

学校的理想装备

电子图书·学校专集

校园网上的最佳资源

土壤发生与分类学

 **eBOOK**
网络资源 中国版

绪 论

分类是认识自然事物的重要途径。一般的分类是通过对自然界各种事物进行整理,使复杂无序的事物系统化,从而达到认识和区分客观世界,并进一步掌握客观世界的目的。

土壤是地球陆地表面连续不断的自然体。土壤分类是为了了解与认识各种土壤以及它们之间的关系,以便应用于土壤调查制图。土壤分类也是进行土壤评价,合理开发利用土壤,交流有关土壤科学研究成果及转移地方性土壤生产经营管理经验的依据。

土壤分类学是土壤学的一个分支学科,属于土壤学科上层建筑的范畴。不同时期的土壤分类反映了当时土壤科学的发展水平。随着土壤科学的发展,土壤分类也在迅速革新,因此评价土壤分类应是历史唯物主义的。随着人类土壤知识的增长,人们对土壤的认识也不断深化,这种过程是“由现象到本质”的过程。自从有了人类文明史,每个时代都有其代表性的土壤分类。我们不能割断历史谈土壤分类。回顾历史,能启迪我们对土壤分类的思考,发展和创造更加完善的土壤分类体系。在工作中,要避免妄自批评某一历史时期的土壤分类;或者因循守旧,抱着现行的土壤分类体系不放,这两种思想倾向都不是历史唯物主义的。

人类文明的早期阶段就对土壤有一些认识。如中国夏朝的《禹贡》一书,将全国土壤分为九州,又按肥力分为九级。以“地力”对土壤进行分类,以便按地力确定赋税。“贡”是纳税的意思。周朝的《周礼》,以土地利用进行土壤分类,目的也是为了定赋税。春秋时期《管子》中的《地圆篇》,以草和土的关系分类,可以说它是朴素的生态学。北魏贾思勰所著《齐民要术》,谈的是土宜。以上这些均是原始的朴素的土壤分类,其特点是单纯地把土壤与某一事物联系起来。若从现代的土壤分类观点看,难免有牵强附会之嫌。这样讲并非违背历史唯物主义的观点,恰好是实事求是。

清末,张之洞讲“中学为体,西学为用”,西方的先进科学技术开始传入我国。但真正的土壤学直到 20 世纪 30 年代才引入我国。在这以前的土壤学,包括“祖传”的和“进口”的,均属“实用土壤学”,即把土壤孤立地与某一事物相联系,并未把土壤看作是一个独立的自然体。

本世纪 30 年代,美国土壤学家 J. 梭颇将其老师 C.F. 马伯特的土壤学带进中国。C.F. 马伯特土壤学的基本思想起源于苏联的土壤地理发生学。J. 梭颇在中国工作了四年,今天我国土壤学界有名望的老一辈科学家差不多都和他在一起工作过。当时,他们划分土系(Soil Series),同时也划分了中国的大土类(Great Group)。有人说 30 年代仅仅是划分土系,并非全面。在 J. 梭颇之前,广东土壤研究所的邓植仪先生确实是仅仅划分土系,邓先生受教于美国早期的土壤学。

20 世纪 50 年代,我们接受了苏联土壤地理发生学分类,视之为绝对真理,排斥所有其他学派,大办“威廉斯土壤学讲习班”;召开土壤工作会议,中心议题是根据苏联的土壤地理发生学分类体系划分土类。实际上是按照土壤所处的地理环境条件推测土壤形成过程,进行土壤区划式分类,将土壤地带性概念绝对化。

60、70 年代,由于继续受土壤地带性概念的束缚,加上“实用主义”思想冲击,使我国土壤分类学研究陷于停顿。20 年间,脱胎于苏联 50 年代的

地理发生学土壤分类体系的我国土壤分类体系一直没有变化，倒是出现了昙花一现的所谓“农业土壤分类”，产生了很多混乱。

80年代初，随着向西方开放，现代美国土壤分类学传入我国。土壤分类学界为之一惊，方感到目前土壤分类学已走上诊断量化分类的轨道，我们已落后了许多。近些年来，南京土壤研究所联合全国有关教学科研单位，开展以诊断定量分类为基本思想方法的“中国土壤系统分类”研究。于1985年，在《土壤》第6期上发表了“中国土壤系统分类初拟”；1987年，在《土壤学进展》期刊中又发表了“中国土壤系统分类草案(二稿)”；相继在1990年又推出了《中国土壤系统分类(首次方案)》。这个分类中，采用了许多美国土壤系统分类中有关诊断层与诊断特性的概念，在量化方面前进了一大步。但目前这个分类系统只涉及到高级分类单元的划分。由于历史的原因，支持其分类的土壤学资料与数据尚不充分。因而，还需做大量工作。然而这毕竟是一个良好的开端。

一个土壤分类体系的实用性必须在实践中，即土壤调查制图中进行检验。要制定一个完整的土壤分类体系，首先要开展大规模的土壤调查。在获得大量数据资料的基础上，通过科学的分析归纳，提出分类草案，然后不断地用新的土壤调查成果去修改，使之逐渐达到完善。反过来，土壤分类又对土壤调查起指导作用。用一个行之有效的土壤分类体系去指导土壤调查，才会获得大量的有用的土壤资料与数据。我国已搞过两次“土壤普查”，但与所投入的人力物力相比，两次“普查”所获资料数据或者说得到的反映土壤实际的资料数据不很理想。关键原因就是没有重视土壤分类研究，缺少一个科学、系统、量化的、可用于指导土壤调查的分类系统和检索系统。

回顾土壤分类的历史，是为了帮助我们认识过去、着眼未来。我们不能抱着老祖宗的东西不放，也不能照搬国外的东西。因循守旧或抄袭都不能使人进步。要创造发展一个完善的科学的土壤分类体系，需要在掌握分类逻辑规则和土壤分类基本原则的基础上，努力探索土壤的发生发展规律，了解认识更多的土壤特性，然后进行科学的归纳与整理。

土壤学是自然科学中的一门学科。土壤有其本身的发生发展过程。要使土壤分类有一个清晰的脉络，要抓住土壤的本质属性；要了解土壤的发生发展规律；以及土壤性质与外在环境之间、土壤与土壤之间的关系。这就要对土壤发生学有一个深刻的理解与认识，用发生学的观点去指导我们进行土壤分类。

B.B.道库恰耶夫最初创立了五大成土因素学说，以后他的继承者们又在不同的侧面发展和深化了成土因素学说。随着土壤学研究的不断进展，人们对土壤的认识也就越来越深刻，新的思想方法不断涌现。因此，我们不但要承袭介绍B.B.道库恰耶夫的成土因素学说的基本思想，而且尽可能用新的研究成果来充实这一科学学说。

值得提出的是，我国旧有的土壤分类和苏联的土壤分类体系，在设计上缺乏逻辑性，因此造成分类单元概念模糊，系统混乱等一系列违反逻辑学基本规则的问题。分类学是一门逻辑性很强的学问，土壤分类要遵守基本的逻辑规则原理。

土壤是一个庞大复杂的自然体，对于土壤学的研究是通过样本研究实现的。由于样本研究的局限性和时代的局限性，土壤学中的某些理论与知识也有局限性。我们希望此书不单纯介绍有关土壤发生学、分类学以及世界上纷

统的土壤分类流派及其体系；而是企图给读者一些土壤发生学、分类学方面的思想与原理，从而启迪思维，推动土壤发生学与土壤分类学的研究和发展。

土壤发生与分类学

第一章 土壤形成因素分析

第一节 成土因素学说的建立、发展和现状

早在土壤学发迹时期，人们就认识到土壤与它的环境条件有关系。但直到 19 世纪 B.B.道库恰耶夫创立五大成土因素学说，将土壤作为一个独立的自然体看待之前，人们对土壤的认识都限于把它孤立地与某一环境因素联系起来。如西欧 19 世纪中期，F.A.法鲁（Fallou, 1862）将土壤和母岩联系起来，简单地认为土壤只是和母岩成分有关，并由此划分出了“石灰岩上的土壤”、“长石岩上的土壤”、“粘土岩上的土壤”等等。

一、成土因素学说的建立

B.B.道库恰耶夫是成土因素学说的创始人。19 世纪 80 年代，B.B.道库恰耶夫在俄罗斯大平原上做土壤调查工作。在这个大平原上，相当一致的黄土状母质绵延近千公里。在此区域内，从北到南存在着一个递增的温度梯度，从东到西存在着一个递增的温度和年降水量的梯度；与此相关的是主要植被类型的差别，特别是从森林植被到草原植被的变化；气候与植被的规律性变化，在相对一致的母质上留下了它们的影响，产生了明显的土壤差别；这就是土壤地带性理论形成的基础。B.B.道库恰耶夫第一个理解了这些土壤差别的意义，建立了土壤发生学。1883 年，他发表了著名的专题论文“俄国的黑钙土”，把土壤看作由一系列成土因素作用于母质而形成土层的独立自然体。这以后，他又发表了一系列土壤发生和分类的文章，为成土因素学说奠定了基础。

B.B.道库恰耶夫认为，土壤有它自己的起源，是母质、生物、气候、地形和年龄综合作用的结果。他用下列方程表示土壤与成土因素间的函数关系：

$$S = f(K, O, R, P) T$$

式中， S 代表土壤； K 代表气候； O 代表生物； R 代表岩石； P 代表地形； T 代表时间。B.B.道库恰耶夫认为所有成土因素始终是同时和不可分割地影响着土壤的发生和发展，它们同等重要和不可相互代替地参加了土壤形成过程。同时，他还指出，各个因素同等重要的含义，并不是说每个因素时时处处都同等地影响着成土过程；而是在所有因素的综合作用下，每一个因素在土壤中所表现的特点或个别因素的相对作用，又都有本质上的差别。B.B.道库恰耶夫也指出了成土因素有地理分布规律和规律性变化；显然，这是俄罗斯广阔大平原上的生物气候带的变化对他的启发。

B.B.道库恰耶夫确立了土壤是个历史自然体；提出了土壤与环境辩证统一的概念；创立了用综合性的观点和方法研究土壤的科学方法。这些是他对土壤学划时代的贡献。与此同时，美国土壤学家 E.W.海洛格（Hilgard）在他关于密西西比土壤的文章中，也将土壤作为一个自然体看待，指出了土壤性质与气候、植被、母质等因素的发生学关系。可见，成土因素学说是科学发展的时代产物。

二、成土因素学说的发展

B.B.道库恰耶夫之后，许多土壤学家对成土因素学说的发展作出了贡献，从不同的侧面深化了成土因素学说的内容。

H.M.西比尔采夫（1895 年），根据土壤地理的分布特点，把土壤划为三个土纲：

1. 显域土纲：分布于广阔的平原上，具有明显的地带性特征。如砖红壤、

黑钙土、灰色森林土、生草灰化土、冰沼土等土类即属于此。

2. 隐域土纲：在特殊地形和母质的影响下，以斑点状分布，如沼泽土、盐土和碱土等。

3. 泛域土纲：不表现地带性特征，分布于任何地带内都保持自己的特征，如河流泛滥地的土壤和石质土等。以后西比尔采夫又指出，泛域土实际并不存在，任何土壤多少仍受所在地带的影响而存在某些地带性的特征。

H.M. 西比尔采夫将 B.B. 道库恰耶夫所发现的成土因素地理分布规律深化为土壤地带性概念，将一定的土壤种类与一定的气候植被或地理区域相联系。他的土壤地带性概念对以后的土壤学研究起到了广泛的影响。如美国农业部 1938 年颁布的土壤分类中即直接引用了显域土 (Zonal)、隐域土 (Introzonal)、泛域土 (Azonal) 的概念。这个概念以后由 J. 梭伦带到我国，对我国 30 年代的土壤分类产生了影响。至今，地带性概念或理论仍是许多分类体系的思想基础。如苏联现行的全苏土壤分类体系，我国自 50 年代以来，一直到第二次全国土壤普查所使用的分类体系，均源于土壤地带性学说。

土壤地带性概念的提出，促进了人们深入研究和认识气候、生物等地带性土壤发生因素在土壤形成中的作用，但也带来了后来出现的“唯地带性论”的趋向和某些消极作用，如在土壤发生分类中忽视了对母质作用的研究。K.

格林卡 (1914) 将他的第一篇著作“土壤形成类型、分类和地理分布”介绍给了西方，使土壤地带性概念更为广泛地传播，造成了很大影响。

B.P. 威廉斯提出了土壤统一形成过程学说。在这个学说中，强调了土壤形成中生物因素的主导作用和人类生产活动对土壤产生的重大影响。在土壤统一形成过程学说中，B.P. 威廉斯将“进化论”的观点引入土壤发生学，提出了土壤年龄和土壤个体发育与演替的概念。威廉斯认为，土壤形成过程的发展密切地联系着土壤形成全部条件的发展，特别是作为土壤形成主导因子的植被的发展。形成条件的发展变化引起土壤性质的变化，使土壤不断进化，并可能产生“质”的突变。同时，土壤的发展对植被的发展起反作用。B.P. 威廉斯的观点对于理解“生物小循环”，对于土壤发生，特别是对于土壤有机质生成和矿质元素的富集方面的积极作用是明显的。但他的学说也存在很大的片面性。因为一个土壤个体可以在比较短的时间内发育形成；也可以受到各种不同的影响而改变；甚至由于侵蚀或其他作用而被消灭，并不仅仅与植被的进化相关。

B.B. 道库恰耶夫之后 60 年，著名的美国土壤学家 H. 詹尼 (1948) 在他的《成土因素》一书中，引用了与道库恰耶夫同样的数学式来表示土壤和最主要的成土因素之间的关系：

$$S = f(CI, O, R, P, T, \dots)$$

式中，S, CI, O, R, P, T 分别代表土壤、气候、生物、岩石、地形和时间，... 号代表其他成土因素。H. 詹尼对 B.P. 威廉斯的土壤形成过程中的生物因素起主导作用的学说也作了补充修正。他认为，生物主导作用并不是到处都一样的，不同地区、不同类型的土壤往往是某一成土因素占优势，如果这个因素所起的作用超过其他因素的综合作用，那么就得出以某一因素占优势的函数式。他将上述基本函数式稍作修改，将优势因素放在函数式右侧括弧内的首位，因而产生了：

$$S = f(CI, O, R, P, T, \dots)$$

$$S = f(O, CI, R, P, T, \dots)$$

$$S = f(R, Cl, O, P, T, \dots)$$

$$S = f(P, Cl, O, R, T, \dots)$$

$$S = f(T, Cl, O, R, P, \dots)$$

$$S = f(\dots, Cl, O, R, P, T)$$

应当指出，道库恰耶夫和詹尼的土壤形成方程式只是对土壤形成概念的一种概括，并不能用现代数学（微积分）方法逐个解答公式的每一个成分。因为每一个成土因素都是极其复杂的动态系统，它们不仅是独立的、可变的，而且彼此之间又是紧密联系着错综复杂地作用于土壤。

三、成土因素学说的现状

在承袭成土因素学说的基本理论的基础上，近年来国内外一些学者，根据最新的研究成果提出了土壤形成的深部因素的新见解，并强调人为作用对土壤发生发展的重要影响。土壤形成的深部因素是指内发性的地质现象，如火山喷发、地震、新构造运动等。他们认为，深部因素虽然不是经常普遍地对所有土壤形成起作用，但有时却起着不同于地表因素的特殊作用。如火山喷发产生特殊的土壤类型；新构造运动对于土壤侵蚀与堆积过程的加速作用；人类生产活动促使土壤熟化、退化，甚至产生质的改变。

土壤形成因素学说就是研究各种外在环境因素在土壤形成过程中所起作用的学说；也就是研究土壤与外在环境条件之间发生学关系的学说。它的形成有一定的历史背景条件。因此，随着时代的发展；随着人们对土壤研究工作的深入和新研究结果的不断涌现，土壤形成因素学说还会不断地发展。

第二节 气候因素的成土作用分析

影响土壤发生的重要气候因素是降水和温度。在土壤与气候关系的研究中，水热条件常常被看作为一般的气候指标。土壤和大气之间经常进行着水分和热量的交换，气候直接影响着土壤的水热状况。对于气候与土壤水热状况的关系，本书不准备叙述，而主要分析气候对土壤的有机质、粘土矿物类型、盐基饱和度等土壤性质的影响。气候条件和植被类型有着直接的关系，因而气候也通过植被的影响而间接地影响土壤形成。总的来说，土壤形成的外在推动力归根结蒂都来自于气候因素，气候是直接和间接地影响土壤形成过程的方向和强度的基本因素。

一、气候影响土壤有机质的含量

由于各气候带的水热条件不同，对土壤中有机质的合成与分解产生了不同的影响，造成土壤有机质含量的不同。研究结果表明：

1. 降水量和其他条件保持不变时，温带地区土壤的有机质含量随着温度的增加而减少。如我国温带地区，自北而南，从漂灰土—暗棕壤—褐土，土壤有机质含量逐渐减少。美洲大陆的土壤也符合这种关系（图 1.1）。但不能把这个规律随意外推到赤道地区，许多湿润热带的土壤含有较高的有机质。这种随着温度升高有机质含量减少的趋势，草原土壤比森林土壤更显著（图 1.1）。

2. 另一方面，当温度保持不变，其他条件类似的情况下，随着降水量的增加，有机质含量增加。如我国中温带地区自西而东，由栗钙土—黑钙土—黑土，有机质含量增加。美国中部也有这种关系（图 1.2）。同样，这种变化趋势在草原土壤中比森林土壤中更显著（图 1.2）。

想象起来，我国华南地区土壤的有机质含量应高于东北地区。因为在华南，高降水量结合长生长季导致植物茂盛生长，产生大量有机物质。然而实际上，东北地区土壤的有机质含量一般高于华南地区。其原因是，在华南，温暖季节长，有利于有机质的分解；而东北地区，漫长寒冷的冬季抑制了微生物对土壤有机质的分解。土壤有机质含量取决于有机质合成与分解这对过程的动态平衡，这个平衡受控于水热条件的共同作用。上述有关土壤有机质含量与降水、气温的关系是有一定针对性的，切不能绝对化。同时，推测一个土壤的有机质含量时，除考虑土壤所在地理区域外，还要考虑植被类型、土壤所处地形部位、土壤质地和耕作措施等因素的影响，不能挂一漏万。

二、气候对土壤化学性质和粘土矿物类型的影响

所有其他条件相同的情况下，温度增加伴之而来的是土壤风化速度的增加。风化速度也与降水量有关，因为水分的存在加快风化速度。总之，高温高湿的气候条件促进迅速的风化及物质迁移转化。而导致最低程度风化的环境条件是温暖但干旱或冷且干旱的气候地区。

1. 气候与土壤粘土矿物类型的关系

我国温带湿润半湿润地区，土壤粘土矿物一般以伊利石、蒙脱石、绿泥石和蛭石等 2-1 型铝硅酸盐粘土矿物为主。亚热带的湿润地区，土壤粘土矿物以高岭石或其他 1-1 型铝硅酸盐粘土矿物为主。而在我国高温高湿的热带地区，土壤中的粘土矿物主要是三氧化二铝。这是从宏观地理气候的角度看

问题。实际工作中，还要注意母质条件对土壤粘土矿物类型的影响。

2. 降水与土壤阳离子交换量的关系

随着降水量的增加，土壤阳离子交换量呈增加的趋势（图 1.3）。这是因为土壤阳离子交换量直接与有机质含量和粘粒含量有关，而降水量的增加一般关系到有机质含量和粘粒含量的增加。但这种规律只是发生在温带地区，不能外推到热带。热带地区由于粘土矿物是以三氧化物为主，土壤阳离子交换量并不高。同时，在同一气候条件下，土壤阳离子交换量和成土母质有关，这个关系将在本章第四节论述。

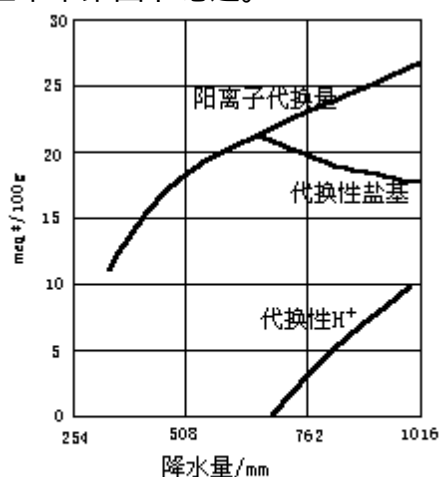


图1.3 年降水量与阳离子交换量、代换性盐基、代换性氢之间的关系

3. 降水与盐基饱和度、土壤酸碱度的关系

在年降水量少而蒸发迅速的地区，通过土壤的下行水量很少，不足以洗掉土壤胶体上的代换性盐基，土壤盐基饱和度大多是饱和的，土壤呈中性或偏碱性，这是我国中部和北部地区的一般情况。在较湿润的地区，土壤中下行水量较大，淋洗掉了土壤胶体上的部分代换性盐基，其位置被 H^+ 所代换，导致盐基饱和度的降低和土壤酸度的增加，这是我国东南地区土壤的一般情况。年降水量与土壤阳离子交换量、土壤盐基饱和度和代换性酸度之间的关系见图 1.3。同时，在考虑这些关系时也不要忽视母质类型的影响。

4. 降水对土壤中盐分积累与淋洗的影响

降水量的变化也影响土壤中易溶盐类的多少。在西北荒漠和荒漠草原地带，降水稀少，土壤中的易溶盐大量累积，只有极易溶解的盐类，如 $NaCl$ 、 K_2SO_4 有轻微淋洗，出现大量 $CaSO_4$ 结晶，甚至出现石膏层，而 $CaCO_3$ 、 $MgCO_3$ 则根本未发生淋溶。在内蒙古及华北草原、森林草原带，土壤中的一价盐类大部分淋失，两价盐类在土壤中有明显分异，大部分土壤都有明显的钙积层。在华东、华中、华南地区，两价碳酸盐也都淋失掉，进而出现了硅酸盐的移动。

三、气候变化和土壤形成

不仅目前大陆上由于气候带的不同发生不同的土壤类型，而且在整个地质历史时期，随着气候的改变，土壤的形成方向和速度以及形成的土壤类型也不断发生着变化。特别是第四纪以来冰期和间冰期的变化，使土壤发生了很大变化。在北京山丘区，发现了与现今气候条件下广泛分布的“褐土”性状不同的残存红色土，就是上新世湿热古气候条件的产物。在黄土高原黄土

剖面中发现的多层埋藏古土壤也反映了气候条件的变迁。有些现今暴露在地表情况下的古土壤，不但接受了现代气候条件的影响与作用，而且也继承了古气候影响下所给予它的一些性状。了解气候变迁，对我们考察认识今天地球表面上各种各样的土壤有着积极意义。

四、“土壤地带性规律”分析

大陆上广阔平原土壤在形成历史基本相同和成土母质相似的情况下，成土因素中的气候因素的作用就特别明显地表现出来。这种情况下，明显的土壤类型更替和气候带的更替同时出现，这种规律被 B.B.道库恰耶夫和 H.M.西比尔采夫称为“土壤地带性规律”。应该指出，他们发现这个规律是有一定的背景条件的，那就是广阔的俄罗斯大平原的成土母质是相对均一的冰后期黄土状物质，且成土时间条件也基本一致。而未受大陆冰川影响的地区，这种地带性往往被地形、母质和成土时间等因素的不同所打破。这时，土被和气候之间的关系，因其他成土因素的参与而变得复杂起来。如我国广东与广西两省同处于亚热带，广东省因其成土母质多为花岗岩类，而造成大多数土壤是贫瘠和酸性的；而在广西，由于广泛分布石灰岩，发育了中性或偏酸性盐基饱和度较高的石灰岩土。在北京地区，石灰性母质发育的土壤与非石灰性母质发育的土壤相比，在有无石灰反应、土壤剖面分异程度（有无粘化层）等方面，存在着明显的差别。我们认识土壤地带性规律，主要应从全球范围土壤分布的宏观角度、从土壤的水热状况是与气候条件有直接关系的角度来理解。

在山区，气候与植被存在着垂直变化，在某种情况下，伴之而发生的是土壤类型的垂直规律性变化，称为土壤分布的垂直地带性规律。但这种规律性变化也会被母质、地表年龄等的影响所打破。如北京西部山区，从基带海拔 200 米向上到 1200 米，虽然降水量增加；植被类型由灌草丛变化到森林，覆盖度增加；土壤淋溶条件变强，但在 1200 米高度处石灰岩发育的土壤仍有石灰性反应者，而在海拔 200 米处花岗岩类母质发育的土壤却有呈微酸性反应者。我们认识土壤垂直地带性分布规律，主要还是从土壤水热条件、有机质含量和腐殖质组成等性状的垂直变化的角度来理解。

总之，在土壤地带性理论的问题上，我们应从土壤形成的多因子综合作用的观点去看问题，有地带性论，但不唯地带性论。

第三节 生物因素的成土作用分析

成土作用中的生物因素包括植物、动物和微生物。动物的作用表现在它们对土壤物质的机械混合，对土壤有机质的消耗、分解以及它们将代谢产物归还到土壤中去。微生物在土壤中分解有机质，合成腐殖质，然后再分解腐殖质，构成了土壤中生物小循环的一个不可缺少的环节。动物、微生物是成土作用的重要参加者，但在这里不作详细介绍，我们将重点分析植被对土壤发生的影响。

自然植被可以被非常粗略地分为两大类型，即森林和草原。支持它们生长的土壤分别叫做森林土壤和草原土壤。每一种植被对支持它的土壤的影响不同，因而不同植被下发育的土壤也具有不同的特性。应指出，这里讨论的是自然植被下的土壤与植被的关系。

一、植被类型影响土壤中有机质的数量和分布

一般来说，草原土壤与森林土壤相比较：

1. 草原土壤的有机质含量约为森林土壤的两倍。

2. 有机质在土壤中的分布状况是：森林土壤的有机质集中于地表，并且随深度锐减；而草原土壤的有机质含量则随深度增加逐渐减少。图 1.4 表明了这种差别关系。这种差别是由于植物生长方式和植物残体结合进土壤中去的方式不同。草本植物的根系是短命的，每年死亡的根系都要给土壤追加大量的有机质；草本植物的有机产物的 90% 以上是在地下部分，而且根系数量随着深度增加而逐渐减少。与草本植物相反，树木的根系是长命的，而且根系占整个树木有机产物总量的比例较低，因此，土壤有机质的来源主要是掉落在地表的枯枝落叶。至多这些枯枝落叶被土壤动物搬运混合到距地表不深的层次，造成有机质含量随深度增加锐减。虽然在森林与草原这两个生态系统中有有机产物总量相近，但由于它们各自在地上与地下部分有机质含量的比例不同，以及拓荒时清除有机产物的方式不同，造成开垦后森林土壤与草原土壤有机质含量的差异（图 1.4）。

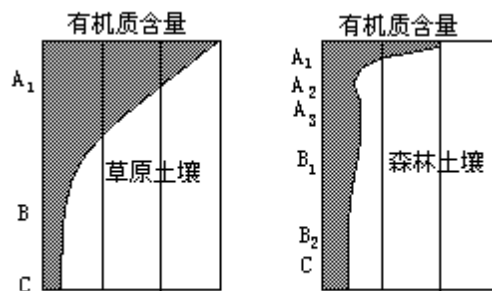


图1.4 草原土壤和森林土壤的有机质含量分布

二、植被类型对植物营养循环的影响

植物从土壤中吸收养分建造植物体。植物死亡后，其残体经过分解又释放养分到土壤中去。森林与草原对比，存在着有机残体的生物量和组成不同。而且，不同树种的森林或不同草种的草原之间，也存在着有机残体的生物量和组成不同。（见表 1.1，表 1.2）。有机残体分解释放盐基到土壤中时，由于归还盐基离子的种类和数量不同，从而对土壤酸化的进程以及与酸化相伴发生的其他过程起到不同的影响。

一般说，草原植被的残体与森林植被的残体比较，前者含碱金属和碱土

金属比后者高；因此，草原土壤的盐基饱和度高于森林土壤的盐基饱和度，前者的 pH 值也较后者高。

阔叶林与针叶林相比较，前者灰分中的 Ca、K 含量较后者高，后者灰分中 Si 占优势。因此，针叶林下的土壤酸度比阔叶林下的土壤酸度高。当然，这个比较是在其他条件相同的前提下进行的。

表 1.1 木本植物灰分组成的一般特点

类别	纯灰分 (%)	灰分中氧化物含量顺序 (%)
针叶	3—6—7	SiO ₂ > CaO > P ₂ O ₅ > MgO K ₂ O 30-45 15-25 8 5 5
阔叶	9—10	CaO > K ₂ O SiO ₂ > MgO P ₂ O ₅ > Al ₂ O ₃ NaO 20—50 20 20 8—17 15—20 1 1

表 1.2 草本植物（地上部分）矿质成分的一般特点

类别	纯灰分 (%)	灰分中氧化物含量顺序
草甸	2—4	CaO > K ₂ O > SO ₃ > P ₂ O ₅ > MgO > SiO ₂ > R ₂ O ₃
草甸草原	2—12	SiO ₂ > K ₂ O CaO > SO ₃ > P ₂ O ₅ > MgO > Al ₂ O ₃ > R ₂ O ₃
干草原	12—20	Na ₂ O Cl K ₂ O CaO SO ₃ SiO ₂ P ₂ O ₅ MgO

三、植被类型影响土壤淋溶与淋洗的速度

相同的气候条件下，如果相邻生长的森林和草原具有类似的地面坡度和母质，森林土壤则显示了较大的淋溶与淋洗强度。造成这样的差别有三个原因：

1. 森林土壤每年归还到土壤表面的碱金属与碱土金属盐基离子较少。
2. 森林的水分消耗主要是蒸腾，降水进入土壤中的比例较大，水的淋洗效率较高。

3. 由于第一条的原因，加上枯枝落叶层中产生的有机酸较多，使森林植被下土壤中的下行水是比较酸的，溶液中的 H⁺ 代换并进一步淋洗掉较多的代换性盐基，伴之而来的是胶体分散、粘粒下移。甚至酸性溶液加速土壤原生矿物的分解，产生更大强度的淋溶或淋洗。

由于盐基的淋失，粘粒从 A 层迁移到 B 层，以及腐殖酸成分对土壤结构的影响，森林土壤心土层的渗透性比草原土壤的小，由此引起两者的物理、水分等性状的不同。

总之，生物因素是影响土壤发生发展的最活跃因素。土壤动物、微生物和植被构成了土壤生态系统并共同参与了成土过程。它们构成的生物小循环是成土过程中的积极因素。在这三者之中，植物起着积极主导作用。特别是绿色高等植物，它们选择性吸收分散于母质、水圈和大气圈中的营养元素，利用太阳辐射能制造有机质，创造了土壤中的有机组成部分；并使植物生长所必需的元素在土壤中富集起来，使土壤与母质有了性质上的差别。由于不同植物类型的生长方式不同，所形成的土壤有机质在性质、数量和积累方式上也不同，这造成了土壤性质的差别。

第四节 母质因素的成土作用分析

母质是形成土壤的物质基础。年轻土壤的一些性质主要是继承母质的，如我国分类中的潮土。即使最古老的土壤，也残留着母质的影响。

一、母质的概念

读过土壤学的人，都知道“A、B、C”。土壤学中，称A和B为“土层”，它们构成土壤剖面的“土体”部分，是成土过程的产物。C叫做母质，它是风化过程的产物。有各种各样的C层，它们的成因不同，性质不一。确定一个土壤的母质是一件困难的工作。

对于一个未经扰动的原地岩石风化物上发育的土壤，可以通过母质C层与土体(A+B)在性质上的差别进行比较，判断土壤发生了什么变化。但在剖面中母质C层起始于何处，土体又止于何处呢？C层是风化作用的产物，土体是成土过程的产物，理论上如是说，但风化与成土过程是看不见摸不着的，又怎能截然把它们分开呢？所以，土体与母质的界线是不好确定的。有人提议，有植物根系活动的区域就是土体，这是从土壤具有肥力的概念引伸出来的。但有时植物的根系能扎几米深，那末我们观察土壤剖面取样时，是否要挖几米深？如果一新鲜的土状沉积物，虽然植物还未在其上生长，但它已具备植物生长的条件（肥力），那这个新鲜的沉积物是土壤还是母质？

例如有这么一个景观（图 1.5），山体上部为砂页岩，其下部有火成岩侵入，山上部由砂页岩风化的产物被剥蚀搬运到山下部沉积下来，在这种坡积物上发育了土壤。当我们挖剖面时，剖面的深度穿过坡积物进入火成岩的风化产物，这时描述土壤，能说火成岩的风化物是土体的母质，火成岩是母岩吗？显然不能。这时，可用A-B-2C_r的记载法描述这个剖面。实际工作中，这类问题很多。一个土壤学家需要有良好的地学知识基础，以便处理这样的问题。那些有名的土壤学大师，象B.B.道库恰耶夫，C.F.马伯特也均是杰出的地质学家。

地表流水带来的沉积物，如冲积物，大多是多次沉积。在其上发育的土壤，如果历时不长，冲积层理并不难见，对于判断土体与母质是不太困难的。但如果经过长期的成土过程，已看不出冲积层理迹象，描述剖面时，能说底部的C层是上部土体A与B的母质吗？实际上A和B的母质就是发育A和B的那层物质，并不是现在的C层，C层将变成什么还说不清楚（如图 1.6 所示）。对这类情况，要仔细考虑、慎重判断。一般是通过质地分析，从各粒级含量的比值来判断。

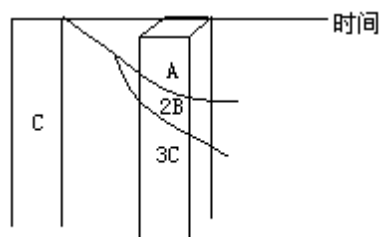


图1.6 冲积发育的土壤的母质分析

研究母质对于理解一个地方的景观发展变化是很重要的，对于研究土壤发生也是很重要的。但注意不要因判断错误而走上歧途。如北京延庆二次土

壤普查曾划分出了石灰性褐土的花岗岩土属，地点在八达岭附近。那里的土壤确实通体石灰性反应，下伏基岩为花岗岩。但实际上土体中碳酸盐并非由花岗岩风化物而来，而是风成黄土带给土壤的，这就是判断母质有误。

母质的类型很多，如各类岩石的风化物、冲积物、黄土状物质、湖积物等等。这里不准备就每一种具体的母质类型对土壤发生的影响进行讨论，而是就母质影响土壤发生发展的三个共同特性——质地、层理状况、矿物学组成进行分析。

二、母质的质地和土壤性状的关系

母质的质地对非成熟的土壤（如冲积土）的质地有直接的影响。甚至当母质是由抗风化的矿物组成时，其质地对成熟土壤或老年土壤（绝对年龄）的质地也有直接的影响。

细质地母质上发育来的土壤比那些从粗质地母质上形成的土壤，一般有机质含量高。其原因可能是较细的质地保水能力强，通过提供较多的水分和养分促进植物生长，从而使每年有较多的有机质追加到土壤中。细质地母质也因其通气不好和具有较低的土壤温度阻碍有机质的分解，从而有助于有机质的累积。此外，粘粒对于有机化合物的吸附，也阻碍了土壤有机质的分解。

母质质地影响渗透性、淋洗速度和胶体的迁移。在湿润地区，如质地适中并渗透性好，则进入土壤的降水就多，淋洗强度大，盐基离子易于淋失，土壤趋于酸性；随之而来的是胶体被迁移到土体下部。如果母质质地非常粗或是砾质的，渗透迅速，土壤保蓄不住水分，常处于干燥状态，则阻碍土壤发育。细质地的母质趋向于阻碍淋洗和胶体的迁移，这使得土体发育较浅。发育在粗质地或透性好的母质上的土壤比起细质地或中等质地的母质上发育的土壤，土体较为深厚，但剖面中发生学土层分异程度低。在坡地上，细质地的母质由于渗透性差，而产生较多的径流，下行淋洗水分少加上流水侵蚀作用的双重影响，产生浅薄的土壤。

三、母质层理对土壤发育的影响

上面讨论的是剖面中母质质地均一的情况。在非均质，即剖面中质地有变化的情况下，母质对土壤发生的影响更为复杂。剖面中母质质地有明显变化，即层理明显的情况下，不仅直接造成土壤剖面的质地分布变化，而且影响水分垂直运动，从而影响土壤中物质迁移的不均一性。例如，上轻下粘的母质，形成“蒙金土”，降水迅速透过上部质地较轻的土层，而吸收保蓄在质地较重的心土层中。相反，质地上粘下砂的母质体，形成“漏风土”，一方面不利于水分下渗造成地表积水洪涝；另一方面，下渗水缓慢地透过粘土层时，只在砂粘界面上作短暂的滞留，然后便迅速地渗漏。剖面中夹粘土层的土壤不易于积盐；但当土壤已盐化后，又不易于洗盐。

四、母质组成和土壤性质的关系

母质的组成对土壤剖面的特性有很大影响。在有机沉积物——泥炭上发育的有机土壤截然不同于矿质沉积物上发育的矿质土壤，这是两个极端例子。

对于矿质沉积物，如果它含有大量的易风化的铝硅酸盐矿物，这些矿物在合适的水热条件下迅速风化，产生大量粘粒，使土壤质地粘重。另一方面，如果母质几乎完全由抗风化的矿物（如石英）组成，形成的粘粒极少，产生粗质地的土壤。在自然界的矿质土壤中，这两种极端例子之间的各种各样的情况都会存在。

不含游离石灰的花岗岩类、辉长岩类等火成岩类的风化产物与富含石灰的沉积岩类的风化产物相比较，前者土壤发育较后者迅速。由各种矿物成分组成的母质与由单一矿物组成的母质相比，前者的土壤发育较后者迅速。

如果说在大范围的宏观地理研究方面，我们注重气候因素对土壤发生的影响；那么，在一定的气候条件下，则应将注意力集中到研究母质对土壤发生的影响上。在一定的地理区域内，其他成土条件相似的情况下，土壤发生和土壤性状与母质有着紧密的发生学关系，土壤类型的不同主要是母质不同造成的。作区域土壤调查时，我们应给予母质充分的注意。

第五节 地形因素的成土作用分析

地形在土壤形成过程中，只是通过对物质与能量的再分配起间接作用，并不直接提供任何新的物质与能量。因此，它与母质、生物和气候等因素不一样，并未和土壤之间进行物质与能量的交换，而只是影响在土壤和环境之间进行的物质与能量的交换。

一、地形通过影响降水和辐射的再分配而影响土壤发生

地形一般分为正地形与负地形，正地形是物质和能量的分散地；负地形是物质和能量的聚集地。降雨落到山坡或山脊上易产生径流，径流汇集在坡麓或山谷中的低平地上，从而引起降水在两者间产生再分配。前者土壤的淋洗程度低于后者，后者土壤的水分状况好于前者。而且，大气降水渗入土壤中转化为地下径流后，也是由前者流入后者，造成它们所发育的土壤的地下水供给条件不同。

不同的坡度影响太阳辐射角，从而影响接收的太阳辐射能量，造成土壤温度的差异。坡向不同影响接收的太阳辐射能不同，也造成土壤温度的差别。在北半球，南坡接受的辐射比北坡多，因此南坡土壤温度比北坡土壤温度高，南坡土壤的昼夜温差也较北坡的大。在大气降水量相同的情况下，由于阳坡接收了较多的太阳辐射能，土壤蒸散量高于阴坡，造成阳坡的土壤水分条件比阴坡的土壤水分条件差。

二、地形影响土壤形成过程中的物质再分配

在山区，坡上部的表土不断被剥蚀，使得底土层总是暴露出来，延缓了土壤的发育，产生了土体薄、有机质含量低、土层发育不明显的土壤或粗骨性土壤。坡麓地带或山谷低洼部位，常接受由上部侵蚀搬运来的沉积物，也阻碍了土壤发育，产生了土体深厚、整个土体有机质含量较高、但发生土层分异也不明显的土壤。正地形上的土壤遭受淋洗，一些可溶的盐分进入地下水随地下径流迁移到负地形，造成负地形地区的地下水矿化度大。在干旱、半干旱和半湿润地区，负地形区的土壤易发生盐渍化。

微地形变化也对土壤发生产生影响。半干旱、半湿润的华北平原上，存在着岗、坡、洼的微地貌变化（如图 1.7 所示），相对高差仅 1—3 米。岗地多是河流故道，土壤砂性大，地下水水质较好；洼地土壤粘重，也是水盐汇集的中心。特别的情况是，盐渍土壤不在积水（雨季）的洼地，而是在岗地与洼地之间的坡地上，所谓“二坡地积盐”。因为“二坡地”质地适中，地面蒸发强烈，又有地下侧流水补给，水分蒸发后留下盐分积聚于地表。而洼地雨季积水带来一定程度的淋洗，同时地表多为粘土而抑制蒸发，所以不致盐化。

地形部位对土壤的发生和土壤的各种特性有很大影响。在同一地区其他成土条件类似的情况下，往往因地形部位不同，产生不同的土壤类型。这就是为什么土壤调查者在野外极力地寻找地形变化特征线作为土壤界线的原因。

第六节 时间因素在成土过程中的作用

B.B.道库恰耶夫将土壤定义为“历史自然体”。土壤不仅随着空间条件的不同而不同，而且随着时间的推移而变化。可以说，土壤是在永恒变化着的。这种变化有时是发展；有时是破坏；有时是进化；有时是退化。我们现在所研究的各种各样的土壤类型均可看作是处在一个时间极长、范围极广的统一运动过程中的一刻静止瞬间的片断。以上各节谈到的气候、生物、母质、地形等因素，是通过时间因素作用于成土过程的。在其他因素相同的情况下，具有不同年龄或不同发生历史的土壤必然存在着性状上的差异。

一、土壤年龄的概念

B.P.威廉斯提出了土壤的绝对年龄和相对年龄的概念。就一个具体土壤而言，它的绝对年龄应当从该土壤由新鲜风化层或新母质上开始发育的时候算起；而相对年龄则由个体土壤的发育程度来判断。在一定区域内，土壤的发生土层分异越明显，相对年龄越大。如从A-C剖面构型到A-B_w-C剖面构型到A-B_t-C剖面构型，相对年龄越来越大。

无论是绝对年龄，还是相对年龄，都可以表示成土过程的速度以及土壤发育阶段的更替速度。对于两个相对年龄相同或发育程度相同的土壤来说，绝对年龄大的土壤较绝对年龄小的土壤发育速度慢；而对于两个绝对年龄相同的土壤来说，相对年龄小的土壤发育速度较相对年龄大的土壤发育速度慢。

相对年龄可以通过土壤发育程度即剖面土层分异程度来判断。绝对年龄则得用地学测年的方法确定，如地层对比法、古地磁断代法、热释光法、同位素法等。

二、土壤发育速度

土壤发育速度取决于成土条件，不同的土壤发育阶段，土壤发育速度也不同。

在干旱寒冷的气候条件下，发育在坚硬岩石上的土壤，发育速度极其缓慢，长期处在幼年土阶段（按相对年龄），如青藏高原上的“寒漠土”。另一方面，在温暖湿润的气候条件下，松散母质上的土壤发育速度非常迅速，在较短的时间内即可发育为成熟土壤。

有利于土壤快速发育的条件是：温暖湿润的气候；森林植被；低石灰含量的松散母质；排水条件良好的平地。阻碍土壤发育的因素是：干冷的气候；草原植被；高石灰含量且通透性差、紧实的母质；陡峭的地形。

据报道，美国阿拉斯加州冰碛物上形成的灰化土历时1000年左右，而在瑞士云杉林下类似灰化土的形成只经历了370年。

土壤的发育速度整体上随发育阶段而变化。一个土壤的有机质含量的变化可以分为三个阶段：在土壤发育初期阶段，有机质含量迅速地增加，因为土壤中有机质增加的速度大大超过有机质的分解速度；成熟阶段的土壤以有机质含量的稳定不变为特征，此阶段有机质的增加与消耗持平；到了老年期，或由于合成有机质的条件消失（如土壤贫瘠），土壤有机质含量以下降为特征。

随时间推移土壤发育速度发生变化的另一个例证是硅酸盐粘土矿物的形成。在一个新鲜的花岗闪长岩风化物上，土壤形成的初始阶段以原生矿物分解而迅速合成粘土矿物为特征；土壤发育到成熟阶段，原生矿物分解并合成

粘土矿物的速度与粘土矿物分解的速度相等，土壤以粘土矿物含量不变为特征；进入老年阶段，原生矿物已风化殆尽，粘土矿物合成速度必然低于粘土矿物分解速度，土壤以粘土矿物含量减少为特征。

三、土壤发育的主要阶段

如果土壤发育条件有利，母质可以在较短的时间内转变为“幼年土”。这个阶段的特征是有有机质在表面累积，而风化、淋洗或胶体的迁移都是微弱的，仅存在A层与C层，土壤性状在很大程度上是由母质继承来的。随着B层的发育，土壤达到成熟阶段。如果成土条件不变，成熟土壤继续发展，最终可以变为高度分异的土壤，以致于在A与B之间出现一个舌状的漂白层A₂，土壤进入老年阶段。图1.8表示了土壤发育的这几个阶段。

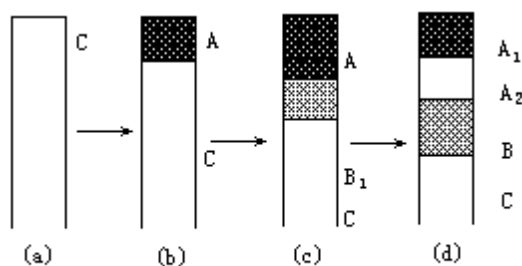


图1.8 土壤发育的阶段序列

实际上，土壤发育演替千变万化，随成土母质的性质和发育过程中其他成土条件（气候、生物、地形等）的变化而变化。如抗风化的石英砂母质上发育的土壤长期停留在幼年土壤阶段；有些成熟的土壤因为受到侵蚀而被剥掉土体，新的成土过程又重新开始。因此，上述的由幼年土 成熟土 老年土的发育阶段变化不过是一种理想模式，并非真理。

四、古土壤与遗留特征

古土壤是与当地现代景观条件不相同的古景观条件下所形成的土壤，它的性质与现代当地土壤有某些差异。古土壤往往与气候条件变迁有关系。按古土壤分布及其保留的现状，大致分为三类：

1. 埋藏古土壤，系原地形成并被埋藏于一定深度的古土壤。它一般保存较完整的剖面 and 一定的发生土层层理，如淋溶层、淀积层、母质层，甚至有的还保留有古腐殖质层。黄土高原地区深厚的黄土剖面内埋藏的红褐色古土壤条带，即属埋藏古土壤。

2. 残存古土壤，系原地形成但又遭受侵蚀后残存于地表的古土壤。残存古土壤原有的腐殖质层或土体上半部分已被剥蚀掉，裸露地表的仅为淋溶层或淀积层以下部分。在新的成土条件下此残缺剖面又可继续发育，或在其上覆盖新的沉积物，形成分界面明显的埋藏型残积古土壤。北京低山丘陵区零星分布在各类岩石上的红色土，即属残存古土壤。

3. 古土壤残余物，系古土壤经外营力搬运而重新堆积后形成，与其他物质混杂在一起。北京周口店洞穴堆积物中就有古土壤残余物。

所谓遗留特征是指地球陆地表面现代土壤中存在着的与目前成土条件不相符合的一些性状。如现代河流高阶地上的土壤中发现有铁锰结核或锈纹锈斑，这是以前该河流阶地土壤未脱离地下水作用，在氧化还原交替作用下产生的。而目前由于阶地的抬升已不具备发生氧化还原交替过程的条件，这些铁锰结核或锈纹锈斑就称为现代土壤中的遗留特征。

古土壤和遗留特征都是表明成土过程或成土条件发生了变化的证据。研

究它们对了解土壤发展历史和成土条件的变化具有实际意义。

第七节 内动力地质作用对土壤发生的影响

很大程度上，土壤的发生发展也受内动力地质作用的影响，主要是受新构造运动和火山喷发作用的影响。

一、新构造运动对土壤发生的影响

新构造升降运动引起的侵蚀基准面变化，控制着一系列地质作用的进行。土壤中常见的淋溶与淀积，表面侵蚀与表面堆积等发生过程均与侵蚀基准面的变化有关。

在新构造运动引起的地形上升地区，由于侵蚀基准面的下切，土壤的不稳定性增加。土壤受到剥蚀而改变了原来的状态，或者是剥掉了腐殖质层；或者是剥掉了整个土体，在新的条件下开始新的成土过程。在地形下降区，侵蚀停止，堆积作用开始，原来的土壤可能由于被埋藏到深处不再与外界条件作用，停止了原先进行的成土过程，而成为埋藏土壤；新覆盖层则开始了它与外在成土条件相吻合的成土过程。这种新构造运动对土壤发生的影响随处可见。如山东泰山山麓若干地方都在较高的阶地上发现了砂姜黑土。它色泽深暗，但活性有机质含量仅 1% 左右，已完全脱离了地下水的影响。广西钦州地区海滨高 20 米的阶地上，有古红树林沼泽环境里形成的残余酸性硫酸盐盐土，有机质含量高达 6—7%，但胡敏酸与富啡酸的比值很低，保持着原强酸性的特征。这些则是经新构造运动抬升后，改变了生物小循环产生的结果。

新构造运动不断抬升地区，土壤不断遭受剥蚀，阻碍了土壤发育，致使土壤长期保持幼年状态，如我国黄土高原区。而在新构造运动不断下降区，则常接受新鲜的沉积物，也阻碍了土壤发育，致使土壤发生层分异不明显，未能形成地带性成熟土壤，华北平原是一例。

干旱、半干旱区的河谷低阶地上的盐化土壤，由于新构造运动抬升，侵蚀基准面下切，脱离了地下水的影响，土壤发生脱盐过程。

二、火山喷发作用对土壤发生的影响

火山喷发，周围地区的土壤上沉降了火山喷发物。如果这一火山喷发物的覆盖层足够厚，则原来土壤中进行着的土壤过程中断，该土壤成为埋藏土壤。而在新鲜的火山喷发物上开始新的成土过程。

如火山不断喷发，则会经常有新鲜的沉降物落下，致使土壤始终保持在幼年状态，没有明显的发生土层分异。

火山喷发引起的地震，也造成附近地区处于不稳定状态的土壤产生崩塌、滑塌、泻溜等运动，迁移到稳定的地形部位上，导致两地原来的土壤都发生了变化。

第八节 人类活动对土壤发生发展的影响

自从有了人类文明史，人们就开始干预土壤的发生发展。随着生产的发展，人们对土壤的干扰程度越来越大。自然土壤开辟为耕作土壤是普遍的情况。有些干扰程度之大，以致改变了原来土壤的基本性状，产生了新的土壤类型。有的土壤分类系统中列出了“人工土”分类单元，说明人们高度重视人为活动给土壤带来的影响。如联合国粮农组织的土壤分类中列出“人工土”单元。“中国土壤系统分类”中设立了人为土纲，包括水稻土、菜园土、灌淤土等土类。

人类活动作为一个成土因素，对土壤的影响与其他自然因素有着本质上的不同。这个不同就在于人类活动是有意识有目的的。这些活动对土壤造成的影响有时是有益的，有时是有害的。如对沼泽地进行人工排水，改善了土壤的水、气、热条件，促进土壤熟化，成为高产土壤；在盐化土壤区，通过深沟排水，降低地下水位，引淡水洗盐，改良了盐化土壤；施肥、耕作等措施改善了耕层土壤的肥力和物理性状；这些活动都促使土壤向高肥力水平和高生产力方向发展，是有益的。另一方面，人类活动给土壤带来的不利影响也很多。如我国 50 年代引黄灌溉，造成大面积土壤的次生盐渍化。美国 30 年代大面积垦荒，造成大面积土壤沙化；大量施用农药和灌溉污水，造成土壤中有毒物质的残留；只向土壤要粮，不给土壤施肥的掠夺性经营，造成土壤肥力水平的降低等等。充分认识人类活动对土壤发生发展的影响，其重要意义在于尽可能避开人类对土壤影响的不利方面，充分发挥人类活动的积极因素，促使土壤向着高肥力水平的方向发展。

耕作土壤是受人类干预最大的土壤。然而，人类对于土壤的影响是在自然土壤基础之上发生的。自然成土条件所留下的自然土壤的特性，必然赋予了耕作土壤不同的特性，而且自然成土条件仍继续与人类活动一起综合地影响着土壤发生过程，这就是千差万别的耕作土壤的起因。如北方水稻土与南方水稻土相比，在土壤温度状况方面和供给矿质养分水平方面，均存在着很大的差别。如果不是人为干扰程度太大，以致产生不可逆的质的变化（如城镇垃圾堆垫）；那么，当人类退出对土壤的干扰后，人类活动留下的痕迹会逐渐消失，土壤又会恢复到与自然成土条件相吻合的状态。这是我们的生态恢复观点的基础。

