

# 昆仑山黄土与中国西部沙漠发育和高原隆升\*

方小敏<sup>①②</sup> 吕连清<sup>①</sup> 杨胜利<sup>①</sup> 李吉均<sup>①</sup> 安芷生<sup>②</sup>  
蒋平安<sup>③</sup> 陈秀玲<sup>①</sup>

(① 兰州大学地理科学系, 兰州 730000; ② 中国科学院地球环境研究所, 西安 710054; ③ 新疆农业大学农学院土壤系, 乌鲁木齐 830000)

**摘要** 昆仑山北坡黄土是塔克拉玛干大沙漠的同期相关沉积. 对出山口河流最高阶地 80 多米厚的黄土古地磁和古气候记录研究表明, 昆仑山黄土形成于距今约 88 万年前, 指出塔里木盆地现代形式环流格局与极端干旱气候和塔克拉玛干沙漠雏形大致于同时出现. 青藏高原、帕米尔高原和天山山脉的隆起是导致上述过程发生的根本原因, 适应于高原隆升的大气环流变化是干旱化过程进行的机制. 随高原和周边山地的隆升, 中国内陆和塔里木盆地持续干旱化和沙漠化, 沙漠逐步扩大至今天规模, 并在距今约 50 万年前有一次突变, 全球变化仅是叠加于这一变化趋势之上, 并在长期变化和冰期-间冰期旋回演化上, 均表现为西风环流越强, 降水越大, 但水热搭配似仍与亚洲季风区气候变化相似.

**关键词** 塔克拉玛干沙漠 黄土-古土壤 西风 青藏高原隆升

中国内陆主要地处亚洲干旱和极端干旱区, 发育有亚洲独特的温带沙漠群和亚洲最大、世界第二大流动性沙漠——塔克拉玛干沙漠, 土地面积占到全国陆地面积的约 1/3, 其干旱化进程、沙漠的形成与演化, 不仅对人类的生存环境构成巨大的压力, 而且也是一个与青藏高原隆升和全球变化密切相关的问题. 大气环流数值模拟实验表明, 随着青藏高原的隆升, 亚洲内陆将变干, 环流的强度和波动性将增大<sup>[1]</sup>, 干旱化和沙漠化所造成的粉尘将被季风和西风环流带到沙漠外围地区, 如黄土高原, 甚至我国东部、北太平洋乃至北极地区<sup>[2,3]</sup>, 成为全球海-陆-气耦合变化中关键的连接纽带. 尤其地处西风带的塔里木盆地在中新世还是北支地中海的一部分, 盆地在西风气候下的干旱化过程、气候变化规律及与季风区的关系, 以及其中巨大的塔克拉玛干沙漠何时形成, 它们与高原隆升有什么关系, 都是科学界和社会非常关心的重大问题<sup>[4-9]</sup>.

昆仑山黄土是迄今发现的我国内陆极干旱区最厚的黄土. 黄土是沙漠产生的相伴产物, 连续完整的记录了沙漠形成和演化的过程, 同时还记录了搬运粉尘的载体——风和环流的演化过程, 为我们研究上述问题提供了绝好的机会. 这一地区的黄土和亚砂土堆积及其与塔克拉玛干沙漠形成演化的关系早在 50~60 年代就已引起了人们的注意<sup>[4-6]</sup>, 但当时的工作多属普

2000-03-23 收稿, 2000-08-25 收修改稿

\* 国家杰出青年科学基金(批准号: 49928101)、国家重点基础研究发展规划项目(G1998040802)和中国科学院引进国外杰出人才计划(教学 20000282)联合资助

\*\* 参加室内和野外工作的还有: 吴福莉、聂军胜、武红旗、奚晓霞和哈力克工程师

查性质,推断昆仑山黄土属塔克拉玛干沙漠的同期近源风成沉积,形成于干旱的环境下,形成时代为中更新世<sup>[5]</sup>或晚更新世<sup>[6]</sup>。80年代以来的工作更进一步证实了这些推论<sup>[10~14]</sup>,但在黄土的年代上,由于黄土古地磁测年没有够及磁性 B/M 界限以及热释光测年的局限性,至今仍不知道黄土形成的确切时代<sup>[11~14]</sup>。

