

朱显谟教授关于黄土—古土壤研究简述

彭 祥 林

(中国科学院
水 利 部 水土保持研究所·陕西杨陵·712100)

黄土高原不仅是华夏民族之摇篮和农业文化发祥地,而且因其黄土分布面积之广、黄土沉积之深厚、黄土—古土壤发育之完整与蕴藏历史环境信息之丰富,均为世界之最。远在40多年前的建国初期,朱显谟教授在野外考察中曾发现在深厚黄土层中广泛分布的多层“红色土”实际上是古老土壤的遗迹,当时称之为“红层”或埋藏土。它的存在涉及环境演变、黄土高原形成和成壤过程等一系列科学和生产实际问题。40余年来,黄土—古土壤研究在土壤学和第四纪地质学领域内得到不断开拓和深化,成果丰硕。值此朱显谟教授从事土壤科学55周年和八秩华诞之期,特根据朱显谟教授有关黄土—古土壤论著摘编成文以兹庆贺。由于笔者水平的限制,文中难免有舛误之处和重要疏漏,敬请批评纠正。

1 黄土层中的“红层”

1951年以来,通过多次黄河中游黄土区的实地考察,朱显谟教授于1954年首次公开发表了对黄土剖面中“红层”的看法,确立“红层”是古土壤的观点。认为黄土是长期的也是间断的沉积物,在其沉积期间,降落于地面的黄土就会受到当地自然因素的综合作用,进行一定的成壤过程,形成相应的土壤。1958~1961年他连续发表了数篇有关“红层”研究的专文,对古土壤的剖面特征、古土壤的分布及其形成条件,“红层”与黄土风力沉积的关系等进行了探讨。

之所以把黄土剖面中所具有的有些“色带”和碳酸盐淀积层等称为古土壤是因为这些层次和它们下伏的黄土一起组成了土壤的发生剖面。虽然这样的剖面已被长期埋藏并或多或少地遭受了地质作用,但其土壤剖面的基本特征仍然明显:

(1)具有一定的腐殖剖面;

(2)具有明显的碳酸盐淋失和淀积剖面;

(3)具有一定的结构和地质剖面;

(4)各发生层段之间虽分化清晰,但仍具有一定厚度的过渡层,有时也可见有填土动物穴和大小根孔与根系遗迹。

陕、甘、晋各省黄土中古土壤剖面至少具有质地比较粘重的粘化层、富含碳酸盐新生体的钙积层和黄土母质三个发生层段。虽然不能排除土壤剖面被后来的黄土沉积物掩盖后所发生地质淋溶过程而产生钙的淀积,但目前在古土壤剖面中所见的钙积层即使深受地质淋溶与淀积作用的影响,但它们出现的位置仍在粘化层之下和黄土层之上。由于黄土沉积区地下水埋藏一般较

深,因而钙积层的形成主要是土体下渗水的作用,也表明钙积层的形成必然与粘化层形成同时进行,而不能在粘化层形成之后,同时钙积层中碳酸盐主要来自当初土壤的表层和粘化层是不言而喻的了。

关于古土壤的类型,如果沿用土体和粘粒中硅铁铝率和硅铝率以及土壤腐殖质中胡敏酸/富啡酸比值等指标进行鉴别,则可以说明古土壤主要是在森林草原的生物气候条件下形成的,主要是褐土型的土壤。土壤类型的分异决定于各地不同的自然条件。在黄土区南部,常见有粘化作用特别强烈和淋溶作用较强的类似淋溶褐土型的古土壤出现;在河谷阶地上,常发现有草甸过程比较明显的古土壤;北部地区又见有草原化强而粘化及淋溶作用均较弱的碳酸盐褐土,甚至黑垆土型古土壤的分布。

黄土剖面中各层古土壤形成时期的气候应是比较温暖湿润的。地面以生长草本植物为主,并有旱生森林和灌丛的分布,这与孢粉分析和黄土沉积物中化石的鉴定结果一致。多层古土壤的出现说明黄土沉积期间的气候有着巨大的区别。表明 250 万年以来,本区气候有若干次干冷—温湿相交替的周期性变化。黄土区古气候的系统研究对阐明黄土成因有着十分重要的意义。

