

# 马兰黄土沉积速率及其地质意义

孙建中

李虎侯

(国家地震局地质研究所) (中国社会科学院考古研究所)

**提要** 马兰黄土平均沉积速率为0.078毫米/年。但又可分为三个沉积速率层段,即上部中等,中部最大,下部最小。沉积速率的变化与黄土颗粒粒径有关,粒度粗,分选好,沉积速率最小,反之,沉积速率则大。更重要的是,沉积速率受控于古气候的演化。气候愈旱干、寒冷,沉降黄土的次数增多,沉积速率就愈大。相反,暖湿气候则不利于黄土沉积。黄土—古土壤系列反映了这期间气候韵律和黄土沉积速率的关系。

**主题词** 沉积速率 黄土沉降次数 气候韵律 黄土颗粒粒径

**第一作者简介** 孙建中 男 52岁 副研究员 第四纪地质与环境

## 前 言

马兰黄土在我国北方地区分布非常广泛,它散布在不同的地貌单元上,大部直接裸露地表。许多学者对马兰黄土已做了较多的工作,尤其是刘东生等进行了更深入的研究。由于马兰黄土堆积时代新,与人类关系密切。近年来,对马兰黄土的形成时代有了新的认识,并逐步开展了其沉积速率的讨论。笔者对陕西洛川黑水沟马兰黄土用热释光方法进行了系统的年龄测定。以此为基础,对与马兰黄土的沉积速率与其变化特征以及它的地质意义进行讨论,以使用时时间信息变动的观点认识马兰黄土的沉积过程。

### 一 标本的采集与年龄测定

笔者选择陕西洛川黑水沟的马兰黄土剖面做为研究对象,它是我国研究黄土的标准剖面。对该剖面刘东生等已做了大量的工作,研究程度深入而广泛,积累了丰富的资料,对本文来说,有些资料可以做为同步因素进行分析和讨论。

研究剖面系指现代土壤层以下或黑垆土以下,到第一层古土壤(属于褐土型古土壤)之上的层位即马兰黄土。黄土层呈浅灰黄色,为粉砂粒级,岩性比较均匀,在野外很难再区分出次一级层段。正是由于此,标本的采集是按平均间距从距顶面2.36m开始到10.36m结束,每隔20cm取一标本,共采集标本41块。