因此,这些研究并没有更多的涉及中国西部第四纪和全球变化中两个最重要的问题,即塔克拉玛干沙漠-昆仑山黄土形成演化的新构造(高原和天山隆升)背景,及西风区中国内陆气候变化的规律及其与亚洲季风和全球变化,尤其北半球高纬气候变化的关系(响应和贡献)。为此,我们在阿羌河最高阶地上选取了一个目前发现的昆仑山区最厚的黄土剖面进行详细的磁性地层和气候地层学研究,希望对上述问题作一探讨。

## 1 研究区自然地理概况

塔克拉玛干沙漠北、西和南三面为海拔 4000 多米的高山环绕,东面为低洼的风口,在沙漠边缘和这些高山的山脚都有数米至十几米的砂黄土或亚砂土分布,其中在沙漠南边和田—于田一带的昆仑山北坡黄土最发育,不仅分布范围最广和高度最大(若羌以南海拔 2500~4500 m 的整个昆仑山北坡和山顶),厚度可达 60~80 多米,而且粒度最粗,以极细砂和粗粉砂为主,因此,多称为亚砂土<sup>[4~7]</sup>。在亚砂土和戈壁带以北为塔克拉玛干沙漠,和田—于田以西的沙漠主要为北西向排列的新月型沙丘、沙链和沙垅或其复合型,以东为北东向的复合新月型沙链和沙垅,而于田一带则发育多风向特点的、也是盆地中最显著的连片金字塔沙丘,大多数沙漠显著向南迁移<sup>[7,8]</sup>。黄土和沙漠的这种分布恰好指示了这个地区的两个主要风向,他们是翻越盆地西边帕米尔高原一些山口进入盆地的北西向西风环流和西风绕过东天山在达板城-哈密风口后倒灌入盆地的北东和北东东向环流,这股绕流在低空形成东风急流。它们都吹向昆仑山北坡,并在和田—于田一带相遇,形成强大的辐合上升气流<sup>[15]</sup>,将携带的粗粒粉尘物质大量堆积于昆仑山北坡,而细粒物质则被飞扬至更高,为高空西风带走。这一环流过程全年都在发生,尤以春夏为甚。大型沙尘暴每年在 30~40 d 以上,年平均浮尘日数达 150 d 以上,最大达 230 d<sup>[7, 15]</sup>。

## 2 剖面位置和地层特征

研究剖面位于于田县阿羌乡大坂白西阿羌河与苏克河的分水岭,即两河的最高阶地上。分水岭十分宽广、平坦,海拔 2900 m,剖面具体选在分水岭西侧即苏克河右岸一陡坡上,剖面由厚 81.5 m 黄土和亚砂土及其下约 4 m 河流砾石层组成。从深度 43.3 m 黄土剖面可明显分成两部分,上部分以砂黄土和古土壤为主,下部分以亚砂土和粗砂黄土为主,夹古土壤(图 1)。亚砂土和砂黄土除前者粒度明显粗于后者外,两者特征十分相似,都呈灰和浅灰黄色,组成均匀,质地疏松,块状构造,根、虫孔面积含量小于 1%,在部分地段亚砂土还发育弱波状纹层和交错层理。古土壤普遍发育很弱,但总体上,从上至下可辨认出 9 大层古土壤,按黄土高原的地层划分传统,分别标识为 S0 至 S8(图 1)。S0 位于顶部 0.5 m 以下,厚约 1 m,浅褐灰色,弱团粒构造,较多的有机质富集和根、虫孔,在土壤下部有约 3% 的细小碳酸钙结核和斑点粉末状侵染体。马兰黄土中部的古土壤不明显,仅见黄土层中有相对稍多的有机质和碳酸钙积累,但在深度 6~6.5 m 处碳酸钙积累较明显。在深度 7.5~10.3 m 处,发育一层深厚古土壤,褐黄色,