黄土沉积区内古土壤的分布非常普遍。目前已肯定属于古土壤剖面在黄土堆积深厚的塬地多在 10 层以上,有时可见到 13 层之多;而在黄土覆盖较薄的丘陵地区一般仅有 3 层左右。古土壤埋藏层数的不同,一方面固然与各地黄土堆积的厚度有关,同时沉积区的古地貌也不相同,加之还存在黄土沉积后所经受的侵蚀和再沉积作用等的差异。总之,我国西北黄土沉积物中若干古土壤层的普遍存在是无可置疑的,而且这种层次的分布常随塬地的起伏而呈平缓的波状起伏,有时甚至交错迭积,同时古土壤层的厚薄又和它顶部所具有的坡度密切相关。每层古土壤确曾裸露地面并承受成壤作用和地面径流的侵蚀以及坡积等作用的影响,然后为下一次黄土沉积所埋藏。从古土壤的发生形成及其分布特点来看,绝非单纯的沉积过程所能解释。对其成壤过程的复杂性等有关问题还将以后各节中进行更为详细的阐述。

2 在黄土沉积中特殊微结构的形成机理

刘东生教授等(1985)指出,北起肯特山、唐努山,东界大兴安岭,南从长城到昆仑山,西起天山、帕米高原间 $350\sim 400$ 万 km^2 面积内是黄土物质的来源区,而黄河中游现黄土高原是原来黄土的主要堆积区。朱显谟教授在研究原始土壤形成过程时认为岩漆的出现是成土的始发阶段。岩漆时期的岩生生物除常见藻类,如以蓝藻为主的固氮微生物或微形生物外。还可见到一些植生岩内草酸晶体、高岭石、蒙脱石、氧化铁等晶形及长石、石英等碎屑。黄土也包含了这些成分。并认为中国黄土是从基岩风化原始成壤等开始,经过水、水从高处搬到低处堆积,再经过各种成壤作用和进一步风化,最后被风力搬运分选在黄河中游上空降落沉积。表明黄土系历经不同成壤风化的物质,又几经搬运混合,再从干旱地区空运而来。

朱显谟教授通过黄土与古土壤性征的对此研究,发现黄土层的特殊微结构是由黄土的沉降方式决定的。所谓“降尘”是黄土粉尘由来源区(西)向东飘浮过程中不断下落地面这一现象的总称,而具体分为自重降落、凝聚降落和雨淋降落 3 种方式。

自重降落为黄土降落的主要方式,气象学称之为“尘雨”。这种降尘并非真正的降雨,而是黄尘象降雨一样从空中降落。用电镜可以看到降尘中有锥形细粒楔入另一大颗粒的现象。黄土自重降落的数量是巨大的。根据刘东生教授的观察,1958 年 3 月 19~20 日北京上空的一次降尘可以作为这种降落方式的代表。这次降尘量高达每小时 $1\text{t}/\text{km}^2$,最大粒径为 0.15mm ,中值为

0.007~8mm。此外,1988年4月16日起在陕西省杨陵区观察到一次降尘,历时共6天,粒径以0.01~0.05mm为主,也见到细粒团的出现。这类降尘可称为雨尘。

凝聚降落是一种特殊的降尘方式。降尘主要以团聚成珠状的土团着陆。显然是飘尘在空中先行吸水并相互撞击凝聚,然后降落。这种细粒团的直径一般为0.1~0.5mm,最小0.05mm,最大可达2.0mm。它以粉砂、粘粒为核心,吸水凝聚成团,在降落过程中受气流动作用发生旋转形成圆珠状,并与飘尘或其它细粒碰撞合并而成。1984年4月在西安看到着陆后的圆锥状降落物最大高度为2mm,底面直径>2mm。

雨淋降落是以水为主,带有一定数量飘尘的降落方式。这种方式较为常见,也更为复杂。其组成虽以较小的单粒为主,但也明显杂有大小细粒团与细粒与粗粒相粘附的现象。但它们显然没有凝聚降落的细粒团牢固,这可能与水分较多、水膜较厚有关。在雨淋降落中不排除就地扬尘与低空燃料烟尘的掺入。

通过对降尘方式的阐述可明显得出在黄土沉积过程中赋与的一些特征,其中首推细粒团的形成和特有的微结构的存在。三种降落方式的融合在黄土沉积中形成点棱接触支架式多孔结构。这种结构的形成完全依赖于黄土经源区与降落区上空湿度的差异。这与中国西藏高原的隆起而产生的东、西季风在黄土高原汇合有密切关系。这种点棱接触支架式多孔结构对黄土的特性和成壤过程有着十分深刻的影响。

