变化机制以及冰期-间冰期气候转换机制研究中必不可少的内容。

3) 西风带变化影响着中国粉尘源区的大气环流变化,对中国的沙尘暴活动以及粉尘搬运和沉积以及黄土堆积历史研究都有极其重要的意义。同时西风带变化也控制着粉尘源区的气候和水热组合特点,影响粉尘源区植被覆盖和粉尘供应情况,这些因素都影响到粉尘的搬运、沉积和黄土的堆积。张小曳(2001)通过对亚洲粉尘活动的系统分析研究,指出亚洲粉尘区域尺度输送受季风环流控制,全球尺度输送主要由高空西风完成;同时通过黄土和元素示踪系统的研究,发现间冰期北部沙漠源区输出的粉尘量增加,而在冰期西部源区输出的粉尘量增加;并进一步指出晚第四纪亚洲粉尘这种“源区摆动”的快速变化其实是全球千年尺度气候变化的一环,并可视作为过去北半球大气环流长期变化的代用序列。

此外,西风环流和青藏高原的共同作用对亚洲季风气候甚至全球气候都有着极其深刻的影响。对于中纬度地区气候变化来说,是通过副热带高压和西风带的

变化影响大气环流,最终影响热量和水汽分布来实现的;因此西风环流变化对于西风控制区气候和亚洲季风气候都有着直接的影响(屈文军等,2004)。

因此,利用山地冰芯和北疆黄土,研究新疆西风区粉尘沉积特征以及其演变历史对全球气候变化研究有着非常重要的意义。

1.2 新疆粉尘沉积研究历史

1.2.1 现代大气粉尘的观测研究

新疆地区建立专门气象观测站始于1954年,过去对于该区大气粉尘的研究主要集中在对沙尘暴,扬尘,浮尘等气象灾害的研究上。但随着对过去气候变化研究的重视,新疆作为亚洲乃至全球粉尘传输的源区越来越受到科学工作者的关注。特别通过近十年的研究和观测,对新疆地区粉尘起源,搬运,沉积以及成因得出一些基本的结论。

孙继敏(2002,2004,2007)认为,源自准葛尔盆地的粉尘主要由低空气流搬运,受下风方向的山脉阻挡,就近堆积成山麓黄土。源自塔里木盆地的粉尘如果被近地面风搬运,则不可能移除盆地,而是堆积在昆仑山北麓,但如果被飙升到高空,则被西风激流携带,移出盆地而降落在北太平洋地区,无论那种情况,该盆地的粉尘都不可能对黄土高原有重要贡献。张小曳(1996,1997,1999,2001)根据亚洲粉尘关键区域大气气溶胶中15~28种元素的浓度~粒度分布、沉降速率和通量分析,以及元素示踪系统的进一步解析,发现中国北方沙漠存在两个粉尘地~气交换比较活跃的区域,即中国西部沙漠(主要分布在新疆地区)和北部沙漠高粉尘区,证明这两个区域及其邻区是亚洲粉尘和黄土高原黄土主要源区的中心区域;通过对5个亚太区域粉尘沉降量的模式估算,得出亚洲粉尘释放总量每年约为800Mt,约相当于全球沙漠排放总量的一半;粉尘与黄土的对比表明,亚洲粉尘区域尺度输送受季风环流控制,但间冰期时并不取决于尘暴过程,而全球尺度输送主要由高空西风完成,无论冰期、间冰期均受尘暴过程控制;同时通过黄土和元素示踪系统的研究,发现间冰期北部沙漠源区输出的粉尘量增加,而在冰期西部源区输出的粉尘量增加;并进一步指出晚第四纪亚洲粉尘这种“源区摆动”的快速变化其实是全球千年尺度气候变化的一环,并可视作为过去北半球大气环流长期变化的代用序列。

1.2.2 冰芯记录的研究

冰川的生长发育与气候条件密切相关。因此,长期以来冰川沉积、冰川雪线和冰川末端变化等一直是冰川学家用以揭示气候环境演化的主要证据。与历史记录、树木年轮、石笋、湖泊沉积、珊瑚沉积、黄土、深海岩芯、孢粉、古土壤和沉积岩等可提取过去气候环境变化信息的介质相比,冰芯以其保真性好(低温环境)、分辨率高(可达到年)、记录序列长(可达几十万年)和信息量大,而受到科学家们的青睐。

新疆山地地区有冰川 1901 条,总面积 26516.83 平方公里,冰储量达 28531.5 亿立方米,其中处于塔克拉玛干南缘的喀喇昆仑山被称为世界山岳冰川之王,喀喇昆仑山区冰川覆盖度高,沉积厚度大,目前在中低纬度获得的最深的、时间尺度最长的山地冰芯,古里雅 309 米冰芯就是取自喀喇昆仑山。处在北天山的乌鲁木齐 1 号冰川是我国最早的冰川观测站。而利用冰芯研究过去气候变化开始于 20 世纪 80 年代中期。冰芯中的粉尘沉积作为其中重要的组成部分,则始于 90 年代末期,进行了大量的研究,研究主要集中在对古里雅冰帽冰芯的研究上,在恢复中纬度地区,青藏高原乃至全球过去气候变化上做出了很大的贡献。

通过古里雅冰芯中 $\delta^{18}O$ 与微粒含量的研究,恢复了末次间冰期以来青藏高原大气粉尘和环境变化的历史,记录显示,青藏高原在末次间冰期时处于低粉尘值,105ka 时高原上的粉尘浓度开始升高。约 75ka 左右进入冰期后,微粒浓度大幅度剧增,并在末次冰期早期(MIS4 阶段)达到了最高水平。在末次冰盛期,古里雅冰芯中微粒含量的增加并不显著,与南极和格陵兰不同。在轨道时间尺度上,温度和北半球高纬夏季太阳辐射与微粒记录都有良好的相关性,但也存在幅度和相位上的差异。青藏高原及其外围山地的冰芯记录反映的是中亚粉尘源区以及粉尘传输起始阶段的变化,而格陵兰冰芯记录反映的是粉尘最终的沉积状况,二者的意义是不同的,并通过与宝鸡黄土剖面、琵琶湖、北太平洋 130Ka BP 以来的风尘沉积进行对比,发现这些记录表现出一致性,也存在差异(邬光剑等, 2004, 2005)。姚檀栋等(1999, 2004), 盛文坤等(1999), 李月芳等(1997, 1999), 通过青藏高原古里雅冰芯粉尘 Ca^{2+} 的研究,发现陆源的 Ca^{2+} 离子是可溶气溶胶中的主要阳离子,可以作为中、低纬干旱区周边山地冰芯中反映大气成分和环境变化的指标。在古里雅冰芯中,末次间冰期以来 Ca^{2+} 离子浓度存在明显的变化,有两个较强的增

高时期和两个较弱的增高时期,这些变化总体与气候变化相关.即气候变冷, Ca^{2+} 离子浓度升高; 气候变暖时, Ca^{2+} 离子浓度降低。

此外, 邬光剑等(2006, 2008)对慕士塔格海拔6350m高度处冰芯中微粒的粒度和粒径分布特征进行了分析, 初步获得了该支冰芯所反映的大气粉尘搬运与沉积特征. 并结合氧同位素比值, 揭示了过去40年来该区大气粉尘的季节变化特征。慕士塔格冰芯的粒度记录反映了高海拔近源区粉尘的沉积特点, 与远源沉积的极地冰芯存在差别, 气团反轨迹追踪结果表明西亚(如伊朗~阿富汗高原)和中亚地区是慕士塔格粉尘的主要源区。

1.2.3 新疆黄土记录的研究

对于新疆黄土, 周廷儒(1963)最早进行了较为系统的调查研究并指出, 新疆黄土的形成和冰川物质的来源与干旱环境有关。后来, 在《新疆地貌》中, 他把新疆黄土与黄土高原黄土进行了比较研究, 并将新疆黄土特征概括为五点: (1) 新疆黄土的厚度很小, 山坡覆盖黄土一般为几米至60多米; (2) 新疆黄土中没有明显的古土壤层和钙质结核层; (3) 新疆黄土的垂直节理不明显, 很少发现黄土柱、天然桥、黄土溶蚀等地貌特征; (4) 新疆黄土整体为淡黄色, 没有明显的分层; (5) 新疆黄土形成时期主要在下、中更新世, 他的形成与冰期可能有直接关系, 是在干冷的古地理环境形成的。

80年代, 文启忠(1981, 1988, 1990)、张鸿义(1985)、滕志宏(1986)等先后对北疆黄土分布特征、形成时代、物质组成等进行了较系统的研究。文启忠通过对新疆伊犁盆地坎苏黄土剖面 and 天山北麓黄土研究认为, 坎苏的黄土底部的年龄与黄河中游地区的马兰黄土相当 0.12MaB. P. 以来北疆地区气候变迁与西北黄土高原大致同步, 但其波动幅度比洛川黄土剖面的变化要小的多。

90年代以来许多学者对新疆黄土进行了大量的研究工作(高存海等, 1991;; 赵秀峰等, 1993; 赵兴有等, 1995, 1997; 余素华等, 1994), 范围由北疆扩大到南疆的昆仑山地区, 就其形成时代、形成环境、古气候记录、物质组成及其元素地球化学特征等多方面进行了研究, 并与黄土高原的黄土进行了对比。

近十年, 叶玮等(1998, 2001, 2002)对伊犁河谷晚更新世黄土进行了较系统的研究; 史正涛等(1999, 2007)较为系统的研究了天山地区黄土沉积特征、形成时代、环境、地层划分, 并与黄土高原和中亚黄土的进行了对比, 同时探讨了

晚第四纪以来该区环境演化及沙漠形成演化;方小敏等(2001)在西昆仑山的于田县大坂白西发现了厚达81米的黄土剖面,并进行了系统的古地磁年代学及古气候记录研究,结果表明,昆仑山黄土开始堆积时间为0.90Ma B.P.,这是目前新疆有确切年代的最老的黄土。

1.3 研究内容

本文使用在南疆钻取的一支18.7m的冰芯和北疆采集的6个黄土剖面作为研究材料,采用不同气候代用指标对新疆西风区粉尘沉积进行研究。主要研究内容包括:

1. 短时间尺度粉尘沉积研究,利用来自喀喇昆仑中段的崇测冰芯揭示了该区粉尘沉积历史和演变特征。其中主要研究内容为:
 - 1) 冰芯的断代;
 - 2) 冰芯中尘埃通量变化趋势和周期;
 - 3) 冰芯物质积累量的变化趋势和周期;
 - 4) 冰芯中尘埃和物质积累量的关系,以及它们和低海拔代表性站点各气象因子(气温、降水、沙尘暴天数)的关系;
 - 5) 机制分析和粉尘在其中扮演的角色。
2. 长时间尺度粉尘沉积研究,利用在伊犁新源采集的则可台(ZKT)剖面,博乐市郊采集的博乐(BL)剖面,塔城努拉村采集的努拉(LL2)剖面研究该区末次间冰期以来的粉尘沉积历史和变化特征。主要研究内容包括:
 - 1) 气候代用指标的测定,主要包括,粒度,磁化率,色度,碳酸盐含量,总有机碳含量;
 - 2) ZKT绝对年代的测定,利用光释光和AMS¹⁴C;
 - 3) ZKT和LL2两剖面古气候代用指标时间序列的建立,利用粒度年代模型来对各层进行年代插值;
 - 4) 新疆北部末次间冰期以来的环境变化以及与其他记录的对比。
3. 新疆西风区粉尘沉积特征

第二章 研究区自然地理概况

新疆位于北半球中纬度欧亚大陆中心,面积 160 多万平方公里,约占全国面积的 1/6,是我国最大的省区。新疆周围被高山环绕,西部和南部是高耸的帕米尔高原、昆仑山、阿尔金山等,帕米尔高原一般海拔高度 4000~5000m,昆仑山脉呈北西~东西~北东向弧形弯曲于南部,山体高度 4000~6000m,有不少山峰海拔大于 6000m;东西向展布,横亘中部的乃天山之东段,山地平均海拔 4000m,与南北两盆地之间高差达 3000~3500m,汗腾格里地区为天山最高最宽的山体,高度多在 5000m 以上;北部的中国阿尔泰山为阿尔泰山的中段,呈西北~东南走向,海拔多 2500~3500m,最高峰友谊峰位于中俄边境,高 4374m。天山南部的塔里木盆地,海拔在 1000m 以上,是我国最大的盆地。盆地中发育的塔克拉玛干沙漠也是我国最大的沙漠。北部的准葛尔盆地,海拔一般在 600m 以下,盆地中部的古尔班通古特沙漠是我国第二大沙漠,新疆这种独特的地貌格局和位置决定了该区自然环境的特殊性、复杂性和多样性:大陆性极强,干旱少雨,但不同地区气候有很大差别。

如图 2-1 所示本文黄土研究区主要在北天山,阿尔泰山以南地区。剖面分别分布在伊犁新源地区,博乐地区和塔城地区,而冰芯则取自南疆塔克拉玛干沙漠南缘的喀喇昆仑山中段的崇测冰盖。

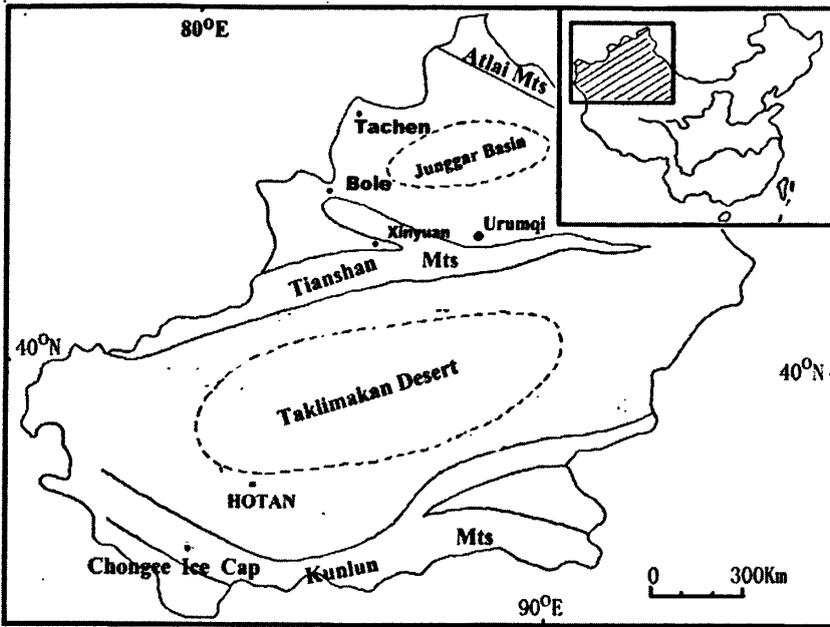


图 2-1 研究区各采样位置图

Fig.2-1 Schematic illustration of landform configuration for Xinjiang Province, China.

2.1 地质地貌背景

从大地构造学意义来讲，亚洲中部是全球最重要、最复杂的一个地区，记录了欧亚板块形成演变的全过程及印度板块的俯冲和大陆近期的碰撞。在欧亚大陆形成之前，这里是西伯利亚板块、哈萨克斯坦板块、华夏板块及冈底斯~羌塘板块的长期相互作用区，而后又是印度板块向北俯冲过程中对欧亚大陆产生突出影响的地区。亚洲中部规模巨大的诸条山系都是在这些古板块、地块及古陆间边缘带的基础上，由于印度板块向欧亚板块俯冲过程中板块内陆壳再次强烈缩短、抬升形成的。

其中北疆天山山系具有漫长的地质发展历史。天山山体的构造演化主要可以分为三个大的阶段。第一阶段为古生代天山的褶皱隆起时期，大致从震旦纪开始到二叠纪末，包括天山地区不同时期的海域沉积、岩浆活动，以及最后的全面褶皱隆起成为高大的山地；第二阶段是隆起的古天山的剥蚀与夷平时期，从三叠纪到新近纪。第三阶段是古天山准平原在新近纪、特别是在上新世~早更新世末发生的断块隆起和沉降，沉降成为盆地，隆起的梯级山地夷平面在经流水、冰川等作用形成现代峻峭挺拔的天山雄姿。中新世时，亚洲中部各沉积盆地已达到空前

的程度,除现今各大盆地之外,山地的部分地区也接受了沉积,表明此前区域准平原化达到完善阶段,同时,中新统在山间盆地及山前拗陷带中的巨大厚度,反映了压陷盆地边缘的沉降作用很强。尽管沉积碎屑物质很细,但沉积速度很大,表明物源区碎屑十分丰富,所以形成了所谓的“细粒磨拉石建造”,中新统在吐鲁番盆地厚达1500m;在库车拗陷带中最厚超过2000m;在昆仑山山前的红色碎屑岩中夹海相层,厚达6000m;北天山山前拗陷带中厚达千米;而在费尔干纳盆地超过7000m。中新统的岩性及颜色,表明其来自厚层红色风化壳的表层或上层,反映山体处在抬升初期,也暗示印度大陆向北剧烈碰撞的开始(王树基,1987,1990,1997;史正涛,2001)。

上新世,许多沉积盆地明显缩小,但盆地沉降速率和沉积速度则有增无减,反映差异性升降运动十分剧烈。上新世末~早更新世初,由于印度板块向欧亚板块的强烈俯冲,包括天山在内的亚洲中部山地开始强烈上升,断裂发育。断裂的推覆、冲断、走滑造成了地壳在山系分布的剧烈缩短,山地断块抬升;同时,山麓盆地边界主断层的推覆、冲断造成了下盘新地层(新生界)褶皱和底角度的逆冲断裂,山前带表现为阶段性断裂抬升或掀斜性质,由此塑造出构造阶地、山麓阶梯式剥蚀面等。天山的新构造运动异常活跃,不仅使中生代和第三纪形成的夷平面解体,使天山山地降升到较大的高度,而且在其山麓地带使新生代地层挤压、变形,形成数排背斜与向斜相间出现的构造带。在天山北麓的中、新生代拗陷中,形成与主体山地走向基本一致的三排近东西向背斜构造。这些背斜构成的低山、丘陵,因受主体山地总体缓慢抬升的影响,现代海拔自南向北逐渐降低,约从2000m左右降至700m。

纬向构造山脉间夹着大的山间盆地或谷地,在阿尔泰山和天山之间则是准噶尔盆地,受副热带低压和蒙古高压影响,盆地中部则形成了古尔班通古特沙漠。纵向宽谷和切割浅的山地构造夷平面遗迹是天山山系地貌的基本轮廓,根据地形面形态结构,天山山体的地形包括山地、山间盆地、山前倾斜平原三部分。而巨大的山体高度也形成了明显的气候地貌带:(1)现代冰川作用的最高山带(3500m以上),这种最高山,往往是北天山诸山脉交汇的山结部分,山势雄伟峻拔。主峰海拔高度达5000~5500m。雪线一般在4000m以上。地貌特征为尖锐的角峰、锯齿脊、冰斗、雪源、石流、倒石锥和冰川槽谷等;(2)寒冻风化作用的高山带(2300~

3500m)是由古生带火山凝灰岩、变质岩和石灰岩组成的山地,受各期构造作用的影响,山势十分陡峭,这里现代虽不能发育冰川,但山坡的阴坡由于降水量较多,冬季长,积雪厚,寒冻风化作用相当剧烈。山坡面有古冰斗、融冻泥流和倒石锥,下部有古冰川槽谷和第四纪冰碛;(3)流水侵蚀的中山带(1500~2300m),这一带是由古生代变质岩及中生带地层所组成的较低的山岭,地形特征为缓坦的山峰,或作锯齿状的单斜脊,一般高度在2000~2800m之间。临近高山带基部,常沉积第四纪冰碛物,其上覆盖黄土;(4)干燥剥蚀作用低山带(600~1500m),这一带平行天山的隆起和纵向谷。在纵向谷中充填着冰水沉积物和冲洪积物。在比较平缓的山坡和中洪积物上覆盖着黄土,发育黄土梁、黄土丘、落水洞等黄土地貌,由于河流下切和构造抬升,这里河流阶地十分发育(王树基,1987,1990,1997;史正涛,2001)。

而南疆则主要由除天山山系以外的西昆仑山和阿尔金山两大山系限定,其北为塔里木盆地,属秦~祁~昆构造区西段,西昆仑位于青海以西,新疆与西藏之间,是青藏高原西北部最高大、最雄伟的山岭,最高峰昆仑峰海拔7167m(郑本兴等,1988);阿尔金山地处新疆与青海、甘肃交界地带,是青藏高原的西北边界,也是塔里木和柴达木两大盆地的天然分界,阿尔金山北东~南西向延伸,全长720~750km,最宽处约100km,平均海拔3500~4000m,西高东低,西端苏拉木塔格最高峰海拔6295m,山体临塔里木盆地一侧坡陡谷深,高差悬殊。

根据重力异常和地震活动性分析,郑剑东(1988,1996)认为西昆仑山和藏高原可能属同一整体,提出将喀喇昆仑断层、西昆仑北缘断层(铁克里克断层和阿尔金断层等大型断裂系统作为高原的西北边界,巍峨的山系与北侧56万平方公里的塔里木盆地形成完全不同的地质构造和地理景观,反映了隆升造山与拗陷成盆两种截然不同的动力学过程。

晚古生代末期,古亚洲洋和古阿尔金洋的闭合形成了广阔的北方大陆,中国西北部大多上升成为陆地(王鸿祯主编,1985),从中生代开始,西北地区主要由几个不同陆块和其间残留的古缝合带(碰撞带)所组成。古生代末期的碰撞使得上述古缝合带在中生代早期大多隆起成山,包括古天山、古祁连山、古昆仑山和古阿尔金山等,成为三叠纪磨拉石的物源区,山系与其间的原有盆地构成了中生代古地理的基本面貌,又随其后的地壳构造不断发展和演化,从而构成中国西北地

区中新生代地质地貌形成演化的基本构造背景(刘训, 2004)。

昆仑山由志留纪碰撞带复活形成(Matte et al., 1996), 姜春发(1992, 2000)以阿龙断裂(又称库牙克断裂, 是阿尔金断裂向昆仑山的延伸)为界, 将昆仑山划为东、西两段。但东、西昆仑之间似乎没有明确的地质边界, 我们将对应于塔里木板块的造山带部分称之为西昆仑造山带(韩芳林等, 2003)。更准确讲, 可认为西昆仑造山带从西端的帕米尔到东段的阿尔金断裂, 呈北西~南东向延伸超过1000公里(张传林等, 2007), 属于中国中央造山带的最西段(姜春发, 2000), 是青藏高原的西北边界, 在叶城南部宽约100公里。

西昆仑地区的构造演化历史可以划分为三个基本的阶段(崔建堂等, 2006): 前震旦纪基底构造演化阶段, 震旦纪一中三叠世板块构造演化阶段以及晚三叠世以来板内构造演化阶段。震旦纪~寒武纪西昆仑从塔里木大陆分裂出去, 并在它们之间形成“昆仑洋, 寒武纪~奥陶纪“昆仑洋”向南俯冲于西昆仑之下, 形成库地俯冲带、库地弧前盆地、西昆仑早古生代火山弧及麻扎~黑卡弧后盆地, 志留纪~早泥盆世, “昆仑洋”消失, 西昆仑早古生代火山弧与塔里木大陆碰撞, 形成塔里木前陆冲断带、泥盆纪前陆盆地磨拉石和塔里木大陆内部泥盆纪的“红层相”。中元古代至早古生代, 塔里木板块与羌塘~扬子板块发生解体。晚古生代至三叠纪西昆仑演化为活动大陆边缘, 自南而北形成了公格尔~桑株塔格, 库尔浪~卡尔隆沟、弧、盆体系, 塔西南则于这一时期发展成为克拉通坳陷型盆地(司家亮, 2008)。三叠纪末塔里木板块与羌塘~扬子板块碰撞, 以及中、新生代以来特提斯开与合的“手风琴”式运动施加的影响, 使西昆仑发生了强烈的变质、变形和变位。由于印度板块最终与亚洲大陆的碰撞, 一些原来的构造重新复活, 造成本区强烈的新构造运动, 如强烈的火山活动和岩浆作用, 大规模的逆冲推覆与走向滑动, 频繁而强烈的地震活动。同时高原整体快速抬升, 局部的应力松弛, 产生近期的正断层; 高原与盆地间的高差增大, 逐渐形成现今地貌景观。

总体上形成以准葛尔盆地、塔里木盆地以及天山山区三种基本地貌类型, 其中我们研究的新源地区(黄土剖面为ZKT、XY、XYZ和XYZ+)位于天山山区, 博乐(BL剖面)和塔城(LL1和LL2剖面)地区则位于准葛尔盆地周边, 崇测冰帽则位于塔里木南缘的喀喇昆仑中段。

2.2 气候

2.2.1 气压场与高空流场

新疆大气环流是欧亚大气环流的一部分,控制新疆各天气气候的地面气压系统主要为蒙古高压和副热带低压的季节性进退:冬季整个亚洲大陆北蒙古高压控制,其中心位于蒙古西北部和萨彦岭高原一带,中心强度达1040hPa以上。新疆北部的青河、富蕴一带位于高压中心区域。局地环流影响北强大的高压所控制,盛行风以东和东北风为主;春季,从4月份起,蒙古高压减弱,其控制范围缩小,只有新疆北部和东部受其影响,与此同时,印度低压开始发展;夏季,蒙古高压在新疆完全消失,代之而来的是北上的印度低压,低压中心995hPa,新疆夏季的天气气候的变化主要受印度热低压控制;秋季,副热带低压向西南方向退缩,到10月退出新疆;冬季,蒙古高压再次进入新疆(李江风等,1991)。

根据气象资料,新疆一年四季都盛行西风。冬季,受青藏高原和帕米尔高原的阻挡,西风气流在4000m以下北分为南北两支。在1500m高度上,北支气流受地形影响,产生两支反气旋性环流:一支在准葛尔盆地的东北方,由阿尔泰山尾间转向东南,形成东南风进入准葛尔盆地,在盆地内形成一支反气旋环流系统;另一支在天山南麓进行分支:一支进入河西走廊,另一支流入南疆形成东北风进入塔里木盆地,在盆地内也形成一支反气旋环流系统。春季,西风带的位置明显北移,势力锐减,影响新疆的西部和北部气流主要为巴尔喀什湖上空东西方向的切变线。由于切变线之北吹偏西风,由此产生的天气顺西风进入新疆并影响新疆北部和西部。夏季,在对流层下层由于印度低压的发展和太平洋副热带高压的加强,新疆以西北气流为主,因为在贝加尔湖至河套有一西风槽存在。秋季,1500m高度以上的平均流场形势与冬季类似,在北疆西部地区仍以西风气流为主(叶玮,2001)。

2.2.2 气温

由于新疆南北跨度很大,加之地形复杂,高差悬殊,气温变化十分复杂。横亘于新疆中部的中国天山,将新疆分为两个不同的气候单元,天山以北为温带,天山以南为暖,南北疆年均气温差异显著,南疆各站均高于北疆。南疆年均温为11.5℃,北疆地区为7.4℃。在北疆地区,各站气温年和季节变化也不尽相同。1

月为新疆最冷月,由于逆温层的存在,北疆大部分气象站,其月平均温度均高于 $\sim 20^{\circ}\text{C}$,且海拔越高,温度越高。而伊犁谷地由于地形的屏障作用和逆温层的存在而成为新疆冬季最暖的区域,南疆地区冬季温度较高,1月平均温度均高于 $\sim 10^{\circ}\text{C}$ 。春季,新疆各地升温都较快,南疆升温幅度最大,北疆伊犁地区次之,北疆其他地区最慢。7月份为新疆最热月份,南北疆温度差异不大,而伊犁地区以外,伊犁地区7月份气温是全疆最低的区域,故伊犁地区也是新疆年较差最小的地区。10月份,新疆各地气温迅速下降,伊犁地区最晚进入冬季,是新疆秋季最长的地区,而南疆则是新疆夏季最长的地区,库车、和田等地区达到118天之多,包括塔城、博乐等地在内的北疆其他地区则是新疆冬季最长的地区。

2.2.3 水汽输送和降水

据史玉光(2008)的研究表明:新疆地区地面 $\sim 300\text{hPa}$ 每年平均有26114.8亿吨水汽流入新疆,25647.7亿吨水汽流出新疆,新疆地区净水汽收入量为467.1亿吨,西、南和北边界为流入边界,东边界为流出界,由于新疆地形的原因对流层中层水汽输送量最大,低层和高层水汽输送量相当,低层的为水汽净输出,中、高层为水汽净输入。从季节变化来看:夏季流经新疆的水汽输送量最大,总流入和总流出量分别占全年的38.5%和38.9%。春、秋季次之,且输送量相当,占全年的23%~25%,冬季水汽输送量最小,约为全年的13%左右。夏季西、南和北边界为流入边界,东边界为流出界,对流层低层为净水汽流入,中、高层为净流出。秋、冬季西和南边界为流入边界,北和东边界为流出界,春季西和北边界为流入边界,南和东边界为流出界,春、秋和冬季对流层低层为水汽净流出,中、高层为水汽净流入。由于新疆三面环山的地形,四季均为对流层中层水汽输送量最大。

由于青藏高原的动力作用、巨大狭长的山脉和大西洋、北冰洋的水汽、冷空气路径等综合作用使得新疆降水的季节分配极不均匀,一般来说,冬季绝大部分地区干旱少雨,夏季雨量丰沛,春秋是过渡阶段,大部分地区春雨多于秋雨。各季降水量的相对变率大于年变率,夏季最小,冬季最大,春秋两季相似。

另外,由于地形和下垫面性质的差异,使新疆年降水的空间分布很不均匀,全区58%的地区年降水深 $< 100\text{mm}$,其降水总量仅占全区降水总量的14%;年降水量 $> 500\text{mm}$ 的面积仅占全区总面积的6.5%,而降水总量却占全区降水总量的30%左右。按水资源三级区统计,伊犁河流域是降水量最丰沛的地区,面平均降水深为

546.1mm,年降水量占全疆降水总量的12.2%;塔克拉玛干沙漠区面平均年降水深仅为14.9mm,是年降水最少的地区。若以天山山脊线为界,将新疆分为北疆和南疆两大部分,北疆面积约 $45 \times 10^4 \text{ km}^2$,其年降水量为 $1145 \times 10^8 \text{ m}^3$;南疆面积约 $119 \times 10^4 \text{ km}^2$,其年降水量为 $1399 \times 10^8 \text{ m}^3$,约各占一半。但因北疆面积仅占全疆的27%左右,而南疆面积占全疆的73%左右,若折算为面平均雨深,则北疆为254mm;南疆为117mm,相差近两倍之多。由于造成新疆大气降水的主要水汽来源是中纬度西风环流带来的水汽,加上地形原因,所以西部、北部降水量大,而东部、南部降水量小。如果以策勒~焉耆~奇台三个县城划一直线,将全疆分成西北部和东南部,面积大致各占一半,但西北部的降水量占全疆降水量的4/5,平均雨深约240mm,而东南部的降水总量仅占1/5,平均雨深不足60mm。而就北疆和南疆分别而论,北疆山地一般为400~800mm,盆地边缘150~200mm,盆地中心约100mm左右;南疆山地一般为200~500mm,盆地边缘50~80mm,东南缘20~30mm,盆地中心约为20mm左右(史玉光,2008)。

2.2.4 沙尘暴,扬沙和浮尘

新疆沙尘暴较多,强度很大,沙尘暴日数年分布北疆少,南疆多,山区少于盆地,西部少于东部。春季是新疆沙尘暴发生日数最多的季节,从春季大气环流特征来看(图2-4),南疆大气环流明显比北疆地区要复杂,从表2-1,2-2,2-3可以明显的看出北疆沙尘天气明显少于南疆,整个新疆沙尘天气在10年际尺度上处于明显的减少趋势。全疆沙尘暴多集中在春季,可占全年的50%左右,尤其是4~6月份最多,占全年的70%。而从南、北疆对比来看,新疆沙尘天气的高发区在南疆的塔克拉玛干沙漠及其南缘,年平均沙尘日数南疆是北疆的5倍。北疆年平均沙尘日数精河最多,南疆民丰最多。北疆沙尘天气的多发时段在4~9月,峰值出现在5月,南疆多发时段在3~9月,峰值在4月。

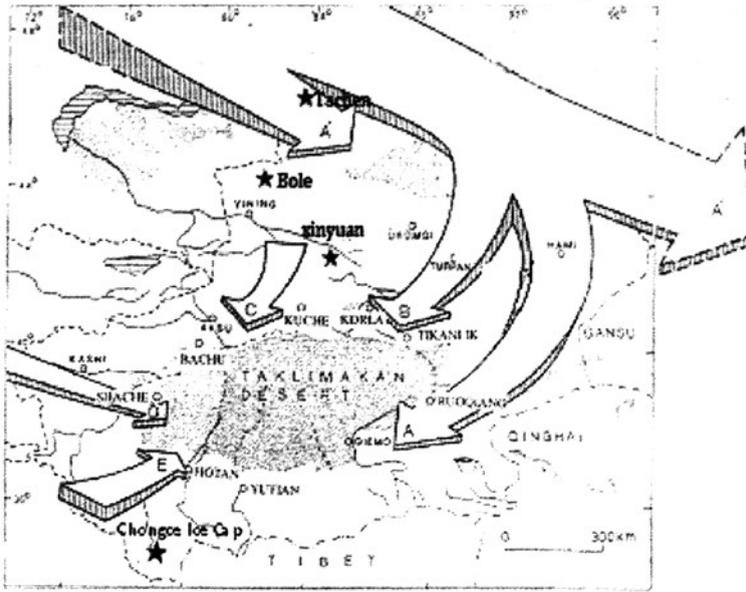


图2-4 研究区春季大气环流模式及部分气象站位置图 (韩建康私人交流)

Fig. 2-4 Spring air circulation pattern and the location of the meteorological stations

表 2-1 南疆、北疆沙尘天气减少趋势

Table 2-1 Declination of dust weather for the southern and northern Xinjiang

Weather	Parameters	Southern Xinjiang	Northern Xinjiang
Dust storm	Annul average (days/ year)	14.8	3,2
	Declination rate (days/ decade)	2.7	0.8
Blowing sand	Annul average (days/ year)	41.4	9.2
	Declination rate (days/ decade)	6.7	1.2
Floating dust	Annul average (days/ year)	109.8	21
	Declination rate (days/ decade)	9	?

表 2-2 不同气象站沙尘暴发生频率

Table 2-2 The visiting frequency of dust storms to a given number of stations

Decades	More than 10 stations	More than 20 stations	More than 30 stations
1960s	136	25	3
1970s	124	24	4
1980s	95	17	2
1990s	33	4	0

表 2-3 研究区四十年来沙尘暴年平均天数

Table 2-3 Average days of dust~storms in annum for the last 4 decades

*: The last four belong to the Northern Xingjiang; others to the Southern.

Station	1960s	1970s	1980s	1990s
Minfeng	35.2	28.2	44.6	29.2
Hotan	29.1	30.4	28.5	15.0
Keping	34.6	41.2	32.6	14.3
Aksu	11.2	8.7	8.5	2.4
Kashi	7.5	10.1	7.3	3.1
Tokxun	9.6	10.3	10.6	5.3
Zhuomaohu	21.4	41.5	8.0	5.4
Hami	8.9	9.0	5.4	0.6
Tacheng	1.7	1.9	6.5	0.8
Fuhai	1.0	2.6	6.5	0.8
Jinhe	3.5	6.7	6.8	0.7
Urumqi	3.8	7.2	2.1	0.3

2.3 土壤与植被

按 Gausen ~ Walter 的植物气候分类, 北疆伊犁地区的植物气候类型属塔城~伊犁型, 与中亚的哈萨克斯坦型很接近。冬雪与春雨使春夏之交土壤含水量较高, 而气温又不太高, 短命和多年生短命植物大量发育并形成层片, 因而该区的地带性植被为荒漠类, 土壤为灰钙土。灰钙土地表植被属蒿类荒漠, 建群种有茵陈蒿、角果藜、猪毛菜, 伴生有伏地肤、优若藜、珠芽蓼、早熟禾、雀麦等, 覆盖度 30~40。这些短命植物生长期 30~50 天, 它们充分利用了春季的融雪水发芽, 营养生长和生殖生长同时进行, 从 4 月初至 6 月初可迅速完成其生命周期, 6 月底至 7 月初草原由绿变黄, 只有旱生蒿属可生长到秋季, 因此灰钙土一年有两种植物层片。随着由西向东海拔高度与水热条件的变化, 植被也逐渐由荒漠草原变芳干草原, 土壤则变为栗钙土。栗钙土地带自然植被以禾本科和蒿属为主, 其中有针茅、羽茅、狐茅、隐穗草、蒿属、地肤、紫苑等, 草层高度 20~50cm, 覆盖度 30~50%。再向东随着海拔的进一步增高, 植被组成中蒿属减少, 而禾本科的针茅增多, 栗钙土又逐渐被暗栗钙土和黑钙土代替。

而南疆地区土壤类型主要为草甸土、荒漠林土、盐土、沼泽土、绿洲潮土、残余沼泽土、残余盐土、龟裂土、风沙土等。河滩地和河间低地多为草甸土和沼泽土，河道两岸的自然堤和老河道两旁发育着荒漠林土，古老冲积平原上发育着草甸土和林土的半水成土壤，距河更远的古代冲积平原上发育着龟裂性土或残余盐土。盐土在所有河流两岸，湖泊岸边均有分布。风沙土面积最广。

该区植被可分为河岸落叶阔叶林、温性落叶阔叶灌丛、小乔木荒漠、半灌木、小半灌木荒漠、典型草甸、盐生草甸、草本沼泽七个植被类型。塔里木河两岸植被的特点是植物种类少且稀疏、群落结构简单、分布与水文地质密切相关、抗逆（干旱、盐碱、风沙）性、适应性强。塔里木河冲积平原上为荒漠植物群落，植被品种贫乏，构成单一，生长稀疏，大根茎和耐旱植物得到发育，主要由不依赖天然降水的非地带性植被构成，多分布在地下水位较高的河漫滩、低阶地、湖滨及低洼地，依靠洪水漫溢或地下水维持生命，沿河形成断续的、宽窄不一的由乔、灌、草组成的绿色植被带。人工绿洲镶嵌于平原区天然绿洲之中，因而平原区的天然植被对绿洲影响最大。塔里木河干流区主要分布的植被类型是以胡杨为代表的荒漠河岸植被以及以怪柳为代表的平原低地灌丛。胡杨（含灰杨）林主要分布在塔里木河干流沿岸、洪水泛滥的叉河两侧。沿河床两岸较高的河滩上，洪水已不能到达，生长着胡杨幼年林，分布不均，盖度小。胡杨（含灰杨）林下生长有甘草、芦苇等。河阶地上沿天然堤生长着胡杨，天然堤外以红柳灌木丛为主。老河滩上水分条件较好的地区，发育芦苇草甸，在洪水达不到的地方，地下水位不断下降，芦苇枯死，地面裸露，只生长着稀疏的骆驼刺、罗布麻。在河道两岸地势较高的地方和干涸湖沼地分布有盐穗木、盐节木为主的多汁盐生灌丛。在风积地形发育的流动半流动沙丘地上，为稀疏怪柳、梭梭柴等沙生植物所占据。由于得不到地表水的灌溉，地下水位下降，草场退化，植被由芦苇、罗布麻、骆驼刺、怪柳等代替。

第三章 短时间尺度粉尘沉积研究（山地冰芯）

冰川是保存过去大气粉尘演化历史的良好介质，保存在冰芯中的大气粉尘，我们称之为微粒。目前对极地冰芯中的微粒研究较多，而对山地冰芯中微粒的研究较少。毗邻中亚干旱区的青藏高原上的冰芯，是反映中亚粉尘源区环境变化和大气活动的良好记录。本章以青藏高原北部的崇测冰芯为研究对象，探讨该支冰芯中微粒记录和物质积累量之间的关系以及它们与塔克拉玛干沙漠周边代表型气象站点不同气象因子之间的关系，并试着从机理上探讨其对全球变化的响应。

3.1 冰芯剖面描述和资料的选取

3.1.1 崇测冰芯

3.1.1.1 冰帽、钻点特征和冰芯钻探

崇测冰帽位于西昆仑山，全长约7公里，末端高度约5800m，平衡线高度5930m (Ageta et al., 1989; Zhang et al., 1989)，两处突出的穹顶海拔分别为6532m and 6374m (图3-1)。B1~B13作为主要观测断面，张文静，韩建康等曾在1987年进行过连续的雪坑剖面研究。综合气象观测结果的分析表明，崇测冰帽是一条以夏季补给为主大陆型冰川。以降雪为主的降水主要发生在5月下旬至9月上旬的暖季 (Ageta et al., 1989; Zhang et al., 1989)。对同年在B13钻取的浅冰芯的初步分析指出，崇测冰帽保存着良好的气候和环境记录 (Nakawo et al. 1990)。但是因冰芯浅层出现裂隙，记录的连续性遭到破坏。

崇测冰帽海拔6532m的主冰穹(图3-1)顶部平坦，且位于冰分水岭处。1992年9月20日至10月4日，使用机械钻机在这里钻取了长度在16m至48.2m之间的6支冰芯；其中最深的一支到达基岩。冰芯钻出后，将0.3~0.5m长的冰芯段密封包装在聚乙烯筒袋内，置于冷冻冰箱中进行运输，随后保存在温度-20℃的低温室。钻探结束后，在钻孔中吊放一组探头进行温度测量。观测到的连续负温剖面(图3-2)表明，钻点从表层到基岩全深度都由冷雪(冰)组成，这显然有利于良好气候和环境记录所必需的冰芯替代指标(包括不可溶微粒)原始沉积状

态的保存。

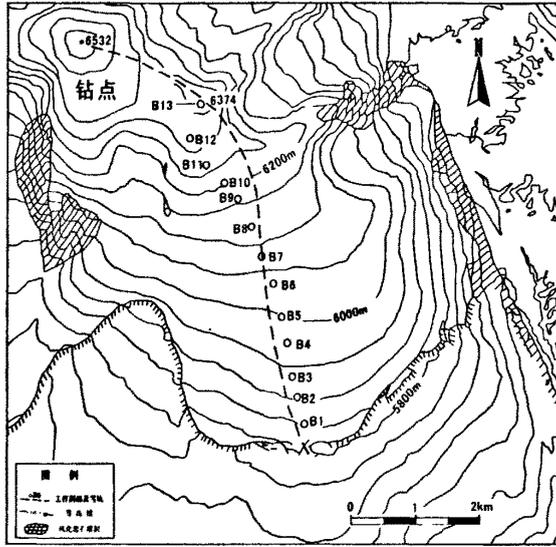


图 3-1 崇测冰帽及钻点位置 (Han et al, 2005)