第九节 成土因素与土壤分类的关系

气候、生物、母质、地形、时间、内动力地质作用以及人类活动等因素都对土壤的发生产生影响。这些因素的不同组合，对土壤的综合作用不同，则产生各种各样的土壤类型。成土因素学说就是研究这些外在环境条件对土壤发生、土壤性质影响的学说，是土壤发生学的研究内容。它虽与土壤分类学有着密切的联系，但分属于不同的分支土壤学科。

一、土壤分类不应以成土条件为依据

土壤分类是对土壤本身的分类。如果依据土壤的外在环境因素对土壤进行分类，就会掩盖土壤群体内土壤个体之间、土壤个体与土壤类型之间、土壤类型之间的关系，也会给分类带来不确定性。成土条件错综复杂地作用于土壤，虽然对土壤性质有影响，但并不代表土壤本身。这就象对植物分类一样，我们是根据一个植物的形态特征，器官等进行分类，而不是依据这个植物生长在什么地方或者是与什么其他植物生长在一起等环境条件分类，后者是植物地理学研究的内容。B.B.道库恰耶夫创立土壤是一个“独立的历史自然体”概念之前，曾有以外在环境条件分类土壤的，把土壤看作是与其某一因素有联系的物体。本章开头介绍的法鲁的分类就是如此，那时土壤学还未成为独立的学科，是依附于地质学的。

气候条件对土壤的发生起着积极能动的作用。直接受气候条件影响最大的，或者说与气候条件有直接关系的就是土壤的水热状况。但土壤的水热状况还受地形、地表覆盖等因素的影响。如在同一气候条件下，低洼部位受地下水影响的土壤与山坡上或高平地上不受地下水影响的土壤相比较，在土壤水分状况上存在着很大的差异。在同一地区，裸露的土壤与被森林覆盖的土壤相比，土壤温度和土壤湿度的年较差也是不同的。只有依土壤本身的水热状况分类土壤，才能反映土壤水热状况的实际。用气候对土壤分类并不是土壤分类，而是土壤分区。

母质是产生土壤的物质基础，但土壤不同于母质。经过成土作用，土壤的性质已发生了一系列变化。因此，如果用母质对土壤进行分类，将不会反映土壤本身的性质。

时间是土壤发育的一个尺度，但土壤发育所经历的时间都已成为过去。对于土壤发育的历史，我们是凭借对土壤的观测和有关学科的知识综合分析推测的，难免存在偏见。根据这种推测对土壤进行分类也必然给分类带来不确定性。只有依土壤的性质分类土壤才使分类有据可查。一个土壤，无论它是历史形成的古土壤，还是现代条件形成的土壤，只有依据它们本身的性质进行分类，才会不同的分类者之间有一个共同的比较基础。

二、成土因素分析指导土壤分异特性的选择

土壤有许多性质，选择哪些性质作为分类土壤的依据（分异特性），才能使分类结果反映土壤个体之间、土壤个体与土壤类型之间、土壤类型之间的关系呢？成土条件分析是我们研究土壤发生关系的一条线索，根据这条线索去寻找那些在发生学上意义重大的土壤性质作为分类的依据，就能最大限度地表达上述那些土壤发生关系。如气候条件是推动土壤中一切成土过程进行的动力，土壤中一切物质与能量的迁移与转化无一不和气候有关。因此，我们可以用土壤的水热状况作为分异特性，在高级分类中划分土壤类型。

石英砂这种物质抗风化，它是阻碍土壤发育的原因，在石英砂母质上发

育的土壤均处在幼年阶段。因此，我们可以用石英砂的特性分类土壤，建立“石英砂新成土”，以反映该类土壤的发生学特性。但这要求土壤本身的物理、化学、矿物学特性必须由石英砂的特性决定。相反，一个在花岗岩上发育的土壤，其风化度很高，原生铝硅酸盐矿物都已转化为粘土矿物，只有抗风化的石英砂残留下来。此时，我们不能用“花岗岩母质”去分类定义或命名该土壤。因为土壤所表现的特性是粘重、渗透性差、矿物学性质为次生粘土矿物所支配，已完全不具有花岗岩母质（风化物）所具有的质地粗、松散、渗透性强、混合矿物型等特点。“花岗岩母质”只是用于我们描述土壤时，作为表示该土壤的发生起源这一成土因素的记载术语。

成土因素分析不单是我们组织有关土壤知识概念并建立分类体系的指导，它也是我们在野外鉴别土壤、划分土壤界线的重要参考依据。如在北京地区，降水量低于潜在蒸发蒸腾量，土壤中只有季节性（雨季）的淋溶，而在旱季，土壤是以蒸发蒸腾占主导的。如果一个土壤的母质是石灰性的，则该母质上产生的土壤大多是石灰性反应的，而同一地区在非石灰性母质上产生的土壤则无石灰性反应。因此，石灰性母质（石灰岩、钙质胶结的其它沉积岩类）和非石灰性母质（火成岩类、非钙质胶结的沉积岩类）就成为我们在该地区鉴定土壤是石灰性的，还是非石灰性的重要依据。两类母质的分布界线，也就成为我们划分石灰性土壤与非石灰性土壤界线的重要参考界线。

第二章 土壤形成过程与发生土层

现在覆盖于陆地表面的土壤是在一定的时间和空间条件下，在母质、气候、时间等诸多成土因素的共同作用下，经过一定的土壤形成过程而产生的。概括起来，土壤形成过程有以下几条特点：

1. 土壤形成过程是复杂的物质与能量迁移和转化过程的综合（图 2.1、2.2），母质与气候之间的辐射能量交换是这一综合过程的基本动力，土体内部物质和能量的迁移和转化则是土壤形成过程的实际内容。

2. 土壤形成过程是随着时间进行的。

3. 土壤形成过程由一系列生物的、物理的、化学的、物理化学的基本现象构成。它们之间的对立统一运动，导致土壤向某一方向发展，形成特定类型的土壤。

4. 土壤形成过程是在一定的地理位置、地形和地球重力场之下进行的。地理位置影响着这一过程的方向、速度和强度。地球重力场是引起物质（能量）在土体中作下垂方向移动的主要条件。地形则引起物质（能量）的水平移动。

由于成土条件组合的多样性，造成了成土过程的复杂性。在每一块土壤中都发生着一个以上的成土过程，其中有一个起主导作用的成土过程决定着土壤发展的大方向，其他辅助成土过程对土壤也起到程度不同的影响。各种土壤类型正是在不同的成土条件组合下，通过一个主导成土过程加上其他辅助成土过程作用下形成的。不同的土壤有不同的主导成土过程，即主导成土过程的多

样性形成了众多的土壤类型。B.P.威廉斯关于生物累积过程是主导成土过程的观点带有片面性。生物累积过程在土壤形成过程中具有累积矿质养分的积极作用，但并不是所有的土壤的发展方向都是以生物累积过程为主导的。除了有机质特性外，土壤中还有其他许多重要的性质。

第一节 基本成土过程

我们将土壤中物质的交换与转化看作为成土过程；但不把土壤中能量的交换与转化作为成土过程，而仅仅将它看作是成土过程的动力；尽管能量交换和转化与物质的交换和转化常是相伴发生的。概括起来，土壤形成过程包括：

1. 有机物与无机物以固体、液体或气体的形式加到土壤中。
2. 这些物质从土壤中丧失。
3. 在土壤内部物质从一处迁移到另一处。
4. 在土壤内部有机物或无机物的转化。

下面列举的基本土壤形成过程分别属于这四个方面，其中的一些具有交叉重叠的意义。

一、淋溶与淀积过程

淋溶(eluviation)与淀积(illuviation)作用是一个问题的两个方面，是指土壤剖面中物质以溶液的形式从一处迁移到另一处的运动。剖面中，在下行水的参与下，土壤上部的物质被活化，尔后随着下行水向剖面下部迁移，在下行水停止移动之处，土壤溶液中的物质淀积下来。

二、淋洗过程

淋洗(leaching)与淋溶这两个词相似，但内涵不同。淋洗意味着物质被下行水携带迁移出整个土体，它比淋溶的强度更大更充分。淋洗是许多土壤中胶体迁移的先决条件，因为只有那些作为胶体絮凝剂的盐分被淋洗掉，胶体才可能被分散迁移。苏联学者波洛诺夫于1937年根据对火成岩和河流中溶解物的分析，列出了某些土壤成分的相对活性序列表。在此表中设定 Cl^- 的活性为100，其他成分的活性则分别是： SO_4^{2-} ，57； Ca^{2+} ，3.00； Na^+ ，2.40； Mg^{2+} ，1.30； K^+ ，1.25； SiO_2 ，0.20； Fe_2O_3 ，0.04； Al_2O_3 ，0.02。土壤矿物中的这些成分是以上述次序被淋洗出土体的。

三、富集过程

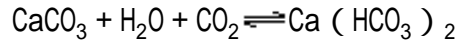
富集(enrichment)，可能是就某一土层中物质相对增加而言的。但一般是指整个的土壤由于处在景观中的低洼部位，而从周围获得物质。在温暖湿润的气候下，处于低洼部位只受到轻微淋洗的年轻土壤是典型的富集了植物营养物质的土壤，由于水分从周围侧流进入该区，那里的土壤也富集碳酸盐，如我国江汉平原上的土壤。但在没有石灰性物质和其他盐基物质且高度淋洗的地区，低洼区土壤不是典型富集的，反而是整个景观中淋洗最强、最酸的土壤，如广东省东江流域的低湿洼地。

四、表面侵蚀和表面累积过程

表面侵蚀(erosion)是指由于雨滴的撞击，径流水搬运而引起的表层土壤侵蚀。风力也是造成表土侵蚀的一种常见因素。表面累积(cumulization)与表面侵蚀正好相反，是用来表述由于流水或风等作用，使物质在土壤表面累积的一个术语。如黄土高原的表土由于风的吹蚀被吹扬到我国东南部沉降下来即是反映了表面侵蚀和表面累积这一对相伴发生的过程。山坡高地的土壤被流水搬运到山麓低地也是如此。严格说来，表面侵蚀与表面累积这对过程不是成土过程而是地学过程，但它们对土壤形成的影响是很大的。一般说来，这对过程延缓土壤剖面发育和土层分异过程。

五、脱钙与钙积过程

这对术语特指土壤剖面中碳酸盐的淋溶与淀积过程。碳酸盐移动的一般反应式是：



脱钙 (decalcification) 作用被认为发生于水和二氧化碳存在的条件下, 此反应式向右移动, 形成可溶的重碳酸盐, 并随水分移动淋溶出某一土层或整个土体。当土壤脱水或二氧化碳分压降低的情况下, 上述反应式向左移, 溶液中的重碳酸盐转化为难溶的碳酸盐在土壤中淀积下来即为钙积 (calcification)。在半干旱、半湿润的气候条件下, 通常是上部土层脱钙, 而下部土层出现钙积, 可见到松软粉末状石灰或石灰结核等钙积特征。在较湿润地区, 则整个土壤剖面脱钙, 碳酸盐被淋洗出土体。在地下水位较高, 且富含碳酸盐的情况下, 在土壤剖面中地下水交替升降的部位, 也可常见石灰结核, 这与上述“脱钙与钙积是指碳酸盐的淋溶与淀积过程”定义的意义不同。

六、脱盐与盐化过程

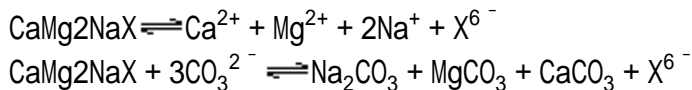
脱盐 (desalinization) 常用来指由于淋洗, 可溶盐从某一土层或从整个剖面中移去的过程。这些土壤在脱盐以前含有许多可溶盐以致植物生长受到抑制。因此, 脱盐过程只有在可溶盐累积以后, 即盐化作用 (salinization) 以后才能发生。在下行水的携带下, 土壤中的可溶盐被迁移到下部土层或被淋洗出整个土体。

盐化过程多发生于干旱、半干旱地区。成土母质中的易溶、可溶盐被淋洗到地下水中, 并随地下水流动迁移到排水不畅的低洼地区, 在蒸发量大于降水量的情况下, 盐分又被上行水携带到土体表层集聚, 形成盐化层。下面列出一些化合物在 0°C 条件下的溶解度排列顺序, 以便作为脱盐和盐化过程中盐分移动次序的参考:

K_2CO_3 , 112; CaCl_2 , 59.5; MgCl_2 , 54.3 (20) ; NaCl , 35.7; KCl , 27.6; MgSO_4 , 26.0; $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, 16.2; FeSO_4 , 15.7; K_2SO_4 , 12.0 (25) ; Na_2SO_4 , 4.8; CaSO_4 , 0.2; MgCO_3 , 0.01; CaCO_3 , 0.001 (25) ; FeS , 0.006 (18) 。

七、碱化与脱碱化过程

碱化过程 (alkalination) 指钠离子在土壤胶体上的累积, 使土壤呈强碱性反应, 并形成物理性质恶化的碱化层。土壤溶液中的所有阳离子可与胶体负电荷吸附的阳离子起可逆置换反应, 这个反应可以下面的公式表示:



这里的 X 表示粘粒或有机物质等土壤胶体, 它带有负电荷。从这个公式和碳酸盐的溶解度来看, 在 Na^+ 析出之前, 大多数 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 先被沉淀。这样, 大大提高了留在土壤溶液中 Na^+ 的浓度, 使之与胶体上吸附的其他阳离子起置换反应的机遇增大了, 从而发生碱化过程。

脱碱化 (dealcalization) 是碱化过程的逆过程, 指钠离子脱离土壤胶体进入土壤溶液的过程。这个过程往往伴随着粘粒 (胶体) 的分散。粘粒分散的发生是由于 Na^+ 脱离胶体而进入土壤溶液, 此时土壤溶液中又缺少 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等其他阳离子, 不能填补胶体负电荷由于 Na^+ 下来所造成的空白。如果用

来淋洗碱土的水中含有高浓度的 Ca^{2+} 或 Mg^{2+} ，则可以减少分散，因为 Ca^{2+} 和 Mg^{2+} 可以置换胶体上的 Na^+ ，起到凝聚胶体的作用。

八、机械淋洗过程

机械淋洗 (lessivage) 指细粘粒 (< 0.0002 毫米) 和较少数量的粘粒 (< 0.002 毫米) 及细粉砂以悬浮态向下淋溶到土体中的裂隙和其他空隙中，并在脱水的情况下在这些空隙壁上淀积下来，机械淋洗产生的土壤特征是：

1. A 层中或淋溶层中粘粒的输出减少；
2. B 层或淀积层中粘粒含量相对于 A 层或 C 层中富集；
3. B 层相对于 A 层来说，细粘粒占总粘粒的比例增高；
4. 在 B 层的土壤结构体面上或孔隙壁上可见到粘粒胶膜，或用偏光显微镜观察时可见光性定向排列粘粒。

在一些地区，机械淋洗是产生粘化层的主要原因。移动到 B 层的粘粒可能是 A 层的风化产物，也可能是在土壤发育期间由其他外力作用附加到土壤中的。

九、灰化过程

灰化过程 (podzolization) 是指在土体上部，特别是在亚表层中二氧化硅的相对富集和三氧化物相对减少的过程。该过程主要发生在寒湿气候和郁闭的针叶林植被下。有机酸溶液在下渗过程中，将上部土体中碱金属和碱土金属淋失，并使矿物中的铝硅酸盐分离，在淋溶层形成还原态的铁、铝，并以胶体形式向下淋溶。它们在土体下部遇到高盐基状态或水分被土壤吸收而淀积于土体下部。这样，在土体上部形成一个二氧化硅富集的灰白淋溶层，称漂白层 (Albichorizon)；而在土体下部形成一个三氧化物和腐殖质富集的红棕色的淀积层，称灰化淀积层 (Spodichorizon)。也有人认为，灰化过程中铁、铝与腐殖质酸形成螯合物的形式向下淋洗。

十、脱硅或富铁、铝过程

脱硅过程 (desilication) 一般是指硅从土体中移出，而铁铝相对富集的过程，所以也称富铁、铝过程。2—5 微米的石英和无定形硅随着温度升高其溶解度增加 (表 2.1)。在热带、亚热带高温高湿条件下，铝硅酸盐矿物迅速强烈分解，释放出大量盐基物质，使风化溶液呈中性或碱性反应，致使硅酸大量淋失。铁、铝等元素却在碱性风化液中进行沉淀、滞留，造成铝、铁、锰氧化物在土体中残留或富集，甚至形成铁磐层或聚铁网纹层 (Plinthite)。

表 2.1 2—5 μm 石英和无定形硅的溶解度

温度 /	石英 / ($\mu\text{g} / \text{g}$)	无定形硅 / ($\mu\text{g} / \text{g}$)
5	=6	=60
25	=11	=120 — 140
50	=25 — 30	=200
75	=50	=300

十一、泥炭形成与枯枝落叶堆积过程

泥炭形成过程 (Paludization) 实际上是指有机质以植物残体形式累积的过程。主要发生在地下水位高，或地表有积水的沼泽地段。湿生植物残体

因缺氧条件而不能彻底分解，以不同分解程度的有机残体累积于地表，形成一个很厚的泥炭层。

枯枝落叶堆积过程 (littering) 是指植物残体在矿质土表面累积的过程。它往往发生在森林植被条件下，形成一个枯枝落叶层。这些有机物质累积的原因，并非因积水缺氧，而是因为通风干燥缺水而难以分解。

十二、腐殖质化过程

腐殖质化过程 (humification) 指的是土壤中的粗有机质转化为腐殖质的过程。其转化过程的步骤如表 2.2 所示。表中所列植物组织中的有机化合物从上到下分解的难度变大。腐殖酸聚合程度增加的次序是：富啡酸(黄色)、棕色腐殖酸、黑色腐殖酸。这三种酸有时被认为分别是粗腐殖质、中腐殖质、细腐殖质的特

表 2.2 有机质转化为腐殖质的某些步骤

植物组织中的有机化合物	水解	分解的化合物	聚合	稳定的化合物
淀粉、纤维素、半纤维素、 果胶、尿酸		+H ₂ O=单糖	聚合作用(腐殖质化)	腐殖质
蛋白质		+H ₂ O=氨基酸		
木质素、腊质、树脂		+H ₂ O=酚		

征。由于植被类型、覆盖度、以及有机质分解的情况不同，腐殖质累积的特点也不同。如湿草原植被下的 A 层土壤颜色为黑色；针叶林下 A 层土壤为棕黑色。腐殖质化作用产生的腐殖质是土壤水稳定性结构体形成的构成物。

十三、矿化过程

矿化过程 (mineralization) 是指有机物质分解释放出矿质元素的过程。植物残体中贮存的养分对植物生长一般是无效的，只有通过燃烧或缓慢的氧化腐解所进行的矿化过程，才能分解成可被植物吸收的离子状态。在土壤中，有机质的矿化过程主要是靠微生物活动完成的。矿化过程是构成“生物小循环”过程的一个重要环节。

十四、分解与合成过程

分解 (decomposition) 和合成 (synthesis) 是指土壤中矿物质和有机物质的分解过程与新矿物和新有机物的合成过程。如原生铝硅酸盐矿物分解与次生粘土矿物的合成。

十五、黑化和淡化过程

黑化 (melanization) 和淡化 (leucinization) 指的是土壤中色彩的变化。其原因有：

1. 有机质的增加与减少；
2. 粗有机质转化为细腐殖质；
3. 暗色矿物和淡色矿物的转化。

如土壤中植物残体分解并腐殖质化，使土壤颜色变黑，这常见于泥炭土熟化过程中。反之，黑土开垦后，由于有机质含量降低，土壤颜色逐渐淡化。

十六、棕化、红化与铁化过程

沿着从极地到赤道这一横切线，不受地下水影响的土壤的颜色呈逐渐变红的趋势。这是由于从极地到赤道，土壤中铁的氧化逐渐增强，氧化铁逐渐增多，产生色散的缘故。在北半球，棕色土壤 (棕壤、褐土)、红棕色土壤

(黄棕壤)和红色土壤(红壤、砖红壤)由北向南依次出现,它们的色调可能与土壤中发生的棕化(braunification)、红棕(rubification)和铁化(ferrugination)这三种色变过程有关。

十七、潜育化过程

土壤形成过程中的潜育化过程(gleization)是在土体中发生的还原过程。在整个土体或土体下部,土壤因长期处于水分饱和、缺乏空气的还原状态,产生有机与无机的低价态物质,如二价铁、锰,从而形成一颜色呈蓝灰或者青灰的还原土层,称为潜育层。

十八、氧化-还原过程

氧化-还原过程(oxidization - reduction)主要发生在直接受地下水浸润的土层中。由于地下水位在雨季升高、旱季下降,致使该土层干湿交替,引起该土层中铁、锰化合物的氧化态与还原态的变化,产生局部的移动或沉积,从而形成一个具有锈纹、锈斑或铁、锰结核的土层。

十九、熟化过程

熟化过程(ripening)特指呈嫌气状态的还原性土壤在排水条件下,由于空气的进入,原还原性的有机土壤物质,如泥炭,发生化学的、物理的和生物学的分解反应的过程。值得提及的是其他一些改良和培肥土壤的农业措施也泛称土壤熟化过程,但与这里的熟化过程的含义不同。

二十、疏松与紧实过程

土壤中存在的空隙增加和减少的过程,分别称之为疏松过程(loosening)和紧实过程(hardening)。耕作土壤使耕层土壤变得疏松,而使犁底层的土壤变得紧实。

二十一、土壤混合过程

土壤中既有造成发生土层分异的过程,也存在着使土壤物质互相混合的作用。目前认识到的土壤混合过程有:

- 1.动物的混合作用,如蚂蚁、蚯蚓、啮齿动物和人类引起的土壤物质混合。
- 2.植物对土壤的混合作用,如树倒伏时的掘土作用所引起的土壤物质混合。
- 3.冻融作用引起的土壤物质混合。
- 4.泥石流引起的土壤物质混合,这在发生干缩、湿胀作用的土壤中尤为常见。

土壤中的混合作用与分异过程是一对矛盾的两方面,土壤分异作用使土壤剖面发生土层分异,而土壤混合作用却使土壤剖面均一化。在混合与分异的矛盾对立统一运动中,产生了目前瞬时相对静态的各种土壤。

第二节 土壤发生层

随着土壤形成过程的进行，原来均质的母质发生分异，形成不同的土壤发生层。上述基本的土壤形成过程或它们的组合（混合过程除外），都形成一种相应的土层。如机械淋洗过程形成粘化层，潜育化过程形成潜育层，等等。

然而，各种基本成土过程，都是土体中进行的物质（能量）迁移与转化过程的一部分，尽管各种成土过程都发生于土体中的特征层位，但任何一个过程都与整个土体的物质（能量）运动相联系。由任何一种基本成土过程或几种基本成土过程组合所形成的典型土层，都与其上下土层有着发生上的层位关系。如机械淋洗过程形成粘粒淀积的粘化 B 层，其上部必然存在一个粘粒迁出的淋溶层；灰化过程使亚表层土壤中的铁、铝向下移动，使该层成为二氧化硅相对富集的灰白淋溶层——漂白层，而其下部必然产生一个铁、铝相对增加的灰化淀积层。

不同的土壤发生层的组合构成了各种各样的土体构型，也就是各种各样的土壤类型。就某一具体土壤类型而言，它可以在一种成土过程的作用下形成，也可以由两种或两种以上的成土过程的综合作用形成。各种土体构型是由特定的、并有内在联系的发生土层所组成。它是我们鉴别土壤高级分类单元的基础。根据各种土壤发生层的发生学特征，可给予它们具有发生学含义的命名。

一、主要土壤发生层

以大写字母 H、O、A、E、B、C 和 R 表示主要的土壤发生层。严格地说，C 和 R 不应称作土壤发生层，因为它们不是成土作用产生的，这里只是把它们作为土壤剖面的重要成分与主要发生土层列在一起。

1. H 层

在长期水分饱和的情况下，湿生性植物残体在表面累积形成的一种有机物质层。它是在泥炭形成过程的作用下形成的。

2. O 层

在通气干燥的条件下，植物残体不能分解而大量在地表累积形成的一种有机物质层，它的成土过程是枯枝落叶堆积过程。它不包括在矿质土表以下由分解的根系形成的土层，该层称为 A 层。有时，O 层也可以被埋藏于表面以下。

3. A 层

是一种矿质土层。在表土中，有机质腐殖质化，以细颗粒的形式分散于矿质颗粒中，或者与矿质颗粒包被在一起形成有机、无机复合体，从而形成颜色比它的下伏层暗、有机质含量也较高的 A 层。A 层不具有 E 层或 B 层的鉴定特征。在温暖干旱的气候条件下，表土仅有微弱的有机质累积或根本没有有机质的累积，表层的颜色可能比邻近的下伏层还淡。但如果它与假定的母质的性状有所不同，并且缺乏 E 和 B 层的鉴定特征，也命名它为 A 层，因为它处于表层位置。当然，有时 A 层也可能被埋藏在地表以下。

4. E 层

由于硅酸盐粘粒、铁或铝的损失，或它们某些共同的损失，使抗风矿物（石英）中的砂和粉砂占有较高的含量。它以较低含量的有机质和较淡的颜色而区别于 H 层、O 层、A 层；它也以较高的亮度（value）和较低的彩度

(chroma) 或较粗的质地, 或兼有这些特征而区别于下伏的 B 层, 这个层次被命名为 E 层, 它通常与灰化过程有关。

5. B 层

是一个矿质土层。在这个土层中, 母质的特征已经消失或仅微弱可见。表现出下列特性的一个或多个:

(1) 硅酸盐粘粒、铁、铝或腐殖质以单独的形式或以联合的形式淀积或累积;

(2) 相对于母质来说, 三氧化物残积浓缩;

(3) 成土母质由它原始的状态发生变化, 可表现如下形式之一或几个: 硅酸盐粘粒形成, 氧化物被释放, 色调变红或棕, 形成团粒、块状或棱柱状结构体。

B 层可以是各种各样的, 对应着各种 B 层的是不同的成土过程。因此, 在鉴别 B 层的种类时, 有必要建立它与其上覆下伏层间的关系, 并推测 B 层是如何形成的。用一个下标小写字母来限定它, 以便在剖面描述中使它有足够的内涵。如粘化 B 层, 以 B_t 表示。这里描述的各种 B 层并不是量化的诊断层 (诊断层在以后的章节中介绍), 而仅仅是定性描述。

6. C 层

传统上, C 层指母质层, 假定土体是从它产生的。它位于构成土体的土层 A、E 或 B 的下部, 但并不具有它们的鉴定性质。C 层是风化过程产生的, 风化是地质过程而非土壤过程。一般说来 C 层由松散的物质组成。但当它如此致密, 以致植物根系无法穿透, 甚至用铁锹挖掘也困难时, C 层用一个小写字母 m 作下标修饰, 以表明它的紧实。

7. R 层

R 层是位于其他土壤发生层之下的坚硬的岩石层。R 层的岩石即使是湿润时也不能用铁锹挖动, 所以泥质岩并不是 R 层。R 层的岩石层可能有裂隙, 但对大量根系发展来说是裂隙太少和太小了。可允许根系在其中发育的砾石层被认为是 C 层, 而不是 R 层。

二、过渡土层与混合土层

1. 过渡土层

凡兼有两种主要发生土层特性的土层, 称为过渡土层。其代表符号用两个大写字母联合表示, 如 AB、BA、EB 等。第一个字母表明这个过渡土层的性状更象该字母所代表的主要发生土层的性状。

2. 混合土层

混合土层是由不同的主要土层的块体部分混合而成, 每一块体都可鉴别出它原属于什么土层。而前面定义的过渡土层不能单独地鉴别出主要土层的块体。混合土层的起因来自于混合作用, 如白蚁将心土 B_t 层的土壤物质搬运到 A 层, 使 A 层中掺杂着 B_t 层的土壤物质; 田鼠将表土 A 层的土壤搬运到心土 B 层中, 使 B 层中掺杂着 A 层的土壤物质。混合层用两个被一斜线分开的大写字母表示, 如 A/B, B/A。第一个字母表明该混合土层中此字母土层的土壤物质碎屑或块体占大多数。

三、对主要土壤发生层的修饰字母

在大写字母的右下角附加小写字母可修饰命名主要土层, 以进一步明确那个土层的特性。下标字母联合起来可以指示在这一土层同时出现的两个性

质，如 B_t 表示一个粘化层， B_{tg} 不仅表示该层有粘化现象，还有潜育化现象；但下标字母一般不超过两个。在过渡层使用下标字母不仅修饰其中的一个大写字母，而是修饰整个过渡层。混合土层不用下标字母修饰。用来修饰主要土层的下标字母及含义如下：

b：埋藏或重迭土层，如 B_{tb} 。往往由于表面堆积作用造成原来的土层被埋藏起来，在此情况下，被埋藏的土层即用 b 表示。

c：指物质以结核状累积。此字母常与一表明结核化学性质的字母结合使用，如 B_{ck} 表示有碳酸钙结核。它是钙积过程的结果。

g：反映氧化还原过程所形成的具有锈纹、锈斑或铁锰结核的土层。

h：指矿质土层中积累有机质，如 A_h ， B_h 。但对 A 层来说，只有当 A 层未被耕作或受人类其他扰动时，才使用 h 下标修饰，h 与 p 是彼此排斥的。

k：指碳酸盐的聚积。与钙积过程有关。

m：指土层被胶结、固结、硬结。这个字母常与另一个指示胶结物化学性质的字母联合使用，如 C_{mk} 表示 C 层已被碳酸盐胶结起来，形成了石灰结磐层。

n：钠的累积。如 B_{tn} ，表示碱化层。

p：经耕翻或其他耕作措施引起的扰动。如 A_p ，表示耕层。

q：指硅质聚积。如 C_{mq} 表示 C 层已为硅质胶结成硅化层。

r：地下水引起的强还原作用产生了蓝灰色的潜育层。

s：指铁、铝氧化物的累积。如 B_s 表示一个由灰化作用产生的灰化淀积层，或由富铁、铝化产生的砖红壤性土层。要进一步确定它们的属性则还要看成土条件和剖面构型，如 B_s 层上有一 E 层，则 B_s 为灰化淀积层；如 B_s 层上没有 E 层，则 B_s 为砖红壤性土层。

t：指粘粒聚积的土层。

y：指石膏聚积。如 B_y 表明有石膏淀积，往往表示干旱条件下发生石膏淋溶淀积产生的石膏聚积层。

z：比石膏更易溶解的盐分的累积。如 A_z 表示一个盐化表土层。

w：指 B 层中就地发生了结构、颜色、粘粒含量变化，而非淀积性土层。

x：出现了脆磐（脆磐的定义在第五章介绍）。

u：当主要土层 A 和 B 不被其他小写字母修饰，但必须在垂直方向上续分为亚土层时加 u。加 u 无特别意义，只是为了避免与旧的标志系统 A_1 、 A_2 、 A_3 、 B_1 、 B_2 、 B_3 混淆。在 A 层与 B 层不需要划分为亚土层时，则无需加 u。

四、用阿拉伯数字修饰土层

当一个发生土层需要在垂直方向上划分为几个亚层时，可用阿拉伯数字作下标表示。如 B_{t1} - B_{t2} 。数字系列仅应用于一个土层表示符号上，如土层符号改变了，则重新开始一个数字系列。如 B_{t1} - B_{t2} - B_{tm1} - B_{tm2} 。然而，数字系列不因岩性不连续而打断如 B_{t1} - B_{t2} - $2B_{t3}$ ，这里，字母 B 前面的阿拉伯数字表示岩性（母质）的不连续性。

数字下标也用于过渡层，如 AB_1 - AB_2 。在此情况下，数字修饰整个过渡层，而不仅用于最后一个字母。

阿拉伯数字也用来放在土层字母符号前面表示这个土壤剖面存在着岩性

不连续。如当我们认为 C 层不同于发育土体部分 A 层与 B 层的原始物质时，就可以这样表示这个土壤剖面：A-B-2C；若在 C 层中存在若干强烈不同的层次，可以表示为 A-B-2C-3C-4C-…。当认为发育 A 层与 B 层的原始物质为异元母质时，可以表示为：A-2B-…。

第三节 成土过程与土壤分类的关系

成土过程是土壤发生学研究的范畴，它与土壤分类学有关系，但两者又属土壤学的不同分支学科。

一、成土过程不能作为土壤分类的标准

成土过程是土壤学家根据对土壤剖面的观测结果，分析这些土壤性质与该剖面所处景观条件的关系，并结合有关学科如气候学、地学、土壤学的知识综合分析，推论出来的。对于同一个土壤剖面，具有不同知识背景的人可能对其发生过程有不同的解释，难免带有个人的色彩。另一方面，对于一个事物的认识，是随着对于这个事物的总体认识的深化而不断提高的；因而，对于一个土壤的发生过程的解释也受时代的局限性。同时，我们是通过研究样本的方法来研究土壤这个群体的。由于选取样本少或不具有典型性，再加上研究手段的限制，也难免对一个土壤的发生过程的推断偏离实际。凡此种种原因，都造成土壤发生过程停留在假说阶段，难免想象的东西多于事实。如果以土壤发生过程作为分类土壤的标准，就会给分类带来不确定性，造成使用上的混乱。例如，在我国地理发生学土壤分类体系中，理论上要求以成土条件、成土过程、土壤属性三者的统一来划分土类，但由于客观上这三者往往并不统一，因而在实际工作中常常突出了成土过程或成土条件在土壤分类中的作用。比如褐土土类的定义是：季节淋溶的温暖气候条件下，土体中发生粘化过程和钙积过程，反映在剖面上具备粘化层和钙积层。但在实际工作中，褐土的这三个条件很难一致。只好唯成土条件为依据，凡是在“褐土区”，则不论土壤剖面中是否有粘化过程和钙积过程产生的粘化层和钙积层，统统划归为褐土，使分类成为土壤分区，并不能反映土壤实际情况。

由此可见，成土过程不能作为土壤分类的依据。

二、指导选择土壤性质作为分类依据

成土过程的产物——土壤性质本身是看得见摸得着的客观事实，它不依赖于对其发生过程的解释。用它作为分异特性来分类土壤，可以使不同观点的人对同一个土壤的分类地位有共同比较的基础，不致使分类混乱。在选择土壤性质作为分类标准时，我们可以根据对于土壤发生的认识，提取那些对发生学意义重大的土壤性质作为分异特性，使分类达到反映土壤发生关系的目的。基于这一原理，目前各国的土壤分类虽然思想体系不同，但都在高级分类中选择了土壤发生层（诊断层也是土壤发生层）作为分异特性，划分分类单元。

本章前两节的内容介绍，有助于我们在野外观察描述土壤时，提出一个发生学的认识。以便根据土壤剖面观测的结果，进行概括，给出该土壤的分类位置。这样，在野外鉴别土壤时，我们考虑了土壤的发生特点；但给予该土壤分类命名时，却不是依据这个土壤发生过程的假说，而是依据其土壤性质本身。

总之，关于土壤发生过程的假说不能作为分类土壤的分异特性，但土壤发生过程的产物——土壤性质却可以作为分异特性。认识土壤发生过程可以指导我们在众多的土壤性质中选择那些重要的分异特性（分类依据），用于土壤分类。

第三章 土壤分类的逻辑与原则

人类似乎有一种自然趋势，就是极力整理和分类它所处的环境中的自然物体。分类的工作无时不有，无处不在，就连在市场上选购物品也受最简单的分类思想指导。对土壤也是如此。早期的土壤分类是相当简单和高度实用性的。随着农业的发展，土壤利用表现出了更复杂性和更多种多样。也随着人们对土壤作为独立的自然体的知识的不断增加，土壤分类渐趋于科学性和系统性。但是，分类永远不会达到尽善尽美的程度，土壤分类的发展变化将是长期存在的。同时，由于组织土壤知识进行分类的思想方法不同，多种分类体系的共存也将是长期的。因此，掌握一般的分类逻辑规则和土壤分类的基本原则，对于认识形形色色的土壤分类体系，进而发展完善土壤分类，是不无补益的。

第一节 分类学中的基本概念

分类学是一门科学，它的一些基本概念和原理对于各门自然学科的分类学分支都有普遍的指导意义。

一、类别 (classes)

能够完整地代表自身的最小自然体叫做个体 (individual)。一个自然现象的所有个体的总和就是群体 (population)。如每一个人是一个个体，所有的人组成人类这个群体。每一个群体由许多个体组成。一个群体中的个体之间存在许多共同特性，但同时，同一个群体中个体之间的差异可以是很大的。以致于当这些个体以无序的状态出现时，使人们难以看到个体之间的相似性或差异，也很难理解它们之间的关系。于是，人们选择一些性质，以这些性质的相似与否将群体中的个体进行分类或归类，建立类别，使个体差异规律化，以便更好地认识它们。简言之，一个类别是所选择的性质上相似的一组个体，并且依据这些性质上的差别而区别于同一群体中的所有其他类别。对于其他类别来说，也是如此。

一个值得注意的问题是，各个类别之间的差异程度并不是相同的。例如，我们把所有的生物当作一个群体，这个群体可以粗略地分为动物、植物、微生物这三个类别。植物这个类别与动物这个类别之间的差异是相当大的，以致于人们认为它们是由一个不可逾越的界限所分开的两个绝然不同的事物。而变形虫与水藻的差别看起来却不那样大，但仍然一个是动物，一个是植物。类似的情形可以在各个群体中发现。如果把土壤当作一个群体，并将这个群体分成不同的类别，各类别之间的差异的显著性是不同的。人们可能明显地区分出红壤与褐土这两个类别，但对于棕壤与褐土之间的差别可能就不容易说得清楚。

自然界存在着各种群体。有的群体是由一个个独立可辨的个体组成。如由一棵棵树木组成的森林群体；由一个个人组成的人类群体；区别一棵棵树或一个个人是件容易的事情。但另一种情形是，有的群体是一个连续体，个体之间的变化是逐渐的，无明显界线，这时区别个体是不容易的，如土壤、气候等便是如此。

对于一个连续体，如果人们将所有的个体依据某一性质从最高值到最低值顺序排列起来，形成的这个系列将由几乎察觉不到变化的分割片断组成，它们依次从这个性质的一个极端值逐渐过渡到另一个极端值。其中任何两个邻近的个体都很相象，两个极端值则是差别相当大的。依据选择的性质划分出的各个类别是这个连续体的一个个片断。一个类别的终端个体与相邻的另一个类别中的那个靠近它的始端个体的相似性比它与同一类别中的始端个体的相似性更高。例如，大多数土壤分类都先在有机土壤与矿质土壤之间划一条界线，因为它们的性质很不相同，从而把土壤这个连续体划为两个片断，即两个类别。在 FAO/Unesco 的土壤分类中，这个界限就是有机质含量为 18%，土壤有机质含量 < 18% 划归为矿质土，土壤有机质含量 ≥ 18% 则划归为有机土。试问，有机质含量 0.01% 的土壤与有机质含量 17.99% 的土壤之间的相似性和有机质含量 17.99% 的土壤与有机质含量 18.01% 的土壤的相似性，哪一个更高？就有机质含量这一性质来说，显然后一对更相象。自然事物的各类别间不是由不可逾越的界限截然分开的，它们由微小的片断渐次从一个类别过渡到另一个类别，类别之间的界限是人为规定的。在分类中，一

个个体属于哪一个类别是视其相对于类别中心的亲疏程度来决定的，而不是与其相邻的个体进行对比来决定。就前面的例子来说，含有机质 17.99% 的土壤更相似于矿质土的中心概念，而 18% 的有机质更接近于有机土的中心概念。

二、中心概念与界限

土壤是连续的，我们主观上把它分割成无数个体，并且按照一定性质上的相似性将个体归类组成类别。类别包含两个方面，其一是中心概念(central concept)；另一个是分类边界(boundary)。统计学中使用的平均数、中值和众数即是类别的中心概念的估计参数。土壤数值分类的基础即在于此。

人们可以把一个类别想象为由不同强度的键连到中心概念上的一组个体。在这个类别的中心是典型个体，即中心概念。人们可以用典型个体的性质来特征化这个类别的各种性质。对自然事物的各个类别，一般可以用正态分布来认识它们。一般来说，在所选择的用于分类的性质上，个体出现频率最大的值就是平均值。人们可用这个分类性质的平均值定义类别的中心概念；用相对于平均值的标准差来定义类别的变异性，即边界。中心概念可以根据所观察到的一个真实的典型个体的性质来定义，边界则根据同一类别中其他个体相对于这个典型个体的变异性；或者利用对样本的统计量平均值 \bar{x} 代表中心概念，用标准差 S 代表边界。

当我们讨论土壤时，总是将焦点集中在中心概念上；而当我们制土壤图时，所关心的却是边界。事实上这两个问题同等重要。比如有两个土壤类型 A 和 B。在野外制图时，我们总是根据对 A 和 B 各自的中心概念的理解，争论处于二者边界过渡区的土壤究竟属于谁，难以下结论。但只要在分类中将中心概念和边界这两个要素都明确下来，找到答案并不难。虽然对于土壤这个连续体来说，一个类别的终端个体与其相邻的另一个类别的靠近它的始端个体的相似性比它与同一类别中的始端个体的相似性更高。但毕竟一个类别的终端个体与这个类别的典型个体(中心概念)的相似性比与其他任何类别的典型个体的相似性更强。一个个体属于哪一个类别是根据它相对于各个类别的中心概念的亲疏决定的。人们可以拿原子中的原子核与围绕原子核运动的电子的关系来理解这个问题。典型个体或中心概念是一个核心，对于紧靠它的个体属于什么类别，是毫不怀疑的，而对于这个类别中不怎么相似于典型个体的边缘个体，人们则很易怀疑它们与典型个体的相似性，难以划定它们属于哪个类别。土壤分类工作中，进行土壤调查制图时，我们常感到迷惑的正是这些边缘个体。因此，对于一个类别，一方面要求它有清楚的中心概念，这个类别中的所有个体都以不同的密切程度联系着它，中心概念是归类的基础，讨论中心概念是为了把相似的个体组合在一起；另一方面，类别要有它严格的边界，产生排外性，讨论界限就是把非一类的个体剔除出去。

应该指出的是，中心概念即典型个体是个模式，它与各国土壤分类体系中的典型亚类的含义不同。有些典型亚类可能是该土类中出现最多的土壤，但有时也不尽然，某些典型亚类纯粹是分类者为了记忆和理解各亚类的便利而定义的。但当我们讲到一个地区的土壤分布，问这个地区的典型土壤是什么时，就一定是指那个地区数量最多，分布最广的土壤。

三、类别的特性

一个群体有许多性状，每一个群体又由许多个体组成，这些个体之间既有共性也有异性。为了更好地了解认识它们，必须选择某些性状作为分类或

归类的基础，把那些在这样的性状上相似的个体放在同一类别内，而把那些在这样的性状上不相似的个体放在其他不同的类别中。

1. 被选为归类基础的性状叫分异特性 (differentiating characteristics) 或分类标准 (classification criteria)。用它们来区分不同的类别。

2. 相应于分异特性而变的性状称协变特性 (accessary characteristics)。

3. 而在一个类别内各个个体的那些独立于归类基础——分异特性而变化的性状叫做偶然特性 (accidental characteristics)。

如果分异特性选择得恰当，则它应该和一系列相应于它的变化而变化的性质——协变特性相关联。这样，对于一个类别不但可以精确地描述它的分异特性，也可能较精确地描述它的协变特性。如早期美国土壤分类中的土型 (soil type) 划分依据即分异特性是表土质地。对于一给定土型，人们不仅可以知道它的质地，还可以描述出那些从属于质地变化而变化的有关协变特性，如阳离子交换量、持水保肥能力、土壤空隙状况、土壤有机质含量和耕性等等。一个设计良好的分类依靠于它的分异特性，这些分异特性不仅本身对这个分类目的是重要的；而且附带着最大可能数目的从属特性 (协变特性)，这些从属特性对这个事物的分类目标也是重要的。这样，人们就可以对一个类别做出最大数目的、最精确的和最重要的描述。也即通过协变特性，人们成倍地增加有关每个类别的描述量，加深各个类别的含义。然而，偶然特性与分异特性无关，因此，就不能对每一个类别做出有关偶然特性的陈述，除非在类别的定义中附带上它们。如坡度可以独立于质地而变化，那么在以质地为基础建立的各个类别 (如土相) 内，坡度就是一个偶然特性。提到按质地划分的土相时，人们不可能知道它的坡度状况。

应该指出，某些性质，如阳离子交换量，既可以当作分异特性，又可当作协变特性或偶然特性。美国土壤分类的氧化土纲中，细土部分 (<2 毫米直径) 的阳离子交换量是一个分异特性。对于氧化土，限定它细土部分的阳离子交换量 $\times 100 / \text{粘粒百分数}$ 小于等于 16。而在老成土土纲中，低阳离子交换量就不是一个分异特性，而是协变特性。老成土土纲的分异特性是盐基饱和度，阳离子交换量用在老成土土纲的亚类水平上作为分异特性。

还应指出，协变特性可以渐次变化到偶然特性。某些协变特性几乎总是从属的，但在若干个体中，它们与分异特性则没什么关系。如 A_1 层的暗颜色一般与高有机质含量有关，但是热带的黑绵土 (Regar) 的暗颜色就和有机质含量无关。像这样的情况；颜色不能选为分异特性，但可以另外描述它们。

四、等级 (category)

当一个群体十分复杂，以致用任何单一的分类都不能表明所要求的关系时，所建立的类别可以再被续分以表明更多的关系，这样形成的多级分类体系有如下性质：

1. 对整个群体来说，其分类类别是依据一系列的标准区分形成的。

2. 在一个概括水平上的所有类别组成一个分类等级。

3. 多级分类体系中，任何一个分类等级都必须包括这个群体中的所有个体，换句话说，一个分类等级上的类别总和就是整个群体。

4. 在一个等级上性质相似的一组个体就组成在这个分类等级或概括水平上的一个类别。

表 3.1 简单地表明了类别与等级的关系。表 3.1 中分类等级 1 中的类别是等级 2 中类别的续分，第 2 分类等级中的类别由第 1 分类等级的类别归类而成。但无论是第 1 分类等级还是第 2 分类等级都包括这个群体中的所有个体。

从相反的角度看问题，人们可以把每一个较高分类等级中的类别看作是由前面的较低分类等级中的一组类别所组成。等于把较低分类等级中的类别作为个体处理，并把它们归类成较高分类等级中的类别。从而形成不同概括水平的多等级（或称阶层）分类体系，以揭示更多的关系。较高的分类等级上，划分的类别较少。每一个类别的内涵浅而外延大，即由较多的个体组成，这些类别处于较高的概括水平上。在较低的分类等级上，划分的类别较

表 3.1 表土的一个简单的 2 等级分类体系

分类等级	分异特性	类别			
2	质地	粗质地		细质地	
1	反应	酸性	碱性	酸性	碱性

多。每个类别的内涵深而外延小，即由较少的个体组成，这些类别处于低概括水平上。如表 3.1 中第一分类等级上有 4 个类别。对于这 4 个类别，不仅可以定义它们的反应，也可以定义它们的质地，内涵是较深的，但每个类别的外延相对于第 2 分类等级中的类别就窄了。而对于处于第 2 分类等级上的两个类别，只定义了它们的质地，对于反应则无法确定；类别的外延较宽，每个类别都包括酸性的和碱性的土壤，类别的定义不那么详细，即内涵浅。

五、等级的高低与类别的均一性

一个多阶层的分类体系中，对类别所做的描述量由较高的分类等级到较低的等级逐级增加。如表 3.1 中，第 2 等级中的类别是根据质地来区分的，对这两个类别所做的描述仅限于质地和与质地有关的协变特性。在这个等级上，反应纯属偶然特性，对它不能做出任何描述。在第 1 阶层，依据反应再对第 2 阶层上的每一个类别续分，从而形成 4 个类别。这 4 个类别中的任何一个都不仅可按照第 1 阶层所用的分异特性和从属特性来定义，而且又可按照第 2 阶层所用的分异特性及其从属特性来划分。在任何多阶层（等级）分类体系中，无论等级多少，在一给定类别内，相对均一的性质是由这个类别所属的那个等级和那个等级以上各较高等级所用的分异特性和其协变特性的累积。在最低的分类等级上，可以对它的各个类别做出最大数目的陈述，而在最高的分类等级上，对各个类别能做出的描述则最少。在高概括水平的等级中，几乎没有几个分异特性及其协变特性；而在低概括水平的等级中，则累积了许多分异特性和从属特性。各个类别的均一性随着概括水平即分类等级的降低而增加。如表 3.1 中，第 2 等级的两个类别，一个是粗质地的，另一个是细质地的。这两个类别均包括酸性土壤和碱性土壤，它们分别在质地这一性质上是均一的；而在反应这一性质上则不均一。在第 1 等级中的 4 个类别，不仅在质地上是均一的，在反应上也是均一的。简而言之，较低分类等级中的类别不仅从本等级的分异特性的角度看是均一的，而且对其以上所有较高等级中所用的分异特性来说，也是均一的。即低级分类水平上的类别的均一性高于高级分类水平中的类别的均一性。

六、分类单元

分类单元也是分类学中的一个术语。任何概括水平上的一个类别即是一个分类单元。如砖红壤是土类这个分类等级中的一个分类单元；砖红壤性红壤是亚类分类等级中的一个分类单元。

七、土壤分类与土壤系统分类

术语“土壤系统分类”(soil taxonomy)的含义比土壤分类(soil classification)的含义要窄,土壤分类包括土壤系统分类。此外,土壤分类还包括为各种各样的特定目的而进行的单等级的分类。而土壤系统分类必然是一个多等级的土壤分类。土壤系统分类的目的是建立一个系统的等级。高等级的分类单元具有高概括性,类别间与类别内的土壤性质差异大;而低分类等级有更多的分类单元,分类单元间以及分类单元内的土壤性质差异小。系统分类使得我们可以在不同的概括水平上或详细程度上认识土壤。目前国际上各种土壤分类体系差不多都是系统分类,土壤系统分类并非特指美国的土壤系统分类。任何一种分类体系都是人们为了达到某种目的而设计的。为了很好地满足各种显然不同的目的,则需要不同的分类。在未考虑分类的目的之前,不能武断地断定这个分类体系比那个分类体系好。一个完美的分类在按既定目的使用时,不致于有挂一漏万之弊。

八、自然分类与技术分类

自然分类或可称基础分类,它是这样一种分类:

1. 揭示每一个类别与所有其他类别的关系、个体与群体的关系。
2. 考虑一个群体的所有性质,并选择那些具有最大数目协变特性的性质作为分异特性,以便使每一个类别的定义都表明尽可能多的性质间的关系,并由此可对其作出最大量、最精确和最重要的陈述。
3. 自然分类能转化为多种技术分类。
4. 分类时不针对特殊的应用目的。
5. 自然分类行使归纳、命名和定义类别这样一个极其重要的机能。它所定义的类别是具有以下几方面用途的基本单位: 鉴定研究对象的样本个体; 组织研究数据以发现群体中存在的关系; 以这些关系对群体进行概括; 将这些概括应用于还未被直接研究的特殊对象。

在一个自然分类过程中,人们把众多的个体归类为最低分类阶层中的类别。这些类别相对于该分类体系中所有分类阶层所使用的分异特性和其协变特性都是均一的;而且就人们目前所了解的该群体的性质来说也是均一的。技术分类与自然分类的区别就在于技术分类不能提供这样的类别。

为了某一特定目的,对自然群体进行分类称技术分类。可有各种各样的针对不同目的的技术分类。如为了定税收,按地力将土壤分成几级;为了表明土壤遭受侵蚀的危险程度,将坡度分成几级,都是技术分类。每一个技术分类都是为了一个特定目的,因而都带有该分类目的所给予的偏见,不能转化为用于其他目的的技术分类。如根据坡度进行的土壤分类不能转化为评价表土耕性为目的的土壤分类。一个技术分类仅仅依据对该分类目的最有意义的一个或少数几个性质。显然,在那些按技术分类目的归类的类别中,仅在这少数几个性质上是均一的,不能轻易地将它转化为其他目的的技术分类,更不能转化为自然分类。只有在自然分类的最低层,其类别才能提供相应于各种目的都是均一的单位,而这些性质对大多数技术分类的目的来说也是重要的。

应该指出,任何分类都是人为创造的。由于人们对事物认识的局限性,

不可能了解事物的全部个体的性状以及它们之间的关系，因而也不可能创造出一个真正的自然分类。要建立一个完美的自然分类，只有通过一系列的草案尝试才能逐渐达到，这依赖于人们对自然现象认识的加深。每一个分类草案对其先前的分类草案的改进程度都与知识的增值量以及这种知识累积对分类基本概念的影响成正比关系。