另外,在剖面中按热释光年龄测定方法的要求采集标本,在室内进行样品前处理,并进行年龄测定,年龄测定结果及标本所在位置参阅图1。

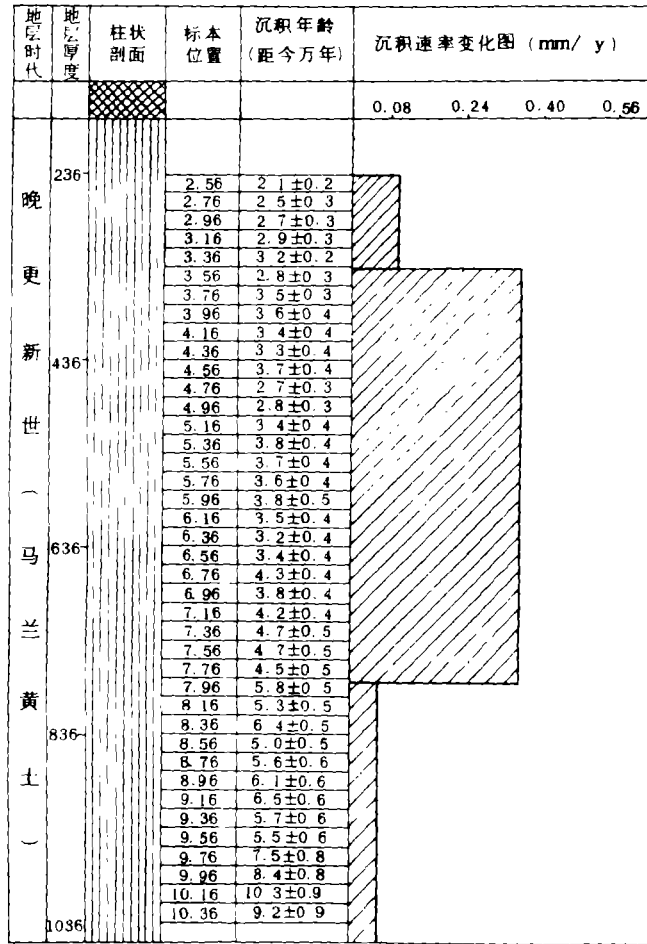


图1 研究剖面马兰黄土标本位置与年龄值分布图

Fig.1 Diagram of sampled horizons versus their ages along the studied cross-section, Malan loess

## 二 马兰黄土沉积速率及其变化特征

### (一)、马兰黄土沉积速率的获得:

利用所测定的 40 个年龄值, 根据一般的求速率原理, 以上下两个年龄值之间的距离或小层段除以该距离上下年龄值之差, 即为该小层段马兰黄土的平均沉积速率。也可以以某层段所处深度除以该层段的最大年龄值即可得到该层段的平均沉积速率。对马兰黄土整个剖面进行了沉积速率的计算和绘图(见图 2)。从图中可以看到, 既可以得到每间隔 20cm 的各小层段的平均沉积速率, 也可以获得某一层段的平均沉积速率。这里有一点需要说明和讨论。在所测定的 40 个龄值中, 其中有部分年龄值倒置。按常规这种现象是不合理的, 对这种现象的出现笔者做如下的解释和讨论。

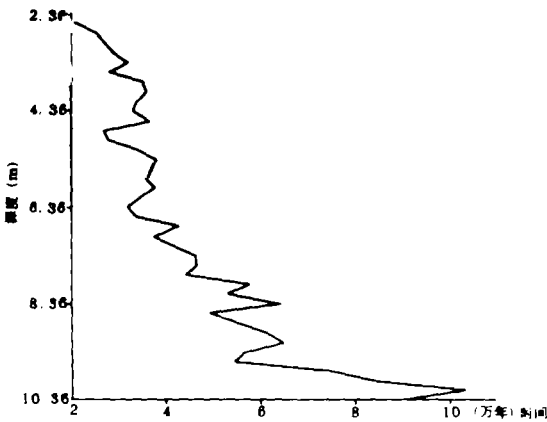


图2 洛川马兰黄土沉积速率分布图

Fig. 2 Diagram of depositional rate of the Malan loess, Luochuan county

风成黄土之所以能用热释光方法测定年龄,那是由于黄土颗粒在吹扬、搬运、沉积的过程中,它原有的热释光能量经阳光曝晒绝大部分能够退火,也就是能量基本上趋于零。在其堆积后再重新积累能量,以便从零开始计算年龄。根据剖面中年龄值的倒置现象,可否作这样解释,即黄土颗粒在吹扬、搬运、沉积过程中,在某些特殊环境中,原有的热释光能量并未全部退掉。从实验室的黄土颗粒退火实验表明,绝大部分能量能够退掉。但是野外情况是复杂的,有时在搬运过程中有可能残留一些热释光能量,如:(1)搬运黄土颗粒的风速十分强大,这样从吹扬—搬运—沉积速度很快,以致于相当部分热释光能量不能完全退掉,而残留一部分。当然,风速究竟达到多大的强度才能出现