弱团块-团粒构造, 约 3%根、虫孔, 土壤下部有约 4%的细小碳酸钙结核和斑点粉末状侵染体, 紧接其底部的黄土的热释光测年为 141 ka BP, 表明它为末次间冰期古土壤 S1(图 1). 在深度约 16.1~18.4 m, 24 ~ 26.2 m, 34.1~36.5 m, 44.6 ~ 47.9 m, 50.1 ~ 52 m, 56.8 ~ 59.1 m, 68.3 ~ 70.1 m 和 74.9 ~ 76.7 m 处均发育深厚的古土壤, 古土壤发育程度较 S0 和 S1 弱, 但颜色上较黄土略深, 呈浅褐黄色, 弱团块或块状构造, 碳酸钙累积在整个土壤剖面上均有发生, 面积含量约 2%, 多呈斑点粉末状侵染体, 剖面发生不均匀, 经常见有薄层的似黄土层或发育程度明显较强(颜色较深、粒度较细)的土壤薄层夹于其间, 反映粉尘堆积的高速率和快速的气候变化. 按它们在剖面中的发生顺序和特征, 这些古土壤可依次对应于黄土高原古土壤 S2~S8(图 1). 除亚砂土、砂黄土和古土壤层外, 还常常遇到具古土壤性质的薄层与砂黄土或亚砂土呈互层发生, 或夹于其中, 它们可能代表了快速的气候变化, 但详细的地层划分为困难.

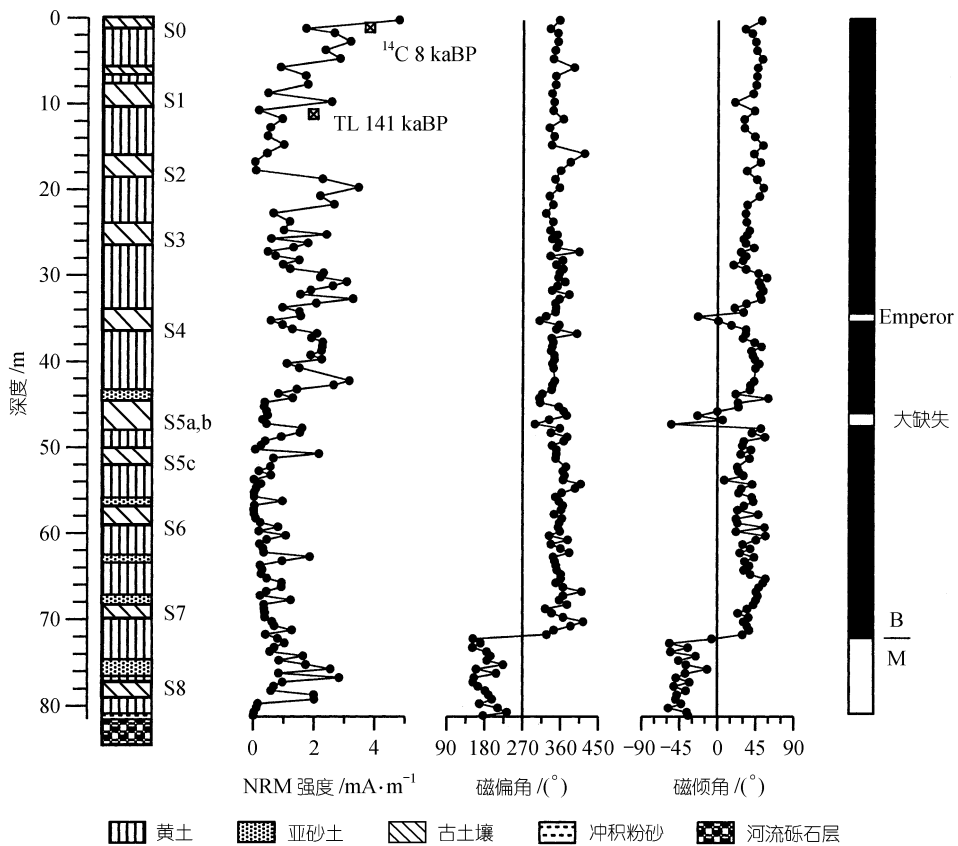


图 1 昆仑山北坡大坂白西黄土剖面及其古地磁极性变化

### 2.1 样品采集与分析

样品沿剖面上开挖的 1~2 m 深的探槽中进行, 古地磁样采样间隔为 0.5 m, 每个点采定向平行样 3 个, 共获取古地磁样 123 个. 粒度和碳酸钙样品在深度 0~76 m 除较粗粒沉积段以 10 cm 间隔采样外, 其余均为 5 cm 间隔采样, 深度 76~81.5 m 以 10 cm 间隔采样, 共采集样品各 1380 个. 粒度样品测量在兰州大学地理科学系教育部西部环境重点实验室美国 MASTERSIZER

2000 激光粒度仪上进行(分析范围 2 mm ~ 0.02 μm), 多次重复测量误差不超过 1%. 碳酸钙样品用国际标准碳酸盐计两次重复分析平均而得, 绝对误差控制在 0.5% 以下. 有机 <sup>14</sup>C 样品测年由兰州大学教育部西部环境重点实验室完成, 热释光测年由中国科学院地球环境研究所完成.