第二节 选择土壤分异特性的原则

分异特性是分类的基础，一个分类的价值及实用性与分异特性的选择有很大关系。

一、分异特性必须对分类目的是重要的

对每一个类别所做的描述限定在：（1）分异特性，（2）分异特性的协变特性，（3）对分异特性与协变特性的解释。若选择对分类目的并不重要的性质作为分类的基础，就不可能对所建立的类别做出最重要的描述，也达不到既定的分类目的。尽管如此，常可见到人们使用根据一个目的所做的分类去解释其他目的，这只能是白费力气。例如，美国土壤分类系统中的土系纯粹是为了表明土壤剖面性状的类似性或差异，如果仅仅根据土系的定义来评价土地利用的适宜性是不全面的；因为归类土壤为土系所用的分异特性并不能定义对土地利用重要的性质上都是均一的单元。土系在诸如坡度、侵蚀程度、表层石头覆盖度、岩石露头多少和质地等这样一些对土地利用都是重要的性质上，并未做具体限定，其变化范围是很宽的，因此无法提供这些信息。若为了能够对土地利用作出评价，就得选择对土地利用重要的性质为分异特性，如坡度、石头盖度、表层质地等。美国的土相就是为满足这一目的而设计的。土相是一种技术分类。

二、分异特性应尽可能多地附带协变特性

在表 3.1 中，选择了质地作为第 2 分类等级的分异特性。有许多性质与土壤质地有关系，如阳离子交换量。一般地说，质地细，土壤的阳离子交换量高；质地粗，土壤的阳离子交换量低。有机质含量也与质地有关。质地细，土壤的有机质含量高；质地粗，土壤的有机质含量低。和质地有关的土壤性质还有土壤耕性、土壤空隙状况等。可见，质地这个分异特性附带了许多协变特性。当谈到以质地为分异特性作为分类基础的各个类别时，不仅可以精确地描述出其质地，还可以较为精确地描述出各类别的阳离子交换量、有机质含量、耕性、空隙状况、土壤比重等等。但如果以土壤颜色取代质地在第 2 分类等级上作为分异特性，那么土壤颜色就没带多少协变特性。土壤颜色的起因很多，如黑钙土的黑颜色和有机质含量相关；火山灰土的黑颜色与母质有关；黑绵土的黑颜色与形成它时的古成土条件有关。因此，当以颜色为分异特性时，除了可以说它们是黑颜色以外，显然没什么可以再能精确描述的。因此，选择附带许多协变特性的土壤性状作为分异特性，可以增加对每一个类别的描述，从而使这个分类更有用。用土壤发生层为分异特性，比如用一个粘化层定义一个土壤类别。我们可以根据这个粘化层相对于它的上覆下伏土层质地较重，从而推断该土壤的持水保肥能力强等；也可以推论该土壤的生成成因。使得该土壤的描述成倍地增加。

三、分异特性必须是分类对象本身的性状或者是对分类对象的直接解释

如果分类是一个自然分类，那么分类的基础——分异特性必须是分类对象本身的性质。分类的目的是要了解分类对象在这些性质上的相似性以及它们之间的关系。若以分类对象本身以外的因素作为分类基础，则可能掩盖这些相似性及其相互关系。例如，以土壤形成因素为基础分类土壤，只能模棱两可地了解土壤发生因素与土壤性状之间的因果关系。成土因素广泛运动着，错综复杂地作用于成土过程，而成土过程更是千变万化，一个土壤性质

的起因可能有多个成土过程，不可能精确地找出土壤性状与成土因素间的函数关系。用成土过程作为分类依据，会使得分类不确定。

然而，依据那些与自然土壤性状有相关关系的因素为基础进行的一个地区的技术分类，则可以表明已知的土壤发生关系或发现新的关系。在许多技术分类中，对土壤特性的各种各样的解释可以最好地服务于既定目的。例如，要制定一个根据石灰需要量所做的土壤技术分类，可以根据已知土壤性状的综合关系来得到，这些已知的土壤性质包括可以测定的不同土层的 pH 值和阳离子交换量。于是，在可能的情况下，这个分类可以根据直接的实验结果来进行。

四、选择在野外直接观测到的或由土壤学与相关学科综合推测的土壤性质作为分异特性

分类土壤的大部分工作是在野外完成的。因而，选择那些可以在野外观测到的土壤性状作为分异特性是再方便不过了。因为土壤是一个很不均一的群体。它给合理采样带来一些实际困难，加上样本的实验室测定受成本和技术上的一些限制。使得依靠实验室测定数据作为分异特性有许多实际困难。然而，用控制实验可以建立实验室测定数据和野外观测到的性状之间的关系。根据这些相关关系，一个有经验的土壤学家可以在野外观察到一般人不能看到的性状。如通过做许多机械组成分析，我们就可以精确地用手感判定野外土壤的质地，从而判定一系列分异特性及其协变特性，如粘化层的存在与否。通过有目的的实验室分析实验，获得大量实验数据，对这些实验数据加以整理，寻找出它们和可以作为分异特性的野外观察到的土壤性状间的关系。这种控制实验有助于土壤分类。

土壤温度状况和土壤水分状况是土壤本身的性质。一方面可以通过长期观测得到，另一方面也可由土壤学实验数据和其他学科（如气候资料、水文资料）的数据经科学推导估算出来。土壤矿物学特性也可由土壤学、气候学、岩石矿物学的综合数据中推测。如果还没有足够的数据可供推知一些重要的但却是不可见的土壤特性，那么最好等到对这些特性有所了解时，再选它们作为分异特性。

第三节 应用分异特性的原则

一、分异特性必须分类一个群体中的所有个体

一个分类等级由在那个概括水平上的所有类别组成，即每一个分类等级必须包括这个群体中现存的所有个体。因此，每一个分类等级所使用的分异特性必须应用于所有个体，否则，某些个体就会被保留成未分类状态。这条原则可称其为“分类等级完整性原则”。

违背这一原则的一个例子是美国土壤学家 C.F. 马伯特 1935 年制定的土壤分类系统。在这个分类中，泛域土和隐域土的土族不被土族以上各分类等级所用的分异特性分类。马伯特仅重视“正常景观”上的正常土壤分类，而忽略了“不成熟”或“不正常”的土壤的分类，违背了“分类等级完整性原则”。实际上，不存在“正常的”和“不正常的”土壤之分，每一个土壤的存在都有它的合理性和客观性，都应在分类体系中有它的地位。

应该指出，就目前人们对事物的认识水平来说，是不可能对土壤这个群体中的所有个体都充分地了解，也还存在我们未发现的土壤个体。“分类等级完整性原则”并不意味着一个分类体系在每一个分类等级上为每一个个体（包括已发现的和未发现的）已经确定好一个位置，而是指一旦发现新的个体，就应使用分异特性对它分类，找到它的应有位置。

二、同一分类等级上不同的“界”需要不同的分异特性

这个原则基于这样一个概念，即在同一概括水平上的事物，其类别之间存在的差异程度可能很大。如全部生物可以被认为是与所有不具有生命的物体相区别并相互独立的单元。两者各是地球上的一个类别，并可以想象它们是包括在一个总的自然分类体系内的不同类别。显然，这里不能用同一性质作为生物和非生物这两类物体的分异特性，因为它们几乎没有共同的性质。如再进一步将生物划分为三个界——动物界、植物界、微生物界。在降低了的概括水平上，它们又各自成为独特的分类单元，仍无共同的分异特性可应用。同样，对动物单元和植物单元用同一性状作为分异特性续分也是徒劳的。所以，象这样的显著不同的群体是属于不同的“界”（kingdom），需要对它们在同一分类等级上使用不同的分异标准在不同的体系中进行分类。

常碰到这样的问题，为什么对有机土和矿质土使用不同的分异特性续分？可以认为自然界“土壤”这一类事物中，有机土和矿质土属于不同的“界”，所以，对于它们需使用不同的性质作为分异特性进行续分。提出这样问题的人，只注意到了本节提出的使用分异特性的第一个原则，即“分异特性必须分类群体中所有个体”。在上述情况下，有必要提出“在同一概括水平上，对于不同的‘界’，需要使用不同的分异特性”这一原则。

三、一个群体内同一分类等级的所有类别需依相同的分异特性划分

这是“分类等级完整性”原则的进一步延伸。分类的目的是使复杂无序的个体有次序地排列成与我们头脑中所要求的次序相对应的形式。若在同一分类等级上以不同的性质分类事物，将使事物之间的关系复杂化，难以记忆与理解。只有当两类事物几乎没什么重要的共同性质，一类事物的主要性质不在另一类中出现时，即属于不同的界时，才在同一分类等级使用不同的分异特性。在任何概括水平上，只要共同的性质超过差异时，将应用“分类等级完整性”的原则，即使用相同的分异特性。

四、分异特性逐级累积原则

表 3.1 中的分类系统应用了这个原则。我们在最高分类等级“2”用质地作为分异特性，分为一个粗质地和一个细质地两个类别。然后，再以反应为分异特性在低等级上续分为 4 个类别，其中两个是酸性的，两个是碱性的。在第 2 等级上所使用的分异特性带到第 1 等级上，使第 1 等级上的 4 个类别无论是从质地上还是从反应上来看，都是性质均一的。在高级分类等级上无论以任何分异特性为分类基础，这个分异特性必须贯穿于所有较低的分类等级。即在较低分类等级中的类别不仅由本分类等级的分异特性来定义和区别，而且还由比它高的所有分类等级的分异特性来定义和区别。这样，在最低的分类等级上积累了大量的分异特性，以致给予这些类别相当窄的定义。这就是分异特性逐级累积的原则。

我国的土壤分类体系中，可以找到高级分类所用的分异特性没有贯穿到较低级分类中去，以致造成概念上混乱的例子。如在褐土土类的定义中有粘化层和钙积层，而褐土的淋溶褐土亚类却明确规定没有钙积层；粗骨性褐土亚类则并不要求有粘化层。褐土土类等级中所使用的分异特性粘化层和钙积层并未完全累积到较低的亚类中去，使得概念内涵混乱。

五、分异特性的重要性必须与概括水平相当

作为分类基础的分异特性很多，在制定一个多等级的分类体系时将遇到的一个问题是：将什么样的分异特性安排在高分类等级；什么样的分异特性用在低分类等级。有一条原则是对分类目的最重要的分异特性用在最高的分类等级上。分异特性对分类目的重要性应与其被使用的概括水平相当。

对于一个自然分类，其目的是要表明最大量的关系和最重要的性状。基于这个目的，分异特性应是那些作为其他性质起因的性质；换言之，是其他性质的创造者。那些能表明发生关系并带有最大数目协变特性的性状应放在高分类等级。土壤发生层是一组成土因素在时间因素的配合下，经历一定成土过程的结果，可以作为高等级的分异特性。发生关系是一个自然分类所要反映的各种关系中的最重要的关系。所以，无论是苏联的土壤分类体系，还是美国的土壤分类体系均企图在高分类阶层（等级）反映发生关系。但发生过程本身却不适宜作为分异特性，因它只是一种推测，会随着人们知识的增长发生变化。作为分异特征的是反映发生过程的土壤本身的性状，如发生土层。它不会随人们对发生过程的解释的改变而变化。某些性质影响和控制土壤发生过程，如土壤的水热状况，可以把它放在较高的分类等级上作为分异特性。某些对植物生长很重要，同时又对土壤发生有影响的性质，也应放在高阶层（等级）。如石英砂供给矿质养分少，贫瘠，漏水漏肥；同时它抗风化，延缓土壤形成速度，使土壤剖面发育不明显。于是，在美国土壤系统分类中把它放在高阶层作为分异特性，分类出砂新成土。那些和植物生长关系密切但和土壤发生无关的性质，则应在低分类等级中考虑。如土壤质地对植物生长有影响，但质地的起因复杂不好推断，所以把它放在低分类等级上考虑。

六、分异特性的间隔必须保证类别的均一性

前面讲到，在一个连续体内，可以任意切割成一系列片断，即各类别间的界限值可以放在这个系列的任意点。然而，这样一个系列中，不是所有的点对一给定分类目标都是同等恰当的。要使建立的分类最有用，就不能随意划分类别间隔。这时可以考虑分异特性与协变特性的关系，对一给定分类对象进行类别划分，最好的界限大部分是由分异特性与协变特性的函数关系决

定的，然而这种函数关系不是到处都存在。例如，土壤盐基饱和度与 pH 值的对应关系似一条滴定曲线（图 3.1）。在 pH 值与盐基饱和度的对应曲线上，有意义的突变点出现在 pH6 附近。这个 pH 值也与铁、铝和磷的溶解度发生重大变化有关。因此，如以 pH 值作为分异特性，类别间隔不是等距地划分 pH，而是以 pH6 为分界点。诚然，了解分异特性与协变特性的函数关系对于确定有意义的分类界限点是最好不过了。但对所有的这些关系我们并非都了解。当我们不了解分异特性与协变特性的函数关系时，就得依靠对分类对象的观察与实验数据来划分对分类有意义的分异特性界限。

另外需要说明的是，分类单元的均一性是指对分类目的而言的。如分类要反映成土条件作用下的成土过程，我们就要选择土壤发生层作为分异特性。因为以土壤发生层定义的各土壤类别对于反映成土条件、成土过程、土壤发生层这三者的关系作为目标来说是均一的。

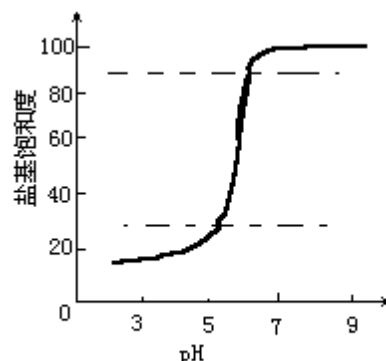


图3.1 土壤盐基饱和度和pH值的对应关系曲线

七、分异特性量化

对于分异特性要尽可能地量化，以便分类者之间和使用分类体系的人员之间有共同的认识和共同的可以交流的语言。我们不能用“有机土壤有机质含量高”这样似是而非的定性语言来定义有机土。有时，某甲认为一个土壤的有机质含量高，而某乙认为这个土壤的有机质含量低。因此，定量分类的系统中对有机土的有机质含量要有一个定量标准。如美国土壤系统中规定有机土的有机碳含量是：土壤矿质部分的粘粒含量 60%时，有机碳含量 > 18%；土壤矿质部分无粘粒时，有机碳含量 12%；土壤矿质部分的粘粒含量在 0—60%时，有机碳含量相应地在 12%—18%之间。这就使得有机土壤的定义有一个定量的界限，不致于在不同的个人之间产生歧见，也便于实用。而我国第二次土壤普查所存在的问题之一就是分类体系的非量化，各地使用起来难以一致，所得到的调查资料可比性差，汇总十分困难。

分异特性定量划分最好有一定根据，但有时拿不出根据来。在这种时候，即使说不出定量划分分异特性的理由，甚至这种划分可能是错误的，但也比定性的解释要好得多。错了可以改正，但至少人们目前对类别的定义是清楚的。这就是“宁错勿乱”的原则。

第四节 土壤分类的基本原则

一、以发生学为线索的原则

土壤是一个复杂的群体，有它自己发生发展的运动规律。在诸多的土壤性状之间存在着各种发生上的因果关系。整理现有的土壤学知识时，选择土壤性质作为分异特性时，确定分异特性指标划分类别时，若不是以发生学关系或理论去指导，就会面对庞杂的资料数据无从下手。即使制订出一个分类系统，也不会有清晰的脉络。因此，现代各土壤分类体系在设计时、在选择和应用分异特性时，都考虑了土壤的发生学原理，以达到“纲举目张”的目的。在这种背景下建立起来的分类都可称自然分类体系。

但必须指出，发生理论本身不能作为分类标准，它只是在选择分类标准和应用分类标准时作为幕后指导。

二、发生学指导下的归纳法原则

土壤是一个庞大的群体。它由无数个个体组成，我们只能通过采集研究样本的途径来研究土壤。在样本研究的基础上，用发生学观点去分析研究结果，并进行归纳与整理，然后选择并应用分异特性将复杂无序的土壤个体按一定的次序排列，建立一个分类系统。从而在不同的概括水平上认识个体之间、个体与类别之间、类别与类别之间、上下等级之间的关系。这样得到的分类是有基础的。通过这样的归纳可能得出一些规律，我们称之为假说，但这些假说是有局限的，不能期望用它直接演绎推理来划分土壤。因此，我们要小心地从事，否则就会犯错误，阻碍我们去探索新的事实和关系。过去我们把土壤地带性规律当作绝对真理，用来演绎推导土壤分布，以此代替土壤调查和土壤分类，从而带来不少问题。比如在北京山区，基带土壤是褐土。按地带性理论的垂直带谱，随着海拔上升，在 1200 米海拔以上划分出“山地棕壤”。棕壤的概念是无石灰性反应的。但实际上在北京 1200 米海拔以上的山地，石灰性母质发育的土壤仍然有石灰性反应。

三、多级分类的原则

土壤是一个极其庞大复杂的群体，土壤分类的目的是要全面地有系统地认识它们。要达到这一点，就需要有一个多等级的分类体系。这个体系中，最高分类等级可仅设少数几个分类单元，而最低分类等级则可有大量的分类单元。不得不这样做有两个原因：第一是人类大脑的限制，人类大脑一次只能领悟几件事。在一个分类单元内的亚单元应少到使人能掌握或记忆。比如一个分类单元内有 10 个亚单元，可以容易地记住，若一个分类单元有 100 个亚单元，就不易理解并记忆它们了。所以，必须把数目众多的分类单元逐级归类合并到较高级的分类单元中，使每一等级的类别都减少到人脑可以领悟的个数。另外，分类等级也应该限制在一个容易被人脑理解和记忆的数目。要求多级分类的第二个理由是满足在不同水平上概括土壤的需要和不同比例尺调查土壤的需要。在较低级的分类等级，划分出较多的分类单元，各分类单元所反映的土壤性质多，分类单元中的土壤性质均一性高，所以低等级土壤分类对土壤利用是十分重要的。如我们关心一块地或一个农场的土壤，它们只可能属于一个土系（种）内的某几个土相（变种）。如果我们要了解一个省甚至全国的土壤，对这样大的范围，土系是无用的。因为在这样一个大的范围内可能存在几千个土系（种），所包括的性质太多了，人脑难以记忆和理解。这时，必须把这些土系逐级归类合并到较高级别的分类单元中去，

使我们的注意力集中在较少的几个重要的性质上。较高的分类等级不仅对于归纳和概括较低分类等级中的土壤单元是必要的，而且对于在大范围内进行土壤调查和对比也是有用的。

四、不断修订、渐趋完善的原则

至今还没有一个科学的、完善的、统一的土壤分类。随着分类所依据的土壤知识库的不断膨胀，土壤分类要不停地修订和完善。从这个意义上说，对所有学科都如此，何况土壤学这门新学科呢？应记住，分类体系是人们为一定的目的整理分类对象的知识而创造的。分类体系是人们对分类对象的“知识”的概括，也是对知识所形成的概念的一种抽象。这些知识依据于人们过去的经验（收集、分析实验或观察数据），由于知识的时代局限性和不完整性，必然包含着目前人们对它的“偏见”。要知道，我们认为是事实的数据，仅在获得这些数据实际工作的背景和范围内是事实。

在土壤分类中，我们要防止把因袭的知识冻结为僵硬的教条，而应随时准备接受新的知识和概念。受历史的局限性，人们对一个分类体系抱有偏见是常见的，这并不可怕；可怕的是我们自己变成自己创造的或已熟悉的分类体系的奴隶，从而妨碍接受新的思想、概念和知识，甚至限制研究形式和范围，排除在某些领域内获取新知的可能。这会使目前非完美的分类体系一成不变，阻碍分类向一个真正完美的自然分类体系过渡的进程。

另一方面，我们还必须接受依据目前掌握的知识所创造的暂时的短命的和变化着的分类体系。妄自批评并非就是真正的改革，只有采取历史唯物主义态度，加上改革创新的精神，勇于探索，才能使土壤分类在历史发展的长河中渐趋完善。

第五节 分类单元的命名法

人类长期以来就同土壤打交道。在现代土壤科学出现以前很久，人们就给各种土壤取名字。这些名字往往与某些土壤特征性质相对应，大多是以颜色特征命名的。有些命名一直延续到现阶段的某些土壤分类体系中，如黑土、红壤等。因此，土壤命名的历史发展，很大程度上是自发性的。但随着土壤科学的发展，人们需要给予土壤科学的命名。同时，随着土壤学国际交流的日益增多，全世界土壤学家也需要有一套基本统一的分类学术语。

虽然世界各国语种不同，但只要土壤命名遵守一些共同的法则，无论用何种语言命名的土壤分类体系都可以互相交流。可供各国土壤分类学家命名土壤分类单元时参考的命名法则大致有如下几条：

1. 土壤单元的名称应尽可能简短，易发音。
2. 意义明确，读到名字就使人联想起它所表达的土壤性状。
3. 从名称上可以辨认出该分类单元所处的分类等级，并知道它在上一级分类中属于什么分类单元。
4. 通过比较名称可以区别出土壤性状的异同和它们之间的关系。

事实上，要使一个土壤命名体系同时达到以上几条目的是困难的。因此，在难以求全的情况下，只能舍首求余。因为在这四条中，2. 3. 4. 三条最重要。

当今存在着各种各样的土壤命名系统。但概括起来不外连续命名法和分段命名法两种。我们认为，分段命名法虽然使分类单元的名称简短、易读，但对于低级分类单元名称需用两个或两个以上的名词加合起来表达一个概念，这样反而增加复杂性，达不到简明的目的。连续命名法虽然使人读起来觉得名称冗长，但一读到名称就可联想到这个分类单元所代表的土壤性质和它在分类体系中的地位，意义明确。因而在系统分类中有较大的优越性。也只有连续命名法才能发挥多级分类制的优点，达到多级分类的目的。对于多级分类制来说，随着分类等级的降低，分类单元累加的性质增多。为此，以最高级分类单元的名称作为基本名词，在其前面累加代表各级分异特性的形容词，就可逐级形成其下各级分类单元的名称。这样，每加一个形容词不仅代表分类阶层降一级，而且表示了它所代表的分类单元在这一等级中累加了什么性质。例如美国土壤系统分类中：

淋溶土 半干润淋溶土 强发育半干润淋溶土
(Alfisols) (Ustalf) (Paleustalf)
土纲 亚纲 土类

这里土(sol)代表土壤的意思，加上淋溶(Alfi)二字形成土纲名称。取淋溶土为基本名词，加上半干润(Ustic)和强发育(Pale)两个形容词分别构成亚纲和土类的名称。

新的名称可以从原有的土壤学名称中提取，但这些新、旧名称代表的土壤分类单元概念的含义一定要互相一致。如果不同，则宁可舍弃旧名称，另造新名称，不能违背“命名优先权”的原则，否则会引起混乱。对于异土同名、同名异土的情况，更应注意不要使用旧名称，它也是引起混乱的原因。过去常讲“从群众名称中提取”，但我们认为农民的土壤名称往往反映表面现象，而且多为“土语”，同样的含义易地后名称不同，所以常常是不可取的。科学的分类命名最好从经典语言中选取词汇。

命名系统的完善紧密地依赖于分类体系的完善。因而在分类体系不完善的情况下，很难有一个完善的命名系统。但一个好的命名法能最大限度地表达分类上的概念与意义，我们必须给予充分的注意。

第六节 分类概念与分类对象的关系

一、分类单元与土壤实体

任何分类都是对一个群体分类，而不是对个体分类，根据在某分异特性上的相似性，将一组个体合并成类别的过程就是分类的过程。在任何分类等级上，一个类别就是一个分类单元。所以，分类单元是概念性的，它是根据对分类对象的认识和了解的程度，按照一定的分类目的，对分类对象的性质、关系进行抽象概括而精确定义的。土壤实体是客观存在的事物，它不依附于任何一个土壤分类体系而存在，用哪一个分类体系都可对它进行分类。分类的目的不一样，则产生不同的分类。所以，对同一土壤实体可以给予它各种各样的概念上不同的分类名称。这个名称是抽象的，是分类学家依据自己对这个土壤实体的理解和分类目的而命名的。名称本身并未指出该土壤的具体空间位置，而是泛指在地球表面存在这样一种土壤。一旦在某地发现某土壤实体的性状符合这个分类单元所定义的性质，就可用这个分类单元的名称命名该土壤实体。

虽然对同一土壤实体可有不同的分类单元名称，只要是以土壤本身的性质定义的分类单元，并且给予清楚的中心概念和严格的边界，那么在不同的分类之间总是可以交流比较的。这种交流比较的基础就在于土壤实体本身是客观事物。土壤性质是看得见，测得出的。

二、分类单元与制图单元

如上所述，分类单元是概念化的、是精确定义的，从而给土壤调查制图和土壤评价提供一个通用的标准。自然界存在着与分类单元概念相吻合的土壤实体。如果一个调查区的土壤性状与某一分类单元的概念相吻合或被包含，勾绘土壤图时，我们就以这个分类单元的名称命名该区域的土壤，从而成为制图单元。对于同一区域的土壤，如果使用不同的土壤分类体系作为制定图例系统的基础，会得出不同的制图单元。这不仅意味着图斑的名称与含义不同，也意味着对同一区域的土壤有各种形状的图斑。例如，北京山前地带黄土状物质上发育的土壤，我国分类称其为“普通褐土”，呈较宽的带状分布；若用美国的土壤系统分类为基础调查制图，则分为“强发育半干润淋溶土”、“弱发育半干润淋溶土”和“半干润淡色始成土”三种土壤，图斑呈镶嵌式分布。因此，若用某一分类体系为基础编制制图图例，去修改根据另一个分类体系而绘制的一个区域的土壤图，仅仅概念套概念改变图斑名称，而不修改图斑界线是行不通的。

实际上，一个制图单元或图斑内，并非只包括用来命名该制图单元的土壤分类单元所定义的土壤，可能还包括符合其他土壤分类单元定义的土壤或非土壤的东西。其原因有三：第一，实际的土壤自然界线有许多不规则之处，当绘制土壤图时由于技术要求绘成平滑曲线，使所划界线内免不了包含不符合该图斑土壤名称的土壤；第二，由于制图比例尺的限制，那些面积小于上图单位的土壤不能单独表示而被包含进去，使图斑内的土壤并非纯正，与图斑名称有出入；第三，我们是以研究土壤样本（土壤剖面）来鉴别土壤的，由于取样少或不具代表性，可能对土壤的鉴定不确切，从而使图斑界线也不确切。特别由于土壤的变化是连续的，对于过渡区的土壤虽然采用内插法寻找边界，但仍然不十分准确。

总之，分类单元与制图单元是两回事，尽管它们有相同的名称。分类单

元是分类学上的纯粹概念性的东西，而制图单元则是制图者根据分类单元的概念和客观存在的土壤实体所采取的一种主观性的综合。无论是以一个分类单元的名称命名一个制图单元，还是以两个或两个以上的分类单元名称采取组合制图法命名一个制图单元，该制图单元内并非仅存在符合命名的土壤。随着制图比例尺的缩小，命名分类单元的等级提高，制图单元内的土壤的均一性进一步降低。即使在以最低级的分类单元命名的大比例尺土壤图上，也很难保证制图单元所表示的区域中的土壤全部属于所命名的分类单元的范畴。

应该指出，制图单元未必一定要用一个自然分类体系中的分类单元名称命名。土壤分类和土壤调查有密切的关系，但又是不同的两类事物。制图单元可以用某一土壤性质的级别命名（如质地），不必一定用某一分类单元命名。让一个土壤调查员精通整个土壤分类体系，难免要求过高。普通土壤调查员很难熟知每个土壤分类单元的定义和各分类单元之间的关系。要求他们以分类单元命名制图单元，难免出现差错，甚至影响土壤调查质量，丢掉许多在野外可以获取的土壤信息。我国第二次全国土壤普查中就是没有很好地区分土壤分类单元和土壤制图单元，普通土壤普查人员始终没弄清土壤分类系统和分类概念，致使普查质量难以保障。如果调查时不是依据土壤分类单元的定义填图，改用以各种土壤性质填图，例如绘出土壤质地图、pH 值图、粘化层位图等，对于一般土壤调查员来说是可以较准确地做到的。有了这些基本土壤性质的大量信息，分类学家再根据他所熟悉的分类体系不难将它们综合转绘成一个以土壤分类单元为制图基础的土壤图。有了丰富的第一手有关土壤性质的资料数据，即使改变原来的分类体系，也很容易转换成新的分类，这会促进土壤分类学的研究，使分类体系不断完善。

第四章 苏联土壤分类体系

目前世界上有三大土壤分类派系，即土壤发生学分类、土壤诊断分类和土壤形态发生学分类。其中以苏联为代表的土壤发生学分类体系历史最为悠久，对世界土壤学，特别是对土壤发生学与分类学的贡献与影响最大。只是近 30 年来，随着以美国土壤系统分类为代表的土壤诊断分类的兴起，苏联的土壤发生学分类面临着巨大的挑战。但由于苏联土壤发生学分类体系的分类单元在纵向与横向之间都具有紧密的发生学联系，这一特色是其他分类体系难以完全取代的，因而它在世界土壤分类领域仍占据着一定位置。在世界范围内，东欧各国及古巴、北朝鲜和我国的土壤分类均受其深刻影响。

我们对苏联发生学分类毫不陌生。50 年代初，我们废黜百家，独树一帜。全盘引进苏联土壤发生分类学，并按照其体系制定了中国土壤分类暂行草案。几十年来，各地土壤调查、全国土壤普查，均应用这一分类体系；各综合性大学和农林院校土壤地理教科书中也一直以介绍苏联土壤发生学分类及其相应的土类地理分布为主。然而，自 60 年代以来苏联土壤分类方面的新进展我们尚不十分了解。本书除简要叙述一下苏联土壤发生分类的指导思想外，将重点介绍他们在这方面的新进展。

第一节 苏联土壤发生学分类的指导思想与理论基础

19世纪末，B.B.道库恰耶夫创立了土壤形成学说，以此为基础逐步发展了土壤发生学分类。一百年过去了，土壤科学得到极大发展，新的土壤知识不断涌现。继土壤发生学分类，土壤形态发生学分类和土壤诊断分类等新的学术派系相继出现，但 B.B.道库恰耶夫的土壤形成因素学说仍然是现代土壤科学的基础，也始终是苏联土壤发生学分类的指导思想。根据这一理论，苏联各派土壤分类学家一致认为，每一土壤类型都是在五大成土因素综合作用下，由特定组合的基本成土过程所产生的。H.M.西比尔采夫在他的《论土壤发生学分类的基础》一书中这样描述土壤发生学分类的基本点：在确定主要土类时，应当抓住自然界中那些主要土壤发生类型的成土条件的组合，它们将土壤形成过程引向确定的方向，产生一定的有着自己主要特征的结果。

从19世纪末到20世纪50年代，苏联土壤分类主要是考虑成土条件及由成土条件所决定的土壤性质，即按照土壤-环境，或土壤性质-成土因素这种两项式。到了60年代，以上两项式发展为三项式，即土壤-发生-环境，或土壤性质-成土过程-成土因素。这一发展被称为发生学研究的“新道库恰耶夫方向”。但是，无论是老的两项式还是新的三项式，在鉴别、分类土壤时，首先强调的均是土壤的发生学关系，即成土因素和成土过程。当土壤性质与成土因素及假定的成土过程并不一致时（自然界情况往往如此），发生学分类主要是依据成土因素及与其相联系的成土过程来划分土壤。

苏联土壤发生学分类的发展过程中，其内部又逐渐形成三个不同的派系，即土壤地理发生学分类体系、成土过程发生学分类体系和土壤历史发生学分类体系。各个派系的差别在于在土类以上各级分类中如何组合或归集各个土类。但将发生土类作为最基本的分类单元及关于土类的概念各派系是统一的。划分土类的共同原则是：每一土类发生在一个特有的生物气候和水文条件下，成土过程具有明显一致的方向性。因此，同一土类具有相同的物质变化和运动过程。土类划分的具体标志是：

1. 具有相同的水热状况特征；
2. 具有相同的生态条件和植物类型；
3. 具有作为确定土壤发育过程的土壤发生层次的相同土壤剖面构型；
4. 由水热状况及有效的植物营养元素浓度所决定的土壤自然肥力也大致相同。

对于土类以下土属、土种等各阶层的划分，各派系也是基本一致的。以下分别介绍三个派系在土类以上高级单元划分的指导思想、原则与体系。

第二节 土壤地理发生学分类

土壤地理发生学分类又叫因子发生分类或生态发生分类，以 E.H.伊万诺娃和 H.H.罗佐夫为代表人物。H.H.罗佐夫自己把这一派系指定为生态发生分类。这一派系继承了 B.B.道库恰耶夫的正宗分类图式，并在大规模的土壤地理调查中得到充分发展，目前已基本上形成了全苏统一的土壤分类体系。在国际上，这一派系的影响也最大。

这一派系的发展历史正好体现了苏联发生学土壤分类的依据由土壤-环境两项式向土壤-发生-环境三项式的转变。60年代以来该派系的发展集中体现于以下4册文献中：

- 1.道库恰耶夫土壤研究所，苏联统一土壤分类草案，1963。
- 2.H.H.罗佐夫和 E.H.伊万诺娃，苏联土壤分类，1967。
- 3.E.H.伊万诺娃，苏联土壤分类原则、系统与命名，1976。
- 4.道库恰耶夫土壤研究所，苏联土壤分类与诊断，1977。

一、地理发生学土壤分类体系的思想与原则

E.H.伊万诺娃（1976）指出，苏联统一的土壤分类应建筑在土壤综合性（包括土壤形成过程和动态变化）的基础上，应能显示出土壤既是历史自然体、又作为人类生产资料的双重特点。因此，她提出土壤分类的依据因素主要考虑以下四个方面：

- 1.反映土壤内部特性的土壤形态和微形态特征；
- 2.土壤物理、物理化学、化学和改良特征；
- 3.土壤水、气、热状况；
- 4.土壤生物特征。

地理发生学分类派别的另一名成员 H.H.罗佐夫（1982）进一步阐明了：

- 1.土壤分类必须根据土壤的基本特性和动态变化，并考虑其形成过程和成土条件。广义的发生学观点必须是生态、形态和进化的观点综合起来。
- 2.土壤分类应建立严格、科学的分类单元作为分类的基础。
- 3.在分类中必须考虑由于人类经济活动而形成的土壤特性与特征。
- 4.分类应能揭示土壤的生产特性，以便使土壤在农、林及其它产业中得到合理利用。

总之他们共同强调：生态发生学（地理发生学）观点的基础是土壤形态特征、物理化学以及其他特性，并且是从这些特征、特性的本质和起源上对土壤进行研究。因此，解释每一个土壤剖面时要研究由三个环节（土壤属性-成土过程-成土因素）构成的一系列现象。

可以看出，在理论上，地理发生学分类的思想与原则是强调以土壤本身属性为依据，强调土壤属性-成土过程-成土因素的统一。但在应用这一分类系统进行野外土壤调查时，往往将极大的注意力放在土壤与成土因素、与地理景观的相互关系上，因而叫做地理发生学土壤分类派别。

二、地理发生学土壤分类体系

前面提到的以 E.H.伊万诺娃、H.H.罗佐夫或道库恰耶夫研究所署名发表的4篇文献（1963、1967、1976和1977年）建立了地理发生学土壤分类体系，实际上也作为苏联统一的土壤分类系统。该分类体系的基本分类单元是发生学土类，向上按照不同的归纳水平将土类归并为各级高级分类单元。

最高一级是地带生态组，它根据与大的自然条件密切相关并且不易为改

良措施所改变的特征来划分，主要是水热状况。如土壤 20 厘米深处大于 10 的积温、20 厘米深处低于 0 的月数和湿润系数（年降水量与年蒸发量之比值）。

第二级分类单元是根据土壤受地下水影响的特征所划分的四个系列：

1. 自成型——正常径流条件下，大气湿润，不受地下水影响。
2. 冲积型——有短时间春汛影响。
3. 半水成型——降水或洪水之排泄不畅区或地下水位在 3—6 米。
4. 水成型——地下水埋深不到 3 米，甚至长期为地表水或洪水淹没。

以上四个系列在 1977 年分类中去掉第二个系列，变成三个系列。按水分状况划分的系列对于制定灌溉、排水等土壤管理、改良措施十分重要。

第三级为土壤的生物-物理-化学特征系列，根据有机质分解特点、吸收性复合体的饱和度、阳离子组成及可溶性盐来划分，共分 5 个系列。

第四级为发生学土类，是该分类体系的基本分类单元。土类的概念为：发育在同样的生物气候和水文条件下，具有相同的基本成土过程和类似的土壤剖面特征。具体表现为：

表 4.1 苏联土壤分类（主要类型）

地带生态组 (第一级)		
生物-物理-化学组 (第三级) 土类 (第四级)	水分状况发生系列 (第二级)	
	自成型	半水成型 水成型
泰加林土地带——北泰加林及中泰加林地区：极寒冷或寒冷 T400—1200, M2—8, Ky0.77—1.33 南泰加林地区：较冷、温和或较暖 T1200—2700, M2—8, Ky1.00—1.33		
富里酸盐, 酸性	灰化土	沼泽灰化土
富里酸盐, 酸性, 冻结	冻结泰加林土	沼泽冻结泰加林土
富里酸盐-胡敏酸盐, 冻结	淡黄冻结泰加林土	
胡敏酸盐-富里酸盐	生草灰化土	
富里酸盐-胡敏酸盐、残余碳酸盐	生草碳酸盐土	生草潜育土
富里酸盐 (生物成因)		高位沼泽土
富里酸盐-胡敏酸盐 (生物成因)		低位沼泽土
棕色森林土地带——较冷、温和、较暖或暖和 T1600—3400, M1—5, Ky1.00—1.33		
富里酸盐, 酸性	棕色森林土 (棕壤)	棕色森林土 (潜育化)
富里酸盐-胡敏酸盐, 不饱和腐殖质化	草甸黑钙土型暗色土	
富里酸盐, 酸性, 灰化	灰化棕色森林土	潜育灰化棕色森林土
富里酸盐-胡敏酸盐 (生物成因)		低位沼泽土
森林草原土地带——寒冷、较冷、温和、较暖或暖和 T800—4400, M1—8, Ky0.77—1.0 草原土壤地带——较暖、暖和或极暖 T1600—4400, M1—8, Ky0.44—0.77		
富里酸盐-胡敏酸盐, 表面不饱和腐殖质化	灰色森林土	潜育灰色森林土
胡敏酸盐, 中性, 高腐殖质化	黑钙土	草甸黑钙土
胡敏酸盐-富里酸盐, 碱化	黑钙土型碱土	草甸黑钙土型碱土
胡敏酸盐-富里酸盐, 脱碱化		草甸脱碱土
胡敏酸盐-富里酸盐, 盐化		水成型盐土
干草原土地带——温和、较暖、暖和或极暖 T1600—4400, M1—8, Ky0.22—0.44		
胡敏酸盐, 中性或弱碱性, 腐殖质化	栗钙土	草甸栗钙土
胡敏酸盐-富里酸盐, 碱化	栗钙土型碱土	草甸栗钙土型碱土
胡敏酸盐-富里酸盐, 盐化		水成盐土
胡敏酸盐-富里酸盐, 脱碱化		草甸脱碱土
胡敏酸盐-富里酸盐, 盐化		水成型盐土
半荒漠土地带——较暖或暖和 T2100—3400, M1—8, Ky0.12—0.22		
富里酸盐-胡敏酸盐、碳酸盐	半荒漠棕钙土	草甸棕钙土
胡敏酸盐-富里酸盐, 碱化	半荒漠碱土	草甸半荒漠碱土
胡敏酸盐-富里酸盐, 盐化	自成型盐土	
荒漠土地带——极暖、亚热带或炎热亚热带 T3400—7200, M0—5, Ky0.12		
胡敏酸盐-富里酸盐, 碳酸盐石膏	灰棕荒漠土	草甸荒漠土
胡敏酸盐-富里酸盐, 龟裂	龟裂型荒漠土	龟裂土
胡敏酸盐-富里酸盐, 盐化	自成型盐土	水成型盐土 (荒漠)
亚热带半荒漠土地带——暖和、亚热带或炎热亚热带 T3400—7200, M0—2, Ky0.12—0.22		
胡敏酸盐-富里酸盐、碳酸盐	灰钙土	草甸灰钙土
富里酸盐, 盐化	自成型盐土	水成型盐土
灌丛草原土地带——亚热带或炎热亚热带 T4400—7200, M0, Ky0.22—0.44		
富里酸盐-胡敏酸盐, 腐殖质化	灰褐土	草甸灰褐土

注：(1) 本表根据《苏联土壤分类与诊断》(1977)。

(2) 表中，T——土壤 20 厘米深处 >10 积温；M——土壤 20 厘米深处低于 0 的月数；Ky——湿润系数，为年降水量(毫米)与年蒸发量(毫米)之比值。

1. 有机质的进入量及其分解转化过程相一致；
2. 矿物的分解与合成以及有机-无机新生体的合成过程的综合特征相一致；
3. 物质转移和聚积的特征相一致；
4. 土壤剖面构型一致；
5. 为同一目的，保持和提高土壤肥力的措施一致。

表 4.1 给出了 1977 年“苏联土壤分类与诊断”一文中的分类体系，它包括了除西伯利亚冻土区以外的近 70 个主要发生学土类。

地理发生学土壤分类体系在土类以下根据亚地带或自然条件的相性更替划分不同亚类，以反映土类间的过渡。表 4.2 和表 4.3 列出两个土类的亚类划分范例。地理发生学分类体系亚类以下分土属、土种、亚种、变种、土组和土相等，在本章第五节中叙述。

表 4.2 灰化土的相性和亚类

相性	欧洲西部(温暖)	欧洲东部(温和)	西伯利亚西部和中部(寒冷)	东西伯利亚和远东(深层冻结和长期冻结)	太平洋(冷湿)
土壤亚类	薄层潜育灰化土(寒冷、长期冻结)	潜育灰化土(寒冷、长期冻结)	寒冷潜育灰化土(寒冷、长期和深层冻结)	深层和长期冻结的潜育灰化土(寒冷、长期和深层冻结)	灰化土(寒冷、长期和深层冻结)
	薄层灰化土(温和、寒冷、冻结)	灰化土(温和、寒冷、冻结)	寒冷灰化土(温和、寒冷、长期冻结)	深层冻结和长期冻结灰化土(寒冷、长期和深层冻结)	灰化土(寒冷、长期和深层冻结)
	生草淡黄色灰化土(温暖、短期冻结)	生草灰化土(温和、冻结)	寒冷生草灰化土(温和、寒冷、长期冻结)	生草灰化土(温和、寒冷、长期冻结)	冷湿生草灰化土(温和、寒冷、长期冻结)

表 4.3 灰色森林土的相性和亚类

欧洲南部(温暖、冻结)温暖的相性	欧洲东部(温和、温暖、冻结)温和的	西伯利亚中部和西部(温和、寒冷、长期冻结)寒冷的	西伯利亚东部(寒冷、长期冻结)深层冻结或长期冻结
温和(棕-淡灰)淡灰色森林土	淡灰色森林土	寒冷淡灰色森林土	
温暖(棕-灰)灰色森林土	灰色森林土	寒冷灰色森林土	深层冻结或长期冻结(未灰化)灰色森林土
温暖(棕-暗灰)暗灰色森林土	暗灰色森林土	寒冷暗灰色森林土	深层冻结或长期冻结(未灰化)暗灰色森林土

第三节 成土过程发生学分类

一、成土过程发生学分类的指导思想

成土过程发生学分类派别是由 V.C.柯索维奇创立的。他在题为“土壤形成过程就是发生学土壤分类的基础”（1911年）的论文中，将土壤发生过程作为联系土壤形成因素与土壤剖面性质的中间环节。他认为任何土壤类型都是一定的土壤发生过程的产物。这一观点后来又被 K.K.盖德罗伊茨（1925年）发展了。他按照土壤中物理-化学现象的特点划分出四个主要的土壤形成类型：黑钙土型的，碱土型的，灰化土型的和红壤型的。

这些有关土壤形成过程和成土方向的概念在 V.V.格拉西莫夫和 M.A.格拉卓夫斯卡娅的研究工作中得到了进一步的发展。他们认为，土壤形成方向或土壤形成过程应该是土壤分类的基础。在他们的著作《土壤学基础与土壤地理》一书中，把所有土壤形成现象归纳为三大类，提出了基本成土过程这一新概念。这三大类土壤形成现象是：

1.无机化合物（如原生矿物）不断分解，同时另一些新的无机化合物（如次生矿物和新生体）形成。它包括原始土壤形成、粘化、砖红壤化等基本土壤形成过程。

2.有机化合物（如动植物残体）的分解，另一些新的化合物（如胡敏酸、富啡酸）的形成或转变为活的有机物质（微生物体和高等植物）的过程。这包括腐殖质积累、泥炭积累及矿质化等基本成土过程。

3.各种风化过程及土壤形成过程的产物从土体中淋出或在土体中迁移，以及通过生物循环过程将大气和风化壳中的各种元素（如氮、各种灰分元素）带入土壤。如盐渍化、脱盐、脱碱、潜育化和潜水铁、锰聚积过程。

他们认为，在每种自然土壤中都同时进行着生物、物理、化学等过程。然而在土壤发展的不同阶段，由于外界各种条件的影响，这三类现象中的某一类可能表现得特别突出。

二、成土过程发生学土壤分类体系

1973年以后，V.V.格拉西莫夫对基本土壤过程作了进一步阐述和适当的修改补充（表 4.4）。同时，把这一概念应用于土壤发生分类。他认为某些基本土壤过程的组合决定着土壤发生类型的主要特性（剖面结构、发生层组成等，见表 4.5）。因此每一土壤发生类型都具有一定的、特有的基本土壤过程的组合。从而把基本土壤过程的不同组合作为划分土类的依据，而把土类所特有的各种基本土壤过程的发展程度和附加的基本土壤过程作为划分亚类以下分类单元的依据。

V.V.格拉西莫夫（1975）对苏联境内 40 种主要土类（亚类）进行了成土过程发生学分类的尝试（见表 4.6）。

应用基本土壤形成过程进行土壤分类是一种有益的尝试。与依据成土条件的土壤分类相比，它可以使人们对土壤的认识又加深一步。但要把成土过程作为土壤分类的标准，首先要严格定义每一基本土壤形成过程的概念，并以一定可测量的指标作为尺度。否则，这种分类就不是建立在科学依据之上，仍带着主观意念的色彩。

表 4.4 基本土壤过程和亚过程

<p>土壤矿质部分的转化</p> <p>1.原生硅铝化(原生粘化)</p> <ul style="list-style-type: none"> .水化 .低温条件下的水化 <p>2.次生硅铝化(次生粘化)</p> <ul style="list-style-type: none"> .酸性环境中粘化 .中性环境中粘化 .碱性环境中粘化 <p>3.砖红壤化过程</p> <p>土壤有机部分的转化</p> <p>1.泥炭积累过程</p> <p>2.腐殖质积累过程</p> <ul style="list-style-type: none"> .腐殖质化(粗腐殖质) .酸性环境中的腐殖质积累 .中性环境中的腐殖质积累 .碱性环境中的腐殖质积累 <p>成土作用的产物——无机与有机物质的积累与迁移</p> <p>1.盐渍-脱盐过程</p> <ul style="list-style-type: none"> .盐化 .碱化 .脱碱化 	<p>2.潜育化过程</p> <ul style="list-style-type: none"> .表层潜育化 .中层潜育化 .深层潜育化 <p>3.淋溶-灰化过程</p> <ul style="list-style-type: none"> .淋溶作用 .粘粒移动作用 .灰化作用 <p>胶结</p> <p>1.盐类胶结过程(石膏、石灰等)</p> <p>2.潜水铁、锰聚积过程</p> <p>变性或变形</p> <p>1.低温作用过程</p> <p>2.水作用过程(膨胀、收缩)</p> <p>3.生物作用过程</p>
--	--

表 4.5 土壤各发生层及土壤性质代号

土壤各发生层及代号				土壤性质代号	
名称 土壤	发生层 有机土 层	代号 O _t	亚土层 泥炭	性质 结构	代号 -
		O _h	森林枯枝落叶层 草原残落物层	团粒、核状、粒状 棱状、柱状	p2 b1
		A ₁	黑色(腐殖质)层	块状、大块状	
	有机-无 机土层	A ₂	淡色(淋余)层	垒结	
		B _m	变质(构造)层	泥炭的	t
		B _i	淀积层	潜育性的	g
母质 及其 其他形 成物	成土母 质	C	疏松的	富含物	
		CR	紧实的	淀积腐殖质	ih
	基岩	D	疏松的	碳酸盐	C _a
		DR	紧实的	硫酸盐	C _s
	地下水	w	上层滞水	其它盐类	S _a
		W	常年积水	紧实状况	m
	冻层	f	季节性冻层	变质紧实	i
		F	多年冻层	淀积紧实	
			胶结 结皮形成 碳酸盐 铁、锰聚集	k kC _a f _e	
			新生体及侵入体 (结构) 石灰 石膏 铁质 碎石、卵石、巨砾	kC _a ks kf r	

第四节 土壤历史发生学分类

苏联土壤学家 B.A. 柯夫达从 30 年代初期即与 B.B. 波雷诺夫提出了土壤历史发生学分类原则。近年来，他吸收了欧美各国土壤分类学界的经验，历史发生学分类又有所发展。在《土壤学原理》（1973 年）一书中，柯夫达根据土壤（进化）历史发生学原则拟定了一个世界土壤分类系统。

一、土壤历史发生学分类的指导思想

B.A. 柯夫达认为：“土壤分类应该根据土壤的历史发生联系对土壤进行分组（分类类别）。因为土壤作为独立的历史自然体，无论是从母质直接形成的土壤，还是延续过去形成的土壤，都处在不断的发展之中。所以土壤的发生演化联系就可以作为土壤分类的客观基础”。

根据历史发生学，土壤分类的任务有以下 5 条：

1. 确定与反映土壤发生发展过程的重要阶段，以便有计划地改善和更合理地利用土壤，为人类谋福利。
2. 确定与反映土壤发展阶段之间的历史发生联系。
3. 揭示和了解土壤的主要性质、因素间的矛盾和主导因素以及每一阶段上土壤发展的动态过程。
4. 指出揭示新的土壤类型与新性质的途径。
5. 确定农业、林业与工程等合理利用土壤的实际措施。

在考察研究了全球土壤之后，柯夫达总结出了陆地土被特征的三种最普遍的历史发生学规律：

1. 土壤形成的生物和物理化学过程的强度，在近赤道的湿润热带地区进行得非常剧烈，由赤道向北极圈（比较明显地）和向南极圈（逐渐地）不断减弱。但是，均等和对称的土壤带谱的变化，因南北半球大陆的范围和形状不同而受到破坏，也因海陆分布造成的季风，洋流以及山体等可以改变陆地气候的因素而受到破坏。因此，陆地上的现代土壤分布带谱绝大多数是不对称的。赤道热带在整个历史发展过程中处于最稳定的自然地理条件中。从第三纪起，那里的土壤就比较稳固的发展历史和发展方向。因而，赤道热带的自成形残积土壤是地球上最古老的土壤，赤道热带以外的陆地土壤，由于经常受着干、湿、冷、热气候条件的交替更迭（如第四纪几次冰期）因而存在着各种类型的土壤组合。

2. 土壤分布的地带图式因受到地球上与气候带无关的地质、地球化学等因素对土壤形成的影响而显得更为复杂，因此陆地上各个地区土壤的年龄和历史有相当大的差异性。

3. 世界土被第三种最普遍的规律是土壤在空间和时间上组成相对应的生物地球化学的排列。如分水岭与谷地，河流集水区与三角洲，山脉、坡地与低地以及整个大陆与海洋，都不断的给予或获得风化物 and 土壤形成物。

根据以上的认识，B.A. 柯夫达建立了一个以土壤历史（进化）发生思想为指导的针对全球土壤的分类系统。

二、土壤历史发生学分类体系

B.A. 柯夫达的土壤历史发生学分类体系的高级分类单元排列的次序是：土壤地球化学群系，土壤阶段组，土壤气候相和土类。土类及其以下的低级分类单元的划分是与苏联国内其它分类体系相一致的。

1. 土壤地球化学群系

土壤地球化学群系是最高分类阶层，主要依据是土壤的地球化学类型，反映的是土壤的风化序列。B.A.柯夫达给土壤地球化学群系的定义是：“地球上最大的土壤群体，是在相似的地质构造条件下形成的，具有共同的发展历史和相近的年龄”。共分9个土壤地球化学群系（表4.7）。

2. 土壤阶段组

B.A.柯夫达认为，土壤形成过程首先是在成土母质上高等和低等生物作用下的生物积累过程。然而由于生物积累过程和物质流失与积累的地球化学过程（特别是侵蚀与沉积）之间的组合情况不同，土壤形成过程的物质总平衡和方向具有明显差异。因此，可以按照物质平衡状况再将每一土壤地球化学群系划分为9个土壤阶段组：