Fig.3-1 Drilling site and Chongce ice cap

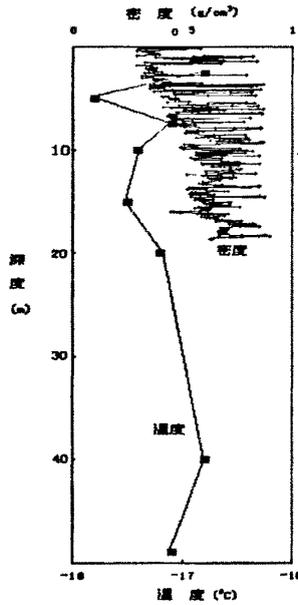


图 3-2 到达基岩的温度剖面 and 到达 18.7m 深度的密度-深度剖面 (Nakawo et al,1990)

Fig.3-2 Temperature profile reached to bedrock and the profile of temperature and density reached to 18.7 metre

3.1.1.2 冰芯物理和化学性质测定

a. 层位观测

仪器检测开始前,在低温室使用日光灯光盒进行直观层位观察。冰芯表面不清晰时使用酒精布进行擦拭,有利于看到细节。所有观察到的现象如气泡尺寸和形状、晶体颗粒大小以及投射光在相邻结构间的变化,均记录在一卷 10cm 宽的米格纸上,形成 1:1 的冰芯层位图。

冰芯层位中最突出的现象是与粒雪交替出现的冰层、冰透镜体和冰脉,层位观测中对这些标志着曾经发生过融化~冻结现象的冰层薄厚特别进行了记载。我们发现,虽然崇测冰芯中频繁出现雪冰夹层,但始终没有发现厚于 5cm 的冰层。统计表明,冰层厚度总量小于冰芯总长度 10%。如认定在年层中该比例同样适合,则可判定融化造成的渗浸穿透年层的概率很小,可以忽略。

b. 积累率和密度实测

1987 年野外工作时,韩建康等曾在崇测冰帽顶部插下一根测杆,以求该点的净积累率。从 1987 年的 8 月 26 日至 1992 年 10 月 4 日的约 5 年间,积雪表面增长高度为 93.6cm,年均增量 18.7 cm。

为测量密度,冰芯被截为约 3~5cm 厚的小段(对界限分明的冰层,厚度一般在 2~3cm)。密度值由实测体积和重量得出。

根据密度资料(图 2-2)计算,1987~1992 年年均积累率为 7.3 cm w. e. (水当量),而按照我们的取样办法,平均每个年层可以得到 5 个左右的样品。积累量的计算结果使我们看到,崇测冰帽主冰穹年纯积累率远低于 $200 \text{ kg m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 这一应用稳定氧同位素对冰芯实行定年的最低标准(Hammer, 1977; Junge, 1977)使之有可能难以提供借以定年的理想资料。后来的检测结果证实了这一判断。

c. 仪器检测

完成密度测量后,便转向为仪器检测备样。使用一把用丙酮和纯净水不断擦拭的切刀,将小段冰芯表面剔除。由于外表可能已遭化学污染,仅用于稳定同位素比率 $\delta^{18}\text{O}$ 的检测。清洁的中心部分用于进行主要离子、pH 值和微粒分析。这几种分析样量提取后的余量一般不足检测 ^3H 的样量要求,于是将相邻几个样品余量混合起来作为新的样品,以达到 50mL 的标准。

与本研究有关的主要阳离子(Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+),使用具备火焰雾化器的 Seiko SAS 7500 原子吸收光度计检测浓度。微粒浓度则通过 Coulter Counter

Multisizer II 分析, 其给出的结果可以揭示微粒在 32 个不同尺寸频道的颗粒分布。我们测出的微粒直径覆盖范围在 $0.66 \mu\text{m}$ 和 $21.4 \mu\text{m}$ 之间。样品的 ^3H 含量使用液体闪烁光度计确定。所有这些测试工作在日本长冈雪冰防灾实验研究所实验室进行。

3.1.1.3 冰芯定年

微粒在极地冰川定年中之所以能够得以成功运用, 主要得益于长途运输过程中的沉降分选, 即使极地上空气溶胶中的不可溶尘埃杂质在成分上得以充分混合, 也使颗粒的粒径尺寸上基本降低到 $10 \mu\text{m}$ 以下。这部分漂浮的尘埃能够表现半球以至更大范围大气尘埃年复一年季节起伏的特征。而且极地上空的寒冷环境, 又使尘埃微粒在常温下因吸水性能差而被排斥在凝结核之外的性质发生改变。其中粒径较小、特别是小于 $2 \mu\text{m}$ 的具有矿物结晶形态的部分则极易在低温影响下被“激活”而成为“结晶冰核”。它们与周围的过饱和水汽结合形成冰晶, 并吸收更多的水汽物质降落下来, 造成微粒物质的有效“湿沉积”(Dansgaard, 1964)。崇测冰帽冰芯没有出现可用肉眼直接观察到的污化面, 且仪器检测到的微粒尺寸 75% 以上都落在 $0.66 \sim 1.33 \mu\text{m}$ 的微粒尺寸区间, 表明冰芯中的绝大部分微粒是远距离输运来的物质。其形成机制应该与极地地区基本一致, 所不同的仅在于来到高海拔山地冰川上的这些微细物质, 可能更多的是接受了垂直方向上的重力分选作用。由于较少受到局地输入颗粒“噪音”的影响, 这部分颗粒的浓度变化会更有利于揭示中等尺度环境、甚至更大范围的大气尘埃变化, 在冰芯中印记下我国西北地区突出的大气尘埃季节变化特点, 从而有利于定年(韩建康等, 2005)。

a. 对比层位标记的微粒断代

图 2-3 给出该区间微粒浓度对应于深度的变化。表层至 93.6cm 的深度是 1987 到 1992 年 5 年中积累的物质。在剖面上可以看到 3 个峰值, 但都位于 0.4m 深度以下。而在上部的 0.3m 中, 因极为松散的雪层影响冰芯质量, 共有 0.19m 冰芯缺失。因此有理由假定, 在 $0 \sim 0.4\text{m}$ 深度区间可能缺失了两个峰值, 其长度约为两年积累的物质。

事实上, 每个年层出现一个微粒峰值对于崇测地区是合理的假定。我们知道, 我国西部大气尘埃年内分布极不均匀, 高峰期位于 2 月中旬至 5 月下旬, 而最高峰发生在 4 月中旬至 5 月下旬这一段时间。有鉴于此, 同时考虑到夏季是西昆仑

山的主要降水季节 (Legrand M, 1985), 夏季降水中的微粒含量理应较低。相对而言在其它季节、特别是在春季积累的雪层中微粒含量应当较高。据此我们计数了实测剖面上颗粒总量峰谷值的循环变化。到 6.75m 共数出 29 个年层 (图 3-3)。若最顶部从 1992 年算起, 该层物质应积累于 1963 年。

大气中天然生成氚 ^3H ($t_{1/2}=12.3\text{a}$)。在平流层和氧发生反应时, 它便直接被结合在水分子中, 但是作为自然界的氚背景值在 1951 年之前很底, 约为 $0.1\sim 1\text{BqL}^{-1}$ 。随着美国爆炸全世界第一颗热核炸弹, 人类造氚时代开始, 使大气平流层中的 ^3H 含量曾出现几个数量级的增长。上世纪 50 年代和 60 年代的大气核武器实验将大量放射性物质释放到大气平流层, 扩散到地球上的大部分地区, 这就造就了冰川中一系列可供定年参考的层位。图 3 中以阴影给出崇测冰帽 5~8m 深度 ^3H 的检测结果, 可以看出在 6.5~6.75m 处出现一个宽幅 ^3H 高峰区。因为已知北半球 1963 年为一 ^3H 峰值年 (Paterson, 1981), 该高峰区应定于该年 (如星状标志所示)。而它正是凭借微粒浓度变化计数出的最后一个峰值所对应的深度。

图 3-3 是微粒 (左) 和 Ca^{2+} (ng/g) (右) 浓度-深度记录, 以及对应的年代计数结果。10 年阶段定年以间断线表示。5~8 m 深度上的 ^3H 检测结果 (以 BqL^{-1} 为单位) 以阴影表示, 星形为 1963 年核爆参照层位。

微粒定年结果与 ^3H 参考层位的吻合, 证明应用这一方法为崇测冰帽顶部冰芯定年是正确的选择。

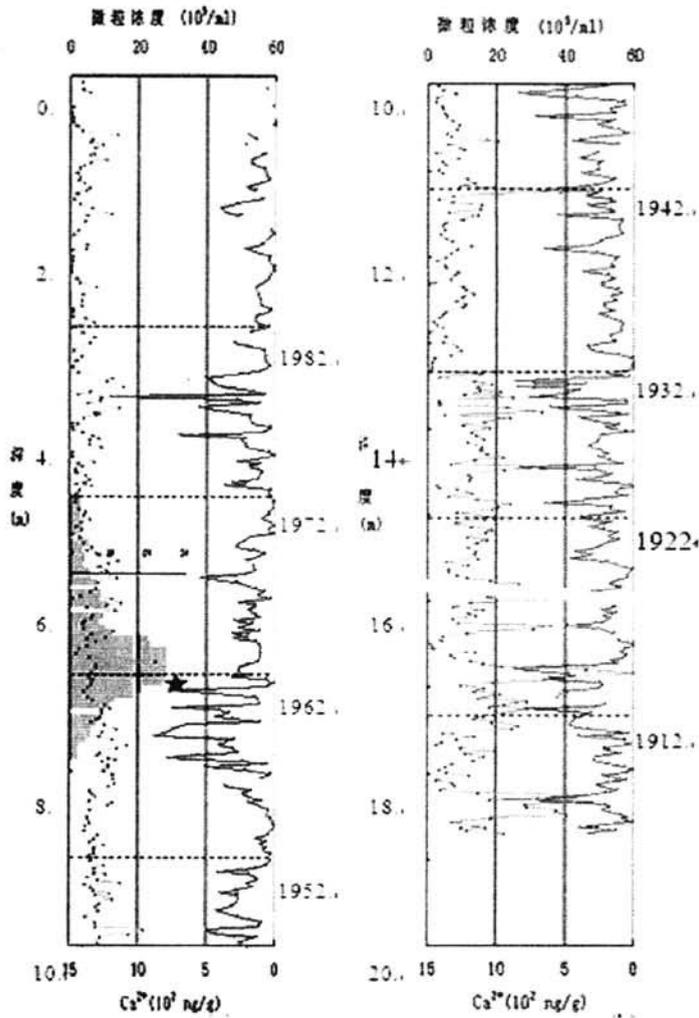


图 3-3 崇测微粒 (左) 和 Ca^{2+} (ng/g) (右) 浓度-深度记录 (韩建康等, 2005)

Fig.3-3 the thickness records with depth between microparticle (left) and Ca^{2+} (ng/g) (right) in Chongce ice core

b. 对照 Ca^{2+} 剖面的微粒断代

通常, 内陆地区冰川积雪中很高的 Ca^{2+} 含量被认为是陆源成因(盛文坤等, 1999)。这是因为不溶于水的 CaCO_3 很容易在存在二氧化碳和水的情况下发生反应, 生成可溶的 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$:



因此, 在中低纬冰川上高 Ca^{2+} 浓度常常与不可溶微粒高含量同时出现(盛文坤, 1999)。

从图 3-3 中 Ca^{2+} 与微粒浓度近乎同步的变化预期崇测冰芯会显示出二者很高的正相关关系。但计算结果表明, 它们的关系并不十分理想 ($r=0.77$)。按样品逐个比照, 发现尽管非夏季沉积雪中 Ca^{2+} 含量一般也表现出高值, 但峰值并不与微粒一一对应, 表现出一个样品峰值“位差”的情况屡屡出现。对照取样记录, 我们发现“位差”大多出现在冰层或有冰腺、冰透镜体的样品中, 而在仅由粒雪组成的样品中, 这种“位差”现象基本没有出现。究其原委, 可能还在于冰芯层位中由冰层等现象记录的冰川表面融化及融水的渗浸—冻结作用。本组的一项专门研究表明, 融水在积雪中发生渗浸—冻结时, 由于融化状态下的不可溶颗粒的重力作用和融水重新冻结时的化学离子排斥作用, 固态颗粒和离子在垂直方向反向位移, 使固态颗粒更加集中在冰层的底部, 而离子则更多分布于上端。由于崇测冰帽表层仅存在轻微融化, Ca^{2+} 离子和固态颗粒重新定位时离开原始位置的迁移相对较小, 所以表现出的“位差”也很小。于是在应用微粒和 Ca^{2+} 离子浓度变化计数崇测冰芯 1963 年以下年层时, 我们更加注重二者峰谷值在区间上的数量对应, 而没有强调其形态上的一对一比照, 取得了较好的吻合。重复计数实验表明, 到冰芯最底层 18.70m 对应的 1902 年, 定年最大误差小于 2 年。

3.1.2 数据资料选取

文中采用了西昆仑山崇测冰芯记录 1902~1992 年尘埃通量和积累量, 同时为了搞清高海拔冰芯中粉尘和塔克拉玛干沙漠低海拔各类气象因子之间的关系, 本文还采用了 NOAA~CIRES Climate Diagnostics Center 提供的 NCEP/NCAR 再分析资料以及国家气象中心气候资料室提供的塔克拉玛干周边地区的降水、气温和春季沙尘暴的资料与崇测冰芯资料来作对比。

(1) NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/ National Centers for Atmospheric Research) 1948—2004 年逐月全球 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 风场和比湿分析资料, 共 17 层: 1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、10hpa。还有 1948—2004 年逐月全球 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 地表气压场。

(2) 塔克拉玛干荒漠周边 12 个站 (和田、于田、且末、民丰、皮山、莎车、若羌、巴楚、喀什、库尔勒、库车和阿克苏) 1954~1992 年逐月降水、气温和春季沙尘暴资料。

(3) 北半球逐月气温数据来自英国 CRU(the Climatic Research Unit)

关于水汽通量的计算:

整层水汽输送矢量:

$$\bar{Q} = \frac{1}{g} \int_{ps}^p q(u, v) dp \quad (2-1)$$

其中水汽通量 Q , u 、 v 分别为纬向风和经向风分量, P_s 为地表面气压, P 取为 300hPa, q 为比湿, g 为重力加速度。整层积分时地形以下等压面的值不作梯形累加, 地形处的值由其以上最接近的标准等压面的值代替。单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

区域西风指数计算方法:

$$WI = \sum_K u_{500hpa} / K \quad (2-2)$$

式中 K 为 ($35^\circ \sim 45^\circ \text{ N}$, $50^\circ \sim 80^\circ \text{ E}$) 范围内计算西风风速的格点总数。

所以, 把 NCEP/NCAR 再分析资料通过公式 (2-1) 求得多年平均夏季 (5~10 月) 水汽通量。通过公式 (2-2) 求得 1954~1992 年夏季 (5~10 月) 区域西风指数。

3.2 周期分析方法

3.2.1 小波分析

3.2.1.1 Morlet 小波

本文采用 Morlet 小波, 作为基函数进行小波变换。Morlet 小波的形式为 (程正兴, 2003; 林振山等, 1999; 林振山等, 1996):

$$\Psi(t) = e^{ict} (e^{-\frac{t^2}{2}} - \sqrt{2} e^{-\frac{c^2}{4}} e^{-t^2}) \quad (2-3)$$

当 c 取较大值时, (2-3) 式中第二项远小于第一项, 省略第二项。本文取 $c=5.4$ 。其子小波为:

$$\Psi_{a,b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) \quad (b \in R, a \in R, a \neq 0) \quad (2-4)$$

3.2.1.2 小波变换

若 $\Psi_{a,b}$ 是 (2-4) 式给出的子小波。对于时间序列 $f(t) \in L^2(R)$ ，其连续小波变换定义为：

$$W_f(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \int_{-\infty}^{+\infty} f(t) \overline{\Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)} dt \quad (2-5)$$

式中 $\overline{\Psi(t)}$ 为 $\Psi(t)$ 的复共轭复数； $W_f(a,b)$ 称小波（变换）系数。实际工作中，时间序列常常是离散的，如 $f(k\Delta t)$ ($k=1, 2, \dots, n$ ； Δt 为取样时间间隔)，则 (2~5) 式的离散形式为：

$$W_f(a,b) = \frac{1}{\sqrt{a}} \Delta t \sum_{k=1}^n f(k\Delta t) \overline{\Psi\left(\frac{k\Delta t - b}{a}\right)} \quad (2-6)$$

$W_f(a,b)$ 能同时反映时域参数 b 和频域参数 a 的特征，它是时间序列 $f(t)$ 或 $f(k\Delta t)$ 通过单位脉冲响应的滤波器的输出。当 a 较小时，对频域的分辨率低，对时域的分辨率高；当 a 增大时，反之。因此，小波变换能实现窗口的大小固定，形状可变的时频局部化。

文中所用 Morlet 小波函数是一个周期函数并经一个 Gaussian 函数平滑而得到的。所以，它的伸缩尺度 a 与傅里叶分析中的周期 T 有一一对应关系（林振山等，1996）。

$$T = \left[\frac{4\pi}{c + \sqrt{2+c^2}} \right] a = 1.144a \quad (2-7)$$

这使得对计算结果的解释更简明了。

Morlet 小波为复数小波，实部表示不同特征时间尺度信号在不同时间上的分布和位相两方面的信息。不同时间尺度下的小波系数，可以反映系统在该时间尺度下变化特征：正的小波系数对应于偏多期，负的小波系数对应于偏少期，小波系数为零对应着突变点；小波系数绝对值越大，表明该时间尺度变化越显著。

3.2.1.3 小波方差

将时间域上的关于 a 的所有小波系数的平方积分，即为小波方差。

$$var(a) = \int_{-\infty}^{+\infty} |W_f(a,b)|^2 db \quad (2-8)$$

小波方差随尺度 a 变化过程称小波方差图。它反映了波动的能量随尺度的分布，故可以确定一个时间序列中存在的主要时间尺度，即主周期。

3.2.1.4 资料预处理及计算方法

在文中函数 $f(t)$ 即为降水距平，文中 Morlet 小波变换边界处理方法如下（林振山等，1996，1999）：

原资料序列为 $f(1), f(2), \dots, f(39)$ 。其中 $f(1)$ 对应于 1954 年资料， $f(39)$ 对应于 1992 年资料，其余依次类推，然后周期性地向两边延伸。

向前延伸 39 点：

$$f(-i) = f(i+1) \quad (i=0, 1, 2, \dots, 39) \quad (2-9)$$

向后延伸 39 点：

$$f(i+54) = f(55-i) \quad (i=1, 2, 3, \dots, 39) \quad (2-10)$$

这样资料序列就变为 $f(-38), f(-37), \dots, f(78)$ 。

3.2.2 交叉小波分析

交叉小波变换为新型的信号分析技术，用以诊断两个气候时间序列之间的时频对应关系。

如果两个时间序列分别是 $f(t)$ 和 $g(t)$ 。通过公式 (2~6) 计算得到

$W_f(a,b)$ 和 $W_g(a,b)$ 小波交叉谱

$$C_{fg} = \int \overline{W_f(a,b)} W_g(a,b) da db \quad (2-11)$$

并有

$$VAR(f) = \frac{1}{C_\psi} \int \overline{W_f(s,\tau)} W_f(s,\tau) ds d\tau = \frac{1}{C_\psi} \iint |W_f(s,\tau)|^2 ds d\tau \quad (2-12)$$

$$COV(f,g) = \frac{1}{C_\psi} \int \overline{W_f(s,\tau)} W_g(s,\tau) ds d\tau = \frac{1}{C_\psi} \iint \overline{W_f(s,\tau)} W_g(s,\tau) ds d\tau \quad (2-13)$$

显然，交叉小波变换 $\overline{W_f(a,b)} W_g(a,b)$ 就是信号 $f(t)$ ， $g(t)$ 协方差的时间尺度分解，它在时间轴上的积分即为小波交叉谱。通常人们称 $\overline{W_f(a,b)} W_g(a,b)$ 为信号 $f(t)$ ， $g(t)$ 的交叉小波变换，在交叉小波变换系数较大的区域，表明在时频尺度

上, 这两个函数具有较好的相关关系。

3.2.3 功率谱分析

通过计算样本落后自相关系数 $r(\tau)(\tau = 0, 1, 2, \dots, m)$, m 为最大步长, 或最大落后时间长度。

求粗谱估计, 利用近似积分中的梯形公式, 最后公式可写成

$$S_l = \frac{1}{m} \left[r(0) + 2 \sum_{\tau=1}^{m-1} r(\tau) \cos \frac{\pi l \tau}{m} + r(m) \cos l \pi \right] \quad (2-14)$$

计算平滑功率谱, 为消除粗谱估计的抽样误差, 还要对粗谱估计处理, 作为功率谱最后估计。平滑后公式:

$$S_l = \frac{B_l}{m} \left[r(0) + \sum_{\tau=1}^{m-1} r(\tau) \left(1 + \cos \frac{\pi \tau}{m} \right) \cos \frac{l \pi \tau}{m} \right] \quad (2-15)$$

式中 $l=0, 1, \dots, m$ 。其中 $B_l = \begin{cases} 1 & l \neq 0, m \\ 0.5 & l = 0, m \end{cases}$

作谱图, 以波数 l 为横轴, 平滑功率谱密度估计值 S_l 为纵坐标作图。波数 l 与周期系数为

$$\begin{cases} W_l = \frac{\pi l}{m} \\ T_l = \frac{2m}{l} \end{cases} \quad (2-16)$$

3.2.4 交叉谱分析

交叉谱分析是揭露两个时间序列在不同频率上相互关系的一种分析方法。

设存在两个时间函数 $x_1(t)$ 与 $x_2(t)$, 它们的交叉积, 即协方差是反映它们的交叉能量, 表示为

$$\int_{-\infty}^{\infty} x_1(t)x_2(t)dt = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} F_2(\omega)F_1(-\omega)d\omega \quad (2-17)$$

式中 $F_1(\omega)$ 及 $F_2(\omega)$ 分别为 $x_1(t)$ 及 $x_2(t)$ 的复谱。那么类似单个函数功率谱定义, 定义两个时间函数交叉谱为

$$S_{12} = F_2(\omega)F_1^*(\omega) \quad (2-18)$$

当 $x_1(t) = x_2(t)$ 时, (2-18) 式与功率谱定义相同。交叉谱是复谱, 可写为实部与虚部的形式为

$$S_{12}(\omega) = P_{12}(\omega) - iQ_{12}(\omega) \quad (2-19)$$

称实部谱为协谱, 虚部谱为正交谱。

两时间序列的凝聚谱是

$$R_{11}^2(\omega) = \frac{P_{12}^2(\omega) + Q_{12}^2(\omega)}{P_{11}(\omega)P_{22}(\omega)} \quad (2-20)$$

凝聚谱反映两个时间函数在 ω 频率上的相关密切程度。 $P_{11}(\omega)$ 和 $P_{22}(\omega)$ 是每个时间序列的功率谱。

对于凝聚谱的检验, 可以两个时间函数振动的凝聚期望为 0 的原则下, 使用统计量

$$F = \frac{(v-1)R_{12}^2}{1-R_{12}^2} \quad (2-21)$$

进行检验, F 遵从分子自由度为 2, 分母自由度为 $2(v-1)$ 的 F 分布。

$v = (2n - \frac{m}{2}) / m$, n 是时间长度, m 是最大落后长度。

3.3 崇测冰芯记录的粉尘沉积特征

3.3.1 崇测冰芯中的粉尘通量记录和其它指标记录

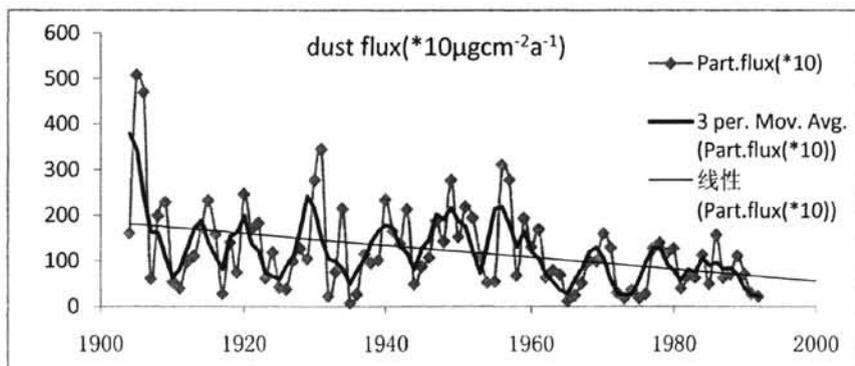


图 3-4 1903-1992 崇测冰芯中粉尘通量记录趋势, 黑粗线为三年滑动平均曲线

Fig.3-4 Dust flux record of Chongce ice core from 1903-1992

从图 3-4 中可看到整个上个世纪崇测冰芯中的粉尘含量总体趋于下降趋势，20 世纪初呈明显下降趋势，此后至 20 世纪 30 年代初逐渐下降，20 世纪 30 年代中期至 50 年代末略有回升，此后继续降低。

3.3.2 崇测冰芯中的物质积累量和 $\delta^{18}\text{O}$ 记录

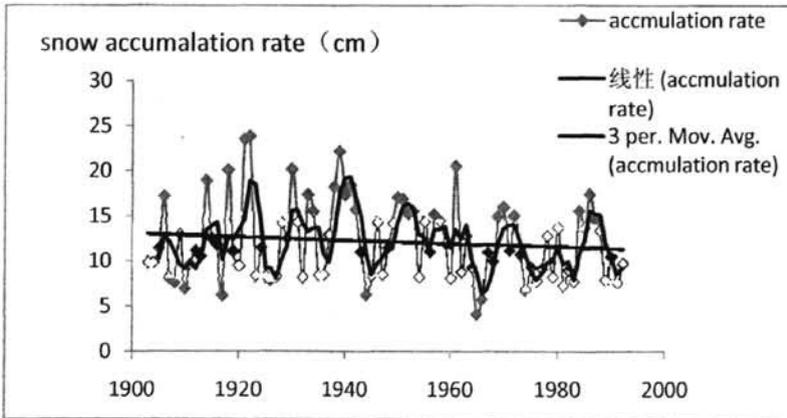


图 3-5a 90 年来 (1903-1992) 崇测冰芯中物质积累量记录趋势，黑线为三年滑动平均曲线

Fig.3-6 Snow accumulation records of Chongce ice core of 90 years (1903-1992 thin curve: annual value, thick curve: 3 years moving average value)

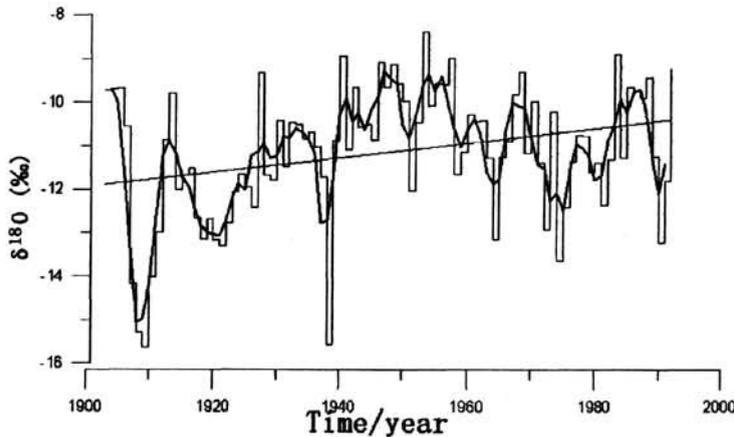


图 3-5b 90 年来崇测冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录趋势，黑线为三年滑动平均曲线

Fig.3-5b Variation of $\delta^{18}\text{O}$ in Chongce ice core (thin curve: annual value, thick curve: 3 years moving average value)

从图 3-5a 和 b 分别是崇测冰芯物质积累量和 $\delta^{18}\text{O}$ 的变化趋势图，从图中可看到整个上个世纪崇测冰芯中的物质积累量总体趋于下降趋势，而 $\delta^{18}\text{O}$ 呈现一

个波动上升的趋势。研究表明，位于青藏高原西北边缘降水中的 $\delta^{18}O$ 与气温的关系属显著的正相关，亦即 $\delta^{18}O$ 值的大小与降水形成时的温度成正比（章新平等，1995）。因此，表明崇测冰帽周边的温度也是呈现波动上升的趋势。

3.3.3 高、低海拔气候因子的变化趋势和周期特征

高海拔冰芯记录的气候可能与远距离的低海拔塔克拉玛干沙漠周边地区在机制上存在着一定的联系，因此将高海拔冰芯指标与塔克拉玛干周边低海拔气象站进行有效的比较分析是非常有意义的，同时也是必要的，我们截取高海拔冰芯中1954~1992年共39年（有气象站以来的）记录与低海拔气象站观测记录进行对比分析，主要分析不同气象因子和气候代用指标的变化趋势和周期特征。

我们把12个站点气候因子（气温、降水和春季沙尘暴）分别两两进行相关分析，发现和田累计的相关系数最高，说明和田地区的气候因子能代表塔克拉玛干荒漠周边地区的气候变化。

表 3-1 和田与其他站的的相关系数

Table 3-1 the relative coefficient between Hotan and the other stations

	阿克 苏	库车	库尔 勒	喀什	巴楚	若羌	莎车	皮山	民丰	且末	于田
和田降水	0.36	0.30	0.32	0.52	0.61	0.29	0.62	0.76	0.77	0.26	0.67
和田气温	0.27	0.27	0.57	0.17	0	0.64	0.88	0.94	0.83	0.76	0.70
和田春季 沙尘	0.42	0.53	0.08	0.55	0.48	0.57	0.64	0.59	0.56	0.64	0.70

由于崇测冰帽降水多集中在夏季，所以在气温和降水方面，本文选取和田夏半年（5~10月）的资料来分析。由于沙尘暴资料缺乏，只有春季的资料，同时比对也发现春季沙尘暴与冰芯记录关系较好。所以关于沙尘资料选取的是春季沙尘暴资料。年限都是1954~1992年共39年。

3.3.3.1 崇测冰芯粉尘通量

为了与低海拔气象站进行同时域对比分析，我们利用小波分析了1954年有气象站以来的冰芯记录，并利用小波方差检测了周期（图3-6a, 3-6b, 3-6c）。

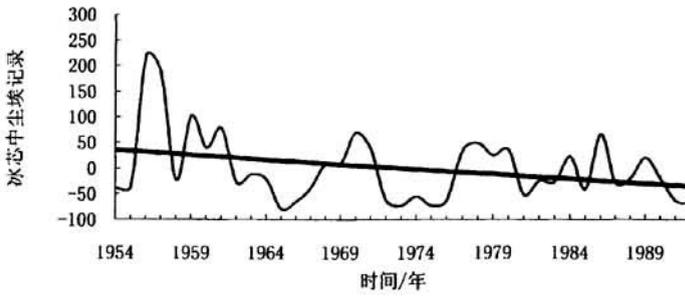


图 3-6a 1954~1992 年崇侧冰芯中粉尘记录距平及其趋势

Fig.3-6a Dust flux record of Chongce ice core from 1954-1992

图 3-5a 是 1954~1992 年崇侧冰芯中粉尘记录距平及其趋势，从图中可看到 39 年来，崇侧冰芯中粉尘下降，趋势线公式 $y = -1.8729x + 3695.2$ 。

图 2~3~2b 是 1954 年至 1992 年崇侧冰芯中粉尘记录距平 Morlet 小波变换系数的实部，由图可以看出，崇侧冰芯中粉尘记录变化存在着明显的年代际尺度和年际尺度的周期性变化，以 8-16a 尺度的周期信号最明显，并且 8-16a 尺度的周期变化是全时域的。图 3-5b 有一个年际时间尺度 2-3a，有明显的周期特征，降水偏多期与偏少期交替出现。年际变化以 4-6a 尺度的周期信号也比较明显，但是在 60 年代中期以后向低频发展，与 8-12a 尺度融合。

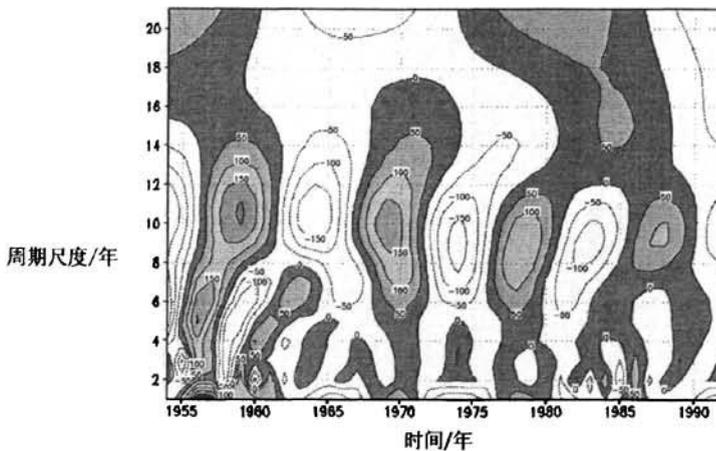


图 3-6b 1954~1992 年崇侧冰芯中粉尘记录的小波变换的实部 (虚线 < 0.0, 阴影 ≥ 0.0) 时频分布

Fig.3-6b the real part of Morlet Wavelet Transform of dust record 1954-1992 dashed < 0.0,

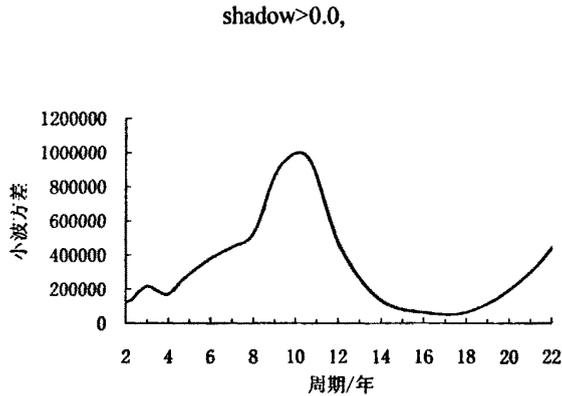


图 3-6c 1954~1992 年崇侧冰芯中粉尘记录的小波方差

Fig.3-6c the wavelet variance of Morlet Wavelet Transform of dust record 1954-1992

图 3-6c 是小波方差图, 从图中可看出: 通过小波方差分析得到 3a、准 11a 和准 22a 的主周期, 即崇侧冰芯中粉尘记录存在 3a、准 11a 和准 22a 的主周期。

3.3.3.2 崇测冰芯物质积累量

为了与低海拔气象站同时域进行对比分析, 我们利用小波分析了 1954 年有气象站以来的冰芯物质积累量记录, 并利用小波方差检测了周期(图 3-7a, 3-7b, 3-7c)。

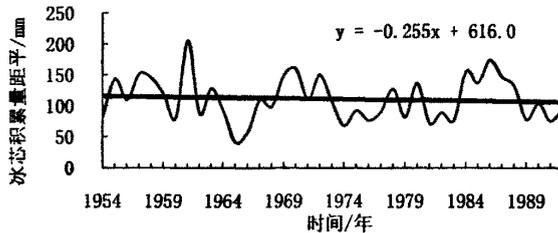


图 3-7a 1954-1992 年崇侧冰芯中物质积累量距平及其趋势

Fig.3-7a Snow accumulation records of Chongce ice core from 1954 to 1992

图 3-7a 是 1954~1992 年崇侧冰芯中物质积累量距平及其趋势, 从图中可看到 39 年来, 崇侧冰芯中物质积累量下降, 趋势线公式 $y = -0.2557x + 616.02$ 。

图 3-7b 是 1954 年至 1992 年崇侧冰芯中物质积累量距平 Morlet 小波变换系数的实部, 由图可以看出, 崇侧冰芯物质积累量变化存在着明显的年代际尺度和年际尺度的周期性变化, 年代际变化以 10-20a 尺度的周期信号明显, 并且 10-20a 尺度的周期变化是全时域的。10-20a 尺度的周期信号较明显, 在这个尺度上近

39年来冰芯物质积累量变化表现为三个偏多期和四个偏少期。图 3-7b 有一个年际时间尺度 5-9a, 有明显的周期特征, 降水偏多期与偏少期交替出现; 在 60 年代中期以前受低频影响, 在 60 年代中后期表现明显。年际变化以 2-3a 尺度的周期信号明显, 信号都比较明显。

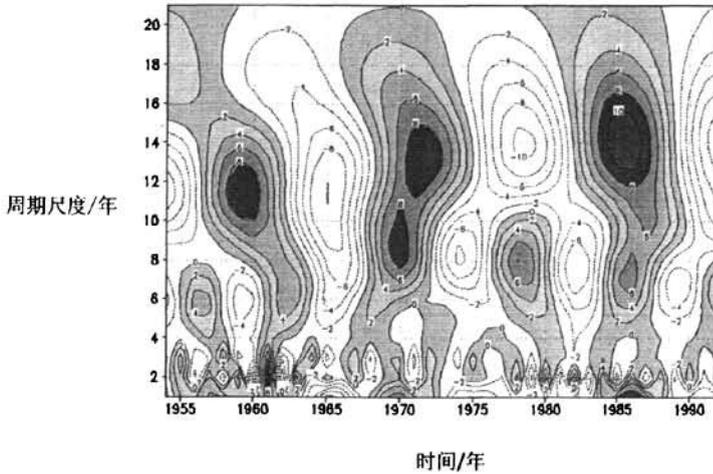


图 3-7b 1954-1992 年崇侧冰芯物质积累量的小波变换的实部 (虚线 < 0.0, 阴影 ≥ 0.0) 时频分布

Fig.3-7b the real part of Morlet Wavelet Transform of snow accumulation 1954-1992 (dashed < 0.0, shadow > 0.0)

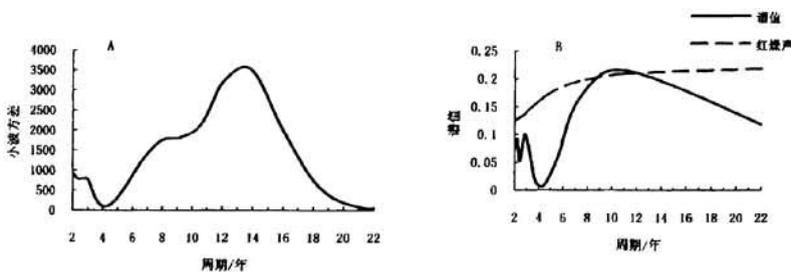


图 3-7c 1954-1992 年崇侧冰芯物质积累量的小波方差(A)和功率谱(B)

Fig. 3-7c the wavelet variance (A) and power spectrum (B) of snow accumulation 1954-1992

图 3-7c 是小波方差和功率谱图, 从图中可看出: 通过小波方差分析得到 2a 和准 14a 的主周期; 通过功率谱分析方法可看出 2.2a、2.8a 和 11a 的主周期, 而且通过红噪声检验准 11a 的周期显著。功率谱和小波变换方法在诊断降水变化的准 2a 周期上显示了较好的一致性, 但是在 11a 以上周期时, 功率谱检测不错

来，所以说在 11a 以上年代际尺度上崇侧冰芯物质积累量存在显著周期。

尽管崇测冰芯年代尺度较短，仅为 90 年，但由于冰芯取样位置海拔较高，达 6350m，使得全球气候变暖背景下，对区域内高低海拔气候变化的对比研究成为可能。这对于揭示局地气候对全球变化如何响应，以及高低海拔是通过什么样的机制来联系都意义重大。

3.3.3.3 和田夏半年降水

图 3-8a 是 1954~1992 年和田地区 5~10 月降水距平及其趋势，和田地区降水略有增加，趋势线公式 $y = 0.216x - 426.23$ ，反映了和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区降水变化略增加。

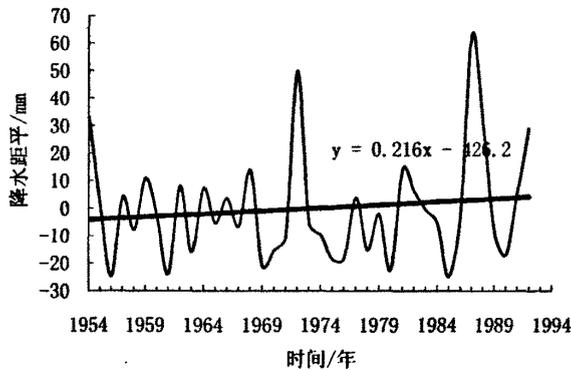


图 3-8a 1954-1992 年和田地区 5~10 月降水距平过程及趋势线
Fig.3-8a Summer half-year precipitation records from 1954 to 1992

图 3-8b 是 1954 年至 1992 年和田地区年降水距平 Morlet 小波变换系数的实部，由图可以看出，和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区夏半年降水变化存在着明显的年代际尺度和年际尺度的周期性变化，年代际变化以 12-20a 尺度的周期信号明显，并且 12-20a 尺度的周期变化是全时域的。12-20a 尺度的周期信号较明显，在这个尺度上 39 年来和田地区的夏半年降水变化表现为三个偏多期和三个偏少期，即 20 世纪 50 年代后期以前的偏多期、50 年代后期到 60 年代中期的偏少期、60 年代中期到 70 年代中期为偏多期、70 年代中期到 80 年代初期为偏少期、80 年代初期到 80 年代后期为偏多期和 80 年代后期以后为偏少期。图 3-8b 有一个年际时间尺度 4-9a，周期信号闭合中心值大，信

号最强,具有明显的周期特征,降水偏多期与偏少期交替出现;全时域表现明显。年际变化以 2-3a 尺度的周期信号明显,信号 80 年代中期以前都比较强;2-3a 左右尺度的周期变化 80 年代中期以后受低频干扰,年际尺度下以和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区的夏半年降水的偏多、偏少交替更加频繁。

图 3-8c 是小波方差和功率谱图,从图中可看出:通过小波方差分析得到 2a、准 5.5a 和准 16a 的主周期;通过功率谱分析方法可看出准 2 a、准 5.5a 和 22a 的主周期,而且通过白噪声检验准 5.5a 的周期显著。功率谱和小波变换方法在诊断降水变化的 2a 和 5.5a 的周期上显示了较好的一致性,但功率谱分析方法随着尺度的增大得到的周期长度不够精确,而小波变换方法较清晰地揭示了准 16a 的年代际周期变化;小波分析还较好地反映了降水变化的局部化特征,还揭示了各尺度周期随时间的变化。而传统的功率谱分析方法难以做到。