这种现象,有待研究。除去风的因素本身以外,颗粒粒径大小等因素也有影响。(2)在搬运过程中天空能见度的情况也会影响热释光能量的退火,如果能见度很低,阳光曝晒条件比较差,石英颗粒的热释光能量也难以全部退掉。如1983年4月27日在我国西北地区降尘,“能见度不超过20m(刘东生1986年)。(3)低空短距离搬运也不利于热释光能量的衰退。因为搬运的距离短,沉降快,在空中受日光曝晒的时间就短,热释光能量退火时间不够充分,这样,石英颗粒有可能残留热释光能量。如1983年4月27日在宁夏、陕西北部地区出现了百年不遇的大风天气,大风和沙暴长达20小时,风速大、时间长,并且为低空搬运。象这样的气候条件对石英颗粒的热释光能量退火非常不利。先期沉积的石英颗粒会被后来者快速复盖,无法暴露地表充分退火。这样先期沉积在剖面中的石英颗粒就会有残留的热释光能量,致使年龄值发生倒置。年龄倒置现象是否还反映了其它地质事件的存在或某些因素的影响,有待于进一步研究。

将马兰黄土剖面做为整体看待,或者分几个大的层段分析,可以看出沉积速率的变化是有规律可循的(见图2)。在一些层段中个别倒置年龄并不影响总的规律。同样,层段与层段之间的年龄对比有明显差异。

## (二)、马兰黄土沉积速率

马兰黄土全剖面总的平均沉积速率为0.078毫米/年,或0.78米/千年或0.78米/万年。这与现代大气降尘量比较,两者大致相同,或相差很少。如,1980年4月17—21日在我国北方出现了浮尘天气和降尘,据4月18日北京地面无风时期收集的降尘量计算,大约为1吨/1平方公里/小时,一天降尘厚度约0.01mm。若一年有10次这样天气发生,一万年可沉积1m厚的黄土。由此可见,经测定和计算的马兰黄土沉积速率约为8厘米/千年是符合客观规律的。

马兰黄土的沉积速率在剖面中不同的层段情况不同。根据沉积速率的变化特点,大致可分为三个层段,从上而下为:(1)从2.56m—3.56m,黄土厚1m,平均沉积速率为0.091毫米/年(9.1厘米/千年)。(2)从3.56m—7.76m,厚4.2m,平均沉积速率为0.35毫米/年(35厘米/千年)。(3)从7.76m—10.36m,厚2.6m,平均沉积速率为0.058毫米/年(5.8厘米/千年)。从上述及图中可以看出各层段沉积速率的变化还比较大。它在剖面中的分布特点是中间沉积速率大,上下两端小(见图2)。

在这三个层段中可以看出,在每个层段内年龄值总的变化是比较接近的。例如:(2)层段厚4.2m,共有21个年龄值,也有几个年龄值倒置,但年龄值总的变化区间是在3.2与4.7万年之间,每两年之间未发现大的差异,变化较均匀,具有其自身的规律。又如(3)层段,虽然厚度不大(仅2.6m),但它的层段之间及层段内部相对年龄值差别较大。其他各层段也有类似现象。此外,除去各层段内部有各自的规律以外,各层段之间年龄值相差是比较大的。所以将剖面划分为三个沉积速率变化段是比较合理的。当然,在剖面中随着测定年龄值的密度的增加,层段还可能划分得更细,各层段的上、下界限也可能会有变动。