（1）水成累积阶段

指物质正平衡（机械的、地球化学的和生物的物质累积）水成（浅水、潜水与水陆两栖型）累积阶段。

（2）水成土

缺机械物质堆积，有明显地球化学与生物物质累积的水成生物累积阶段（水成、毛管水成、深位潜水水成）。

（3）半水成土

有来自地下水的弱的或季节性地球化学径流补给与生物物质明显累积的半水成（半水成生物累积、半水成累积）累积平衡阶段。

（4）古水成土

有明显古水成史，并表现明显的生物物质累积的负生物地球化学平衡（淋溶）的古水成累积（非自成的）阶段。

（5）远古水成土

古残积水成状况的痕迹不显或者不能确定，而现在具备淋溶残积平衡类型特征的远古水成阶段。

（6）（7）（8）是自成（生物累积）阶段。其共同特征是：土壤发展不受地下水影响，并且在剖面中也无任何过去受地下水影响的痕迹，也不具备过去地球化学累积特征（残积土壤）的土壤；生物循环中物质的生物累积与风化壳和土壤中的地球化学淋溶是有矛盾的；在下渗水的长期影响下，土壤中总的物质平衡是负的。它们之间的区别如下：

（6）原始自成土

发生层不发育的风化壳上、岩石露头上的薄层土壤，仅仅是原始自成土，或自成土的开始。

（7）自成土

最典型的自成生物累积土壤，形成在古剥蚀平面或由喷出岩与变质岩，以及第四纪陆相沉积岩（风化物与火山沉积）组成的平原上。

（8）古自成土

亚热带和热带未受冰川、风蚀或新冲积物埋藏的古自成土，是很古老的，形成历史从第三纪开始，命名为古土壤。

（9）山地侵蚀土壤

处在机械流失规模宏大的山地侵蚀阶段，物质负平衡，在土壤中找到以前成土作用的任何痕迹。

3. 土壤气候相

历史发生学分类的第三级为土壤气候相。B.A.柯夫达认为，能量因素（气

候)决定着在一定土壤地球化学群和一定阶段组范围内的土壤多样性;也决定着各种土壤的目前光热水生产力。他按地区辐射平均值与湿润系数划分为21个土壤气候相(表4.8)。即按公式 $E = f(Q \cdot a)$ 划分,式中,E为成土作用的潜能;Q为辐射平衡;a为湿度因素。

4. 土类

土壤历史发生学分类体系中的土类是按照苏联通用的土类划分原则划分的,即根据“土壤的鉴别特征(土层与土性),以及这些特征与发生条件和发生过程的一致性综合原则来划分”。柯夫达共划分了197个土类,其中包括9个非土壤形成物。土类的命名仍按照苏联土壤分类的通用命名方式,但也吸收了其他国家分类中的某些名称(如法国土壤分类中的铁铝土,我国分类中的白浆土等)。这197个土类以及它们被归纳为更高级分类中的地位以表4.9表示。

表 4.7 陆地土壤地球化学群系

土壤地球化学群系	典型矿物	pH (1mol / KCl)	腐殖质特性	吸收过程	阳离子交	粘粒 SiO ₂ / Al ₂ O ₃
					换量 meq / 100g 土	
酸性富铝化土壤	一水软铝石、三水铝石、水铝矿	3—4	富里酸	阴离子吸收	2—5	0.1—2
酸性富铝-高岭化土壤	高岭石、三水铝石、针铁矿	3—4	富里酸	阴离子吸收	2—5	2—3
酸性高岭化土壤	高岭石、针铁矿、水云母	3—4	富里酸	阴离子和阳离子吸收	5—10	2—3
酸性硅铝化土壤	水云母、高岭石、蛭石、水化针铁矿、针铁矿、蒙脱石原生矿物	3—5	富里酸胡敏-富里酸	阳离子吸收	10—15	> 3
中性和弱碱性硅铝化土壤	石棉、绿泥石、水云母、蒙脱石、方解石、石膏	6—8	富里-胡敏酸胡敏酸	阳离子吸收	20—40	> 3
中性和弱碱性蒙脱型土壤	蒙脱石、混层矿物、方解石、有时有石膏	6—8	胡敏酸	阳离子吸收	40—60	> 3
碱土和盐碱土	蒙脱石、方解石、水云母、坡缕石、石膏、倍半氧化物、石盐、芒硝、无水芒硝、原生矿物	8—10	富里酸胡敏酸	阳离子吸收	20—60	> 3
火山灰土壤(发育在火山灰和火山凝灰岩上)	原生矿物、火山玻璃、水铝英石	3—5	富里酸胡敏酸	阳离子吸收	30—50	1—3
岩石露头与其他非土壤形成物						

表 4.8 按地区辐射平衡值和湿润系数划分的土壤气候相

土壤气候相	Q (大卡 / 平方厘米 · 年)	a
a 热带湿润土壤	75—100	> 1.00
b 热带半湿润土壤	75—100	0.75—1.00
c 热带半干旱土壤	75—100	0.50—0.75
d 热带干旱土壤	75—100	0.25—0.50
e 热带极干旱土壤	75—100	< 0.25
f 亚热带湿润土壤	50—75	> 1.00
g 亚热带半湿润土壤	50—75	0.75—1.00
h 亚热带半干旱土壤	50—75	0.50—0.75
i 亚热带干旱土壤	50—75	0.25—0.50
j 亚热带极干旱土壤	50—75	< 0.25
k 亚寒温带湿润土壤	35—50	> 1.00
l 亚寒温带半湿润土壤	36—50	0.75—1.00
m 亚寒温带半干旱土壤	35—50	0.50—0.75
n 亚寒温带干旱土壤	35—50	0.25—0.50
o 寒温带湿润冷冻土壤	25—35	> 1.00
p 寒温带湿润土壤	25—35	> 1.00
q 寒温带半湿润土壤	25—35	0.75 - 1.00
r 寒温带半干旱土壤	25—35	0.5—0.75
s 极地湿润冰冻土壤	10 - 25	> 1.00
t 极地干旱冰冻土壤	10 - 25	1.00
u 高山土壤	不同	1.00—0.25

大卡=4186.8 焦耳 (我国法定单位)

表 4.9 土壤历史发生学分类体系高级分类单元

酸性富铝化土壤群系	2a 热带矿质沼泽土
8 古自成土壤	2f 亚热带冲积土
8a 红黄色富铝土	2f 亚热带沼泽土
酸性富铝-高岭化土壤群系	2k 亚北方(极地)冲积土
3 半水成土壤	2a 永冻苔藓沼泽土
3a 地下水湿润的砖红壤	2b 酸性冲积土
5 远古水成土壤	2p 淋溶草甸土
5a 砖红壤	2p 泥炭沼泽土
5b 铁质化热带土壤	2p 腐殖质泥炭沼泽土
7 自成土壤	2s 冰沼沼泽土
7a 铁质土	3 半水成土壤
8 古自成土壤	3a 热带滨海砂丘
8a 黄色铁质土	3k 潜育棕色森林土
8b 红色铁质土	3b 弱灰化潜育棕色泰加林土
9 山地侵蚀土壤	3a 潜育永冻泰加林土
9a 山地铁质土	3o 永冻泰加林半沼泽土
9a 山地铁质化土	3p 灰化沼泽土
9a 山地铁质准灰化土	3p 腐殖质淀积灰化沼泽土
9b 暗色层山地铁质土	3p 潜育灰化土
9b 腐殖质化山地铁质土	3p 泥炭灰化潜育土
酸性高岭化土壤群系	3q 生草灰化潜育土
5 远古水成土壤	3q 生草潜育土
5f 黄色灰化土	3s 冰沼潜育土
5g 红色灰化土	3s 冰沼泥炭潜育土
7 自成土壤	2a 永冻苔藓沼泽土
7g 红棕壤	2b 酸性冲积土
8 古自成土壤	2p 淋溶草甸土
8f 红壤	2p 泥炭沼泽土
8g 黄壤	2p 腐殖质泥炭沼泽土
9 山地侵蚀土壤	2s 冰沼沼泽土
9f 山地红壤	3 半水成土壤
9g 山地黄壤	3a 热带滨海砂丘
酸性硅铝化土壤群系	3k 潜育棕色森林土
2 水成土壤	3b 弱灰化潜育棕色泰加林土
2a 热带冲积土	3a 潜育永冻泰加林土
3o 永冻泰加林半沼泽土	7 自成土壤
3p 灰化沼泽土	7f 红色石灰土
3p 腐殖质沉积灰化沼泽土	7f 地中海红色土
3p 潜育灰化土	7g 黄棕壤
3p 泥炭灰化潜育土	7g 红棕色森林土
3q 生草灰化潜育土	7g 地中海棕色土
3q 生草潜育土	7h 红棕壤
3s 冰沼潜育土	7k 典型棕色森林土
3s 冰沼泥炭潜育土	7k 酸性棕色森林土
4 古水成土壤	7k 白浆土
4a 热带灰壤	7l 灰棕色森林土(向灰色森林土过渡)
4p 腐殖质淀积灰化土	7l 暗棕色森林土
4p 铁淀积灰化土	7l 棕色黑色石灰土
4p 腐殖质-铁淀积灰化土	7m 棕褐色森林土(向褐土过渡)
4p 多量腐殖质淀积表层灰化土	7o 永冻潜育灰色森林土
4s 冰沼腐殖质淀积准灰化土	7o 酸性永冻泰加林土
4s 冰沼腐殖质-铁淀积准灰化土	7o 少量腐殖质生草土
5 远古水成土壤	7p 生草碳酸盐土
5k 潜育准灰化棕色森林土	7s 亚极地生草厚腐殖质土
5k 准灰化棕色森林土	9 山地侵蚀土壤
5l 灰化灰棕壤	9f 山地红色石灰土
5l 淡灰色森林土	9g 山地黄棕壤
5l 灰色森林土	9m 山地黑褐土
5l 暗灰色森林土	9k 山地典型棕色森林土
5p 灰化土	9k 山地酸性棕色森林土
5p 弱生草灰化土	9k 山地准灰化棕色森林土
5p 生草灰化土	9k 山地白浆土
5p 生草淡黄色灰化土	9l 山地棕黑色石灰土
5p 表潜生草淡黄色灰化土	9u 高山草甸土
6 原始自成土	9u 亚高山草甸土
6l 生草森林非灰化土	9p 山地灰化土
6s 亚极地冰沼土	9p 山地生草灰化土
6s 极地冰沼土	9q 山地非灰化生草泰加林土
6t 原始冰沼土	9q 山地腐殖质淀积泰加林土
6t 极地土壤	V5m 栗钙土
9q 山地铁质化泰加林土	V5m 菌丝状碳酸盐栗钙土
9q 山地棕色泰加林土	V5m 暗栗钙土
9q 山地酸性森林土	V5m 菌丝状碳酸盐暗栗钙土
9s 山地冰沼土	V5n 少量碳酸盐棕色半荒漠土
V 中性与弱碱性硅铝化土壤群系	V5n 灰棕漠土
2 水成土壤	6 原始自成土壤
V2b 河谷棕色土	V6a 热带肥沃棕色土
V2c 热带碳酸盐冲积土	V6b 热带半荒漠土
V2d 热带草原土	

第五节 苏联土壤发生学分类体系中的低阶层分类

上面介绍的苏联土壤分类的三个学派，都是以发生学土类为基本分类单元。三者的不同点在于将基本分类单元土类向上归集成更高级的分类单元的方法与体系不同，但对于土类以下的低级土壤分类，各派基本上是一致的。关于土壤低级分类单元的划分，苏联学者总的来说注重不够，有关研究资料多散于地方性土壤文献中。三个派别中，В. П. 格拉西莫夫的成土过程发生学分类与 В. П. 柯夫达的土壤历史发生学分类对于低级土壤分类均没有具体描述。我们这里介绍 В. П. 伊万诺娃所著《苏联土壤分类》一书中关于低级分类等级及其划分标准。

一、低阶层土壤分类的各分类等级

土属：是亚类范围内的土壤组合，其质的发生特征决定于各种地方条件的综合影响。包括母质的主要岩石学和化学性质，地下水的化学性质，以及成土物质从过去的风化和成土过程中所获得的性质。土属在高级分类（亚类以上）单元与低级分类单元之间起着承上启下的作用。

亚属：只有少数土类划分亚属，是对土属划分的补充。如按有机质层的植物来源或成分划分；按土壤反应或盐基饱和度划分。

土种：土种是土属范围内的分类单元。不同土种在成土过程的发展程度（灰化的强度、腐殖化的深度和程度、盐渍化的程度等等）及其相互关系上有所区别。

亚种：土种内的分类单元，按土种特征的数量等级划分。如弱、中、强碱化；弱、中、强盐化等等。

变种：是土属的补充划分，按土壤机械组成的特性区分。

土组：作为变种的补充划分，或按成土母质中某些与土壤发生和农业有关的重要岩石学和发生学特性划分；或按盐分聚积和泥炭堆积等划分。

土相：按水蚀、风蚀以及坡积等影响的表现程度划分。土相是最近由 В. П. 格拉西莫夫提出来的。

以上基层分类计有7个等级，很复杂。其实只有土属、土种是低级分类的基本分类单元，二者又有些不很协调。在分类系统的归属上，土种是土属范围内的细分单元，但土种划分所依据的分类因素是直接对土类或亚类分类因素的进一步细分，即按主要成土过程的发育程度划分。所以土种直接依附于土类、亚类，与土属联系不上，它本身缺乏独立存在的根据。这是苏联土壤分类的传统概念，与美国分类中的土系截然不同。另外，亚种、变种、土组和土相四级也并不是土种范围内的依次细分单元，而都是对土属某些特性的补充划分，主要反映生产性因素。可见在苏联土壤分类的低级分类中，各阶层的分类依据特性如何合理的联系起来尚需进一步协调。

二、土属的划分

土属的划分根据主要是使亚类发生性质分异的地方性因素。地方性因素繁多，所分土属自然也就很多。在苏联土壤分类中，常见的土属分类因素如下。

根据母质性质划分：例如喷出岩残积物上的、砾质残积物上的、网纹粘土上的、再沉积物质上的、云母-长石砂土上的、页岩上的、火山灰上的、有机母质上的、……。

根据质地划分：例如砂质的、壤质的、粘质的、二元沉积物的、……。

根据水文特点划分：例如接触草甸化的、接触潜育化的、……。

根据残余特性划分：例如残余碳酸盐的、残余草甸的、残余生草的、残余草甸铁磐的、结核的、……。

根据化学性质划分：例如饱和的、不饱和的、弱不饱和的、酸性的、石灰性的、铁质化的、……。

根据发育程度划分：例如未充分发育的（致密母岩上）、砾质的（未充分发育）、弱度分异的、……。

根据侵蚀状况划分：例如中度侵蚀的、强度侵蚀的、……。

根据地下水化学性质和土壤盐渍化特点划分：例如盐化的、碱化的、脱碱化的、酸性硫酸盐的、氯化物-硫酸盐的、……。

此外还有各种各样的划分因素，例如成矿化的、具有第二腐殖质层的、腐殖质淀积的、铁质淀积的、深位冻解的、表潜的、底潜的、假纤维的、……。

这里，我们举灰化土类划分土属的例子，即可看出土壤分类中划分土属的标准具有繁、细、杂的特点。灰化土的土属：普通的（粘壤土和粘土）；

腐殖质淀积的（砂土和砂壤土）；铁淀积的（砂土和砂壤土）；弱度分异的（砂土和砂壤土）；假纤维的（层状砂土）；接触潜育灰化土（B层上都有两种母质的接触）；接触潜育灰化土（B层底部有两种母质的接触）；杂色的（在杂色富铝化粘壤土和粘土上）；未充分发育的砾质和石质的；残积碳酸盐的（在碳酸盐母质上）；(11)残余生草的（阶地表面生苔）；(12)具有第二腐殖质层的（次生灰化土）；(13)在火山上的。

对某些有机土壤，在土属之下划分为亚属。我们列举高位沼泽土和低位沼泽土土类的土属与亚属的划分为例，以见一斑。

高位沼泽土土类的土属：普通的（泥炭藓的）；过渡的（残余低位的，泥炭化的）；腐殖质-铁质的。其亚属是对土属的修饰，划分为木本-苔藓泥炭化的，草本-苔藓泥炭化的。

低位沼泽土土类的土属：不饱和的；饱和的；碳酸盐的；盐化的；酸性硫酸盐的；矿化的；坡积物堵塞的；火山灰的。其亚属是按有机发生层的植物组成划分为草本的；木本-草本的；苔藓-草本的。

三、土种的划分

在苏联土壤分类中，土种划分具有两大特点：一是土种在概念上对高级分类单元具很强的依附性；二是土种划分标准上的多元性。

根据定义，土种按照主要成土过程的发育程度来划分。主要成土过程类型的差异是土类、亚类划分的根据，土种是表述土类（亚类）在发育程度上的量的差异的低级分类单元。所以，土种是依附于土类的非独立存在分类单元，是在高级分类单元确立之后自上而下的续分单元，这就是土种概念的依附性特点。

由于主要成土过程的发育程度可以从不同的侧面来理解和表达，所以划分土种也常常从不同的侧面来选取分类标准，这就是苏联土壤分类系统中划分土种标准多元性的特点。

伊万诺娃所拟的苏联土壤分类（1976）体系充分体现了以上土种划分的两个特点。例如，她在“卡累利阿的土壤分类与诊断”一文中，将灰化土按灰化强度；灰化深度；剖面厚度和淀积层腐殖质含量四个方面分别划分土种如下。

1. 按灰化程度划分土种

弱度灰化的 (A_2 层灰白色, 连片条带状, 团块状结构);
中度灰化的 (A_2 层灰白色, 连片条带状, 片状—团块状结构或片状结构);
强度灰化的 (A_2 层白色, 带状连片, 松散的叶片状结构或鳞片状结构);
灰壤 (A_2 层白色, 带状连片, 壤质 A_2 层呈粉末状, 砂质 A_2 层松散无结构)。

2. 按灰化作用的深度划分土种

表层灰化的 (A_0 下限至 A_2 层下限的灰化层厚度达 5 厘米者);

浅层灰化的 (灰化层厚度达 20 厘米者);

不深灰化的 (灰化层厚度达 30 厘米者);

深层灰化的 (灰化层厚度大于 30 厘米者)。

3. 按剖面厚度划分土种

薄层的 (A_1A_2+B 层或 A_2+B 层的厚度达 40 厘米);

不厚的 (A_1A_2+B 层或 A_2+B 层的厚度达 60 厘米);

中厚的 (A_1A_2+B 层或 A_2+B 层的厚度达 80 厘米);

厚层的 (A_1A_2+B 层或 A_2+B 层的厚度大于 80 厘米)。

4. 按淀积层中的腐殖质含量划分土种

对于砂质和壤质土壤划分土种的指标是:

多腐殖质铁铝淀积的 (B层腐殖质含量 3—6%或更多);

腐殖质铁铝淀积的 (B层腐殖质 2—3%);

少腐殖质铁铝淀积的 (B层腐殖质 1—2%);

弱腐殖质铁铝淀积的 (B层腐殖质 0.5—1%)。

综上所述, 灰化土土类的续分土种有四种划分方式。划分土种的根据考虑到了多方面的因素, 但具体划分时则将多因素分解为单因素分别划分土种, 并同等地并列于同一分类系统中。这体现了苏联土壤分类系统中划分土种的多元性特点。

土种在概念上对高级分类单元的依附性, 其优点是使高低级分类单元之间具有紧密的发生学联系, 但缺点是土种缺乏独立性, 因而很难成为基层分类的基本单元。划分土种的多元性, 其优点是单因素划分土种简明扼要, 但缺点是难以确立概念完整的土种实体。

为了使土壤低级分类逐步走向定量化和标准化。伊万诺娃在其拟定的苏联土壤分类体系 (1976 年) 中, 特别增加了 12 个附录。这组附录中除附录 8 用于高级分类以外, 其余 11 个附录都是专为土种及土种以下各级分类拟定的。附录包括: 按灰化程度划分灰化土类别; 按饱和度划分土壤类别; 按接触潜育化的上限划分土壤类别; 按潜育层埋藏深度和潜育化程度划分土壤类别; 按泥炭分解程度划分沼泽土类别; 按碱化程度划分土壤类别; 按盐化程度、组分组成、含盐、石膏、碳酸钙层的上限以及泡沸层深度划分土壤类别; 按潜水埋藏深度划分土壤类别; 按机械组成划分土壤和母质; 在致密母岩巨砾以及砂砾沉积物上按剖面发育划分亚种类别; (11)按冲积层的厚度和机械组成划分泛滥地土壤类别; (12)相性亚类的热量参数。

第六节 苏联土壤发生学分类述评

60年代以来，中苏科技交流基本中断，只是近年来才又有所恢复。苏联土壤分类在六七十年代的进展状况我们没有系统地引进。以上介绍只是根据一些零散的资料整理出来的，不一定系统和全面，难免有“瞎子摸象”之偏见。加之作者不懂俄文，参考资料中多是中、英译文，如有理解不确切的地方，笔者愿承担责任。我国土壤分类与苏联有共同之处，如何正确评述苏联土壤发生学分类，有利于探讨我国土壤分类的发展方向。笔者愿提出一些意见，起到抛砖引玉的作用。

一、苏联土壤发生学分类的演绎推理法特点

从逻辑学上说，苏联的土壤分类属于一种演绎推理方法。演绎是从一般到个别的推理。其基础是，一般性范围内的个体必然体现出一般性的特征，因此可以用概括一般性个体的规律或原理去推演个别的个体所具有的一般性特征。演绎推理要求前提必须正确，因为它是一种必然性推理。

苏联的土壤分类是根据“在一定的成土条件综合影响下，发生一定的成土过程，从而必然产生一定的土壤类型”。这一发生学原理是以土壤的发生条件为前提，从成土条件与土壤特性连接之间的发生过程去推演在什么样的发生条件下会有什么样的发生学土类。这就是在分类鉴别土壤时，特别注重成土条件或与之相关联的成土过程的研究。

演绎法分类的特点是规律清晰，系统性强。但这要求推理的前提和结果之间有明确的因果关系。由于人们目前对土壤这个群体的内在规律和本质还缺乏足够的认识，所以关于土壤发生学的一些理论只能是当前状况下的假说，并非真理。土壤和环境间是存在着密切的关系，但这些环境条件（成土因素）对于土壤的影响是错综复杂的，没有确定的函数关系。因此，依据人们目前关于土壤发生过程的假说去推演划分土类，难免具不确定性。这就是苏联土壤分类中，存在着难以解决的成土条件-成土过程-土壤属性三者常不能统一的问题的根本原因。

二、重视成土条件与成土过程在分类中的地位

正是因为存在着用发生学分类难以解决“成土条件-成土过程-土壤属性”三者不能统一的问题，决定了苏联土壤分类在遇到此类问题时，只能忽略土壤性质在分类中的作用，以成土条件或成土过程划分土壤。造成高级分类单元实际只反映一种自然条件的划分，而不是对土壤本身的分类，掩盖了土壤本身的属性，将许多特性不同的土壤包罗在一个土壤单元内。

三、分类标准的定量化问题

由于在分类中注重成土条件和土壤形成过程，致使土壤分类的高级分类单元一直不能定量化，使分类单元界限不够严格，甚至分类单元的概念、定义存在着交叉，难以在野外鉴别土壤时达成一致意见。据报道，1974年第10届国际土壤学会议期间，各国代表在莫斯科郊外观察同一生草灰化土剖面时，尽管剖面的诊断特征十分明显，专家们却提出了15种发生学概念和分类命名（土类一级）方案。造成这种情况的重要原因之一，就是发生学分类的标准大多是描述性的，而不是定量的。

四、低阶层分类研究问题

如果说，苏联土壤分类中，对于土类和亚类的划分依据还能得到较广泛的认可或一致，则对于低阶层土壤分类的标准就难以一致了。虽然在 . . .

伊万诺娃的苏联土壤分类系统中，规定了低级分类的标准，但由于其划分标准的多样性与复杂性，难以在全国进行一致性的应用。地方土壤工作者在鉴别分类土壤时，多用他们自己的标准，结果造成分类结果与资料数据难以比较；反过来，这种情况影响了土壤知识的归纳概括，使得制订统一的量化的以土壤本身性质为分类依据的全国土壤分类系统陷于被动和进展缓慢的局面。

综上所述，苏联的土壤分类是基于发生学理论的一种非量化的土壤分类体系。这个分类体系有着严密的发生学逻辑关系，但由于发生学理论并非对所有土壤都有普遍意义，从而造成根据成土条件或成土过程划分土壤的不确定性，并且掩盖了土壤本身的属性的差异。应用该分类体系在野外鉴别土壤时存在着许多困难。

五、苏联土壤分类的发展趋势

苏联土壤发生学对世界土壤科学的历史性贡献是世人皆知的。在科学技术日新月异的今天，是维护旧的权威还是作出新的贡献，苏联土壤科学正面临重大变革。

苏联老一辈土壤学家，如 . . 格拉西莫夫、 . . 伊万诺娃和 . . 罗佐夫等相继去世，新崛起的土壤学家易于接受世界土壤学的新发展，这样给苏联土壤分类进行重大变革带来时机。在 1988 年苏联土壤学会主持的阿拉木图国际土壤分类会议上和 1990 年在日本东京召开的国际土壤学会上，莫斯科大学土壤系的 .G. 罗扎诺夫和道库恰耶夫土壤研究所所长 L.L. 谢硕夫所提交的论文，反映出苏联土壤分类的新趋势。

1. 观点的转变：苏联地理学派起初依据成土条件分类，继而又提出条件、过程和土壤性质三者的统一。现在 L.L. 谢硕夫承认：“大部分土壤性质并不严格与现代土壤形成因子相适应，所以土壤分类主要应建立在土壤发生之上，而不是根据它们的成土条件。” L.L. 谢硕夫等提出的新的土壤分类系统，包括 8 个土纲，105 个土类[6]。明显的转变是放弃了以前按地理地带划分土类、按亚地带划分土壤亚类的方法。

2. 诊断分类的尝试：近年来苏联土壤分类中也引入了类似美国土壤系统分类中的诊断特性的某些概念。L.L. 谢硕夫提出 26 个诊断层。基本上涉及了美国土壤系统分类中的诊断层，对其中某些还作了进一步的划分。另外，道库恰耶夫土壤研究所开始研究土壤分类的计算机检索，试图使土壤分类定量化。

3. 与国际土壤分类的新发展相协调：苏联的土壤分类一直是着眼于全球的，对世界范围内土壤分类及调查制图产生广泛的影响。苏联学者也首先编制了各种比例尺的世界土壤图，如 B.A. 柯夫达的世界土壤图（1975 年）和亚洲土壤图（1971 年）。近年来，随着联合国 FAO 土壤分类与世界土壤图的发展，美国《土壤系统分类》（1975 年）的出现，和国际土壤分类参比基础（IRB）这一组织的建立（1980 年），土壤分类国际交流中普遍接受共同术语、概念愈来愈多，因而减弱了苏联土壤地理发生学分类的国际地位。苏联学者也不得不接受那些已经被普遍接受的国际性分类概念。如 B.G. 罗扎诺夫（1990 年）制定的全球土壤分类中，使用了国际土壤分类参比基础（IRB）的所有 20 个土纲；土类概念应用了 FAO 的 26 个，占土类总数的 52%；沿用了苏联的 17 个，占总数 34% [5]。

苏联土壤分类已经开始转变，但还仅是开始。发展中的问题之一是发展

很不平衡，中央一级的研究所和高等院校，追随国际信息较快，已经开始转变。但庞大的基层各级土壤调查机构仍无视国际上新的发展，沿用旧的分类方法，不思改革。所以，改革所走的道路仍将是漫长的。

第五章 美国的土壤系统分类

美国农业部 1975 年发表的《土壤系统分类》(Soil Taxonomy) 是土壤诊断分类学派的代表。它继苏联的土壤发生学分类之后, 成为目前世界土壤分类的新发展趋势。本章将介绍美国《土壤系统分类》的背景、指导思想、分类原则和分类体系。并以美国农业部水土保持局 1990 年发表的最新版本的《土壤系统分类检索》(Keys to Soil Taxonomy) 为蓝本, 介绍该分类系统的诊断层、诊断特性指标、土族、土系的划分标准以及土类的检索体系。

第一节 美国土壤系统分类的发展历史

一、早期的美国土壤分类

这个时期大约是从 1899 年到 1922 年。当时，美国土壤调查工作的实施计划中，大多属土壤技术分类或单因素分类，具有强烈的地质学色彩。这个时期的两个代表人物是 E.W. 海洛格 (Hilgard) (1833—1906 年) 和 M. 怀特尼 (Whitney)。E.W. 海洛格是美国土壤学先驱者之一。他也是地质学家、化学家、农学家。他首先在密西西比 (1855—1873 年)，后在密西根 (1873—1875 年)，最后在加利福尼亚 (1875—1906 年) 从事土壤调查工作。他的关于密西西比土壤的经典著作，开创了美国早期的土壤分类与制图工作。后来，他负责加利福尼亚的土壤调查工作，特别研究和论述了那里的碱化土和盐化土。他是美国第一个把土壤作为自然体看待的人，并指出了土壤性质和植被、气候之间的关系，以及它们对土壤性质的起因。他的这些观点与 B.B. 道库恰耶夫的思想十分相似，而且时间上较道氏略早，但没有任何证据表明他们俩人有过接触。可见，任何一门学科都是科学文化发展到一定阶段的产物。无疑，E.W. 海洛格对土壤和土壤发生的概念和思想代表了当时美国土壤学的先进思想。遗憾的是这一思想在当时的美国土壤调查中并未使用，也没有后继者对其进一步发展。类似的思想，直到 50 多年后，才由 C.F. 马伯特从俄国引进美国。

1901 年，M. 怀特尼担任美国农业部土壤保持局的局长，开创了美国大规模的土壤调查工作。M. 怀特尼远足不毛之地的美国西部，首次做了一张对单个农场有意义的反映小面积内土壤特征的大比例尺土壤图，将土壤形态学、发生学和分类学与土壤调查紧密地联系在一起。M. 怀特尼制定了第一个和土壤调查有关的美国土壤分类体系，发表于 1909 年美国土壤保持局的第 15 号公告上。这个分类体系里，最高分类阶层是“土壤省” (Soil Provinces) 或“土壤区” (Soil Regions)，两者实际上都是较大的自然地理单元，是以地貌特征来区分的，如沿岸平原省或山前平原省，而不是以土壤特征区分的。当时，美国被分为 13 个“土壤省”或“土壤区”。在一个土壤省内，根据颜色、底土的特征、类似的地形和排水状况等，将互相类似的地质过程产物 (如海相沉积物或冰碛丘) 上形成的土壤定义为土系 (Soil Series，这个术语一直沿用至今天的美国土壤系统分类中，但含义已有很大区别)。在土系内，再根据质地，把土壤进行续分，形成最低的分类等级和制图单元——土型 (Soil Type)。当时，怀特尼和他的同事们所指的“质地”比现在美国《土壤调查手册》中的质地一词有较宽的定义；那时的“质地”定义不仅包括颗粒大小的比例，还包括土壤结构特性、土壤有机质含量、土壤团聚作用及其有关性质。当时，他们还不了解俄国土壤分类的情况；所以，土型的英文词和俄国的土类英文译词一样，均是 Soil Type。这也可能是后来的美国土壤分类体系中去掉土型 (Soil Type) 这一等级的缘故。

二、中期的美国土壤分类

在土壤系统分类的历史发展过程中，C.F. 马伯特 (Marbut) 是中期 (1925—1949 年) 的代表人物。C.F. 马伯特早年在哈佛大学接受过地质学，特别是地貌学的教育，师从于著名的地貌学家 W.M. 戴维斯 (Davis)。后来，改行研究土壤。1910 年，他在美国土壤保持局供职，也是在密西西比开始了他土壤学的专业生涯。他将俄国土壤学家格林卡的“世界土壤和土壤发生类型”

一书的德文版译成英文，从而将道库恰耶夫及其弟子们的土壤发生学和土壤地带性的概念引入美国，并应用到他的工作中。这使得他注重了气候和植被因素对土壤发生的影响，而降低了他对土壤物质起源和地学性质的重视，而后者正是他从戴维斯和怀特尼的思想中学到的。如果说，C.F.马伯特的“显域土”（Zonal）、“泛域土”（Azonal）和“隐域土”（Introzonal）的概念来自于苏联的土壤地理发生学派；那么，他的“正常土壤”（Normal）和“不正常土壤”（Anormal）的概念则是W.M.戴维斯地理循环学说的翻版。1927年，C.F.马伯特在第一次国际土壤会议上推出了他的“土壤分类体系”（Scheme for Soil Classification）。1935年正式发表了他的土壤分类体系（表5.1）。

C.F.马伯特对土壤分类所作出的贡献概括起来有如下几条：

1. 确定土壤剖面作为研究的基础单位，把重点放在土壤本身的性质上；
2. 确立了土系的鉴定标准；
3. 为建立多级土壤分类体系做了准备。

新增加的土壤资料和土壤发生学研究的进展，暴露了马伯特分类体系中的某些问题：

1. 由于他把重点放在“正常景观”的“正常土壤”（指高地上排水良好的土壤）上，而在一个或几个分类等级上忽略了

表 5.1 1935 年马伯特的土壤分类

等级	类别	
6	淋余土 (Pedoalfers)	钙层土 (Pedocal s)
5	发育于机械破碎物质上的土壤 发育于硅铝质分解产物上的土壤 发育于铝质分解产物上的土壤	发育于机械破碎物质上的土壤
4	冰沼土 (Tundra) 灰土 (Podzol) 灰棕色灰化土 (Gray - BrownPod-zol) 红壤 (RedSoils) 黄壤 (YellowSoils) 砖红壤性土 (LateriticSoils) 砖红壤 (LateriteSoils)	黑钙土 (Chernozems) 暗棕壤 (Dark - BrownSoils) 棕壤 (BrownSoils) 灰色森林土 (GraySoils) 极地和热带的钙层土 (Pedocal sin ArcticandTropicalRegions)
3	除有关土系外的成熟土壤组 (GroupsofMaturebutRelated SoilSeries) 沼泽土 (SwampSoils) 潜育土 (GleySoils) 黑色石灰土 (Rendzina) 冲积土 (AlluvialSoils) 在山坡上的非成熟土壤 盐土 (SaltySoils) 碱土 (AlkaliSoils) 泥炭土 (PeatSoils)	除有关土系外的成熟土壤组 沼泽土 潜育土 黑色石灰土 冲积土 在山坡上的非成熟土壤 盐土 碱土 泥炭土
2	土系 (SoilSeries)	土系
1	土型 (SoilType)	土型

对“不正常土壤”的分类，这违背了“分类阶层完整性原则”。

2. 他的某些分类依据是假定的土壤发生理论，使得分类出现不确定性。如他把“显域土”即“正常土”分为两个类别，一个是“钙层土”；一个是“淋余土”。但在一个地区被认为是“正常”的钙层土，在另一个地区则被认为是“不正常”的。如“钙层土”在温带半干旱半湿润区被认为是“正常的”；而在热带湿润地区的石灰岩土这一类“钙层土”则被认为是“不正常的”。同时，“钙层土”和“淋余土”的划分也不是彼此完全排除的，有些土壤既累积了碳酸钙，也累积铁、铝化合物。

根据以上问题，B.凯洛 (Kellogg)、J.梭颇 (Thorp) 和 M.巴鲁蒂文 (Baldwin) 修正了 C.F. 马伯特的分类，并在 1938 年美国农业部的《农业年鉴》上发表了他们的土壤分类体系 (表 5.2)，即通常所称的“美国 38 年的分类”。我国三四十年代开展的土壤调查即是以这个分类为基础的。

比较表 5.1 和表 5.2 这两个体系，可以看出，1938 年的土壤分类除了更

强调了地带性概念和对“不正常土壤”进行分类外，与 1935 年马伯特的分类没多大差别，而且依然存在不少问题（下面介绍）。但 1938 年的分类对于整个土壤分类学领域的发展还是起到了积极作用。

表 5.2 1938 年美国《农业年鉴》上的土壤分类^[1]

等级 6 (纲)		等级 5 (亚纲)
显域土 (Zonal)	钙层土	1. 干旱地区的淡色土壤 2. 半干旱、干旱、半湿润和湿润草原区的暗色土
	淋余土	3. 森林-草原过渡带的土壤 4. 森林地区的淡色灰化土壤 5. 温暖和热带森林地区的砖红壤性土
隐域土 (Introzonal)		1. 排水不良的干旱地区和海岸沉积物上的盐成土 (盐土和碱土) 2. 沼泽、渍水沼泽、渗漏区和平地水成土 3. 钙成土
泛域土 (Azonal)		无亚纲

三、现代土壤诊断分类时期

1949 年，J. 梭颇和 F.F. 里肯 (Riecken) 和 G.D. 史密斯 (Smith) 着手修正 1938 年的分类，标志着美国现代土壤分类时期的开始。实际上应当说始于 1951 年，因为在这一年，美国农业部作出了发展一个新的土壤分类体系的决定 (Smith, 1968 年)。当时，二次世界大战结束不久，许多国家努力改善农业生产，因而促进了土壤研究工作，土壤调查的作用延伸到许多新的领域。随着获得新的研究数据和更广泛的经验 (1951 年，在美国已鉴别 5500 个土系)，美国土壤学家们认识到他们原来的分类在精确性上是不够的，特别认识到需要更精确的分类以便对土壤调查结果作出更定量和更可靠的解释。凯洛、辛普森 (R.W. Simonson) 和史密斯将美国应发展一个新的土壤分类体系的理由概括为如下几点：

1. 1938 年的分类体系依据地带性概念划分的最高级分类单元：显域土、泛域土、隐域土彼此不完全排除，定义边界不清楚。
2. 1938 年的分类依据外在环境因素和发生学假说；而不是依据土壤本身划分高级分类单元，给分类带来“偏见”和不确定性，对于某些土壤难以达成一致的意见。
3. 某些土壤是依据自然植被下的处女土壤剖面定义的，而没有考虑由于耕作或侵蚀造成的土壤变化。
4. 以土壤颜色作为分异特性，对颜色给予的重视太高，而没有考虑与之有关的协变特性或它们的相互关系。
5. 对低级分类单元没有用充足的分异特性定义，而着重依据主观的和定性的理解，以致于不能确定地精确地解释土壤。
6. 有一些土壤在该分类系统的某些等级上，没有合适的分类位置 (分类单元)，为了对所有已知的土壤进行分类；也为了安置新发现和新定义的土壤，必须准备新的分类体系。

7. 高级分类单元和低级分类单元之间还缺少一个承上启下的阶层（就是今天的土族阶层）。

8. 命名来源复杂，既有若干语言的乡间土名；又有专门编造的名称，而且同一名词对不同的人来说有不同的意义，翻译成其他语言也较困难。

因此，在土系水平以上，发展一个全新的分类体系已势在必行。

美国农业部内，以 G.D. 史密斯为首，联合了国内许多大学甚至国外的土壤科学家开始设计发展新的土壤分类体系。从那时起，经过一系列的“草案”，才逐步达到美国《土壤系统分类》的正式发表。1975 年正式发表的《土壤系统分类》实际上是第十次“草案”（本书介绍的检索系统是第十四次“草案”）。每一次“草案”制定出来，都广泛征求意见，反复修改。如第二次草案带到了在比利时根特（Ghent）大学召开的国际土壤讨论会上讨论，西欧七个国家的代表对这个草案提出许多修改意见。第三次草案就尽可能采纳了这些建议。第三次草案提交到第五次国际土壤学会议上讨论，并于 1945 年在根特大学再次征求了欧洲土壤学家的意见。在考虑了这些意见的基础上，对第三次草案进一步修改形成第四次草案。并用它对已有的土系进行归类（分类），以检验哪些土系在土族及土族以上各分类等级上被合并了，哪些土系被分裂了。通过这样的实际检验，又修改成为第五次分类草案。在 1956 年巴黎第六次国际土壤学会议上，广泛征求了各国土壤学家对第五次分类草案的意见。并在会议之前已与欧洲土壤学家进行了充分讨论，也通过通讯方式征求国外同行的意见。与此同时，还把在美国已鉴别的土系放进第五次草案中的亚类中去，看产生了什么样的合并与分裂，而再次检验这个草案。在如此广泛征求意见和实际检验的基础上，修改产生了第六次分类草案（1957 年发表）。第六次草案在亚类等级上有了今天《土壤系统分类》的大概形式，也首次提出了土族分类等级所使用的分异特性。对土族的检验也是通过把土系放进第六次草案的亚类和土族中，对一个土族内的所有土系的定义进行比较，必要时修改某些土系的定义边界以使之适应这个土族内的其他土系。与此同时，土壤学家们与根特大学的古典语言系主任 A.L. 李马斯（Leemas）教授和伊利诺州立大学的古典语言系主任 J.L. 海洛（Heller）教授讨论了命名问题。随后形成了第七次草案，并将它提交给 1960 年在威斯康星州麦的逊城召开的第七次国际土壤学会议上讨论。当时尽管知道这个草案还不完善，需要修改，但美国土壤保持局土壤调查处（Soil Survey Staff）决定从 1964 年 1 月 1 日使用这个分类。在实际应用过程中 1966、1967、1968 年又分别提供了一些附录，以概括在第七次草案制定以来所出现的一些修改变化。1975 年，美国土壤保持局土壤调查处正式出版了《土壤系统分类》一书。

四、美国土壤系统分类的新发展

《土壤系统分类》一出版（1975 年），美国土壤保持局便收到大量的关于修改这一新系统的意见。该书的作者们，特别是领导这一工作的 G.D. 史密斯也早就意识到这一系统将随着土壤信息的积累需要不断修改与完善，这些观点为日后修改这一系统奠定了基础。

但在作出任何修改之前，必须建立一个严格的审议程序，以保证修改工作的完备性与一致性。为此，美国土壤保持局邀请全世界所有有兴趣的土壤专家为完善美国土壤系统分类而进行合作。于是，从 1976 年至 1987 年间共建立了九个国际土壤分类委员会。它们是：国际低活性粘粒委员会（ICOMLAC）、国际氧化土委员会（ICOMOX）、国际热带地区土壤水分委员会

(ICOMMORT)、国际火山灰土委员会(ICOMAND)、国际干旱土委员会(ICOMID)、国际变性土委员会(ICOMERT)、国际潮湿水分委员会(ICOMAQ)、国际灰化土委员会(ICOMOD)和国际土族委员会(ICOMFAM)。这一举动赢得国际社会的热烈响应,全世界有四百多位土壤学家先后参加了这些委员会。每个委员会具有处理它所研究的土壤分类问题的权威性,而且他们也确实做出了卓有成效的工作。

例如,1976年首先成立的国际低活性粘粒委员会,采用循环通信的方式将参加这一委员会的土壤学家联系起来。在首轮通信上,根据一些提议并陈述需要解决的问题,收到大家的反馈意见之后,主席(F. Moormann教授)将它们总结在下一轮的循环通信上。依此进行,直到委员会成员取得较一致的意见,才提交一个拟变动的提案。该委员会的提案得到认可的部分已发表在美国国家土壤系统分类手册(NSTH)1986年第8期上。同时,在美国《土壤系统分类检索》1987年版本中得到体现。该委员会的主要贡献是引入“高岭层”(Kandic horizon)的概念,并在老成土和淋溶土中建立了“高岭”和“高岭弱发育”土类。一般来说,高岭层是具有低活性粘粒和粘粒膨胀特性的,它类似于淀积粘化层,但并不似后者要受粘粒胶膜要求的限制。

再例如,国际火山灰土委员会成立于1980年,由M. Leamy教授任主席。它于1988年提交了最终的报告,将火山灰土作为第11个土纲加添到美国土壤系统分类中,它已被认可并发表在《美国国家土壤系统分类手册》(1989)第13期上。我们后面要介绍的1990年版《土壤系统分类检索》中已录入了这一新土纲。

将火山灰土设置为美国土壤系统分类中的一个新土纲,经历了一个艰难的过程。1975年出版的《土壤系统分类》中,火山灰土分散于各个土纲中,其中在始成土土纲中有一个火山灰土亚纲(Andepts),其他土纲中有火山灰土亚类或土类。将火山灰土独立为土纲主要与有机土和灰化土这两个土纲有冲突。因为火山灰土中的主要矿物——水铝英石中的铝有固定和积累有机质的性能,大多数火山灰土具有比较高的有机碳含量和无定形粘粒。因此,即使是用草酸提取的铝和铁含量高的有机土壤,它也是火山灰土而不是有机土。为了避免修改矿质土壤物质和有机土壤物质的定义,只得将火山灰土定义为既能由矿质土壤物质组成,又能由有机土壤物质组成,但有机碳含量不得超过25%。

尽管火山灰土和灰化土两者的主要成土过程不同,但两者在化学性质上类似而难以区分。灰化土的风化产物(三氧化物)是异位积累,而火山灰土的是原位积累。于是淀积土层(灰化淀积层)和火山灰土层之间不易区分,特别当灰化土中的漂白层(Albichorizon)不存在或不明显时。最初拟定的检索顺序是灰化土在前,火山灰土在后,由于火山灰物质中的埋藏层满足灰化淀积层的全部条件,这样一来过多的火山灰土划进了灰化土纲之中。后来将次序颠倒,又将一些发生学上归属于灰化土的土壤划入火山灰土。目前,这两者之间的区别仍然在探索。就目前的认识水平来说,不管怎样处理,难免谬误。由于火山灰土是一个新土纲,许多特征有待验证。M. Leamy正拟为火山灰土制定一个合理的规定以及划分每一类别的具体指标而工作。

可以看出,《土壤系统分类》的发展过程中确实贯彻了分类体系要不断修改完善的原则。正因为如此,它越来越反映土壤实际,得到了世界上许多土壤学家的赞赏和采纳,并已被许多国家接受为它们自己国家使用的分类系

统。美国土壤保持局仍然在不断地广泛征求意见，并通过实践检验，继续着他们的修订工作。相信，只要遵循不断修改完善的原则，并采取和改进上述修改工作的方法，这个分类会得到更为广泛的承认，也有可能走向世界统一的土壤分类系统。

第二节 美国土壤系统分类的指导思想与分类命名系统

一、美国土壤系统分类的指导思想

G.D.史密斯是设计《土壤系统分类》的主要组织者，可能他比任何人更了解设计和发展这个体系的思想背景及经历过讨论的每一个细节。可以说，史密斯在“新的土壤分类体系的基本假设和目的”一文中所表述的思想是指导建立《土壤系统分类》的基本理论。G.D.史密斯在这篇文章中首先提出了两个基本理论假设：

1.土壤是气候、地形和生物（包括人）在时间因素的配合下作用于母质的产物。无论在什么地方，只要这些形成因素是相同的，则产生的土壤必然相同。

2.无论在什么地方，只要土壤是相同的，那么土壤性质的表现或反应也是相同的；因而，可以将一种特定的土壤上所获得的经验转移到其他地方的同样的土壤上。另一方面，对于类似而不相同的土壤其表现或反应只能是类似但不相同。

考虑到虽然发生学理论是揭示土壤之间的关系的线索，但任何发生理论都受到时代局限性和由于知识的不断发展变化而具有不确定性。因此，发生理论不能作为土壤分类的稳定依据。于是，他们决定在建立新的土壤分类体系时，根据土壤本身的性质分类土壤，只是将发生理论作为选择土壤分异特性时的参考，以达到将类似发生的土壤归集到同一类别中的目的。G.D.史密斯将选择土壤性质定义新的土壤分类单元的理由概括如下：

1.我们是要分类土壤，不是分类土壤形成因素和形成过程。成土因素的综合作用是极其复杂的，因而对成土过程的解释很难是准确的，用它进行分类，会给分类带来不确定性。

2.根据土壤性质定义土壤是把注意力放在土壤本身上，而不是放在其他学科上。虽然了解其他学科，如地质学、气象学等能帮助我们认识土壤，但把注意力放在其他学科上有时妨碍我们对于土壤本身性质的认识与资料累积。

3.如果一个土壤的定义是根据它的发生理论，那么，不知道其发生的土壤则不能被分类。我们对土壤了解得越多，就会越认识到土壤发生的复杂性。许多土壤在历史发展过程中，植被和气候等形成条件都发生了变化。如何估计古代环境对近代环境的作用？我们不可能精确地知道过去的环境，除非等科学发展到那一天。所以，一个精确的分类体系不能以发生条件来定义分类单元。

4.一个好的分类要求能被大多数土壤工作者以合理的一致性来应用，所以要尽可能精确地定义分类单元。如果分类单元以发生条件或发生过程去定义，那么，对任何一个土壤有多少发生观点就会有多少种分类方法，不可能达成一致意见。只有依据土壤性质定义分类单元，才有可能达到有理性的一致性应用。

G.D.史密斯和他的同事们明确规定，建立这个分类体系的目的是用它服务于土壤调查，要求对于土壤调查的结果能进行精确的解释。当然，这种解释包括对于土壤之间的关系的解释。

在上述基本理论思想指导下，G.D.史密斯和他的同事们经过长期不懈的努力，终于在1975年正式出版了《土壤系统分类》一书。在该系统的发展期

间，他们又进一步完善了以上史密斯最初提出的基本理论思想。这就是该书第二章中所述的系统分类的八项特征要求。

1. 每一个分类单元的定义对每一个使用者来说，应尽可能地具有相同的意义。这就要求分异特性是土壤本身的性质，而且要定量化。

2. 系统分类应是一个多级分类体系。以满足在不同的概括水平上认识土壤和服务于不同比例尺土壤调查的目的。

3. 分类单元虽是一个概念，但它应是占据一定的地理区土壤实体的实际反应。并且这个体系应是开放的，以准备接纳新发现的土壤。

4. 土壤分异特性应该是在野外能被观察的性质或者是根据野外观察到的性质和从土壤学与其他学科的综合数据中推知的土壤性质。

5. 这个系统应具有可塑性，以容纳新知识带来的变化。当在任何一个分类阶层中增加或归并分类单元时，不应干扰同一分类阶层或较高级分类阶层中其他分类单元；如果续分某一阶层的分类单元，不应影响那个阶层的其他分类单元；如果两个或两个中的一部分被归并，仅影响它们所涉及的部分；在高阶层归并分类单元只会改变较低级分类单元的归属；如果发现尚未列入该系统的新的土壤，需要增加新的分类单元时，应对较低分类阶层无影响。

6. 同一分类单元应尽可能地包括一个未经人工扰动的类型以及耕作类型或其他人工改变的类型，以便利用耕作土壤上的经验来预计开发利用自然土壤时的后果。因此，土壤的诊断层或诊断特性应尽可能地在耕层深度以下，目的是不致于因为耕作而改变土壤的分类位置，除非土壤发生了大的质的变化。

7. 该系统应对一个景观中所有的土壤提供分类单元，不应有未被分类的土壤存在。

8. 系统分类应适用于所有已知土壤，无论这些土壤在什么地方存在。换句话说，该系统应是国际性的。

二、分类系统

美国《土壤系统分类》是一个6阶层的多级分类系统。从最高等级到最低等级依次是：土纲(order)、亚纲(suborder)、(大)土类(great group)、亚类(subgroup)、土族(family)和土系(series)。在最高等级，有10个(现在是11个)分类单元，即10个土纲。在最低分类等级，有12000多个土系。我们不可能记忆所有这些土系的性质，但可以自上而下一个等级一个等级地逐级区分它们。在任何一次区分过程中，我们只需要记住其中的几个单元，并记住其他同级分类单元在什么特性上与它们不同即可，不必背每一个分类单元的定义。这就是《土壤系统分类》中的检索(Keys)。一个分类体系要得到最有效地应用，需要有一个简明的但是严谨有序的检索。以后我们会体会到这个检索的妙用。美国《土壤系统分类》各分类等级的划分原则与依据简述如下。

1. 土纲：最高分类阶层，反映成土过程。根据诊断层或诊断特性划分。这些诊断层或诊断特性是一系列在种类和程度上不同的主导成土过程所产生的标志。诊断层和诊断特性有一定的发生学意义，但都是定量化的可观测的。美国土壤学家认为，在最高分类等级上，以成土过程留下的标志——诊断层和诊断特性为分异特性划分土壤，对于理解各土纲的发生关系和在宏观上表现它们的分布规律是有意义的。

2. 亚纲：土纲的续分单元。根据土壤水分状况以及其他反映土壤发育的

土壤诊断特性划分。

3. (大) 土类：根据诊断层的种类、排列和发育程度以及其他诊断特性对亚纲续分而成。在土纲和亚纲水平上，仅应用了少数几个最重要的诊断层或诊断特性，因为在它们的分类等级上仅有少量分类单元。在土类水平上，就要考虑诊断层的集合，如在土纲水平上未反映的脆磐、硬磐等其他诊断层；同时考虑在土纲、亚纲水平上未用上但对整个土壤重要的性质，如土壤温度状况、水分状况、盐基状况等。

4. 亚类：土类的续分单元。以上土纲、亚纲和土类的划分依据主要是支配土壤发育过程的起因（如土壤水分状况）或标志（如诊断层）。除了这些分异特性外，一种土壤还有对它来说不是主要的，但对其他土类、土纲、亚纲是重要的性质，这些性质就可放在亚类水平上划分土壤。还有一些土壤性质，在亚类水平以上的分类中没有作为任何分类单元的划分依据；也可在亚类水平上应用。因此，亚类划分有三种情况：