### 2.2 古地磁年代测定

在室内对两组平行古地磁样进行了系统测定, 第一组在美国产 DSM-2 旋转磁力仪上测量, 第二组在中国科学院地质与地球物理研究所古地磁实验室的 2G 超导磁力仪上测量, 测量所加磁场范围为 0 ~ 80/90 mT, 间隔均为 5 ~ 10 mT, 步骤为 12~13 步. 两种方法的测量结果对大多数样品基本相似, 但超导磁力仪上获得的剩磁变化更稳定, 对于一些颗粒较粗和磁性较弱的样品, 在 DSM-2 旋转磁力仪上难以获得原生剩磁方向, 而在超导磁力仪上获得了较好的效果. 总的来说, 昆仑山黄土和亚砂土天然剩余磁化强度变化于 2.1~4.8 mA/m, 平均 1.13 mA/m(图 1), 与黄土高原地区黄土的天然剩余磁化强度基本相同. 系统退磁图表明至少有两个明显的磁场方向, 20 mT 以前为一‘软’磁场成分, 剩磁强度随磁场的增加而急剧减小, 方向急剧改变(图 2). 25 mT 以后为一‘硬’磁场成分, 随磁场的增加剩磁方向几乎没有变化, 强度初步减小指向‘Z’氏图的原点, 因此, 它也是比较稳定的原生剩磁(图 2). 绝大多数样品均表现出与此相似的退磁行为, 原生剩磁方向经最小二乘法求得, 并基本都通过 a95 检验, 因此, 原生剩磁的获取是可靠的. 图 1 为两套样品的原生剩磁经费希尔平均后的磁偏角和磁倾角变化图.

从图 1 可知, 深度 72 m 以上磁极性基本上都为正磁极, 仅在深度 35 m 和 47.5 m 处有两个短暂的不完全倒转事件, 深度 72 m 以下磁极性全为倒转的负磁极. 由于黄土地层顶部为全