黄土堆积中形成这样的多孔结构正是黄土层通透性特强,旁渗作用小的基本原因;也是成壤过程一直保持在氧化状态下进行的基础。至于黄土湿陷性的出现则完全由于黄土点棱接触支架结构中的中小孔隙等主要粒间孔隙充水以后,或直接湿陷穿洞发生陷穴暗沟,或由于单个土粒间摩擦减少,支架滑落所致。这样,点棱接触变为面接触,层层叠加,或粗细粒相互填充,紧密镶嵌,使孔隙剧减,整个土体沉实而诱发超渗径流,而当径流集中到足以切穿地表、集中下流时,就可在下垆疏松土体内形成湿陷。黄土沉积时形成的点棱接触支架式多孔结构只有依靠植物繁生,才能得以保持和巩固;其疏松通透的优势才能得以发挥;黄土层才能得以通过不断沉降而增厚;250万年以来,黄土高原达百米以上的黄土—古土壤系列和顶面广的高原景观才得以形成。

3 植被繁生的重要作用

如上所述,植被的繁生是巩固提高黄土层疏松通透的保证。250万年以来,黄土—古土壤系列在黄土高原普遍分布,充分说明了由三种降尘方式形成的以多孔结构为基础的黄土层既未被风吹失,也未被流水带走,更未被降水打击沉实而失去透水性强和容水量大的特性,完全依赖于植物的繁生和保护。这种特殊的土体只有依靠植物的固结,尤其是草本植物的缠绕支撑,才能首先将黄土特殊微结构固定下来,然后随着植被作用的加强,土体水稳性团粒结构的形成和不断增加,即可形成具有一定厚度的渗水性特强的表土。可以说,没有季风气候就没有深厚黄土沉积,没有植被的繁生也就没有黄土高原的形成。

在黄土高原的土壤形成过程中,植被更具有特殊的作用。植被繁生既提高了黄土土体的抗冲性能,同时又使成壤过程得以顺利进行。随着黄土点棱接触支架式微结构被改造成为团粒结构过程的不断进行与松软表层的逐渐形成和加厚,土壤渗透性不断增高,如黑垆土层的稳渗率可高达4mm/min。以后,由于腐殖质的进一步矿化,并在土壤溶液呈中性反应和钙、镁饱和的条件下,使淤离出来的硅和 R_2O_3 结合且经过复硅化等复杂过程,才不断有绿泥石、蒙脱石、蛭石和伊利石等粘土矿物的形成,最后即有“红层”的出现。古土壤中粘化层粘粒的增加以及粘粒胶膜的形成都是

通过这一途经的结果。

本区土壤形成过程的特殊性和复杂性表现在:

(1)成壤过程与黄土土体风化作用不仅不相协调,而且在不断沉降堆积的作用下,必然又进行着成岩作用;

(2)气候条件和降尘强度周期性波动不仅使地质大循环与生物小循环难舍难分,同时土壤发生剖面不断上长,而土壤发育强度必然向上下两个方向“尖灭”,并造成易溶盐的反复淋洗;

(3)孢粉与稳定同位素研究结果均得出,本区不论在黄土层形成时期还是在古土壤时期,植被都以草本植物为主和不断进行着生草过程的结论。草本植物生物小循环周期短、强度大;同时凭借草本植物强大且分布匀密的根系每年死亡腐解又重新繁生等习性以巩固提高土体的多孔结构。随着腐殖质的就地分解、矿化和不断形成 2:1 型粘土矿物。为此不断往复进行,在本区特殊的成壤条件下,必然形成被根系挤压分割成团粒与团块,然后形成细的棱块结构或角粒状结构,最后组成虽较密实,但有缝隙发育的棱柱状结构的“红层”。

在成壤过程中,生物粘化作用以及粘粒移动问题值得探讨。

灰分分析结果,黄土区的植物含有大量的硅、铁、铝、钙、钾、锰等矿质元素,其 $\text{SiO}_2/\text{R}_2\text{O}_3$ 比值常在 30 左右,其中小麦秸秆最高,为 288.8,黄菅草根为 39.1,山杏枝叶最低,为 12.7。值得注意的是一些草本植物根系的含铁量常高出地上部分的数倍。这些矿物质从有机残体中释放出来,并直接形成粘粒,其作用要比原生矿物风化形成粘粒更为强烈和重要。这才是黑垆土、漠土以及陕西扶风县新集村黄土剖面“红三条”中出现绿泥石、蛭石混层以及 IHV(在蛭石的间层有岛状水镁石片或铁片存在)的原因。这样才能更好地解释古土壤层中 A 层方解石尚未完全淋失前就出现粘粒胶膜与光性粘粒以及螺旋状排列等异常现象。