(1) 典型亚类是土类的中心概念。但不一定是最广泛分布的亚类，与我们在第三章中所讲类别的中心概念不同。

(2) 过渡亚类是向其他土纲或亚纲或土类过渡的类型。它具有向其他土纲或亚纲或土类过渡的一些性质。这些性质对其他土纲或亚纲或土类来说是重要的分异特性，但对它来说则居于次要地位，只能放在亚类水平上。

(3) 其他亚类，这种亚类所具有的某些性质既非土类的典型特征；又非向任何其他土壤过渡的中间特征。如在坡麓上的一个软土，因接受了从高处冲下来的物质而具有一过厚的松软表层 (Mollic epipedon)，定为堆积亚类。

5. 土族：这个阶层的目的是在一个亚类中归并具有类似的物理和化学性质的土壤。主要根据控制层段 (control section) 的颗粒大小级别、矿物学特性、pH 值、温度状况等对亚类进行续分。

6. 土系：最低的分类阶层。土系是根据比土族和土族以上各阶层所用的性质变异范围更窄的指标来对土族作进一步续分，以便分出性质更均一的分类单元。由此可以看出：土系的性质变异范围不能超过它所属土族和土族以上各级分类单元的性质变异范围；在一个土族内土系之间的差别仅限于那个土族的一个或几个特性，不必是所有的特性；土系间性质的差异大小要明显地大于一般化验室测定和野外观察或估计可能产生的误差；分异的重点应放在耕层以下的发生层上，要反映这些层次的表现程度和性质（质地、结构、结持性等）；如果缺乏发生层，则应放在耕层以下主要生物活动层段。设立土系的目的是把存在于一定地理空间的聚合土体 (polypedon，至少有两个剖面所占的范围) 与系统分类单元的概念联系起来。

7. 土相 (phase)：土相不是《土壤系统分类》中的分类单元。实际上，土相提供了一个实用 (技术) 分类。这个分类能附加在任何一级分类单元上，以制图单元的形式表示出来。目的是更精确地描述土壤和预测土壤在不同利用情况下表现出重要性的差异。定义土相的那些性质在土壤发生意义上来说并不一定比土系或土系以上各级分类所使用的分异性质的重要性小，但也并不大；而是意味着，对于土壤管理和利用它们的重要性是可变的。如坡度或岩石露头对于机耕农业利用来说是非常重要的一个因素，土壤适宜性评价必然要考虑它；但它们对森林的生长可能影响不大，在林用土壤适宜性评价时可不涉及它们。因此，坡度和岩石露头可作为土相的划分标准。

三、命名系统

《土壤系统分类》中，屏弃了过去的旧名称，完全以新的专门名词命名亚类以上各级分类单元。其原因是旧的分类体系中同一名词有不同的概念和解释，同一土壤有不同的名称，有些名称也不雅观。根据“命名优先权原则”，为避免概念上的混淆，只能重新命名。因过去没有土族一级，所以土族的命名不成问题。也沿用了许多旧土系名称，但重新确定了它们的定义。因为使用新的分类后，有些土系被分割了，有些被合并了。

在土族（含土族）以上各级分类阶层，分类单元的命名采用连续命名法，用一些经典的拉丁、希腊字根拼接起来命名各级分类单元。土系的名称则以某一地方名命名。

土纲：以 sol 结尾，sol 来自拉丁字 solum，即土壤的意思。每一个土纲的构词元素以元音开头。为与 sol 中的元音和谐，在 sol 前加 i 或 o，如 Entisol、Histosol。表 5.3 列出了十一个土纲的名称和它们的构词元素。

亚纲：有两个音节，第一音节意味着本亚纲在亚纲一级所用的诊断特性，第二音节来自于土纲的构词元素。如新成土（Entisol）中具有泞湿水分状况的（aquic），称泞湿新成土（Aquent）。

土类：在亚纲名称前加一个前缀构成，这个前缀代表该土类一级所用的分异特性。它一般用一个构词元素，最多不超过两个。所以，土类的名称共有 3—4 个音节，如 Cryaquent（冷冻泞湿新成土）。

亚类：由土类的名称加上一个或两个形容词构成，并且与土类名称断开分两部分写。新加的形容词第一个字母和土类名称的第一个字母均大写表示，以明显地表示分类级别。

土族：在亚类名称前加形容词构成。这些形容词表示土族所用的分异特性，表示的先后次序是颗粒大小级别、矿物学类型、土壤温度状况、……，一般不超过三个形容词。如果在亚类以上名称中已有表示土族所用分异特性的词素，则土族名称中不再重复。如典型半干润砂新成土（Typic Ustipsamment）中“砂”（psamm）已有颗粒大小级别的含义，在土族名称中就不再用“砂质的”（sandy）这个词。

土系：土系的名称是从地名提取的，一般取这个土系首次被发现的地名命名。如“迈阿密”土系，即是在“迈阿密”这个地方首次发现的。一个土系有其精确的定义，一提到土系名称，人们就可想到该土系的一系列性质。虽然，土系的名称单独命名，并不与土族（土族以上）名称联结。但在美国，土系已贮入计算机在买卖土地和进行土壤评价时，可以方便地查询到这些土系的性质以及它所属的高级分类单元。

表 5.3 土纲名称和它们的构词元素

土纲 (order)	构词元素	起源	译义
变性土 (Vertisol)	ert	拉丁文 verito	翻转
新成土 (Entisol)	ent	英文 recent	最近的
始成土 (Inceptisol)	ept	拉丁文 inceptum	开始
干旱土 (Aridisol)	id	拉丁文 aridus	干旱
灰化土 (Spodosol)	od	希腊文 spodos	木灰
老成土 (Ultisol)	ult	拉丁文 ultimus	最后的
软土 (Mollisol)	oll	拉丁文 mollis	松软的
淋溶土 (Alfisol)	alf	英文 pedalfer	淋余土
氧化土 (Oxisol)	ox	法文 oxide	氧化的
有机土 (Histosol)	ist	希腊文 histos	组织
火山灰土 (Andisol)	and	日文 ando	暗色、火山灰风 化物

第三节 高级分类所使用的诊断层与诊断特性（矿质土壤）

一、诊断层

所谓“诊断层”是指用以识别土壤单元，在性质上有一系列定量说明的土层。这个定义说明了土层与诊断层之间的关系。前者是传统的定性描述的发生学土层，后者是有了定量化标准的土层。美国土壤学家建立《土壤系统分类》时，感到使用传统的 A、B、C 土层命名土壤，在土壤学家之间难以达成一致意见，故决定建立新的诊断层次。在 1975 年发表的《土壤系统分类》中共有 6 个诊断表层（diagnosticsurfacehorizon 或称 epipedon）和 17 个诊断表下层（diagnosticsubsurfacehorizon）。本书介绍的 1990 年版本的《土壤系统分类检索》中共有 7 个诊断表层和 18 个诊断表下层。

诊断表层

诊断表层是指在土壤表面所形成的土层。表土层不仅形成于土壤表面，它可以上覆薄层新冲积层或薄层风积层，而当这个覆盖层厚度小于 50 厘米，或小于 30 厘米（覆盖层厚度小于被埋藏土壤的诊断层厚度的一半）时，这个诊断层仍作为诊断表层。尚保留细层理的新冲积层或风积层；或直接覆盖着并保留着细层理物质的耕层（Ap），均不包括在表土层的概念中。这是因为，消除这些沉积作用过渡标志的土壤形成过程与形成土壤诊断或附属特性的时间还不够充分。表土层并非是 A 层的同义语，因它有可能包括部分或全部沉积 B 层，比如当有机质造成的深色层从表层下延到 B 层或甚至穿过整个 B 层。为了避免因耕作而遭致土壤分类上的改变，必须在 18 厘米厚的表层被混合以后，或者当土表至母岩的深度 < 18 厘米时，应在母岩之上整个土层被混合以后，才能鉴定表土层的特性（结构性除外）。由于侵蚀而暴露于地表的沉积或风化 B 层，并不被看作是诊断表层。

1. 人为松软表层（Anthropic epipedon）

简言之，人为松软表层的各项条件与松软表层均类似，只是酸溶性 P_2O_5 含量高于松软表层；盐基饱和或不饱和；含有效水分的时间不及松软表层的要求长。其他特点有待于世界各地的资料作进一步研究与完善。

2. 有机表层（Histic epipedon）

有机表层一般位于地表，但有时也可埋藏在距地表不太深的地方。有机表层在未经耕翻的条件下，一般是一层较薄的泥炭层或腐泥层。而在土壤耕翻条件下，由于泥炭与一些矿质物质混合，形成为有机质含量很高的有机表层。由于泥炭沉积物是在水湿条件下产生的，故有机表层一年之内可以连续 30 多天是水分饱和的（或经人工排干）。

因此，有机表层的定义是：位于或接近地表的一层或若干土层，在大多数年份的某一段时间里，可以连续 30 天以上是水分饱和的（或经人工排干），并符合下列 4 个条件之一者。

（1）表层所含有有机土壤物质，符合 或：

水藓纤维占 75% 或超过 75%（体积百分数）或湿容重 < 0.1 克/厘米³，厚度为 20—60 厘米。

厚度 20—40 厘米，粘粒和有机碳含量之间关系具备以下三者之一：若矿质部分无粘粒，有机碳含量 12%；若矿质部分粘粒含量 > 60%，有机碳含量 18%；若矿质部分粘粒含量 < 60%，有机碳含量在 12% 至 18% 之间。

（2）耕层厚度为 25 厘米或 > 25 厘米者。若其矿质部分不含粘粒，有机

碳含量 8%；若其矿质部分粘粒含量 > 60%，有机碳含量 16%；若矿质部分粘粒含量 < 60%，有机碳含量在 8% 至 16% 之间。

(3) 有机物质土层具有大量的有机碳，而且足够深厚，符合上述条件(1)中的某一要求。但此土层以上覆盖一厚度 < 40 厘米的矿质表层。在这类土壤中，显然有机表层是被埋藏的，但其矿质表层的厚度太薄，尚不足以作为分类中的诊断层。

(4) 有机物质的表层厚度 < 25 厘米，含有足量的有机碳，当与其下土壤混合至 25 厘米深度后，能最低限度地符合上述第(2)个条件者。

3. 松软表层 (Mollic epipedon)

松软表层由矿质土壤物质所组成。它是土壤表面的一个土层或若干土层，除非出现下列两种情况时，它才不处于表面：即该层位于厚度 < 50 厘米的新沉积物之下，在未经耕种条件下，此新沉积物呈现细层理；或者土层位于潮湿土壤的薄有机土层下（如果此有机层厚度达到足够大，则表层土为有机土，而此矿质土壤可称为埋藏土）。松软表层具有下列 8 种特性：

(1) 土壤结构性好，土层的主要部分不会成为坚实大块，干时不会硬结。如棱柱体中无次级结构，则直径 > 30 厘米的极大棱柱体则包括在大块结构含义内。

(2) 不存在 > 40% 的细石灰粒时，碎裂的或碾碎的土样，湿润时的孟赛尔颜色亮度 (value) 为 3 或暗于 3；而干时的亮度为 5 或暗于 5；湿润时的彩度 (chroma) 为 3 或低于 3（对具有高热或恒高热温度状况的土壤，彩度可允许接近于 4.0，但不能达到 4.0）。供试样品湿润时颜色是指湿到即使再加一滴水也不致改变颜色；而所谓干时颜色是指继续再变干也不致使颜色有所改变。如果有 1C 层存在，则松软表层的亮度通常较 1C 层至少暗一个孟赛尔单位，或彩度较之至少低 2 个单位（无论干或湿）。如只有 2C 层或 R 层存在，则必须将松软表层与覆盖在 2C 之上的土层相比较。某些母质，如黄土、火山渣、冲积物或钙质页岩也具有暗的颜色与低彩度，在这些母质上所形成的土壤，可能积聚相当数量的有机质，但却看不出表土层发生的暗化。在此情况下，松软表层比 1C 层或比其下垫土层（在没有 1C 层的情况下）具有较低的亮度或彩度这一条件在下列两种情况下就不必要了；即表土层符合松软表层所有的条件以及具有至少较 1C 层或 2C 层多 0.6% 的有机碳；或者表层一直延伸到岩石（如下面指出的石质或准石质接触面）。可以设想，松软表层的基质的主要部分，都具有较暗的亮度及低的彩度值。如果其结构为细团粒或细团块，则粉碎时的颜色可能仅仅是胶膜包被物的颜色，这时只要把样品继续碾细或轻轻搓碎，即可测定出基质的颜色。但也不要无休止地搓细，因为如果有松软的铁、锰结核存在则会使样品颜色加深，一般只要把胶膜研碎及混合即可。测定干土亮度时应先将研细的样品调匀，摊平，避免有阴影。

如果存在 > 40% 的细石灰粒，干态（干时）亮度可以不考虑，湿态（湿润时）亮度为 5 或更低。不考虑干态亮度，是因为样品中的石灰细粒使其带有白色色素。

(3) 醋酸铵 (NH_4OAc) 法盐基饱和度 50%。(4) 如果因为细石灰粒影响而不考虑亮度，上层 18 厘米的有机碳含量要 2.5%；否则，在第 5 种特性所指的厚度中，有机碳含量至少为 0.6%（1% 的有机质）。

松软表层是由矿质土壤物质，而不是由有机土壤物质组成。因此，其有机碳含量既有上限，也有下限。松软表层有机碳的上限与矿质土壤物质相同；

但有些情况下，却是有机表层有机碳质含量的下限。在湿土中，松软表层之上能形成有机质层，故松软表层不一定是表面层次，它可以是由矿质土壤物质构成的最上部土层。

(5) 土壤上部 18 厘米（当土壤到达基岩，石化钙积层或硬磐等的深度 < 18 厘米时，则为整个土体）经过混合后，松软表层的厚度应为下列 5 种情况之一：

10 厘米：如果松软表层之下直接就是石质接触面；或者土壤的薄层土族中，松软表层之下直接为准石质接触界面、石化钙积层或硬磐。

> 25 厘米：条件是在其他土壤中，松软表层的质地粘于壤质细砂土，并且具有下列条件：作为土壤发生过程的石灰产物（如假菌丝体、软石灰包被物或软石灰结核层等）的上限；淀积粘化层、碱化层、灰化淀积层、锥形层或氧化层的底界；石化钙积层、脆磐或硬磐的上界。上述三者皆出现在 75 厘米以下。

在其他具壤质或粘质表土层的土壤中，松软表层的厚度必须 18 厘米。而且，如果从松软表层顶部到上述中列举的三者之一（出现深度的最浅者）的距离 < 75 厘米，则松软表层的厚度必须大于该距离的 1/3。

> 25 厘米：在其他土壤中，如果整个松软表层的质地为壤质细砂土或更粗些；或者，如无下垫诊断层或下垫物质的有机碳含量随深度增加呈不规则的递减（就象无细层理的新冲积层那样）。

18 厘米：如果其他土壤中不存在以上、
、
所述的各种情况。

(6) 松软表层溶于 1% 柠檬酸的 P_2O_5 含量 < 250 微克/克；表层之下溶于柠檬酸 P_2O_5 含量增加； P_2O_5 含量随松软表层下的深度呈无规律地增减变化；或者松软表层本身具有磷酸盐结核。具有上述 4 种性质之一就可以将松软表层与老耕种土壤的耕层和由于厨房垃圾堆积所形成的土层区别开来，而把磷酸盐母质发育土壤的松软表层包括在内。

(7) 如果土壤不灌溉，松软表层的某些部分一年中有 3 个月（累计数）的时间是湿润的（10 年中有 7 年以上是如此）。湿润期 50 厘米深处的土壤温度 5 。

(8) n 值 < 0.7。尽管具有松软表层的许多土壤是排水不良的，但松软表层本身不具有含水量很高的沉积物层。这种沉积物层自沉积以来曾连续不断在水中浸泡。

4. 淡色表层 (Ochric epipedon)

淡色表层由于亮度和彩度太高，太干，有机质含量太低， n 值太高或太薄而不符合松软表层、暗色表层、人为松软表层、堆垫表层和有机表层的条件。而且它干时坚硬，结成大块状。淡色表层土样研细后的孟赛尔干态亮度 6 或湿态亮度 4，彩度 4。若 A 层或 Ap 层的亮度和彩度均低，但土层厚度太薄，不能成为松软表层或暗色表层，也可称作淡色表层。如果表层土壤研细后的亮度 5（干态）或 3（湿态），而且该层颜色不比 1C 层暗，有机碳的含量大于 1C 层，但不超过 0.6%，该表层也可称作淡色表层。淡色表层包括位于地表或接近地表的淋溶层（如 E 层或漂白层），同时直接延伸到第一个下垫诊断淀积层（如粘化淀积层、碱化层、灰化淀积层）。如果下垫层是一个风化 B 层（如锥形层和氧化层），而且没有被腐殖质明显暗化的表层，则淡色表层最合适的下限即为耕犁层的底面或其相应的深度（后者指未耕作土壤）。实际上，未耕土壤的同一亚表层，既可算是淡色表层，也可算是锥

形层的一部分。表土层及诊断表下层并不是相互排斥的。淡色表层不具有岩石结构，它也不包括具有细层理的新沉积物。

5. 黑色表层 (Melanic epipedon)

黑色表层是地表或接近地表的深厚黑色的土层，它有高含量的有机碳。有机碳一般与短链矿物 (short - range - order minerals) 相结合，或形成铝-腐殖质复合体。这种明显的黑色在日本归因于有机质的累积，从中可以提取出“ A 类 ”腐殖酸。这种有机质被认为来自于大量的禾本科植被的根系残体，它能根据黑化指数 (Honna et al, 1988) 与森林植被下形成的有机质相区别。黑色表层具备下列条件：

(1) 黑色表层的上界，在矿质土壤表面或表面以下 30 厘米之内出现；或者就是满足火山灰特性的有机层的上界，上述深度较浅者作为黑色表层的上界。

(2) 在总厚度为 40 厘米的土层内，累积厚度达 30 厘米或大于 30 厘米的土壤物质具有：孟赛尔亮度和彩度均 ≥ 2 ，并且黑化指数 ≥ 1.70 ；有机碳含量平均 $\geq 6\%$ ，并且其中任何亚层的有机碳含量不小于 4% 。

(3) 满足上述 2 个条件的所有土层中，具有火山灰特性。

6. 堆垫表层 (Plaggen epipedon)

堆垫表层是人工长期连续施肥而形成的厚度 ≥ 50 厘米的人工表层。堆垫表层的颜色和有机碳含量，取决于堆垫物质的来源。堆垫表层可以有多种涵义。通常，堆垫表层中通常含有诸如象小砖块和陶器碎片等人造物；同时可发现形形色色的黑砂和淡灰色砂块体。堆垫表层一般通体有土铲翻动的痕迹，同时还保存薄层砂层，这种间层物质可能是表层经雨点打击后又经土铲埋藏之后形成。

7. 暗色表层 (Umbric epipedon)

暗色表层在颜色、有机碳含量、含磷量、结持性、结构、n 值和厚度方面的条件，可与松软表层相当，但暗色表层包括那些盐基饱和度 $< 50\%$ (NH_4OAc 法) 的深厚的暗色表土层。必须注意，对于干时坚硬或极坚硬的块状表层的限定，只适用于那些已经变干的暗色表层。如果表层经常是湿润的，则对其干时的结持性或结构并无限定。同时还须注意，有些堆垫表层虽符合暗色表层的所有条件，但它们却具有耕作条件下缓慢加入的附加物质的残迹。暗色表层并不具有堆垫表层中所出现的人造物、铲痕和由于缓慢加入附加物造成的地表抬高等特性。

由以上 7 个诊断表层可以看出，其中，松软表层的定义是最基本的。记住它的属性条件，其他几个表层就容易记忆了。

诊断表下层

诊断表下层是在土壤表层之下所形成的土层。虽然在有些地方，这类土层直接形成于凋落物层之下；或在遭受剥蚀的情况下，可能暴露于地表。这些土层常被称为 B 层。很多土壤学家（并非所有的）将某些诊断表下层称为 B 层，而将另一些诊断表下层看作是 A 层的一部分。

1. 耕作淀积层 (Agric horizon)

耕作淀积层是指由于耕作而形成的淀积层，它含有可观的淀积性粉粒、粘粒及淀积性腐殖质。经过长期耕作，紧接耕层以下的土层发生明显变化，在土壤分类时不应忽视。在犁耕以后，由于耕层有大空隙和缺乏植被，使得紊流态的泥浆水流入耕层底部；在那里，水分可进入蚯蚓孔道或土壤结构体

之间的缝隙，随着水分被吸收进毛管孔隙，悬浮的物质沉淀下来；于是，在蚯蚓孔道、根孔及土壤结构体的表面就包含了一层封闭着有机质、粉粒及粘粒的暗色混合层。这种在蚯蚓孔道内壁的聚积物不断变厚，最后将孔道填充。如果蚯蚓甚少，则聚积物可能形成较厚的薄片层，其厚度从数毫米至约 1 厘米。此蚯蚓孔壁及薄片层上的包被物与土壤基质相比，具有较暗的亮度和较低的彩度。

不同的气候条件下，如果土壤生物区系不同，则耕作淀积层可呈现某些不同的形式。温暖湿润的气候下，土壤具有湿润水分状况和中温温度状况，蚯蚓大量孳生。如果蚯蚓孔道及其包被膜占该层土体体积的 5% 或大于 5%，包被的厚度 2 毫米，包被物湿态亮度 4，彩度 2，则这样的土层可被定为耕作淀积层。长期耕作的土壤，其有机质含量不很高，但耕作淀积层碳、氮比低，一般 < 8 。耕作淀积层的 pH 值接近中性，为 6—6.5。在地中海气候条件下，那里的土壤具有夏旱水分状况，通常蚯蚓较少，淀积物质以薄片层的形式直接聚积在 Ap 层之下。如果薄片层 5 毫米厚，湿态的亮度 4，彩度 2，且体积百分数 5% 的这种物质的厚度 10 厘米，则该层可认为是耕作淀积层。

2. 漂白层 (Albic horizon)

漂白层是一种粘粒与游离氧化铁被淋失或该土层内氧化物被分离，以致呈现原生砂粒和粉砂的颜色，而不是这些颗粒上的胶膜的颜色。漂白层可出现在：矿质土表层；紧靠于淀积粘化层或灰化淀积层之上；灰化淀积层与脆磐层或淀积粘化层之间；淀积粘化层与脆磐层之间；或在雏形层与淀积粘化层、碱化层或脆磐之间。漂白层之下，通常是灰化淀积层、碱化层或淀积粘化层、脆磐层；间或为一个可形成悬着水、停滞或流动水的不透层。

纯白色的深厚砂质沉积物是风成或波浪激荡而成。虽然这些沉积物层与漂白层的形态相似，但它们实际上是一种母质。这种沉积物中的白砂并不覆盖在 B 层或任何其他土层之上，但在某些地方的埋藏土除外。因此，漂白层是指在砂粒或粉粒上具有薄层或断续胞膜的表层或层位较低的土层，在此情况下，此层的色调及彩度主要由砂粒及粉粒的颜色所决定。

漂白层的湿态亮度 4，干态亮度 5，或两者兼而有之。如果干态亮度 7，湿态亮度 6，则干态或湿态的彩度均 3。如果干态亮度为 5 或 6，湿态亮度为 4 或 5，则干态或湿态的彩度均接近于 2 而不接近于 3。如果母质色调为 5YR 或更红，而且彩度是由于未包被的粉砂粒或砂粒的颜色所引起，则漂白层的湿态彩度可以是 3。漂白层之下通常为 B 层或为淀积粘化层或为灰化淀积层；但在少数砂质土壤中，下垫 B 层的发育微弱，以致还不具备形成这些土层所要求的积聚程度。

3. 淀积粘化层 (Argillic horizon)

淀积粘化层是一个累积淀积性层状晶格硅酸盐粘粒的淀积土层（并不排除淀积层中正进行的粘粒形成作用）。这一土层形成于淋溶层之下，但如遭受剥蚀，它也可以暴露于地表。淀积粘化层具有下列可资鉴别的一些特征：

(1) 如果有淋溶层存在，而且淋溶层与淀积粘化层之间并无岩性不连续性，则淀积粘化层较淋溶层含有更高的总粘粒量和更多的细粘粒（标准如下），而且在 30 厘米的垂直距离内，即可显示出来。其定量关系为：

如淋溶层的任何部分的细土物质（ < 2 毫米直径）的总粘粒含量 $< 15\%$ ，则淀积粘化层的总粘粒含量至少比它多 3%（例如 13% 对 10%）。细粘

粒与总粘粒之比，通常是淀积粘化层高于上覆淋溶层或其下垫层 1/3 或 1/3 以上。

如淋溶层细土物质的总粘粒含量为 15—40%，则淀积粘化层中的粘粒含量与淋溶层中的粘粒含量的比率为 1.2。在淀积粘化层中，细粘粒与总粘粒量的比，通常较淋溶层高出 1/3 或 1/3 以上。

如果淋溶层细土物质的总粘粒含量 > 40%，则淀积粘化层必须至少比它多含 8% 的粘粒，如淋溶层的总粘粒含量 > 60%，则淀积粘化层中，细粘粒含量比淋溶层的至少多 8%（如 50% 对 42%）。

(2) 淀积粘化层的厚度至少为上覆土层总厚度的 1/10；或者，当淋溶层及淀积层的总厚度 > 150 厘米，则淀积粘化层的厚度 15 厘米。淀积粘化层如系砂质或砂壤质，其厚度至少为 15 厘米。如淀积粘化层完全由薄片层组成，则 1 厘米厚的薄片层的总厚度至少是 15 厘米。如淀积粘化层为壤质或粘质，其厚度至少应为 7.5 厘米。

(3) 在无结构的土壤中，淀积粘化层中有胶结砂粒的定向排列粘粒，这种定向排列粘粒也出现在土壤孔隙中。

(4) 如果有土壤结构体出现，则淀积粘化层必须具备下列条件之一：

在某些土壤结构体的垂直及水平表面，以及在细孔隙中具有粘粒胶膜，或在薄片显微观察时，占横切面 1% 或 1% 以上的面积具有定向排列粘粒。

具备上述 (1)、(2) 条件，并且淀积粘化层的上界是破碎或不规则的，其最低的部位上可见到一些粘粒胶膜。

如果淀积粘化层是粘质的，粘粒为高岭石类的，而且表层粘粒含量 > 40%，则在呈块状或棱柱状结构的土层下部的土壤结构体面上和孔隙中出现粘粒胶膜。

若该淀积粘化层为粘质，粘粒是 2-1 晶型粘土矿物；若在上覆层中含有无包被的砂粒或粉砂粒，同时出现膨胀挤压的痕迹；或如果此层的细粘粒与总粘粒量之比较之上覆或下伏层的该比率至少超过 1/3，或者此层含细粘粒量较他层多 8% 以上，则淀积粘化层不必出现胶膜。上述的挤压痕迹可能是淀积粘化层中偶见的滑擦面或波状层界。

(5) 如果在淋溶层与淀积粘化层间出现岩性不连续性或在淀积粘化层上仅有一耕层，则淀积粘化层中粘粒胶膜仅在某些部分出现；或者存在土壤结构体时，在结构体的垂直和水平表面上出现粘粒胶膜。薄片研究表明，此层某些部分含有 1% 的定向排列粘粒；或者是，此层细粘粒与总粘粒量之比值大于其上覆或下垫土层的该比值。

4. 钙积层 (Calcic horizon)

钙积层是一种碳酸钙或钙、镁碳酸盐积聚的土层。这种累积可能发生于 C 层之中；但也可发生于各种各样的其他土层之中，如松软表层、淀积粘化层、碱化层、脆磐之中。

有两种形式的钙积层。一种是下垫物质的碳酸盐含量较钙积层的为低，这种形式的钙积层包括厚度 15 厘米的次生碳酸盐富集层，其碳酸盐含量 15%，并且至少比 C 层高出 5%。另一种形式是钙积层厚度 15 厘米，CaCO₃ 含量 15%，其中有 5%（体积%）可辨认的次生碳酸盐，它们呈钟乳状、结核或柔软的粉末状。如果此钙积层之下为石灰岩、泥灰岩或其它强石灰性物质（CaCO₃ 含量 40%），则碳酸盐的含量将不随深度增加而减少。

如果颗粒大小级别是砂质、粗骨砂质、粗壤质、或粘粒含量 < 18% 的粗骨壤质，则钙积层不必含 15% 的 CaCO_3 。但若确定其为钙积层，此层必须至少较下层多含 5% (体积%) 的松软粉末状次生 CaCO_3 ，而且该层厚度至少为 15 厘米。

如果富含次生碳酸盐的土层，其中干碎土块被硬结或胶结，以致达到在水中也不消散的程度，则这种土层应视为石化钙积层 (后面介绍)。钙积层的风干碎土块在水中会分散。位于岩石之下的钟乳状悬挂体和结核体在水中不消散，但它们并不连结，在结核体之间的土壤物质在水中会分散。

5. 雏形层 (Cambic horizon)

概括起来，雏形层是一种蚀变层。它不具备定义有机表层、松软表层或暗色表层所要求的暗颜色、有机质含量和结构等条件；也不具备淀积粘化层、灰化淀积层或高岭层所要求的性质；当湿润时，不具有胶结、硬结和脆性结持性。它具有下列特性：

(1) 其细土物质的质地为极细砂土、壤质极细砂土或更细的质地。

(2) 至少有一半体积丧失岩石结构而出现土壤结构。

(3) 矿物组成：足够多的无定形物质或 2-1 型晶格粘土矿物，以致粘粒的阳离子交换量 > 16 厘摩尔/千克 (NH_4OAc 法)；可风矿物 10%。

(4) 具有下列蚀变特征之一：

具有泞湿水分状况或经人工排水，并且小于 50 厘米深度开始，如果土壤暴露于空气中后，色调 (hue) 发生变化，颜色不会比 10Y 还蓝；结构体存在时，则在结构体面上，当无结构体时，土壤基质的主要彩度为：如有斑纹，彩度 2；如无斑纹，并且亮度 < 4，则彩度 < 1；如亮度 4，彩度 1。并且具有下列特征的一个或几个：(a) 有机碳含量随深度增加而递减，地表以下 1.25 米处或 1.25 米深处的粗骨砂质底土层之上，其有机碳含量 < 0.2% (b) 多数年份具有因膨胀收缩而造成的裂隙，地表以下 50 厘米深处缝隙宽 1 厘米；(c) 在一定深度有永冻层；(d) 具有矿物质组成的有机表层、松软表层或暗色表层。

不具有泞湿水分状况或人工排水，也不具有 条中所定义的颜色，而具下列性状的一个或几个：(a) 较下垫层具有较浓的彩度、较红的色调或较高的粘粒含量；(b) 具碳酸盐移动的痕迹，特别是此层比下垫 k 层的碳酸盐较少时。如果 k 层中所有粗碎屑全部外裹石灰胶膜，则雏形层中有一部分无胶膜；如果 k 层中只在粗碎屑的下表面有石灰包膜，则雏形层中的粗碎屑无包膜；(c) 如果母质中或落在地表的尘土中不含碳酸盐，则雏形层无岩石结构而有土壤结构。

(5) 除非土壤温度状况为冷冻性或永冻性，否则雏形层应足够厚，以致其下限应出现在土表以下 25 厘米或比 25 厘米更深处。

6. 硬磐 (Duripan)

硬磐是一种被硅胶结成的表下层。它具有如下特性：

(1) 具有极强的胶结性，即使置于水中，甚至长时间处于水湿条件下，其干土层碎块也仍然是不分散的。

(2) 硬磐层中某些孔隙壁及结构体面上的硅胶膜，不溶于 1 摩尔/升盐酸液 (即使长时期浸泡)，但溶于热的浓 KOH 溶液或酸碱交替的条件下；或在 该层中出现一些硬结核。

(3) 硬磐中出现的任何薄片状覆盖层、某些连续的亚层或复瓦状亚层，其胶结作用之强致使在酸中浸泡也不被破坏；但这些土层的胶结作用能在热的浓 KOH 溶液或酸碱交替处理下遭致彻底破坏。

(4) 硬磐如果发生断裂，则裂隙点间的平均横向距离约为 10 厘米或更多一点。

7. 脆磐 (Fragipan)

脆磐是一种有可能出现 (但不一定出现) 在锥形层、灰化淀积层、淀积粘化层或漂白层之下的壤质，间或为砂质的表下层。它的有机质含量很低，相对于它的上覆层有较大的容重，干时胶结呈硬性或极硬结持性。当湿润时，它呈中、弱脆性，即结构体或土块遇压时忽然开裂，而很少是缓慢变形。脆磐的干碎块置于水中会分散或碎裂。脆磐层通常呈斑纹杂色，不易透水，同时具有多少不等的、受漂洗的垂直而粗糙或极粗糙的多面体或棱柱体。

脆磐的鉴别：鉴定脆磐层样本的实验室方法尚无定规。鉴定首先是一个野外问题。脆磐层并无单一的一致的用作鉴定的特性标准，因而对脆磐的鉴定必须采用综合的方法。

(1) 脆磐层所处的地位是重要的，不遭受剥蚀时，它一般均位于淋溶层之下，但并不一定紧接在淋溶层之下；如果土壤遭致剥蚀，则可能出现在地表，但沿坡上寻找会发现它位于淋溶层之下。

(2) 如果脆磐之上为淀积粘化层或锥形层，则在此层与上覆层间常有一 E 层。E 层的特征是无包被的砂粒及粉粒，该层的形成似乎与位于脆磐上部的停滞水有关或与沿着这个界面的测流水有关。

(3) 如果脆磐未被水分长期饱和，则某些或所有的单个土体通常具有遭到淋洗的垂直条纹。这种垂直条纹在水平面上形成粗糙的多角体；在铁、锰积聚处，它们呈现出暗棕或红棕色条纹。如果脆磐被水长期饱和，质地呈砂性，则多边形彩色花纹体不出现。

(4) 如果水分含量接近凋萎点，则脆磐中条纹间的土壤基质极其坚固；如果水分接近田间持水量，则土壤基质是碎裂性的，而碎裂的土壤基质必须占某亚层体积的 60% 或更多。

(5) 脆磐的碎裂部分，实际上并无细的植物营养根系分布。如果碎裂程度较轻，以致整个土层均出现细根，则此土层不能当作脆磐。然而，必须指出，某些树的主根能伸展到发育良好的脆磐中，但这属例外情况，并不常见。脆磐的特征是有某些或大量的根系可能分布在淋洗的垂直条纹上，而在淋洗条纹间的碎裂基质中有少量或并无细根出现。这些细根除非在淋洗的垂直条纹中出现，否则其间隔不得小于 10 厘米，同时碎裂基质的平均水平距离至少为 10 厘米。

(6) 脆磐细土物质的质地比细砂土细，粘粒的百分数 < 35 (在大多数土壤中明显少于此含量)。土壤质地通常为壤质，即粉壤质、壤质或砂壤质。

(7) 将拳头般大小的风干碎块放置在水中，即发生分散与破碎。

8. 石膏层 (Gypsic horizon)

石膏层是一种富含次生硫酸盐的未胶结或弱胶结层。其厚度 15 厘米，石膏含量较 C 层或下伏土层至少多 5%，其厚度厘米数 \times 石膏含量百分数 150。如果下垫层不含石膏，则 30 厘米厚的土层含石膏 5%；如果下伏层石膏含量 1%，则 30 厘米土层的石膏含量应为 6%。石膏层的粘结作用微弱，以致干碎土块在水中易于分散。

石膏含量百分数可由每百克土含石膏的毫摩尔数值与石膏的毫摩尔质量 (0.086) 的乘积计算。

9. 高岭层 (Kandic horizon)

高岭层具有如下特性：

(1) 它是一个垂直连续的表下层，从满足粘粒增加条件的那点起，至少是这个层次的主要部分的 CEC 16 厘摩尔/千克粘土 (pH7 时 1 摩尔/升 NH_4OAc 法)，并且 ECEC 12 厘摩尔/千克粘土 (pH7 时用 1 摩尔/升 NH_4OAc 浸提的盐基总量加上用 1 摩尔/升 KCl 浸提的 Al)。

(2) 厚度 30 厘米，或者在地表以下 50 厘米内出现石质、准石质或石化铁质接触面时，高岭层的厚度至少是从 18 厘米深处到这些接触面垂直距离的 60%，但不得小于 15 厘米厚。

(3) 质地为壤质极细砂或更细。

(4) 位于一个较粗质地的表层之下，在耕作之后，这个表层的厚度不小于 18 厘米，或者该表层向高岭层的质地过渡是陡然的；并且在 50 厘米深度内无石质、准石质或石化铁质接触面时，高岭层的最小厚度是 5 厘米。

(5) 粘粒总量高于其上覆的较粗质地的表层，并且在 15 厘米的垂直距离内，粘粒的增加达到如下水平：

如果上覆表层的粘粒含量 < 20%，高岭层起始于比上覆层粘粒含量绝对值至少增加 4% 之处。

如果上覆层的粘粒含量为 20—40%，高岭层起始于粘粒含量是上覆层的 1.2 倍或高于 1.2 倍之处。

如果上覆层的粘粒含量 > 40%，高岭层起始于比上覆层粘粒含量绝对值至少增加 8% 之处。

10. 碱化层 (Natric horizon)

碱化层是一种特殊类型的淀积粘化层，它除具有淀积粘化层的性质之外，还具有下列特性：

(1) 具有下列两种性质之一：在某些部分，一般是在较上的部分，棱柱状或更常见的柱状结构体可能并不碎成块状；或者少见块状结构体并且淋溶层舌状延伸进碱化层中达 2.5 厘米以上，淋溶层中含有无包被的粉砂或砂粒。

(2) 具有下列两种性质之一：距碱化层上界 40 厘米范围内的某亚层的钠吸附比 13% (或交换性钠百分数 15)；或者，如果距地表 200 厘米深度内的某亚层的钠吸附比 13% (或交换性钠百分数 15)，则在碱化层上部 40 厘米内的某亚层的交换性镁加交换性钠大于交换性钙加交换性酸 (在 pH8.2 时)。

11. 氧化层 (Oxic horizon)

氧化层用来表征质地为砂壤或比砂壤更细，具有低阳离子交换量和低含量可风化矿物的表下层。氧化层的上界起始于地表以下 18 厘米深度处或 A_p 层的底部 (在上述两深度值中取较深者)；或者起始于更深的深度处，那里的矿物学和电荷特征满足氧化层的要求。氧化层具有下列特性：

(1) 至少 30 厘米厚。

(2) 细土物质为砂壤或更细的粒级。

(3) 细土物质的 ECEC 12 厘摩尔/千克粘土 (NH_4OAc 法浸提的盐基加 1

摩尔/升 KCl 浸提的 Al) , CEC 16 厘摩尔/千克粘土 (pH7 时 NH_4OAc 法) 。

(4) 50—200 微米粒级的可风化矿物含量小于 10% 。

(5) 氧化层的上界是模糊的 , 即表层粘粒含量为 20—40% 时 , 在 15 厘米的垂直距离内 , 氧化层粘粒增加低于 1.2 倍 ; 如果表层粘粒含量 20% , 氧化层粘粒含量的绝对值增加小于 4% ; 如果表层粘粒含量 40% , 氧化层粘粒含量绝对增加 < 8% 。

(6) 不具有火山灰特性。

(7) 除非含有可风化矿物的岩石残余体包被着三氧化物 , 否则显示岩石结构的土体体积 < 5% 。

12. 石化钙积层 (Petrocalcic horizon)

石化钙积层是一种由碳酸钙 , 或在某些地方由钙和镁的碳酸盐胶结而成的连续的、胶结的或硬结的钙积层。此层中可能出现次生二氧化硅。石化钙积层在整个单个土体范围内连续胶结 , 胶结程度极高使其干碎块在水中不分散。此层干时呈大块状或板状 , 坚硬或极坚硬 , 不能被铁铲或土钻穿过 ; 湿润时甚坚实或极坚实 , 非毛管孔隙遭到堵塞。石化钙积层是一个根系障碍层 , 导水率中缓到极缓。该层一般厚达 1 厘米以上。

石化钙积层常出现薄片状覆盖层 , 但这并非作为此层鉴定的必需条件。如果薄片状层出现在基岩之上 , 其厚度 2.5 厘米 , 同时厚度厘米数乘 CaCO_3 的含量百分数的乘积 200 , 则可证明此层为石化钙积层。

13. 石化石膏层 (Petrogypsic horizon)

石化石膏层是指由石膏强烈胶结 , 以致其干碎块在水中不分散 , 根系不能穿过的石膏层。此层石膏含量远较一般石膏层高 , 通常 > 60% 。石化石膏层仅限于干旱气候条件下和富含石膏的母质上发育。

14. 薄铁磐层 (Placic horizon)

薄铁磐层是一种被铁、铁与锰或铁与有机质的复合体所胶结的薄层状的、黑到暗红色的磐层。其厚度变化一般在 2—10 毫米间。个别情况下 , 厚度薄至 1 毫米或某些部分厚度大至 20—40 毫米。此层有时可能 (但并非一定) 带有层理而与母质的层理有关。薄铁磐层出现在土体中 , 大致平行于地表 , 一般出现在矿质土上部 50 厘米范围内。此层呈明显的波状甚至盘旋状。它通常以单磐层出现 , 而并非相互叠合的多层体 , 但在有些地方可以分叉。它对水分和根系来说是一种障碍层。

由铁胶结的磐层呈深棕或暗红棕色 ; 由铁-锰或铁-有机质复合体胶结的磐层呈黑色至红黑色。此单一磐层可以包含两个或多个不同胶结剂胶结成的亚层。由铁-有机质复合体胶结的亚层一般都出现于磐的上部。

薄铁磐层不难鉴别。这种硬而脆的铁磐与其周围分布的物质大不相同 , 它距矿质表土层很近 , 除非是极薄层 , 否则易于识别。对薄铁磐的一些分析表明 , 该层有机碳含量在 1—10% 或更多一些。薄铁磐层以其具有的有机碳、形状及位置 , 而与含铁矿石薄层相区别。含铁矿石薄层可形成于岩性不连续层的有水悬挂或侧流的界面处。

15. 积盐层 (Salic horizon)

积盐层是指厚度 15 厘米 , 含有较石膏更易溶解于冷水的盐类次生富集的土层。此层盐分含量至少为 2% 。同时 , 其厚度厘米数乘盐分含量 (重量) 百分数的积 60 。因此 , 20 厘米厚的土层 , 含盐量达 3% ; 或 30 厘米厚的土层含盐量达 2% , 才能定为积盐层。

16. 腐殖质淀积层 (Sombric horizon)

腐殖质淀积层是自由排水条件下形成的矿质土表下层。它所含的淀积性腐殖质，既不像在碱化层中所常见的那样被钠分散了的，也不像在灰化淀积层中那样与铝结合在一起的腐殖质。因此，该层既没有像灰化淀积层那样与粘粒相关的阳离子交换量，也没有像碱化层那样的高盐基饱和度。

腐殖质淀积层被认为多出现在热带或亚热带地区高原和山地的冷湿土壤中，由于季节性的淋洗作用，盐基饱和度（ NH_4OAc 法）低， $< 50\%$ 。

腐殖质淀积层比其上覆土层具有较暗的亮度或较低的彩度，或二者兼有之；有机质含量一般比上覆土层高。它可出现在淀积粘化层、锥形层中，或可能出现在氧化层中。如果在腐殖质淀积层中出现结构体，则结构体表面的暗色是非常显著的。

在野外，很容易将腐殖质淀积层与被埋藏的 A_1 层相混淆。这时可以根据横向探查法，将腐殖质淀积层与被埋藏的表土层区别开。在薄片显微观察中，可发现腐殖质淀积层的有机质多半集中在结构体表面和孔隙中，而不是均匀地散布于基质中。

17. 灰化淀积层 (Spodic horizon)

灰化淀积层通常位于 O、A、 A_p 或 E 层之下，然而，它可能与暗色表层的定义相符合。它具有以下列举的形态或理化特性，或在此层最上部是最红色调及最高彩度的亚土层。灰化淀积层自顶部起 50 厘米以内的颜色是有变化的。如果土壤温度状况为冷性或更温热一些，则灰化淀积层的某些部分，在 12.5 厘米深度或在任何 A_p 层（若存在的话）以下的范围内必须具备下列条件中的一个或几个。如果土壤温度状况为冷冻性或永冻性，则在土层深度上并无限制。灰化淀积层必须具备下列之一或一个以上的条件：

(1) 有 > 2.5 厘米厚的亚层被铁-有机质、铝-有机质复合体，或它们共同连续地胶结。

(2) 颗粒大小级别为砂质或粗壤质。砂粒被有裂隙的胶膜所包被或具有明显的粗粉粒大小或更大的深色球状物，或两种情况均有。

(3) 具有一层或多层亚层，这些亚层中：

如果含有 0.1% 的可提取的铁，则在 pH10 时被焦磷酸盐所提取的 $\text{Fe}+\text{Al}$ （元素计）的百分数与粘粒的百分数之比 > 0.2 ；如果可提取的铁 $< 0.1\%$ ，在 pH10 时用焦磷酸盐所提取的 $\text{Al}+\text{C}$ 的百分数与粘粒百分数的比率 > 0.2 。

焦磷酸盐提取的 $\text{Fe}+\text{Al}$ 百分数是柠檬酸-连二亚硫酸盐提取的 $\text{Fe}+\text{Al}$ 百分数的一半或更多。

无定形物质的累积指数 65。即每一亚层的指数先按下式得出：

$(\text{pH}8.2\text{时的CEC} - \frac{1}{2}\text{粘粒百分数}) \times \text{亚层厚度厘米数}$ 。然后将所有亚层的指数相加，其总和必须 > 65 。

18. 含硫层 (Sulfuric horizon)

含硫层是由矿质土壤物质或有机土壤物质所组成， $\text{pH} < 3.5$ （水土比 1），带有黄钾铁矾斑（鲜麦秆色，色调 2.5Y 或更黄，彩度 6）。

含硫层是土壤水分排干后，由富含硫的矿物质或有机物质经过氧化而形成。此层对植物有高度毒性，因此土层内无活根。

二、诊断特性

诊断特性是用于定量说明分类标准的土壤性质。共设立了 21 个诊断特性。

1. 质地突变 (Abrupt textural change)

质地突变是指从淡色表层或漂白层转向淀积粘化层的变化，在两层接触带的短短距离内，粘粒含量明显陡增。如果淡色表层或漂白层的粘粒含量 < 20%，则由此层向下不到 7.5 厘米范围内，粘粒含量应成倍增加。如上层粘粒含量 > 20%，则粘粒至少增加 20%，例如从 22% 到 42% (7.5 厘米的距离内)。淀积粘化层某些部位的粘粒含量必须至少超过其上覆土层的一倍。

过渡层次一般是不存在的，或薄得难以在其中取样。然而，某些土壤中，漂白物质可能呈舌状或指状延伸到淀积粘化层中。在此情况下，土层之间的界线是不规则的或甚至是不连续的。由这种混合物组成的单一土层中取样，即使在层间接触带真正的过渡厚度仅 1 毫米左右，也可使人得到一个过渡土层相对深厚的印象。

2. 火山灰土壤特性 (Audic soil properties)

具备火山灰土壤特性的土壤中有有机碳含量必须小于 25%。并且满足下列两个条件中的一个或两个：

(1) 细土物质中，[(酸性草酸盐浸提的 Al) + (酸性草酸盐浸提的铁的 1/2)] 2.0%；33 千帕水分张力下 (相当于田间持水量时)，测定的细土物质的容重 0.90 克/厘米³；细土部分的磷酸盐吸持量 85%。

(2) 细土部分的磷酸盐吸持量 > 25%；0.02—2.0 毫米粒级部分至少占细土部分 (2.0 毫米过筛) 的 30%，并且满足下述三个条件之一：

细土物质酸性草酸盐提取的 Al 加上同一试剂提取的 Fe 的 1/2 0.40%，并且在 0.02—2.0 毫米粒级部分中火山玻璃质至少占 30%；

细土物质用酸性草酸盐提取的 Al 加上用同一试剂提取 Fe 的 1/2 2.0%，并且在 0.02—2.0 毫米粒级部分中火山玻璃质至少占 5%；

细土部分中用酸性草酸盐提取的铝与同一试剂提取的铁的一半之和在 0.4% 至 2% 之间，并且 0.02—2.0 毫米粒级部分中玻璃质含量相应地在 30% 至 5% 范围内，而且随着提取的铁、铝含量的减少，玻璃质含量相应地增加 (即呈线性关系)。

3. 线性延伸系数 (Coefficient of linear extensibility, COLE)

线性延伸系数是土块在湿时的长度与干时长度的差数对其干时长度的比值，即 $(L_m - L_d) / L_d$ ，其中 L_m 是土块在 33 千帕水分张力时的长度； L_d 是土块干时的长度。它也可根据土块的湿容重与干容重之差求算。线性延伸系数也可通过将处于田间持水量状态的土样放入模具，待干后测其收缩度而求得。

4. 硬结核 (Durinodes)

硬结核是弱度胶结到硬固结性瘤状结核。其胶结剂是 SiO_2 ，多半为蛋白石和微晶形二氧化硅。该层经盐酸除去碳酸盐后，可在热浓 KOH 中化开，但单独用浓盐酸处理却并不化开。干的硬结核积聚体在水中不易消散，延长浸泡时间，可分散成薄片并部分被消散。它们坚实或极坚实，湿时呈脆性 (用酸处理前后均如此)。硬结核不连结，核径最小 1 厘米。按断面观察，大致呈同心圆状，在放大镜下观察，可发现蛋白石的同心圆条纹。

5. 粘土微地形 (Gilgai)

粘土微地形是指典型粘质土壤的微地形。这种粘质土壤在水分含量变化

之时，具有高的膨胀系数，而且土壤的含水量也有明显的季节性变化。这种微地形在近乎平坦的地区由一系列封闭小洼地和小圆丘组成，或者由高低起伏的小型谷地和脊地组成。这种小型脊地高度一般从几厘米到 1 米，很少达到两米高。

6. 石质接触面 (Lithic contact)

石质接触面是指在土壤与致密粘结的下垫物质之间的界面。该下垫物质具以下特性：

(1) 除断续石质亚类外，只有在就地形成的裂隙中，才可不连续，但裂隙不应使碎块产生明显的位移。

(2) 裂隙很少，而且裂隙之间平均水平间距 10 厘米。

(3) 十分粘结坚固，湿润时用铁铲不能将它挖开，至多可用铁铲使之破碎或刮出痕迹。

(4) 如果由单一矿物组成，它的莫氏硬度应 > 3 ；如非单一矿物组成，则砾石大的碎裂块体在水中或六偏磷酸钠液中振荡 15 小时不分散。

此处所指的下垫物质并不包括诊断表下层。

石质接触界面如在氧化土中出现，则在距地表以下 125 厘米深度范围内，作为亚类的诊断特性；而对所有其他土纲，在 50 厘米深度以内出现才作为亚类的诊断特性。

7. 彩度 2 的斑纹 (Mottles that have chroma of 2 or less)

此斑纹是指湿态彩度 2，亮度 4 的土层中部分的颜色（无论该部分颜色是否占土体体积的大部分或无论该部分斑纹是否形成围绕较高彩度斑点的连续相）。如果土层中的大部分或小部分湿态彩度为 1—2，亮度 4，并且具有较高彩度的斑点，则上述较低彩度部分即称为“彩度 2 的斑纹”。当整个层次的彩度均 2，或完全没有彩度 2 的部分时，“彩度 2 的斑纹”的概念就没有意义了。有此斑纹的层次还意味着一年中某些时期土壤水分是饱和的或经人工排干的，也即在土层被水饱和期或其中一段时间，该层的温度超过生物学零度，约为 5 (41 °F)。

8. n 值 (n value)

n 值指田间条件下的水分百分数、无机部分粘粒百分数与腐殖质百分数三者的关系。n 值有助于预测土壤能否用于放养牲畜、能否承担其他负荷及在排干后土壤将可能发生的下陷程度。非触变性的矿质土壤物质的 n 值可通过下列公式求出：

$$n = (A - 0.2R) / (L + 3H)$$

式中，A 是田间条件下的土壤水分百分数（按干土计）；R 是粉粒加砂粒的百分数；L 是粘粒的百分数；而 H 是有机质的百分数。

在美国，按上述公式计算所得 n 值的数据量很少，但临界 n 值 0.7 与田间用手挤压土壤的简单测试方法的结果极为相近。这就是，如果用手指挤压土壤，土壤在指间流动有些困难，则 n 值为 0.7—1.0；如土壤在手指间易于流动，则 n 值 1。

9. 类石质接触界面 (Paralithic contact)