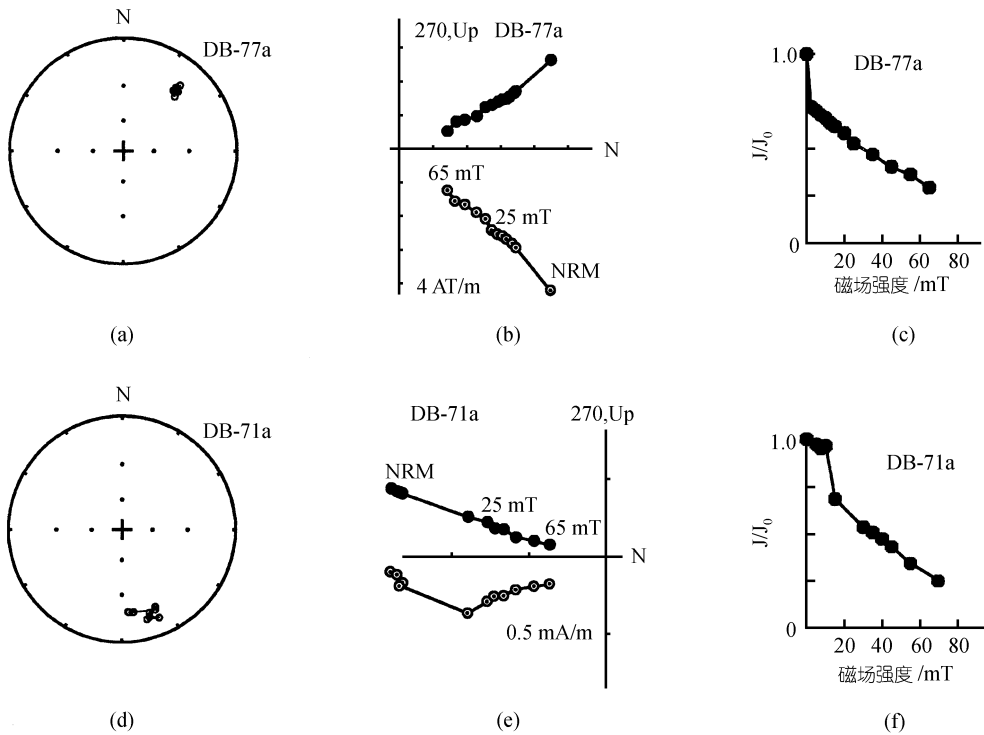


图 2 黄土、亚砂土系统交变退磁剩磁强度和方向变化图

新世古土壤, 地层没有缺失, 因此, 我们将 72 m 以上部分解释为布容正极性世, 72 m 以下为松山反极性世, 深度 35 m 和 47.5 m 处的两个短暂的不完全倒转事件可以分别与发生于 46 万年和 55 万年左右的安培拉(Emperor)和大缺失(Big Lost)事件<sup>[16]</sup>相对比, 由此所确定的古地磁 B/M 界限位于黄土 L8 中. 这与黄土高原的 B/M 界限一致, 表明尽管处在不同的环流气候区, 黄土-古土壤的序列基本可以对比, 均受控于全球冰期-间冰期气候变化. 如果以 780 ka 为 B/M 界限年龄<sup>[17]</sup>, 则布容世期间的平均沉积速率为 9.23 cm/ka, 以此外推, 可求得黄土剖面底部的年龄约为 883 ka.

图 3 为基于上述解释的各测年点和磁极极性点的年龄-深度及沉积速率变化关系. 可以看出, 各测年点和磁极极性点的时深关系基本呈线性, 与各时段风成黄土沉积时相对较稳定和一致的沉积环境所反映的事实是一致的, 因此, 测年是可靠的. 但沉积速率仍然表现一定的变化, 约 900~500 ka 期间的沉积速率最高, 500 ka 以来明显减小, 约 140 ka 以来又有所增加(图 3). 这一变化与岩性变化, 即 500 ka 以前主要为较粗粒的亚砂土和砂黄土沉积, 500 ka 以来主要为相对较细粒的砂黄土沉积, 所指示的沉积环境变化的事实是相同的(图 1).

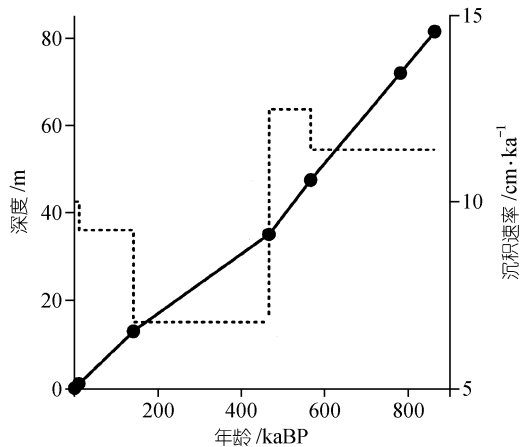


图 3 剖面测年点和磁极极性点年龄-深度关系及沉积速率变化

### 3 塔里木盆地的干旱化与塔克拉玛干沙漠的形成演化

图 4 为碳酸钙含量和粒度各参数沿剖面的变化. 它表现出两个非常明显的特点. 一是长时间变化趋势方面, 有碳酸钙总体很高, 平均为 11.3%, 黄土中为 11.4%, 古土壤中为 11.1%, 变化幅度很小, 为 6.8%(滑动平均后仅为 2.4%). 并从深度 81.3~43.3 m, 随深度或年龄的减小, 碳酸钙含量逐步减小, 粒度逐步变粗, 变幅较大, 到深度 43.3 m(约 500 ka), 碳酸钙含量和粒度突然产生急剧变化, 碳酸钙含量从约 10.5%快速增加到 11.5%, 平均粒径从约 70  $\mu\text{m}$  突减到约 40  $\mu\text{m}$ , >63  $\mu\text{m}$  粗颗粒含量从约 57%锐减到 28%, 粘土含量从约 1.6%猛增到 3.1%, 突变时间仅约 5 ka. 并从此以后, 碳酸钙含量逐步增加, 粒度慢慢变细, 变幅较小(图 4). 二是在较短的冰期-间冰期变化上, 与粒度和碳酸钙的长期变化一致, 也是粒度的减小与碳酸钙含量的增加相对应, 并与黄土所在的冰期相对应, 而在间冰期里, 变化正好相反(图 4).