至于粘粒移动问题,对于黄土层中古土壤来说,粘粒必须分散到水中才能移动,而粘粒小的分散到水中主要是粘土矿物。本区古土壤中的粘土矿物主要是伊利石,其亲水性差,加之古土壤偏碱性,且为钙、镁等盐基所饱和,大部分古土壤尚有碳酸钙的存在,伊利石和蛭石絮凝的可能性很小,特别在有 Fe^{+++} 、 Al^{+++} 存在的条件下,粘粒移动性不会大。由于古土壤的粘粒富含铁,其富集率(粘粒铁:土体铁)为 $(1.90 \pm 0.03)\%$,在偏光镜下可以看到几乎所有的粘粒胶膜都与铁共生。如设想粘粒发生机械移动,势必带动铁在剖面上的机械移动。然而大量分析结果表明,在古土壤剖面上, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ 的比值变化甚微,说明铁并未移动。铁在粘化层的相对积聚主要是其元素淋洗所致。这也间接说明粘粒几乎不移动。

此外,微形态学观察结果可以认为:

(1)古土壤遭受了较强的生物风化作用和强烈的生物反馈作用,铁与粘粒共生,胶膜多在孔隙侧壁上形成,其中光性定向粘粒并不占多数;

(2)胶膜的生成与生物活动有极大关系,因为只有生物活动才能使铁与胶膜共生。固然孔隙是水分运行的通道,但铁活动的 pH 值一般在 5 以下,而本区古土壤 pH 值大于 7,因而与粘土结合的铁随水移动的可能性是不存在的。

4 黄土—土壤剖面结构构型

黄土剖面结构构型是在长期气圈和生物圈相互作用下,沉积、成壤和成岩作用交融在一起的地质过程的历史产物,因而黄土—土壤剖面中储存着第四纪以来我国西北地区大气环流丰富的信息。这对当前全球环境变化研究具有十分重要的价值,同时随着工作的深化和系统化也发现了

一些新问题。

根据黄土—古土壤系列的出现,对其形成机理进行了系统研究和论述,得出土壤剖面的出现是黄土沉积、成壤过程和成岩作用同时同地进行结论。但问题在于并未把成壤作用较轻微,土壤剖面发育较不明显的“黄土”层段认为是土壤或古土壤,而常以不同风化程度的黄土层或成壤母质来对待。现在看来,这种“黄土性土壤”或新成土的土壤形成过程应该和“红层”一样得到重视它实际上是黄色古土壤。黄土—古土壤系列黄土和土壤的相间排列,是不同生物气候环境下土壤剖面发生层的叠加,只是由于各自成壤程度不同,加上受到成岩作用的影响,使其间的差异更加明显而已。因此由各发生层段所具有的不同土壤剖面结构按序上下叠加才是黄土—土壤剖面的实质。

黄土区的土壤形成过程,从整体来说,虽然是沉积、成壤和成岩同时同地进行,但在一定时空顺序上还是有各自的周期与间歇。尤其是生物气候作用的强弱不同必将产生地区性差异和周期性循环波动甚至年际波动的差异。据计算,在早更新世,黄色古土壤和红色古壤两者的黄尘堆积量相差不大,而在早更新世以上,其差异变得明显,而且这种差异由下而上有扩大的趋向。但从堆积速率来看,倘以每1 000年作为计算的时段单位,则无论任何时期堆积速率都比较接近。表明两种古土壤在土壤剖面形成的成壤时间上并无明显差异。而其成壤强度的悬殊则完全取决于成壤的相等时段中生物气候所产生的动力大小不同。因此完全有可能根据黄土剖面中各土壤剖面在结构和其它特征上对比研究它们各自在形成期间的生物气候波动情况和循环规律。

250万年来,黄土区土壤形成过程的强弱完全依赖于生物小循环的性质和能量,即按生物气候的波动和循环而有强弱的变化。黄土成壤过程大致可分为“生物钙化”(生物聚钙)和前面已经提到的“生物粘化”两个阶段。“生物钙化”是降尘着陆后,无须经过热力风化即可直接开始化学风化和生物风化并伴随产生生物对矿质元素的选择吸收、反馈和富集。这是在干冷气候条件以及植被繁生强度和成壤强度均明显较弱的情况下产生的。同时其成壤强度还受到不断降尘堆积的冲淡。这样的条件也限制了 CaCO_3 的淋溶并阻缓了原生矿物的进一步风化,使生物循环停滞不前。当时露出地面的土壤只有AC土壤剖面构型。