类石质接触界面是指土壤与连续粘结的下垫物质之间的界面层。它与石质接触界面的区别在于，如果下垫物质由单一矿物组成，其莫氏硬度 < 3 ；如下垫物质由非单一矿物组成，则砾石大小的碎裂块体在水中或六偏磷酸钠液中连续振荡 15 小时后，将或多或少分散；当湿润时，勉强可用铁铲挖动。类

石质接触界面下的物质一般是部分固结的沉积岩，如砂岩、粉砂岩、泥灰岩或页岩等，并且它们的容重和固结使得作物根系不能穿过。岩石中可能有裂隙，但裂隙间的水平距离应 10 厘米。

10. 永冻层 (Permafrost)

永冻层是指土温常年 0 的土层(无论此土层的结持性是极硬的还是松散的)。干永冻层的结持性是松散的。

11. 石化铁质接触界面 (Petroferric contact)

石化铁质接触界面是指土壤与连续的固结物质层之间的界面，该固结层中铁是重要的胶结物，没有有机质；若有有机质，也仅是痕量。在单个土体的范围内，该固结层应是连续的，如果固结层裂隙间的平均距离 10 厘米，则允许有脆裂现象。此固结层与薄铁磐层及固结的灰化淀积层有所不同，前者仅含痕量或不含有有机质，而后两者均含有有机质。

石质接触界面与石化铁质接触界面间的区别还表现在下列特性上：石化铁质界面基本是水平的；紧接界面下的下垫物质含铁量甚高，一般 Fe_2O_3 含量 $> 30\%$ ；界面下的铁子层较薄，其厚度从几厘米到数米（少见）。而另一方面，石质接触界面的下垫物，即砂岩的厚度可厚可薄，可能呈水平分布，也可能是倾斜的；含 Fe_2O_3 量也很少，在热带地区，铁子通常或多或少呈气泡状。

12. 聚铁网纹体 (Plinthite)

聚铁网纹体是一种含铁丰富、有机质贫乏的粘土、石英及其他填充物的混合物。它通常呈片状、多角状或网状暗红色斑纹。当暴露于干湿交替的环境下日久天长，特别是还遇到日晒时，它能不可逆地变成铁石硬磐或不规则的团聚体。聚铁网纹体带的下界一般是渐变的、扩散状的，但也可能在岩性不连续层中发生突然变化。

一般，聚铁网纹体在受季节水分饱和的土层中形成。铁的最初分凝作用通常呈松软、稍粘、红或暗红的斑纹存在。这种斑纹并不当作聚铁网纹体。只有铁被充分分凝，以致暴露在干湿交替条件下，形成不可逆的硬化层时，才能当作聚铁网纹体。

当土壤水分接近田间持水量时，聚铁网纹体在土壤中通常是坚实或极坚实的；同时，土壤水分低于凋萎点时，则变得坚硬。在一次干湿交替影响下，并不能使此聚铁网纹体不可逆地硬化；当一次干期过后，它还可重新变湿润；在加入分散剂的水中振荡，可大部分被分散。

在湿润的土壤中，聚铁网纹体非常松软，以致能被铲切开。当它遭到不可逆地变硬作用以后，再不能称它为聚铁网纹体，而称为石块。这类硬结的铁石物质能被铁铲破碎或粉碎，但在有分散剂的水中振荡并不能被分散。

13. 线性延伸势 (Potential linear extensibility)

它是指各个土层的层次厚度厘米数与该层线性延伸系数 (COLE) 的乘积之和。

14. 层序 (Sequum)

一个淋溶层及其下垫的 B 层（如果存在）组成一个层序。例如一个漂白层之下紧接着有一灰化淀积层组成一个层序；类似地，一个松软表层之下伏一个锥形层或一个淀积粘化层覆盖于一个 k 层之上也组成一个层序。一个土壤剖面中，可能存在两个层序，我们称之为双重层序。

15. 滑擦面 (Slickensides)

滑擦面是指一个大土块滑动于另一个大土块而产生的光亮有槽痕的表面。大土块在相对陡的坡面向下滑动的滑床面上会出现一些滑擦面。在土壤水分含量变化明显的膨胀性粘土中，滑擦面的出现很普遍。

16. 松软粉状石灰 (Soft powdery lime)

松软粉状石灰是在许多土壤分类单元中使用的术语。它是指土壤溶液运移并就地淀积形成的次生石灰，而不是由土壤母质如石灰性黄土或冰碛物继承而来。这种次生石灰松软得可用指甲切割。若此松软粉状石灰的积聚量甚大，最后可形成 k 层。

可以看出，松软粉状石灰与土壤结构或垒结之间有某些相关，它可使土壤垒结分裂，形成球形团聚体或白色眼状物（干时呈松软粉状）。或者在孔隙或结构体面上石灰以松软包被物形式出现。如果出现这种包被物，则将包被大部分表面。通常整个表面的包被物可厚达 1—5 毫米或更厚。但土壤含石灰量很少时，只能包被部分表面。湿润时，此包被物要有足够厚度才能被看见，同时只有当它包被大片连续的表面时，才不致被看作是假菌丝体。干石灰性土层中，一般假菌丝体并不包括在松软粉状石灰的含义中。假菌丝体是一种出现在结构体面上的丝状物，一般有分枝，它随季节隐现；同时，在一个单独季节中可能因排除贮水发生石灰沉淀而形成假菌丝体，但这并非 k 层。

在坚硬石灰结核上的松软包被物并非属于松软粉状石灰，它们厚薄不一，可能是现代石灰积聚所形成；也可能是石灰淋移作用所形成。也就是说，石灰结核由于增大或可能遭到溶解，均能产生松软包被物。

17. 土壤水分状况 (Soil moisture regimes)

这里所用的土壤水分状况概念是指地下水或指一年中各个时期土壤中或特定土层中有无小于 15×10^5 帕张力的水。大多数中生植物无法利用 15×10^5 帕张力的水。此外，水分的有效性还受所溶解的盐分影响。一个土壤可能被水饱和，但如水中含盐分太多以致水分难以被大多数植物利用，此时最好称该土壤为盐渍的，而不称干的。因此，土层中水分张力 15×10^5 帕时，称此土层为干的；而水分张力 $< 15 \times 10^5$ 帕时，称它为湿润的。有的土壤可在全年或一年中某些时期，某些土层或所有土层是连续湿润的。它可能冬季湿润，夏季干燥，或反之。在北半球，夏季指 6、7、8 月，而冬季指 12、1、2 月。无衬里钻眼中，水分停滞接近土表或所研究的层次时，毛管水上升边缘到达土壤表面或所研究的土层的顶部，可认为此土壤或此土层是水分饱和的。

(1) 土壤水分控制层段 (Soil moisture control section)

确定土壤水分控制层段，是为了便于根据气候数据对土壤水分状况进行评价。土壤水分控制层段的上限为：干土 ($> 15 \times 10^5$ 帕张力，但并非风干) 在 24 小时内，被 2.5 厘米水所湿润的深度。下限是：干土在 48 小时内，被 7.5 厘米水所湿润的深度。这些深度并不包括水分沿任何通向地表的裂隙或动物穴将土壤湿润的深度。

如果 7.5 厘米的水分使土壤湿润到石质接触界面、石化铁质界面、类石质接触界面、石化钙积层或硬磐层，则这些界面即为土壤水分控制层段的下限。如 2.5 厘米的水分使土壤湿润到上述那些界面，则土壤水分控制层段就是这些界面本身。如果 2.5 厘米的水分使这些界面上有薄层水膜存在，则土壤的水分控制层段是湿润的；如果界面是干的，则控制层段是干的。

关于土壤水分控制层段的范围，可按粒级大致估计：如果土壤颗粒大小

级别是细壤质、粗粉砂质、细粉砂质或粘质，则土壤水分控制层段大约在 10—30 厘米之间；如粒级大小为粗壤质，则控制层段的深度约为 20—60 厘米；如粒级为砂质，则在 30—90 厘米之间。

(2) 土壤水分状况的类别 (Classes of soil moisture regimes)

土壤水分状况是按一年中各个时期的地下水位和水分控制层段中是否有 $< 15 \times 10^5$ 帕张力的水分确定的。可以如此假设，即土壤水分可以维持任何它足以维持的植物的生长；换言之，是排除休闲或人工灌溉来增加水分，而是依靠土壤自身生长作物、牧草或自然植被的水分状况。那些耕作措施只要继续，就会影响土壤水分状况。土壤水分状况可分下列 5 类。

泞湿水分状况 (Aquic moisture regime)

泞湿水分状况是指土壤被地下水或毛管上升水所饱和，处于还原状态，缺少溶解氧的状况。泞湿水分状况必须是一种还原型。某些土层有时虽被水饱和而含有溶解氧，这是因为水分正不断流动或因环境对微生物生长不利的缘故（如温度 < 1 ），在此情况下的水分状况不能称为泞湿水分状况。

高级分类所指的泞湿，必须是整个土壤被水分饱和；亚类所指的泞湿，只是下部土层饱和。如果在无衬里的钻眼中水是停滞的，加入染料后水保留着色状态，水位如此之高，以致毛管上升水可到达地表（非毛管孔隙除外），则可认为该土壤是水分饱和的。砂质土壤中，毛管边缘的厚度（the thickness of the capillary fringe）可能仅 10—15 厘米；而在胀缩不明显的壤质或粘质土壤中，毛管边缘厚度可在 30 厘米以上，并与孔隙大小和分布有关。

土壤饱和达到泞湿状况所必须的持续时间尚不得知。但此持续时间至少应为数天，因为泞湿概念暗示实际上不存在溶解氧。由于根系及土壤动物的呼吸作用，使溶解的氧已从地下水中消失，所以泞湿的概念也意味着土壤温度超过生物学零度（ 5 ）时，土壤或土层饱和水的状况。

通常，地下水位随季节而变动。地下水位在雨季时达到最高，如果气候寒冷，蒸腾作用实际上停止，地下水位也可在秋、冬或春季最高。然而有些土壤的地下水位常位于或接近地表，例如受潮水影响的沼泽和流水补给的封闭内陆洼地，在这些土壤中的水分状况称为“常潮湿”。虽然这一名词并不属于土壤系统分类单元的名称组成中，为便于对土壤发生的了解，却用于描述土壤。

干旱与干热水分状况 (Aridic and torric moisture regimes)

这两个名词用于同一水分状况，但却在土壤系统分类的不同等级中作为分异特性。干热水分状况的土壤在夏季是干旱且热燥的。

干旱或干热水分状况的土壤，大多数年份的水分控制层段的情况是：50 厘米深处土温 > 5 的时期中，全部控制层段有一半以上的时间（累计时间）是干的；在 50 厘米深处土温 > 8 的时期中，全层段或其某一部分处于湿润状态的时间从不超过连续 90 天。属于干旱或干热水分状况的土壤多出现在干旱气候区，少数在半干旱区。同时，它具有能保持土壤干旱的物理特性，例如那些能阻止水分渗透的硬结表土或者极浅薄土壤，其下便是基岩。土壤处于这种水分状况时，基本无淋溶作用，在有盐分来源的情况下，可溶盐多积聚于土体中。

上面谈到这种水分状况时，对土壤温度作了一些限制，但在极冷而干的格陵兰及其邻近岛屿地区，这种限制就不必要了。这些地区的土壤资料极不完整。《土壤系统分类》中，对这类土壤的水分状况无具体规定。

湿润水分状况 (Udic moisture regime)

湿润水分状况是指大多数年份，土壤水分控制层段的任何一部分都不会干至 90 天（累计天数）。当年均土温 < 22 ，50 厘米深处冬、夏季平均土温差 > 5 时，则 10 年中有 6 年或 6 年以上夏至后的 4 个月内层段不会干至 45 天（连续天数）。另外，当土温 > 5 时，除短期外，部分土体（不一定是整个土体）应为固-液-气三相体系。

属于这种水分状况的土壤，大多处于雨量均匀或夏雨充沛；土壤水分贮量加降雨量 蒸发蒸腾量的湿润气候区。而且大多数年份的某些时期，水分均能经土体往下流动。

如果大多数年份各月降水超过蒸发蒸腾量，仅间或短时期利用部分贮存水，但土壤水分控制层段中水分张力很少达到 1×10^5 帕，而且当土壤不冻结时，水月复一月地流经土体，则称这种非常湿的水分状况为“常湿润水分状况”。“常湿润”一词除氧化土纲外，一般不用作分类单元名称，仅用于有关土壤发生的教科书中。

半干润水分状况 (Ustic moisture regime)

半干润水分状况指土壤水分状况介于干旱与湿润水分状况之间。在此状况下，土壤水分有限，但适合于植物生长期间，恰好是土壤有水分的时候。半干润水分状况的概念并不适用于具有冷冻或永冻温度状况的土壤（详见后述）。

年平均土温 > 22 ，或 50 厘米深处冬、夏平均土温差 < 5 时，大多数年份部分或全部土壤中，半干润状况的水分控制层段的干旱累计天数 > 90 天，但部分层段的湿润累计天数 > 180 天或连续湿润天数 > 90 天。

如果年平均土温 < 22 ，并且 50 厘米深处冬、夏平均土温差 > 5 ；则大多数年份部分或全部土壤属于半干润状况的水分控制层段的干旱累积天数 > 90 天；但全部干旱的天数（累积）不超过 50 厘米深处土温 > 5 时的天数的一半。如 10 年中有 6 年（含 6 年）以上冬至后 4 个月中水分控制层段全部连续湿润天数 > 45 天时（指夏旱水分状况），则 10 年中有 6 年以上夏至以后的 4 个月内全部控制层段不会有长至连续 45 天的干旱。

热带及亚热带地区，一年有一至两个旱季，冬、夏并无区别。这些地区，半干润状况的特点表现在季风气候上，至少有长达 3 个月的雨季。在半干旱或半湿润的温带地区，雨季通常是春、夏或春、秋，绝不是冬季。

夏旱水分状况 (Xeric moisture regime)

夏旱土壤水分状况，以处于地中海气候区的土壤水分状况最典型。该区冬季湿凉，夏季炎热，冬季蒸发蒸腾最小，土壤水分特别有利于淋溶。具有夏旱水分状况的土壤：10 年中有 6 年以上，夏至后 4 个月中，水分控制层段的连续干旱天数 > 45 天；而冬至后 4 个月中，全层连续湿润天数 > 45 天；全层段的某些部分湿润的累计天数多于 50 厘米深处土温 > 5 时的一半累计天数；或者是 10 年中有 6 年以上当 50 厘米深处土温连续 > 8 时，控制层段的某一部分至少有 90 天连续湿润。此外，在 50 厘米深处或者在土层厚度 < 50 厘米的石质或类石质接触界面上，年均土温 < 22 ，冬、夏平均土温差 > 5 。

18. 土壤温度状况 (Soil temperature regimes)

在土壤系统分类各级分类中使用的土壤温度状况如下：

(1) 永冻土温状况 (Perigelic)

具有永冻土壤温度状况的土壤年平均土温 < 0 。如果土壤处于湿润状态，则为有永冻层的土壤；如果无剩余水分，则为干冻土。似乎应对湿润的与干旱的两种永冻状况加以区别，但由于目前仅有高纬度地区干旱土壤的不完整的资料，还做不到上述要求。

(2) 冷冻土壤温度状况 (Cryic)

冷冻状况下的土壤年平均土温高于 0 ，但低于 8 。在下列两种土壤中它的表现不同：

在矿质土壤中，50 厘米深处或深度小于 50 厘米出现的石质或类石质界面处的夏季平均土温表现如下：(a) 如果土壤在夏季的部分时期不被水饱和，则在无 0 层时，土温 < 15 ；有 0 层时，土温 < 8 。(b) 如果土壤在夏季的部分时间被水饱和，则无 0 层时，土温低于 13 ；有 0 层或有机表层时，土温低于 6 。

在有机土中，5 厘米以下深度的土层不冻结。这是因为土壤虽全年处于寒冷，但因受滨海气候影响，大多数年份不冻结。或者大多数年份，夏至后约 2 个月控制层段内的某些土层冻结，原因是土壤在冬季是极冷的，而在夏季温度微微回升。

具有泞湿水分状况的冷冻性土壤，通常被冻结作用所翻动。

大部分年平均土温 > 0 的恒冷性土壤，具有冷冻温度状况，而少数土层上部含有机质的土壤则属例外。在美国土壤系统分类中，所有不具永冻层的恒冷性土壤，均被认为具有冷冻温度状况。

(3) 冷性土温状况 (Frigid)

冷性土温状况和以下介绍的几个其他土壤温度状况，主要用于确定土壤的低级分类单元，即命名土族。具有冷性土温状况的土壤，夏季土温较具冷冻土温状况的土壤的温度高，但其年均土温 < 8 ，50 厘米深处或在浅于 50 厘米出现的石质或类石质接触界面处，冬、夏平均土温差 > 5 。

(4) 中温性土温状况 (Mesic)

年均土温 8 ，但低于 15 ；同时，50 厘米深处或在浅于 50 厘米出现的石质或类石质接触界面处，冬、夏平均土温差 > 5 。

(5) 热性土温状况 (Thermic)

年均土温 15 ，但低于 22 ；同时，50 厘米深处或在浅于 50 厘米出现的石质或类石质接触界面处，冬、夏平均土温差 > 5 。

(6) 高热土温状况 (Hyperthermic)

年均土温 22 ；同时，50 厘米深处或在浅于 50 厘米出现的石质或类石质接触界面处，冬、夏平均土温差 > 5 。

如 50 厘米深处或在石质或类石质接触界面处，冬、夏平均土温差 < 5 ，则在上述 (3)，(4)，(5)，(6) 4 个土壤温度状况前加一“恒”字修饰，组成以下几个土壤温度状况：

恒冷性土温状况——年均土温 < 8 ；

恒中温性土温状况——年均土温 8 ， < 15 ；

恒热性土温状况——年均土温 15 ， < 22 ；

恒高热土温状况——年均土温 22 。

19. 硫化物质 (Sulfidic materials)

硫化物质是指含硫量 0.75% (干重) 的渍水矿质物质或有机物质，多数呈硫化物形式，其碳酸盐含量 (CaCO_3 的摩尔量) 低于硫磺含量的 3 倍。这

类物质多积聚在长期水分饱和（一般是微咸水）的土壤中。随着土壤物质的累积，在水中硫酸盐被生物还原作用还原为硫化物。硫化物物质常见于携带石灰性沉积物的河流的河口附近滨海沼泽中。但在淡水沼泽中，如果水中含硫，也可发现。具有硫化物的土壤排干后，硫化物氧化形成硫酸，pH 值由排水前的一般近于中性降至低于 2。硫酸与土壤中的铁、铝反应形成硫酸铁及硫酸铝。硫酸铁盐，如黄钾铁矾可以分离形成含硫层中特有的亮黄斑。由硫化物物质转变为含硫层，一般仅需要很少的几年时间。硫化物物质样品在阴凉处缓缓风干（间或重新湿润）大约两个月会变得很酸。野外速测是否含有硫化物物质，可将样品放入浓 H_2O_2 中（放入后会沸腾）使之氧化，然后测定其 pH 的降低。

20. 舌状延伸及指状延伸 (Tonguing and interfingering)

(1) 漂白物质的舌状延伸 (Tonguing of albic materials)

漂白物质的舌状延伸是指具有漂白层颜色的淋洗物质沿结构体表面（如有结构体）向淀积粘化层或碱化层的延伸。舌状体之上并不必非要出现连续的漂白层不可。任何淀积粘化层或碱化层中，这种舌状体的延伸垂直距离 > 5 厘米。其宽度，在细质地淀积粘化层或碱化层中（粘土、粉质粘土或砂质粘土）5 毫米；在中细质地淀积粘化层或碱化层（粘壤、砂质粘壤、粉砂粘壤）中 10 毫米；在中质或更粗质地的淀积粘化层或碱化层（粉砂壤土、壤土、极细砂壤或更粗）15 毫米。这种延伸舌状体必须占被延伸入的淀积粘化层或碱化层的某一部分的基质的 15% 以上，才能称为漂白物质的舌状延伸。

(2) 漂白物质的指状延伸 (Interfingering of albic materials)

漂白物质的指状延伸与舌状延伸在形态上相似，但延伸体的宽度比舌状延伸的窄，因而不能称为舌状延伸。

漂白物质在结构体的垂直表面上形成厚度 > 1 毫米的连续的骨骼颗粒膜（指净粉粒或砂粒结的构体包被物），也即毗邻结构体间的总宽度 > 2 毫米。由于石英是土壤的常见组分，因而这种骨骼颗粒膜通常干时接近白色，湿润时接近灰色，它们的颜色大部分是由砂粒或粉粒级部分的颜色所决定。

鉴定指状延伸，必须是厚度 5 厘米的土层满足下述条件：一半以上的基质由淀积粘化层或碱化层的结构体所组成；毗邻结构体间垂直面上的漂白物质的厚度 > 2 毫米，但此厚度仍不足以成为舌状体；结构体中，至少在孔隙中出现粘粒胶膜。

漂白物质具有下列颜色条件：若干态亮度 7，湿态亮度 6，则无论干湿彩度均 3；如果干态亮度为 5 或 6，湿态亮度为 4 或 5，则无论干湿彩度均接近 2 而不是 3。

21. 可风化矿物 (Weatherable minerals)

可风化矿物包括：

(1) 粘土矿物：即除目前被认为是铝-间层绿泥石以外的所有 2:1 型晶格粘土矿物，也包括不一定像粘粒大小，但属可风化矿物类的海泡石、滑石和海绿石。

(2) 粉粒及砂粒大小的矿物（直径 0.02—0.2 毫米）：如长石、似长石、铁镁矿物、火山玻璃、云母类、沸石和磷灰石。

必须指出，这里所指的可风化矿物是狭义涵义。例如，方解石在湿润环境中容易溶解，如果它被溶解，不会遗留任何残余物或痕迹。在某些地方过去湿润环境下曾遭到强烈及深度风化的土壤，可能在至今干旱的环境下保存下来。如果方解石作为尘埃被带入土中，则它将在这些土壤中重新出现。为

此，这里所指的可风矿物，主要仅包括那些在湿润气候条件下，较其他矿物（如石英及 1 : 1 型晶格粘土矿物）相对不稳定，而又较方解石抗风化的矿物。

第四节 有机土高级分类所使用的分异特性

有机土壤及有机土壤物质具有以下两种条件之一：

1. 土壤水分长期饱和或经人工排干，不包含活植物根。如果矿质部分中粘粒含量 60%，则有机碳含量 18%；如果矿质部分无粘粒，则有机碳含量 12%；或矿质部分粘粒含量为 0—60%，则有机碳含量对应为 12—18%。
2. 水分饱和不超过数日，有机碳含量 20%。

一、有机土壤物质的种类

根据原始植物分解的程度，把有机土壤物质大致分成纤维质的、半分解的和高分解的三类。

1. 纤维 (Fibers)

纤维是用 100 目的筛 (孔径 0.15 毫米) 筛留下来的植物组织碎屑，其植物细胞构造尚可辨认，但不包括活根。这种物质是经过六偏磷酸钠分散后再行筛选的。横切面或其最短维向长度 > 2 厘米的植物碎屑，必须分解得能用手指碾碎，才能称作纤维。横切面 > 2 厘米的木质碎屑，由于分解得不彻底，不能用手碾碎，只能看作是木质碎屑，不能称作纤维。这些以大树杈、短木和残枝形式出现的木质碎屑，可与矿质土壤中的砾石、石头和漂砾相比，被认为是粗碎屑。

2. 纤维质土壤物质 (Fibric soil materials)

纤维质土壤物质具有下述特性之一：

- (1) 搓碎以后的纤维含量占土壤体积的 3/4 或多一点。不包括其他较粗碎屑和矿质层。
- (2) 搓碎以后，纤维含量占土壤体积的 2/5 或更多 (不包括其他粗碎屑及矿质层)，并且它的焦磷酸钠提取液在白色色层纸上所显亮度和彩度必须为 7/1, 7/2, 8/1, 8/2 或 8/3 (见孟赛尔色卡)。

3. 半分解土壤物质 (Hemic soil materials)

半分解土壤物质是指低度分解的纤维及高度分解的土壤物质之间的过渡性分解物质。其纤维含量、容重及水分含量均保持过渡的形态特征。这种物质处于部分物理分解和部分生化分解的状态。

4. 高分解土壤物质 (Sapric soil materials)

这类物质是指分解程度最高的有机物质。一般说它具有的植物纤维量最少，容重最高，水分饱和时的含水量最低 (以干土重为基数)，通常呈暗灰至黑色。这类物质相对来说是稳定的，亦即与其他类型相比，随时间推移而产生的物理和化学变化是极微小的。高分解土壤物质具有的特性为：搓碎后的纤维含量不足整个土壤体积的 1/6，不包括粗碎屑和矿质层；其焦磷酸钠提取液在色层纸上所显颜色，在孟赛尔色卡上处于 5/1、6/2 和 7/3 等色斑块以下和右方的范围内。

5. 腐殖质淀积物质 (Humillic materials)

酸性及排干垦殖的条件下，某些有机土的下部有淀积的腐殖质聚积。此淀积腐殖质的 ^{14}C 年龄比上覆有机物质层短，它极易溶解于焦磷酸钠溶液中，干后再湿润则极为缓慢。这种物质通常聚积在靠近砂性矿质层接触界面之处。作为分类上的鉴别特征，淀积腐殖质至少占一个土层体积的一半以上，至少 2 厘米厚。

6. 湖积物质 (Limic materials)

湖积物质既包括有机物质，也包括无机物质。它们可以在水中通过沉淀作用或普通藻类和硅藻等水生生物的作用沉淀而成；也可由水生动物将水下的和浮游水生植物加以转化而成。它们包括粪粒性土（沉积性泥炭）、硅藻土和灰泥。

（1）粪粒性土（Coprogenous earth）：粪粒性土是一种湖积物质层，它的特征是：

包含许多直径为百分之几或十分之几毫米的排泄废渣团块。或者形成微粘滞性的水悬浊液，且具有并不胶结的微塑性；它若变干时可收缩，形成不易再重新湿润的土块，同时常沿水平面开裂。

湿态亮度 < 5。

一般缺乏，但不一定缺乏能被肉眼发现的植物碎块物质。

饱和焦磷酸钠提取液在白色滤纸上所显示的亮度较 10YR7/3 为高，而彩度较 10YR7/3 为低，或其阳离子交换量 < 240 毫摩尔/千克有机质（按灼烧重计）。也可同时具有上述两种特性。

（2）硅藻土（Diatomaceous earth）：硅藻土层是一种湖积物质层，其特性是：

基质颜色的亮度，在不是预先干燥的情况下测定为 3—5，而在变干时会发生不可逆变化。这种颜色不可逆的变化，是由于硅藻表面的有机质包被物发生不可逆的收缩作用所致。这种硅藻可用显微镜（440 倍）对干样品观察鉴别出来。

在插入该物质的饱和焦磷酸钠提取液的白色滤纸上所显的颜色具有较 10YR7/3 为高的亮度，而彩度较 10YR7/3 为低；或其阳离子交换量 < 240 厘摩尔/千克有机质（按灼烧重计）；也可同时具有上述两种特性。

（3）灰泥（Marl）：灰泥层是一种湖积物质层，其特性是湿态亮度 5；加稀盐酸产生泡沸反应。灰泥在变干时，其颜色通常不发生不可逆的变化。灰泥层含有机质太少，以致不能将碳酸盐包被，这种情况甚至在灰泥变干而发生收缩作用时也是如此。

二、有机土壤物质的厚度（控制层段）

为了实用，人为地确定了有机土系统分类的控制层段。如果在控制深度内不存在石质接触界面、类石质接触界面、厚层水体或冻结土层，则根据组成的物质种类不同，有机土的控制深度可定为 130 厘米或 160 厘米。如表层 60 厘米土层容重 < 0.1 或土层的 3/4 以上是由水藓或其他苔藓等形成的纤维，则有机土的控制层段的厚度可以取较大者（160 厘米）。水层的厚薄不一，可以厚达数厘米至数米，只有当水体出现在 130 厘米深度或 160 厘米深度以下时，水体才能作为控制层段的下界。当石质接触界面或类石质接触界面的埋深浅于 130 厘米或 160 厘米时（具体深度随其上的物质种类而异），则它们（界面）可作为控制层段的下界。或者将控制层段的下界定在夏至后两个月仍然冻结的土层之下 25 厘米深度。若疏松的矿质亚层出现在比上述界线浅处，控制层段下界深度并不因此而改变。

在控制层段范围内，可大致人为地划分为三层，即表层层段、中层层段和底层层段：

1. 表层层段（Surface tier）

表层层段是上部 60 厘米的层段。它应是纤维物质，并且纤维物质的 3/4 体积来自于水藓或其他藓类；或者此物质容重 < 0.1；否则，表层层段只能是

上部的 30 厘米，且不包括由植物残落物或活藓构成的疏松表层。

某些有机土之上出现 < 40 厘米厚的矿质表层，这是由于泛滥、人工堆叠（为了增加土壤强度或减少霜冻危害）、火山喷发或其他原因造成的。对于这类矿质表层，即便它可能 > 30 厘米厚（< 40 厘米），也可视为有机土表层层段的一部分，其计算深度也可以从矿质层的表面算起。

2. 中层层段 (Subsurface tier)

除非在 60 厘米深度内出现石质、类石质接触界面；水体；或者土壤发生了冻结，一般中层层段的厚度为 60 厘米。遇到上述情况，则中层层段就从表层层段的下界算到控制层段的底界。中层层段可以包括任何在上述深度内出现的疏松矿质层。

3. 底层层段 (Bottom tier)

底层层段一般 40 厘米厚，除非在控制层段内出现石质接触界面、类石质接触界面、深层水体或冻结土层。

第五节 土族的分异特性

一、矿质土土族的分异特性

用于区别矿质土亚类中土族的分异特性，可以根据命名描述土族名称时的顺序，即颗粒大小级别、矿物学类型、石灰性和反应类别、土壤温度级别、土壤深度、土壤坡度、土壤结持性、包被（在砂粒上）级别、永久裂隙级别分别加以说明。

1. 颗粒大小级别 (Particle - size classes)

颗粒大小指的是整个土壤的土粒大小的分布。它与质地不同，质地指的是粒径小于 2 毫米的细土部分的颗粒大小分布。颗粒大小级别是工程学分类和土壤分类之间的一种折衷。砂粒和粉粒之间的界限在工程学分类上是直径 74 微米，而在土壤学分类上或者是 50 微米（美国制）或者是 20 微米（国际制）。工程学分类是以直径 < 74 毫米粒级的颗粒重量百分比为基础的，而质地级别是以小于 2 毫米粒级的颗粒重量百分比为基础的。

工程学分类中，分出了极细砂一级（直径在 0.05—0.1 毫米之间）。对颗粒大小级别所下定义中，虽然也分出了极细砂一级，但其意义不同。细砂质或壤质极细砂通常含有可观的极细砂，但极细砂粒大部分比 74 微米粗。一种粉砂质沉积物，如黄土，同样含有可观的极细砂成分，但大部分极细砂是小于 74 微米的。所以，在颗粒大小级别中，极细砂是允许“浮动”的。如质地是细砂土、壤质细砂土或更粗，极细砂被当作砂粒看待；如质地为极细砂土、壤质细砂土、砂质壤土、粉砂壤土或更细一点的等级，则它被当作粉砂。

颗粒大小级别有 7 级制和 11 级制，以便在不同情况下选择。当颗粒大小很重要时，允许相对地细一点划分，可选择 11 级制。如果颗粒大小不是很容易作精确测定时或者如果过细的级别产生不理想的分类时，允许选择粗略一点的分级，即 7 级制。颗粒大小级别定义中的“岩石碎屑”指的是直径 2 毫米但小于单个土体大小的颗粒，“细土物质”指的是直径 < 2 毫米的颗粒。

颗粒大小级别的定义

（1）碎屑质：石块、卵石、砾石及十分粗大的砂粒；极少量的细土填充于某些直径 > 1 毫米的缝隙间。

（2）粗骨-砂质：岩石碎屑占体积的 35% 以上（含 35%）；足量的细土填充于直径 > 1 毫米的缝隙中。根据对砂质颗粒大小级别所下的定义，细土物质是砂质的。

（3）粗骨-壤质：岩石碎屑 35%（体积计）；足量的细土填充于直径 > 1 毫米的缝隙中。按对壤质颗粒大小级别所下的定义，细土物质是壤质的。

（4）粗骨-粘质：岩石碎屑 35%（体积计），足量的细土填充于直径 > 1 毫米的缝隙中。按对粘质颗粒大小级别所下定义，细土物质属于粘质的。

（5）砂质：细土物质的质地是砂土或壤质砂土，含极细砂 < 50%，岩石碎屑 < 35%（体积计）。

（6）壤质：细土物质的质地是壤质极细砂土、极细砂土或更细一些，但粘粒含量 < 35%，岩石碎屑 < 35%（体积计）。壤质可再分为：

粗壤质：按重量计，15% 的颗粒为细砂（0.25—0.1 毫米）或更粗粒级，包括直径大到 7.5 厘米的碎屑。细土物质含粘粒 < 18%。

细壤质：按重量计，15% 的颗粒为细砂（0.25—0.1 毫米）或更粗粒级，包括大到 7.5 厘米直径的碎屑。细土物质粘粒含量为 18—34%（变性土

< 30%)。

粗粉砂质：粒级为细砂 (0.25—0.1 毫米) 或更粗粒级，包括直径大到 7.5 厘米的碎屑，按重量计小于 15%。细土物质含粘粒 < 18%。

细粉砂质：粒级为细砂 (0.25—0.1 毫米) 或更粗粒级，包括直径大到 7.5 厘米的碎屑，按重量计小于 15%。细土物质含粘粒 18—34% (变性土 < 30%)。

(7) 粘质：按重量计，细土部分含粘粒 35%；按体积计，岩石碎屑 < 35%。可再细分为：

细质：细土物质含粘粒 35—59% (变性土含 30—59%)。

极细质：细土物质含粘粒 60%。

下述 3 种情况下，土族名称不用颗粒大小级别修饰：

(1) 名称是多余的重复。如砂质新成土、砂质泞湿新成土，在高级分类中已明确表明是砂质的。

(2) 土壤物质来源于火山喷出物。由于这些物质通常是由含火山玻璃和水铝英石的团聚体组成。它们不易分散，而且分散的结果是可变的，所以不能恰当地用颗粒大小级别描述它们。因此，对于具有火山灰特性或含火山玻璃多的土壤一般不用颗粒大小级别名称，如火山灰土土纲。对于火山灰土土纲和大多数其他土纲中的火山灰的亚类和玻璃质的亚类，使用颗粒大小的代名词，如浮岩、火山渣、火山灰、中粒质、触变性等等来修饰不分散的土壤部分，作为土族的名称。限于篇幅和中国火山灰土分布极少，这些代名词的定义不再介绍。

(3) 水铝英石和有机质的含量较高，而且颗粒大小级别与土壤的物理化学性质关系不大。在那些既有冷冻性土壤温度状况又有灰化淀积层的土壤中是常见的情况。所以，对于大多数冷冻泞湿灰化土、冷冻腐殖质灰化土、冷冻正常灰化土或冷冻性的薄层铁磐腐殖质灰化土和某些其他灰化土的灰化淀积层，不使用颗粒大小级别的名称。它们也使用火山灰土土族所使用的颗粒大小代名词。这些代名词既反映了颗粒大小，又反映了矿物学类型。灰化土在我国分布也极少。

颗粒大小级别 (或其代名词) 的控制层段

上述定义的颗粒大小级别 (或其代名词) 用于描述或修饰特定的若干土层或两个给定深度之间的物质。这些深度根据距矿质土表的距离或根据某一特定土层或者根系限制层的上界而定。这样确定的垂直层段叫做控制层段。根系限制层包括脆磐、硬磐、连续的铁磐、石化钙积层、石化石膏层、石质接触界面、类石质接触界面和石化铁质接触界面。决定颗粒大小级别的控制层段的定义，检索列举于下：

(1) 从表面到根系限制层 (如果根系限制层在 36 厘米深度出现) 或者到 36 厘米深度 (如果夏至以后两个月在这个深度内土温 0°)。

(2) 火山灰土的控制层段是从矿质土表面或满足火山灰特性的有机层的上界 (二者之中取浅者) 到 100 厘米深度；或到浅于 100 厘米深度出现的根系限制层；或到夏至后两个月土温为 0° 处之下 25 厘米深处。以上三个下限深度之中取较浅者。

(3) 对于淀积粘化层或高岭层之中或之上具有灰化淀积层或脆磐的灰化土、淋溶土和老成土的某些土类和氧化土，以及其他没有淀积粘化层、高岭层或碱化层的土壤，控制层段是从 A_p 层的底部或 25 厘米深度 (二者中取较

深者)到浅于 100 厘米出现的根系限制层;或到夏至后两个月土温为 0 处之下 25 厘米深处,以上两个下限深度中取较浅者。除上述以外,定为从 25 厘米深度到 100 厘米深度。

(4)淋溶土、老成土的其他土壤和具有淀积粘化或高岭层的干旱土和软土的一些土类(高岭层和淀积粘化层的下界深度距地表 25 厘米以下,上界距地表 100 厘米以上出现,或该土壤属厚砂层亚类)的控制层段是:

如果没有对比明显的颗粒大小级别(后面将要介绍)或在淀积粘化层、高岭层、碱化层的上界到 100 厘米深度之间不存在根系限制层;当粘化层、高岭层、碱化层的厚度 < 50 厘米时,控制层段就是整个粘化层、高岭层或碱化层;如果上述诊断表下层的厚度 ≥ 50 厘米,则控制层段就是这些层次的上部 50 厘米。

如果在淀积粘化层、高岭层或碱化层之中或之下,且在 100 厘米深度之上,具有颗粒大小对比明显的若干土层或层次,则控制层段就是上述诊断表下层的上界到 100 厘米深度,或到根系限制层(如根系限制层在 100 厘米深度之上出现)。

如果在淀积粘化层、高岭层或碱化层之下出现根系限制层,控制层段就是上述诊断表下层的上界(不包括嵌入 A_p 层中的部分)到根系限制层;或者就是这些诊断表下层的上部 50 厘米(如果这些诊断表下层厚度大于 50 厘米),上述两个层段取较浅薄者。

(5)淋溶土和老成土的某些土壤与干旱土和软土的某些土类具有淀积粘化层、高岭层或碱化层的上界在 100 厘米深度以下出现,而且又不属于厚砂层亚类。它们的控制层段是从距地表 25 厘米的深度到 100 厘米深度之间。

(6)淀积粘化层或碱化层的下界在浅于 25 厘米深度出现的其他土壤,也就是那些具有:内含松软粉状石灰的 k 层、钙积层、或浅于 25 厘米深度出现的其他特定诊断层的土壤;或 25 厘米深度内以岩石结构为主的土壤。其控制层段就是从淀积粘化层的上界或 A_p 层的底界(两者之中取浅者)到 100 厘米深度或到浅于 100 厘米出现的根系限制层。

如果在上列控制层段内无明显的颗粒大小级别的差别,则用各土层(或亚层)的颗粒大小级别的加权平均值来命名描述控制层段。如果在控制层段内出了明显的颗粒大小级别的不同,则同时用两种颗粒大小级别描述命名该控制层段。因此,如果控制层段上部的颗粒大小级别加权平均为壤质细砂,而该层段的下部是粘质的,则土族名称中的颗粒大小级别修饰词为“砂盖粘”。如果在控制层段内出现两个以上的颗粒大小明显差别的土层(或亚土层),则用与中等颗粒大小级别的土层相比差别最大的那个土层的颗粒大小级别和中等颗粒大小级别者共同命名描述控制层段。砂质包括细砂以及更粗的砂。颗粒大小级别的代用词仅用于这些物质伸入控制层段的上部至少 10 厘米的情况。

下列颗粒大小级别具明显差别(如果它们之间的过渡距离 < 12.5 厘米):

- 1.火山灰质盖粗骨壤质
- 2.火山灰质盖壤质
- 3.火山灰质盖粗骨中质
- 4.火山灰质盖中质
- 5.火山灰质盖浮岩质或盖火山渣质(如果岩屑体积绝对差别 ≥ 20%)

6. 火山灰质盖砂质或盖粗骨砂质
7. 火山渣质盖壤质
8. 火山渣质盖粗骨中质
9. 火山渣质盖中质
10. 粘质盖细粉砂质（如果粘粒百分数的绝对差别 > 25%）
11. 粘质盖碎屑质
12. 粘质盖壤质（如果粘粒百分数的绝对差别 > 25%）
13. 粘质盖粗骨壤质（如果细土部分的粘粒百分数的绝对差 > 25%）
14. 粘质盖砂质或盖粗骨砂质
15. 粗骨粘质盖砂质
16. 粗壤质盖粘质
17. 粗壤质盖碎屑质
18. 粗壤质盖砂质或盖粗骨砂质（如果粗壤质这一部分含细砂或更粗的砂 < 50%）
19. 粗粉砂质盖粘质
20. 粗粉砂质盖砂质或盖粗骨砂质
21. 细壤质盖粘质（如果粘粒百分数的绝对差 > 25%）
22. 细壤质盖碎屑质
23. 细壤质盖浮岩或盖火山渣质
24. 细壤质盖砂质或盖粗骨砂质
25. 细粉砂质盖粘质（如果粘粒的百分数绝对差 > 25%）
26. 细粉砂质盖碎屑质
27. 细粉砂质盖砂质或盖粗骨砂质
28. 触变性的盖粗骨粘质
29. 触变性的盖粘质
30. 触变性的盖碎屑质
31. 触变性的盖粗骨壤质
32. 触变性的盖壤质
33. 触变性的盖砂质或盖粗骨砂质
34. 壤质盖砂质或盖粗骨砂质（如果壤质部分的细砂或更粗的砂含量 < 50%）
35. 粗骨壤质盖粘质（如果细土部分的粘粒百分数的绝对差 > 25%）
36. 粗骨壤质盖碎屑质
37. 粗骨壤质盖砂质
38. 中质盖火山灰质
39. 中质盖粗骨粘质
40. 中质盖粘质
41. 中质盖碎屑质
42. 中质盖触变性的
43. 中质盖粗骨壤质
44. 中质盖壤质
45. 中质盖浮岩质或盖火山渣质
46. 中质盖砂质或盖粗骨砂质
47. 浮岩质或火山灰质浮岩盖壤质
48. 浮岩质或火山灰质浮岩盖粗骨中质
49. 浮岩质或火山灰质浮岩盖中质

50. 浮岩质或火山灰质浮岩盖砂质或盖粗骨砂质

51. 砂质盖粘质

52. 砂质盖壤质（如果壤质部分的细砂或更粗砂粒的含量 < 50%）

53. 粗骨砂质盖壤质（如果壤质部分的细砂或更粗砂粒的含量 < 50%）

建立对比明显的颗粒大小级别的目的是鉴别严重影响水分运行和保持的孔隙大小分布的变化，而高级分类单元中并未对孔隙大小分布加以鉴别。

对于石质亚类、砂质亚类、厚层砂质亚类以及某些浅层土族，仅使用 7 级制颗粒大小级别定义土族。对于老成土，除上述亚类和浅层土族以外，使用壤质颗粒大小级别的亚级别（共 4 个亚级别）定义命名土族的颗粒大小级别，但不使用粘质颗粒大小的亚级别。

如果使用颗粒大小级别的代名词特征化控制层段内的部分物质，则可采用对比明显的颗粒大小级别命名定义土族。如果这些代名词仅用来描述控制层段的上部，则仅使用 7 级制。例如，可用“火山渣质盖壤质”命名定义土族，而不用“火山渣质盖细壤质”。

只用两级颗粒大小级别来区分变性土的土族，即：如果控制层段内的重量加权平均粘粒含量 < 60%，为细质；如粘粒含量 ≥ 60%，为极细质。

2. 矿物学类型 (Mineralogy classes)

矿物学类型是根据决定颗粒大小级别的控制层段内所选定的粒级中大致的矿物学组成确定的。

表 5.4 给出了除氧化土以外的所有其他矿质土的矿物学类型的检索，表 5.5 则是适用于氧化土的矿物学类型检索。这只是一种检索，用以判别应分析控制层段内何种粒径的土壤物质便于鉴别土壤的矿物型，以及在该粒级土壤物质中矿物的重量百分比，而不是一套完整的定义。既有颗粒大小级别的含义，又有矿物学类型的含义的颗粒大小级别的代名词，是根据质地、结持性和矿物学类型的组合特征定义的。这些代名词用来表示火山灰土、向火山灰土过渡的许多过渡类型、灰化土中的冷冻性土类以及灰化土的冷冻性亚类。对于钙积泞湿软土，土族名称中不使用矿物学类型，因为碳酸盐的作用已遮盖了其他矿物学上的差异。石英砂质新成土的土族也不使用矿物学名称，因为在土类定义中已明确表明是硅质的。

目前，还不能精确鉴定粘土矿物的百分数。虽然发展了 X 射线衍射法、差热分析法等用于鉴别粘土矿物，但定量鉴定方法仍处于不断变化之中。目前在评定中仍有一些主观判定因素。用其他物理和化学性质，如体积的变化、结持性以及阳离子交换量等，也能间接说明粘土矿物的性质。命名粘质土壤的土族时，是以控制层段的加权平均值来描述矿物学类型的。

如控制层段内出现明显的颗粒大小级别的差异，则用控制层

表 5.4 矿物学类型检索（氧化土除外）

类型	条件	确定矿物学类型的颗粒大小组分
适用于任何颗粒大小级别土壤的矿物学类型		
碳酸盐型 Carbonatic	碳酸盐(以 CaCO_3 表示)和石膏的总重量 > 40 % , 并且碳酸盐含量大于碳酸盐和石膏总量的 65%	< 2mm 的全部土壤或 < 20mm 的全部土壤; 哪一种组分中碳酸盐和石膏的百分含量较高, 就选用那一种
铁质型 Ferritic	柠檬酸-连二亚硫酸提取, 以 Fe_2O_3 表示的氧化铁 > 40%(或以 Fe 表示 > 28%)	< 2mm 的全部土壤
三水铝石型 Gibbsitic	以三水铝石和勃姆石表示的水化氧化铝 > 40% (重量)	< 2mm 的全部土壤
氧化型 Oxidic	石英 < 90 % , 后面所列的其他任何单一矿物 < 40% ; 可提取的铁氧化物和三水铝石与粘粒的百分数之比 0.02 , 即: (可提取 $\text{Fe}_2\text{O}_3\%$ +三水铝石%) / 粘粒% 0.20	对于石英和其他矿物: 0.02 — 2mm 。对于铁氧化物和三水铝石与粘粒之比: < 2mm 的全部土壤
蛇纹石型 Serpentinitic	蛇纹岩矿物(叶蛇纹石、纤蛇纹石、夕线石、滑石) > 40% (重量)	< 2mm 的全部土壤
石膏型 Gypsic	碳酸盐(以 CaCO_3 表示)同石膏总量 > 40 % , 并且石膏大于碳酸盐和石膏总量的 35%	< 2mm 的全部土壤或 < 20mm 的全部土壤, 哪一种组分中碳酸盐和石膏的百分含量较高, 就选用那一种
海绿石型 Glauconitic	海绿石 > 40% (重量)	< 2mm 的全部土壤
适用于碎屑质、砂质、粗骨-砂质、壤质或粗骨-壤质颗粒大小等级土壤的矿物学类型		
云母型 Micaceous	云母 > 40% (重量)	0.02 到 20mm
二氧化硅型 Siliceous	二氧化硅矿物(石英、玉髓、蛋白石)和其它非常难以风化的矿物 > 90% (重量)	0.02 到 20mm
混合型 Mixed	除石英和长石以外, 所有矿物中任何一种矿物都 < 40 %	0.02 到 20mm
适用于粘质或粗骨-粘质的颗粒大小级别土壤的矿物学类型		
埃洛石型 Halloysitic	埃洛石重量大于一半, 带有少量的水铝英石或高岭石、或二者兼而有之	< 0.002mm
高岭石型 Kaolinitic	高岭石、管状的埃洛石、地开石和珍珠石的重量大于一半, 带有少量的其他 1 : 1 型或非膨胀型的 2 : 1 型层状矿物或三水铝石, 并且蒙脱石 < 10%	< 0.002mm
蒙脱石型 Montmorillonitic	蒙脱石和绿脱石重量大于一半, 或者混合物中蒙脱石比其他任何一种粘土矿物都要多	< 0.002mm
伊利石型 Illitic	伊利石(水化云母)的重量大于一半, 并且 K_2O 通常大于 4%	< 0.002mm
蛭石型 Vermiculitic	蛭石的重量大于一半, 或蛭石比其他任何一种粘土矿物都要多	< 0.002mm
绿泥石型	绿泥石的重量大于一半, 或绿泥石比其他	< 0.002mm

表 5.5 氧化土的矿物学类型检索

类型	定义	条件
铁质型 Ferritic	必须具备条件 1, 可能具备 2、4、5、6	控制层段中: 1. < 2.0mm 的土粒部分, 氧化铁 > 40% (铁 > 28%) (用柠檬酸-连二亚硫酸盐提取) 2. < 2.0mm 的土粒部分, 三水铝石 > 40% 3. < 2.0mm 的土粒部分, 氧化铁为 18 — 40% (Fe ₂ O ₃ 提取法同 1) 4. < 2.0mm 的土粒中, 三水铝石为 18 — 40% 5. < 0.002mm 的土粒部分, 高岭石 > 50% (按重量计) 6. < 0.002mm 的土粒部分, 埃洛石 > 50% (按重量计)
三水铝石型 Gibbsite	必须具备条件 2, 可能具备 3、5、6	
含铁型 Ferruginous	必须具备条件 3, 可能具备 5、6	
铝质型 Allophanic	必须具备条件 4, 可能具备 5、6	
三氧化二物型 Sesquioxide	必须具备条件 3 和 4, 可能具备 5、6	
高岭石型 Kaolinitic	具备条件 5	
埃洛石型 Halloysitic	具备条件 6	
混合型 Mixed	不具备条件栏内任一条件	

段的上部的矿物学类型定义土族的矿物学类型。例如, 控制层段内出现混合型矿物的细壤质物质覆盖于硅质的砂质物质上, 则描述土族时, 应是“细壤质盖砂质的、混合型的”, 而不是“细壤质、混合型的盖砂质的硅质的”。

除了已使用颗粒大小级别的代名词的情况外, 一般不使用明显差别的矿物学类型修饰命名土族。如果要鉴定和命名那些土壤的土族明显差别的矿物学类型, 则用 7 级制颗粒大小级别描述控制层段的下部。例如, 一对颗粒大小差别对比明显的层次被称为“中质盖壤质的、混合型的”而不称为“中质盖细壤质的、混合型的”。

3. 石灰性和反应类别 (Calcareous and reaction classes)

有无碳酸盐和酸碱性反应是在一起处理的, 因为它们是密切关联的。一个石灰性的层次决不可能是酸性的。石灰性类别应用于如下三种控制层段: 25 厘米深度到 50 厘米深度之间; 25 厘米深处到 25 厘米与 50 厘米深度间出现的石质或类石质接触界面; 浅于 25 厘米深度出现的石质或类石质接触界面之上的某土壤部位。用石灰性的和非石灰性两个类别定义命名给定的土壤分类单元的土族。

石灰性: 用冷稀盐酸处理细土物质时全部冒泡。例如含白云石的土壤呈石灰性, 当用冷稀盐酸处理时, 白云石缓缓起泡。

非石灰性: 用冷稀盐酸处理细土物质时全部不冒泡。对于非石灰性反应的土壤, 土族名称中不必使用“非石灰性的”这一修饰词。如土族名称中未写石灰性, 即说明该土壤是非石灰性的。

酸碱性反应类别适用于以颗粒大小级别划分的控制层段。反应分酸性的、非酸性的和铝质的 (Allophanic) 三个类别来定义命名给定土壤分类单元的土族。

酸性的: 整个控制层段用 0.01 摩尔/升 CaCl₂ 溶液处理 (水土比为 2 : 1)

时， $\text{pH} < 5.0$ ；用水处理（水土比 1 : 1）时， pH 约为 5.5。

非酸性的：至少控制层段的某一部分用 0.01 摩尔/升的 CaCl_2 溶液处理（2 : 1）时， $\text{pH} \geq 5.0$ ；对于石灰性的土族，不再使用非酸性这一修饰词。

铝质的：控制层段内约 30 厘米厚的土层，其细土物质用 KCl 提取的 $\text{Al} > 2$ 厘摩尔/千克。

酸性和非酸性反应仅应用于新成土和泞湿始成土的土族名称中。但该土族控制层段的颗粒大小级别为砂质、粗骨砂质和碎屑质时，不使用酸性或非酸性定义；当土族名称中具有碳酸盐的或石膏的矿物学类型修饰词时，也不使用酸性或非酸性于名称中。铝质的这一术语仅用于氧化土的土族名称中。