由于粗颗粒的含量和颗粒的粗细主要反映了搬运粉尘的风或环流的强度变化<sup>[18]</sup>, 颗粒越粗和粗颗粒含量越高, 表明风力和环流越强<sup>[18]</sup>, 而碳酸钙含量的变化主要由成土过程中降雨控制的淋溶-淀积作用造成, 降雨越多, 成土越强, 土壤中上部碳酸钙淋溶越强烈, 而下部强烈淀积<sup>[2]</sup>. 因此, 与黄土高原中部半湿润区(碳酸钙平均 11.6%, 黄土为 11.8%, 古土壤为 3.6%, 变化幅度 20.9%)<sup>[2]</sup>和西部半干旱区(1064 个碳酸钙样品平均 11.3%, 黄土为 11.5%, 古土壤为 7.3%, 变化幅度 17.8%)与干旱区(669 个碳酸钙样品平均 10.8%, 黄土为 10.9%, 古土壤为 10.2%, 变化幅度 8.3%)<sup>[19]</sup>相比, 上述碳酸钙和粒度的变化可大致解释为昆仑山北坡自约 88 万

年以来, 总体环境一直非常干旱, 古土壤淋溶作用很弱, 并在此背景下, 环流越强, 降雨越多, 环流减弱, 降雨减少, 干旱加剧, 而且恰好是前者发生在间冰期中, 后者发生于冰期中, 这样就出现间冰期时暖湿, 冰期时干冷的环境格局, 似乎仍受到季风的影响. 约 500 ka 以前, 环流是逐步加强, 沙漠逐步扩大, 昆仑山北坡降水增多. 500 ka 以后, 情况正好相反, 环流逐步减弱, 降雨逐步减少, 干旱化和沙漠化进一步加剧. 而在约 500 ka, 环流产生过一次突变, 强度急剧减小, 相应地, 降雨也急剧减少, 干旱化猛增(图 4). 由于研究剖面位于河流的最高阶地上, 其上的昆仑山山坡上未见更厚层的黄土, 可以初步确定研究剖面代表了本区最老的黄土堆积. 这样, 黄土在约 88 万年的出现本身就又指示了一次环流的改变和环境的急剧干旱化, 推测这一干旱化事件可能导致了塔克拉玛干沙漠雏形形成, 而环流的改变和增强既促使了这一干旱化事件的发生, 又使得塔里木盆地现代形式的环流格局得以出现, 使大量的沙尘从较低的沙漠地区搬运到较高的昆仑山山坡和山口河流阶地上, 形成亚砂土和黄土.