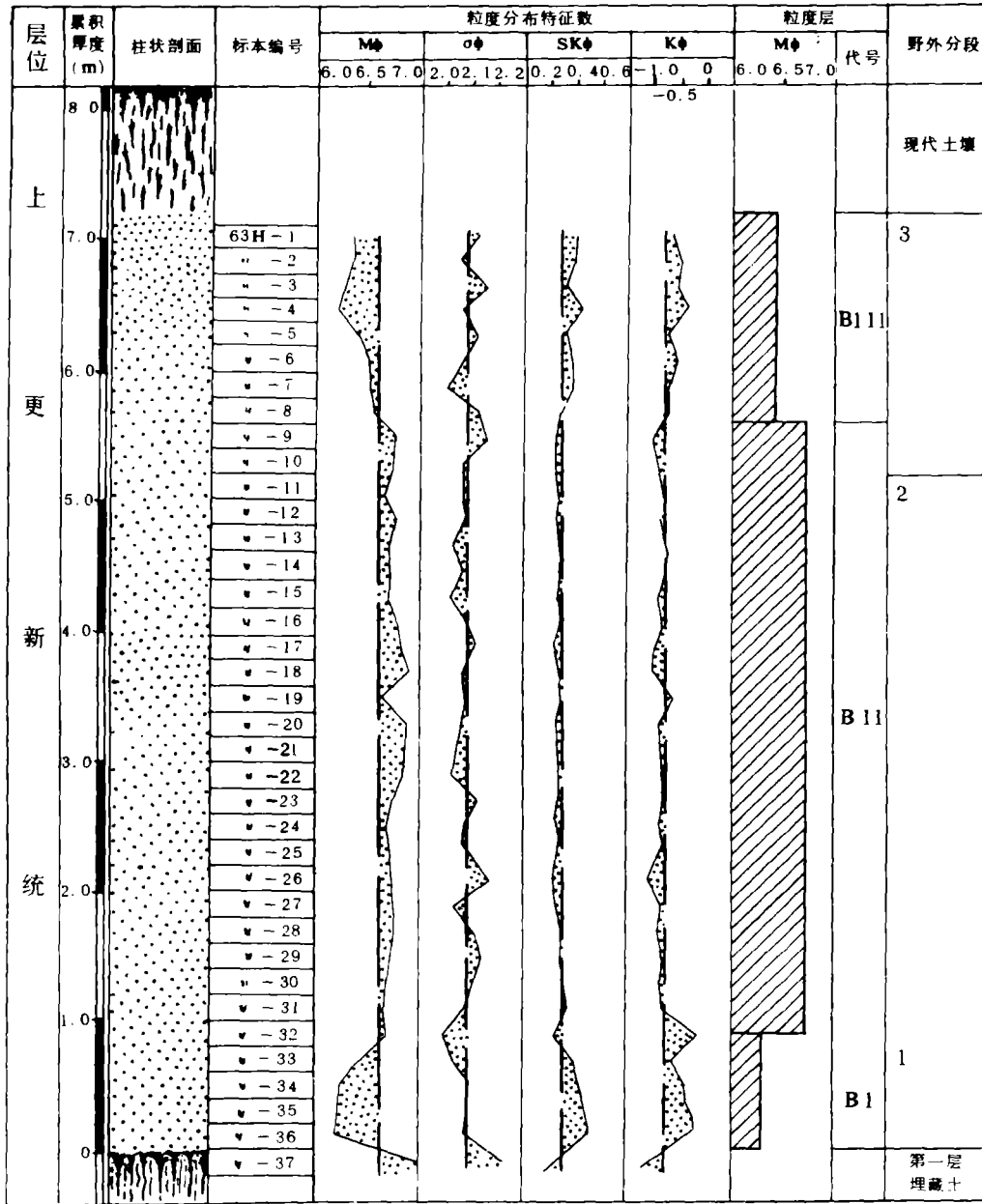
### 三 马兰黄土沉积速率的地质意义

如上所述,马兰黄土的沉积速率随着时间的进程而变化。在剖面中这种变化不如湖积物、冲积物、冰积物那样明显。剖面中缺乏色泽、结构构造的标志,甚至于很难观察到层理的存在。沉积速率的变化反映了马兰黄土沉积条件和沉积过程的不同,即环境的不同以及地质作用的差异。