如果合适，石灰性类别也可用于反应类别所应用于的相同的分类单元。此外，除钙积泞湿软土和具有淀积粘化层的泞湿软土以外的所有其他泞湿软土的土族，都可用石灰性类别定义。当土族矿物学类型是碳酸盐的或石膏的，则不再使用石灰性类别定义土族名称。如果在土族名称中使用石灰性这一修饰词，则把它作为矿物学类型的亚型看待，它接在矿物学类型之后，用括号标出，如“细壤质的、混合型的（石灰性亚型）、中温的典型弱发育泞湿软土”。

4. 土壤温度级别 (Soil temperature classes)

所有土纲的土族都要用土壤温度状况定义命名，除非在比土族更高级的分类单元名称中已包含土壤温度状况。例如，对于冷冻性土类和冷凉亚纲，已包含有“冷性的”土壤温度状况，再在土族名称中使用“冷性的”一词就多余了。土壤温度状况用于假定未灌溉的情况下。

命名土族的土壤温度状况级别，在介绍诊断特性时，已经给予定义描述。

5. 其他描述定义土族的特性

除了上述者外，在特殊的土壤分类单元中还需要其他几种特性以便合理地将土系归纳为土族。这些特性中的某些似乎是合乎逻辑的土族区分标准。其他一些或许可应用于高级分类中，但有关它们的资料欠缺，现时用作土族的鉴别标准更为妥当。这些特性包括土壤深度、结持性、土壤坡度、（砂粒上的）包被、永久裂隙等。

(1) 土壤深度 (Depth of soil)

矿质土的所有土纲都可能在土族一级划分为“浅薄土”和“深厚土”两个类别。在有些土类中，以及在砂质的、石质的和类石质的亚类中，已对深度作了某些区分，但仍有一些其他土壤应按深度归纳土族。土壤深度的等级如下：

极薄的：诊断土层厚度 < 18 厘米，只用于冷冻土类中，而不用于永冻的亚类或新成土中。

浅薄的：以下两种深度被认为是浅薄的：

浅于 50 厘米深度出现根系限制层。用于除冷冻土类的永冻亚类和石质亚类以外的所有淋溶土、干旱土、新成土、始成土、软土、灰化土和老成土的土类，以及氧化土的石质的和石化铁质的亚类。应注意，除了氧化土以外，其他土纲的石质亚类中，土族名称不再使用“浅薄”一词，因为是多余的。

到根系限制层的深度 < 100 厘米。用于氧化土的土族名称。

(2) 土壤坡斜度 (Slope or shape of soil)

泞湿土类的土壤通常具有水平的或凹陷的地表。那里一年中某些季节土壤被地下水饱和。也有少数泞湿土类，虽处于水分很难停留的斜坡上，但受

或多或少的连续降雨和来自高处的渗入水影响而保持泞湿状态。还有极少数泞湿土类的坡地土壤是由于静水压力而保持泞湿水分状况。对于这些土壤尚未发现用何种稳定的形态特征来判别它是否溶解氧含量很低，但根据它们在景观中的位置，一般在野外是容易识别的。因此，设想在泞湿土类中，特别是在泞湿软土、泞湿氧化土和泞湿老成土中，应用土壤坡度作为土族的鉴别特征之一。对泞湿软土和泞湿老成土，使用《土壤调查手册》（美国土壤保持局，1951年颁布）中所规定的土壤坡度等级作为土族坡度级别是合适的。对于泞湿氧化土，如果坡度 $>8\%$ ，才在土族名称中使用坡度级别。其他土纲中，使用坡度级别作为土族的分异特性可能是必要的，但对于泞湿灰化土和漂白泞湿淋溶土，就不应使用坡度级别定义土族。对于泞湿土壤，如果在土族名称中没有坡度修饰词，就假定土壤是水平的。

（3）土壤结持性（Soil consistence）

土族以上的分类单元中，已将某些胶结层，如硬磐层作为鉴别特征，但并未使用胶结的灰化淀积层（铁磐）。为了不使一个土族既包括具有连续的浅薄的胶结层土壤，又包括不具有这种层次的土壤，将胶结的灰化淀积层作为土族的鉴别特征，特别是对于灰化土。灰化土中使用了以下结持性级别作为土族的分异特性：

铁磐型（Ortstein）：至少每单个土体（pedon）的一半以上湿润时，灰化淀积层全部或一部分弱度胶结为块状土层。

非胶结的：湿润时至少每单个土体中一半以上的灰化淀积层未被胶成大块状土层。

小体积胶结的弹丸或结核不应算作大块状胶结土层，以非胶结的看待。非胶结的灰化土，一般在土族名称中不加修饰词表示缺乏胶结作用，只有在胶结的灰化土的土族名称中才加修饰词“铁磐（Ortstein）”。

（4）（砂粒上的）包被级别 [Classes of coating (on sands)]

虽然在土族分类时已使用颗粒大小级别，但同一砂质的颗粒大小级别内存有变异性。用2%的持水摩尔量值作为砂质颗粒大小级别在土族水平上的分界，将石英砂新成土划分出两个级别：

有包被的：持水摩尔量 2% 。

无包被的：持水摩尔量 $<2\%$ ，张力为 0.5×10^5 帕时的持水量可以代替持水摩尔量。在无适用的水分张力的资料数据时，可以粉砂加粘粒的含量 5% 作为无包被的间接判定值。所用持水摩尔量应是控制层段中按厚度计的加权平均值。

“有包被的”和“无包被的”实际上反映了在砂质颗粒大小级别内，粉砂和粘粒含量的多少。

（5）永久裂隙级别（Classes of permanent cracks）

排水以后，水成泞湿新成土发生固结，并成为冲积泞湿新成土。在此过程中，土壤形成多面体，直径大致为12—50厘米，这取决于n值以及颗粒大小级别。这些多面体被宽度为2毫米到大于1厘米的裂隙所分割。虽然随着土壤水分含量的变化，这些多面体可能发生胀缩，但这些裂隙是永久性的，可持续几百年，甚至当土壤被耕种了以后也是如此。这些裂隙对于土壤中水分的垂直或侧向流动是重要的。对于具有相同的颗粒大小级别、矿物学类型和其他特征的土壤，有的有永久裂隙；有的则没有；或仅有季节性开闭的非永久性裂隙。所以用“裂隙的”这一修饰词在土族一级表示冲积泞湿新成土

中有此类裂隙的土壤。如果在土族名称上无此修饰词，则认为没有永久性的裂隙。

二、有机土土族的分异特性

有机土土族的分异特性有如下 5 个，并在定义土族名称时，按下列次序排列：1. 颗粒大小级别；2. 矿物学类型，包括湖积沉积物的性质；3. 反应类别；4. 土壤温度级别；5. 土壤深度级别。

1. 颗粒大小级别 (Particle - size classes)

颗粒大小级别仅用来定义命名有机土中有矿质底层的亚类的土族名称。分为碎屑的、砂质的、粗骨砂质的、壤质的、粗骨壤质的、粘质的和粗骨粘质的 7 个级别，它们的含义与矿质土土族中颗粒大小级别相同。它们用以描述有机土壤中矿质层的上部 30 厘米或控制层段的矿质层次部分(以较厚者为准)。

2. 矿物学类型 (Mineralogy classes)

根据土类或亚类的性质不同，可将有机土的矿物学类型分成三种：

(1) 铁质腐殖质的：控制层段中含有铁质腐殖质，它适用于除了水藓纤维质有机土以及其他土类的水藓质亚类以外的纤维质有机土、半分解有机土和高分解有机土。沼铁矿存在于某些有机土或有机土壤物质中，称为铁质腐殖物质。它是水化氧化铁与不同种类和数量的有机物混合后就地形成的沉积物。在有些地方，铁以大型的固结的集合体形式存在；而在另一些地方，它可能是分散的或软质的。其颜色通常是暗红棕色，常混有黑色，干时颜色稍有变化。氧化铁含量从 10% 到 > 20%。

铁质腐殖物质或者处于长时间（一年中 6 个月以上）水分饱和态，或处于人工排水的土壤中，其土层可以有机的或矿质的，但有机质含量至少 1%。铁质腐殖物质应有 > 2%（重量百分数）的铁质结核，结核的大小从最小 < 5 毫米到最大 100 厘米以上（以最大边长计）。

如以铁质腐殖物质命名土族，则不再用其他矿物学类型名词，因铁的存在被认为是土族的重要鉴别特征。

(2) 仅用于矿质底层亚类的土族名称修饰词：相同于命名矿质土壤土族的矿物学类型。

(3) 用于湖积亚类的修饰词：如果在控制层段内存在湖积物质，并且它们的厚度 5 厘米，又不含铁质腐殖物质，则用下列修饰词命名定义土族：

粪粒性土质的：存在由粪粒性组成的湖积物质。

硅藻土质的：存在由硅藻土组成的湖积物质。

灰泥质的：存在由灰泥组成的湖积物质。

3. 反应类别 (Reaction classes)

对于所有有机土的亚类，都用反应类别定义命名土族，有两个反应类别：弱酸性的：至少在控制层段内有机物质的某些部分，未风干土样的 pH 值 4.5 (用 0.01 摩尔/升的 CaCl_2 溶液处理)。

强酸性的：控制层段内所有有机物质的 pH < 4.5 (用 0.01 摩尔/升的 CaCl_2 溶液处理)。

4. 土壤温度级别 (Soil temperature classes)

定义有机土土族的土壤温度级别同于划分矿质土土族的土壤温度级别。但对于冷凉土类、冷冻土类和永冻的亚类的土族的划分，不再使用土壤温度级别。

5. 土壤深度级别 (Soil depth classes)

除了落叶性有机土亚纲以外，对于所有有机土的石质亚类，都使用土壤深度级别划分定义土族。这种规定是基于下述假设，即落叶性有机土的石质亚类在很浅的部位就出现石质接触界面，而其他有机土虽然在控制层段内也有石质接触界面，但它可能深达 160 厘米。

浅薄土族：在 18—50 厘米深度之间有石质接触界面。

极薄土族：用来反映与土壤温度无关的，浅于 18 厘米处出现的石质接触界面（在矿质土中，极薄土族仅限于冷冻土类中）。

第六节 土系的分异特性及其应用

土系是在一个土族内的差别。建立美国《土壤系统分类》之前，已建立了几千个土系，当时建立土系的标准也不很统一。但这些土系都是独立的，有它自己的一系列性质。《土壤系统分类》就是在认识这些土系的基础上，通过归纳、提取诊断层和诊断特性或分异特性，并应用于不同的分类阶层以划分土壤，形成系统分类各阶层上的分类单元。这是一种自下而上的归纳过程。一旦系统分类建立起来，就要应用这个分类体系去分类过去已建立的土系。这种自上而下的区分过程中，过去的一些土系被合并了；另一些被分割了；当然，大多数土系被保留下来。

划分土系所使用的分异特性有质地、结构、颜色等等其他在土族和土族以上各阶层未使用的分异特性，如果认为重要而又有必要的，都可在土系划分时作为分异特性，如有机质含量、砾石含量、结持性等等。

划分土系所使用的分异特性，也要应用于控制层段。土系的控制层段非常近似于土族的控制层段，但在几个重要方面是不同的。土族的颗粒大小、矿物学类型的控制层段的下界止于根系限制层，并且不考虑这些限制层的厚度，也不考虑深于 50 厘米但浅于 100 厘米出现的石质或类石质接触界面。在土系水平上区分土壤，主要根据控制层段内土壤性质上的差别，并且注意力应集中在发生土层上。如果发生土层不明显或薄，则应放在相应的疏松母质部分。

无论土壤有无发育完好的发生土层，在一个矿质土族内区别土系所考虑的控制层段如下：

(1) 对于冷冻土壤，从土壤表面到 100 厘米深度；到石质或类石质接触界面；或到夏至后两个月土温 0°C 的土层以下 25 厘米，控制层段的下界取上述三者中较浅者。

(2) 对于极浅的土壤，如果疏松母质层厚度 ≤ 36 厘米，从土表到石质或类石质接触界面。

(3) 对于所有其他矿质土壤，从 25 厘米深度到下述三个深度：

在 100 厘米深度内出现的石质或类石质接触界面。

如果诊断层与它下面的土层的厚度之和 < 100 厘米，但土壤物质（包括疏松的母质）厚度大于 100 厘米，则到 100 厘米深处。

如果诊断层和它下面的土层厚度之和，大于 100 厘米，而且出现在浅于 200 厘米深度处，则到它们的底界。

石质和类石质接触界面如在浅于 50 厘米深度出现，是作为亚类分异特性处理；如它们在 50—100 厘米深度间出现，就作为土系的分异特性；在土族分类时不考虑 50 厘米到 100 厘米深度间出现的石质或类石质接触界面。

第七节 最高级分类单元——土纲的检索

土纲、亚纲和土类检索中所提及的诊断层和诊断特性不包括埋藏土的性质（除全新世时期的有机碳、火山灰土壤特性和盐基饱和度外）。埋藏土的性质用在亚类、土族和土系级别作为鉴别性质。

一、土壤具有下列 2 个条件之一者为有机土 (Histosols)：

1. 有机土壤物质从表面向下延伸到下列深度之一：

(1) 石质或类石质接触界面之下 10 厘米或小于 10 厘米的深度（如有机土壤物质的厚度是石质或类石质接触界面之上的矿质土壤物质厚度的两倍以上）。

(2) 任何深度（如有机土壤物质之下即为石质、类石质接触界面或碎屑物质层，如砾石层、石块层、中砾石层等，而且这些碎屑物质层的裂隙中充满有机物质）。

2. 有机土壤物质的上界出现在土表至 40 厘米的深度内，并且具有下列 3 个条件。

(1) 具有下列厚度之一：

60 厘米厚（如 $\frac{3}{4}$ 的体积为苔藓纤维或湿容重 < 0.1 克/立方厘米）。

40 厘米厚 [有机土壤物质长时间 (> 6 个月) 被水分饱和或需人工排干；并且由高分解的或半分解的物质组成，或者由体积 $< \frac{3}{4}$ 的苔藓纤维物质或湿容重 0.1 克/立方厘米的物质所组成]。

(2) 具有满足下列两个条件的有机土壤物质：

不存在处于土表或者上界在土表至 40 厘米深度范围内厚达 40 厘米的矿质层。

在上部 80 厘米的土壤中，矿质层的累加厚度达不到 40 厘米。

(3) 土表下 60 厘米深度以内，35 厘米的层次不具有火山灰特性。

二、其他土壤中，在距地表或距有火山灰土壤特性的有机层的上界（两者取较浅者）60 厘米深度范围内，具火山灰土壤特性的亚层（无论埋藏与否）的累加厚度 35 厘米者，称为火山灰土 (Andisols)。

三、其他土壤中，不具有堆垫表层，但具有下列两个性质之一者，为灰化土 (Spodosols)：

1. 距地表 200 厘米深度范围内，出现灰化淀积层。

2. 出现一个除了厚度和累积指数以外，其他均符合灰化淀积层特性的薄铁磐，并且该薄铁磐层在脆磐、灰化淀积层或漂白层（该漂白层又位于脆磐之上）之上。

四、其他土壤中，具有下列性质之一者，为氧化土 (Oxisols)：

1. 具有氧化层，其上界位于土表以下 150 厘米的深度范围内，而且在此深度范围内，没有定义高岭层上界必需的粘粒含量增加条件。

2. 耕作混合以后，距地表 18 厘米范围内的土壤物质含粘粒 40%，并且在 150 厘米深度范围内出现氧化层的上界，或者出现满足氧化土关于可风化矿物条件的高岭层的上界。

五、其他土壤中，满足下列 4 个条件者，为变性土 (Vertisols)：

1. 土表至 50 厘米深度范围内，没有石质或类石质接触界面、石化钙积层或硬磐。

2. 由于犁耕等，上部 18 厘米的土壤被混合后，至 50 厘米深度范围内的各亚土层的粘粒含量 30%。

3. 除非进行灌溉或耕作，多数年份的某个时期，在 50 厘米深度处出现裂隙。这裂隙至少 1 厘米宽，并一直向上延伸到土表或到耕作层的底部或到结壳表层。

4. 具有下列性质的一个或几个：

(1) 粘土微地形。

(2) 25 厘米至 100 厘米深度之间的某深度处，滑擦面紧密交错。

(3) 25 厘米至 100 厘米深度之间的某深度处，楔形结构团聚体的长轴与水平成 10° 到 60° 角。

六、其他土壤中，具有淡色表层或人工松软表层，并且具有下列性质之一者，为干旱土 (Aridisols)：

1. 不具有淀积粘化层或碱化层，但是具下述特性之一：

(1) 在一些年份的一个月或几个月中，地表以下 100 厘米深度范围内，水分饱和，并且有一积盐层。该积盐层的上界出现在地表以下 75 厘米的深度范围内。

(2) 具有：石化钙积层、钙积层、石膏层、石化石膏层、锥形层或硬磐，这些土层中的一个或几个。它们的上界在土表以下 100 厘米深度范围内出现，并且具有干旱水分状况。

2. 具有淀积粘化层或碱化层，并且具有干旱水分状况；以及干时既不呈大块状又不坚硬或极坚硬的表土层。

七、其他土壤中，具有中温、恒中温或更温暖的土壤温度状况；不具有漂白物质舌状延伸进淀积粘化层纵深达 50 厘米的特征，如果 20—200 微米粒级的土壤物质含可风矿物 $> 10\%$ ，且具有下列两个条件之一者，为老成土 (Ultisols)：

1. 具有淀积粘化层或高岭层，而无脆磐，并且在下列深度内，盐基饱和度 (以阳离子总量计) $< 35\%$

(1) 如果淀积粘化层或高岭层的某一部分的色调为 5YR 或更黄，或湿态亮度 4，或干态亮度比湿态亮度高一个单位，取下列深度中最浅者：

淀积粘化层或高岭层的上界之下 125 厘米；

土表以下 180 厘米；

紧接在石质或类石质界面之上。

(2) 如果淀积粘化层或高岭层具有另外的颜色，或表土层通体颗粒大小级别是砂质的或粗骨砂质的，则在淀积粘化层上界之下 125 厘米和土表之下 180 厘米两者之中取最浅者，或者在石质或类石质接触界面之上 (如果此界面出现更浅)。

2. 具有下述脆磐：

(1) 符合淀积粘化层或高岭层的所有条件，或在某部分有 > 1 毫米厚的粘粒胶膜，或处在淀积粘化层或高岭层之下。

(2) 在脆磐上界之下 75 厘米深度处，或紧接在石质或类石质接触界面之上 (两深度中取较浅者)；盐基饱和度 (以阳离子总量计) $< 35\%$ 。

八、其他土壤中，具有下列两个条件者，为软土 (Mollisols)

1. 具备条件 (1) 或 (2)：

(1) 一个松软表层。

(2) 土壤上部 18 厘米深度被混合以后，除厚度外，其他均符合松软表层的条件。此外，在淀积粘化层、高岭层或碱化层中有 > 7.5 厘米厚的上部亚表层，该亚表层满足松软表层关于颜色、有机碳含量、盐基饱和度和结构等方面的条件，但它被漂白层同表层隔开。

2. 在下列深度范围内，盐基饱和度 50% (NH₄OAc 法)：

(1) 如果存在淀积粘化层、高岭层或碱化层，则从这些诊断层的上界到 125 厘米深度处；或从土表到 180 厘米深度处；或者从土表到石质或类石质接触界面处，以上三者之中取深度最小者。

(2) 如果无淀积粘化层、高岭层或碱化层，则从土表到 180 厘米深度或到石质或类石质接触界面（取最浅者）。

九、其他土壤中，具有下列条件 1 或条件 2 者，为淋溶土 (Alfisol)：

1. 具有淀积粘化层、高岭层或碱化层，但无脆磐。

2. 具有下述条件之一的脆磐；

(1) 在淀积粘化层或高岭层之中或之下。

(2) 符合淀积粘化层或高岭层的所有条件。

(3) 某部位有厚度 > 1 毫米的粘粒胶膜。

十、其他土壤中，距地表 50 厘米深度范围内，无硫化物物质；矿质土表以下 20 厘米深度到 50 厘米深度之间，一个或一个以上的亚土层的 n 值 0.7，粘粒含量 < 8%，并且具下列 6 个条件中的一个或一个以上者，为始成土 (Inceptisol)：

1. 具有暗色表层、松软表层、有机表层（或是矿质的或是有机的）或厚熟表层。

2. 具有雏形层，或者同时具有泞湿水分状况和永冻层。

3. 土表至 100 厘米深度内存在钙积层、石化钙积层、石膏层、石化石膏层、薄铁磐层或硬磐。

4. 有一脆磐层，或在 150 厘米深度到 200 厘米深度之间出现氧化层的上界。

5. 有一含硫层，其上界出现在土表至 50 厘米深度间。

6. 上部 50 厘米土体的一半或一半以上，钠吸附比 13 (或钠饱和度 15%)；50 厘米以下，钠吸附比 (或钠饱和度) 降低；并且当一年中土壤任何部位都不冻结时的某段时期，在 100 厘米深度出现地下水。

十一、其他土壤为新成土 (Entisol)。

第八节 有机土的亚纲检索

一、有机土中，大雨后水分饱和从不超过数天，并且同时具有下列两项条件者，为落叶性有机土（Folists）：

1. 土表至 100 厘米深度间有一石质或类石质接触界面；或者每单个土体的一半或一半以上，具有碎屑物质，碎屑间隙中全部或部分地填充着有机物质；或两者皆有。

2. 由水藓纤维物质组成的有机物质的厚度不到 3/4。

二、其他有机土中，具有下列条件者，为纤维质有机土（Fi-brists）：

1. 如果中层层段除了有一个或几个薄矿质层外，全是有机质的，则该中层层段主要为纤维质；或在中层层段深度界线以内有一连续的 40 厘米厚度的矿质层，则表层层段和中层层段的有机部分应主要是纤维质的。

2. 具有一上覆层，其体积的 3/4 或更多由水藓纤维组成，该层位于表层层段或中层层段深度界线内出现的石质接触界面、类石质接触界面、碎屑物质、矿质土壤，或冻结物质层，任一种之上。

3. 无上界位于土表到 50 厘米范围内的含硫层，并且土表至 100 厘米深度之间无硫化物质。

三、其他有机土中，具有下列条件者，为半分解有机土（He - mists）：

1. 若中层层段除了有一个或一些薄矿质层外，全是有机物质，则有机物质主要是半分解的；若在中层层段的深度界线内开始有一厚度 40 厘米的连续的矿质层，则表层层段和中层层段的有机物质部分主要是半分解的。

2. 具有上界位于土表至 50 厘米范围内的含硫层，或土表至 100 厘米范围内具有硫化物质。

四、其他有机土为高分解有机土（Saprists）。

根据土壤温度状况（和所处纬度有关），有机物质的性质（如水藓）和有无含硫层等，可再将亚纲划分为土类、如水藓纤维有机土、冷冻纤维有机土、冷性纤维有机土、热性纤维有机土等等，限于篇幅，不作详细介绍。

第九节 火山灰土的亚纲检索

火山灰土是美国土壤系统分类中新独立出来的土纲，其亚纲的检索如下。

一、火山灰土中，具有有机表层；或一年中某些时段呈饱和（水分）状态并发生还原作用，从而造成在矿质土表面以下 50 厘米以内或在具有火山灰土壤特性的有机层上界以下 50 厘米之内（二者之中取较浅者），出现下列形态特性之一或一个以上者，（除非灌溉后，这些形态特性在 40 厘米深度以上出现）为泞湿火山灰土（Aquands）：

1. 氧化还原作用形成的铁锰结核等团聚体的含量 2%（体积）。

2. 结构体面上，如无结构体存在，则在除湿态亮度 3 的土层外的土壤基质中，湿态彩度 2 占主要部分。

3. 含有足量的两价铁，造成非灌溉时的某些时间产生氧化作用，两价铁可在田间测试出来。

二、其他火山灰土中，具有冷冻或永冻土壤温度状况者，为冷冻火山灰土（Cryands）。

三、其他火山灰土中，具有干旱水分状况者，为干旱火山灰土（Torrands）。

四、其他火山灰土中，具有夏旱水分状况者，为夏旱火山灰土（Xerands）。

五、其他火山灰土中，从矿质土表到 60 厘米深度之内或在具有火山灰土壤特性的有机层上界以下 60 厘米之内（二者中取较浅者），有一厚度 35 厘米的土层。其整体风干土样在 15×10^5 帕张力下，水分含量 $< 15\%$ ；未风干土样在 15×10^5 帕张力下，水分含量 $< 30\%$ ，此为玻璃质火山灰土（Vitrandes）。

六、其他火山灰土中，具有半干润水分状况者，为半干润火山灰土（Ustands）。

七、其他火山灰土为湿润火山灰土（Udands）。

根据是否具有薄铁磐层、硬磐层、黑色表层、有机表层、石质接触界面等以及火山灰物质组成，再将火山灰土各亚纲，按分异特性逐级累积的原则，划分成土类、亚类。我国火山灰土分布极少，土类、亚类的划分检索不再介绍。

第十节 灰化土的亚纲检索

一、灰化土中，具有泞湿水分状况，或由人工排水，并具有与水湿相联系的下列特性之一或一个以上者，为泞湿灰化土（Aquods）：

1. 具有有机表层。
2. 漂白层中或在灰化淀积层中出现斑纹。
3. 漂白层中出现硬磐。

4. 如果不存在游离铁和锰；或在上部灰化淀积层的湿态亮度 < 4 的情况下：灰化淀积层（湿态亮度 > 4 ）之中或之下的单个粉粒和砂粒上没有氧化铁包膜，则可有任何颜色；或者紧接着灰化淀积层以下的物质中，具有铁质的或锰质的细斑纹或中斑纹。

5. 脆磐或灰化淀积层或漂白层（该漂白层之下即是灰化淀积层）之上，但并非在灰化淀积层之内，有一薄铁磐层。

二、其他灰化土中，灰化淀积层的所有亚层的游离铁（连二亚硫酸盐-柠檬酸盐法）与碳的元素比 > 6 ，此为铁质灰化土（Fer-rods）。

三、其他灰化土中，在每单个土体的一半以上出现一个灰化淀积层的亚层，其游离铁与碳的元素比 < 0.2 ，此为腐殖质灰化土（Humods）。

四、其他灰化土为正常灰化土（Orthods）。

由上述检索可以看出，除泞湿灰化土亚纲是根据水分状况定义外，其他三个亚纲的区别在于灰化淀积层中淀积物质的组成，如灰化淀积层中以氧化铁的淀积为主，则为铁质灰化土；如以腐殖质淀积为主，则为腐殖质灰化土；而正常灰化土处于两者之间。

“正常”（Orthic）一词在美国土壤系统分类中，作为构词元素用于亚纲，指该土纲中分布较为广泛的土壤，如正常灰化土是经验里最为常见的灰化土。

另外值得指出的是美国土壤系统分类中，设“强发育”（Pale）土类、“弱发育”（Hapl）土类和“典型的”（Typic）亚类。设立“强发育”土类是为了将年龄非常大、或剖面发育程度非常高的土壤归集在一起。例如淋溶土与老成土中具有深厚的淀积粘化层者为强发育土类；干旱土中具有石化钙积层的为强发育土类；氧化土中粘粒的阳离子交换量极低者为强发育土类等等。“弱发育”意思是“简单的”。弱发育土类是描述将这个土壤放进某个土纲和亚纲中，要求的发生层（诊断层）数目最少的土类。它们可以是最广泛分布的，也可以不是，“弱发育”一词仅仅代表有最少的发生层。“典型”亚类是根据土类之间的关系而定义的，可能不是最广泛分布的，很多情况下，反而是相对不广泛的。设立典型亚类是为了使过渡亚类和额外亚类的定义具有较简单的命名。

第十一节 氧化土的亚纲和土类检索

氧化土是热带地区富铁铝高度风化的土壤。但热带地区的土壤并非全是氧化土，过去划分为砖红壤的土壤中，有相当多不具有氧化层，不能归入氧化土。氧化土的亚纲检索如下：

氧化土中，大多数年份每年有 30 天土表以下 30 厘米深度内被水饱和或是经人工排干，并且具有下列条件中的一个或一个以上者，为泞湿氧化土 (Aquox)：

1. 有机表层。

2. 土表至 50 厘米深度范围内，不具有斑纹或斑纹不明显，紧接表层之下的土层的湿态亮度 3，彩度 2。

3. 土表至 50 厘米深度范围内有明显的斑纹或斑纹占主要部分，紧接表层之下土层的 50% 或 50% 以上的湿态亮度 3，彩度 2，色调为 2.5Y 或更黄。

其他氧化土中，具有干旱土壤水分状况者，为干旱氧化土 (Torrox)。

其他氧化土中，具有半湿润土壤水分状况者，为半湿润氧化土 (Ustox)。

其他氧化土中，具有常湿润土壤水分状况者，为常湿润氧化土 (Perox)。

其他氧化土为湿润氧化土 (Udox)。

一、泞湿氧化土的土类检索

泞湿氧化土中，土表至 150 厘米深度之间某部分氧化层，具有表现 ECEC < 1.50 厘摩尔/千克粘土，并且 pH 值 ≤ 5.0 (1 摩尔/升 KCl 溶液) 者，为酸性泞湿氧化土 (Acraquox)。

其他泞湿氧化土中，土表至 125 厘米深度间出现一个呈连续相的聚铁网纹体者，为聚铁网纹泞湿氧化土 (Plinthaquox)。

其他泞湿氧化土中，土表至 125 厘米深度间所有部分的盐基饱和度 (NH_4OAc 法) $> 35\%$ 者，为饱和泞湿氧化土 (Eutraquox)。

其他泞湿氧化土为弱发育泞湿氧化土 (Haplaquox)。

二、干旱氧化土的土类检索

干旱氧化土中，土表至 150 厘米深度间氧化层的某部分，具有 < 1.5 厘摩尔/千克粘粒的表现 ECEC，并且 pH 值 (1 摩尔/升 KCl 溶液) ≤ 5.0 者，为酸性干旱氧化土 (Acrotorrox)。

其他干旱氧化土中，土表至 125 厘米深度间所有部分的盐基饱和度 (NH_4OAc 法) $> 35\%$ 者，为饱和干旱氧化土 (Eutrotorrox)。

其他干旱氧化土为弱发育干旱氧化土 (Haplotorrox)。

三、半湿润氧化土的土类检索

半湿润氧化土中，土表至 150 厘米深度间出现腐殖质淀积层者，为腐殖质淀积半湿润氧化土 (Sombriustox)。

其他半湿润氧化土中，土表至 150 厘米深度间，氧化层或高岭层的某部分的表观 ECEC < 1.5 厘摩尔/千克粘粒，并且其 pH 值 (1 摩尔/升 KCl 液) ≤ 5.0 者，为酸性半湿润氧化土 (Acrustox)。

其他半湿润氧化土中，土表至 125 厘米深度间所有部分的盐基饱和度 (NH_4OAc 法) $> 35\%$ 者，为饱和半湿润氧化土 (Eustrustox)。

其他氧化土中，表层 18 厘米被混合后，其粘粒含量 $> 40\%$ ，并且在土表至 150 厘米深度间出现高岭层的上界者，为高岭半湿润氧化土

(Kandiustox)。

其他氧化土为弱发育半湿润氧化土 (Haplustox)。

四、常湿润氧化土的土类检索

常湿润氧化土中，土表至 150 厘米深度间出现腐殖质淀积层者，为腐殖质淀积常湿润氧化土 (Sombriperox)。

其他常湿润氧化土中，土表至 150 厘米深度间，氧化层或高岭层的某部分的表现 $ECEC < 1.50$ 厘摩尔/千克粘粒，并且 pH 值 (1 摩尔/升 KCl 溶液) 5.0 者，为酸性常湿润氧化土 (Acroperox)。

其他常湿润氧化土中，土表至 125 厘米深度间所有部分的盐基饱和度 (NH_4OAc 法) $> 35\%$ 者，为饱和常湿润氧化土 (Eutroperox)。

其他常湿润氧化土中，表层 18 厘米被混合后，其粘粒含量 $> 40\%$ ，并且在土表至 150 厘米深度间出现高岭层的上界者，为高岭常湿润氧化土 (Kandiperox)。

其他常湿润氧化土为弱发育常湿润氧化土 (Haploperox)。

五、湿润氧化土的土类检索

湿润氧化土中，土表至 150 厘米深度间出现腐殖质淀积层者，为腐殖质淀积湿润氧化土 (Sombriudox)。

其他湿润氧化土中，土表至 150 厘米深度间，氧化层或高岭层的某部分的表现 $ECEC < 1.50$ 厘摩尔/千克粘粒，并且其 pH 值 (1 摩尔/升 KCl 溶液) 5.0 者，为酸性湿润氧化土 (Acrudox)。

其他湿润氧化土中，土表至 125 厘米深度间所有部分的盐基饱和度 (NH_4OAc 法) $> 35\%$ 者，为饱和湿润氧化土 (Eutrudox)。

其他湿润氧化土中，表土 18 厘米被混合后，粘粒含量 $> 40\%$ ，并且在土表至 150 厘米深度间出现高岭层的上界者，为高岭湿润氧化土 (Kandiudox)。其他湿润氧化土为弱发育湿润氧化土 (Hapludox)。

第十二节 变性土的亚纲检索

变性土是一种含有大量胀缩性粘粒的土壤，过去称为“黑粘土”。其亚纲的检索如下：

一、变性土中，具有热性、中温性或冷性土壤温度状况。除受灌溉者外，土壤的裂隙每年开、闭一次。且 10 年中有 7 年以上，夏至后 90 天内裂隙连续开裂时间 ≥ 60 天；而冬至后 90 天内裂隙连续闭合时间 ≥ 60 天。此类土壤为夏旱变性土 (Xererts)。

二、其他变性土中，除受灌溉者外，多数年份中，当 50 厘米深处土温稳定通过 8 后，裂隙连续闭合时间 < 60 天，或者终年开裂。此为干旱变性土 (Torreerts)。

三、其他变性土中，多数年份中裂隙每年开闭一次或多次，且累积开裂天数不超过 90 天。此为湿润变性土 (Uderts)。

四、其他变性土为半干润变性土 (Usterts)。

变性土土类的划分是根据单个土体的一半以上的上部 30 厘米土层的某部分具有的彩度状况。如湿态彩度 ≥ 2 ，则为“艳色”土类 (Chrom)；如湿态彩度 < 2 ，则为“浊色”土类 (Pell)。夏旱变性土、半干润变性土和湿润变性土都分别划分出艳色的和浊色的两个土类，而干旱变性土未划分土类，仅划分了亚类。

第十三节 干旱土的亚纲和土类检索

干旱土只划分出两个亚纲，其一是具有淀积粘化层或碱化层的干旱土，称粘淀干旱土 (Argids)；另一个称为正常干旱土 (Orthids)。

一、粘淀干旱土的土类检索

粘淀干旱土中，淀积粘化层之下有一硬磐，并且无碱化层者，为硬磐粘淀干旱土 (Durargids)。

其他粘淀干旱土中，在碱化层以下有一硬磐者，为碱化硬磐粘淀干旱土 (Nadurargids)。

其他粘淀干旱土中，有一碱化层但无石化钙积层者，为碱化粘淀干旱土 (Natrargids)。

其他粘淀干旱土中，土表至 50 厘米深度间无石质或类石质接触界面，有一石化钙积层，或者有一淀积粘化层。该淀积粘化层的某些部位的粘粒含量 35%，并具有下列特性之一者：为强发育粘淀干旱土 (Paleargids)

1. 淀积粘化层上界向下 25 厘米的垂直距离内，绝对粘粒含量增加 15%；

2. 如果是耕种土壤，而且 A_p 层的下界就是淀积粘化层的上界，绝对粘粒含量增加 10%；

其他粘淀干旱土为弱发育粘淀干旱土 (Haplargids)。

二、正常干旱土的土类检索

正常干旱土中，具有上界位于土表至 75 厘米深度范围内的积盐层，大多数年份一个月或一个月以上的时间 100 厘米土体内被水分饱和或需人工排水，并且无上界位于土表至 100 厘米深度间的硬磐。此为积盐正常干旱土 (Salorthids)。

其他正常干旱土中，在土表至 100 厘米深度范围内出现石化钙积层，并且该层之上无硬磐。此为强发育正常干旱土 (Paleorthids)。

其他正常干旱土中，土表至 100 厘米深度间出现硬磐的上界者，为硬磐正常干旱土 (Durorthids)。

其他正常干旱土中，有一石膏层或石化石膏层，其上界位于土表至 100 厘米深度间者，为石膏正常干旱土 (Gypsiorthids)。

其他正常干旱土中，有一钙积层，其上界位于土表至 100 厘米深度间；如果土壤质地不粗或不粗于壤质细砂土，则在上部土体 18 厘米被耕翻混合后，钙积层之上的所有部分均呈石灰性反应。此为钙积正常干旱土 (Calciorthids)。

其他正常干旱土 (具有雏形层)，为雏形正常干旱土 (Camborthids)。

第十四节 老成土的亚纲和土类检索

老成土是森林植被下高度淋洗的贫盐基的湿润热带或亚热带地区的土壤，其亚纲的检索如下：

老成土中，在年中某时期被水饱和，或者由人工排干，具有与水湿相联系的特性，即斑纹、直径 > 2 毫米的铁锰结核；或紧接着搓碎后湿态亮度 3 的 A_p 层或 A 层之下的土壤物质的湿态彩度 2。并具有下述 3 个条件中的一个或几个者为泞湿老成土 (Aquults)：

1. 自然结构体表面包被物或结构体内部斑纹的湿态主彩度 2 或淀积粘化层、高岭层之一的土壤基质部分的主要彩度 2，而斑纹彩度较高（若由于母质的原因使色调比 10YR 更红，且用柠檬酸盐-连二亚硫酸盐抽提后，红色不褪，低彩度条件可以不计）。

2. 自然结构体表面，或者淀积粘化层、高岭层之一的土壤基质中，湿态彩度 1。

3. 淀积粘化层或高岭层的基质的主色调为 2.5Y 或 5Y；斑纹明显或突出；具热性或恒热性土壤温度状况，或较此更温热的恒温状况。

其他老成土中，具下述两个条件或其中之一者为腐殖质老成土 (Humults)：

1. 上部 15 厘米的淀积粘化层或高岭层的有机碳含量 0.9%。

2. 除可能出现的 0 层外，自矿质土土表至 100 厘米深度，方圆 1 平方米的土壤物质含有机碳 12 公斤。

其他老成土中，具湿润土壤水分状况者，为湿润老成土 (Udults)。

其他老成土中，具半干润土壤水分状况者，为半干润老成土 (Ustults)。

其他老成土中，具夏旱土壤水分状况者，为夏旱老成土 (Xerults)。

一、泞湿老成土的土类检索

泞湿老成土中，具有形成连续相的聚铁网纹体，或聚铁网纹体占了土表至 150 厘米深度间某亚层基质一半以上者，为聚铁网纹泞湿老成土 (Plinthaquults)。

其他泞湿老成土中，有一脆磐，并且如果聚铁网纹体占了某亚层体积 5% 或 5% 以上，脆磐的上界在土表至 100 厘米深度间者，为脆磐泞湿老成土 (Fragiaquults)。

其他泞湿老成土中，淡色表层或漂白层同淀积粘化层或高岭层之间存在质地突变，并且淀积粘化层或高岭层导水性差者，为漂白泞湿老成土 (Albaquults)。

其他泞湿老成土中具有下列 3 个条件者为高岭泞湿老成土 (Kandiaquults)：

1. 淀积粘化层或高岭层的主要部分或其上部 100 厘米的主要部分（若该层厚度 > 100 厘米），CEC 16 厘摩尔/千克粘粒（1 摩尔/升 NH₄OAc 法，pH7 时）并且 ECEC 12 厘摩尔/千克粘粒（pH7 时用 1 摩尔/升 NH₄OAc 浸提的盐基总量加 1 摩尔/升 KCl 浸提的 Al）。

2. 土表至 150 厘米深度间，没有石质、类石质或石化铁质接触界面。

3. 具有这样的粘粒分布：土表至 150 厘米深度间，粘粒含量自其最高值下降的幅度 $< 20\%$ ，或者是在减少幅度 $> 20\%$ 的土层中，自然结构体面上的骨骼颗粒膜至少占该层体积的 5% ，而且该层以下的土层，粘粒绝对量至少增加 3% 。

其他泞湿老成土中，淀积粘化层或高岭层的主要部分或其上部 100 厘米的主要部分（若该层厚度 > 100 厘米），CEC 16 厘摩尔/千克粘粒，ECEC 12 厘摩尔/千克粘粒。此为高岭弱发育泞湿老成土（Kanhaplaquults）。

其他泞湿老成土中，土表至 150 厘米深度间，没有石质、类石质或石化铁质接触界面，并且粘粒含量从其最高值下降的幅度 $< 20\%$ ，或者在粘粒含量减少 $> 20\%$ 的土层中，自然结构体表面具有的骨骼颗粒膜至少占该层体积的 5% ，且在该层之下，粘粒绝对含量至少增加 3% ，此为强发育泞湿老成土（Paleaquults）。

其他泞湿老成土中，具有淡色表层者为淡色泞湿老成土（Ochraquults）。

其他泞湿老成土中，具有暗色表层或松软表层者为暗色泞湿老成土（Umbraquults）。

二、腐殖质老成土的土类检索

腐殖质老成土中，土表至 100 厘米深度间具有腐殖质淀积层者为腐殖质淀积腐殖质老成土（Sombrihumults）。

其他腐殖质老成土中，具有形成连续相的聚铁网纹体或者聚铁网纹体占据土表至 150 厘米深度间某亚层体积的 50% 以上者，为聚铁网纹腐殖质老成土（Plinthohumults）。

其他腐殖质老成土中，具有下列 3 个条件者为高岭腐殖质老成土（Kandihumults）：

1. 淀积粘化层或高岭层的主要部分或其上部 100 厘米的主要部分（若它们的厚度大于 100 厘米），CEC 16 厘摩尔/千克粘粒，并且 ECEC 12 厘摩尔/千克粘粒。

2. 土表至 150 厘米深度间，没有石质、类石质或石化铁质接触界面。

3. 具有下述粘粒分布：土表至 150 厘米深度间，粘粒含量自其最高值下降的幅度 $< 20\%$ ；或者在其减少幅度 $> 20\%$ 的土层中，自然结构体面上的骨骼颗粒膜至少占该层体积的 5% ，而且该层以下的土层，粘粒绝对量至少增加 3% 。

其他腐殖质老成土中，淀积粘化层或高岭层的主要部位，或其上部 100 厘米的主要部分（若它们的厚度大于 100 厘米），CEC 16 厘摩尔/千克粘粒，ECEC 12 厘摩尔/千克粘粒。此为高岭弱发育腐殖质老成土（Kanhaplohumults）。

其他腐殖质老成土中，土表至 150 厘米深度间，粘粒含量从其最大值下降的幅度 $< 20\%$ ；或者在其减少幅度 $> 20\%$ 的土层中，结构体面上的骨骼颗粒膜至少占该层体积的 5% ，此层以下粘粒绝对含量至少增加 3% 。此为强发育腐殖质老成土（Palehumults）。

其他腐殖质老成土为弱发育腐殖质老成土（Haplohumults）。

三、湿润老成土的土类检索

湿润老成土中，土表至 150 厘米深度间，聚铁网纹体形成连续相，或占了某亚层体积的 50% 以上。此为聚铁网纹湿润老成土（Plinthudults）。

其他湿润老成土中，在淀积粘化层或高岭层之中或之下有一脆磐者，为脆磐湿润老成土 (Fragiudults)。

其他湿润老成土中，具有象其他老成土亚纲中定义高岭土类所使用的 3 条性质者，为高岭湿润老成土 (Kandiudults)。

其他湿润老成土中，具有象其他老成土亚纲中定义高岭弱发育土类所用性质者，为高岭弱发育湿润老成土 (Kanhapludults)。

其他湿润老成土中，具有象其他老成土亚纲中定义强发育土类所用性质者，为强发育湿润老成土 (Paleudults)。

其他湿润老成土中，具有以下两条件者为暗红色湿润老成土 (Rhodudults)：

1. 表层所有部分的湿态亮度 ≥ 3 。

2. 淀积粘化层的干态亮度 < 5 ，但不比其湿态亮度高一个单位。

其他湿润老成土为弱发育湿润老成土 (Hapludults)。

四、半干润老成土的土类检索

半干润老成土中，土表至 150 厘米深度间，具有形成连续相的聚铁网纹体或聚铁网纹体占了某亚层体积的一半以上者，为聚铁网纹半干润老成土 (Plinthustults)。

其他半干润老成土中，具有象其他老成土亚纲中定义高岭土类的性质者，为高岭半干润老成土 (Kandiustults)。

其他半干润老成土中，具有象其他老成土亚纲中定义高岭弱发育土类的性质者，为高岭弱发育半干润老成土 (Kanhaplustults)。

其他半干润老成土中，具有象其他老成土亚纲中定义强发育土类的性质者，为强发育半干润老成土 (Paleustults)。

其他半干润老成土中，具有象湿润老成土亚纲中定义暗红色土类的性质者，为暗红色半干润老成土 (Rhodustults)。

其他半干润老成土为弱发育半干润老成土 (Haplustults)。

五、夏旱老成土的土类检索

夏旱老成土中，有一淀积粘化层，该层上部 50 厘米土体中 20—200 微米粒级可风化矿物含量 $< 10\%$ ；其粘粒分布是：土表至 150 厘米深度间，粘粒含量从最高量下降的幅度不大于 20%，且在粘粒含量低于最高值的土层中，结构体上有骨骼颗粒膜，或具有占体积 5% 的聚铁网纹体者，为强发育夏旱老成土 (Palexerults)。其他夏旱老成土为弱发育夏旱老成土 (Haploxerults)。

第十五节 软土的亚纲和土类检索

软土几乎都是在草地植被下形成的。其共同特征是具有深厚、暗色、结构性好的松软表层。软土的亚纲检索如下：

软土中具有所有下列三条特征者，为漂白软土（Alboils）：

1. 紧接松软表层之下有一漂白层，或有一符合松软表层全部条件的、若干土层分开的漂白层。

2. 有一淀积粘化层或碱化层。

3. 漂白层的彩度 2，或在漂白层、淀积粘化层或碱化层中具有与潮湿有关的特性，即有斑纹或有大于 2 毫米的铁锰结核，或二者都有。

其他软土中，具有泞湿水分状况，或由人工排水，且具有下列一个或一个以上与泞湿有关的特性者，为泞湿软土（Aquolls）：

1. 松软表层上覆一有机表层。

2. 松软表层上部钠吸附比 13（或钠饱和度 15%），或剖面 50 厘米深度以下钠吸附比（或钠饱和度）随深度增加而降低。

3. 有下列湿态颜色的组合特征之一者：

（1）如果松软表层下部的彩度 1，且具有如下二项之一：

松软表层下部有明显或突出的斑纹。

紧接松软表层之下，或者自地表至 75 厘米深度间（若该深度内有一钙积层插入）湿态颜色亮度 4，并具有如下数项之一：（a）如果色调为 10YR 或更红，且又存在斑纹，则自然结构体表面或土壤基质中彩度 < 1.5 ；如无斑纹，则彩度 < 1 ；（b）如果色调最接近 2.5Y，且具有明显或突出的斑纹，则自然结构体表面或基质中彩度 2；如无斑纹，则彩度 1；（c）如果色调最接近 5Y，或更黄，并有明显或突出的斑纹，则自然结构体表面或其基质中彩度 3；如无斑纹，则彩度 1；（d）色调比 10Y 更蓝或颜色为中色；（e）颜色起因于未包被的矿物颗粒。

（2）如果松软表层下部彩度 > 1 而不 > 2 ，并具有下列二项之一：

松软表层下部具明显的或突出的斑纹。

紧接松软表层之下的土壤基本颜色具有如下一项或一项以上性质：

（a）亮度为 4，彩度为 2，还有一些斑纹，其亮度 4，而彩度 < 2 ；（b）亮度 5，彩度 2，还有一些斑纹，其彩度更高；（c）亮度为 4，彩度 < 2 。

4. 有一钙积层或石化钙积层其上界出现于土表至 40 厘米深度范围间。

其他软土中，具有下列全部特性者为黑色石灰软土（Rendolls）：

1. 具有一厚度 50 厘米的松软表层。

2. 无淀积粘化层。

3. 无钙积层。

4. 松软表层内或紧接松软表层之下，包括直径 < 7.5 厘米的粗岩石碎片在内的土壤物质含 CaCO_3 量 40%。

5. 有一湿润水分状况或冷冻温度状况。

其他软土中，具夏旱水分状况或一接近夏旱状况的干旱水分状况，但不具冷冻温度状况者，为夏旱软土（Xerolls）

其他软土中，具有冷性、冷冻或永冻温度状况者，为冷凉软土（Borolls）。

其他软土中，具有半干润水分状况或接近半干润水分状况的干旱水分状况者，为半干润软土（Ustolls）。

其他软土为湿润软土 (Udolls)。

一、漂白软土的土类检索

漂白软土中，具有碱化层者，为碱化漂白软土 (Natralbolls)。

其他漂白软土为粘淀漂白软土 (Argialbolls)。

二、泞湿软土的土类检索

泞湿软土中，具有冷冻或永冻温度状况者，为冷冻泞湿软土 (Cryaquolls)。

其他泞湿软土中，具有一硬磐其上界出现在土表至 100 厘米深度间者，为硬磐泞湿软土 (Duraquolls)。

其他泞湿软土中，具有碱化层者，为碱化泞湿软土 (Natr-aquolls)。

其他泞湿软土中，具有钙积层或石膏层。它们的上界在土表至 40 厘米深度间出现，并且不具有淀积粘化层 (除非淀积粘化层是一埋藏层)。此为钙积泞湿软土 (Calciaquolls)。

其他泞湿软土中，具有淀积粘化层者，为粘淀泞湿软土 (Argiaquolls)。

其他泞湿软土为弱发育泞湿软土 (Haplaquolls)。

三、夏旱软土的土类检索

夏旱软土中，土表至 100 厘米深度间出现硬磐者，为硬磐夏旱软土 (Durixerolls)。

其他夏旱软土中，具有碱化层，但不具有上界出现在土表至 150 厘米深度间的石化钙积层者，为碱化夏旱软土 (Natrixerolls)。

其他夏旱软土中，具有一上界出现在土表至 150 厘米深度间的石化钙积层，或具有一淀积粘化层，该淀积粘化层具有下述特性的一项或两项者为强发育夏旱软土 (Palaxerolls)：

1. 其粘粒含量的垂直分布是，自土表至 150 厘米深度范围内，粘粒含量从其最大值往下降低不足 20%，且具有下述一项或两项特性：

(1) 土壤基质色调比 10YR 更红，彩度 > 4。

(2) 一般粗斑纹的色调为 7.5YR 或更红，或彩度 > 5，或一者兼有之。

2. 其上部的颗粒大小级别为粘质，且在垂直距离 7.5 厘米内，绝对粘粒含量最少增加 20%；或距其上界垂直 2.5 厘米距离内，绝对粘粒含量最少增加 15%；且自土表至 50 厘米深度范围内无石质或类石质接触界面。

其他夏旱软土中，具有上界出现在土表至 150 厘米深度间的钙积层或石膏层；土体上部 18 厘米被混合后，钙积层或石膏层以上的各土层的所有部位都是石灰性的 (除非其质地比壤质极细砂土或极细砂土还粗)。此为钙积夏旱软土 (Calcixerolls)。

其他夏旱软土中，有淀积粘化层者，为粘淀夏旱软土 (Argi-xerolls)。

其他夏旱软土为弱发育夏旱软土 (Haploxerolls)。

四、冷凉软土的土类检索

冷凉软土中，具有上界出现在距矿质土表 60 厘米以下的淀积粘化层；并且淀积粘化层以上所有亚层的质地比壤质细砂土还细者，为强发育冷凉软土 (Paleborolls)。

其他冷凉软土中，具冷冻或永冻温度状况者，为冷冻性冷凉软土 (Cryoborolls)。

其他冷凉软土中，具有碱化层。但不存在一个处于此碱化层之上，并由

一漂白层隔开的雏形层者，为碱化冷凉软土 (Natrib-orolls)。

其他冷凉软土中，具有淀积粘化层。但不存在一个处于该淀积粘化层之上，并由一漂白层隔开的雏形层者，为粘淀冷凉软土 (Argiborolls)。

其他冷凉软土中，在任何 A_p 层下具有一松软表层。此松软表层含有 50% (体积) 的蚯蚓穴、蚯蚓粪或填土动物穴。松软表层位于石质接触界面之上，或是与下垫层间有一过渡层。此过渡层含有 25% (体积) 的蚯蚓穴、蚯蚓粪及动物穴 (填充了松软表层和下垫层来的物质)。此为动物扰动冷凉软土 (Vermiborolls)。

其他冷凉软土中，具有上界出现在土表至 100 厘米深度间的钙积层或石化钙积层，当上部土体 18 厘米被混合后，除非土壤质地比壤质极细砂更粗，石化钙积层或钙积层之上的所有部分是石灰性的。此为钙积冷凉软土 (Calciborolls)。