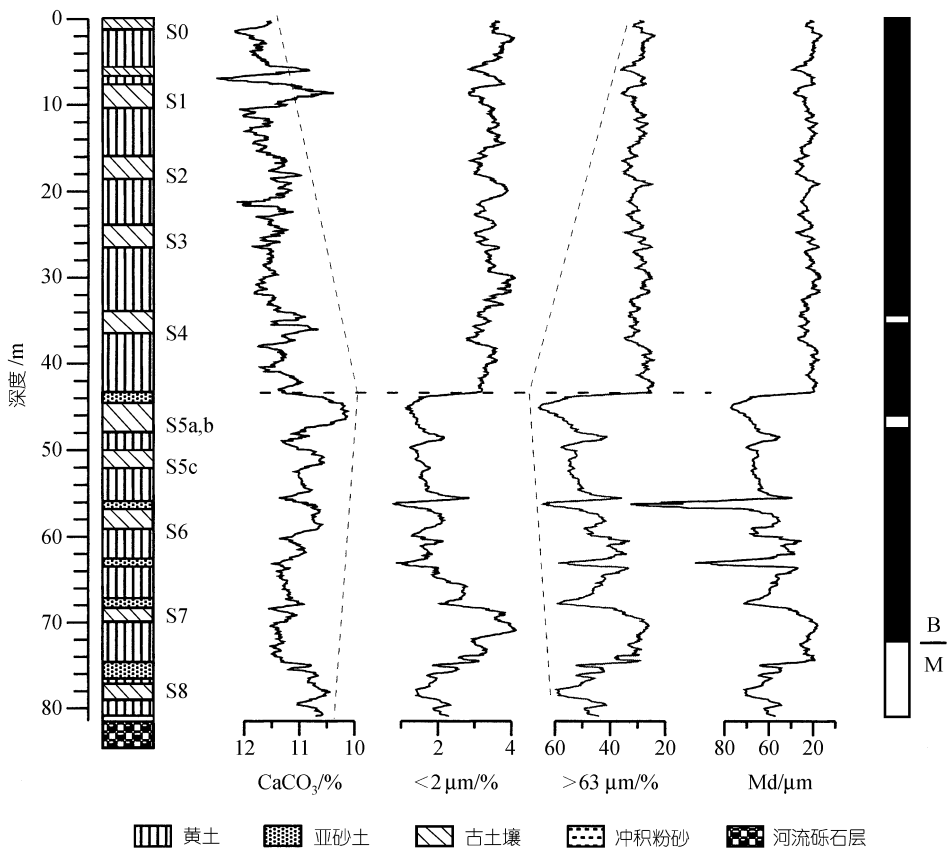


图 4 于田大坂白西剖面碳酸钙含量和粒度各参数的变化

### 4 讨论

沙漠-黄土的形成至少要具备两个条件, 一是要有极端干旱的环境, 二是要有适度强度的环流能将极端干旱条件下地表干涸的细粒物质吹走. 因此, 约 88 万年前昆仑山黄土的出现所联系的塔克拉玛干沙漠雏形, 可能表明此时青藏高原、帕米尔高原和天山可能曾产生过急剧

的隆升, 导致原来爬越高原的西风气流发生绕流, 形成现代形式的环流格局. 而绕流作用与帕米尔高原和天山对西风的阻挡使高、低空都盛行下沉干热气流, 致使盆地迅速干旱化, 而绕流急流可将地表干涸细粒物质吹走, 形成沙漠黄土系统, 这与青藏高原上黄土在此时形成所指示的环流形式和高原季风变化<sup>[20,21]</sup>异曲同工. 因此, 高原和山地的明显阻挡和强大下沉气流的形成是塔克拉玛干沙漠形成的根本原因.

至约 50 万年前, 环流的突然减小和干旱化急剧增强的突变气候事件可能主要是指示帕米尔高原和天山在此时又有一次明显隆升, 一是显著地阻挡了西风水汽的进入, 盆地西来下层西风的强度大为减弱, 二是河流下切, 粉尘堆积场所相对抬高. 以后随着帕米尔高原的进一步抬升, 高原对西来和南来环流和水汽的阻挡越来越明显, 致使进入盆地的下层西风环流越来越弱, 盆地越来越干燥, 塔克拉玛干沙漠扩大加厚成为今天的规模. 这一盆地环流变化、干旱化和沙漠形成演化的整个过程实际上也已为黄土沉积速率的变化所清楚揭示(图 3).

粒度揭示间冰期环流增强, 冰期时减弱, 这与在亚洲季风区建立起来的冰期-间冰期气候变化模式<sup>[2]</sup>刚好相反. 我们认为这可能与南疆特殊的地理位置和环流特征有关. 南疆现代冬季(11~3月)环流为北支西风和西伯利亚高压控制, 严寒干燥, 气流稳定, 缺少大风天气, 低层东风是全年中最弱的<sup>[9]</sup>. 春季(4~5月)副热带西风急流北支在南疆出现, 加之极锋急流和西伯利亚高压仍在北方存在, 且因季节之交大气层和环流变得不稳定, 西风气旋活动频繁, 寒潮爆发强烈, 塔里木盆地东部低层东风为全年最强. 夏季整个盆地为副热带西风急流控制, 绕流低层东风强度仅次于春季<sup>[9]</sup>. 与此相联系, 春夏是塔克拉玛干沙漠移动和沙尘暴最强烈的时期<sup>[7~9]</sup>. 我们推测在冰期时, 西风带显著南移可能使原冬季北支西风急流和副热带急流终年停留在高原南侧, 而极锋急流又不足以南压到南疆一带, 因而, 低层环流强度反而减弱. 而在间冰期, 情况刚好相反. 一个类似的例子就是 1957 年 2 月的平均环流状况, 这一月是 50 年代以来我国最寒冷的月之一, 北支西风消失, 南移至高原南面与南支西风急流合并, 形成一支强大的急流, 而南疆环流相对减弱(图略)<sup>[22]</sup>. 由图 4 可知, 50 万年以前, 这一过程最明显, 以后反倒不明显, 说明此时除了帕米尔高原和天山的隆起使低层西风环流减弱外, 似乎还有其他因素的作用.

## 5 结论

(1) 昆仑山黄土形成于距今约 88 万年前, 指出塔里木盆地现代形式环流格局与极端干旱气候和塔克拉玛干沙漠雏形大致同时出现.