(一) 沉积速率与马兰黄土的关系密切。马兰黄土的粒度特征刘东生等已有详细的论述,从洛川马兰黄土的柱状剖面及粒度层划分图表明(见图3),洛川马兰黄土具有明显的三个不同的粒度层,据郭旭东描述,自下而上为:  $B_I$ : 厚0.8m, 粒度粗, 分选较好, 分布颇不对称, 峰态较高;  $M\phi$ 、 $\sigma\phi$ 、 $SK\phi$  和  $K\phi$  几乎都大于总平均值。  $B_{II}$ : 厚4.3m, 粒度较细, 分选不好, 对称性较好, 峰态较低, 除  $\sigma\phi$  变化较凌乱外,  $M\phi$ 、 $SK\phi$  和  $K\phi$  均小于总平均值。  $B_{III}$ : 厚2.1m, 粒度较粗, 对称性较差, 峰态较高, 分选差,  $M\phi$ 、 $SK\phi$  和  $K\phi$  都大于总平均值。马兰黄土粒度层划分图基本上与沉积速率分布图相似(见图1、3)。粒度层划分图也是每隔20cm取一标本,并一直到第一层古土壤层顶部,共取标本37块(见图3)。这种一致的对应关系并不是偶然的巧合,而是反映了沉积速率的变化也受制于颗粒粒度的变化。马兰黄土下部粒度粗,分选好,这一层段的沉积速率最小。中部粒度细,分选不好,而沉积速率最大。上部的规律与下部相类似。这一对应关系得出的结论与传统的概念截然相反。过去一般认为粒度粗,沉积速率就大,粒度细,沉积速率则小。笔者认为,马兰黄土下部的沉积速率最小,比较特殊,可能受到下伏古土壤层的干扰,这一层段正处于第一古土壤层与马兰黄土的过渡带,当古土壤形成时,沉积速率必然小。另外,这一层段的黄土颗粒粒径较粗,而磨圆又比较好,这种情况下势必要经过较长时间的搬运或风化,磨蚀,快速的沉积难以产生较好的磨圆度。相对而言,中部粒度层较细,而磨圆较差。这一层段沉积速率大可由磨圆度比较差表明。中部沉积速率与颗粒细、磨圆差是一致的。

(二) 沈承德等研究了洛川马兰黄土剖面中 $^{10}Be$ 的浓度分布及其特征,认为与马兰黄土沉积速率有一定的相应关系。剖面中部黄土沉积速率最大,也正是 $^{10}Be$ 平均沉降率最大的层段。上、下部黄土平均沉积速率最小, $^{10}Be$ 的平均沉积率也最小。这是因为, $^{10}Be$ 在大气圈产生后,被气溶胶吸附,通过降水和降尘到达地表,细颗粒气溶胶吸附 $^{10}Be$ 的机率最大,颗粒细,沉积速率大, $^{10}Be$ 浓度高;颗粒粗,沉积速率小, $^{10}Be$ 浓度低。

(三) 沉积速率的古气候解释。马兰黄土属风成,黄土的搬运与沉降是通过风的地质营力。黄土的沉积速率就与风的频次和风的强度以及物质来源等有关。刘东生等研究了黄土与干旱气候的关系,在陕西北部由东向西气候愈干旱沙暴(即黄土的降尘)的频次愈多,如东部的府谷县为7.4/年,到西部的定边县增至36/年。这一例证明显表明,气候愈干旱,沉降黄土的次数增多,黄土的



注：粒度分布特征数各栏中点划线为平均值

图3 洛川马兰黄土粒度层划分图(引自郭旭东)

Fig. 3 Column of the Malan loess and its grain-size layering, Luochuan County

沉积速率就愈大。据张德二资料,尘暴多发生在较干旱的地区和较干旱的春季、湿度较低的地区和时段。经研究,相对湿度小于40%是造成砂尘物扬起、尘暴天气的有利条件(图4)

另据张德二还研究了近500年来雨土频次变化与温度指数变化的对比图,在暖时段中雨土频次每10年2.1次,在冷时段中每10年3.7次,频次较多是在寒冷时期(图5)。表明寒冷时期有利于黄土沉降。