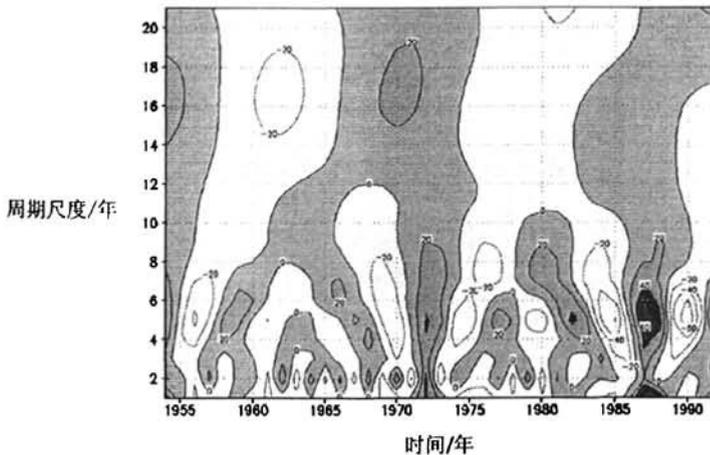


图 3-8b 1954-1992 年和田地区夏半年(5~10 月)降水距平的小波变换的实部(虚线 <0.0 , 阴影 ≥ 0.0)时频分布

Fig.3-8b The real part of Morlet Wavelet Transform of Hotan summer half-year precipitation (May-September) 1954-1992 dashed <0.0 , shadow >0.0

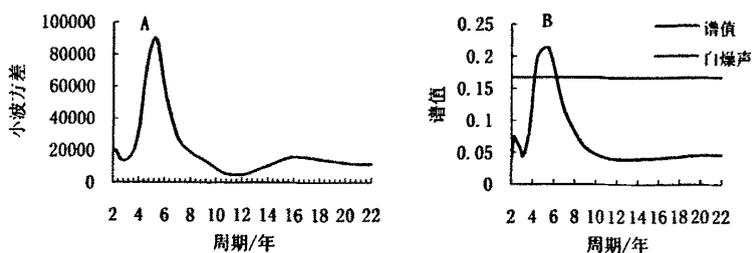


图 3-8c 1954~1992 年和田地区夏半年 (5~10 月) 降水的小波方差 (A) 和功率谱 (B)
Fig. 3-8c the wavelet variance (A) and power spectrum (B) of summer half-year precipitation from 1954 to 1992

3.3.3.4 和田春季沙尘暴

图 3-9a 是 1954~1992 年和田地区春季沙尘暴日数距平及其趋势，从图中可看到 39 年来，和田地区春季沙尘暴日数明显下降。同时反映了和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区春季沙尘暴日数下降明显。表 3-2 是 1954~1992 年和田地区各年代春季沙尘暴平均日数，清楚地反映了近半个世纪来，全球气温升高，而塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区春季沙尘暴平均日数下降。

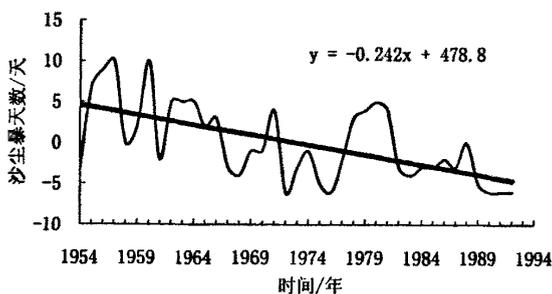


图 3-9a 1954~1992 年和田地区春季沙尘暴日数距平及其趋势
Fig.3-9a Records of Hotan spring sandstorm days, from 1954 to 1992

表 3-2 1954~1992 年和田地区各年代春季沙尘暴平均日数表
Tab.3-2 The average days number of spring sandstorm in decades

年代	54~59	60~69	70~79	80~89	90~92
	年	年	年	年	年
春季沙尘暴平均天数/日	19	17	14	14	9

图 3-9b 是 1954 年至 1992 年和田地区年春季沙尘暴日数距平 Morlet 小波变换系数的实部, 由图可以看出, 和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区春季沙尘暴日数变化存在着明显的年代际尺度和年际尺度的周期性变化, 年代际变化以 14-20a 尺度的周期信号明显, 并且 14-20a 尺度的周期变化是全时域的。14-20a 尺度的周期信号较明显, 在这个尺度上 39 年来和田地区的春季沙尘暴日数变化表现为两个偏多期和三个偏少期。图 3-9b 有一个时间尺度 4-12a 横跨年际和年代际之间, 具有明显的周期特征, 春季沙尘暴日数偏多期与偏少期交替出现。年际变化以 2-3a 尺度的周期信号明显, 偏多期与偏少期交替出现频繁。

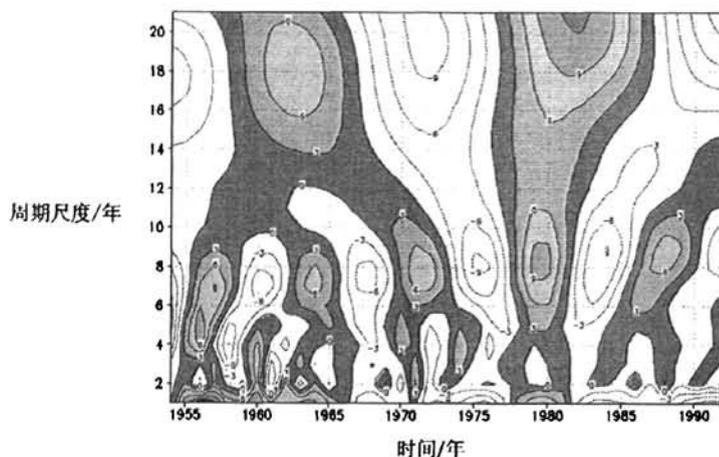


图 3-9b 1954~1992 年和田地区春季沙尘暴天数的小波变换的实部 (虚线 < 0.0 , 阴影 ≥ 0.0) 时频分布

Fig 3-9b The real part of Morlet Wavelet Transform of Hotan spring sandstorm 1954-1992
dashed < 0.0 , shadow > 0.0 ,

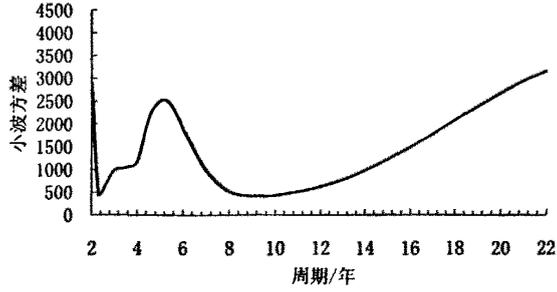


图 3-9c 1954~1992 年和田地区春季沙尘暴天数的小波方差
Fig.3-9c wavelet variance of Hotan spring sandstorm days from 1954 to 1992

图 3-9c 是小波方差图, 从图中可看出: 通过小波方差分析得到 2a、准 5.5a 和准 22a 的主周期, 即表示以和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区的春季沙尘暴日数的主周期。

3.3.3.5 和田夏半年气温

图 3-10a 是 1954~1992 年和田地区 5~10 月气温距平及其趋势, 从图中可看到 39 年来, 和田地区气温增加明显。同时反映了和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区气温变化增加明显。

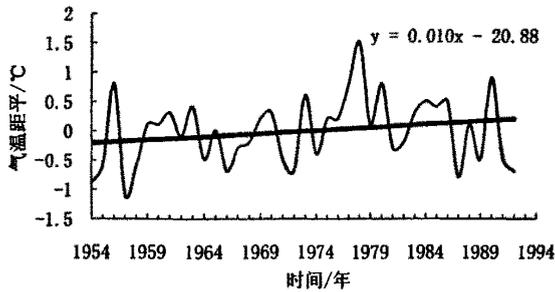


图 3-10a 1954-1992 年和田地区夏半年 (5~10 月) 气温距平及其趋势
Fig3-10a surface air temperature (SAT) record of Hotan summer half-year

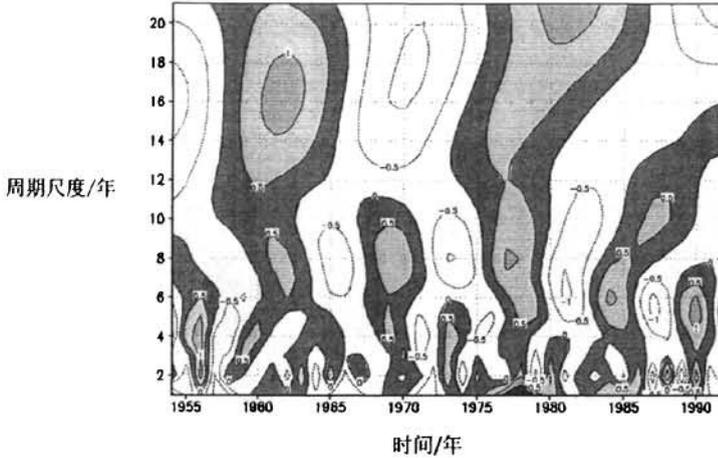


图 3-10b 1954~1992 年和田地区夏半年 (5~10 月) 气温距平的小波变换的实部 (虚线 < 0.0, 阴影 ≥ 0.0) 时频分布

Fig.3-10b The real part of Morlet Wavelet Transform of Hotan summer half-year SAT (May-October) 1954-1992 dashed < 0.0, shadow > 0.0

图 3-10b 是 1954 年至 1992 年和田地区年气温距平 Morlet 小波变换系数的实部, 由图可以看出, 和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区夏半年气温变化存在着明显的年代际尺度和年际尺度的周期性变化, 年代际变化以 12-20a 尺度的周期信号明显, 并且 12-20a 尺度的周期变化是全时域的。12-20a 尺度的周期信号较明显, 在这个尺度上 39 年来和田地区的夏半年气温变化表现为两个偏高期和三个偏低期。图 3-10b 有一个时间尺度 6-12a 横跨年际和年代际

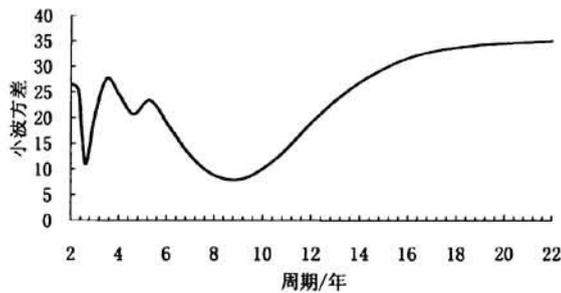


图 3-10c 1954~1992 年和田地区夏半年 (5~10 月) 气温的小波方差

Fig 3-10c Wavelet variance of Hotan summer half-year SAT

之间, 具有明显的周期特征, 气温偏高期与偏低期交替出现, 但在 80 年代中期

以后分别向高频和低频发展。年际变化以 2-3a 尺度的周期信号明显, 信号都比较强, 年际尺度下以和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区的夏半年气温的偏高、偏低交替更加频繁。

图 3-10c 小波方差图, 从图中可看出: 通过小波方差分析得到 2a、3.5a、准 5.5a 和准 22a 的主周期, 即表示以和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区的夏半年气温的主周期。

3.3.4 高低海拔对全球气候变化的差异响应

通过上面的分析, 可知在全球变暖的背景下, 塔克拉玛干荒漠周边不同海拔都对全球气候的变暖趋势进行响应。以崇测冰芯记录为代表的塔克拉玛干荒漠周边高海拔地区对气候变化的响应: 1) 冰芯中物质积累量的响应: 崇测冰芯物质积累量下降, 2a 和准 14a 的主周期。2) 冰芯中粉尘下降, 冰芯中粉尘记录存在 3a、准 11a 和准 22a 的主周期。以和田地区为代表的塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区对气候变化的响应: 1) 夏半年降水的响应: 降水变化有增加, 存在 2a、准 5.5a 和准 16a 的主周期, 其中准 5.5a 周期显著。2) 春季沙尘暴的响应: 全球气温升高, 而塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区春季沙尘暴日数下降, 存在 2a、准 5.5a 和准 22a 的主周期。3) 塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区气温的升高趋势, 2a、3.5a、准 5.5a 和准 22a 的主周期。

表3-3 不同气候因子周期变化特征

Table 3-3 The cycles of different factors of different altitudes (E Chongyi et al,2009)

Altitude	factors	trends	cycles
Low altitude	precipitation	increase	2-year, quasi-5.5-year and quasi-16-year cycles
	SAT	increase	2-year, 3.5-year, quasi-5.5-year and
	spring sandstorm days	decrease	quasi-22-year cycles
			2-year, quasi-5.5-year and quasi-16-year cycles
High altitude	snow accumulation rates	decrease	2-year and quasi-14-year cycles
	dust flux deposition rates	decrease	3-year, quasi-11-year and quasi-22-year cycles

比较响应结果, 发现冰芯中物质积累量与和田夏半年降水趋势相反, 其周期关系都存在2a周期和年代际周期相近, 但崇测冰芯记录没有在和田地区气候因子中普遍存在的准5.5a周期; 冰芯中物质积累量与夏半年气温变化趋势相反, 其周

期关系都存在2a年周期,但在年代际相差很远,没有准 5.5a周期和3.5a周期;冰芯中粉尘记录与和田地区春季沙尘暴变化趋势相一致,其周期关系都存在22a的周期,在年际周期尺度上相近,但冰芯中粉尘记录有11a周期,和田地区春季沙尘暴有5.5a的周期,它们间存在倍数关系,可能是大周期尺度是小周期尺度的叠加造成的,总体来说周期相一致。

分析比较结果,发现冰芯中粉尘记录与和田地区春季沙尘暴相一致。我们知道理论上夏季月平均气温的高低和降水量的多寡直接关系到冰川的物质平衡 (Hammer C U et al., 1975),冰芯物质积累量与气温呈负相关,与降水呈正相关 (Dansgard W. et al., 1964),也就是说,现在冰芯物质积累量下降,其所反映的塔克拉玛干荒漠周边高海拔地区的气温应该是升高的,高海拔降水是下降的,否则积累量不会下降,由此说明高海拔地区的气温与低海拔的气温变化趋势相一致,而与降水趋势相反。由于冰芯物质积累量是气温和降水复杂演变的结果,所以其周期与两者存在差异是正常的。

所以说,塔克拉玛干荒漠周边不同海拔都对全球气候的变暖趋势进行响应存在差异。其差异最为突出的表现是低海拔和田地区降水量与高海拔崇测冰芯中的物质积累量的变化趋势相反。

3.4 高海拔地区对全球变化响应的纽带因子

——粉尘

究竟是什么导致了低海拔和田地区降水量与高海拔崇测冰芯中的物质积累量的变化趋势相反?我们需要对水汽来源,降水量、凝结核、物质积累量等诸多相关要素进行分析:

3.4.1 机制分析

3.4.1.1 水汽来源

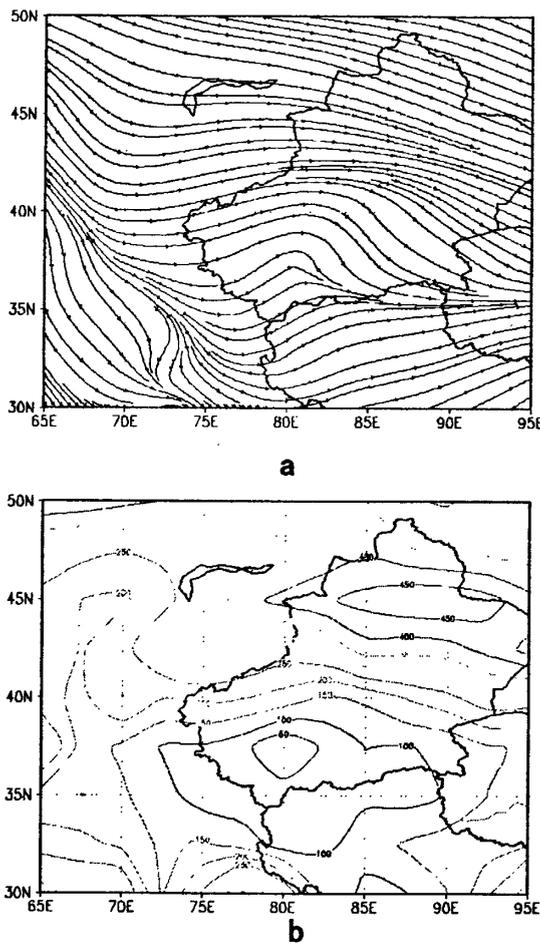


图3-11 多年平均5~10月整层大气水汽输送流场(a) 和水汽输送通量($\text{g}/\text{m}\cdot\text{s}$)场(b)
 Fig.3-11 a Average atmosphere vapor transportation field of 1948-2004 (May-Oct). b Average atmosphere vapor transportation flux ($\text{g}/\text{m}\cdot\text{s}$) of 1948-2004 (May-Oct).

图 3-11 (a) 多年平均 5~10 月整层大气水汽输送流场, 由图 3-11 (a) 可看出水汽的输送方向。就多年平均情况而言, 塔克拉玛干荒漠周边地区主要是来自西风带的水汽输送。图 3-11 (b) 多年平均 5~10 月整层大气水汽输送通量场, 在青藏高原的西北部从巴基斯坦到我国南疆有一条水汽输送的低值带, 其中在我国南疆地区有一个低值中心, 中心输送值低于 $50\text{kg}/\text{m}\cdot\text{s}$ 。这样, 在青藏高原北部和北侧就连成了大范围的水汽输送的低值带。由此往北, 由于西风带和北方水汽输送, 北疆、内蒙古和蒙古国为相对的水汽输送高值区, 并且向东延伸。还有理论上讲, 全球气温升高, 海洋上蒸发加大, 水汽输送量应该加大。

3.4.1.2 北半球气温与西风指数的关系

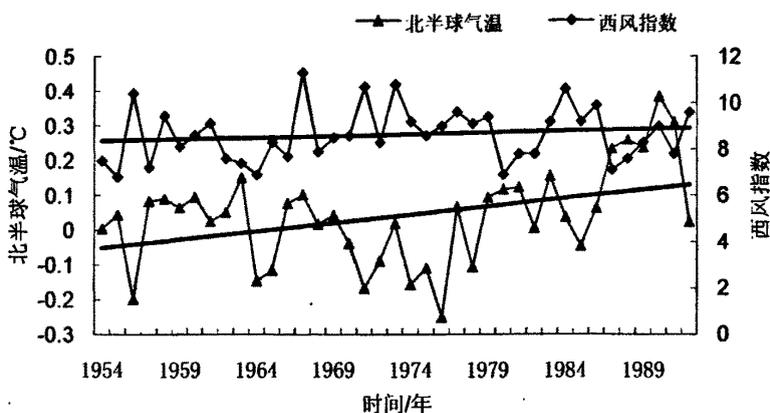


图 3-12 1954~1992 年夏半年 (5~10 月) 北半球气温与西风指数时间序列及趋势
 Fig.3-12 Summer half-year (May-Oct) time series and trends of the North Hemisphere air temperature and westerly index from 1954 to 1992

图 3-12 是 1954~1992 年夏半年 (5~10 月) 北半球气温和区域西风指数时间序列及其趋势。由图可知北半球气温升高, 西风指数也升高。这说明在全球变暖的趋势下, 气温升高, 导致全球环流加强。现有的研究也说明全球加速变暖, 西风指数确实也持续加强(龚道溢等, 2002), 与文中结论一致。

3.4.1.3 西风指数与降水量的关系

参考文献(施雅风等, 2002)指出全球大副度变暖, 水循环加快, 增强降水和蒸发。西风指数的加强, 水汽量输送加大, 对于内陆干旱地区带来更多的水汽。图 3-13a 可看出和田地区降水量和区域西风指数在趋势有一致性。从图中可得出在全球变暖的背景下, 西风指数有加强的趋势。西风带的水汽输送为中国西北大部分地区提供了基本的水汽来源, 西风变化对其水汽输送通量变化有直接的作用, 进而对塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区的降水产生影响。

图 3-13a 反映了西风指数和和田地区夏半年(6~10 月)降水的相关变化。对应 3-13a 周期尺度的振荡, 1975-1985 年, 两列信号显出正相关关系, 振荡中心的强度在 80 年代初较大; 在 4-8a 周期尺度的振荡, 1960-1980 年两列信号显出正相关关系; 在 14-21a 周期尺度的振荡, 全时域上两列信号显出正相关关系。负相关关系的周期特征变化较复杂, 1955-1959、1962-1975 年集中表现于 2~4a

周期, 1954-1960 年, 1980-1994 年集中于 4~8a 周期上。这种复杂的相关情况表明, 在各异的时频窗口上, 西风指数和和田地区夏半年 (6~10 月) 降水的相关变化具有多层次的特征。

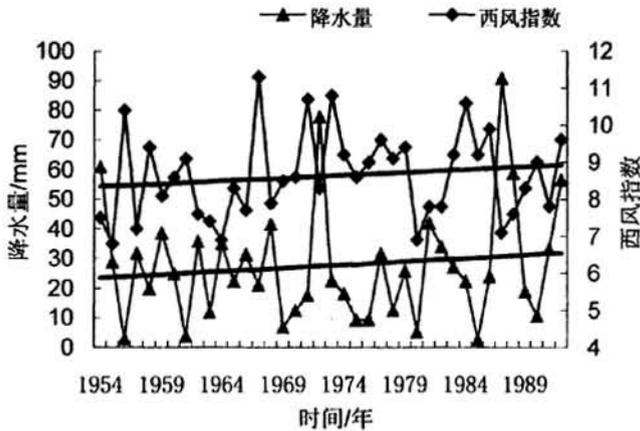


图 3-13a 1954-1992 年夏半年 (5-10 月) 和田地区降水量和区域西风指数时间序列及趋势线
Fig.3-13a Time series and trends of Hotan precipitation and regional westerly index 1954 to 1992,

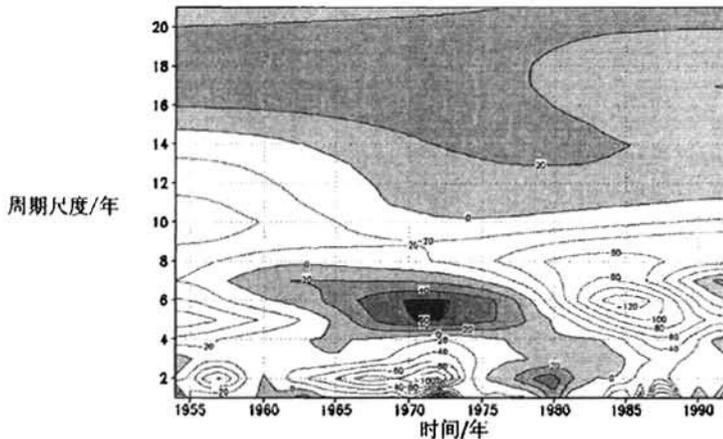


图 3-13b 1954~1992 年西风指数和田地区夏半年 (5~10 月) 降水的交叉小波变换
Fig.3-13b Cross wavelet transform of Hotan precipitation and regional westerly index

图 3-13b 是交叉小波功率谱, 从图中可看出: 通过交叉小波功率谱分析得到 2a、3.5a、准 5a 和准 18a 的主周期尺度。现在剔除小周期的干扰, 选取大周期 10~20a 尺度, 看看西风指数与和田地区夏半年 (5~10 月) 降水在大周期尺度上

的详细关系,从交叉小波变换图(图 3-13c)上看出呈正相关。通过对夏半年(5~10月)西风指数与和田地区降水分别进行小波分解,得到在准 18a 周期尺度的小波系数变化过程图,发现存在很好的正相关(见图 3-13d)。从中证明,西风加强与减弱对降水的多少有直接影响。

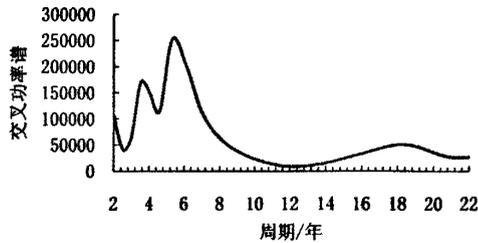


图 3-13c 夏半年(5~10月)西风指数与和田地区降水的交叉小波功率谱
Fig.3-13c Cross wavelet power spectrum of Hotan precipitation and regional westerly index

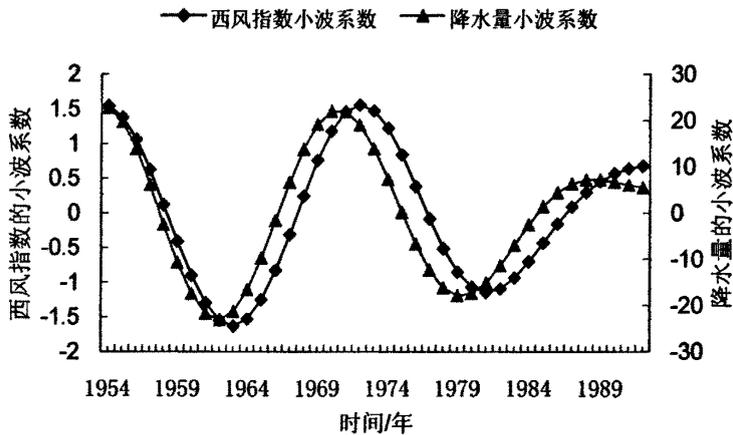


图 3-13d 西风指数和降水量小波系数变化过程图
Fig.3-13d Variation process of wavelet coefficient of Hotan precipitation and regional westerly index

3.4.1.4 降水量与沙尘暴的关系

新疆塔克拉玛干荒漠地区的降水量增加,有许多参考文献(胡汝骥等,2002;王绍武等,2002)可以证明。关于沙尘暴变化,也有许多参考文献(何清等,2003;王旭等,2003)指出,新疆沙尘暴有减少的趋势。由图 3-9 也得出以和田为代表的塔克拉玛干荒漠地区的春季沙尘暴有明显下降。

对于降水量与沙尘暴之间关系,李江风(2003)指出新疆沙尘暴以春季沙尘暴为主,夏半年降水集中了全年降水的大部分,由于资料所限,用同年和田地区春季沙尘暴和夏半年降水的资料进行比较,分别对它们作周期分析(在前一节已做,并在表 3-3 总结)。结果是夏半年降水存在 2a、准 5.5a 和准 16a 的主周期,其中准 5.5a 周期显著。春季沙尘暴存在 2a、准 5.5a 和准 22a 的主周期。发现和地区夏半年降水与春季沙尘暴在周期上相似。说明存在降水增加导致沙尘暴减少的机制,即降水量大,从植被增加和土壤含水量增加两方面阻碍了沙尘暴的发生。

3.4.2 冰芯中的粉尘记录与积累量之间的关系

我们从崇测冰芯粉尘记录和物质积累量发现一个共同的特征:存在一致的下降趋势,此外,我们通过 1954~1992 年粉尘通量和积累量的对比发现两条曲线三年平均滑动曲线变化非常相似。对这两条曲线做相关分析如图 3-14a,发现冰芯中的粉尘记录与积累量有一致的趋势,两者相关系数达到 0.43,并存在一定尺度周期变化。

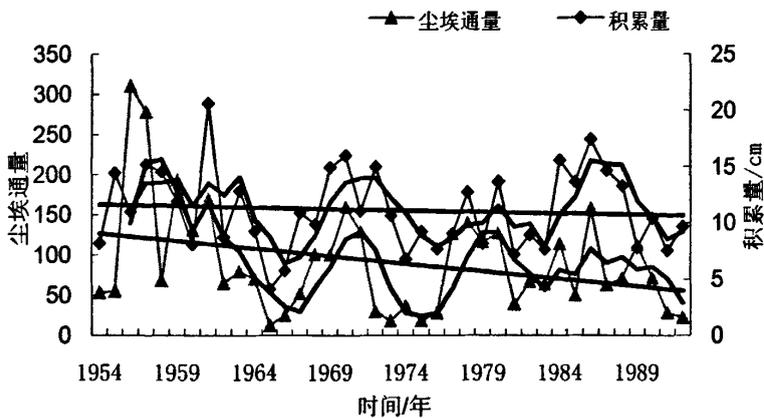


图 3-14a 1954~1999 年崇测冰芯中的粉尘通量和积累量及趋势线(曲线为三年平滑)

Fig.3-14 a Time series and trends of dust flux and snow accumulation rate (curve is the 3 years average running)

图 3-14b 反映了 1954~1999 年崇测冰芯中的粉尘通量和积累量的相关变化。对应 2-4a 周期尺度的振荡,1954-1963 年,1964-1977 年,1984-1990 年,两列信号显出负相关关系;在 6~8a 周期尺度上,1958-1963 年呈负相关;在 12-14a 周期尺度的振荡,1976-1985 年两列信号显出负相关关系;在 16-20a 周期尺度

的振荡，1965-1978 年两列信号显出负相关关系。除上述以外，其他周期尺度和时域都呈现正相关。

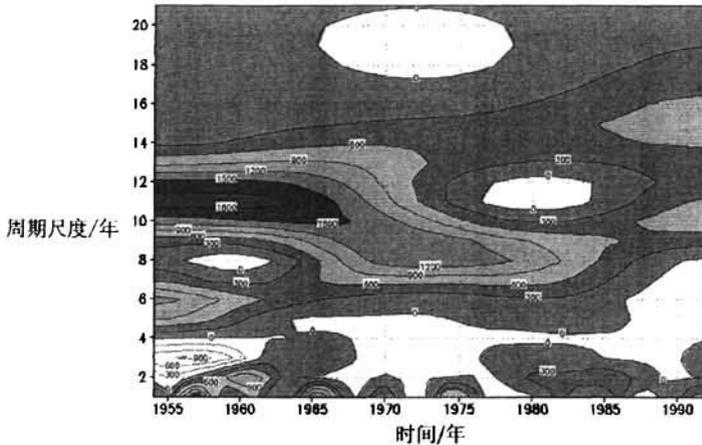


图 3-14b 1954~1999 年崇测冰芯中的粉尘通量和积累量的交叉小波变换
Fig.3-14b cross wavelet transform of dust flux and snow accumulation rate

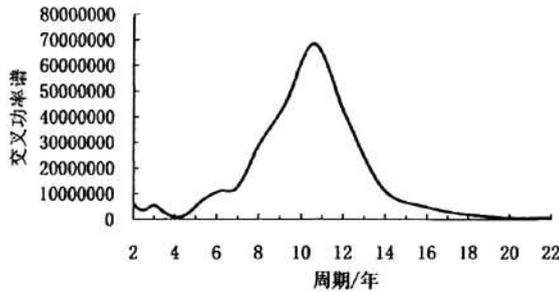


图 3-14c 1954~1999 年崇测冰芯中的粉尘通量和积累量的交叉小波功率谱
Fig.3-14c Cross wavelet power spectrum of dust flux and snow accumulation rate

从图 3-14c 中可看出：通过交叉小波功率谱分析得到 2a、3a 和准 11a 的主周期尺度。其实，图 3-14c 通过三年平滑，留下的是准 11a 周期。从交叉小波变换图上可看出，呈正相关的处于绝对优势。

粉尘通量与积累量一致减少的变化趋势，交叉小波和功率谱中相似的周期变化，这些现象值得我们深入的探讨！在机理上讲粉尘记录与积累量是有关系的，在崇测冰帽上的粉尘很有可能主要是通过降水沉降到冰川上，即粉尘在降水过程中充当凝结核，以湿沉积的方式沉降。另外，研究低海拔降水 1954~1992 年的变化趋势发现和田为代表的塔克拉玛干沙漠周边降水呈增加的趋势（图 3-8a），

这与高海拔降水的趋势恰恰相反。

3.4.3 沙尘暴与冰芯中的粉尘记录的关系

图 3-15a 表明和田地区的沙尘暴天数与冰芯中的粉尘记录有一致的趋势,两者相关系数达到 0.51。经过三年平滑,发现两者平滑线很相似,存在某种尺度周期,所以,对它们进行交叉小波分析,得到它们之间详细的相关关系。

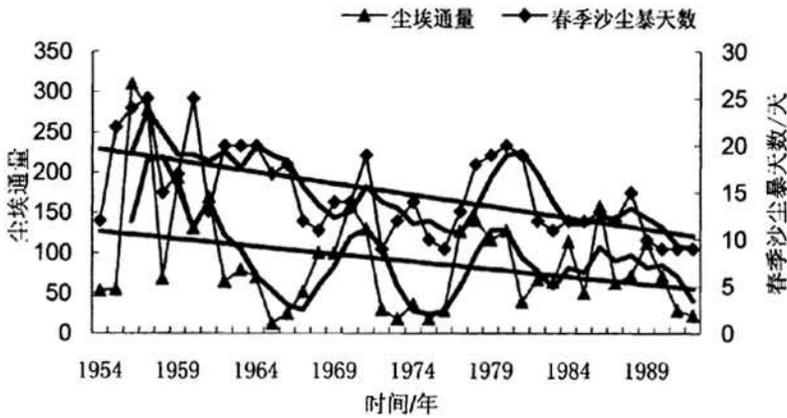


图 3-15a 和田地区春季沙尘暴天数和粉尘通量 ($\times 10^6 \mu\text{g}/\text{cm}^2 \text{Yr}$) 和趋势图 (曲线为三年平滑)

Fig.3-15a Time series and trends of spring sandstorm of Hotan and dust flux from 1954 to 1992 from 1954 to 1992

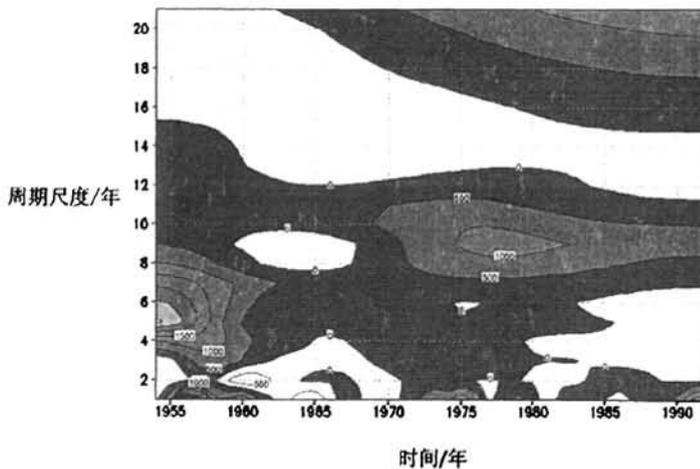


图 3-15b 1954-1992 年和田地区春季沙尘暴天数和粉尘通量的交叉小波变换
Fig3-15b Cross wavelet transform of Hotan spring sandstorm and dust flux for 1954-1992

图 3-15b 反映了和田地区春季沙尘暴天数和粉尘通量的相关变化。对应 2~4a 周期尺度的振荡, 1957-1971 年, 1980-1992 年, 两列信号显出负相关关系; 在 8-10a 周期尺度的振荡, 1960-1968 年两列信号显出负相关关系; 在 12-16a 周期尺度的振荡, 全时域上两列信号显出负相关关系。除上述以外, 其他周期尺度和时域都呈现正相关。

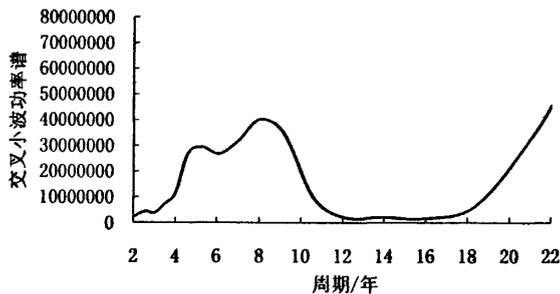


图 3-15c 1954~1992 年和田地区春季沙尘暴天数和粉尘通量的交叉小波功率谱
Fig.3-15c Cross wavelet power spectrum between spring sandstorm of Hotan and dust flux from 1954 to 1992

从图 3-15c 中可看出: 通过交叉小波功率谱分析得到 2.6a、准 5.5a、8a 和准 22a 的主周期尺度。我们发现除了主周期尺度中在整个时域都有一点负相关外, 其余部分都正相关。所以说低海拔和田地区春季 (3~5 月) 沙尘暴和高海拔冰芯中粉尘通量在机制存在联系, 低海拔和田地区春季沙尘暴把细小粉尘带到六七千米高空, 形成塔克拉玛干荒漠周边高空的沙尘性气溶胶(张军华等, 2002), 有参考文献 (Merrill et al., 1989) 表明整个中国西部大气粉尘年内分布极不均匀, 高峰期位于 2 月中旬至 5 月下旬, 而最高峰发生在 4 月中旬至 5 月下旬这一段时间。有鉴于此, 同时考虑到夏季是西昆仑山的主要降水季节 (Kang X. et al., 1989), 然后通过降水沉积到冰川上, 韩建康等 (2005) 也证明冰川中微细颗粒粉尘则主要是远距离传输来的尘埃, 综上所述, 可知这种粉尘来自低海拔的塔克拉玛干地区。

3.4.4 干旱区高海拔气候变化的纽带因子

塔克拉玛干荒漠周边不同海拔地区都属于内陆干旱区, 但其不同海拔都对全

球气候的变暖趋势进行响应存在差异。其差异表现为以低海拔地区的和田地区降水量与高海拔地区崇测冰芯中的物质积累量的变化趋势相反最为突出。从中我们可看到塔克拉玛干荒漠周边高海拔地区在对全球变化的响应时的主控因子已经不是水汽了。

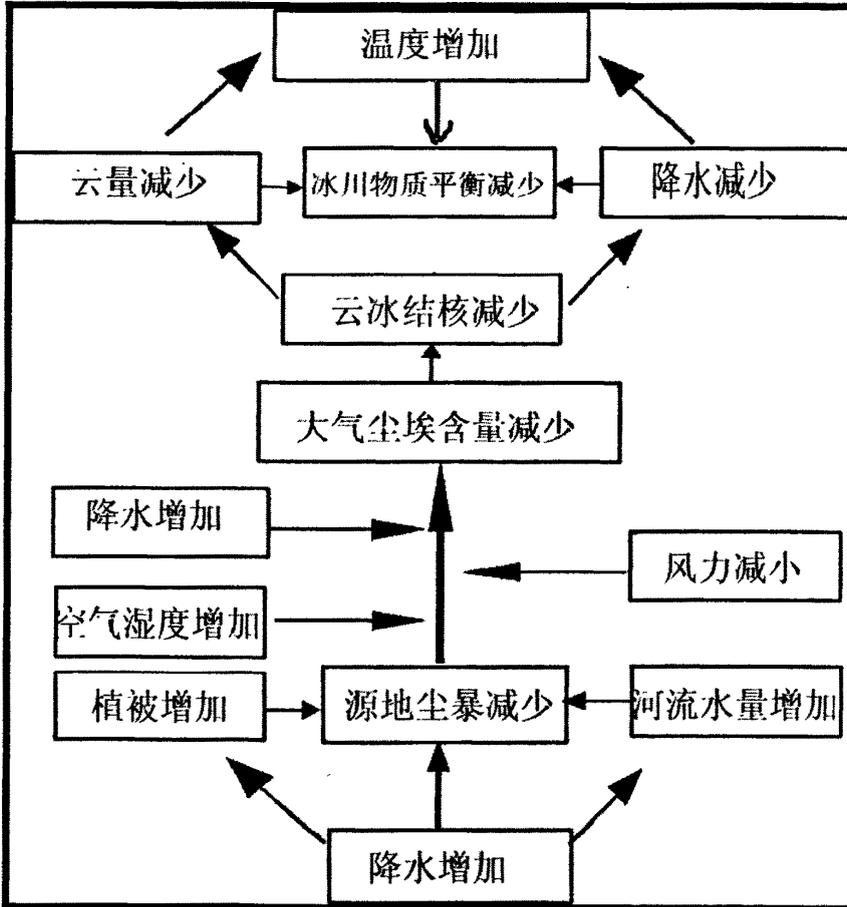


图 3-16 新疆南部内陆干旱区低海拔降水增加条件下，粉尘过程和影响机制分析图（根据 Han et al., 2006）

Fig.3-16 Diagram of variables related to the dust processes and their inherent connections to the mass-balance changes of high mountain glaciers under increasingly wet climate conditions over the inland arid region. (according to Han et al., 2006)

3.5 小结

通过前面的机制分析和图3-16，得到如下结论：

第一、降水的增多，塔克拉玛干荒漠周边低海拔地区的沙尘暴减少。说明存在降水增加导致沙尘暴减少的机制，即降水量大，从植被增加和土壤含水量增加

两方面阻碍了沙尘暴的发生。

第二、沙尘暴减少，塔克拉玛干荒漠周边高海拔地区冰芯中粉尘记录减少。通过分析两者存在主要尺度上大部分存在正相关，所以说低海拔和田地区春季沙尘暴和高海拔冰芯中粉尘通量在机制存在联系，低海拔和田地区春季沙尘暴把细小粉尘带到六七千米高空，形成塔克拉玛干荒漠周边高空的沙尘性气溶胶，参考文献 (Merrill et al., 1989) 也认为整个中国西部大气粉尘年内分布极不均匀，高峰期位于 2 月中旬至 5 月下旬，而最高峰发生在 4 月中旬至 5 月下旬这一段时间。有鉴于此，同时考虑到夏季是西昆仑山的主要降水季节，然后通过降水沉积到冰川上，韩建康等 (2005) 也证明冰川中微细颗粒粉尘则主要是远距离传输来的粉尘，综上所述，可知这种粉尘来自低海拔的塔克拉玛干地区。

第三、塔克拉玛干荒漠周边高海拔地区冰芯中粉尘记录与积累量同时减少。通过分析两者存在主要尺度上存在很高的正相关，在机理上讲粉尘记录与积累量是有关系的，在崇测冰帽上的粉尘主要通过降水沉降到冰川上，粉尘在降水过程中充当凝结核，以湿沉积的方式沉降，所以粉尘记录与积累量相一致。

分析结论可得，塔克拉玛干荒漠周边低海拔降水增加，导致植被增加和土壤含水量增加，从这两方面阻碍了沙尘暴的发生；随着沙尘暴减少，加上空气湿度大和降水增多对空气的洗刷，使能上升到六七千米以上高空的粉尘更少；高空粉尘的减少造成高空凝结核的减少，进而造成云量的减少，降水的减少，从而导致冰川物质平衡下降；同时云量的减少导致太阳辐射增加，冰川表面气温增加也导致物质平衡下降。

从上述分析来看，粉尘在气候变化的作用，在低海拔地区是被动的，受气候影响；在高海拔地区变为主动，成为引起气候变化的诱因。粉尘是内陆干旱区高海拔地区对全球变化响应的纽带因子。

第四章 长时间尺度粉尘沉积研究（北疆黄土）

4.1 样品采集与剖面描述

新疆的黄土主要分布在准噶尔盆地以西的塔城地区、天山北麓、塔里木盆地南缘的昆仑山—阿尔金山北麓和伊犁地区,天山南麓和阿尔泰山南麓黄土分布十分有限,特别是在阿尔泰山南麓,除少量黄土状土沉积外,至今未见有关黄土沉积的报道。刘东生(1985)曾将新疆黄土按沉积特征的不同分为3个亚区,即天山以北的北亚区、天山以南的南亚区和新疆西部的西亚区(伊犁地区)。据腾志宏(1986)的统计,在塔里木盆地和准噶尔盆地的黄土分布面积分别为34400km²和15840km²。本文所研究的剖面分别处于西亚区和北亚区,分别在伊犁新源则克台地区按2cm采集1个22.5m的剖面(ZKT),新源地区分别按2cm采集1个3.8m的剖面(XY)、按5cm采集1个9.5m的剖面(XYZ+)和15.5m的剖面(XYZ),博乐地区按2cm采集1个11m的剖面,塔城地区按2cm采集1个5.6m的剖面(LL1),按5cm采集1个13m的剖面(LL2),这些剖面都采集了数个OSL样品,以便对其进行年代控制,具体详见表2和图4-1。