(2) 青藏高原、帕米尔高原和天山山脉的隆起是导致塔里木盆地极端干旱气候条件和塔克拉玛干沙漠形成与昆仑山黄土发生的根本原因, 而高原隆升导致的环流变化只是干旱化过程得以进行的机制. 高原隆升和西风环流改变曾在距今约 88 万年和约 50 万年前急剧发生. 随高原和周边山地的继续隆升, 塔里木盆地干旱化进程将进一步加剧, 全球变化仅是叠加于这一趋势上.

(3) 第四纪本区气候变化的模式无论在长期演化上还是在冰期-间冰期旋回上都是西风环流越强, 降水越大, 但水热搭配似仍与亚洲季风区气候变化相似.

**致谢** 汤懋苍研究员对数据的解释提供了富有启发和有益的讨论, 董光荣研究员详细地审阅了全文, 并给予了許多有益的意见和评述, 钟骏平教授对野外考察提供了巨大帮助, 在此

一并表示感谢.

### 参 考 文 献

- 1 Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: numerical experiments. *J Geophys Res*, 1989, 94: 18393~18407
- 2 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
- 3 Amold E, Merrill J, Leinen M, et al. The effect of source area and atmospheric transport on mineral aerosol collected over the North Pacific Ocean. *Glob Planet Chang*, 1998, 18: 137~159
- 4 奥布鲁契夫 B A. 砂与黄土问题. 乐 铸, 刘东生译. 北京: 科学出版社, 1958
- 5 周廷儒. 新疆第四纪陆相沉积的主要类型及其和地貌气候发展的关系. *地理学报*, 1963, 29: 109~129
- 6 刘东生. 中国黄土堆积. 北京: 科学出版社, 1965
- 7 中国科学院新疆综合考察队. 新疆地貌. 北京: 科学出版社, 1978
- 8 朱震达, 陈治平, 吴 正, 等. 塔克拉玛干沙漠地貌研究. 北京: 科学出版社, 1981
- 9 吴 正. 塔克拉玛干沙漠成因的探讨. *地理学报*, 1981, 36(3): 280~291
- 10 高存海, 张青松. 昆仑山北坡黄土沉积及第四纪晚期环境演化. 见: 中国科学院新疆地理研究所编. 干旱区地理学集刊, 第 2 号. 北京: 科学出版社, 1991. 23~30
- 11 李保生, 金 炯. 塔克拉玛干沙漠南缘沙山普鲁地层剖面的初步研究. *科学通报*, 1988, 33 (2): 140~143
- 12 李保生, 李 森, 王 跃, 等. 我国极端干旱区边缘阿羌砂尘堆积剖面的地质时代. *地质学报*, 1998, 72(1): 83~92
- 13 李拴科. 克里雅河流域黄土的性状与成因. *干旱区地理*, 1991, 4(4): 25~31
- 14 文启忠, 乔玉楼. 昆仑山北坡晚更新世以来沉积物的古气候记录. 见: 新疆第四纪地质与环境. 北京: 科学出版社, 1991. 96~104
- 15 张家宝, 邓子凤. 新疆降水概论. 北京: 气象出版社, 1987
- 16 Champion D E, Lanphere M A. Evidence for a new geomagnetic reversal from lava flows in Idaho: Discussion of short polarity reversals in the Brunhes and late Matuyama polarity chrons. *J Geophys Res*, 1988, 93: 11667~11680
- 17 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J Geophys Res*, 1995, 100: 6093~6095
- 18 Porter S C, An Z. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciation. *Nature*, 1995, 375: 305~308
- 19 Fang X M, Li J J. Millennial-scale monsoonal climatic change from paleosol sequences on the Chinese western Loess Plateau and Tibetan Plateau: A brief summary and review. *Chin Sci Bull*, 1999, 44 (Suppl 1): 38~52
- 20 方小敏, 陈富斌, 施雅风, 等. 甘孜黄土与青藏高原冰冻圈演化. *科学通报*, 1996, 41: 1865~1867
- 21 Fang X -M, Li J-J, Van der Voo R. Paleomagnetic/rock-magnetic and grain size evidence for intensified Asian atmospheric circulation since 800 kyrs. *Earth Planet Sci Lett*, 1999, 165: 129~144
- 22 中央气象局. 1950~1981 年中国环流图集. 北京: 气象出版社, 1982