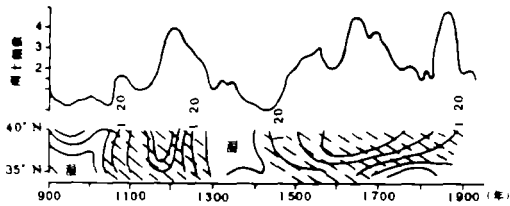


图4 近1000年雨土频次变化与湿度指数变化对比图(据张德二,1984)

Fig. 4 Frequency of dust-rain versus humidity index during the last 1000 years (Zhang Deer, 1984)

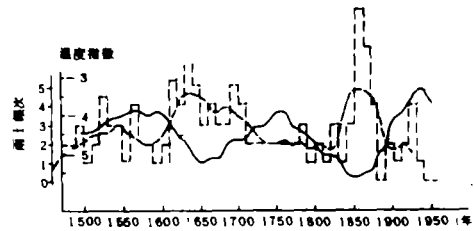


图5 近500年雨土频次与温度的关系对比图(引自张德二)

Fig. 5 Frequency of dust-rains versus temperature index during the last 500 years (Zhang Deer, 1982)

由此看来,气候的干、冷最有利于尘暴的产生。这样,洛川马兰黄土剖面中中部沉积速率最大,也就是这一时段最有利于尘暴的产生,同时也反映出这一时段的气候应为干冷。从其他一些证据也表明,这一时段古气候确属干冷。例如,这一时期也正是全球最末一次冰期的最盛期(3—4万年BP),欧洲的玉木冰期(Wurm)、北美的威斯康辛冰期(Wisconsin)以及我国的大理冰期等,都出现在这一时期。我国东北和华北北部地区大量冰缘现象的出现主要也在这一时期。高福清等研究了洛川马兰黄土的蜗牛化石,从他的化石冷暖环境变化曲线图可以看出,耐干旱寒冷的华蜗牛组合从马兰黄土剖面的下部向上在数量上逐渐增多,而一些喜半干旱半湿润的种类消失

综上所述,马兰黄土沉积速率的变化反映了古气候的变化。在整个黄土剖面中黄土—古土壤叠复的存在标志着大尺度的古气候演变。黄土堆积时气候干、冷,古土壤发育时气候湿、暖。距今240万年以来黄土—古土壤系列反映了这期间气候的多变性或气候韵律,冷—暖与干—湿的多次交替。黄土—古土壤系列所反映的气候变化为大尺度,属较长的时间间隔,笔者称它为一级古气候变化标志。沉积速率所反映的气候变化称为二级气候变化标志。因为它是在黄土内部,即次一级地层(黄土)单位中的变化。沉积速率大,表明气候干冷,沉积速率小,气候则相应地暖、湿。二级变化不象一级变化那么明显,在剖面中一般不易识别,变化的时间间隔也比较短,所反映的古气候变化的特征——干、湿、冷、暖——强度也比较弱。所以二级变化只有通过测定和计算黄土的沉积速率才能得出结果。沉积速率的变化所反映的古气候变化在剖面中表现为更细、薄的层次交替,反映的气候变化也比较微弱。

(四)、马兰黄土剖面中有三处黄土堆积年龄有突变(见图1和2)。在变化的这一层段(20厘米)沉积速率则十分小。它们的沉积速率分别为0.002毫米/年,0.0015毫米/年,0.010毫米/年。是什么作用造成这种现象呢?可能有几种原因。

1. 马兰黄土在堆积过程中可能出现过短暂的剥蚀作用,这是由于区域性地壳上升运动造成的。即使有地壳上升运动,其强度也是很微弱的。

2. 根据黄土形成的基本理论,黄土是风成的,基本上是连续堆积。这样三个特殊层段也许有形成古土壤的可能,或者处于古土壤形成的初步阶段。古土壤的形成除具备暖、湿的气候条件外,更

重要的需要黄土沉积速率极小,甚至于趋向停止沉积,以便先沉积的黄土长期暴露地表,逐渐形成古土壤。也只有在这种情况下,该层段黄土的沉积速率才比较小,使得上下层段年龄差度大。