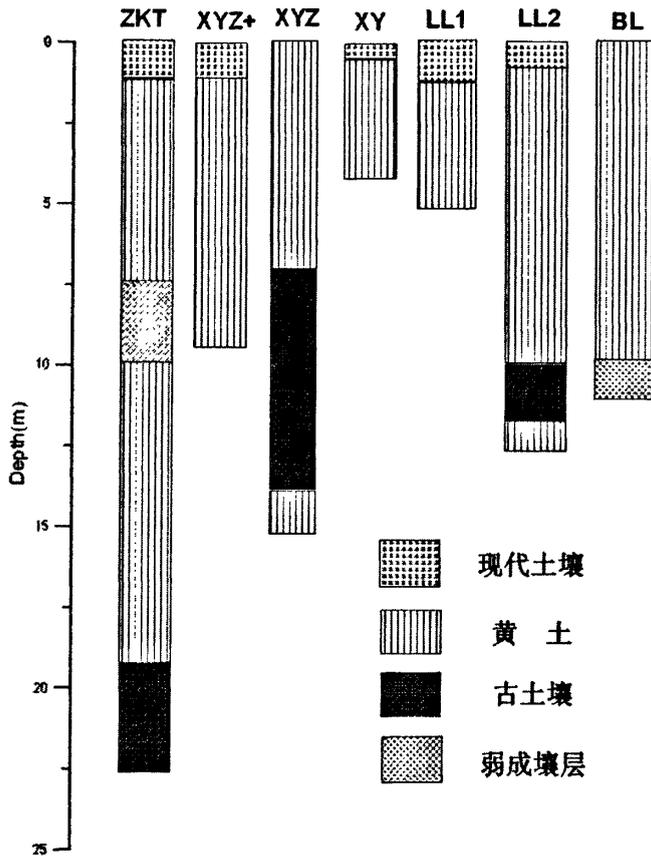


图4-1 新疆北部黄土剖面图

Fig.4-1 Loess sections of south of Xinjiang

4.1.1 新源剖面（西亚区）

我们在新源地区共采集了四个剖面其中ZKT为主剖面，XYZ，XYZ+，XY为其辅助剖面，则克台剖面处于巩乃斯河北岸阶地的干草原带，区域地带性土壤为灰钙土，有机质含量很高，达到30g/kg左右，植被覆盖度较高，植被以蒿、藜类为主，剖面出露20米，除了表层土壤层，最下部还可观测到略微偏红的古土壤层，除此而外整个剖面基本呈浅灰黄色，无明显变化。而作为辅助剖面的XYZ，XYZ+，XY剖面位于巩乃斯河南岸的新源砖厂附近，土壤类型，植被类型与则克台剖面一致。

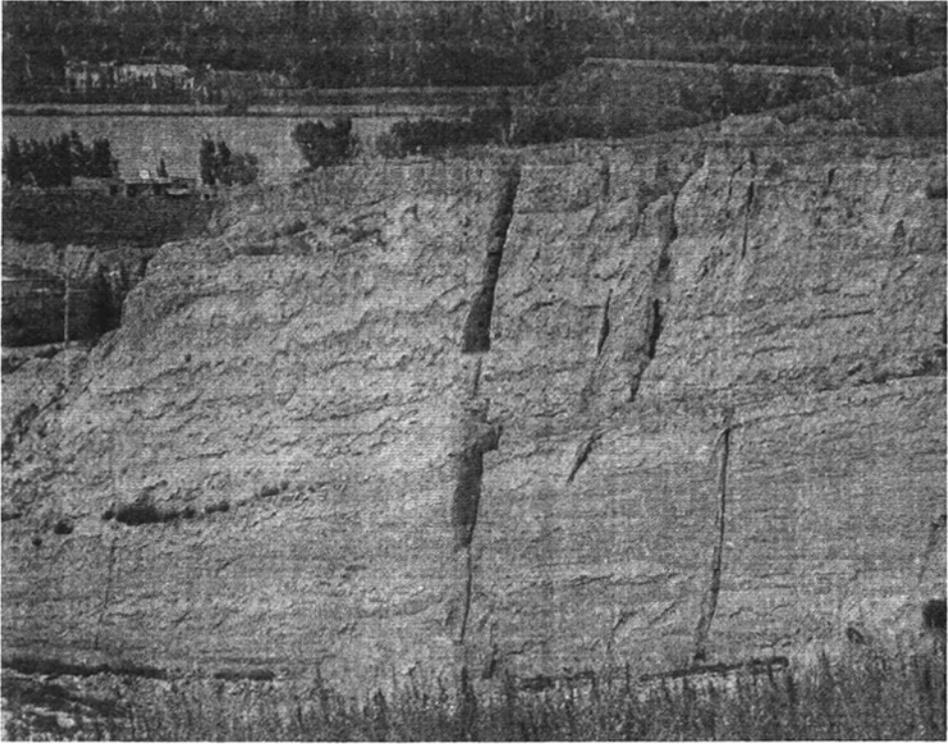


图4-2 则可台黄土剖面照片

Fig.4-2 Photo of Zeketai section

4.1.2 博乐剖面（北亚区）

博乐地处阿拉套山和岗吉格山间谷地，博尔塔拉河畔，地势西部高、东部低，高山、中山、低山丘陵和谷地平原呈阶梯状分布。属内陆性干旱半荒漠和荒漠气候，春季气温冷暖多变，夏季高温，气候炎热，伴有干热风，秋季气爽，冬季长而寒冷，年均气温 5.6°C ，年均降水 181mm 。BL剖面位于博尔塔拉谷地南侧阶地上，现代土壤层类型为灰棕漠土且土壤厚度极薄，上覆植被也多以低矮的荒漠植被为主，有机质含量很低，仅达到 2g/kg 左右，而且土壤中盐分含量很高，整个剖面呈深灰黄色，剖面出露于地表近 10m 。

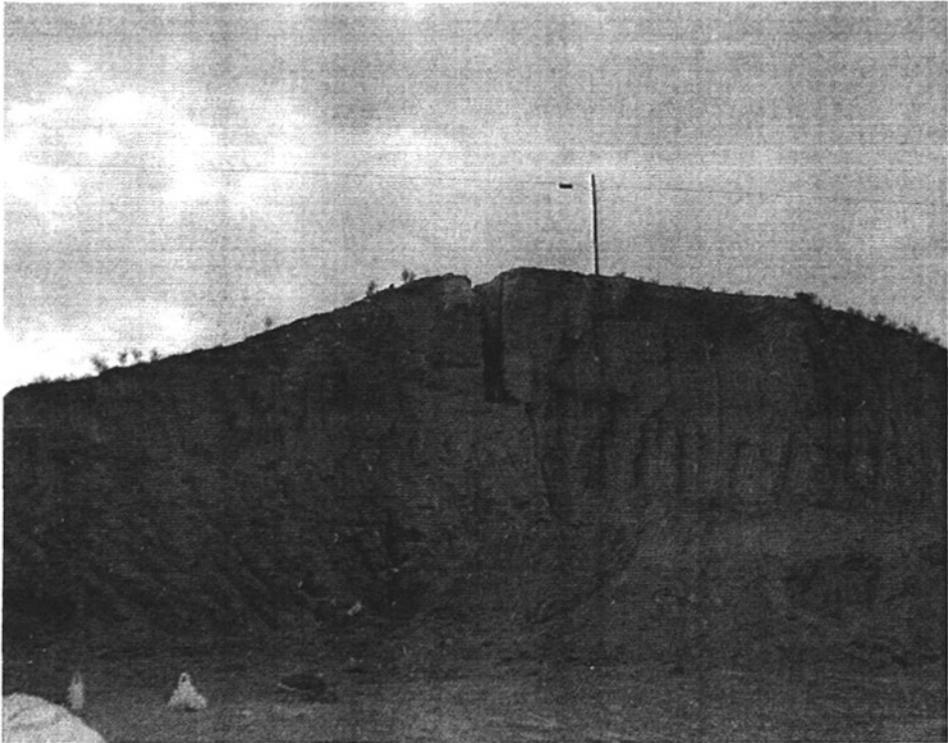


图4-3 博乐黄土剖面照片

Fig.4-3 Photo of Bole section

4.1.3 塔城剖面（北亚区）

塔城属内陆性干旱半荒漠和荒漠地带，春季气温冷暖多变，秋季气候凉爽，夏季短暂而炎热，无霜期短，冬季漫长而寒冷，多年平均气温 6°C ，最高气温为 41°C ，最低气温为 $\sim 42^{\circ}\text{C}$ ，年均降水 $300\sim 350\text{mm}$ ，主要发生在春秋两季。塔城地区地形结构大体上可分为三部分，即准噶尔西部山地，北天山及山前地带，准噶尔盆地西北、西南边缘地带。整个山地呈东北向西南走向，西部是宽阔的谷地，形成一个向西敞开的喇叭口，有利于西来水汽的进入。随着季节的变化，受南北两条急流交替影响，冷空气活动频繁，流域内降水量差异较大，迎风坡多，背风坡少。许多中小河流发源于准噶尔盆地西部山地，这一山带海拔高度在 2500m 左右，属于中低山带，山地虽然低矮破碎，河网不发达，但因有西风湿润气流的侵入，降水较多可达 $350\sim 550\text{mm}$ 。黄土主要分布在塔城盆地北侧，沿着塔尔巴哈台山南麓呈条带状分布，也有零星黄土披覆在河谷高阶地上。

本文所研究的塔城剖面LL1和LL2则均位于塔城市东北的阿西尔达斡尔族乡

努拉村，由于开挖人工渠使得LL2剖面完全出露于地表，整个剖面厚13米，而作为辅助剖面的LL1则仅出露地表6米。纵观整个LL2剖面直接披覆于冰水沙砾石之上。

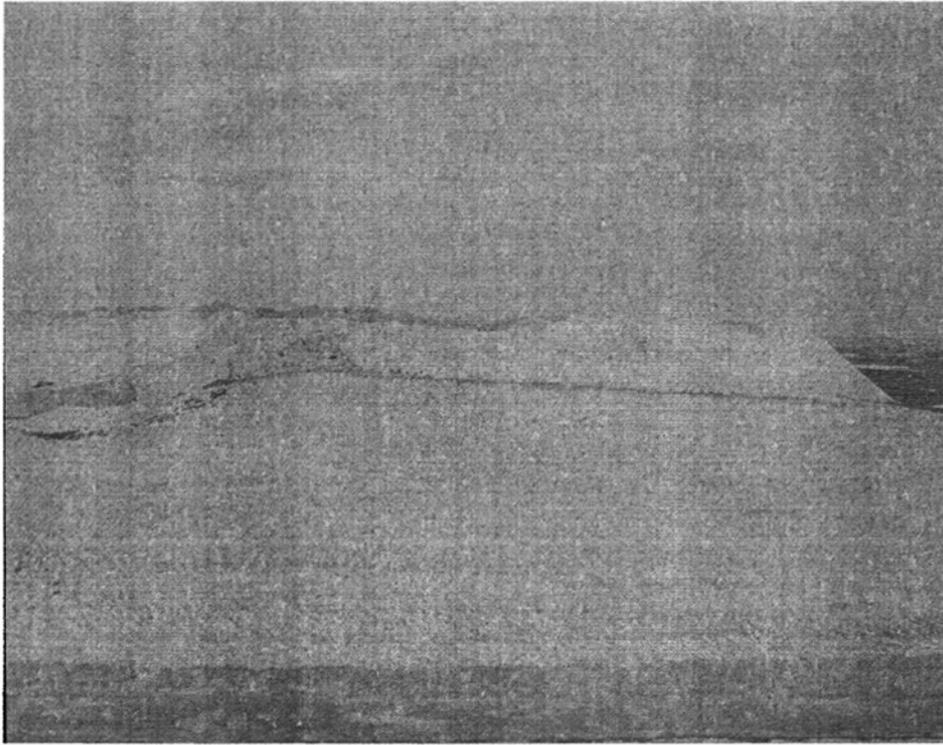


图4-4 塔城努拉LL2黄土剖面照片

Fig.4-4 Photo of Nula Tachen profile

表4-1 剖面采集情况表

Tab.4-1 Sample numbers and experiment proxies

剖面	采样地点	厚度 (m)	样品间 距(cm)	样品总 量	环境样品					OSL样 品个 数	¹⁴ C
					色度	磁化 率	粒度	有机 质	碳酸 钙		
ZKT	新源则克 台砖厂	22.5	2cm	1125	1125	1125	1125	225	563	9	6
XY	伊犁新源 砖厂	3.8	2cm	190	190	190	0	38	95	2	0
XYZ	伊犁新源	15.5	5cm	310	310	310	0	155	310	7	0
XYZ+	伊犁新源	9.5	5cm	190	190	190	0	95	190	5	0
BL	博乐市郊	11	2cm	550	550	550	550	110	550	5	0
LL1	塔城努拉	5.6	2cm	280	280	280	0	56	140	3	0
LL2	塔城努拉	13	5cm	260	260	260	260	130	260	5	0

4.2 实验方法及代用指标意义

第四纪黄土沉积以黄土层和古土壤层交互沉积为特征。黄土和古土壤层的交互出现是粉尘堆积作用和成土作用两种对立的过程彼此消长的结果,当粉尘堆积作用大于成土作用时形成黄土层,反之,形成古土壤层。因此,黄土沉积与寒冷的冰期相对应,古土壤则对应于相对温暖的间冰期。

在利用黄土来研究古气候时,常用的气候代用指标有粒度、磁性参数、碳酸盐含量、土壤颜色(色度)、有机质含量、同位素比值、动物化石和植物化石与孢粉种类的含量、矿物学、化学成分等。要准确地反映古环境变化,恰当的气候代用指标是必需的。气候代用指标的选择及其古气候指示意义的确定是一项困难的、同时也是必要的工作。在气候代用指标的选取时,必须考虑替代指标的可靠性、敏感性和适用范围等一些问题。对于某一气候代用指标,首先必需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。有许多气候代用指标,尽管它们的变化与地层以及其它记录对应关系很好,甚至可以定量地恢复出古气候的某些方面(吕厚远等,1994;宋长青等,1997),然而它们对气候变化的响应机制确仍未得到很好的理解。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(如千年~百年时间尺度)内的气候解译工作中至关重要。在对古环境的解译工作中,代用指标的适用范围也是一个应该考虑的问题。即使是同一指标,应用的区域不同,其指示意义可能也会有所差异。

4.2.1 粒度指标的测试分析与意义

在中国的黄土研究中,粒度作为一个较为敏感的季民风替代指标早已被大多数研究者所使用。由于黄土中不同颗粒的粒级不同,同时,区域之间也存在较大

差异,因此,在选用粒度指标时,就涉及到应该采用什么样的粒级更能较为准确地来反演研究区古大气环流的变化历史。

从理论上讲,黄上粒度组成的变化主要由三种过程控制:风力强度、源区范围和风化强度(丁仲礼等,1999)。黄土中的颗粒直径与风力大小有一定的关系并且可能是一种最直接最关键的控制因素。R. A. 拜格诺(1959)的风洞实验结果表明,粒径大于 0.3 毫米的颗粒不能在空气中悬浮搬运,只能在地面跳跃迁移,粒径 0.3~0.07 毫米的颗粒也很少被空气悬浮搬运,粒径小于 0.005 毫米的粘粒在没有粗颗粒的搀杂下,亦很难被风扬起。L. 莫耳德维(Moldvay, 1962)所做的尘粒在空气中悬浮和搬运性能的实验结果表明,0.05~0.01 毫米的颗粒易浮动、易分散,被称为风尘的“附加粒组”;小于 0.005 毫米的粒组为“挟持粒组”,它是靠较粗颗粒的跳跃撞击而扬起,或者附着在粉尘颗粒表面被携带至黄土堆积区。

源区的环境状况,可以对基本粒组与挟粒组在黄土地层中的含量产生比较显著的影响。例如,源区的干湿状况,影响到粘粒被附着挟带和撞击扬起的机率(刘东生等,1985),非常干冷的环境更有利于粉尘的产生和扬起,而不利于粘粒的产生与携带,而较温湿的环境却有利于粘粒的产生而不利于粉尘的产生及扬起。源区范围对一些近源黄土沉积影响相对较大。丁仲礼等(1996, 1999)通过对几个黄土~沙漠过渡带中晚更新世以来的黄土剖面的粒度研究发现,黄土样品中的极细砂部分(63~125um)和细沙部分(125~250um)的含量在某些层位达 30%以上。由于这部分较粗颗粒主要以跃移的方式在近地面移动,因此,其含量的变化,除受风力强度变化的控制作用外,还很可能受控于沉积区与源区的距离。黄土高原西北部黄土沉积中出现大量的砂粒($>63\mu\text{m}$)是不可能用风力强度的增加所能解释的,而必须首先考虑沙漠范围变化这个因素。基于这点,丁仲礼(1999)认为,把黄土的粒度变化解释为风力强度的改变,即它是冬季风变化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、西北部沙漠同时做进退变化(冰期时,沙漠向东南扩张;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(丁仲礼等,1999),从这一意义上讲,可将其视为季风~沙漠系统变化的替代性指标(丁仲礼等,1999)。虽然黄土高原西北部一些距离沙漠比较近的黄土剖面其颗粒大小会不同程度上受沙漠扩张~收缩的影响(丁仲礼,1998;1999),但是在第四纪冰期冬季风强盛

的时期,沙漠处于扩张状态,而在间冰期冬季风衰弱时沙漠收缩(刘东生等,1985; An et al., 1991),即沙漠的扩张~收缩也随冰期~间冰期的转换(或冬季风盛~衰)而呈现波动变化。因此黄土高原西北部的一些黄土剖面中沉积物的颗粒大小仍可以反演出冬季风的盛衰历史。间冰期时,沙漠向西北退缩,这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(管清玉,2006)。

本研究粒度指标的提取我们采用了激光粒度仪分析法,粒度仪工作的基本原理为光学衍射原理:在光束中,待测颗粒以一定的角度向前散射光线,这个角度接近于与颗粒直径相等的孔隙所产生的衍射角,当单色光束穿过悬浮的颗粒流时,颗粒产生的衍射光通过凸透镜聚于探测器上,并记录下不同衍射角的散射光强度。不发生衍射的光线(没有颗粒通过的部位),经凸透镜聚焦后汇聚于探测器中心,不影响发生衍射的光线。

我们分别对则克台剖面(ZKT)、博乐剖面(BL)和塔城努拉剖面(LL2)的所有样品充分自然风干后,在西部环境重点实验室进行了粒度指标分析。测试所采用的仪器是 Malvern Instruments Ltd. 生产的 Mastersizer 2000 激光粒度仪(测试范围为 0.002~2000 μm)。

具体处理方法为:取每个样品 0.3~0.5g 放入烧杯中,加入 H_2O_2 ,煮沸约 30 分钟(除去有机质),然后加入稀盐酸(除去碳酸盐),再加入蒸馏水至烧杯满(不得溢出),静置 24 小时后用橡皮管抽去上层水,加六偏磷酸钠(作为分散剂),在超声波振荡器上振荡 7~8 分钟,然后放入激光粒度仪内进行测量。

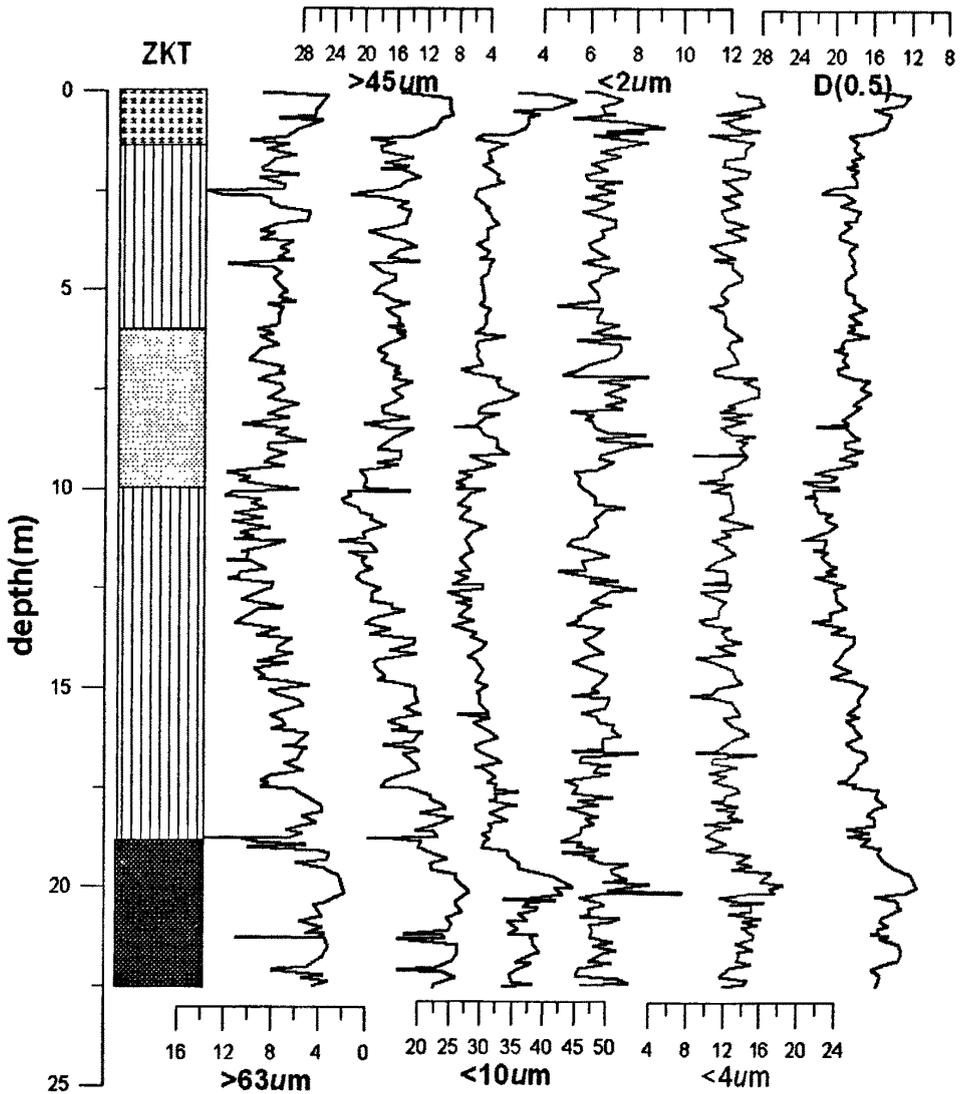


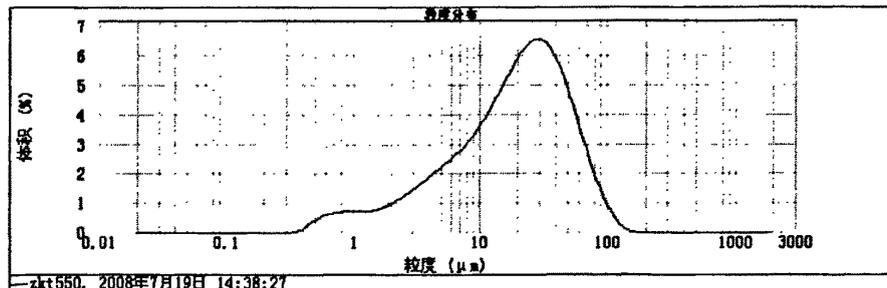
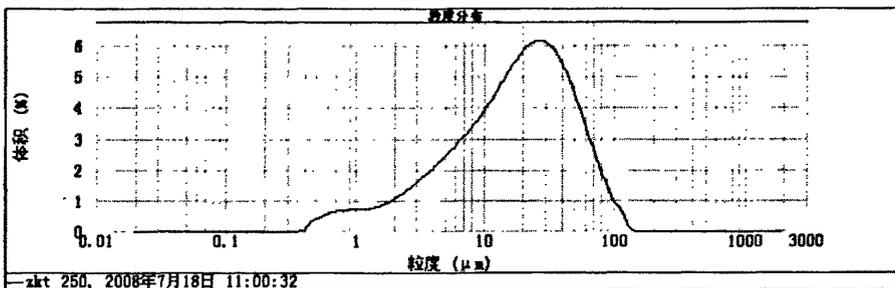
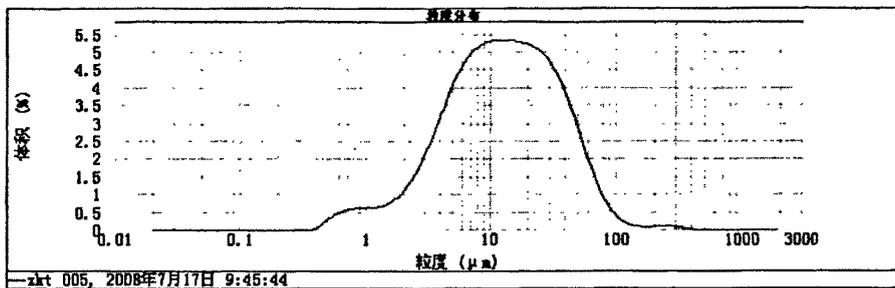
图 4-5 则可台粒度特征曲线

Fig.4-5 Different grainsize curves of Zeketai

通过对粒度数据处理，我们得到了 ZKT 粒度剖面曲线（图 4-5），曲线显示 ZKT 剖面黄土粒度组成主要以粉沙(silt)为主，大约占到 60%~80%，粘土(clay)含量介于 7%~20%之间，大于 63 μm 的沙含量介于 3%~15%之间，中值粒径介于 12~24 μm 。各个粒级沿剖面的含量有明显变化，粒度曲线在大的趋势上与黄土~古土壤地层都能很好的对应，细粒组分对气候变化反映比较敏感， $<2\mu\text{m}$ 的粒级也是较好的气候指标。这个粒级在黄土高原及邻区的黄土古气候记录研究中是不用的，原因是它的含量受成土作用影响很大。但是在干旱背景条件下，水分条件

对成土作用尤为重要，水分条件稍好，成土作用就较强。因此，细粒含量对气候反映敏感，该区细粒含量多少表明成壤作用的强度，同时也可间接说明降水量的大小。此外，小于 $10\mu\text{m}$ ，大于 $63\mu\text{m}$ 以及中值粒径曲线都能比较好的和黄土~古土壤相对应，古土壤层颗粒明显细于黄土和弱成壤层，略细于现代土壤。因此，我们在选用粒度作为气候代用指标可以采用 $>63\mu\text{m}$ 、 $<2\mu\text{m}$ 、 $<10\mu\text{m}$ 以及中值粒径曲线为代用指标，粗颗粒的大小很可能反映了西风强度的变化，细颗粒含量的变化很可能与风化成壤作用强度变化相关。

从粒度分布曲线来看，ZKT 剖面属于单峰型，古土壤峰值粒径较小，黄土峰值粒径较大。



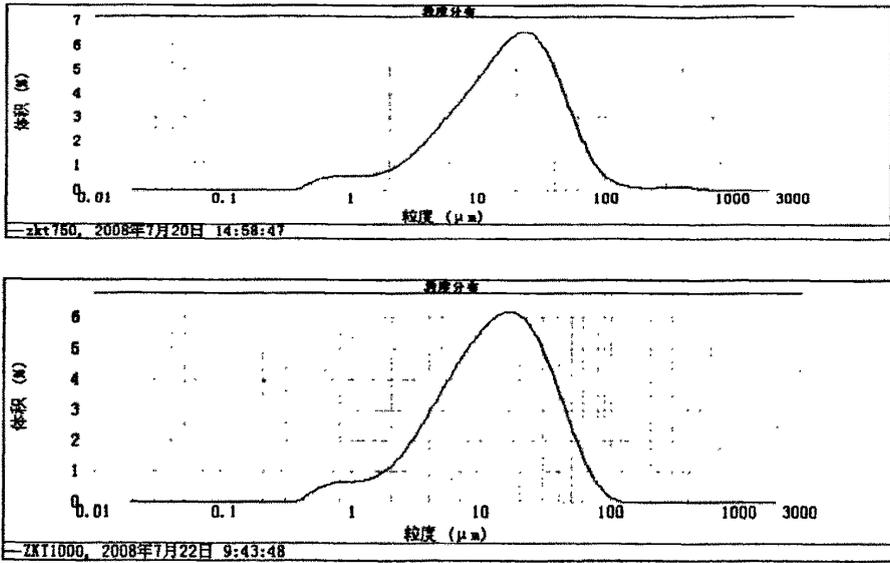


图 4-6 ZKT 典型地层粒度分布曲线图

Fig.4-6 Grainsize distribution of the typical layer of ZKT

从 BL 粒度曲线(图 4-60 发现:BL 剖面黄土组成主要以粉沙为主,介于 30%~70%;粗沙含量较高且波动较大,介于 3%~45%;粘土含量相对最少,介于 7%~22%,中值粒径波动较大,最大达到 $51.73 \mu\text{m}$,最小为 $12.49 \mu\text{m}$ 。各个粒度曲线在剖面上变化明显,与黄土、弱成壤层都能比较好的对应,缺失现代土壤层,底部开始出现弱成壤层,粘土含量明显增多,粗沙和粉沙相对减少,中值粒径在 $15 \mu\text{m}$ 左右。整个剖面高频大幅度的波动较多,期间夹杂着高频低幅波动,尤其是大于 $63 \mu\text{m}$ 和小于 $10 \mu\text{m}$ 的曲线变化尤为明显。

从粒度分布曲线图来看,弱成壤层峰值粒度较小,黄土峰值粒度较大,弱成壤层细颗粒分布含量明显高于黄土,粒度曲线无论黄土还是弱成壤层均呈单峰类型。

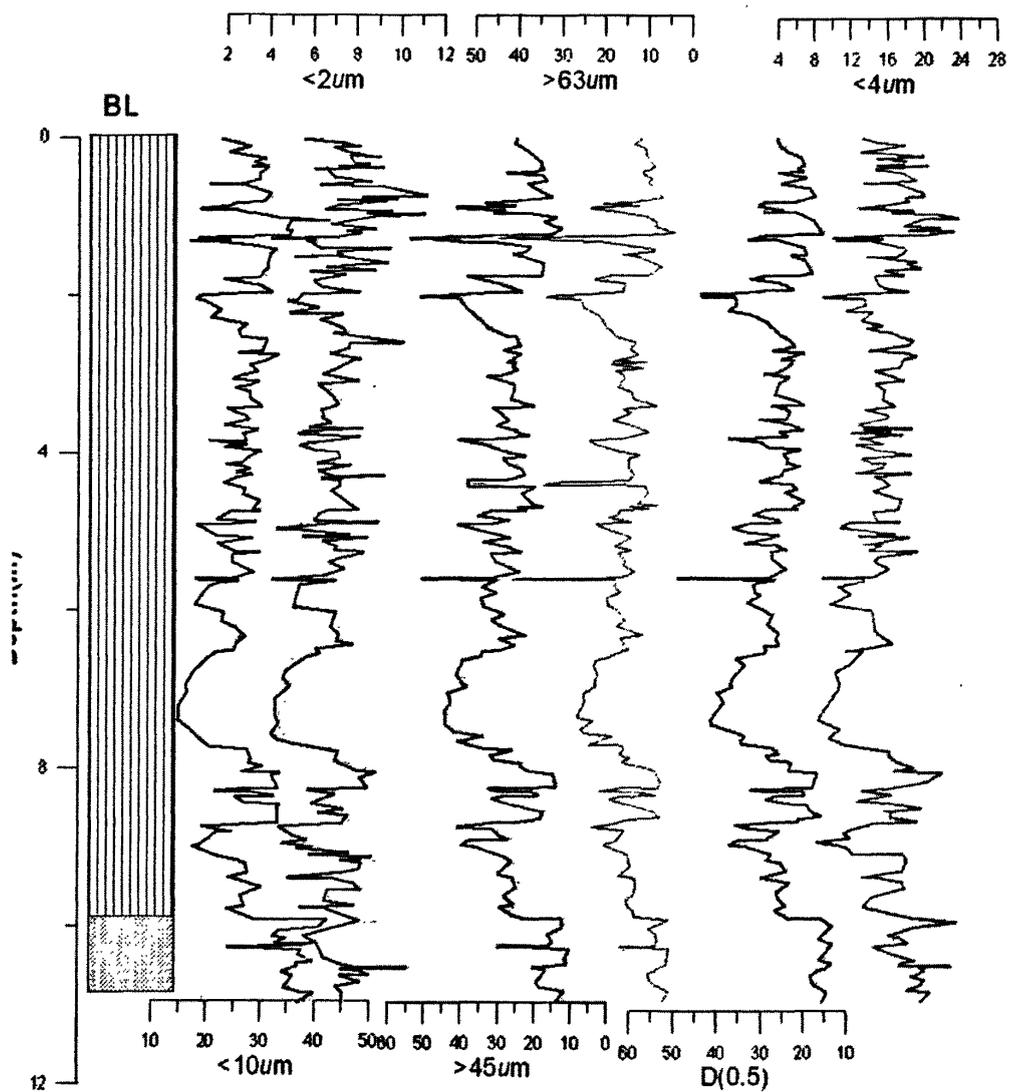


图 4-7 博乐剖面粒度特征曲线

Fig.4-7 Different grainsize curves of Bole section

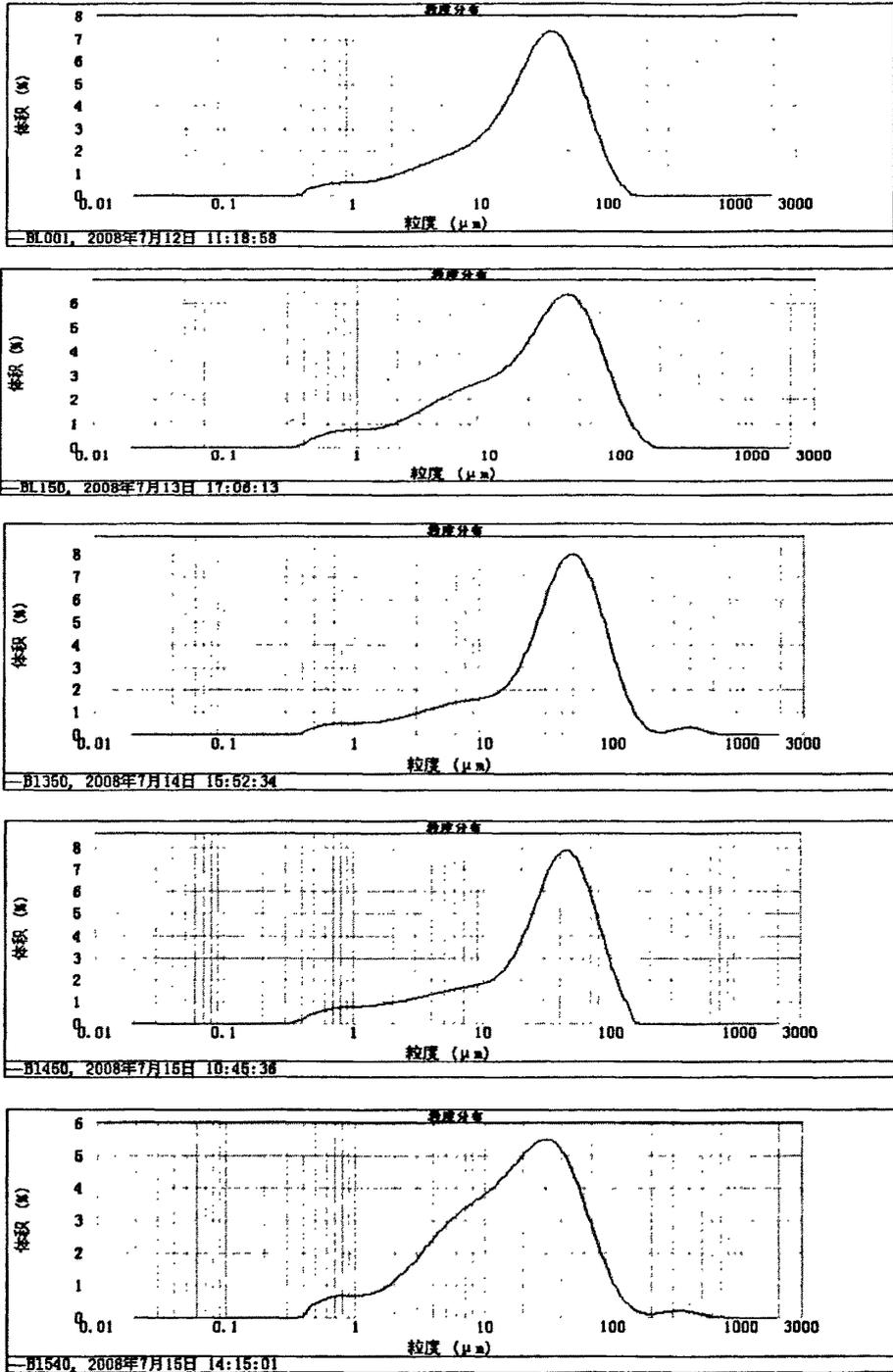


图 4-8 BL 典型地层粒度分布曲线图

Fig.4-8 Grainsize distribution of the typical layer of ZKT

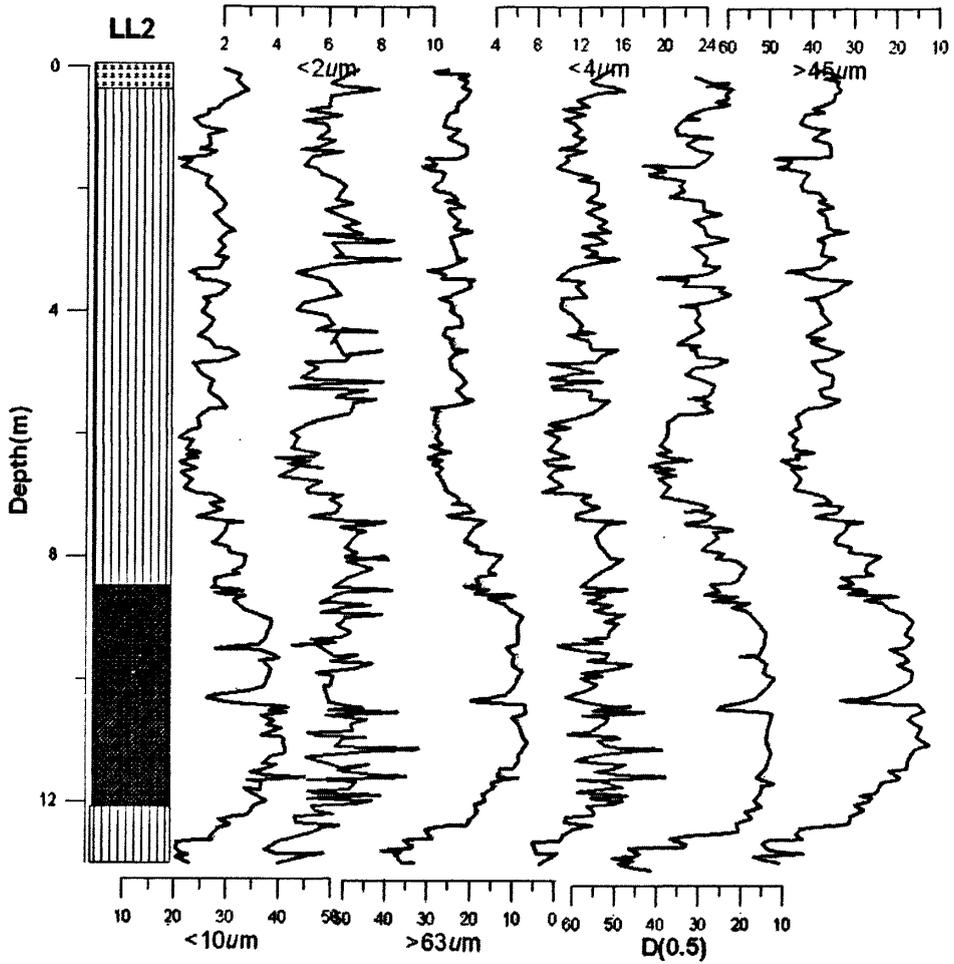


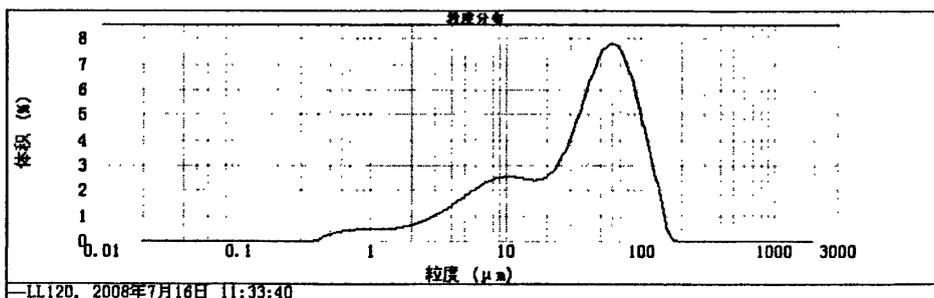
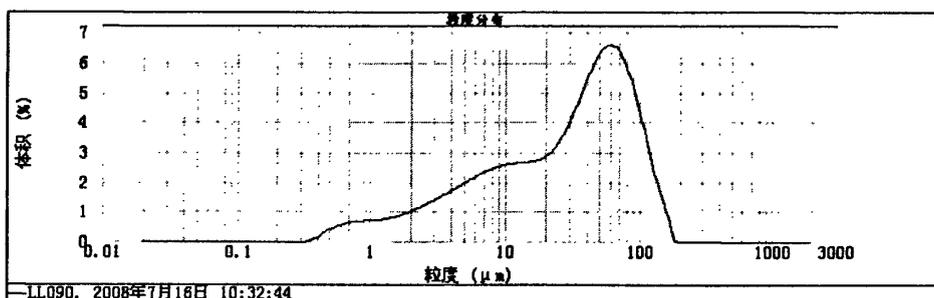
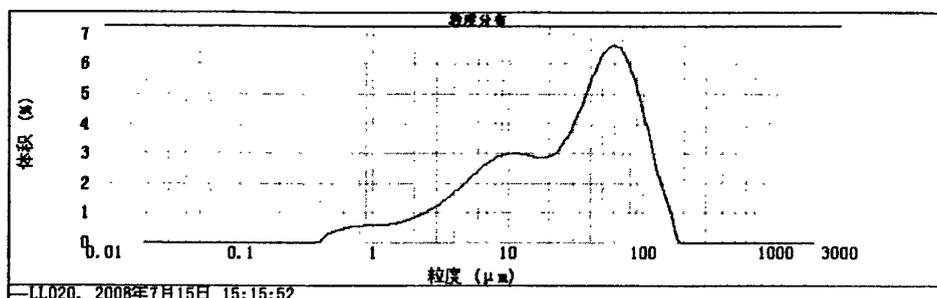
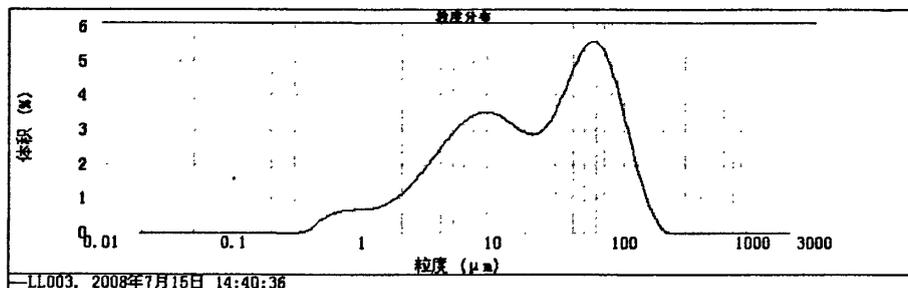
图 4-9 努拉 LL2 剖面粒度特征曲线