与“生物钙化”不同,“生物粘化”作用是在温湿时期与降尘堆积同时同地进行的过程。但当时降尘强度远小于成壤强度。由于降水增多,引起下淋作用加强,不仅有利于矿物的进一步风化,同时又促进了生物繁殖和随之而来的矿质生物循环。经风化游离出来的矿质元素被植物根系拦截、吸收,成为生物活质并与有机质一起储存在土体内,以后随着腐殖质的形成而和原来的土粒一样被包蔽在一起形成团粒结构并成为土壤剖面的A层。尽管当时降尘强度远小于成壤强度,但仍深受降尘堆积的影响。随着表土上升而腐殖质层不断增厚和钙质不断补充,使成壤过程中,土壤溶液保持碱性状态,从生物活体中游离出来的 SiO_2 和 R_2O_3 结合在一起并不断形成绿泥石、蒙脱石、蛭石,进而转变为以伊利石为主的粘土矿物,这是“生物粘化”的实质。

“生物钙化”停留在干冷时期的成壤强度,它远不如降尘强度大;“生物粘化”的成壤强度是在温湿条件下产生的,它远超过降尘作用,并在前者的基础上跨进了一大步。但从有机质的分布来看,则它们的腐殖化过程都是均腐殖化过程。继续不断的降尘正是这一过程的主要动力和独特背景。

两种不同生物气候环境形成不同古土壤剖面叠加构成了“黄土—土壤系列剖面”,它形成包含强抗冲性、速渗性的红色古土壤和弱抗冲性、缓渗性的黄色古土壤相间的特殊剖面结构。

朱显谟教授以其土壤学与第四纪地质学的高深造诣,数十年锲而不舍,对黄土—古土壤进行

了创造性研究,从本文庶几可见到他研究不断深化的过程。在进行这一基础性研究的同时,根据取得的科学积累,提高黄土高原国土整治“28 字方略”,这已在一些流域治理中得到了成功的验证。最近朱教授又上书国家主管部门企望对整治方略审核施行。黄土高原的繁荣昌盛和黄河水利事业的兴旺发达是我们共同的心愿。在黄土高原从事水土保持的科学技术工作者当为此做出应有的贡献。

参考文献

- 1 朱显谟. 泾河流域土壤侵蚀现象及其演变. 土壤学报, 1954, 2(4)
- 2 朱显谟. 关于黄土层中红层问题的讨论. 中国第四纪研究, 1958, 1(1)
- 3 朱显谟. 我国黄土性沉积物中的古土壤. 中国第四纪研究, 1965, 4(1)
- 4 朱显谟. 论原始土壤的成土过程. 中国科学, 1983, B 辑(10)
- 5 刘东生等. 黄土与环境. 科学出版社, 1985
- 6 朱显谟等. 中国黄土初探. 第四纪研究, 1990, (3)
- 7 朱显谟等. 试论中国黄土高原土壤与环境. 土壤学报, 1992, 29(4)
- 8 朱显谟等. 中国黄土高原古土壤中粘粒移动问题探讨. 土壤学报, 1994, 31(4)
- 9 朱显谟. 黄土—土壤结构剖面构型及其重要意义. 水土保持学报, 1994, 8(2)

~~~~~  
(上接第 19 页)

- 17 朱显谟. 黄土高原的综合治理. 土壤通报, 1980, (2)
- 18 朱显谟. 黄土高原水蚀的主要类型及有关因素(一).(二).(三). 水土保持通报, 1981, 3; 1982, (1)
- 19 朱显谟. 黄土高原土地资源的开发和保护. 地理科学, 1984, 4(2)
- 20 朱显谟. 中国黄土高原土地资源. 陕西科技出版社, 1986
- 21 朱显谟等. 中国土壤侵蚀类型及分区图. 中国自然保护地图集, 1989
- 22 朱显谟. 黄土高原的形成与整治对策. 水土保持通报, 1991, 11(1)
- 23 朱显谟. 黄土高原侵蚀机理尚待进一步研究. 土壤侵蚀环境调控与农业持续发展. 陕西人民出版社, 1995