收稿日期 1986 年 12 月 15 日

### 参考文献

- (1)刘东生等,1964,黄河中游黄土,科学出版社
- (2)刘东生等,1965,中国的黄土堆积,科学出版社
- (3)刘东生等,1966,黄土的物质成分的结构,科学出版
- (4)刘东生等,1986,黄土与环境,科学出版社.
- (5)李虎侯、孙建中,1986,中国科学, B 辑, 1 期, 66—73 页
- (6)李虎侯,1986,科学通报, 5 期, 372—375 页
- (7)李虎侯,1982,地球化学, 1 期, 82—84 页
- (8)孙建中、李虎侯,1985,地震地质, 2 期, 10—12 页
- (9)孙建中、李虎侯,1986,地层学杂志, 3 期, 221 页
- (10)沈承德,1985,地球化学文集,科学出版社
- (11)张德二,1984,科通报, 27 期, 2494—297 页
- (12)张德二,1984,中国科学, B 辑, 3 期, 278—288 页

## DEPOSITIONAL RATE OF THE MALAN LOESS AND ITS GEOLOGICAL SIGNIFICANCE

Sun Jianzhong

(Institute of geology, State Seismological Bureau, Beijing)

Li Huhou

(Institute of Archaeology, Chinese Academy of Social Sciences)

### Abstract

Malan loess section in Heimugou location of Luochuan County, Shaanxi Province, has been studied. From the top of the section at 2.56m to the end at 10.36m, we collected samples by intervals of 20cm, total 40 samples were collected. The samples were dated by thermoluminescent (TL) method. Depositional rate of the Malan loess and the regularity of its variation as well as its geological significance are discussed in the paper. Average depositional rate of the Malan loess for whole section is 0.078mm / a. According to the variation in the depositional rate, the section can be divided into three horizons. Horizon 1 is in interval 2.56—3.56m, with its average depositional rate of 0.091mm / a. Horizon 2 is in interval 3.56—7.76m with average depositional rate of 0.35mm / a. Horizon 3 is in interval 7.76—10.36m, with average depositional rate 0.058mm / a. The variation of depositional rate has following geological significance.

(1) Depositional rate of the Malan loess is closely related to the grain size. The grain of the lower part is coarse, well graded the depositional rate is least. The grain of middle part is fine, not well graded, the depositional rate is higher. The upper part is similar to the lower part.

(2) The depositional rate of the Malan loess is somewhat correlated to the distribution and character of  $^{10}\text{Be}$  concentration along the cross section. The average  $^{10}\text{Be}$  precipitation rate in the middle part is highest. The depositional rate of loess in this layer is also highest. But the average depositional rate of loess in the upper and lower parts is lowest, the average  $^{10}\text{Be}$  precipitation rate is also lowest.  $^{10}\text{Be}$  came from the atmosphere and absorbed by aerosol, and then reached the earth's surface by rainfall and dustfalls. Finegrained aerosol probable more absorbed  $^{10}\text{Be}$  and its precipitation rate is higher than the coarse grains, so the  $^{10}\text{Be}$  concentration in fine grains is higher than in coarses.

(3) The variation of the depositional rate of the loess depends on the climatic evolution. from Zhang Deer, the more dry and arid the climate, the more frequent the precipitation of the loess. The loess has also deposited during cold climate. On the contrary, the warm and humid climate did not favorable to loess deposite. The loess-paleosoil sequence reflects climatic cycle in that time. Cold-warm and dry-humid climates alternated frequently. The climatic change reflected by loess-paleosoil sequence was in large scale and long inter time. Authors call it the first-orded indicator of paleoclimatic change. The paleoclimatic change reflected by depositional rate is called second-order indicator of the paleoclimatic change, because it is a change in the loess of sub-order stratigraphic unit. The high depositional rate was during the dry-cold climate and deositional rate is lower during the warm-humid climate.