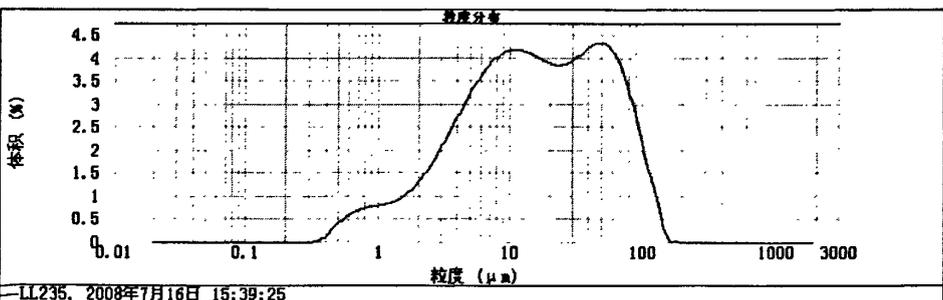
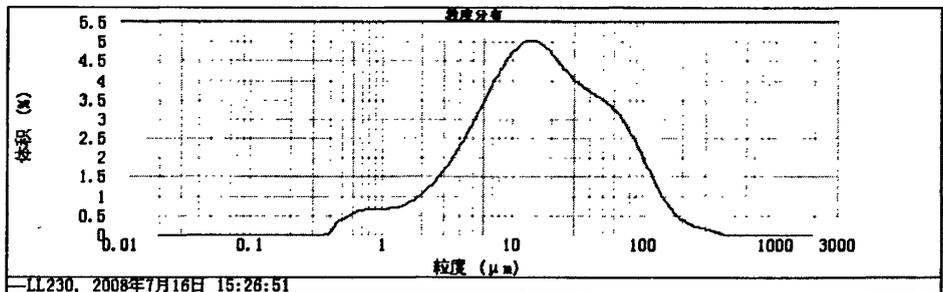
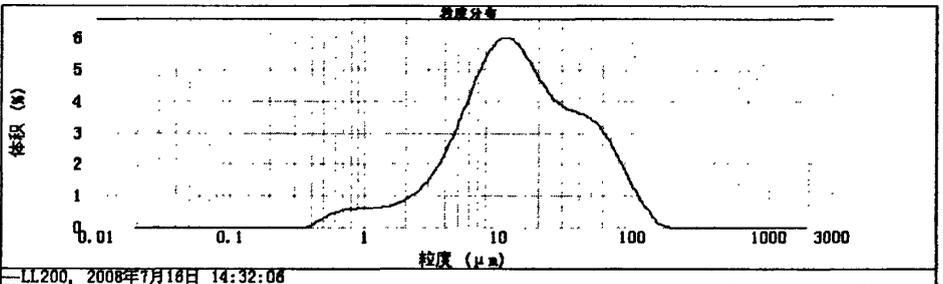
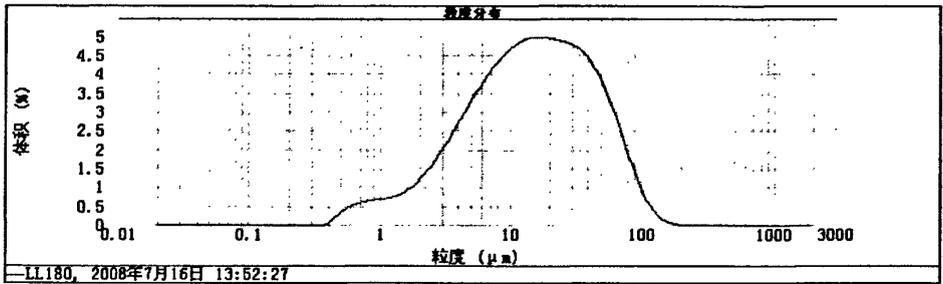
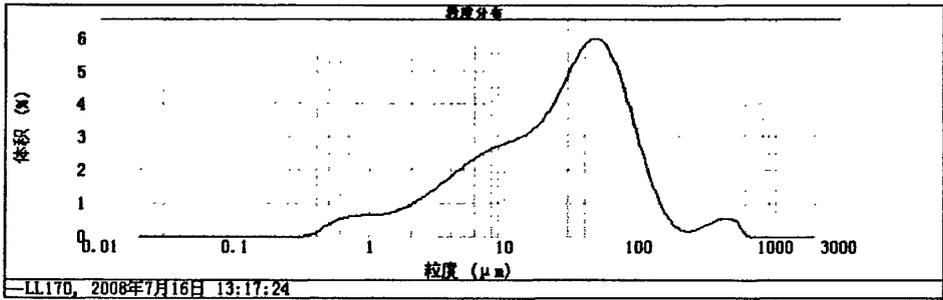
Fig.4-9 Different grainsize curves of Nula 2 section

从 LL2 粒度曲线发现：LL2 剖面黄土组成主要以粉沙为主，介于 30%~70%；粗沙含量较高且波动较大，介于 5%~41%；粘土含量相对最少，介于 7%~21%，中值粒径波动较大，最大达到 51.51 μm ，最小为 11.69 μm 。现代土壤和古土壤中， $< 10 \mu\text{m}$ 的细颗粒物明显高于黄土，古土壤高于现代土壤，古土壤中粗沙含量明显低于黄土和现代土壤。总体来说，整个剖面粒度曲线能够与黄土~古土壤很好的对应，其中 $< 4 \mu\text{m}$ 曲线表现更为敏感，高频低幅波动剧烈。

从典型层面的粒度分布曲线图来看，表层土壤呈现双峰型，最大峰值粒径 60 μm ，次级峰值粒径在 10 μm 左右，表明该区粉尘沉积来源主要为近距离低空搬运粉尘，高空西风带粉尘贡献可能很弱；黄土中则呈单峰型，粉尘沉积来源主

要为近距离低空搬运的粉尘，搬运方式应该是以尘暴方式搬运；古土壤中也呈单峰型，但最大峰值粒径 $10\mu\text{m}$ 左右，粉尘沉积来源依旧以近距离物质为主，但高空西风带粉尘贡献相对增强，搬运方式应该是以尘暴和非尘暴方式共同作用。





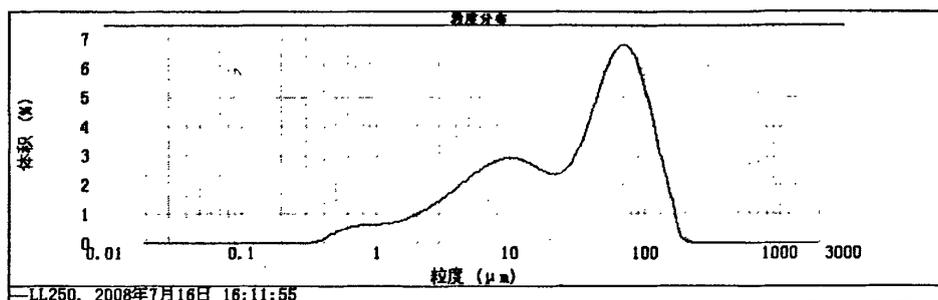


图 4-10 LL2 典型地层粒度分布曲线图

Fig.4-10 Grainsize distribution of the typical layer of LL2

4.2.2 磁化率指标的测试分析及意义

磁化率 (Magnetic Susceptibility) 是物质在人工弱磁场中被感应的磁性量度, 是衡量物质被磁化难易程度的一个物理指标, 即物质处于磁场中自身所获得的磁化强度 (J) 与外加磁场强度 (H) 之比, 即磁化率 $SUS=J/H$ 。

磁化率是中国第四纪黄土古环境研究中常用的指标之一。磁化率的研究最先由 Henin 等在 1954 年第五届国际土壤学会上提出。刘东生和 Heller 首次将中国黄土~古土壤序列的磁化率曲线与深海氧同位素曲线进行对比, 发现两者有很好的对应关系, 从而证实了磁化率指标具有指示全球气候变化的意义 (刘东生等, 1984; Heller et. al, 1984)。Kukla (1998) 认为黄土序列中磁化率值的变化主要反映了来自源区粉尘堆积速率的变化, 即磁化率高, 粉尘堆积速率变慢, 发育古土壤; 反之, 磁化率低, 则粉尘堆积速率加快, 形成黄土。由于粉尘堆积作用与成壤作用在黄土和古土壤的形成过程中是相互联系又相互制约的两个方面, 即粉尘堆积速率快, 成壤强度小; 反之, 成壤强度大 (安芷生等, 1990), 所以说, 磁化率值无论是指示了粉尘的堆积速率还是成壤作用的强度都具有相同的气候意义。因此, 可以将黄土和古土壤的磁化率值作为成壤作用强度和/或粉尘堆积速率的一种代用量度。

在黄土高原地区当夏季温度偏高或夏季风强盛时, 降水较多, 源区和沉积区的植被密度大, 土壤和粉尘中含有磁铁矿的细颗粒组分高, 磁化率高; 反之, 降水较少, 植被密度小, 较粗颗粒的粉尘堆积速率较大, 磁化率值低。已有研究表明新疆地区草原地带的黄土~古土壤序列中, 黄土层的磁化率要比古土壤层的低;

在荒漠~草原地带,情况刚好相反,叶玮(2001)认为这可能是由湿度控制了新疆地区黄土中磁化率的变化。

本次研究绝大多数样品的磁化率测试是在兰州大学西部环境重点实验室完成。测试仪器为英国 Bartington 仪器公司生产的 MS2 型磁化率仪,该仪器产生的交变磁场强度约 80A/m。工作频率主要高频(4.7kHz),测得所有样品的高频磁化率和部分样品低频磁化率。为保证测试精度,高、低频磁化率均重复测试 3 次,并求出其算术平均值,再用各样品所测的磁化率数据除以其密度,分别求得高频质量磁化率和低频质量磁化率(单位 $10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$)。

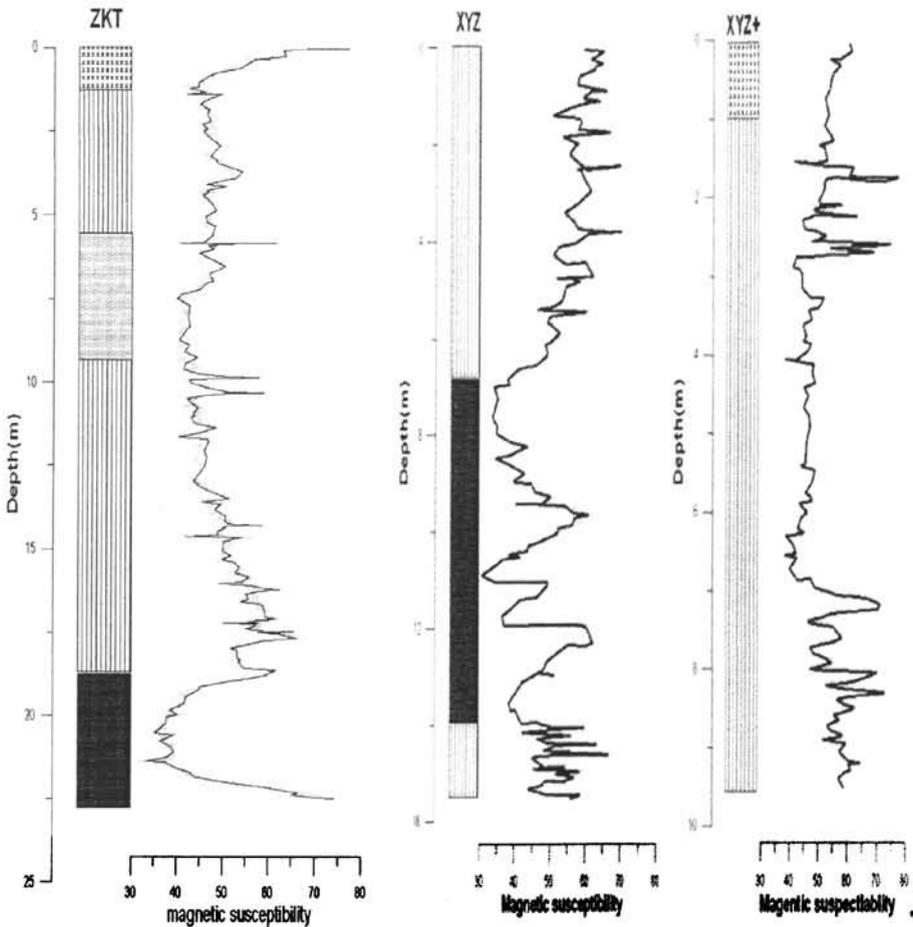


图 4-11 则克台剖面 and 辅助剖面 (XYZ 和 XYZ+) 磁化率分析结果

Fig.4-11 Magentic susceptibility results of ZKT section and the XYZ, XYZ+ section

则克台剖面中(图 4-11),总体来说磁化率低值对应于古土壤,高值对应

于黄土，平均磁化率为 $47.8 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ；最低值为 $31.78 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ 位于古土壤层，最高值 $76.96 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，位于最表层土壤。现代土壤 $0 \sim 1.3 \text{m}$ 磁化率值较高但降低幅度很大，降低速度很快，磁化率平均值为 $47.47 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ；同样在古土壤中 $19 \text{m} \sim 22.5 \text{m}$ ，磁化率值也是迅速降低，而在底层又迅速增高，磁化率平均值达到 $43.39 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ；黄土（包括弱成壤层）中 $1.3 \text{m} \sim 19 \text{m}$ 磁化率值变化相对稳定，平均值为 $48.34 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，黄土层 $1.3 \sim 5.9 \text{m}$ ，磁化率平均值为 $47.74 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，弱成壤层 $5.9 \sim 9.8 \text{m}$ ，磁化率平均值为 $43.74 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，黄土层 $9.8 \sim 19 \text{m}$ 磁化率平均值为 $50.6 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，远低于黄土高原洛川马兰黄土的磁化率值 ($63 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg} \sim 68.18 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$)。辅助剖面 XYZ+ 和 XYZ 磁化率变化趋势与则克台剖面相近，XYZ+ 剖面磁化率平均值为 $50.98 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，XYZ 剖面平均磁化率为 $49.43 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ 。

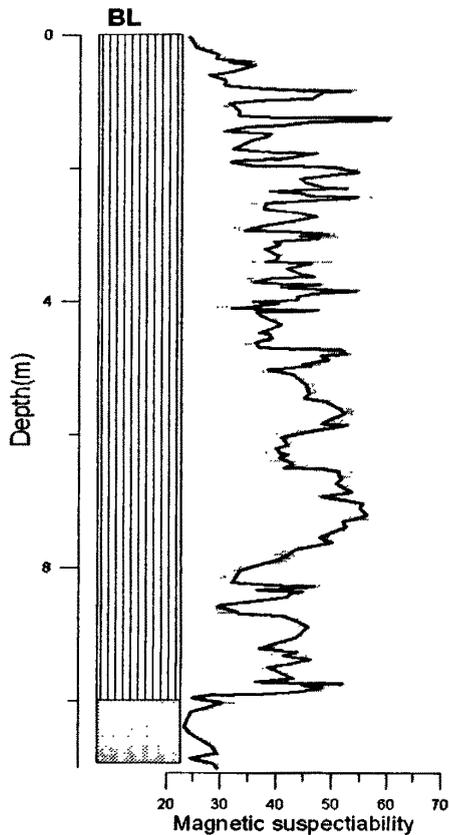


图 4-12 博乐剖面磁化率分析结果

Fig.4-12 Magentic susceptibility results of BL section

博乐剖面中(图 4-12)，并未发现明显的古土壤层，而且现代土壤层也极薄，

只在底部 10 米左右出现弱成壤层，剖面中，高磁化率值对应黄土，整个剖面平均磁化率为 $40.55 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ；0~10m 磁化率平均值为 $41.96 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，黄土层中磁化率变化呈高频低幅波动；低磁化率对应弱成壤层 10m~11m 磁化率平均值为 $26.41 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，弱成壤层磁化率保持稳定，变化很小。

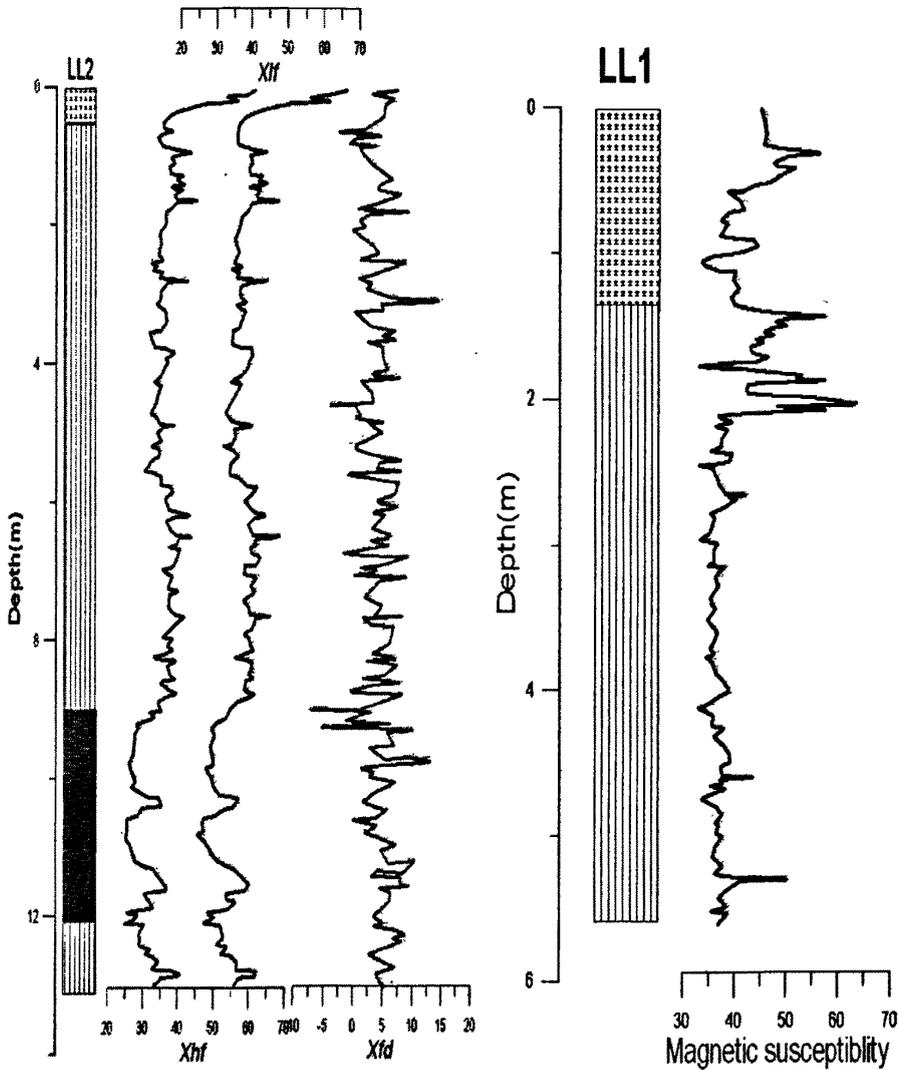


图 4-13 努拉 LL2 剖面 and 辅助剖面 (LL1) 磁化率分析结果

Fig.4-13 Magnetic susceptibility results of the LL1 section and the LL2 section

LL2 剖面 (图 4-13)，磁化率低值对应于古土壤，高值对应于黄土，平均磁化率为 $34.83 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ；最低值为 $23.95 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ 位于古土壤层，最高值 $61.69 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，位于最表层土壤。现代土壤 0~0.5m 磁化率值较高但降低幅度很大，降低速度很快；同样在古土壤中 9m~12m，磁化率值也是迅速降低并保持相对稳定，磁化率

平均值达到 $29.15^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ；黄土（包括弱成壤层）中 $0.5\text{m}\sim 9\text{m}$ 磁化率值变化相对稳定，呈现高频低幅波动变化，平均值为 $36.43^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ ，而位于冰水沙砾石之上的黄土层 $12\sim 13\text{m}$ ，磁化率平均值为 $32.01^{-8}\text{m}^3/\text{kg}$ 。而辅助剖面 LL1 磁化率则不能有效的反映黄土和古土壤的变化。

关于磁化率的“反常”我们初步认为其可能的原因主要有以下几方面：第一可能是物源方面的影响，在干冷的时期，黄土以近源物质为主，近源物质含有较高的超磁性物质，所以磁化率高；第二可能是碳酸盐的淋融作用，在寒冷的时候，蒸发量小，西风加强，黄土沉积加强，碳酸盐淋融作用减弱，磁化率为高值，也可能是其他各种因素共同作用的结果。据 Sun et al. (2000) 指出碳酸盐淋溶、成壤作用、有机质分解和源区物质的贡献都对磁化率变化作出了贡献，任何单一的机制都无法解释黄土高原及周缘地区的磁化率变化，磁化率的增强和变化是多因的。因此加强对西风区黄土与古土壤的磁化率研究能更好的解释磁化率所指示的古气候意义。

有限的降雨量不仅不能使易溶盐类充分淋溶，而且在毛细作用下，蒸发使盐类向地表运动，增加了土壤中的盐份。而盐份的积聚会导致土壤的磁化率降低，其主要原因可能是古土壤中不但没有形成大量的超细磁颗粒，而且粉尘（黄土）中原来的磁性矿物由于盐份的积聚而被相对稀释了，同时盐份是反磁性物质，其积聚减低了磁化率，因而，可能造成古土壤磁化率相对降低。而史正涛（2007）在研究新源砖厂剖面 and 库尔德能布拉克剖面时发现作为同一谷地不同海拔的两个剖面，黄土磁化率差别很小，而古土壤磁化率较大。在黄土堆积时期，由于降水量总体少，两地降水量差别也小，且因两处温度都低，蒸发作用弱，黄土层中盐份没有相对富集，因而磁化率差别不大。而在成壤阶段，由于两地降水差别较大，因此，在降水较多的库尔德能布拉克，遵循了与黄土高原一致的规律；降水较少的新源砖厂剖面则由于上述原因，导致古土壤磁化率低于黄土。

4.2.3 色度指标的测试分析与意义

沉积物色度分析是近年来发展起来的一种新的沉积物研究手段。一般而言，影响沉积物颜色的主要因素可能是对颜色较为敏感的沉积物组分和化学特性，包括有机质含量、碳酸盐含量、特定的化学成分（如氧化物和还原物质）等（杨胜利等，2001），这些组分的形成和变化与沉积环境和气候条件密切相关，因此，众

多的研究者已经开始利用色度指标进行古环境古气候方面的研究,包括对黄土~古土壤的色度分析成功揭示了万年至千年尺度的气候波动、将土壤颜色作为夏季风变化代替指标进行夏季风不稳定性研究(方小敏等,1999)。

国际照明委员会于1976年颁布的CIELAB表色系统是当今最重要的颜色表达与测量系统。它使用 L^* , a^* , b^* 三个参量来描述任何均匀连续的颜色空间,其中 L^* 代表明度,数值变化于黑(0)与白(100)之间。 a^* 表示颜色中红(最红为60)与绿(最绿为-60)的无量纲比率, a^* 越大说明颜色越发红。 b^* 则表示黄(最黄为60)与蓝(最蓝为-60)的无量纲比率, b^* 越大说明颜色越黄。

土壤颜色是土壤最显著的外在特征之一,对其产生影响的物质主要有无机质(母质)与有机质两类。一般说来,沉积物的明度 L^* 主要受到碳酸盐含量和有机质含量的影响。碳酸盐含量越高,则明度 L^* 的值越大,颜色越发白;有机质含量越高,则明度 L^* 的值越小,颜色越发黑(Giosan et al., 2002)。因此, L^* 可以作为沉积物碳酸盐含量和有机质含量的近似估计。

而红度 a^* 则主要受到沉积物中赤铁矿含量的控制(Fang et al., 1999; Giosan et al., 2002),可以用于区分古土壤和黄土地层(Ding et al., 2002),反映沉积物的风化程度(邬光剑,2001)。其机理为在无机质中铁是最主要的一种着色剂,其化合物会使母质显示出各种颜色:在排水很差的厌氧环境下,铁呈还原状态,此时母质会表现出蓝色或蓝灰色;当土壤处于较好的排水和通气状况时,铁以氧化状态所赋存,此时母质多呈现出红色。黄土风化成土过程中,铁的变化比其他组分都明显,然而在此过程之中,铁并没有发生明显迁移,只是就地完成价态和形态的转化。在间冰期,由于气候相对比较温湿,植被发育,生物活动增强,土体的pH值降低同时 CO_2 的分压增高,这就促进了黄土碎屑物质中含有 Fe^{2+} 的矿物(如辉石、黑云母等)分解,分解释放出来的 Fe^{2+} 在偏碱性、偏氧化性的环境条件下很容易被氧化成 Fe^{3+} ,并极易形成 $Fe(OH)_3$ 沉淀,之后经过脱水、结晶和老化等一些环节转化为稳定的针铁矿或赤铁矿而保存于地层中,完成价态和形态的转化。赤铁矿可以使土壤变红,S在黄土地层中古土壤之所以明显地比黄土红,就是因为赤铁矿(Fe_2O_3)相对积聚而使色调变深的结果(刁桂仪等,1999)。

本文研究在进行色度指标测试时,先将所有样品于 $40^\circ C$ 下低温烘干,经适当研磨后,取2~3g放于白色参照色板上,压实、压平后,随机选取3个区域,在兰州大

学西部环境重点实验室使用日本SPAD2503土色仪进行测定,取3个区域测得的平均值作为各个色度参数的最终测试结果。

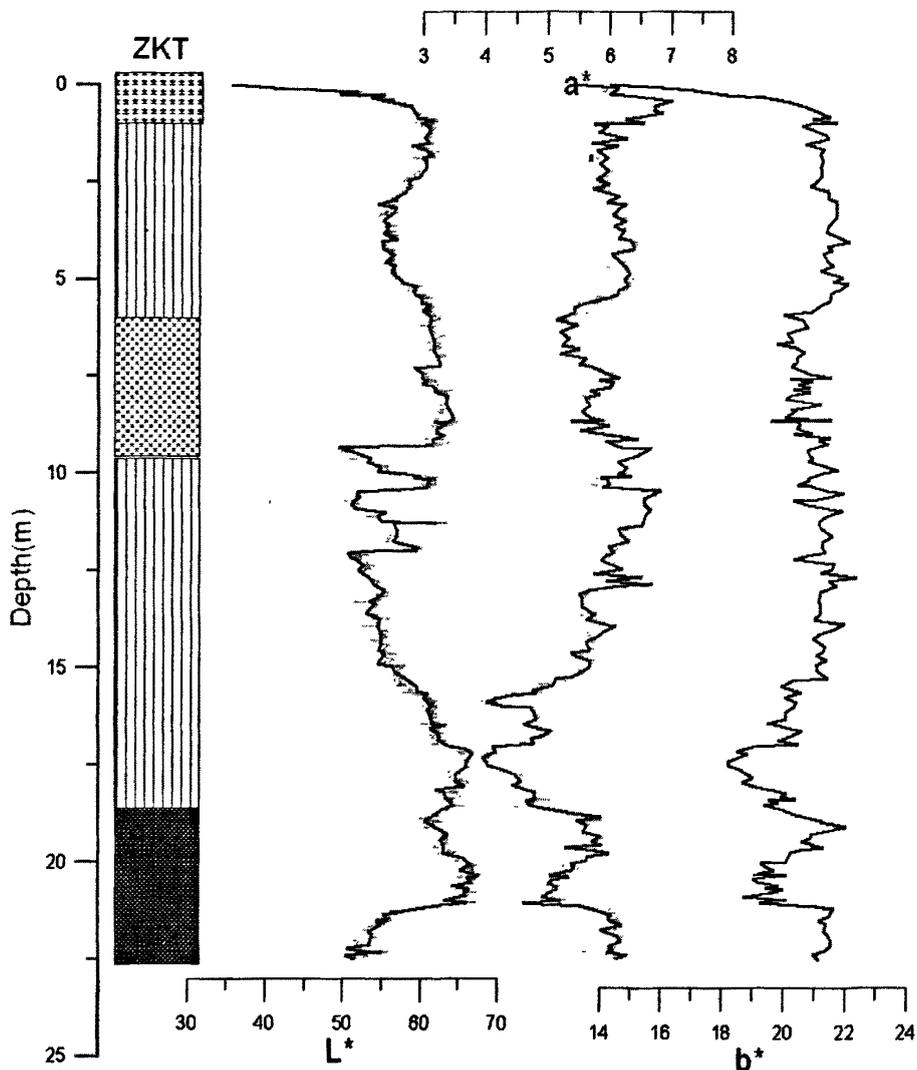


图 4-14 则克台剖面色度分析结果

Fig.4-14 The color analysis results of ZKT section

则克台剖面色度样品共计 1125 个,从色度分析结果来看:不论是亮度指标还是红绿和黄蓝指标都无法清晰的揭示该剖面黄土—古土壤序列。该剖面 L^* 的波动范围为 32~68, a^* 波动范围为 3.63~7.04, b^* 波动范围为 14~22。在剖面的顶部 L^* 处于最低值, b^* 处于最低。其辅助剖面 $XYZ+$ 和 XYZ 色度曲线也同样无

法揭示各自剖面黄土~古土壤序列。因此，在新疆新源地区色度各指标不能用作气候代用指标。

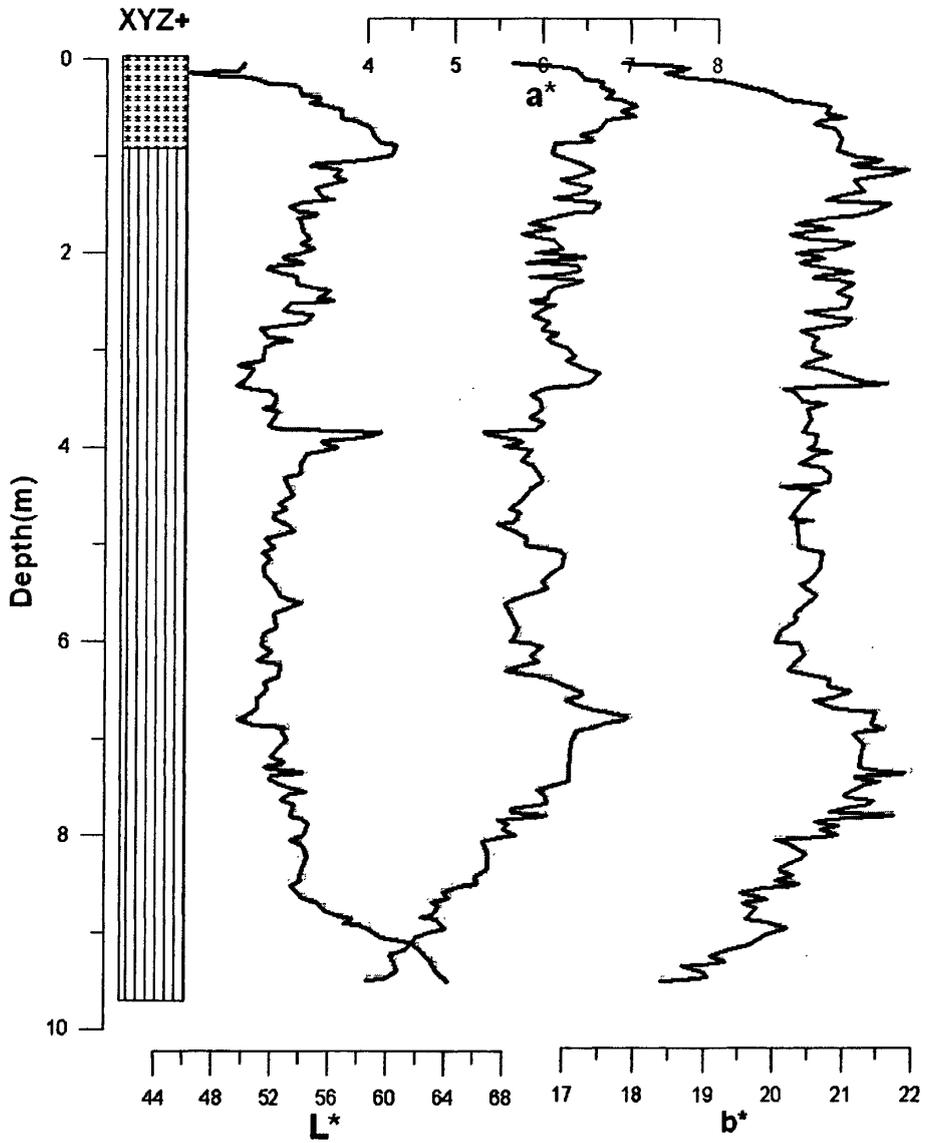


图 4-15 XYZ+剖面色度分析结果

Fig.4-14 The color analysis results of XYZ+ section

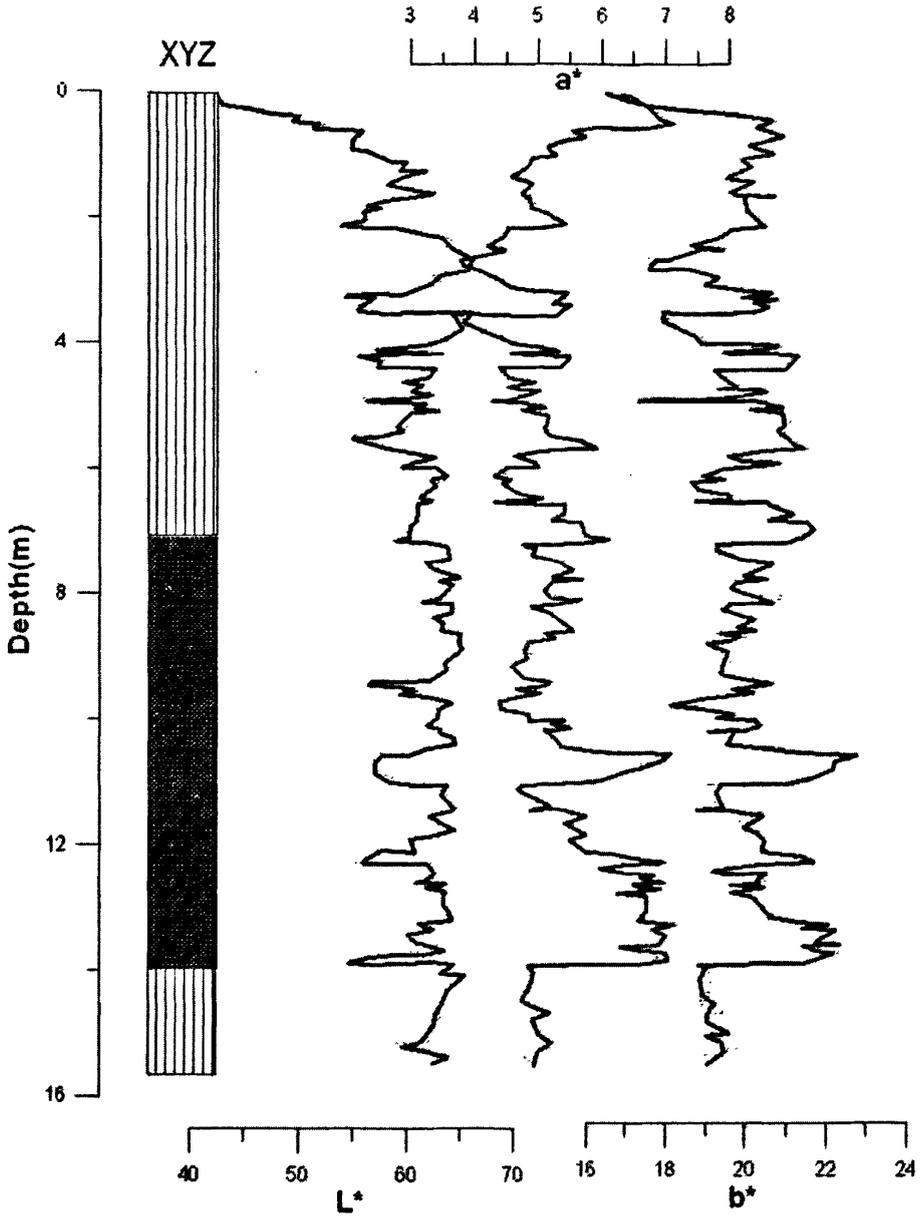


图 4-16 XYZ 剖面色度分析结果

Fig.4-16 The color analysis results of XYZ section

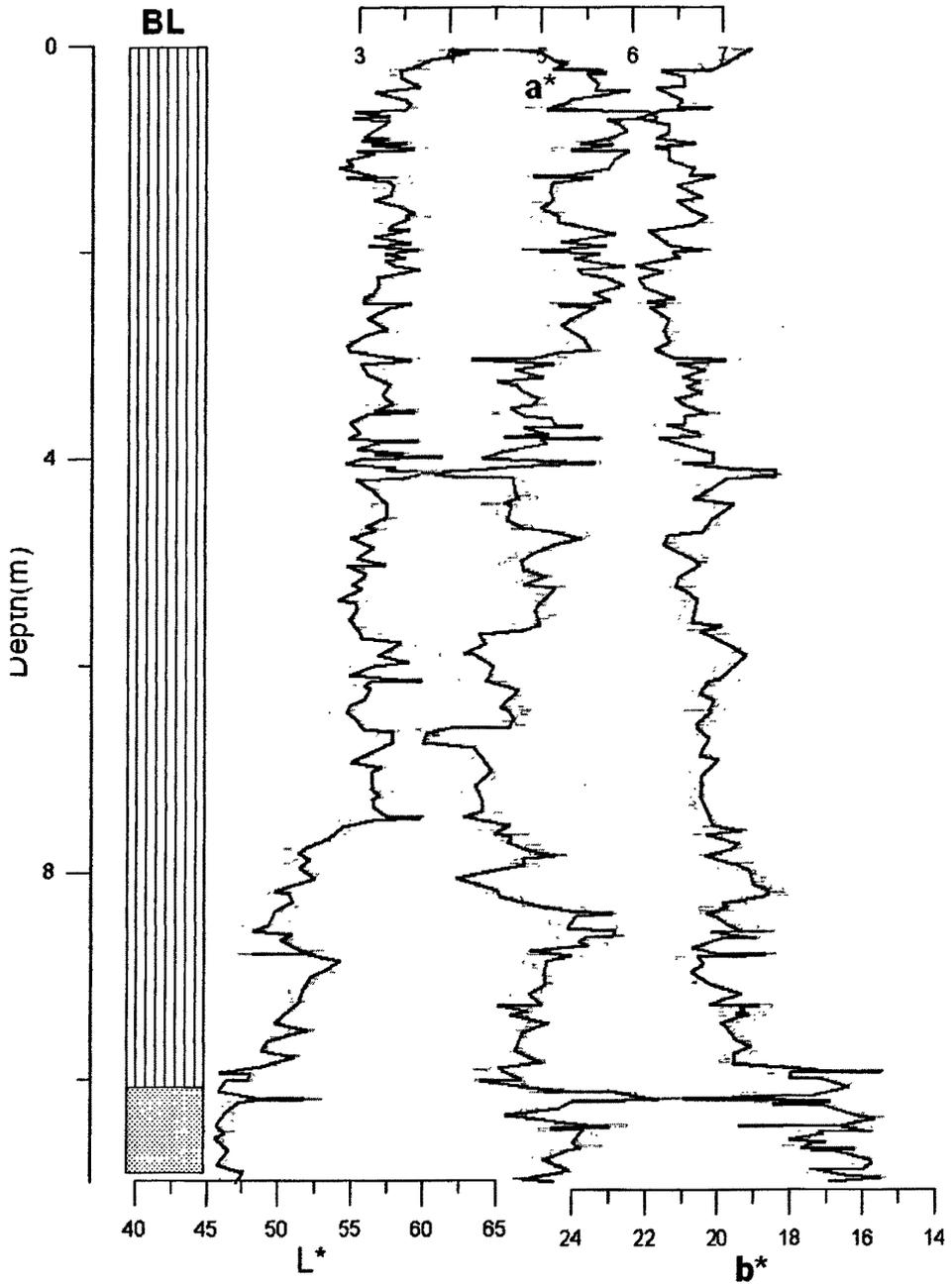


图 4-17 BL 剖面色度分析结果

Fig.4-17 The color analysis results of BL section

博乐剖面色度样品共计 550 个,从色度分析结果来看比较清晰的揭示了该剖面黄土—古土壤序列。该剖面 L^* 的波动范围为 44.46~64.93, a^* 波动范围为 3.63~6.4, b^* 波动范围为 15.37~22.61。在剖面的顶部 L^* 处于最高值, a^* 处于最

低, b^* 的值也较小。从整个变化趋势来看, L^* 和 a^* 值与黄土—古土壤地层对应的比较完好, 一般而言, 在黄土—古土壤地层中, 由于黄土中有机质含量比古土壤要低, 而一般而言由于较少的淋溶作用使得黄土中碳酸钙含量比有机质要高, 因此黄土的 L^* 值要比古土壤的高, 在博乐剖面中亮度指标反映较好; 而 a^* 和 b^* 值刚好相反, 古土壤的要比黄土的高。在干旱、半干旱区, 风化作用主要是由于温度和水两个因素, 而黄土地层所表现的红色与土壤风化成因的 Fe^{3+} 量关系密切, 所以在寻找古环境古气候的代用指标时, 我们首选 a^* 指标。将剖面 and 红度进行对比, 发现与剖面存在良好的一致性, 也与所证实的 a^* 指标在古土壤层中要高于黄土这一观点一致, 看来 a^* 可以很好的作为短尺度气候变化的代用指标。

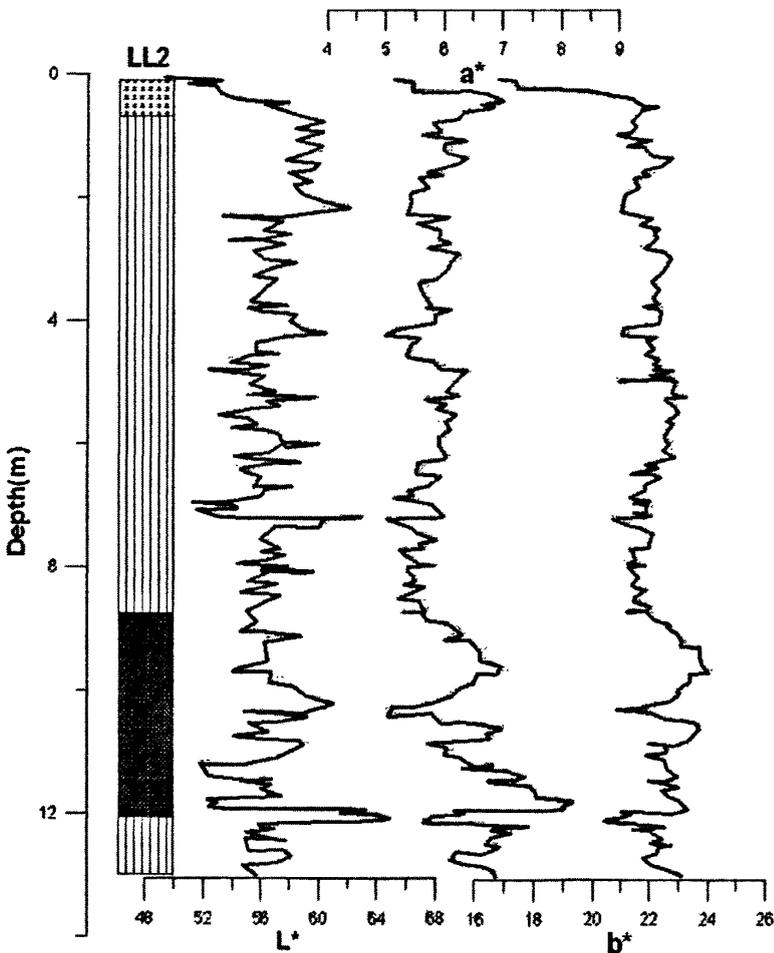


图 4-18 LL2 剖面色度分析结果

Fig.4-18 The color analysis results of LL2 section

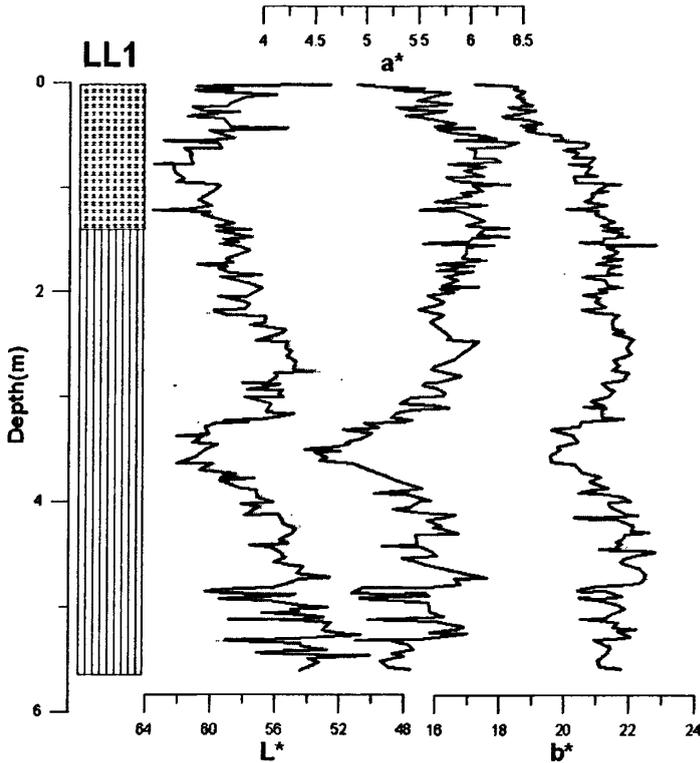


图 4-19 LL1 剖面色度分析结果

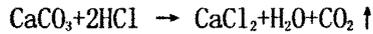
Fig.4-19 The color analysis results of LL1 section

在塔城 LL2 黄土剖面中，我们共计采集了 260 个色度样品，从分析结果来看 L^* 的波动范围为 49.33~65.29, a^* 波动幅度为 4.95~8.22, 波动幅度为 16.74~24.19。在该剖面顶部表层土壤中 L^* 、 a^* 、 b^* 均出现低值。 L^* 的值有些异常，这可能是由于对于地处干旱区的塔城地区来说，其有机质含量本身就比较少，再加上后期强烈的氧化作用，使其含量进一步降低，对 L^* 指标的影响很明显，在此不采用 L^* 指标。整体而言 a^* 和 b^* 值与黄土—古土壤地层对应的比较完好，在上半部黄土层中 9m 以上红度和黄度值来回波动，波动频率、幅度都不大，然后在黄土层下部即古土壤上部，红度和黄度值开始增加，达到最大值，接着在最大值处来回低频低幅度波动，最后在古土壤最下部达到最大值，接着迅速下降，达到和上部黄土值相当的水平，表现出和上部黄土和古土壤同样的来回波动的趋势。这也充分证实了在黄土剖面中 a^* 、 b^* 值要小于古土壤，不管是在季风区，还是在非季风区都表现出了相似的规律。辅助剖面 LL1 与 LL2 相似， a^* 、 b^* 值能够比较好的反映 LL1 剖面土壤—黄土变化。

4.2.4 碳酸盐指标及有机质指标的意义及测试分析

4.2.4.1 碳酸盐实验方法

碳酸钙的实验方法主要有滴定法、重量和容量法、气量法等，我们采用气量法，其基本原理为：样品中碳酸钙与已知准确浓度的盐酸作用，分解放出 CO_2 。



用标准碳酸钙系列加盐酸（1:3）后产生的体积毫升数为纵坐标，以标准碳酸钙的克数为横坐标绘成标准曲线。根据测得样品中二氧化碳的体积数就可以在标准曲线上直接查出碳酸钙的重量，再由称取样品的重量就可换算出碳酸钙的百分含量。

$$\text{CaCO}_3\% = \frac{\text{标准 CaCO}_3 \text{ 重量 (g)}}{\text{样品重量 (g)}} \times 100$$

4.2.4.2 碳酸盐指标的意义

黄土中的碳酸盐研究工作前人已做了很多，碳酸盐的含量作为夏季风强弱变化指标在黄土高原及邻区黄土研究中广泛应用，碳酸盐含量的变化不仅可以揭示万年尺度的气候变化，而且在千年尺度上也可较灵敏地反映夏季风的变化规律。碳酸盐是黄土的重要组成部分，富含碳酸盐是风成黄土的显著特征之一。黄土和古土壤中 CaCO_3 可分为原生的和次生的。原生 CaCO_3 是与粉尘物质一起从源区搬运来的；次生 CaCO_3 是在黄土沉积后的风化成壤过程中形成的，其物质来源有3个方面：一是原生 CaCO_3 经溶解后沉淀形成的；二是含钙矿物风化后放出钙，并与碳酸结合产生的；三是来自大气降水中的 CaCO_3 。粉尘物质沉积后，必然要受到风化作用。在一定的时段中，风化作用的强弱主要取决于形成时的温度高低、降水的多少和它们的组合以及经受风化作用的时间。温度高，降雨多时，风化就强烈，形成古土壤，反之，形成黄土。由于碳酸盐是一种相对较易溶解的盐类，因此在风化过程中必然被降水溶解，形成可溶性的重碳酸盐溶液，赋存在土体中，当降雨增多，土体中含水量增大时，这种可溶性的重碳酸盐随土壤水向下部移动，在向下淋滤的过程中，随着下渗水的减少，碱性增强，水溶液由不饱和状态变为过饱和状态， CaCO_3 发生沉淀，重新结晶析出，形成次生碳酸盐。

总之，在古土壤发育时，降水较多，化学和生物作用增强，产生的 CO_2 多，次生碳酸钙的生成量也多，并且被淋溶到较大深处淀积起来。由于碳酸钙大部分

遭淋溶,从而导致古土壤中CaCO₃(%)少;在黄土堆积期间,降水量相对较少,碳酸钙受淋溶的程度、淀积深度也减少,因此导致黄土层中CaCO₃(%)也较古土壤中的大。基于这些,就以通过分析黄土地层中CaCO₃(%)以及碳酸钙的淀积深度来间接反映古环境中的降水状况。简言之,CaCO₃(%)主要反映的是古气候中的降水这一指标。

4.2.4.3 有机质的实验方法

有机质的测定方法主要有烧失量法、滴定法、元素分析仪测试法等,本文采用滴定法,其原理为:在酸性加热条件下,用过量的K₂Cr₂O₇标准溶液,氧化土样中的有机碳,多余的K₂Cr₂O₇用FeSO₄溶液滴定,由消耗的K₂Cr₂O₇实际用量计算出有机碳,再乘以1.724常数即为有机质含量。(因为有机质中有机碳的平均含量为58%,100/58=1.724)。其反应式如下:



实验时严格按照以下步骤进行:

(1) 准确称取通过0.149mm的土样0.1~1g(精确到0.0001g)放入干燥的硬质试管中,准确加入K₂Cr₂O₇标准溶液5ml,再用注射器加入浓H₂SO₄5ml,小心摇匀,管口加上小漏斗。

(2) 预先将油浴锅升温到185℃~190℃,将试管插入铁丝笼中,将铁丝笼放入上述油浴锅中加热,此时温度应严格控制在170~180℃,使溶液保持沸腾5分钟,取出铁丝笼,待试管稍冷后,用卫生纸擦净管壁。

(3) 将试管内容物全部洗入250ml三角瓶中,使总体积在60~80ml(此时溶液酸度为2~3molL⁻¹)然后加邻啡罗啉指示剂5滴,用0.2molL⁻¹FeSO₄溶液滴定,使溶液由黄绿色经绿色突变到红棕色即为终点。记下FeSO₄滴定ml数(V)。

(4) 在测定样品的同时做二个空白试验,取其平均值。可用纯砂或灼烧土代替土样,以防溶液溅出,其它手续同上。

(5) 结果计算

$$\text{有机质, gkg}^{-1} = \frac{0.8000 \times 5}{V_0} \times (V_0 - V) \times 0.003 \times 1.724 \times 1.1 \times 1000 \Bigg| W$$

式中 $0.8000 \sim$ 每 $\text{mol L}^{-1} \frac{1}{6} \text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 标准溶液的浓度

$5 \sim$ 加入 $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 标准溶液的 mL

$V_0 \sim$ 空白试验消耗 FeSO_4 的 mL

$V \sim$ 待测液消耗 FeSO_4 的 mL

$0.003 \sim$ 每 $\text{mmol} \frac{1}{4} \text{C}$ 的质量 (g)

$1.724 \sim$ 将有机 C 换算成有机质的经验常数

$1.1 \sim$ 经验校正系数

$1000 \sim$ 换算成每 Kg 含量

$W \sim$ 相当于烘干样品重

4.2.4.4 有机质指标的意义

黄土剖面中的有机质是一定生物气候环境下的产物。地质体中的有机质是不同气候和大气碳循环的一个重要记录。应用有机质含量变化作为古气候变迁的信息,近十几年来引起有关学者的兴趣。Ralnpino在讨论岩芯中有机质的分布与古气候关系时,得出有机碳含量的低值与寒冷气候相对应的结论。

有机质代表了土壤中由于生物有机活动所产生的腐殖质的富集。有机质的百分含量较高不仅表明了腐殖质的积累,并且指示了土壤形成时期较湿润的气候条件和较活跃的生物成壤过程。气候温暖湿润,自然植被生长茂盛,有利于有机质的积累,相反,气候干燥寒冷,植被稀疏,有机质就贫乏。当然,黄土地层中有机质的含量也会受有机质本身分解的影响,但它的含量主要是由当时的生物量大小决定的。有研究表明黄土和古土壤中有机质的含量都较低(表层现代土壤由于受耕作施肥的影响,有机质含量较高),但古土壤的含量要高于黄土层,存在着明显的差别,指示气候的冷干与温湿的交替。由于有机质的环境指示作用,使得其在古环境研究中得到广泛的关注和应用。刘庆生在讨论岩芯中的有机碳的分布与古气候关系时,得出有机碳含量的低值与寒冷气候相对应的结论。笔者根据本研究工作的需要,也将有机质作为一个重要的辅助指标进行了初步的研究,提取它在黄土剖面中的高分辨率记录及其反映的古气候变化。笔者认为有机质含量是反映水分和温度条件的综合性指标,我们根据本研究的需要,将有机质作为一个

辅助指标进行研究,提取它在新疆北部各剖面中的高分辨率记录及其反映的古气候变化。由于有机质消解需要很长的时间,在分析结果时,表层土壤中有机质有可能对后期有机质含量进行干扰,因此我们剔除表层约50cm的记录。

则克台剖面 CaCO_3 含量平均为14.0%, CaCO_3 含量的高值对应于古土壤,低值对应于黄土,这样的特征与黄土高原也是完全相反。剖面顶部现代土壤和底部古土壤变幅最大,弱成壤层变幅较小。则克台剖面有机质含量平均为2.85 g/kg,有机质高值对应于古土壤,低值对应于黄土层。巩乃斯河南岸的XYZ+和XYZ剖面也保持了同样的特征,XYZ剖面 CaCO_3 含量平均为14%,有机质含量平均为3.29 g/kg,XYZ+剖面 CaCO_3 含量平均为13.41%,有机质含量平均为3.36 g/kg。

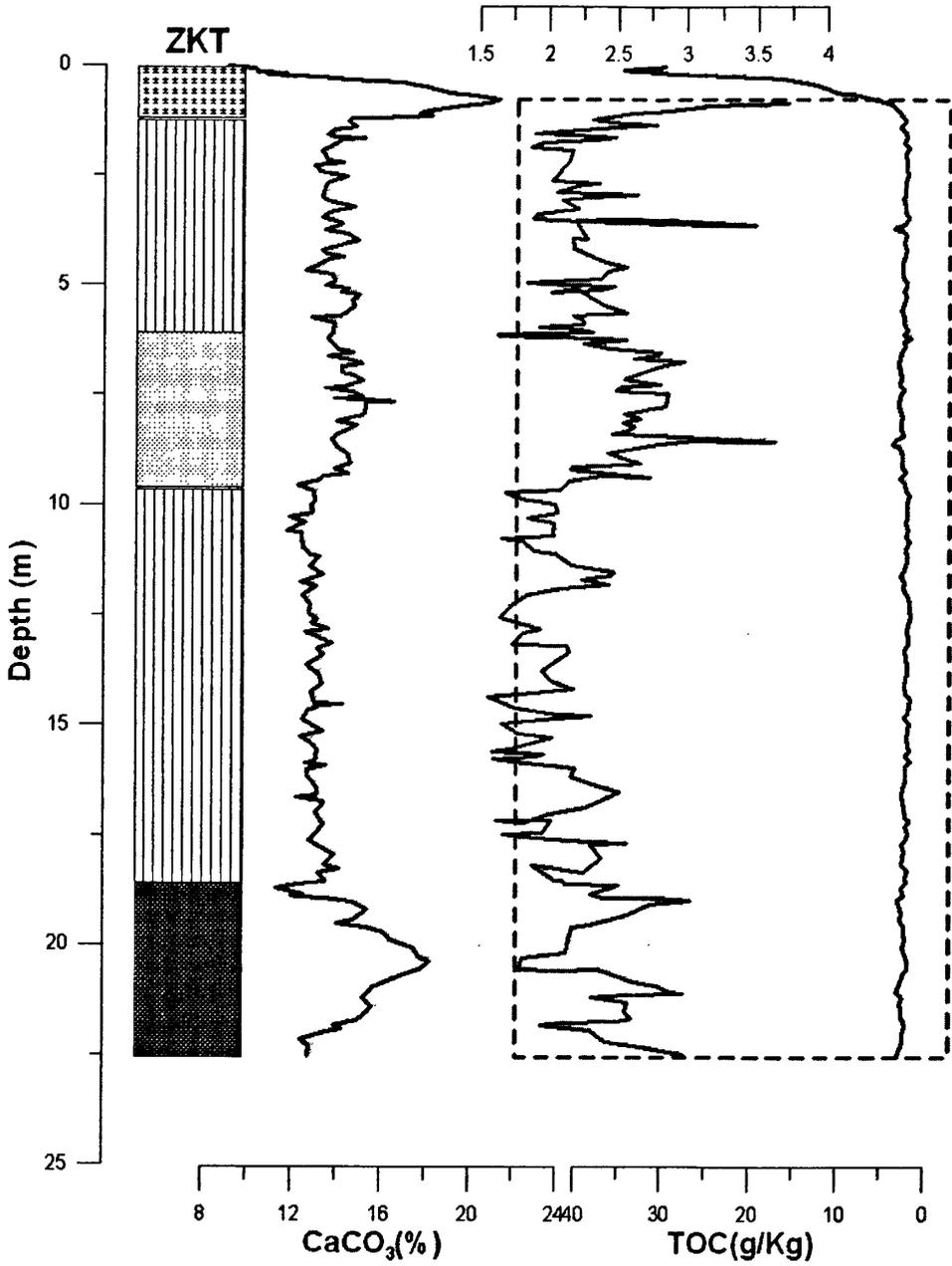


图4-20 则可台碳酸钙和总有机碳分析结果

Fig.4-20 The analysis results of the content of CaCO₃ and TOC (total organic carbon) in ZKT section

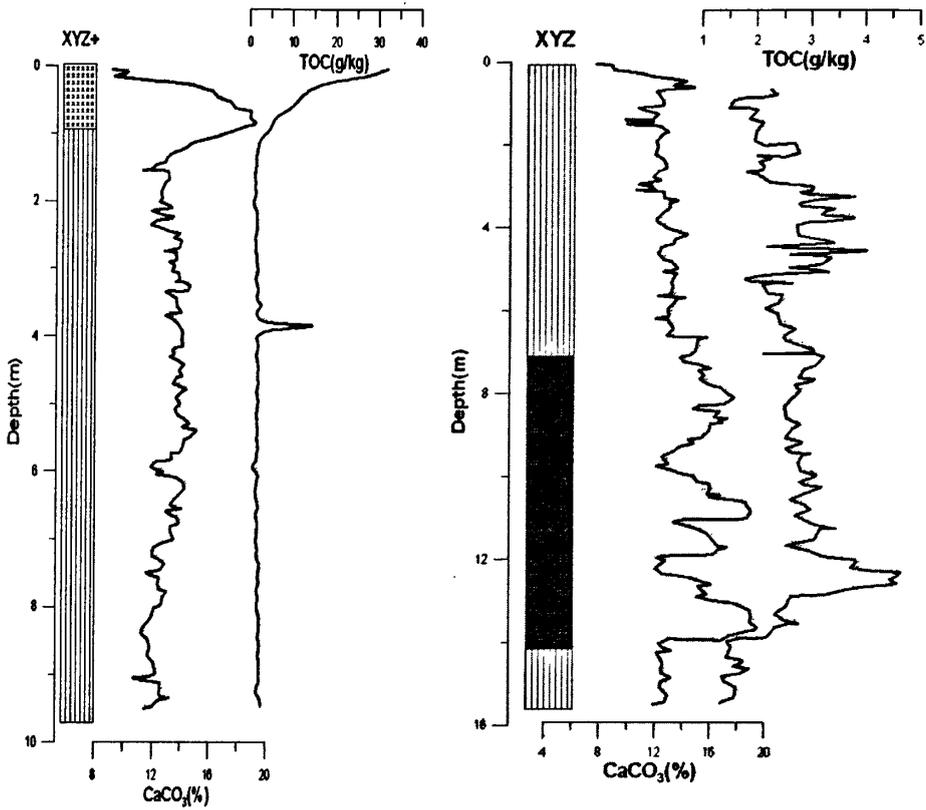


图4-21 XYZ和XYZ+碳酸钙和总有机碳分析结果

Fig.4-21 The analysis results of the content of CaCO_3 and TOC (XYZ and XYZ+)

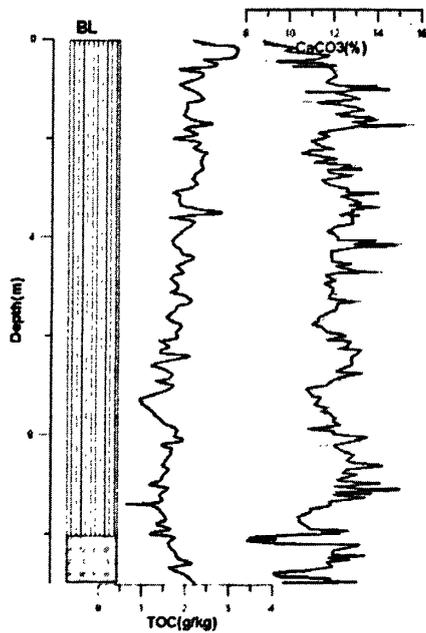


图4-22 BL碳酸钙和总有机碳分析结果

Fig.4-22 The analysis results of the content of CaCO_3 and TOC (BL)

博乐剖面 (图4-22) CaCO_3 含量平均为12.03%, CaCO_3 含量的低值对应于古土壤, 高值对应于黄土, 这样的特征尽管与黄土高原类似, 但表现的并不明显, 可能与此地成壤作用较弱有关。博乐剖面有机质含量平均为1.83g/kg, 有机质高值对应于弱成壤层, 低值对应于黄土层。

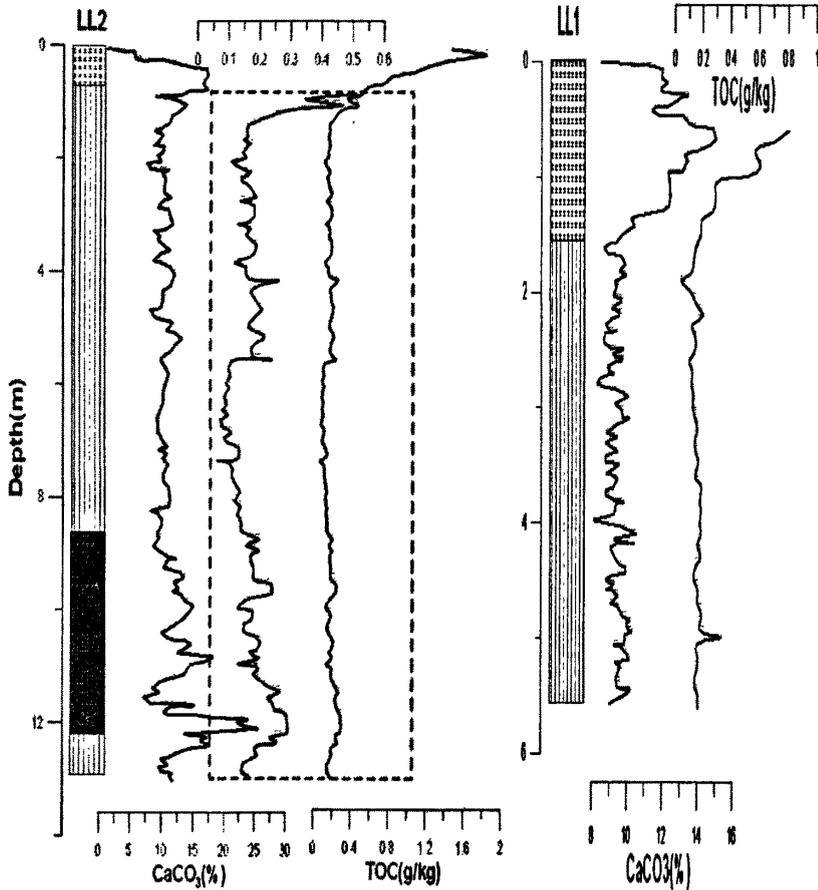


图4-22 LL2和LL1碳酸钙和总有机碳分析结果

Fig.4-22 The analysis results of the content of CaCO_3 and TOC (LL1 and LL2)

LL2剖面 CaCO_3 含量平均为11.4%, CaCO_3 含量的高值对应于古土壤, 低值对应于黄土, 这样的特征与黄土高原也是完全相反。剖面顶部现代土壤和底部古土壤变幅最大, 黄土层变幅较小呈高频低幅变化。LL2剖面有机质含量平均为0.24g/kg, 有机质高值对应于古土壤, 低值对应于黄土层。辅助剖面LL1也保持了同样的特征, CaCO_3 含量平均值为10.22%, 有机质含量平均为0.36g/kg。

则克台剖面和LL2剖面上古土壤层 CaCO_3 含量较高说明其是在较干旱的环境

中形成的,碳酸盐未充分淋溶,土壤淋溶很弱,淋溶深度小,淋溶深度均为30cm,淋溶的CaCO₃就聚集沉淀在土壤层中,造成古土壤中的CaCO₃含量高;另外,由于气候较干旱,毛细作用活跃,蒸发作用使盐份随水分向土壤表层运动并在地表富集,导致土壤碳酸盐含量增多。而古土壤形成时期的较高温度也使来自粉尘源区的含钙矿物风化作用增强,释放出较多的钙;由于湖泊缩小,大量富含CaCO₃的湖相沉积出露地表也可能使得土壤CaCO₃含量变高。

4.2.5 北疆黄土剖面的年代确定

在黄土剖面的定年中,测年方法较多,常用的有 ¹⁴C、TL、OSL、ESR、¹⁰Be、³⁶Cl、IRSL、不平衡铀系法、K~Ar 法和古地磁等。由于受测量精度、年代样数量以及沉积速率(非均一性)等因素限制,黄土地层中仍难以确切地给出各样点的绝对年代。因此,上述测年方法所给出的测年数据可以控制地层的大致年代,但不能作严格的年代控制点。在以往末次间冰期以来的黄土地层研究中,释光法(Thermoluminescence,简称 TL; Optical Stimulated Luminescence,简称 OSL)为常用的测年方法之一,根据其提供的年代数据可以建立黄土~古土壤序列大的年代框架((Fang, 1999, 2003; 鹿化煜, 2001)。本论文所着重研究的则克台剖面,我们对其年代样进行了 OSL 测试与 ¹⁴C 测试,其它剖面年代样则进行了 OSL 测试。OSL 测年工作由北京国家地震局地质研究所 TL/OSL 测年实验室完成。¹⁴C 由 NSF~Arizona AMS Laboratory 完成。

4.2.5.1 释光原理

释光年代就是矿物自上次热事件或曝光事件后埋藏至今所经历的时间。当陶器或燧石被烧制时,或沉积物在沉积前暴露在阳光下,其释光信号被去除,即释光时钟被拨回到计时起点(即“回零”, setting to zero)。当其被埋藏后受电离辐射的影响, TL 或 OSL 信号重新聚集。结晶矿物的释光信号强度与该矿物沉积后所接受的辐射剂量成正比,辐射剂量又与积累时间成正比。在一定条件下矿物接受辐射的时间愈长,其释光信号就愈强,这是释光测年的基础。

释光测年包括两方面的测量:一是测量埋藏阶段样品累积的释光信号总量(N);二是测量埋藏环境的放射性辐射强度,即单位时间内所能产生的释光信号(B)。于是,年代的计算由下式表示:

$$A=N/B \text{ 或 } A=De/Dy$$

其中 A—样品的年龄(age), 单位千年(ka)或年(a);

N—结晶固体中积存的热释光或光释光总量;

B—各类辐射在晶体中每年所产生的热释光或光释光量;

De—等效剂量(equivalent dose), 即产生相当于样品天然释光信号水平所需的实验室剂量, 也称古剂量(Paleodose, 简写 P), 单位 Gy 或 mGy;

Dy—环境剂量率(dose~rate, 或称年剂量, annual dose), 即各类辐射在晶体中每年所产生的辐射剂量总和, 单位 Gy/ka 或 mGy/a。

4.2.5.2 ZKT 剖面绝对年代测定

下表 4-2 为 ZKT 剖面所测样品的绝对年代和前人所做工作, 评价一个年龄数据可靠性, 最好是用不同的方法同时测定一个样品, 或与历史记载资料等相互印证。另外, 也可以与已有可靠年代的地层年代进行比较。在晚更新世以来有 5 条比较重要的界限: ①全新世与更新世的交界, 在深海氧同位素为 1/2 阶段的界限; ②末次冰期鼎盛期与末次冰期中大间冰阶的界限, 即深海氧同位素 2/3 阶段界限; ③末次冰期中大间冰阶与末次冰期早冰阶的界限或同位素 3/4 界限; ④末次冰期与末次间冰期的界限, 海洋同位素 4/5 界限; ⑤末次间冰期的下界, 海洋同位素 5/6 阶段界限。目前, 比较公认的这 5 条界限的下界年代为 10, 23, 53, 75 和 128KaB. P.。通过对比他人测年结果和与地层年代的对比, 我们认为 ZKT 剖面所测年代是可靠的, 可以作为该剖面的年代控制点。

表 4-2 本文和前人测年结果列表
Tab.4-2 Dating methods and results

样品编号	位置 (m)	使用材料	测年方法	测年结果	结果来源
ZKT~W ₀ ~0	0~0.02	蜗牛	AMS ¹⁴ C	144±41a	本文
ZKT~W ₀ ~25	0.24~0.26	蜗牛	AMS ¹⁴ C	3,127±44a	本文
ZKT~W ₀ ~91	0.9~0.92	蜗牛	AMS ¹⁴ C	4,881±47a	本文
ZKT~W ₀ ~192	1.90~1.92	蜗牛	AMS ¹⁴ C	6,636±49a	本文
ZKT005	9.9~10	SMAR 细颗粒石英	OSL	50.9±6.4ka	本文
ZKT006	11.9~12	SMAR 细颗粒石英	OSL	58.1±6.4ka	本文
ZKT007	13.9~14	SMAR 细颗粒石英	OSL	60.9±7.5ka	本文
ZKT008	15.9~16	SMAR 细颗粒石英	OSL	65.4±8.3ka	本文
L1 中	8		OSL	5.1±3.1	叶玮, 2001
L1 下	15.6		OSL	56.3±3.4	叶玮, 2001
L1 底	18.5		OSL	62.7±3.8	叶玮, 2001
ZKT200	2m (S ₀)	古土壤	AMS ¹⁴ C	9750±130a	史正涛, 2002
ZKT1060	L1~1 底		TL	18.3±1.6	史正涛, 2002
ZKT1900	Sm~2		TL	27.4±2.9	史正涛, 2002
ZKT2800	S1		TL	52.6±4.7	史正涛, 2002
ZKT3160	S1		TL	68.6±9.7	史正涛, 2002

4.2.5.3 北疆代表剖面黄土时间序列

根据 OSL 测年结果和上面所列前人所做年代工作,均表明则克台剖面黄土主要是末次冰期以来的沉积,即伊犁黄土的形成时代和黄土高原的马兰黄土相当。S₁与L₁的界限位于63~82ka B.P.之间,为了便于与黄土高原和深海氧同位素曲线界限对比,将则克台剖面马兰黄土堆积时间定为75ka,第一个样品我们利用蜗牛样品进行¹⁴C测年结果为144±47a,在0.144~75ka之间则以绝对年龄为控制点,并用以下年龄模型进行深度与时间的转换,建立初始时标:

$$T_m = T_1 + (T_2 - T_1) \left(\frac{\sum_{i=0}^m C_i H_i}{\sum_{i=0}^n C_i H_i} \right)$$

鹿化煜等(1997)首次提出该模型, T_m为某一测量面m的年龄;其中T₂和T₁分别为两个已知绝对测年数据, T₁开始的年龄控制点, T₂结束的年龄控制点; C_i为任一测量面的2~16 μm粒组的百分含量; H_i为单位地层测量面厚度; m为T₁到T_m的测量面数; n为T₁~T₂的测量面数。利用该模型,作者计算了加拉米罗亚期以来坡头黄土地层的年代,并认为可与轨道调谐的宝鸡黄土时间序列(刘

东生, 1984) 进行对比。风洞试验结果表明: $<4\mu\text{m}$ 的颗粒很难被风扬起 (拜格诺 R. A, 1959), 黄土中 $<2\mu\text{m}$ 的颗粒主要是相对湿热气候状况下风化的产物。所以黄土古土壤中 $2\sim 4\mu\text{m}$ 的颗粒绝对含量代表了中等状况下大气粉尘堆积, 受干冷或湿热气候的影响较小, 是一种堆积速率比较稳定的组分。因此本文中, 我们采用 $2\sim 4\mu\text{m}$ 粒级百分含量作为粒度参数, 即 C_i 为 $2\sim 4\mu\text{m}$ 粒级百分含量。运用上述年龄模型计算获得时间深度关系图 (图 4-23)。

尽管, 我们还未能获得 BL 和 LL2 的年代数据, 但在本文中我们尝试用上述方法对 LL2 剖面进行定年, 其中将地表设置为 0, 将 L1 底设置为 75ka, 通过计算得到 LL2 的时间深度关系图 (图 4-24)。BL 由于表层土壤极薄, 而且也没有发现比较明显的古土壤层, 因此无法利用该年代模型计算年龄, 故只将该剖面气候指标和深度变化关系作为北亚区黄土的参考, 北亚区以 LL2 剖面为代表型剖面。

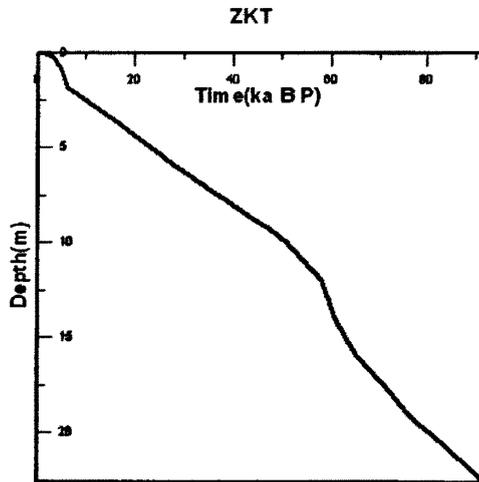


图 4-23 ZKT 黄土剖面-时间深度曲线

Fig.4-23 Correlation between the depth and age of loess stratigraphy in ZKT

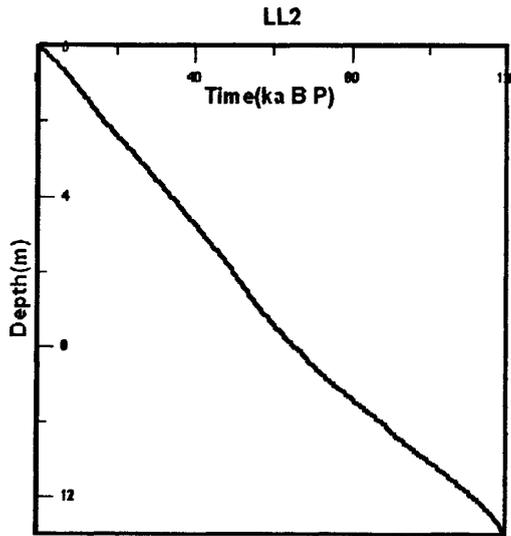


图 4-24 LL2 黄土剖面时间-深度曲线

Fig.4-24 Correlation between the depth and age of loess stratigraphy in LL2

4.3 新疆北部末次间冰期以来的环境变化

则可台、博乐和努拉剖面黄土我们都未能将 S_1 完整的采集，而以上测年数据和年代模型结果显示，这些剖面最晚到末次间冰期。关于末次间冰期的定义存在着两种意见，一种是只相当于MIS5e，持续时间约20ka，相当于陆地的Eemian期(N. J. Shackleton, 1969)；另一种是指整个氧同位素5期，持续时间大约57ka(D. Q. Bowen, 1978)。在我国的黄土地层中， S_1 是一个完整的气候地层单元，因此它应对应于整个MIS5阶段。相比之下新疆黄土这方面所作工作较少，本节我们试图利用西亚地区的则可台和北亚地区的努拉剖面对新疆北部末次间冰期以来的环境变化作一些探讨。

4.3.1 西亚区则可台黄土~古土壤序列古气候重建

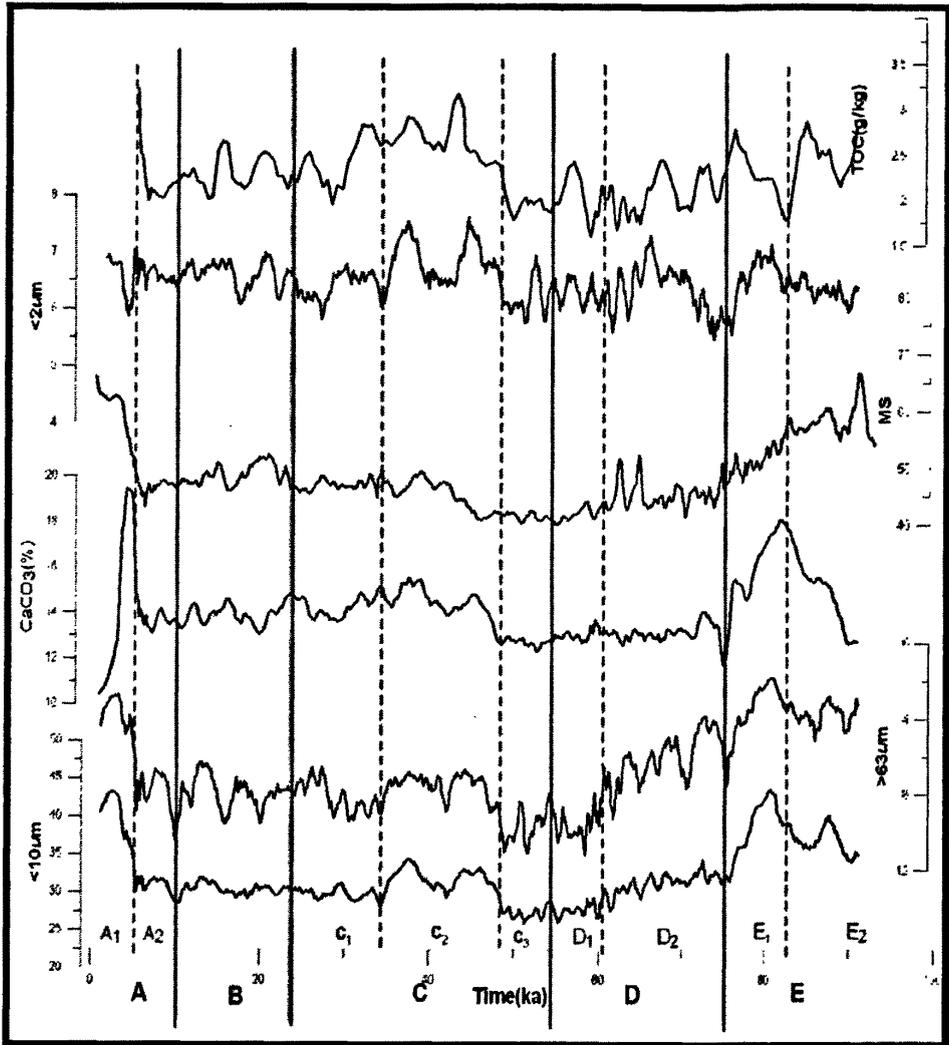


图4-25 则司台剖面古气候记录及气候阶段划分

Fig.4-25 Paleoclimatic records of ZKT loess and paleosol

依据深海氧同位素时间,我们将则司台黄土沉积序列进行5分(图4-25),A、B、C、D、E分别对应深海氧同位素的5个阶段,同时我们选用碳酸钙含量,粒度指标 $<10\mu\text{m}$ 、 $<2\mu\text{m}$ 、 $>63\mu\text{m}$,TOC和磁化率作为气候代用指标。

A段(0~2.56m)。该段为全新世沉积(0~10ka),可与深海氧同位素1阶段对应。依据不同指标,A段又可分为两个亚段A₁和A₂。

A₁亚段(0~1.2m),与S0对应,底界年龄为5.31ka B.P.。该层富含蜗牛化石, $<10\mu\text{m}$ 含量较高表明这个时期风力相对较弱, $>63\mu\text{m}$ 含量较低说明尘暴较少

即近地面风相对较弱。由于表层受到淋虑作用,该亚段碳酸盐含量表层极低,随深度大量增加,表明水热条件相对较好,0.38~1.18m为碳酸钙淀积层,对应年代3.55ka B. P. 至5.28ka B. P.,该层富含蜗牛和碳酸钙假菌丝体,但碳酸钙结核较少且很小,说明5.31ka B. P. 以来,该区气候环境和现在无大的区别,气候较为温暖湿润,气候条件适宜与灰钙土的发育。TOC也表明该段植被生长较好,尽管可能受到未消解的有机质的影响,但结合大量的蜗牛,总体来看该段植被生长条件较好,同时进一步说明该段气候温暖湿润。

A₂亚段(1.2~2.56m),该段为黄土沉积段,<10 μm含量明显变低表明这个时期风力相对增强;>63 μm含量相对增高,说明尘暴相对频繁即近地面风相对增强,粉尘堆积增加;<2 μm含量也表明该段成壤作用较弱,碳酸盐含量和有机质含量相对降低,但由于温度降低导致蒸发相对减少,因此该段气候总体上寒冷而湿润。

B段(2.56~4.96m),该段对应年代为10~23ka B. P.,为黄土沉积段,与深海氧同位素2阶段对应。<10 μm含量相对稳定,表明总体风力相对稳定;但>63 μm含量相对增高且波动较频繁,说明尘暴较为频繁,但绝大多数尘暴强度较小,除了在10ka B. P. 附近,>63 μm值迅速增加几乎达到了整个时域最大值,反映风力突然增强,推测该处记录的为Younger Dryas 事件;而<2 μm含量低且高频低幅波动较为强烈,说明成壤作用很弱,尽管发生成壤作用但非常不连续;碳酸盐含量和有机质含量相对A₂亚段略有升高但并不明显,因此说明该段17~23ka B. P.,气候较为冷干,但10~17ka B. P.,气候特征与A₂一致,较寒冷湿润。

C段(4.96~10.58m),该段对应年代为23~53ka B. P.,与深海氧同位素3阶段对应。依据不同代用指标,C段可分为三个亚段C₁、C₂、C₃。

C₁亚段(4.96~6.82m),该段对应年代为23~33.01ka B. P.,为黄土沉积段。该段<10 μm含量相对稳定,与B段非常相似,表明总体风力相对稳定;但>63 μm含量相对增高且波动较B段更加频繁,说明该时期尘暴更加频繁,但尘暴强度不大;碳酸盐含量和有机质含量相对B段略有升高但并不明显,因此说明该段气候较为寒冷干燥。

C₂亚段(6.82~9.5m),该段对应的插值年代为33.01~48.53ka B. P.,为弱成壤层。该段<10 μm含量相对增加,表明风力相对减弱;>63 μm含量相对减少

且比较稳定,说明该时期尘暴发生频次较少; $<2\mu\text{m}$ 含量也大量增加,说明成壤作用较强;碳酸盐含量和有机质含量增加,但增加幅度不及 A_1 亚段和 S_1 ,说明该段气候相对温暖湿润但比其他暖期气候较冷。

C_3 亚段(9.5~10.58m),该段对应年代为48.53~53ka B.P.,为黄土沉积段。该段 $<10\mu\text{m}$ 含量减少到整个时域最小,表明该段风力非常强; $>63\mu\text{m}$ 含量也达到高值且波动频繁,说明该时期尘暴发生频繁,尘暴强度很大;碳酸盐含量和有机质含量均偏低,说明该段气候较为寒冷湿润。

D段(10.58~18.7m),该段对应年代为53~75ka B.P.,与深海氧同位素4阶段对应。依据不同代用指标,D段分为两个亚段 D_1 和 D_2 。

D_1 亚段(10.58~14.08m),该段对应年代为53~61.08ka B.P.,为黄土沉积段。该段各指标变化基本与 C_3 亚段相似,气候特征表现为寒冷湿润,风力强劲,尘暴频发。此外,该段黄土堆积速率很高达到约43cm/ka。

D_2 亚段(14.08~18.7m),该段对应年代为61.08~75ka B.P.,为黄土沉积段。该段 $<10\mu\text{m}$ 含量逐渐增加并高频低幅波动,表明风力逐渐减弱; $>63\mu\text{m}$ 含量逐渐减少且波动频繁,但波动幅度很小,说明该时期尘暴强度逐渐减小,粉尘堆积变弱; $<2\mu\text{m}$ 含量也波动增加,说明有成壤作用发生,但由于粉尘堆积速率很快,导致土壤发育很弱;碳酸盐含量和有机质含量偏低,说明该段气候相对寒冷湿润。

E段(18.7~22.5m),该段对应年代为75~91.41ka B.P.,为古土壤,与深海氧同位素5阶段相对应。依据不同指标,E段分为两个亚段 E_1 和 E_2 。

E_1 亚段(18.7~20.6m),与深海氧同位素5a阶段对应。 $<10\mu\text{m}$ 含量为剖面最高表明这个时期风力较弱, $>63\mu\text{m}$ 含量最低说明尘暴较少, $<2\mu\text{m}$ 含量大幅增加说明成壤作用强烈;碳酸盐含量由上而下有逐渐增加趋势,表明降水增多,有一定的淋溶现象,并含有碳酸钙淀积层。

E_2 亚段(20.6~22.5m),该段对应深海氧同位素5b阶。 $<10\mu\text{m}$ 含量较 E_1 亚段少,反映该段风力较强, $>63\mu\text{m}$ 含量较 E_1 亚段多说明尘暴增加, $<2\mu\text{m}$ 含量减少说明成壤作用变弱;碳酸盐,由上而下有逐渐降低趋势,到底部远小于平均值,表明降水减少,但由于温度降低,蒸发也相对减少,因此土壤湿度较好,有机质含量相对增加证明了这点;顶部碳酸钙含量较多可能是 E_1 时期的淋溶作用导致。

4.3.2 北亚区塔城黄土~古土壤序列古气候重建

北亚区黄土剖面我们总共采集了3个剖面,分别是LL1、LL2和BL。本节我们着重讨论LL2剖面。

在本文中我们尝试用粒度年代模型方法对LL2剖面进行定年,其中将地表设置为0a,将L1底设置为75ka,通过计算得到LL2的各层黄土的插值年龄。

依据深海氧同位素时间,我们将LL2黄土沉积序列进行5分(图4-26),A、B、C、D、E分别对应深氧同位素的5个阶段,同时我们选用粒度指标 $<10\mu\text{m}$ 、 $<2\mu\text{m}$ 、 $>63\mu\text{m}$,碳酸钙含量,总有机碳(TOC),质量磁化率(MS)和色度 a^* 值作为气候代用指标。

A段(0~1.15m),该段为全新世沉积对应年代0~10.22ka B. P.,可与深海氧同位素1阶段对应。依据不同指标,A段又可分为两个亚段 A_1 和 A_2 。

A_1 亚段(0~0.75m),为现代土壤,底界年龄为7.12ka B. P.。该层 $<10\mu\text{m}$ 含量随着深度降低,表明这个时期风力略有增强, $>63\mu\text{m}$ 含量随深度升高,但升高幅度较小,说明尘暴略有增加但近地面风相对较弱。由于表层受到淋滤作用,该亚段碳酸盐含量表层极低,随深度增加,0.45~0.75m为碳酸钙淀积层,但碳酸钙含量并不高,该段碳酸盐含量最高为17.34%,而且该层我们未能找到蜗牛和碳酸钙结核。 $<2\mu\text{m}$ 含量也随着深度降低,说明该段成壤作用较弱,TOC也随着深度迅速降低,且该剖面有机质含量也非常低,低于1g/kg。红度 a^* 先逐渐升高至大约3.95ka B. P.,此后随着深度逐渐降低,说明3.95ka B. P.当时温度情况与现在相当,之前温度较现在低。综合所有指标,说明该段风力较弱,蒸发强烈,降水相对较少,气候温暖。

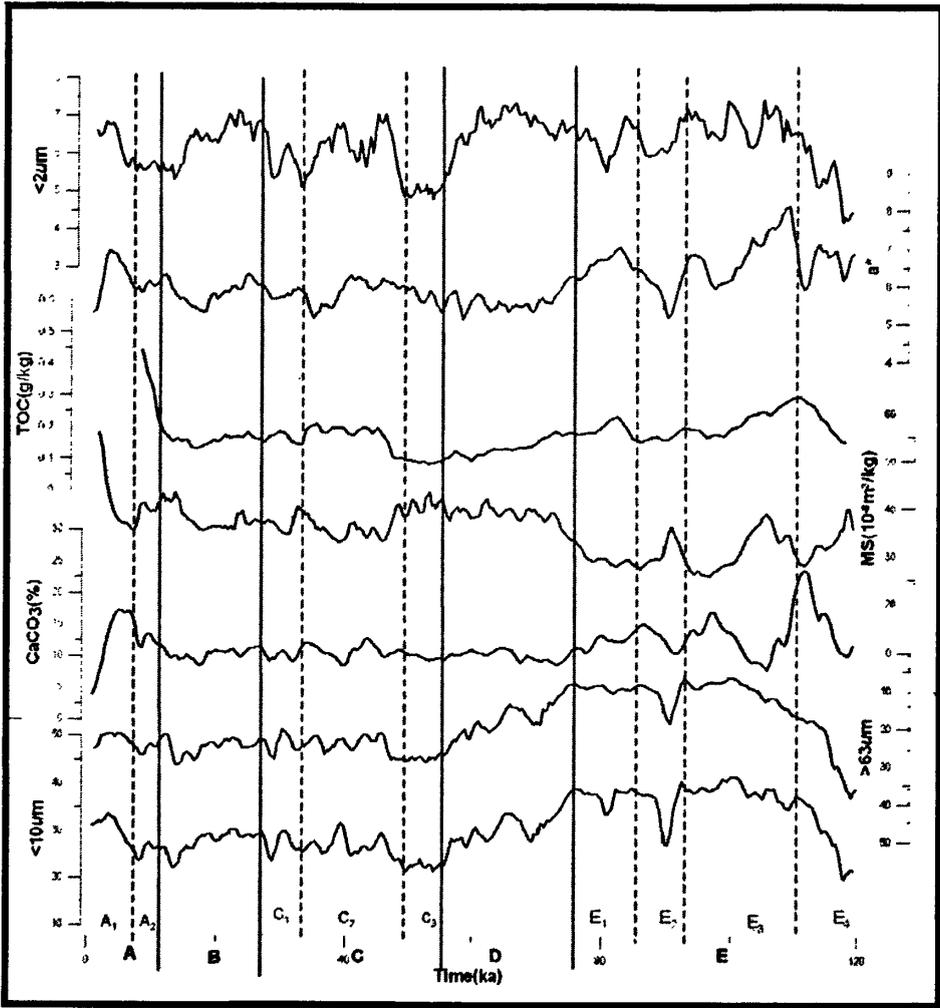


图4-26 努拉剖面 (LL2) 古气候记录及气候阶段划分

Fig.4-26 Paleoclimatic records of LL2 loess and paleosol

A₂亚段 (0.75~1.15m)，该段为黄土沉积段，<math><10\mu\text{m}</math>含量继续随深度略微增加，表明这个时期风力略弱；$>63\mu\text{m}$含量相对减少，说明尘暴相对较少即近地面风相对减弱，粉尘堆积速率减少；<math><2\mu\text{m}</math>含量很低也表明该段成壤作用很弱，碳酸盐含量和有机质含量相对降低；红度 a^* 也保持较低值，波动变化很小说明气候较冷；综合所有指标表明该段气候相对比较寒冷干燥。

B段 (1.15~2.85m)，该段对应年代为10.22~23.96ka B. P.，为黄土沉积段，与深海氧同位素2阶段对应。<math><10\mu\text{m}</math>含量相对稳定，表明总体风力相对稳

定； $>63\ \mu\text{m}$ 含量稳定，说明近地面风力强度稳定；除了在12ka B. P. 附近， $>10\ \mu\text{m}$ 值迅速减少后迅速增加，反映西风风力突然增强，推测该处记录的为Younger Dryas 事件；而 $<2\ \mu\text{m}$ 含量在12 ka B. P. 附近迅速降低随后逐渐升高，说明成壤作用增强；碳酸盐含量和有机质含量达到低值并保持稳定；红度 a^* 波动幅度很小，保持低值；因此说明该段气候较为寒冷湿润。

C段（2.85~6.85m），该段对应年代为23.96~55.31ka B. P.，与深海氧同位素3阶段对应。依据不同代用指标，C段可分为两个亚段 C_1 和 C_2 。

C_1 亚段（2.85~3.9m），该段对应插值年龄为23.96~33ka B. P.，该段各指标含量与B段非常相近，差别不大，但高频低幅波动非常强烈，说明该段气候极不稳定，冷暖、干湿交替频繁，气候变化很不稳定，但总体气候相对冷干。

C_2 亚段（3.9~5.55m），该段对应插值年龄为33~46.26ka B. P.，为黄土沉积段。该段各指标含量与 C_1 亚段非常相近，差别不大，但高频低幅波动非常强烈，说明该段气候极不稳定，冷暖、干湿交替频繁，是整个时域气候最不稳定时段。碳酸钙值波动上升，说明降水略有增加； $<2\ \mu\text{m}$ 含量从很低值波动上身表明该段成壤作用较强，总体气候偏温湿。

C_3 亚段（5.55~6.85m），该段对应的插值年代为46.26~55.31ka B. P.，为黄土沉积层。该段 $<10\ \mu\text{m}$ 含量减少到整个时域最小，表明该段风力非常强； $>63\ \mu\text{m}$ 含量也达到高值且波动频繁，说明该时期尘暴发生频繁，尘暴强度很大；碳酸盐含量保持极为稳定的低值，有机质含量达到整个时域的最低点，而 $<2\ \mu\text{m}$ 含量则迅速降低到最小值并在极小值保持稳定，红度值 a^* 也达到一个很低值，综合以上指标变化，说明该段气候异常寒冷和干燥。

D段（6.85~9m），该段对应年代为55.31~75ka B. P.，与深海氧同位素4阶段对应，该段地层为黄土沉积段。该段 $<10\ \mu\text{m}$ 含量逐渐增加并高频低幅强烈波动，表明风力逐渐减弱； $>63\ \mu\text{m}$ 含量逐渐减少且波动频繁，但波动幅度很小，说明该时期尘暴强度逐渐减小，粉尘堆积变弱； $<2\ \mu\text{m}$ 含量也波动增加，说明成壤作用发生，降水增加；碳酸盐含量和有机质含量仍然偏低，红度值 a^* 高频低幅波动中略有增加；综合以上指标，说明该段气候相对寒冷湿润。

E段（9~13m），该段对应年代为75~119.72ka B. P.，与深海氧同位素5阶段相对应。依据不同指标，E段分为四个亚段 E_1 、 E_2 、 E_3 和 E_4 。

E₁亚段(9~10m),与深海氧同位素5a阶段对应,沉积层为古土壤层,插值年龄为75~87.24ka B.P.。该段<10 μm含量达到很高而且平稳,表明这个时期风力较弱并且很稳定;>63 μm含量也很低且低于现在水平,说明尘暴发生频率比现在还少;<2 μm含量略高与A₁亚段相似,增加说明成壤作用较弱;碳酸盐含量略有增加,红度a*增加到较高值,有机质略有增加;综合所有指标,说明该段风力很弱,蒸发强烈,降水相对较少,气候温暖。

E₂亚段(10~10.7m),该段对应深海氧同位素5b阶段,该段地层为古土壤层,插值年龄为87.24~95.06ka B.P.。该段<10 μm含量迅速降低,而后迅速升高,变化幅度很大,反映该段风力迅速增强而后迅速减弱,该段为5阶段气候最不稳定时期,其他指标均表现了同样的不稳定性。风力迅速增强到很大值,然后又迅速降低;温度迅速降低然后迅速升温;降水迅速减少而后慢慢增加,有机质略微有所增加;总之,该段记录了一气候突变事件,大概发生在90ka B.P.左右。

E₃亚段(10.7~12.4m),该段对应深海氧同位素5c阶段,该段地层为古土壤层,插值年龄为95.06~115.4ka B.P.。该段<10 μm含量达到很高而且比较平稳,略有高频低幅波动,波动幅度很小,表明这个时期风力较弱并且比较稳定;>63 μm含量也很低且低于现在水平,说明尘暴发生频率比现在还少;<2 μm含量高频低幅波动强烈,碳酸盐含量波动起伏较大,说明降水变化较大,但总体降水较多,碳酸钙淀积层发育;红度a*增加到最高值,有机质也增加到较高值,说明温度非常温暖;综合所有指标,说明该段风力很弱,降水相对较多,气候温暖湿润。

E₄亚段对应深海氧同位素5d阶段,该段地层为黄土沉积层,该段<10 μm含量迅速降低,>63 μm含量迅速升高,说明风力迅速增强;有机质含量、<2 μm含量和碳酸盐含量说明降水在短时间内迅速降低,红度a*也迅速降低到与E₁亚段相近,说明气候比较温暖;综合所有指标,说明该段风力很强,降水很少,气候比较温暖,属于暖干气候。

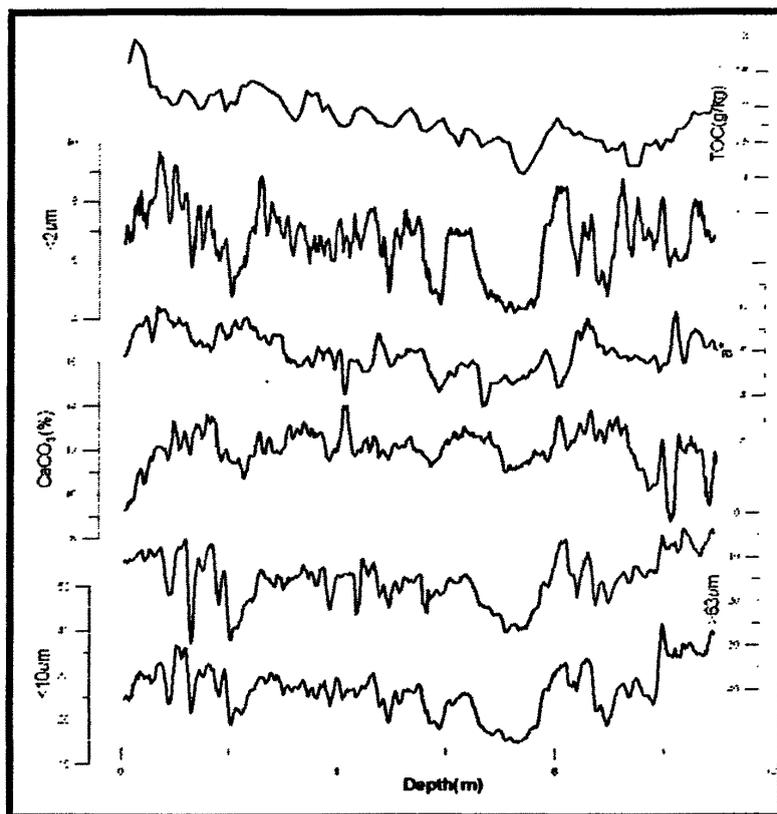


图4-27 博乐剖面 (BL) 古气候记录

Fig.4-27 Paleoclimatic records of BL loess and paleosol

尽管未能获得博乐BL剖面的年代, 但根据深度和各气候指标图 (图4-27), 发现该剖面各气候指标高频低幅, 部分区段甚至高频高幅波动, 表明气候极不稳定, 该剖面为所有剖面中最不稳定的剖面。

4.3.3 则可台剖面末次冰期记录与其他记录的对比研究

第四纪古气候变化的研究多集中在对晚更新世以来气候不稳定性的揭示和形成机制的探讨方面, 许多快速气候变化事件 (亚轨道事件) 已被国际地学界所揭示。Heinrich (1988) 最早在对取自北大西洋3个深海沉积物岩芯进行研究时发现, 岩芯中保存着6层陆源浮冰碎屑层, 意味着末次冰期内曾发生过多多次北极冰山向海里倾泻的事件。为了证实这些事件, Broecker等利用ODP609钻孔 (50°N , 24°W) 的资料对末次冰期的沉积物岩芯进行的详细研究发现了Heinrich所认为

的北极冰山向海里倾泻的事件, 并被命名为Heinrich事件。随后Bond等(1992, 1993)在北大西洋DSDP609钻孔中也发现类似沉积, 6次Heinrich事件发生的年代依次为15kaB. P, 21kaB. P, 27kaB. P, 35.5kaB. P, 50kaB. P., 67kaB. P, 周期为5000~10000a, 并揭示出这种事件伴随有海面温度和盐度的降低。其后, GRIP和GISP2计划对格陵兰冰芯的研究(Dansgaard et al., 1993)发现, 在0.115MaB. P~14kaB. P内该地区的气候发生了24次快速、大幅度的冷暖变化(Dansgaard~Oeschger旋回), 其开端均相当突然, 气温可以在短短几十年内上升5~7°C, 但返回到寒冷状态则相对较缓慢, 周期为1000~3000a。每次Heinrich事件都发生在几个D~O旋回组合和Bond旋回(由H事件作为上、下界面的较长气候变化旋回)的最显著寒冷阶段。GRIP冰芯的电导率(风尘的替代指标, 大量的灰尘代表寒冷干旱的气候)和氧同位素(大气温度的替代指标)的记录显示末次间冰期曾被一些短期的冷事件打断。这些冷事件似乎持续了几千年, 变冷的幅度类似于冰期和间冰期的变化, 是很强的气候变化过程。

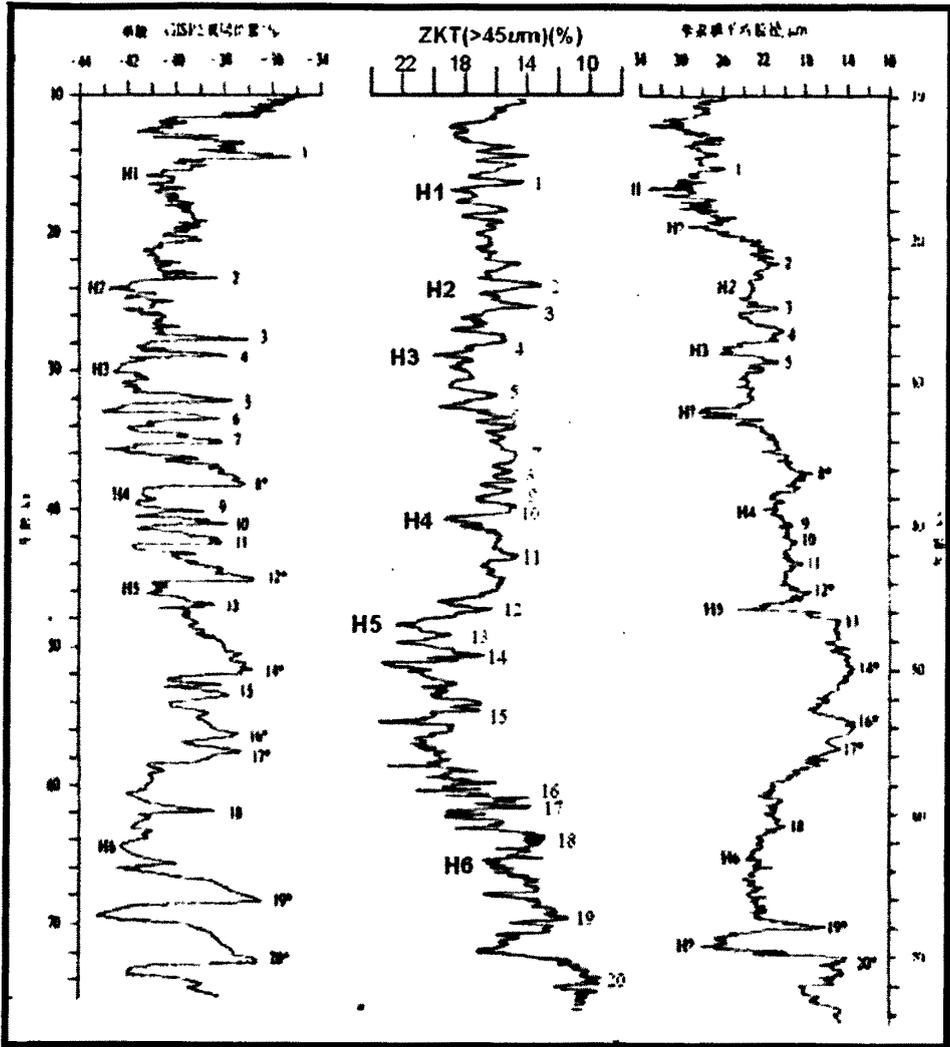


图4-28 则可台粒度曲线与格陵兰冰芯记录和李家塬粒度曲线(丁仲礼等, 1996)的对比
 Fig.4-28 Comparative analysis among ZKT grainsize curve, & ^{18}O record in GRIP ice core and Lijiayuan grainsize curve (Ding et al, 1996).

格陵兰冰芯记录的末次冰期中的20个间冰阶(分别以1-20表示),均在则可台粒度曲线中有明确的反映,并且大部分事件的年代较为一致,两者的年龄差异大都在1.5ka以内.但是,两者的波动幅度差别较大,氧同位素曲线所代表的格陵兰地区的气温波动幅度要比粒度所代表的冬季风强度的波动幅度大.格陵兰地区的气温在整个末次冰期均表现出较为一致的波动,这与则可台的粒度记录差异较大.则可台粒度曲线表明:大致从距今70ka开始冬季风的强度总体增加,到57ka左右

达到最大值，随后波动下降。

除了在 $>45\ \mu\text{m}$ 粒度曲线上能够清晰反映Hinrich事件外， $>63\ \mu\text{m}$ 和 $<2\ \mu\text{m}$ 也表现了这样的特征。东亚季风区在末次冰期同样受到了来自热带海洋的影响，与其距离越近，影响就越显著(图4-29)。另外，这种影响也部分抵消了西风或冬季风所带来的影响，削弱了D-0旋回在黄土记录中的强度(邬光剑，2001)，西风区则克台地区由于常年处于西风控制下，基本上不受夏季风的影响，因此也就不存在抵消作用，北大西洋地区的快速气候波动信号深刻地烙在其气候记录上(图4-29)。进入夏季风活动区，愈往东南，一方面由于西风带所传递来的北大西洋地区的快速气候波动信号逐渐减弱，另一方面由于夏季风的抵消作用逐渐增强，从而导致D-0旋回逐渐减弱(图4-29)。

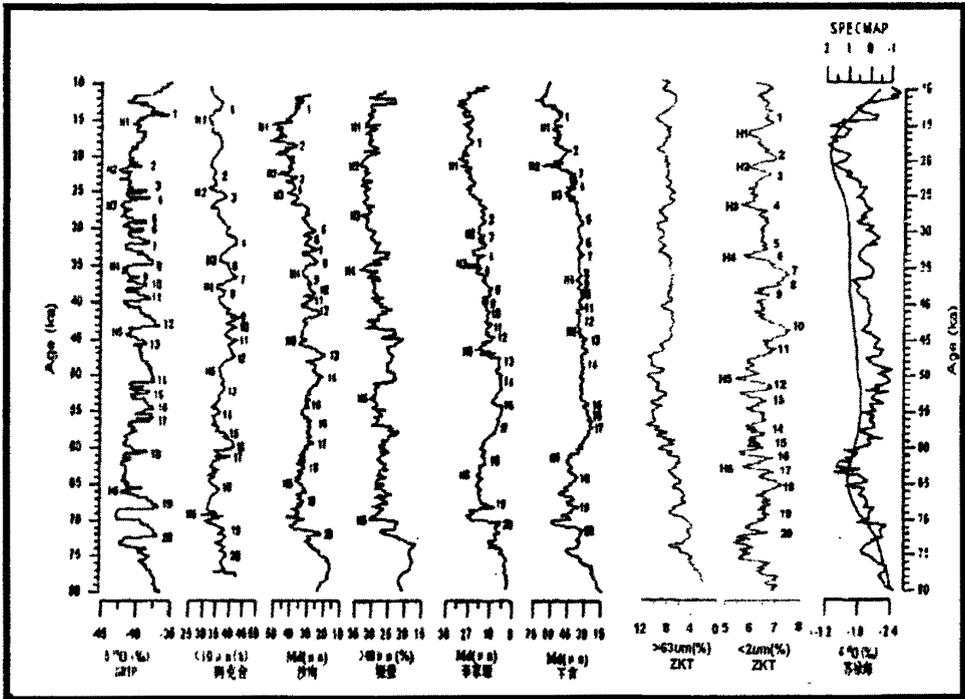


图4-29 则克台、沙沟、源堡、李家源、王官剖面末次冰期黄土记录与GRIP冰芯、SPECMAP、苏禄海记录的对比(黄土粒度资料来源: Chen et al., 1997; 丁仲礼等, 1996; 管清玉等, 2006)

Fig.4-29 Comparative analysis among ZKT grainsize curve, & ^{18}O record in GRIP, SPECMAP,

Suluhai record and grainsize curve of Lijayuan, Yuanbao, Shagou, Wangguan pprofile

4.3.4 十万年来努拉剖面记录与古里雅冰芯记录的对比研究

图4-30为十万年来古里雅 $\delta^{18}\text{O}$ 和努拉剖面 $<2\mu\text{m}$ 粉尘含量的比较图。 $\delta^{18}\text{O}$ 是青藏高原大气降水中的主要是温度变化的指标这一点,已由大量研究所证实,古里雅冰芯具有极地型冰川特征,更有利于应用值指示气温变化。 $<2\mu\text{m}$ 的粒级在黄土高原及邻区的黄土古气候记录研究中是不用的,原因是它的含量受成土作用影响很大。但是在干旱背景条件下,水分条件对成土作用尤为重要,水分条件稍好,成土作用就较强。因此,细粒含量对气候反映敏感,该区细粒含量多少能够反映湿度大小,即湿度高成壤作用强,从而间接反映降水量的大小。

从图4-30中,我们发现 $\delta^{18}\text{O}$ 和 $<2\mu\text{m}$ 含量,尽管在亚级尺度上略有不同,但总体变化趋势非常相似: $\delta^{18}\text{O}$ 高值应着 $<2\mu\text{m}$ 含量的低值, $\delta^{18}\text{O}$ 低值应着 $<2\mu\text{m}$ 含量的高值。研究表明,位于青藏高原西北边缘降水中的 $\delta^{18}\text{O}$ 与气温的关系属显著的正相关,亦即 $\delta^{18}\text{O}$ 值的大小与降水形成时的温度成正比(章新平等,1995)。从上述关系,我们可以发现以塔城努拉为代表的北疆地区有冷与湿,暖与干相对应的特点。事实上,该地区现代气候特点也是如此,据魏文寿(2000)对北疆1951~1990年温度与降水资料的分析发现,北疆地区现代气候近40年来温度升高非常明显,从20世纪80年代到90年代降水虽有增加,但40年来湿润指数却出现降低的趋势,现代气候具有越来越干的特征,即暖与干相对应。

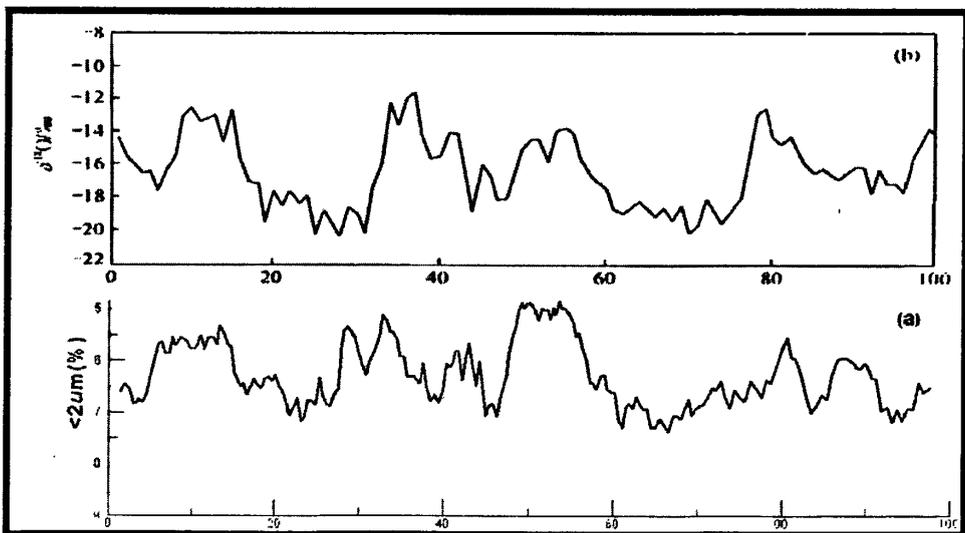


图4-30 LL2粒度曲线与古里雅冰芯记录的对比

Fig.4-30 Comparative analysis results between LL2 grainsize and $\delta^{18}\text{O}$ in Guliya ice core

4.3.5 新疆北部末次间冰期以来的环境变化

综上所述,以则可台ZKT为代表的伊利地区和努拉LL2为代表的北疆地区,末次间冰期以来都经历了5个阶段的环境变化,在5次大的气候波动背景之上又叠加有多次次级变化。为了便于比较,我们列表分析两个剖面末次间冰期以来的气候变化。

新疆北部末次间冰期以来的古气候特点表明,与黄土高原、青藏高原和极地北大西洋地区相比,冷、暖变化是一致的,研究区的气候变化受全球变化的控制,但又深深打上了区域烙印,受同类大气环流系统控制的伊犁地区(西亚区)虽因地形的影响其变化和北疆(北亚区)略有不同,但内陆西风带型冷与湿、暖与干相对应的水热配置模式是相同的,但由于塔城努拉剖面位置比则可台剖面还要偏北,导致该区对西风环流的响应比伊犁地区更加敏感,如果不计地形因素的影响,暖期时(间冰期和间冰段),塔城地区应该比伊犁地区干,冷期(冰期和冰段)时,塔城地区比伊犁地区湿。

与北半球高纬地区和中国黄土高原、青藏高原类似,北疆无论是则可台还是努拉剖面末次冰期气候都是不稳定的。

寒冷期西风风力增强,堆积黄土,冰段前期与后期相比,前期相对湿润;暖期西风风力相对减弱,黄土堆积与成壤作用交替进行,成壤作用较弱,只形成弱成壤层,暖期湿度变化非常复杂,与冰段的黄土沉积相比,暖期弱成壤层碳酸盐含量略偏高,总体气候偏温湿,但温度不及间冰期,湿度不及早冰段。

末次冰期早冰段黄土沉积速率明显高于晚冰段,但晚冰段风力略强于早冰段,早冰段湿度高于晚冰段。

此外,被认为是在18ka B. P.发生的末次冰期极盛期事件,在则可台和努拉剖面均没有发现,相反该段表现为风力减弱事件,尽管 $>63\mu\text{m}$ 含量16ka B. P.左右又一次风力增强事件,但在 $<10\mu\text{m}$ 含量上并没有捕捉到这次事件。

北疆地区末次间冰期以来各气候段可与深海氧同位素不同阶段对应,这一时段深海氧同位素的变化受地球轨道控制,而地球轨道变化又控制着高纬地区夏季辐射的变化,由此说明新疆北部气候变化也受地球轨道机制的驱动。但水热组合的特点与东部季风区不一致性深受全球范围冷暖变化所引起的大气环流变化的控制。冷暖变化导致西风环流位置和强度的变化,从而影响区域的干湿变化。

表4-3 ZKT和LL2末次间冰期以来的环境变化

Tab.4-3 Environmental change of ZKT and LL2 since last interglacial period

则台 (ZKT)	塔城努拉 (LL2)
MIS5b阶段, 风力较强, 气温较低, 降水较少, 成壤作用较弱, 蒸发较弱, 总体气候寒冷湿润	115. 4ka~95ka B. P., 风力很弱, 降水较多, 气候稳定, 气候温暖湿润;
MIS5a阶段环境较末次冰期和冰消期好, 风力最弱, 降水较多, 成壤作用较强, 蒸发较强, 但总体气候暖湿	95ka~87. 24ka B. P., 相当于Mis5b阶段, 风力快速增强而后快速减弱, 气候相对寒冷湿润 87. 24~75ka B. P., 相当于Mis5a阶段风力很弱且稳定, 蒸发强烈, 总体气候表现为暖干的特征。
75~61. 08ka B. P., 61. 08~53ka B. P., 53~48. 53ka B. P., 这三个阶段环境变化趋势非常一致: 粉尘堆积速率很快, 各气候指标高频低幅波动, 很不稳定, 总体趋势随时间推移向更不稳定发展, 75~61. 08ka B. P. 气候寒冷湿润; 61. 08~48. 53ka B. P., 粉尘快速堆积导致成壤作用很弱, 相对寒冷干燥。	75~55. 31, 这个阶段风力随时间逐渐增强, 各指标高频低幅波动, 蒸发很弱。总体表现为冷湿的特征。 55. 31~46. 26ka B. P., 这个阶段风力达到很大, 粉尘沉积速率很快, 气候寒冷而干燥。
48. 53~33. 01ka B. P., 风力较弱, 成壤作用增强, 总体气候温暖湿润, 但温度不及5a和1阶段	46. 26~33ka B. P., 风力较弱, 各指标高频低幅波动, 冷暖、干湿交替气候极不稳定, 但总体偏温湿, 其温度远不及5a和1阶段。
33~23, 23~10, 10~5. 3ka B. P., 这三个阶段环境变化趋势比较一致: 风力高频低幅波动, 但波动幅度较小, 其他各指标高频低幅波动, 气候很不稳定, 33~17ka B. P., 气候寒冷干燥, 17~5. 3ka B. P., 气候冷湿。	33~23. 96, 23. 96~10. 22, 10. 22~3. 95ka B. P., 这三个阶段变化趋势非常一致: 风力逐渐减弱, 各指标高频低幅波动, 气候极不稳定, 但33~17ka B. P. 表现为冷湿, 而后阶段表现为冷干的特征。
5. 31ka B. P. 至今, 该阶段气候与现今气候相当, 比较温暖湿润。	3. 95ka B. P. 至今, 该阶段气候与现今气候相当, 温暖干燥

新疆大气环流是欧亚大气环流的一部分,在欧亚大陆中纬地区,西风环流占统治地位,它在纬距上的宽度随高度而扩大,风力强度也随高度增强(罗汉民,1986;叶玮,2001)。研究表明,西风带随气温高低变化,其位置和强度随季节发生变化。冬季,青藏高原两侧西风分支明显,北支西风急流加强并南移,其中心位于 $38^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ 之间,而南支西风位于青藏高原南侧。夏季北支西风减弱并退出欧亚大陆,副热带(南支西风)急流北跃控制中纬地区,其中心位于 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{N}$ 之间(盛成禹等,1986)。与现代这种变化类似,西风带随着冰期、冰段和间冰期、见冰段气候冷暖变化,其位置和强度发生深刻变化。现代处于冰后期,冰期时气温比现在要低,推断当时北支西风加强,位置可能更偏南;而南支西风位置在间冰期和间冰段可能更北。从伊利则可台剖面 and 塔城努拉剖面古气候记录来看,末次冰期以来,西风带的强度曾经尽力了多次由强到弱的变化。在寒冷的冰段,沉积物以粗粒的黄土沉积占绝对优势,表明西风环流增强;相反在温暖的间冰期和间冰段,以细粒沉积为主,反映西风环流减弱。

现代气候研究表明,不论是夏季还是冬季,研究区都处于西风环流的控制之下,降水季节分配均匀,明显不同于水热同期、干湿变化明显的东部季风区,也与西方冬雨型不一样。从两剖面古气候记录中发现,冰段与间冰段的碳酸钙含量虽然有高低变化,但差异不大,反映寒冷期与暖温期降水量差别较小,而温度变化和风力变化比较明显。黄土记录中所表现的寒冷期偏冷湿,温暖期偏干一方面与南北支西风环流的强弱和位置有关,另一方面也和温度有关。冰段,气温低,蒸发弱,碳酸盐累计作用相对较弱;间冰段,气温高,蒸发强,碳酸盐累计作用强。这种寒冷期偏冷湿,温暖期偏冷干的特点,塔城剖面比则可台剖面表现得更加强烈。

总而言之,新疆北部气候变化受地球轨道机制驱动下西风环流位置和强度变化的控制,其复杂的水热组合特性是西风环流和太阳辐射变化共同作用下的结果。

第五章 结论与问题

本文对短尺度冰芯中粉尘沉积和长尺度北疆黄土进行了研究,初步探讨了塔克拉玛干高空大气环境近百年的变化和北疆末次间冰期以来的环境变化,并对其机制问题进行了探讨。初步结论如下:

1) 整个上个世纪崇测冰芯中的粉尘含量总体趋于下降趋势,与低海拔气象站的对比发现,冰芯中粉尘记录与和田地区为代表的塔克拉玛干春季沙尘暴相一致,其周期关系都存在22a的周期,在年际周期尺度上相近,但冰芯中粉尘记录有11a周期,和田地区春季沙尘暴有5.5a的周期,它们间存在倍数关系,可能是大周期尺度是小周期尺度的叠加造成的,总体来说周期相一致。

2) 对比冰芯记录和和田为代表的塔克拉玛干荒漠周边不同海拔对全球气候的变暖趋势进行响应存在差异。其差异最为突出的表现是低海拔和田地区降水量与高海拔崇测冰芯中的物质积累量的变化趋势相反。塔克拉玛干荒漠周边高海拔地区崇测冰芯中粉尘记录与积累量同时减少。通过分析,发现两者存在主要尺度上存在很高的正相关,在机理上讲粉尘记录与积累量是有关系的,在崇测冰帽上的粉尘主要通过降水沉降到冰川上,粉尘在降水过程中充当凝结核,以湿沉积的方式沉降,所以粉尘记录与积累量相一致。

3) 塔克拉玛干荒漠周边低海拔降水增加,导致植被增加和土壤含水量增加,从这两方面阻碍了沙尘暴的发生;随着沙尘暴减少,加上空气湿度大和降水增多对空气的洗刷,使能上升到六七千米以上高空的粉尘更少;高空粉尘的减少造成高空凝结核的减少,进而造成云量的减少,降水的减少,从而导致冰川物质平衡下降;同时云量的减少导致太阳辐射增加,冰川表面气温增加也导致物质平衡下降。从上述分析来看,沙尘在气候变化的作用,在低海拔地区是被动的,受气候影响;在高海拔地区变为主动,成为引起气候变化的诱因。沙尘是内陆干旱区高海拔地区在对全球变化响应时起着关键因子。

4) 利用北疆典型黄土剖面 ZKT 和 LL2,重建了末次冰期以来北疆地区的环境演变,其中利用 $<2\mu\text{m}$ 含量来间接代表降水变化,利用 $>63\mu\text{m}$ 含量来代表尘暴变化特征, $<10\mu\text{m}$ 含量来代表西风环流强度;并结合碳酸钙、有机质含量及色

度指标,发现末次间冰期以来北疆地区表现为寒冷的冰期和冰段偏湿,西风环流增强,控制区域位置偏南;温暖的间冰期和间冰段偏干,西风环流减弱,西风控制区域位置偏北。

5) 新疆北部末次间冰期以来的古气候特点表明,与黄土高原、青藏高原和极地北大西洋地区相比,冷、暖变化是一致的,研究区的气候变化受全球变化的控制,但干湿变化表现了其区域特点,与黄土高原相反。

崇测冰芯记录了粉尘源区的粉尘沉积变化特征,间接反映了源区尘暴变化特征,因为其粉尘通量与低海拔气象观测站沙尘暴有相似的变化趋势和一致的周期。而作为尘暴动力环境下的产物,黄土粉尘是地质时期沙尘暴形成的风成沉积物,通过对北疆黄土记录的粒度分析和其他代用指标,不仅可以较好地重建北疆沙尘暴的形成演化历史,沙尘暴发生频率及强弱变化等,而且还可以对北疆地质历史时期的环境进行重建。因此,冰芯中粉尘通量和北疆黄土其共同的驱动力都是沙尘暴,不同的是冰芯中粉尘是以湿沉积的方式进行沉降且在高海拔地区变为主动,成为气候变化的诱因;而黄土粉尘则是以干沉积的方式进行沉降,反映了西风环流的变化特征。

此外,不同气候记录介质中,不同粒径粉尘含量所代表的气候意义也不相同,在北疆黄土中, $>63\mu\text{m}$ 含量代表了地质历史时期尘暴的强度,在北疆这种干旱内陆区, $<2\mu\text{m}$ 含量代表了成壤强度,从而间接代表了降水量的大小,而在崇测冰芯中微粒 $<2\mu\text{m}$ 含量代表了扮演冰结核的粉尘浓度,从而反映了高海拔山地地区湿沉积量的大小,由于从本文的研究可知,南疆中~高对流层中粉尘颗粒与发生于塔克拉玛干沙漠的沙尘暴具有显著的相关关系,在周期以及变化趋势上响应一致,从而冰芯中的微粒含量可以间接的反映塔克拉玛干沙漠的尘暴变化特征。

以上这些记录都反映了西风区乃至北半球大气粉尘的演化历史,但限于材料、实验手段、时间及个人水平等原因,任何一种记录都没有完全反映出粉尘源区的变化.需要将这些记录综合对比,才能全面地了解西风区粉尘演化的历史。论文在以下方面还存在问题和不足,有待进一步的研究:

1) 由于冰芯年代尺度较短,只有 90 年,因此使得南疆高海拔冰芯气候记录无法与北疆低海拔黄土进行对比分析。

2) 为了更好地理解新疆北部地区地质历史时期的气候变化,有必要获取更多

的气候和环境代用指标,尤其是孢粉学和有机、无机地球化学指标,这将极大地丰富现有的粒度记录的信息。同时还需要更多的岩石磁学方面的实验数据来增进我们对西风区磁化率记录的气候变化的理解。

3) 北疆地区除则可台剖面外, LL2 等其他剖面未能完成绝对年代的测定,因此依靠完全利用粒度模型确定的地层年龄,只能反映总体环境变化特征,很难反映局部或细部的特征。

参考文献

1. 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对比.科学通报, 1994 (39): 2254~2256.
2. 拜格诺R A, 1959. 风砂和荒漠沙丘的物理学, 地质出版社.
3. 陈隆勋,朱乾根,罗会邦,等. 东亚季风[M]. 北京:气象出版社, 1991. 1-262.
4. 陈涛, 孙卫国, 程炳岩. 交叉小波变换在河南降水时频分析中的应用. 南京气象学院学报, 2002, 25 (5): 685-692.
5. 陈星, 于革, 刘健.东亚地区 Younger Dryas气候突变的数值模拟研究.第四纪研究, 2004 24(6): 654662.
6. 崔建堂, 边小卫, 王根宝.西昆仑地质组成与演化[J].陕西地质, 2006, 24(1):1~11
7. 程正兴. 子波分析算法与应用. 西安: 西安交通大学出版社, 2003:20-76.
8. 戴新刚, 李维京, 马柱国. 近十几年新疆水汽源地变化特征[J]. 自然科学进展, 2006,(12)
9. 邓自旺,林振山, 周晓兰. 西安市近 50 年来气候变化多时间尺度分析. 高原气象, 1997, 16(1): 81-93.
10. 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.
11. 丁仲礼, 孙继敏, 余志伟, 刘东生.黄土高原过去 130ka 来古气候事件年表.科学通报, 1998,43 (6): 567~574.
12. 丁仲礼, 任剑璋, 刘东生, 孙继敏, 周晓权. 晚更新世季风-沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题[J]. 中国科学D辑, 1996,(05)
13. 丁仲礼, 孙继敏, 余志伟, 刘东生.黄土高原过去130ka来古气候事件年表.科学通报, 1998,43 (6): 567~574.
14. 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.
15. 方小敏, 戴雪荣, 李吉均, 等.亚洲季风演化的突发性与不稳定性—以末次间

- 冰期土壤发生为例.中国科学D辑), 1996, 26 (2): 154~160.
16. 方小敏, 李吉均, Banerjee S,等.末次间冰期5e亚阶段夏季风快速变化的环境岩石磁学研究.科学通报, 1998, 43 (21): 2330~2332.
 17. 方小敏, 潘保田, 管东红等, 1999, 兰州约60ka以来夏季风千年尺度不稳定性研究, 科学通报, 44(4):535-538.
 18. 方小敏, 吕连清, 杨胜利, 李吉均, 安芷生, 蒋平安, 陈秀玲. 昆仑山黄土与中国西部沙漠发育和高原隆升[J]. 中国科学D辑 ,2001,(03)
 19. 冯文, 王可丽, 江灏. 夏季区域西风指数对中国西北地区水汽场特征影响的对比分析. 高原气象, 2004, 23 (2): 271-275.
 20. 高存海, 刘嘉奇, 1999, 乌鲁木齐河流域的黄土研究.第四纪研究, 3:252-260
 21. 龚道溢, 王绍武. 冬季西风环流指数的变率及其与北半球温度变化的关系研究. 热带气象学报, 2002, 18 (2): 104-110.
 22. 管清玉. 末次冰期旋回气候高度不稳定性研究 [博士学位论文].:兰州: 兰州大学, 2006
 23. 韩芳林.西昆仑其曼于特蛇绿混杂岩带及地质意义:[博士学位论文].北京:中国地质大学(北京), 2003
 24. 韩建康, 中尾正义, 东久美子, 张万昌, 和田, 朱丰年. 基于微粒变化对崇测冰帽浅层冰芯的定年结果[J]. 冰川冻土 ,2005,(06)
 25. 何清, 杨青, 李红军. 新疆 40a 来气温、降水和沙尘天气变化. 冰川冻土, 2003, 25 (4): 423-427.
 26. 胡汝骥, 马虹, 樊自立, 等. 新疆水资源对气候变化的响应. 自然资源学报, 2002, 17 (1): 22-27.
 27. 胡汝骥, 姜逢清, 王亚俊, 等. 新疆气候由暖干向暖湿转变的信号及影响. 干旱区地理, 2002, 25 (3): 194-200.
 28. 华英敏,吴守贤,安芷生等,1990,第四纪沉积序列的频谱初析. 第四纪地质
 29. 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法. 北京: 气象出版社, 215-237.
 30. 姜春发, 杨经绥, 冯秉贵, 等. 昆仑开合构造[M].北京:地质出版社, 1992, 1~224
 31. 姜春发, 王宗起, 李锦轶, 等. 中央造山带开合构造[M].北京:地质出版社, 2000

32. 韩永翔,张强,董光荣,等.沙尘暴的气候环境效应研究进展[J].中国沙漠,2006,26(2):307-311.
33. 焦克勤, 井哲帆, 韩添丁, 等. 42a 来天山乌鲁木齐河源 1 号冰川变化及趋势预测. 冰川冻土, 2004, 26 (3): 253-259.
34. 李栋梁,王涛,钟海玲,等.中国北方沙尘暴气候成因及未来趋势预测[J].中国沙漠, 2004, 24 (3) : 376-379
35. 李江风. 塔克拉玛干沙漠和周边山区天气气候. 北京: 科学出版社, 2003. 1-380.
36. 李耀辉. 近年来我国沙尘暴研究新进展[J]. 中国沙漠, 2004, 24(5):616-622.
37. 李月芳, 姚檀栋, 盛文坤, 皇翠兰, 谢超. 古里雅冰帽 8 米浅冰芯的化学成分组成特征及其来源[J]. 冰川冻土 , 1997,(02)
38. 李月芳,姚檀栋,盛文坤,皇翠兰. 干旱区粉尘对古里雅冰帽中化学记录的影响 [J]. 海洋地质与第四纪地质 , 1999,(02) .
39. 李栋梁, 魏丽, 蔡英, 等. 中国西北现代气候变化事实与未来趋势展望. 冰川冻土, 2003, 25 (2): 135-142.
40. 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 乌鲁木齐河源气候变化和 1 号冰川 40a 观测事实. 冰川冻土, 2003, 25 (2): 117-123.
41. 林振山, 邓自旺. 子波气候诊断技术的研究. 北京: 气象出版社, 1999:24-60.
42. 林振山. 气候建模、诊断和预测的研究. 北京: 气象出版社. 1996:176-186.
43. 刘东生,安芷生,1984,洛川北韩塞黄土磁性地层初步研究.地球化学,134 -137
44. 刘东生,安芷生,陈明扬等,1996,最近 0.6Ma 南北半球古气候对比初探 中国科学, 26(2):97-102
45. 刘东生, 1965 中国黄土堆积, 科学出版社,
46. 刘东生等, 1966, 黄河中游黄土. 科学出版社, 北京。
47. 刘东生等, 1967, 黄土的物质成分与结构. 科学出版社, 北京。
48. 刘东生等著, 1985, 黄土与环境.北京:科学出版社.
49. 刘训.中国西北盆山地区地壳结构及其演化[J].新疆地质, 2004 22 (4): 343~350
50. 鹿化煜, 安芷生等. 洛川黄土地层定年的一个模式及其初步应用[J]. 沉积学报 , 1997,(03)

51. 鹿化煜,安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J]. 中国科学 D 辑, 1998,(03).
52. 鹿化煜, 马海州, 谭红兵, 等. 西宁黄土堆积记录的最近 13 万年高原季风气候变化. 第四纪研究, 2001, 21(5): 416~426.
53. 罗汉民. 气候学. [M]. 北京:气象出版社, 1986.
54. 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率及其古气候意义. 中国科学(B), 1994, 24 (12) 1290~1297.
55. 马志福, 谭芳, 侯勤东. 塔克拉玛干沙漠地区温压湿分布规律研究. 中国沙漠, 2000, 20 (3): 289-292.
56. 钱云, 符淙斌, 王淑瑜. 沙尘气溶胶与气候变化. 地球科学进展, 1999, 14 (4): 391-394.
57. 秦蕴珊, 李铁刚, 苍树溪. 末次间冰期以来地球气候系统的突变. 地球科学进展, 2000, 15(3): 243-250.
58. 屈文军, 张小曳, 王丹, 沈振兴, 梅凡民, 程燕, 严立文. 西风带研究的重要意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2004,(01)
59. 盛文坤, 姚檀栋, 李月芳, 皇翠兰. 古里雅冰芯中钙离子含量及与气候变化关系[J]. 冰川冻土, 1999,(01)
60. 盛成禹等, 中国气候总论.[M]. 北京: 科学出版社, 1986.
61. 施雅风, 刘时银. 中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估. 科学通报, 2000, 45 (4): 434-438.
62. 施雅风, 姚檀栋. 中低纬度 MIS 3b(54~44 ka BP) 冷期与冰川前进[J]. 冰川冻土, 2002, 24 (1): 1-9
63. 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. 冰川冻土, 2002, 24 (3): 219-226.
64. 施雅风. 中国冰川与环境——现在、过去和未来[M]. 北京:科学出版社, 2000. 301-355.
65. 史玉光. 新疆区域面雨量及空中水汽时空分布规律研究[D]. 南京信息工程大学 博士学位论文, 2008
66. 史正涛. 天山黄土与西北内陆干旱化 [D]中国科学院寒区旱区环境与工程

- 研究研究所 博士论文, 2002
67. 史正涛, 方小敏, 宋友桂, 安芷生, 杨胜利. 天山北坡黄土记录的中更新世以来干旱化过程[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2006,(03)
- 史正涛. 亚洲中部中更新世以来气候环境变化——来自天山北坡黄土沉积的证据[J]. 云南师范大学学报(自然科学版), 2006,(04)
68. 史正涛等. 伊犁盆地晚更新世黄土-古土壤磁化率特征 [J]. 兰州大学学报(自然科学版) 2007. 43: (2)
69. 司家亮. 青藏高原西北缘新生代构造隆升及扩展[D]. 中国地质大学(北京) 博士论文, 2008
70. 孙东怀, 刘东生, 陈明扬, 安芷生, 1997, 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与气候变化. 中国科学(D辑), 1997, 27 (3), 265-270.
71. 孙东怀. 晚新生代黄土高原风尘序列的磁性地层与古气候记录[D]. 中国科学院研究生院博士论文(地球环境研究所), 1997
72. 孙鸿烈, 郑度. 青藏高原形成演化与发展[M]. 广州: 广东科技出版社, 1998. 105 - 129.
73. 孙继敏, 刘东生. 洛川黄土地层的再划分及其L₉、L₍₁₅₎古环境意义的新解释[J]. 第四纪研究, 2002,(05).
74. 孙继敏. 中国黄土的物质来源及其粉尘的产生机制与搬运过程[J]. 第四纪研究, 2004,(02)
75. 孙继敏, 许立亮. 8Ma以来黄土高原风尘堆积的物源变化与上地壳演化的关系[J]. 第四纪研究, 2007,(02)
76. 宋长青, 吕厚远, 孙湘君. 中国北方花粉-气候因子转换函数建立及应用. 科学通报, 1997 42(20): 2182~2186.
77. 滕志宏, 1986, 新疆黄土的某些特征及其形成条件的初步认识, 西北大学学报, 16(1):69-75
78. 滕志宏, 申西平, 1995, 中国风成黄土极其形成下限研究. 地层学杂志, 19(2):81-87
79. 王鸿祯主编. 中国古地理图集[M]. 北京: 地质出版社, 1985
80. 王绍武, 蔡静宁, 慕巧珍, 等. 中国西部年降水量的气候变化. 自然资源学

- 报, 2002, 17 (4): 415-422.
81. 王树基, 阎顺, 1987, 天山南北麓新生代地理环境演变, 地理学报, 42(30):211-220
 82. 王树基等.1990,塔里木内陆盆地晚新生代干旱环境形成与演变第四纪研究, (4):372-380
 83. 王树基等, 1997, 准噶尔盆地晚新生代地理环境演变.干旱区地理, 20(2):9-16
 84. 王旭, 王铁, 马禹. 新疆对流层中上部水汽输送特征研究. 新疆气象, 2001, 24 (2): 1-3.
 85. 王旭, 马禹, 陈洪武, 等. 南疆沙尘暴气候特征分析. 中国沙漠, 2003, 23 (2): 147-151.
 86. 魏文寿. 现代气候对气候变化的响应与反馈. 北京: 中国环境科学出版社, 2000.
 87. 叶玮, 靳鹤龄, 赵兴有, 陈险峰. 新疆伊犁地区黄土的粒度特征与物质来源[J]. 干旱区地理, 1998,(04).
 88. 叶玮. 新疆伊犁地区自然环境特点与黄土形成条件[J]. 干旱区地理, 1999,(03).
 89. 叶玮, 董光荣, 袁玉江, 马英杰. 新疆伊犁地区末次冰期气候的不稳定性[J]. 科学通报, 2000,(06)
 - 叶玮. 新疆西风区黄土与古土壤磁化率变化特点[J]. 中国沙漠, 2001,(04).
 90. 叶玮, Yabuki Sadaya, Kanayama Shinji. 中国西风区黄土常量元素地球化学行为与古环境[J]. 干旱区地理, 2003,(01)
 - 叶玮. 新疆西风区黄土与古土壤磁化率变化特点[J]. 中国沙漠, 2001,(04)
 91. 叶玮. 新疆西风区黄土沉积特征与古气候[M].北京:海洋出版社, 2001. 176-177
 92. 叶玮, 桑长青, 赵兴有. 新疆黄土分布规律及粉尘来源[J]. 中国沙漠, 2003,(05)
 93. 袁玉江, 何清, 李江风, 等. 塔克拉玛干地区近 40a 来的冷暖变化. 中国沙漠, 1998, 18 (2): 118-122.
 94. 袁玉江, 李江风, 叶玮. 塔克拉玛干地区近四十年来的干湿变化. 干旱区地

- 理, 1998, 21 (1): 18-24.
95. 杨莲梅. 塔克拉玛干地区气候变化对全球变暖的响应. 中国沙漠, 2003, 23 (5): 497-502.
96. 杨胜利, 方小敏, 李吉均, 等. 表土颜色和气候定性至半定量关系研究. 中国科学(D 辑), 2001, 31(增刊):175~181.
97. 姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(5):447 - 452.
98. 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变——古里雅冰芯与格陵兰GRIP冰芯对比研究[J]. 中国科学D辑, 1999,(02)
99. 姚檀栋, 邬光剑, 蒲建辰, 焦克勤, 皇翠兰. 古里雅冰芯中钙离子与大气粉尘变化关系[J].
- 100.文启忠, 孙福庆等, 1981, 黄土剖面中氧化物的比值和相对淋溶积聚值在地质上的意义. 地球化学, (4)
- 101.文启忠等, 1988, 北疆地区晚更新世以来的气候环境变迁. 科学通报 33(10):771-114
- 102.文启忠, 乔玉楼, 1990, 新疆地区 13000 年来的气候序列初探, 第四纪研究, (4):363-371
- 103.吴锡浩, 王富葆, 安芷生等, 1992, 晚新生代青藏高原隆升的阶段和高度. 黄土.第四纪地质.全球变化(3) (刘东生, 安芷生主编), 科学出版,北京,1-13.
- 104.邬光剑, 姚檀栋, L.G.Thompson, 李忠勤. 末次间冰期以来古里雅冰芯微粒记录与极地冰芯的对比[J]. 科学通报, 2004,(05)
- 105.邬光剑, 姚檀栋. 末次间冰期以来源自中亚的粉尘记录的对比[J]. 冰川冻土, 2005,(01)
- 106.邬光剑, 姚檀栋, 徐柏青, 李真, 田立德, 段克勤, 汶林科. 慕斯塔格冰芯中微粒的粒度记录[J]. 中国科学(D辑:地球科学), 2006,(01)
- 107.邬光剑, 姚檀栋, 徐柏青, 田立德, 李真, 段克勤. 慕斯塔格冰芯中大气粉尘记录的季节变化[J]. 科学通报, 2008,(13)
- 108.张传林, 陆松年, 于海锋, 等.青藏高原北缘西昆仑造山带构造演化:来自锆石SH租MP及 LA-ICp-Ms测年的证据[J].中国科学(D辑:地球科学), 2007,

- 37(2):145—154
- 109.张鸿义,王焕章,等.天山北麓的黄土地层与古气候.见:干旱区新强第四纪研究论文集.新疆人民出版社,1985,95-106
- 110.张军华,毛节泰,王美华.利用 TOMS 资料遥感沙尘暴的研究.高原气象,2002,21(5):457-465.
- 111.章新平,姚檀栋.影响降水中 $\delta(18)O$ 的因素及其相对重要性[J].冰川冻土,1995,(01).
- 章新平,姚檀栋.影响青藏高原的天气系统与降水中氧同位素的关系[J].冰川冻土,1995,(02).
- 112.张小曳,张光宇,安芷生,陈拓,黄湘萍,朱光华,张德二.中国源区粉尘的元素示踪[J].中国科学 D 辑,1996,(05).
- 113.张小曳,张光宇,朱光华,张德二,安芷生,陈拓,黄湘萍. Elemental tracers for Chinese source dust[J]. Science in China, Ser.D, 1996,(05).
- 张小曳,张光宇,陈拓,沈志宝,柳海燕.青藏高原远源西风粉尘与黄土堆积[J].中国科学 D 辑,1996,(02).
- 114.张小曳.亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积[J].第四纪研究,2001,(01)
- 115.赵兴有,买买提依敏,刘嘉麒,骆君,阮成雯.晚更新世中期以来克里雅河流域黄土沉积特征与环境演化[J].干旱区地理,1995,(01)
- 116.赵兴有.克里雅河流域黄土的矿物组合特征及环境意义[J].干旱区地理,1997,(03).
- 117.赵秀峰等,晚更新世以来昆仑山区黄土沉积及其气候记录.冰川冻土,1993,15(1):63-69
- 118.赵锦慧,张小曳,鹿化煜,李杨,汶玲娟,李东平.中国干旱半干旱地区古粉尘通量差异及其指示的气候意义[J].自然科学进展,2005,(08)
- 119.郑本兴,上田丰,陈建明.1987年中日联合西昆仑冰川考察初步报告[J].冰川冻土,1988,10(1):84~89
- 120.郑剑东.青藏高原地球动力学初探[J].现代地质,1988,2(2):19~206
- 121.郑剑东.青藏高原西北缘地球动力学初探[J].地震地质,1996,15(2):119~127

- 122.周廷儒, 1963, 新班第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候的发展的关系, 地理学报, 29(2)109-125
- 123.Ageta Y, Zhang Wenjing, Nakawo M. Mass balance studies on Chongce Ice Cap in the West Kunlun Mountains [J]. Bulletin of Glacier Research, 1989. 6: 43-50.
- 124.An Z S,Liu T S,Lu Y C,Porter S C,Kukla G,Wu X H and Hua Y M,1990,The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China Quaternary International,7(8),91-95.
- 125.An Z,Kukla S,G J,Porter S C and Xiao J L,1991c,Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 13,000 years.Quaternary Research,36,29-36.
- 126.An Z S, Kukla S,G J,Porter S C and Xiao J L,1991d,Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau,Catena,18,125-132.
- 127.An Z S, Porter S C,1997,Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China,Geology,25,603-606.
- 128.An Z S,Sun D H,1995.Discussion on the monsoon variation over the Loess Plateau in the last glacial cycle.in:Ye Duzheng,Lin Hai et al(eds.),China contribution to global change, Beijing: Science Press,122-124
- 129.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 [J]. Journal of Geophysical Research, 1997,102(C12): 26 765-26 781.
- 130.Bond G,Broecker W,Johnsen S,et al. Correlations between climate records from North Atlantic sediment and Greenland Ice[J]. Nature,1993,365:143-147.
- 131.Bond G., Kromer B., Beer J., Muscheler R., Evans M.N, Showers W, Hoffmann S., Lotti-Bond R., Hajdas I., Bonani G. 2001. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. Science, 294: 2310-2316
- 132.Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P, Priore P., Cullen H., Hajdas I — Bonani G. 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. Science, 278: 1257-1266
- 133.Broecker W.S. 1994. Massive iceberg discharges as triggers for global climate

- change Nature, 372: 421-424
- 134.Chen F H, Bloemendal J, Wang J M, et al. High-resolution multi-proxy climate records from Chinese loess: evidence for rapid climatic changes over the last 75 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1997, 130: 323~335.
- 135.Chen F H, Feng Z D, Zhang J W. Loess particle size data indicative of stable winter monsoon during the last interglacial in the western part of the Chinese Loess Plateau. *Catena*, 2000, 39: 233~244.
- 136.Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation [J]. *Tellus*, 1964, 16:436-468.
- 137.Ding Z L, Yu, Z M, Rutter N W and Liu T S, 1994, Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits. *Quaternary Science Reviews*, 13, 39-40.
- 138.Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, Yu Z W, Guo Z T., and Zhu R.X., 1995, Ice-volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800,000 years. *Quaternary Research*, 44, 149-159.
- 139.Ding Z L, Sun J M, Liu T S. A sedimentological proxy indicator linking changes in loess and deserts in the Quaternary. *Science in China (Series D)*, 1999, 42(2): 146~152.
- 140.Duce R A, Unni C K, Ray B J, et al. Long-range atmospheric transport of soil dust from Asia to the tropical North Pacific: Temporal variability [J]. *Science*, 1980, 209: 1522-1524.
- 141.Elderfield H. Carbonate Mysteries [J]. *Science*, 2002, 296: 1618-1620.
- 142.Feng, Z D. Climatic implication of magnetic susceptibility and Be-10 in Chinese loess. *Catena*, 1996, 25: 211~216.
- 143.Feng Z D, Chen F H. Problems of the magnetic susceptibility signature as the proxy of the summer monsoon intensity in the Chinese Loess Plateau: *Chinese Science Bulletin*, 1999, 44 (suppl. 1): 97~104.
- 144.Feng Z D, Wang H B, Olson G A, et al. Chronological discord between the last interglacial paleosol (S1) and its parent material in the Chinese Loess Plateau. *Quaternary International*, 2004a (117): 17~26.
- 145.Feng Z D, Khosbayan P. Paleosubarctic Eolian environments along the southern

- margin of the North American Icesheet and the southern margin of Siberia during the Last Glacial Maximum. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2004b, 212:265~275.
- Gao Y, Arimoto R, Zhou M Y, et al. Relationships between the dust concentrations over Eastern Asian and the remote North Pacific [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1992, 97: 9 867-9 872.
146. GRIP Members. 1993. Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 364: 203-207
147. Hammer C U. Dating of Greenland ice cores by micro-particle concentration analysis [A]. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Proc. IUGG Symposium, Grenoble. 1975* [M]. IAHS AISH publ., 1977, 118: 297-301.
148. Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits (astr.). *Geophys J. R.*, 1984(77): 125~141.
149. Jickells T D, An Z S, Andersen K K, et al. Global iron connections between desert, dust, ocean biogeochemistry and climate [J]. *Science*, 2005, 308: 68-71.
150. IPCC. IPCC Second Assessment Report: Climate Change [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1995: 64.
151. Junge C E. Processes responsible for the trace content in precipitation [A]. *Isotopes and Impurities in Snow and Ice. Proc. IUGG Symp. Grenoble, 1975* [M]. IASH-AISH publ., 1977, 118: 63-77.
152. Kang X. C. , Y. Q. Xie. The character of the weather and climate in West Kunlun mountains area in summer , 1987. *Bulletin of Glacier Research*, 1989, 6, 83-88.
153. Kukla G, Heller F, Liu T S, et al. Pleistocene climate in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, 1988, 16: 811~814.
154. Kukla G J, Clement A C, Cane M A, et al. Last interglacial and early glacial ENSO. *Quaternary Research*, 2002 (58): 27~31.
155. Legrand M. Chimie des neiges et glaces polaires: reflet. Del'environnement. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Scientifique et Médicate de Grenoble [m]. 1985.
156. Longxun , ZHU Qiangen , LUO Huibang, et al. East Asian Monsoon [M] .

- Beijing : Meteorology, Press , 1991. 1 -262.
- 157.Martin J H,Fitzwater S E.Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east pacific subarctic[J]. Nature,1988,331:341-343.
- 158.Moldvay L. On the governing Sedimentation from eolian suspension. Acta universitatis Szegediensis. 1962, (14):75~109.
- 159.Mahowald N, Kohfeld K E, Hansson M,et al.Dust sources and deposition during the Last Glacial Maximum and current climate: A comparison of model results with pale data from ice cores and marine sediments [J]. Journal of Geophysical Research, 1999,104: 15 895-16 436.
- 160.Matte Ph, TapPonnierP, AmaudN, etal.Tectonics of WesternTibet, Between the Tarim and the Indus [J].Earth and Planetary Science Letters, 1996, 142:311—330
- 161.Mayewski P.A., Meeker L.D., T wichler M.S., Whitlow S, Yang Q., Lyons W.B. and Prentice M. 1997. Major features and forcing of high-latitude Northern Hemisphere atmospheric circulation using a 110000 year long glacial chemical series. Journal of Geophysical Research 102, 26345/66
- 162.Merrill J.T., M. Uematsu , R. Bleck. Meteorological analysis of long range transport of mineral aerosols over the north Pacific. *J. Geophys. Res.* 1989, 94(D6), 6584-8598.
- 163.Nakawo M, Ageta Y, Han Jiankang. Climatic information from the Chongce Ice Cap, West Kunlun, China [J]. Annals of Glaciology, 1990, 14:205-207.
- 164.Paterson W S B. The Physics of Glaciers [M], 2nd Edition. Pergamon,1981.334.
- 165.Porter S C and An Z S,1995, Correlation between climatic events of the last glaciation in the North Atlantic and China.Nature,375,305-308.
- 166.Prospero J M, Ginoux P, Torres O,et al. Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the nimbus 7 total ozone mapping spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product [J]. Reviews of Geophysics, 2002,40(1): 4-1~4-30.
- 167.Rea D K.The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep

- sea:The geologic history of the wind[J].Reviews of Geophysics,1994,32:159-195.
- 168.Shi Yafeng , Yu Ge , Liu Xiaodong , *et al* . Reconstruction of the 30~40 ka BP enhanced Indian monsoon climate based on geological records from the Tibetan Plateau [J] . Palaeogeography , Palaeoclimatology , Palaeoecology , 2001 , 169 : 69 - 83.
- 169.Shi Yafeng , Yao Tandong . MIS 3b (54~44 ka BP) cold period and glacial advance in middle and low latitudes [J] . Journal of Glaciology and Geocryology , 2002 , 24(1) : 1 - 9.
- 170.Steffensen J P, Clausen H B, Hammer C U , *et al* . The chemical composition of cold events with in the Eemian section of the Greenland Ice Core Project ice core from Summit,Greenland(J). Journal of Geophysical Research, 1997, 102:26747~ 26753.
- 171.Thompson L G, Yao T , Davis M E , *et al* . Tropical climate instability: the last glacial cycle from a Qinghai - Tibetan ice core [J] . Science , 1997 , 276 : 1821 - 1825.
- 172.Taylor K C, Mayewski P A, Alley R B, *et al* . The Holocene Younger Dryas transition recorded at Summit, Greenland (J).Science, 1997, 278: 825~827.-
- 173.Yao Tandong , Thompson L G, Shi Yafeng , *et al* . The study of the climate change records in the Guliya ice core since the Last Interglacial [J] . Science in China (Series D) , 1997 , 27 (5) : 447 -452.
- 174.Zhang Wenjing, An Ruizhen, Yang Huaian *et al* . Conditions of glacier development and some glacial features in the West Kunlun Mountains [J]. Bulletin of Glacier Research,1989, 6: 49-58.
- 175.Zhang X Y, Arimoto R, An Z S. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation [J]. Journal of Geophysical Research, 1997,102: 28 041-28 047.
- 176.Zhang X Y, Arimoto R,An Z S. Glacial and interglacial patterns for Asian dust transport. Quaternary Science Review, 1999, 18: 811-819
- 177.Zhuang G,Yi Z,Duce R A.Link between iron and sulfur suggested by the

detection of Fe(II) in remote marine aerosols[J]. *Nature*, 1992, 355: 537-539.

致谢

本文是在杨太保教授的悉心指导下完成的。值此之际，向导师表示衷心的感谢和崇高的敬意！感谢他的严格要求、谆谆教诲以及生活上的关心和帮助；感谢他传授给我的人生之道和社会之道。期间，导师丰富的学识、严谨求实的学术态度、精益求精的钻研精神、孜孜不倦的工作作风和敏锐的分析能力使我受益匪浅；乐观向上、豁达大度、平易近人的生活风格也使我十分难忘。

在兰州大学学习期间，我有幸聆听了李吉均院士、陈发虎教授、潘保田教授、王乃昂教授、冯兆东教授、刘秀铭教授、孙东怀教授、张平中教授等诸多老师的讲课和学术报告，这开阔了我的学术思维，使我受益颇多。

论文完成过程中，湖南师范大学韩建康研究员提供了冰芯数据，在此向他表示诚挚谢意；青海师范大学生命与地理科学学院曹广超副院长提出了很多建设性的意见，在此表示感谢。感谢南京信息工程大学王勇博士在冰芯数据分析和处理中给予的帮助。感谢师弟邓少福全程参与了新疆黄土剖面的所有实验，感谢蒙红卫、冉敏、缙晓辉在野外采样中付出的艰辛劳动。我的师兄、师弟、师妹在我的论文写作和学习生活中，都给予了我很大的支持和帮助，也正是有了大家的帮助，才使我的论文得以顺利完成。在此，对他们表示衷心的感谢。

在多年的成长和求学路上，父母的关爱和始终如一的支持，给了我克服困难、不断前行的勇气和信心，在此，表示由衷的感谢。

鄂崇毅

2009年4月

博士期间的研究工作

在学期间发表论文:

1 E Chongyi, Wang Yong, Yang Taibao, Han Jiankang, Hu Hongchang, Yang Fengmei
Different responses of different altitudes surrounding Taklimakna Desert to global
climate change. Environmental Geology, Volume 56, Number 7/2009 年 2 月,
1281-1293 (SCI)

2 Yang Fengmei, E Chongyi Correlation analysis between sand-dust events and
meteorological factors in Shapotou Northern China Environmental Earth Science
DOI: 10.1007/s12665-009-0123-4 (SCI)

3 Hongchang Hu, Genxu Wang, Xuemei Bi, Fengmei Yang, Chongyi E, Application
of two hydrological models to Weihe River basin: a comparison of VIC - 3L and
SWAT. Proc. SPIE, Vol. 6754, 67541T (2007); DOI:10.1117/12.764920 (EI)

参与的科研工作:

在读博期间, 本人主要参与了以下科研项目:

1. 参与新疆北部晚更新世以来黄土记录的环境演变项目, 本人承担了野外采样和样品室内测试、分析工作。
2. 与青海省水文地质与工程地质调查院合作项目, 本人承担了在可可西里地区的钻孔采样工作。
3. 青海东部地区地质灾害调查项目, 本人承担了在青海尖扎地区的钻孔采样工作。
4. 参与国家自然科学基金项目“西伯利亚南部黄土古土壤记录的第四纪气候变化研究”(40871057), 2009-2011。

附录

图件索引

图件编号	图表名称	页码
图 2-1	研究区位置图	9
图 2-2	春季大气环流模式及部分气象 站位置图	16
图 3-1	崇测冰帽及钻点位置	20
图 3-2	到达基岩的温度剖面 and 到达 18.7m 深度的密度-深度剖面	20
图 3-3	微粒 (左) 和 $\text{Ca}^{2+}(\text{ng/g})$ (右) 浓度-深度记录	24
图 3-4	1903-1992 崇测冰芯中粉尘通 量记录趋势, 黑粗线为三年滑 动平均曲线	30
图 3-5a	90 年来 (1903-1992) 崇测冰芯 中物质积累量记录趋势, 黑线 为三年滑动平均曲线	31
图 3-5b	图 3-5b 90 年来崇测冰芯 $\delta^{18}\text{O}$ 记录趋势, 黑线为三年滑动平 均曲线	31
图 3-6a	1954~1992 年崇侧冰芯中粉 尘记录距平及其趋势	31
图 3-6b	1954~1992 年崇侧冰芯中粉尘 记录的小波变换的实部 (虚线 <0.0, 阴影 \geq 0.0) 时频分布	32
图 3-6c	1954~1992 年崇侧冰芯中粉尘 记录的小波方差	32

图 3-7a	1954-1992 年崇侧冰芯中物质 积累量距平及其趋势	33
图 3-7b	1954-1992 年崇侧冰芯物质积 累量的小波变换的实部 (虚线 <0.0, 阴影 \geq 0.0) 时频分布	34
图 3-7c	1954-1992 年崇侧冰芯物质积 累量的小波方差(A)和功率谱 (B)	34
图 3-8a	1954-1992 年和田地区 5~10 月降水距平过程及趋势线	35
图 3-8b	1954-1992 年和田地区夏半年 (5~10 月) 降水距平的小波 变换的实部 (虚线<0.0,阴影 \geq 0.0) 时频分布	35
图 3-8c	1954-1992 年和田地区夏半年 (5~10 月) 降水的小波方差 (A) 和功率谱 (B)	36
图 3-9a	1954-1992 年和田地区春季沙 尘暴日数距平及其趋势	36
图 3-9b	1954~1992 年和田地区春季沙 尘暴天数的小波变换的实部 (虚线<0.0,阴影 \geq 0.0) 时频分 布	37
图 3-9c	1954~1992 年和田地区春季沙 尘暴天数的小波方差	37
图 3-10a	1954-1992 年和田地区夏半年 (5~10 月) 气温距平及其趋 势	38
图 3-10b	1954~1992 年和田地区夏半年	38

	(5~10 月) 气温距平的小波变换的实部 (虚线 < 0.0, 阴影 ≥ 0.0) 时频分布	
图 3-10c	1954~1992 年和田地区夏半年	39
	(5~10 月) 气温的小波方差	
图 3-11	多年平均 5~10 月整层大气水汽输送流场(a) 和水汽输送通量(g/m·s)场(b)	41
图 3-12	1954~1992 年夏半年 (5~10 月) 北半球气温与西风指数时间序列及趋势	42
图 3-13a	1954-1992 年夏半年 (5-10 月) 和田地区降水量和区域西风指数时间序列及趋势线	43
图 3-13b	1954~1992 年西风指数和田地区夏半年 (5~10 月) 降水的交叉小波变换	43
图 3-13c	夏半年 (5~10 月) 西风指数与和田地区降水的交叉小波功率谱	44
图 3-13d	西风指数和降水量小波系数变化过程图	44
图 3-14a	1954~1999 年崇测冰芯中的粉尘通量和积累量及趋势线 (曲线为三年平滑)	45
图 3-14b 1	954~1999 年崇测冰芯中的粉尘通量和积累量的交叉小波变换	45
图 3-14c	1954~1999 年崇测冰芯中的粉	46

	尘通量和积累量的交叉小波功	
	率谱	
图 3-15a	和田地区春季沙尘暴天数和粉	46
	尘通量 ($\times 10 \mu\text{g}/\text{cm}^2 \text{Yr}$) 和趋	
	势图 (曲线为三年平滑)	
图 3-15b	1954-1992 年和田地区春季沙	47
	尘暴天数和粉尘通量的交叉小	
	波变换	
图 3-15c	1954~1992 年和田地区春季沙	47
	尘暴天数和粉尘通量的交叉小	
	波功率谱	
图 3-16	新疆南部内陆干旱区低海拔降	48
	水增加条件下, 粉尘变化进程	
	和影响机制分析图	
图 4-1	新疆北部黄土剖面图	50
图 4-2	则可台剖面照片	50
图 4-3	博乐剖面照片	51
图 4-4	塔城努拉 LL2 剖面	52
图 4-5	则可台不同粒度曲线	62
图 4-6	ZKT 典型地层粒度分布曲线图	64
图 4-7	博乐剖面不同粒度曲线	65
图 4-8	BL 典型地层粒度分布曲线图	66
图 4-9	努拉 LL2 剖面不同粒度曲线	67
图 4-10	LL2 典型地层粒度分布曲线图	70
图 4-11	则可台剖面和辅助剖面 (XYZ	71
	和 XYZ+) 磁化率分析结果	
图 4-12	博乐剖面磁化率分析结果	72
图 4-13	努拉 LL2 剖面和辅助剖面	73
	(LL1) 磁化率分析结果	

图 4-14	则可台剖面色度分析结果	76
图 4-15	XYZ+剖面色度分析结果	77
图 4-16	XYZ 剖面色度分析结果	78
图 4-17	BL 剖面色度分析结果	79
图 4-18	LL2 剖面色度分析结果	80
图 4-19	LL1 剖面色度分析结果	81
图 4-20	则可台碳酸钙和有机质分析结果	86
图 4-21	XYZ 和 XYZ+碳酸钙和有机质分析结果	87
图 4-22	BL 碳酸钙和有机质分析结果	87
图 4-22	LL2 和 LL1 碳酸钙和有机质分析结果	88
图 4-23	ZKT 黄土地层深度与时间的关系	92
图 4-24	LL2 黄土地层深度与时间的关系	93
图 4-25	则可台 (ZKT) 剖面古气候记录	94
图 4-26	努拉剖面 (LL2) 古气候记录	98
图 4-27	博乐剖面 (BL) 古气候记录	101
图 4-28	则可台粒度曲线与格陵兰冰芯记录和李家塬粒度曲线的对比	103
图 4-29	则克台、沙沟、源堡、李家源、王官剖面末次冰期黄土记录与 GRIP 冰芯、SPECMAP、苏禄海记录的对比	104
图 4-30	LL2 粒度曲线与古里雅冰芯记录的对比	105

表格索引

表格编号	表格名称	页码
表 2-1	南疆、北疆沙尘天气减少趋势	16
表 2-2	四十年来沙尘暴年平均天数	26
表 2-3	不同气象站沙尘暴发生频率	17
表 3-1	和田与其他站的的相关系数	32
表 3-2	1954~1992年和田地区各年代 春季沙尘暴平均日数表	38
表 3-3	不同气候因子周期变化特征	42
表 4-1	剖面采集情况表	58
表 4-2	本文和前人测年结果列表	91
表 4-3	ZKT 和 LL2 末次间冰期以来的 环境变化	107

小波主程序

```

subroutine wt(x, n, level1, level2)
dimension wtab(n, level2-level1+1), x(n), ytab(n, level2-level1+1),
+ wtab2(n, level2-level1+1)
real, external::lmolt
...
输入程序省略
...
do 50 j=level1, level2
  A=(2**((j+4)*0.2))/1.144
  jj=j+1-level1
  do 40 k=1, n
    wtab(k, jj)=0.0
    ytab(k, jj)=0.0
    do 30 i=k-int(4*a), k+int(4*a)
      if(i.lt.1.or.i.gt.n-1) then

```

```

        goto 30
    else
wtab(k, jj)=wtab(k, jj)+(x(i)*rmolt((i-k)/a)
    + +x(i+1)*rmolt((i+1-k)/a))/2.0
ytab(k, jj)=ytab(k, jj)+(x(i)*lmolt((i-k)/a)
    + +x(i+1)*lmolt((i+1-k)/a))/2.0
        endif
30    continue
        wtab(k, jj)=wtab(k, jj)/(a**0.5)
        ytab(k, jj)=ytab(k, jj)/(a**0.5)
        wtab2(k, jj)=wtab(k, jj)**2+ytab(k, jj)**2
write(*,*) ytab(k, jj)
40    continue
50    continue

...
输出程序省略
...

end

real function rmolt(x)
real x
if(abs(x).gt.4.0) then
rmolt=0.0
else
rmolt=cos(5.4*x)/exp(x*x/2.0)
endif
end

real function lmolt(x)
real x
if(abs(x).gt.4.0) then
lmolt=0.0
else
lmolt=sin(5.4*x)/exp(x*x/2.0)
endif

```

end

谱分析主程序

```

subroutine pow(xs, n, m)
dimension xs(n), p11(m+1), pr(m+1), pn1(m+1)
dimension c11(500), x2(30)
data x2/3.841, 6.0, 7.8, 9.5, 11.070, 12.592, 14.067, 15.507, 17, 18.307,
+ 19.675, 21.026, 22.362, 23.685, 25, 26.292, 27.6, 28.87, 30.144,
+ 31.410, 32.671, 33.924, 35.172, 36.415, 37.652, 38.885, 40.113,
+ 41.337, 42.557, 43.773/
x=0.0
do 20 i=1, n
x=x+xs(i)/float(n)
20 continue
do 21 i=1, n
xs(i)=xs(i)-x
21 continue
col=0.
do 22 i=1, n
col=col+xs(i)**2/float(n)
22 continue
m1=m+1
do 12 j=1, m1
xx=0.0
n1=n-j+1
do 11 i=1, n1
xx=xx+xs(i)*xs(i+j-1)
11 continue
c11(j)=xx/float(n-j+1)/col
12 continue
pi=4.*atan(1.)
do 13 j=1, m1
cpl=0.0

```

```
m2=m-1
do 14 i=1, m2
  cs=cos(pi*(j-1)*i/m)
  sst=sin(pi*(j-1)*i/m)
  fc=1+cos(pi*i/m)
  cpl=cpl+c11(i+1)*cs*fc
14  continue
    p11(j)=(c11(1)+cpl)/float(m)
13  continue
    p11(1)=p11(1)/2.
    p11(m+1)=p11(m+1)/2.
    do 15 i=1, m1
      if(i-1) 16, 16, 17
17  pr(i)=2.*float(m)/float(i-1)
      goto 15
16  pr(i)=0.0
15  continue
      cpl=0.0
    do 37 i=1, m1
      cpl=cpl+p11(i)/(m+1)
37  continue
      v=(2.*n-m*1.0/2.)/m
      iv=nint(v)
      if(c11(2).lt.0.1)goto 66
      ak1=1-c11(2)**2
      by1=1+c11(2)**2
      do 34 i=1, m1
        cs=cos(pi*(i-1)/m)
        pno=cpl*ak1/(by1-2.*c11(2)*cs)
        pnl(i)=pno*x2(iv)/iv
34  continue
      goto 67
66  do 68 i=1, m1
      pnl(i)=cpl*x2(iv)/iv
```

```
68  continue
67  pm=0.0
    do 18 i=1,m1
    if(p11(i).le.pm)goto 18
    pm=p11(i)
    prm=pr(i)
18  continue
    ...
    输出程序省略
    ...
    return
end
```