其他软土为弱发育冷凉软土 (Haploborolls)。

五、半干润软土的土类检索

半干润软土中，具有上界出现在土表至 100 厘米深度间的硬磐者，为硬磐半干润软土 (Durustolls)。

其他半干润软土中，具有碱化层者，为碱化半干润软土 (Na-trustolls)。

其他半干润软土中，具上界出现在土表至 150 厘米深度间的石化钙积层，并且有一淀积粘化层；或石化钙积层之上的某亚层是非石灰性的 (在表土 18 厘米被混合后)；或满足下述 2 个条件或其中之一淀积粘化层为强发育半干润软土 (Paleustolls)：

1. 粘粒含量的垂直分布是，土表至 150 厘米深度间，粘粒含量从最高值下降幅度 $< 20\%$ ；在该深度范围内不出现石质或类石质接触面，并且淀积粘化层具有下列一项或二项者：

(1) 基质的色调比 10YR 更红，而彩度 > 4 。

(2) 一般的粗斑纹色调为 7.5YR 或更红，彩度 > 5 。

2. 上部淀积粘化层的颗粒大小级别为粘质，距其上界 7.5 厘米垂直距离内粘粒绝对含量至少增加 20%；或 2.5 厘米垂直距离内，至少增加 15%。并且土表至 50 厘米深度间无石质或类石质接触界面。

其他半干润软土中，不具有处于钙积层、石膏层或石化钙积层之上的淀积粘化层，而具有上界出现在土表至 100 厘米深度间的钙积层或石膏层；或上界出现在土表至 150 厘米深度间的石化钙积层。并且，除非质地比壤质极细砂或极细砂更粗，当表土 18 厘米被混合之后，所有上覆亚层是石灰性的。此为钙积半干润软土 (Calciustolls)。

其他半干润软土中，具有像冷凉软土中定义动物扰动土类的特性者，为动物扰动半干润软土 (Vermustolls)。

其他半干润软土为弱发育半干润软土 (Haplustolls)。

六、湿润软土的土类检索

湿润软土中，具有淀积粘化层，其粘粒分布状况是：土表至 150 厘米深度间，粘粒含量从最高值下降的幅度 $< 20\%$ ，而且在该深度范围内，不出现石质或类石质接触界面；另具有下述特性之一或兼有者，为强发育湿润软土 (Paleudolls)：

1. 至少淀积粘化层上部的土壤基质主色调比 10YR 更红，彩度 > 4 。

2. 具有色调红于 7.5YR，或彩度 > 5 的许多粗斑纹。

其他湿润软土中，具淀积粘化层者，为粘淀湿润软土 (Argiudolls)。

其他湿润软土中，具像定义冷凉软土和半干润软土的动物扰动土类的特性者，为动物扰动湿润软土 (Vermudolls)。

其他湿润软土为弱发育湿润软土 (Hapludolls)。

七、黑色石灰软土

黑色石灰软土未划分土类，直接检索亚类。

第十六节 淋溶土的亚纲和土类检索

淋溶土中，具泞湿水分状况或人工排水；并具有与水湿相连系的特征，如斑纹或直径 > 2 毫米的铁锰结核，或紧接着 A_p 层或暗色 A 层之下的土壤物质被搓碎以后的湿态亮度 3，彩度 2；另具有下列两个条件之一者为泞湿淋溶土 (Aqualfs)：

1. 淀积粘化层或高岭层之内的土壤结构体表面的包膜和结构体的斑纹的主彩度 2；或淀积粘化层或高岭层的土壤基质的主彩度 2，并且有更高彩度的斑纹。

2. 如果在淀积粘化层或高岭层之内无斑纹，则主彩度 1。

其他淋溶土中，具有冷性土壤温度状况，但不具有夏旱土壤水分状况；或具有冷冻土壤温度状况者，为冷凉淋溶土 (Boralfs)。

其他淋溶土中，具下列两条件之一者，为半干润淋溶土 (Us-tal fs)；

1. 半干润土壤水分状况。

2. 一个干时既呈大块状又硬或极硬的表层；并具有接近半干润的干旱土壤水分状况。

其他淋溶土中，具有下列两条件之一者，为夏旱淋溶土 (Xe-ral fs)：

1. 夏旱土壤水分状况。

2. 一个干时既呈大块状又硬或极硬的表层；并具有接近夏旱水分状况的干旱水分状况。

其他淋溶土为湿润淋溶土 (Udal fs)。

一、泞湿淋溶土的土类检索

泞湿淋溶土中，具有聚铁网纹体，它形成连续相；或在土表以下 30 厘米至 150 厘米间的某亚层中构成基质的一半或一半以上。此为聚铁网纹泞湿淋溶土 (Plinthaqualfs)。

其他泞湿淋溶土中，具有碱化层但无硬磐者，为碱化泞湿淋溶土 (Natraqualfs)。

其他泞湿淋溶土中，具有硬磐者，为硬磐泞湿淋溶土 (Dura-qualfs)。

其他泞湿淋溶土中，淀积粘化层或高岭层的主要部分；或如果它们厚于 100 厘米，则其上部 100 厘米的主要部分，CEC 16 厘摩尔/千克粘粒 (1 摩尔/升 NH₄OAc 法，pH7 时，下同)，并且 ECEC 12 厘摩尔/千克粘粒 (pH7 时 1 摩尔/升 NH₄OAc 浸提的盐基总量加 1 摩尔/升 KCl 浸提的 Al，下同)。此为高岭泞湿淋溶土 (Kandiaqualfs)。

其他泞湿淋溶土中，具有呈舌状延伸进淀积粘化层的漂白层者，为舌状泞湿淋溶土 (Glossaqualfs)。

其他泞湿淋溶土中，淡色表层或漂白层与淀积粘化层之间具有质地突变特性；并且淀积粘化层具有缓慢的或极缓慢的导水性者，为漂白泞湿淋溶土 (Albaqualfs)。

其他泞湿淋溶土中，具有暗色表层者，为暗色泞湿淋溶土 (Umbrqualfs)。

其他泞湿淋溶土为淡色泞湿淋溶土 (Ochraqualfs)。

二、冷凉淋溶土的土类检索

冷凉淋溶土中，具有淀积粘化层，其上界在距矿质土表 60 厘米以下出

现；并且在此层之上的某亚层的质地比壤质细砂还细；同时也具有呈舌状或指状延伸入淀积粘化层的漂白物质。此为强发育冷凉淋溶土(Palebora1fs)。

其他冷凉淋溶土中，具有脆磐者，为脆磐冷凉淋溶土(Fragibora1fs)。

其他冷凉淋溶土中，具有碱化层者，为碱化冷凉淋溶土(Natribora1fs)。

其他冷凉淋溶土中，具冷冻土壤温度状况者，为冷冻性冷凉淋溶土(Cryobora1fs)。

其他冷凉淋溶土中，淀积粘化层的所有亚层的盐基饱和度(按阳离子总量计) 60%；且在多数年份的某个时期内，其土层呈干燥状态。此为饱和冷凉淋溶土(Eutrobora1fs)。

其他冷凉淋溶土中，大多数年份任何土层从来不干燥；或淀积粘化层的某亚层中的盐基饱和度(以阳离子总量计) < 60%。此为舌状冷凉淋溶土(Glossobora1fs)。

三、半干润淋溶土的土类检索

半干润淋溶土中，具有上界出现在土表至 100 厘米深度间的硬磐者，为硬磐半干润淋溶土(Durustal1fs)。

其他半干润淋溶土中，在土表至 150 厘米深度间具有聚铁网纹体，它形成连续相；或者在淀积粘化层内部的某亚层内构成基质的一半以上。此为聚铁网纹半干润淋溶土(Plinthustal1fs)。

其他半干润淋溶土中，具有碱化层者，为碱化半干润淋溶土(Natrustal1fs)。

其他半干润淋溶土中，具以下三条件者，为高岭半干润淋溶土(Kandiustal1fs)

1. 淀积粘化层或高岭层的主要部分，如果它们厚于 100 厘米，则其上部 100 厘米的主要部分，CEC 16 厘摩尔/千克粘粒，并且 ECEC 12 厘摩尔/千克粘粒。

2. 土表至 150 厘米深度间，没有石质、类石质或石化石质接触界面。

3. 粘粒含量的分布是：土表至 150 厘米深度间，粘粒含量从其最大值下降幅度 < 20%；或者是粘粒含量减少 > 20% 的土层中，土壤结构体面上的骨骼颗粒膜至少占 5% (体积计)，该层以下粘粒含量至少增加 3%。

其他半干润淋溶土中，淀积粘化层或高岭层的主要部分，如果它们厚于 100 厘米，则其上部 100 厘米的主要部分，CEC 16 厘摩尔/千克粘粒，并且 ECEC 12 厘摩尔/千克粘粒。此为高岭弱发育半干润淋溶土(Kanhaplustal1fs)。

其他半干润淋溶土中，具有下述三条件之一者，为强发育半干润淋溶土(Paleustal1fs)：

1. 上界出现于土表至 150 厘米间的石化钙积层。

2. 土表至 150 厘米深度间不具有石质或类石质接触界面，而具有淀积粘化层。该淀积粘化层粘粒含量的分布状况是：土表至 150 厘米深度间，粘粒含量从最大值下降幅度 < 20%；或在粘粒含量减少 > 20% 的层次中，土壤结构体面上的骨骼颗粒膜至少占 5% (体积计)，该层之下粘粒绝对增加至少 3%。并且具有下列特征之一或多个：

(1) 淀积粘化层的整个主要部分的色调为 7.5YR 或更红，湿态亮度 < 4，干态亮度 < 5。

(2) 至少淀积粘化层下部基质的色调比 10YR 红，彩度 > 4。

(3) 淀积粘化层下部的粗斑纹的色调为 7.5YR 或更红, 或彩度 > 5。

3. 土表至 50 厘米深度间, 无石质或类石质接触界面; 而具有淀积粘化层。此层上部的颗粒大小级别为粘质; 距其上界 7.5 厘米的距离内, 粘粒含量至少增加 (绝对值) 20% 或在 2.5 厘米距离内至少增加 15%。

其他半干润淋溶土中, 具有淀积粘化层。此层整个厚度内, 色调比 5YR 更红; 湿态亮度 3; 干态亮度比湿态亮度不高于 1 个单位。此为暗红色半干润淋溶土 (Rhodustalfs)。

其他半干润淋溶土为弱发育半干润淋溶土 (Haplustalfs)。

四、夏旱淋溶土的土类检索

夏旱淋溶土中, 具有硬磐, 其上界在土表至 100 厘米深度间, 但在淀积粘化层或碱化层之下。此为硬磐夏旱淋溶土 (Duri-xeralfs)。

其他夏旱淋溶土中, 具有碱化层者, 为碱化夏旱淋溶土 (Natrixeralfs)。

其他夏旱淋溶土中, 具有脆磐者, 为脆磐夏旱淋溶土 (Fra-gixeralfs)。

其他夏旱淋溶土中, 在土表至 150 厘米深度间出现聚铁网纹体。它形成连续相, 或构成淀积粘化层中某亚层基质的一半以上。此为聚铁网纹夏旱淋溶土 (Plinthoxeralfs)。

其他夏旱淋溶土中, 具有淀积粘化层, 其色调红于 5YR; 亮度 (湿态) 3; 干态亮度比湿态亮度不高于 1 个单位。此为暗红色夏旱淋溶土 (Rhodoxeralfs)。

其他夏旱淋溶土中, 具有下列三条之一者, 为强发育夏旱淋溶土 (Palexeralfs) :

1. 土表至 150 厘米深度间没有石化钙积层的上界出现。

2. 土表至 150 厘米深度间, 无石质或类石质接触界面; 而有一淀积粘化层。此层的粘粒垂直分布是土表至 150 厘米深度间, 粘粒含量从其最大值降低幅度 < 20%; 或在粘粒含量减少达 20% 的土层中, 聚铁网纹体占体积百分数 > 5 或有骨骼颗粒包膜或其他粘粒淋溶的迹象; 并且具有以下两条之一或两者兼而有之:

(1) 至少淀积粘化层的下部基质的色调红于 10YR, 彩度 (无论干湿) > 4。

(2) 至少淀积粘化层的下部一般粗斑纹的色调为 7.5YR 或更红, 彩度 (无论干湿) > 5, 或两者具备。

3. 淀积粘化层上部的颗粒大小级别为粘质; 距其上界 7.5 厘米垂直距离内, 粘粒绝对含量至少增加 20%, 或在 2.5 厘米距离内, 至少增加 15%; 并且土表至 50 厘米深度间, 无石质或类石质接触界面。

其他夏旱淋溶土为弱发育夏旱淋溶土 (Haploxeralfs)。

五、湿润淋溶土的土类检索

湿润淋溶土中, 具有耕作淀积层者, 为耕作淀积湿润淋溶土 (Agrudalfs)。

其他湿润淋溶土中, 具有碱化层者, 为碱化湿润淋溶土 (Natrudalfs)。

其他湿润淋溶土中, 淀积粘化层之上无连续的漂白层; 淀积粘化层上界破碎; 淀积粘化层之中有散布的结核, 其直径从 2.5 厘米到 30 厘米, 结核外部富铁并被铁弱胶结或硬化, 比内部有更红的色调或更强的彩度。具有上述三条特征者, 为铁质湿润淋溶土 (Ferrudalfs)。

其他湿润淋溶土中，具有舌状延伸入淀积粘化层的漂白物质，但无脆磐者，为舌状湿润淋溶土（Glossudalfs）。

其他湿润淋溶土中，具有舌状延伸入淀积粘化层的漂白物质，并有脆磐者，为脆磐舌状湿润淋溶土（Fraglossudalfs）。

其他湿润淋溶土中，具有脆磐者，为脆磐湿润淋溶土（Fragiudalfs）。

其他湿润淋溶土中，具有像定义半干润淋溶土的高岭土类的 3 个条件者，为高岭湿润淋溶土（Kandiudalfs）。

其他湿润淋溶土中，具有像定义半干润淋溶土的高岭弱发育土类的特性者，为高岭弱发育湿润淋溶土（Kanhapludalfs）。

其他湿润淋溶土中，具有下述三条者，为强发育湿润淋溶土（Paleudalfs）：

1. 土表至 150 厘米深度间无石质或类石质接触界面。

2. 粘粒的分布状况与定义强发育半干润淋溶土的状况相同。

3. 淀积粘化层满足以下三条之一或几个：

（1）至少其下部基质的主要色调红于 10YR，彩度 > 4。

（2）其主要部分的色调为 2.5YR 或更红，湿态亮度 < 4，干态亮度 < 5。

（3）其某亚层中，有许多色调红于 7.5YR、彩度 > 5 或两者兼备的粗斑纹。

其他湿润淋溶土中，具有的淀积粘化层整层厚度的土壤色调红于 5YR，湿态亮度 < 3.5，干态亮度比湿态亮度不高于 1 个单位。此为暗红色湿润淋溶土（Rhodudalfs）。

其他湿润淋溶土为弱发育湿润淋溶土（Hapludalfs）。

淋溶土与老成土同为森林植被下生成的土壤。它们同样具有淀积粘化层或高岭层等共同性状。但前者与后者比较是富盐基的，并且一般盐基分布是越向剖面下部含量越高；而后者是表层盐基含量高于底土部分。可见淋溶土是较老成土风化淋溶程度较低的森林土壤。

第十七节 始成土的亚纲、土类和亚类检索

始成土是剖面发育程度低的未成熟土壤。它可分布在各个地带，相当于我国分类中的棕壤、褐土、绵土、潮土等等。在美国《土壤系统分类》中，始成土相当于一个“字纸篓”。划分出所有具有明显诊断特征的土纲和无诊断特征的幼年土壤（新成土）之后，将那些可能有淡色表层或暗色表层的除外，仅少数不同于其他土纲所使用的诊断特征的土壤，统统归入始成土。因而始成土的定义是相当不严谨的。设立这样一个土纲的目的，在于将那些未经充分研究可提取共同分类标准的土壤归集在一起。待以后充分研究后，将某些有共同特性的土壤再独立出来。如火山灰土在 1975 年的分类中属于始成土的火山灰始成土亚纲（Andepts）。经火山灰土研究委员会的研究工作之后，认为它们有独特的共同性质。在本书介绍的最新分类中，独立为一个土纲。我国“土壤系统分类”研究中，设立的硅铝土纲，在很大程度上具有同于始成土土纲的性质。

本节不仅介绍始成土的亚纲和土类的检索，而且还例举一两个土类的亚类检索。本书介绍的新版本《土壤系统分类检索》中，亚类的检索形式已不同于旧版本。旧版本的亚类是先给出一个典型亚类的完整定义，其他亚类是根据与典型亚类在哪一条（或几条）上的不同或差异而划分的。新版本中，亚类检索的形式同于土纲、亚纲、土类的真正的检索形式。读者可参照 1985 年科学出版社出版的《美国土壤系统分类检索》，对比在亚类检索形式上的变化。始成土的亚纲检索如下：

始成土中，具有下述条件 1 或条件 2 者，为泞湿始成土（Aq- uepts）：

1. 具有泞湿土壤水分状况或人工排干，并具有下列四条款之一或一个以上：

（1）有机表层。

（2）上界出现在矿质土表至 50 厘米深度间的含硫层。

（3）紧接在暗色表层或松软表层之下或距土表小于 50 厘米深度，有一心土层。其土壤结构体表面或土壤基质（若无结构体）内的主要湿态颜色为：如果存在斑纹，则彩度 2；如无斑纹，则彩度 1。

（4）淡色表层之下，距矿质土表不到 50 厘米的深度范围内，有一锥形层或脆磐。在两者或其一的土壤结构体表面上，或在土壤基质中（如无结构体），主要的湿态颜色为：如果存在斑纹，彩度 2；如无斑纹，彩度 1。

2. 50 厘米深度范围内土壤的一半或一半以上，钠吸附比（SAR） ≥ 13 ，或钠饱和度 $\geq 15\%$ ；在 50 厘米深度以下随着深度增加，钠吸附比或钠饱和度减少。并且在一年中某段时期，土表至 100 厘米深度间出现地下水。

其他始成土中，具有堆垫表层者，为堆垫始成土（Plaggepts）。

其他始成土中，具有恒中温或更热的恒温土壤温度状况者，为热带始成土（Tropepts）。

其他始成土中，具有淡色表层，或具有厚度 < 25 厘米的暗色表层或松软表层；并且还具中温或更暖的土壤温度状况者，为淡色始成土（Ochrepts）。

其他始成土，为暗色始成土（Umbrepts）。

一、泞湿始成土的土类检索

泞湿始成土中，具有在矿质土表至 50 厘米深度间出现上界的含硫层者，

为硫酸盐泞湿始成土 (Sulfaquepts)。

其他泞湿始成土中，在每单个土体的一半或一半以上，矿质土表至 100 厘米深度间有一薄铁磐层者，为薄铁磐泞湿始成土 (Plaquepts)。

其他泞湿始成土中，上部 50 厘米土体的一半或一半以上，钠吸附比 13 或钠饱和度 15%；并且在 50 厘米深度以下，随深度增加钠吸附比或钠饱和度降低。此为盐化泞湿始成土 (Halaquepts)。

其他泞湿始成土中，具有脆磐者，为脆磐泞湿始成土 (Fragiaquepts)。

其他泞湿始成土中，具有冷冻或永冻土壤温度状况者，为冷冻泞湿始成土 (Cryaquepts)。

其他泞湿始成土中，土表至 125 厘米深度间出现聚铁网纹体。它形成连续相；或构成此深度范围内某亚层的基质一半以上。此为聚铁网纹泞湿始成土 (Plinthaquepts)。

其他泞湿始成土中，距地表 50 厘米深度处；或在浅于 50 厘米出现的石质或类石质接触界面之处，平均冬季与夏季土温差 < 5 。此为热带泞湿始成土 (Tropaquepts)。

其他泞湿始成土中，具有暗色表层、松软表层或有机表层者，为腐殖质泞湿始成土 (Humaquepts)。

其他泞湿始成土为弱发育泞湿始成土 (Haplaquepts)。

二、热带始成土的土类检索

热带始成土中，25 厘米至 100 厘米深度间，某一亚层的盐基饱和度 $< 50\%$ (NH_4OAc 法)；或土表到 100 厘米深度或到浅于 100 厘米深度出现的石质或类石质接触界面间 (不包括表层残落物)，每立方米的土壤物质含有机碳 12 公斤，而没有腐殖质淀积层。此为腐殖质热带始成土 (Humitropepts)。

其他热带始成土中，具有腐殖质淀积层者，为腐殖质淀积热带始成土 (Sombritropepts)。

其他热带始成土中，具有半干润水分状况；并且在 25 厘米深度至 100 厘米深度或至浅于 100 厘米深度出现的石质、类石质或石化铁质接触界面间的所有亚层，土壤的盐基饱和度 50% (NH_4OAc 法)。此为半干润热带始成土 (Ustropepts)。

其他热带始成土中，25 厘米深度到 100 厘米深度或到浅于 100 厘米深度间出现的石质或类石质接触界面间的所有亚层，土壤的盐基饱和度 50% 者，为饱和热带始成土 (Eutropepts)。

其他热带始成土为不饱和热带始成土 (Dystropepts)。

三、淡色始成土的土类检索

淡色始成土中，具有脆磐者，为脆磐淡色始成土 (Fragioch-repts)。

其他淡色始成土中，具有在土表至 100 厘米深度间出现上界的硬磐者，为硬磐淡色始成土 (Durochrepts)。

其他淡色始成土中，具有冷冻或永冻温度状况者，为冷冻淡色始成土 (Cryochrepts)。

其他淡色始成土中，具半干润水分状况者，为半干润淡色始成土 (Ustochrepts)。

其他淡色始成土中，具夏旱水分状况者，为夏旱淡色始成土 (Xerochrepts)。

其他淡色始成土中，具有下述两条之一或两条兼有者，为饱和淡色始成

土 (Eutrochrepts) :

1. 锥形屋内或 C 层土壤内, 有碳酸盐。
2. 土表以下 25 厘米深度至 75 厘米深度间的某亚层的盐基饱和度 60 %。

其他淡色始成土为不饱和淡色始成土 (Dystrochrepts)。

四、暗色始成土的土类检索

暗色始成土中, 具有脆磐者, 为脆磐暗色始成土 (Fragium-brepts)。

其他暗色始成土中, 具有冷冻或永冻温度状况者, 为冷冻暗色始成土 (Cryumbrepts)。

其他暗色始成土中, 具有夏旱水分状况者, 为夏旱暗色始成土 (Xerumbrepts)。

其他暗色始成土为弱发育暗色始成土 (Haplumbrepts)。

值得提出的是, 堆垫始成土是一人为土壤。因分布零星稀少, 而又缺乏更多的研究资料, 故未对其进一步划分。

五、半干润淡色始成土的亚类检索

半干润淡色始成土相当于我国土壤分类中的绵土、褐土等, 分布广泛。下面介绍其亚类的检索:

半干润淡色始成土中, 在 50 厘米深度内出现石质接触界面者, 为石质的半干润淡色始成土 (Lithic Ustochrepts)。

其他半干润淡色始成土中, 具有下述条件者, 为湿润变性的半干润淡色始成土 (Udert Ustochrepts) :

1. 即不灌溉又不利用休闲贮备水分时, 具以下两种特性之一:

(1) 如果土壤温度状况是中温的或热性的, 50 厘米深度土温超过 5 的累积时间的 4/10 或更少, 水分控制层段的某部分是干的。

(2) 如果土壤温度状况为高热性的、或恒中温的、或更暖, 50 厘米深度土温超过 5 时期内, 土壤水分控制层段的所有部分或某部分是干的时间 90 天。

2. 具有下列组合特性:

(1) 大多数年份中某段时间, 50 厘米深度处存在 1 厘米宽的裂隙。此裂隙至少 30 厘米长, 并向上延伸到土表或 A_p 层底部。

(2) 土表至 150 厘米深度间, 至少有厚度达 50 厘米的一个土层或几个土层 (共计) 的 $COLE \geq 0.07$, 并且其线性延伸势 ≥ 6 ; 如果石质或类石质接触界面在小于 125 厘米, 但深于 50 厘米处出现, 则整个土壤具有上述特性。

(3) 总厚度 > 50 厘米的土层中, 粘粒含量 $> 35\%$ 。

其他半干润淡色始成土中, 具有相同于湿润变性的半干润淡色始成土中第 2 条的组合特性者, 为变性的半干润淡色始成土 (Vertic Ustochrepts)。

其他半干润淡色始成土中, 在土表至 75 厘米深度间, 累积厚度 18 厘米土层的细土物质在 33×10^3 帕水分张力时的容重 ≥ 1.0 克/厘米³, 并且酸性草酸盐浸提的铝加二分之一的酸性草酸盐浸提的铁大于 1.0%。此为火山灰的半干润淡色始成土 (Andic Ustochrepts)。

其他半干润淡色始成土中, 在 75 厘米深度范围内, 累积厚度 18 厘米的整个土层, 具有下列 2 个条件或其中之一者, 为玻璃质火山灰的半干润淡色始成土 (Vitrandic Ustochrepts) :

1. 大于 2.0 毫米的碎屑占整个土壤体积的 35% 以上, 并且碎屑中的 66

%以上（体积）是火山渣、浮石和似浮石的碎屑。

2.0.02—2.0 毫米粒级部分至少占细土部分的 30%；含有 > 30% 的火山玻璃，或者至少 5% 的火山玻璃；并且酸性草酸盐浸提的铝加上同一试剂提取的铁的二分之一 0.40%。

其他半干润淡色始成土中，在 75 厘米深度范围内具有彩度 2 的斑纹，并且有斑纹的土层在土温 5 的某段时间被水分所饱和，或由人工排水。此为泞湿的半干润淡色始成土（Aquic Usto-chrepts）。

其他半干润淡色始成土中，有机碳含量随深度不规则地减少，125 厘米深度范围内无石质或类石质接触界面，在此深度以下，有机碳含量 > 0.2%；并且土壤坡度 25%。此为冲积新成的半干润淡色始成土（Fluventic Ustochrepts）。

其他半干润淡色始成土中，既不灌溉又不利用休闲贮备水分时，具下述两条之一者，为干旱的半干润淡色始成土（AridicUstochrepts）：

1. 如果土壤温度状况是中温的或热性的，一半以上的年份中，50 厘米深度处土温超过 5 时，则 6/10 的时间里土壤水分控制层段的某部分（不必是同一部分）是干的。

2. 如果土壤温度状况是高热性的或恒中温性或更暖，50 厘米深处土温 > 8 时，土壤水分控制层段的某部分或全部湿润的连续天数 < 90 天。

其他半干润淡色始成土中，当既不灌溉又不利用休闲贮备水分时，具下述两条之一者，为湿润的半干润淡色始成土（UdicUstochrepts）：

1. 如果土壤温度状况是中温的或热性的，50 厘米深处土温 > 5 时，土壤水分控制层段的某部分呈干状的累积时间等于或小于此期的 4/10。

2. 如果土壤温度状况是高热性的或恒中温性或更暖，当 50 厘米深处土温 > 8 期间，土壤水分控制层段的某部分或全部呈干状的时间 90 天。

其他半干润淡色始成土为典型的半干润淡色始成土（TypicUstochrepts）。

第十八节 新成土的亚纲和土类检索

新成土是新近发育的土壤。它具有淡色表层或人为松软表层，剖面无分异现象，或发育微弱。限制土壤剖面发育的因素可能是：

1. 侵蚀或其他形式造成丧失表土，其速度可与土壤发育的速度相当或更快。
2. 堆积作用使土壤表面经常接受新鲜的沉积物，其速度与土壤发生速度相当或更快。
3. 母质非常地抗风化。
4. 剖面中存在毒性物质抑制生物活动。
5. 长期水分饱和。
6. 气候极端干旱或寒冷。
7. 成土时间短。

以上诸种因素或它们的组合，限制了土壤剖面的发育，致使土壤停留在幼年状态。新成土的亚纲划分就是依据这些限制土壤发育的因素特征，而不像大多数土纲以水热状况划分亚纲。这是因为《土壤系统分类》的设立者认为：在新成土中，限制土壤剖面发育因素的发生地位很重要，应摆在较高的分类阶层作为分异特性。

新成土中，具有下述三条件之一者，为泞湿新成土（Aquents）：

1. 距矿质土表 50 厘米深度范围内出现硫化物质。
2. 25 厘米深度以下的所有土层被水长期饱和；并具主色调为中色或蓝于 10Y，并且暴露于空气后颜色即发生变化。
3. 一年中某一时期地表至 50 厘米深度范围内被水饱和或由人工排水，并且土壤基质的主要颜色（湿态）如下述两者之一：

（1）在某些或全部亚层的质地细于壤质细砂土的那些土层中，或在某些亚层含有 > 35%（体积）的碎屑物质的那些土层中：若有斑纹，则彩度 2。如无斑纹，并且亮度 < 4 时，彩度 < 1；若亮度 4，则彩度 1。

（2）全部亚层的质地为壤质细砂或更粗质地的那些土层中，存在如下四种颜色之一：

如果色调为 10YR 或更红，并且存在斑纹，则彩度 2。如无斑纹，并且亮度 < 4，则彩度 < 1；若亮度 4，则彩度 1。

如果色调在 10YR 和 10Y 之间，并且存在明显的或突出的斑纹，则彩度 3；若无斑纹，则彩度 1。

色调比 10Y 更蓝。

如果颜色是由未包被的砂粒引起的，则会有任何颜色。

其他新成土中，土表以下 25 厘米深度至 100 厘米深度间的一个或多个亚层中，存在诊断层的碎片，其体积 3%，并且非定向排列。此为扰动新成土（Arents）。

其他新成土中，在 A_p 层或 25 厘米深度之下（取两者较深者）碎屑物质 < 35%（体积）；从 A_p 层或 25 厘米深度到 100 厘米深度或到石质、类石质或石化铁质接触界面（取两者较浅者）的全部亚层的质地为壤质细砂土或更粗。此为砂质新成土（Psamments）。

其他新成土中，土表到 25 厘米深度间无石质或类石质接触界面；坡度 < 25%；而且到 125 厘米深度处有机碳含量仍大于 0.2% 或随深度不规则地降

低；年平均土温 > 0 。若位于 125 厘米深度或之下的较细沉积物的有机碳含量 0.2%，则砂土层或壤质砂土层可含有更少的有机碳。此为冲积新成土 (Fluvents)。

其他新成土为正常新成土 (Orthents)。

一、泞湿新成土的土类检索

泞湿新成土中，在土表至 50 厘米深度间具有硫化物质者，为硫化物泞湿新成土 (Sulfaquents)。

其他泞湿新成土中，土表以下 20 厘米至 50 厘米深度间的所有亚层的 n 值 > 0.7 ；并且至少含有 8% 的粘粒；年均土温高于 0 。此为水成泞湿新成土 (Hydraquents)。

其他泞湿新成土中，具有冷冻土温状况，但不具有永冻土温状况者，为冷冻泞湿新成土 (Cryaquents)。

其他泞湿新成土中，有机碳含量随深度变化而不规则减少，并且至 125 厘米深度处仍 $> 0.2\%$ ； A_p 层或 25 厘米深度（两者中取较深者）到 100 厘米深度或到石质或类石质接触界面（取较浅者）之间的某些或全部亚层的质地比壤质细砂土还细；若位于 125 厘米深度或此深度以下的较细沉积物的有机碳含量 0.2%，则薄砂土层中的有机碳含量可能更少。此为冲积泞湿新成土 (Fluvaquents)。

其他泞湿新成土中，50 厘米深度处，平均冬季与夏季土温差 < 5 者，为热带泞湿新成土 (Tropaquents)。

其他泞湿新成土中， A_p 层或 25 厘米深度（取两者较深者）与 100 厘米深度或石质或类石质接触界面（取两者较浅者）之间，所有亚层的颗粒大小级别为砂质；50 厘米深度处，冬季与夏季平均土温差 ≤ 5 。此为砂质泞湿新成土 (Psammaquents)。

其他泞湿新成土为弱发育泞湿新成土 (Haplaquents)。

二、扰动新成土的土类检索

扰动新成土中，具半干旱水分状况者，为半干旱扰动新成土 (Ustarents)。

其他扰动新成土中，具夏旱水分状况者，为夏旱扰动新成土 (Xerarents)。

其他扰动新成土中，具干旱水分状况者，为干旱扰动新成土 (Torriarents)。

其他扰动新成土为湿润扰动新成土 (Udarents)。

三、砂质新成土的土类检索

砂质新成土中，具冷冻或永冻温度状况者，为冷冻砂质新成土 (Cryopsamments)。

其他砂质新成土中，具干旱水分状况者，为干旱砂质新成土 (Torripsamments)。

其他砂质新成土中，颗粒大小控制层段中 0.02 到 2.0 毫米粒级中 90% 以上是硅质矿物（石英、玉髓、蛋白石）或其他极抗风化的矿物者，为石英砂质新成土 (Quartzipsamments)。

其他砂质新成土中，具有湿润水分状况，并且在 50 厘米深度处平均冬季与夏季土温差 ≤ 5 者，为湿润砂质新成土 (Udipsamments)。

其他砂质新成土中，具有湿润水分状况者，为热带砂质新成土

(Tropopsamments)

其他砂质新成土中，具夏旱水分状况者，为夏旱砂质新成土 (Xeropsamments)。

其他砂质新成土为半干润砂质新成土 (Ustipsamments)。

四、冲积新成土的土类检索

冲积新成土中，具冷冻土壤温度状况者，为冷冻冲积新成土 (Cryofluvents)。

其他冲积新成土中，具夏旱水分状况者，为夏旱冲积新成土 (Xerofluvents)。

其他冲积新成土中，具半干润水分状况者，为半干润冲积新成土 (Ustifluvents)。

其他冲积新成土中，具干旱水分状况者，为干旱冲积新成土 (Torrifluvents)。

其他冲积新成土中，具有恒中温或恒热性或恒高热性土壤温度状况者，为热带冲积新成土 (Tropofluvents)。

其他冲积新成土为湿润冲积新成土 (Udifluvents)。

五、正常新成土的土类检索

正常新成土中，具冷冻或永冻土壤温度状况者，为冷冻正常新成土 (Cryorthents)。

其他正常新成土中，具干旱水分状况者，为干旱正常新成土 (Torriorthents)。

其他正常新成土中，具夏旱水分状况者，为夏旱正常新成土 (Xerorthents)。

其他正常新成土中，具有湿润水分状况，且在 50 厘米深度处，平均冬季与夏季土温差 < 5 者，为热带正常新成土 (Trop-orthents)。

其他正常新成土中，具湿润水分状况者，为湿润正常新成土 (Udorthents)。

其他正常新成土为半干润正常新成土 (Ustorthents)。

正常新成土一般是指山地薄层土，分布广泛。

第十九节 美国土壤系统分类述评

《土壤系统分类》自 1975 年正式出版以来，以它独特的分类思想和分类方法，对世界范围内的土壤分类产生了深远的影响。根据美国土壤学家 M. 克莱 (Cline) 教授以通信方式得到的统计数字，到 1980 年为止，已有 32 个国家采用了这一分类系统 (表 5.6)，其中，有的是将《土壤系统分类》作为本国的基本土壤分

表 5.6 美国土壤系统分类在各国的应用

作为基本系统的	经常应用，作为第二系统的	偶然应用的
阿根廷	比利时	澳大利亚
智利	玻利维亚	中国
哥伦比亚	巴西	法国
厄瓜多尔	加拿大	苏联
圭亚那	哥斯达黎加	危地马拉
印度	英国	海地
伊拉克	加纳	匈牙利
新西兰	伊朗	马里
巴基斯坦	日本	毛里塔尼亚
苏丹	肯尼亚	墨西哥
委内瑞拉	尼日利亚	荷兰
	秘鲁	尼日尔
	罗马尼亚	挪威
	塞拉利昂	巴拿马
	斯里兰卡	苏格兰
	泰国	塞内加尔
	坦桑尼亚	南非
	特立尼达	上沃尔特
	威尔士	联邦德国
		津巴布韦

《土壤系统分类》在本书中专指美国土壤系统分类。类体系，用以指导国家的土壤调查与规划；也有些国家将它作为第二系统使用，这些国家依照自己国家的土壤分类体系进行土壤调查与规划，但为了国际交流，也常使用《土壤系统分类》。值得提出的是，采用《土壤系统分类》作为本国的土壤分类体系或采用它的分类方法和某些分类标准，设计符合本国土壤实际诊断分类体系的国家越来越多。

《土壤系统分类》的思想、方法代表着现代土壤分类定量化的趋势。例如，英国新的土壤分类，虽然在体系设计上明显地不同于《土壤系统分类》，但它使用了《土壤系统分类》中的一些分类标准，基本上也属于诊断土壤分类体系。又如联合国教科文组织和粮农组织的 1/500 万世界土壤图图例，虽然分类单元 (图例单元) 的名称大多采用了传统土壤发生学土类的名称，但其诊断鉴别却采用了很多《土壤系统分类》中的诊断分类标准。就连土壤发

生学分类起源地苏联，土壤分类也在发生着变革，向着诊断分类的方向迈进，这种变化从 B.G. 罗扎诺夫和 L.L. 谢硕夫在京都第 14 届（1990 年）国际土壤学会议上所提交的论文中可以看出；中国也不例外，正在拟订属于诊断分类体系的《中国土壤系统分类》。

由此可见，《土壤系统分类》代表着当今世界土壤分类领域的主流派，这就是本书以较大的篇幅介绍它的原因。

随着对《土壤系统分类》研究的不断深入，人们对它的认识也渐趋全面与深入。这里，谈一些对《土壤系统分类》的概要认识，旨在抛砖引玉，以引起土壤学界对它更广泛的注意。

一、以土壤本身的性质作为分异特性

这是《土壤系统分类》的最大特点，其各级分类所使用的分异特性均是看得见、摸得着的土壤本身的性质。避免了根据人们对土壤发生过程的认识或假说；或根据外在环境因素对土壤进行分类所带来的分类不确定性。使得具有不同知识背景的人对同一类土壤有了共同交流的语言。

二、发生学理论只作为选择分异特性的指导

《土壤系统分类》的发展设计过程中，也充分地考虑了土壤的发生学理论，尽可能地将具有共同发生的土壤归集到同一分类单元，并非像有人所说的那样“机械唯物论”、“没有思想”。虽然在每一个阶层都使用土壤本身的性质作为分异特性定义土壤分类单元，在字面上看不出每个诊断层、特性或分类单元的发生学意义，但选择分异特性和定义每一个分异特性时，充分考虑到它们的发生学特征与意义，其中隐藏着深刻的发生学内涵。

举松软表层为例。定义松软表层这一诊断层的目的是为了将过去分类中的湿草原土（黑土）、黑钙土、栗钙土等这一类草原土壤归集到同一个土纲中。为此，松软表层的定义性质就概括了这些土壤的共同特性，并有意识地排除了那些非草原土壤。如：

1. 关于土壤结构性。因为草原土壤均具有团聚良好的结构，呈松软状态；故有特性（1）（见本章第三节关于松软表层的定义）的限制。从而将那些发育于林被下的、干时坚硬的、结构性不太好的土壤排除在外。

2. 关于颜色。根据统计结果，大多数草原土壤湿态亮度 < 3.0 、干态亮度 < 5.0 ；而森林土壤的湿态亮度 > 4.0 、干态亮度 > 6.0 。故将松软表层的湿态亮度定为 < 3.5 、干态亮度定为 < 5.5 。以求将草原土壤与森林土壤划分开。但后来发现这一标准将一些被草本植物侵入的森林土壤，如“红色石灰土”、“棕色森林土”，也划归入松软土。故在新的版本中改动了颜色标准，将草原土壤的湿态亮度定为 < 3.0 、干态亮度定为 < 5.0 。以求得到更合理的划分。

3. 关于盐基饱和度。根据测试数据，草原土壤的盐基饱和度高，还未见 $< 50\%$ 者。故规定松软表层的盐基饱和度 $\geq 50\%$ 。这一条特性也是松软表层与暗色表层的分界。

4. 关于厚度。草原土壤的腐殖质表层的厚度，从黑土到黑 231 钙土到栗钙土逐渐变薄。松软表层关于厚度的标准，是为了将上述三种草原土壤归集到一起，而排除棕钙土、灰钙土等荒漠草原土壤，因为荒漠草原土壤无灌溉，便无农业。

5. 关于 P_2O_5 的含量。在城镇、村庄周围，由于经常施用大量有机肥，土壤颜色变暗，结构性变好，也松软，在形态上非常类似于松软表层。为了将这一人为造成的土壤变化与自然的草原土壤分开，设立了松软表层 P_2O_5 含量

小于 250 微克/克的标准。

6. 关于土壤水分状况。埃及尼罗河畔的灌溉土壤，由于长期灌溉，表土变得在形态上非常类似于松软表层。但那里处于干旱区，无灌溉便无农业。为了将这些土壤与软土区分，在松软表层的定义中设立了水分状况或全年湿润天数的标准。

凡此种均表明了《土壤系统分类》的发生学思想。读者可以参考《土壤系统分类概念的理论基础》一书，从中得到更多发生学启示。从历史的观点看，《土壤系统分类》是受源于俄国的土壤发生学思想影响的。在这种基本思想的指导基础上，加上大量的土壤数据，使得《土壤系统分类》更能反映土壤的本质，其隐含的发生学思想更有实验基础。

三、分异特性量化

《土壤系统分类》中的诊断层和诊断特性以及低级分类所使用的分异特性是量化的。使得所建立的分类单元有了精确的定义和严格的边界，使不同的土壤学家在鉴定同一土壤时，有了共同比较的基础，也便于国际交流。比如，过去各国分类中，对灰化土的鉴定无明确的定量标准，尽管使用同一名称，而土壤却大不相同，造成误解。最典型的例子是我国分类中的漂灰土。在中国土壤图上，它分布在大兴安岭北段。而联合国教科文组织与粮农组织的 1/500 万世界土壤图，按字面意义直接转译为灰化淋溶土 (Podzolvisol) 而将其标绘在图上，但实际上那里的土壤根本不符合灰化淋溶土的定义。

四、土族的承上启下作用

《土壤系统分类》在亚类以上各级分类中，将具有重大发生学意义的土壤性状作为分异特性；土系一级则以和生产管理关系密切的土壤性质作为分类依据，而土族一级在高级分类和低级分类中起到了承上启下的作用。土族主要依控制层段的特性划分。控制层段基本上是植物根系主要分布区，也基本上是土体部分。作为划分土族的控制层段的土壤特性有：颗粒大小级别、明显不同的颗粒大小分布、矿物学类型、反应等等。它们反映了对土壤的生产作用和管理影响重大的水分物理性质、化学性质等。同时，也有一定的发生学内涵。如颗粒大小级别反映了沉积物或风化物的特点；存在明显不同的颗粒大小级别表明了岩性上的不连续性；矿物学类型则反映了母质的风化程度等。

五、“检索”的作用

《土壤系统分类》中使用了一个检索表，采取排除法，使各分类单元之间有了严格的界限，不致于相互包含，也非常便于野外土壤调查时使用。

六、“开放体系”的特点

《土壤系统分类》是一个开放体系，它可以容纳任何有关土壤知识的变化带来的分类变化，而并不打乱整个体系。例如：火山灰一类土壤过去是始成土的一个亚纲和其他土纲中的一些亚类。现在将火山灰土壤独立为一个土纲，只是简单地将分散于各土纲中具有火山灰土壤特性的土壤抽取出来组成火山灰土土纲。其变化只涉及到那些过去有火山灰土分类单元定义的土壤，使它们的定义变窄。作这些改变很方便、很灵活。

开放体系的另一特征是可以不断地根据新知识对体系进行完善。

七、存在的一些问题

《土壤系统分类》不是完美无缺的，我们在学习中感到有以下几个问题：

1. 诊断层用在最高的分类阶层不利于土壤调查

土壤诊断层是在气候、母质、成土时间等综合因素作用下形成的，在判读土壤诊断层时要综合分析这些成土因素的组合作用，并要挖土壤剖面鉴别。而土壤调查有不同比例尺和调查精度。一般地说，土纲是小比例尺土壤调查制图的基础，要求它有高度概括性，可以从某些因素推导出来而不过分依赖实地调查。这些因素最好具地理性，如气候、植被等。于是可将土壤的水热状况放在土纲一级作为分异特性。在小比例尺土壤制图时，就很容易地从气候数据以及植被分布等判读区域土壤水热状况，进行制图。相反，成土母质和成土时间无地带性，不宜作为高级土壤分类的依据。如我国南方地理发生学分类的“红壤”分布区，因石灰性母岩或成土年龄轻的缘故，使一些土壤盐基饱和度高，落入淋溶土的范畴，而非理想设计上的老成土。因此，用《土壤系统分类》作为制图图例基础时，常常出现因为母质分布不同，造成淋溶土与老成土的交叉分布，宏观地理分布规律不明显，而且遇到用小比例尺进行土壤调查时过多依赖剖面分析数据的问题。

2. 诊断层过多依赖实验室分析数据

像氧化层、灰化淀积层、高岭层、淀积粘化层等诊断层的鉴别标准，在很大程度上要靠实验室分析数据，而且有些分析并非是常规土壤分析，如可风化矿物多少等等。这就给实际鉴别土壤带来一些困难，如花费较多的时间和费用。土壤分类标准是要定量化，但要尽可能使用野外鉴别的性质或其他学科知识与土壤发生关系推知的性质。特别是像诊断层这类用在高级分类中的分异特性，其主要目的应是反映土壤的发生分布规律。

3. 值得重新考虑将冷冻土壤分散于各个土纲

冷冻土壤或是分布在高纬度地区，或是分布于高山地区，呈现明显的地理分布规律。对这样的土壤最好独立出来放在最高分类阶层，以便土壤调查制图。

总之，《土壤系统分类》的思想方法和分类标准设计优于过去任何一种分类体系，代表了土壤分类的新发展。但这个体系并非完美无缺。在学习应用它时要辩证唯物地认真分析它。不加选择盲目仿效或攻其一点不计其余均不是唯物主义的，最终对科学发展不利。

第六章 西欧形态发生学土壤分类

现代西欧形态发生分类学派的三大代表是联邦德国 E.莫根浩森的土壤分类体系、法国 C.P.S.C. (奥博特) 的土壤分类和英国 B.W.艾弗里 (1956) 的土壤分类。因他们的分类均受 W.L.库比纳(1953) 形态发生分类学的影响, 故称之为形态发生分类学派。

由于地理环境的关系, 西欧形态发生分类特别注重水成(半水成)土壤的分类, 将土壤水分条件放在最高一级分类中作为分类标准, 这是西欧形态发生分类学派的第一个特点。

第二个特点是, 根据土壤剖面形态分异或剖面发育状况, 按土壤发育程度由幼年土壤到老年土壤依次排列划分土壤。

第三个特点是重视人为土壤的研究, 均在不同的分类等级设立了人为土壤分类单元。

第一节 W.L.库比纳的土壤分类

研究西欧形态发生分类的历史和特点，还是要从 W.L.库比纳的土壤分类着手，因为他是这个学派的创始人。英、法、德各国的现代土壤分类均受其思想方法的影响。众所周知，库比纳第一次将土壤薄片显微观察方法引入土壤学研究，创立了土壤微形态学，并用来鉴别分类土壤。但值得提出的是，库比纳不仅用微形态方法，更重要的是用土壤剖面形态特征鉴别分类土壤。

库比纳关于土壤分类的基本思想如下：

首先，土壤分类应是根据土壤全部性状进行分类的一种自然分类。用于分类的性状不仅包括已知的可测定的性状，并且包括有待继续研究才能明确的其他性状。因此，土壤分类体系不是固定不变的或一次完成的，而是处在永恒的不断发展之中。目前的分类只能反映人们对土壤的现阶段认识。一个国家的土壤学者完成不了世界通用的土壤自然分类体系。这种工作要长期详细地研究世界各地的土壤，其进度缓慢并且没有止境，要靠继承与发展才能取得成果。

库比纳又指出，土壤性状的发生学解释对土壤分类是非常重要的，具有这些知识才能对土壤性质有深刻的理解。然而，发生学对土壤性状仅是作出解释，系统分类则必须根据土壤性状本身。

库比纳认为，对于土壤这个自然体来说，各土壤类型之间的内在联系不是由于什么遗传性或前后代的关系，而是由于土壤形态和发生发展阶段性或发育程度决定的。土壤形态，包括微形态或总外貌都随生态条件的变化而变化，根据土壤的形态特征可以将土壤按照一定的发生学图式把土壤归集到不同的分类单位中。

西欧现代各土壤分类体系虽各有特点，但基本上都是遵循库比纳关于土壤分类的基本思想来设计和发展的。

一、分类特色

首先，W.L.库比纳根据土壤发生层由简单到复杂的程度，将土壤剖面分为若干类型，用以区分各种土壤的生成发育阶段：

1. (A) -C 型土壤：指有土壤生物但没有明显可辨的腐殖质层，只是表层有生物，具有或不具有植物根系层的土壤。一般原始土壤属之。水下土壤和半陆上土壤可写成 (A) -G 型或 A-G 型。

2. A-C 型土壤：具有明显的腐殖质层，但没有 B 层。黑色石灰土、薄层土属之。

3. A-(B) -C 型土壤：具有明显原地风化改变的 B 层，但未见胶体淀积痕迹。某些棕壤、红色石灰土属之。

4. A-B-C 型土壤：具有明显的胶体淀积 B 层。灰壤、漂白化棕壤与红壤以及脱碱土属之。

5. B/A-B-C 型土壤：由于强烈的毛管上升引力和不可逆的淀积作用，淀积物呈胶溶态移至土壤表层并富集起来，皮壳和表层结壳土属之。

第二，W.L.库比纳将水成土壤与半水成土壤提高到最高分类等级（门）上处理，分别命名了水下土土门和半陆上或淹水和地下水土土门两个最高级分类单元。

第三，这个分类是按发生学观点，根据土壤剖面形态划分土壤的。没有给予土壤发生层和土壤性状以定量化说明，所以仍属于定性或描述性土壤分

类。

二、分类体系

W.L.库比纳(1953)的土壤分类体系利用分支方法,设置了8个等级。并编制了分类检索表,便于记忆。这8个分类等级是:

土门 根据土壤中水分渗透的主要方向划分,其分三个土门。

土纲 根据土壤具有的类似剖面层序及土壤中物质的动态而划分,共分17个土纲。

亚纲 除原始土土纲分为两个亚纲外,其他无亚纲。

土型 根据土壤剖面层序的特征和各土层特有的性质而划分。它表明特有的成土过程及母质特有的性质,共有40个土型。土型是基本分类单元。

亚型 根据土型在质上的差异划分。亚型是土型附加了其他不同的性质特征,或是土型的不同发育阶段。

变型 根据亚型中附加成土过程发展程度的不同划分,如弱、中、强不同的灰化程度。

亚变型 根据变型的成因在质上和量上的特殊性而划分,一般指A层的厚度。

地方种 反映地方性成土因子对土壤的影响。

表6.1 列出了库比纳(1953)分类体系中土型以上各级分类单元。

表 6.1 W.L.库比纳土壤分类系统

土门	土纲	土型
A 水下土	AA 无泥炭水下土	1. 水下原始土 2. 棕色淤泥 3. 黑色淤泥 4. 酸性腐泥
	AB 泥炭水下土	5. 泥炭土
B 半陆上或淹水和地下水土	BA 半陆上原始土	6. 冲积土 7. 极地冰碛原始土 8. 弱腐殖质潜育土
	BB 类矿质湿土	9. 矿质湿土 10. 沼泽土
	BC 半陆上泥炭土	11. 毡状苔藓 12. 苔藓
	BD 盐土	13. 盐土 14. 碱土 15. 脱碱土
	BE 腐殖质潜育土	16. 潜育土
	EF 腐殖质非潜育淤积土	17. 腐殖质冲积土 18. 类黑色石灰土淤积土 19. 类黑钙土淤积土 20. 酸性淤积土
C 陆地土	CA 陆地原始土 A. 顶极原始土 B. 非顶极原始土	21. 寒漠土 22. 旱漠土 23. 温带漠土
	CB 类薄层土	24. 类薄层土
	CC 类黑色石灰土	25. 黑色石灰土 26. 类黑色石灰土（基性岩上发育的黑色石灰土）
	CD 草原土	27. 灰钙土 28. 棕钙土 29. 栗钙土 30. 黑钙土 31. 类黑钙土（薄层） 32. 准灰钙土（无钙积层）
	CE 石灰岩土	33. 石灰岩土（包括棕色石灰土、红色石灰土）
	CF 类红色硅质土	34. 棕色硅质土 35. 红色硅质土
	CG 砖红壤	36. 红壤
	CH 棕壤	37. 棕壤
	CI 假潜育土	38. 假潜育土（地表水型）
	CJ 灰壤	39. 半灰壤

第二节 E. 莫根浩森的土壤分类

一、分类特色

E. 莫根浩森将 W.L. 库比纳的形态发生土壤分类体系应用于德国，并发展成为自己的分类，可以说他们二人的分类体系是一脉相承的。莫根浩森采用以下四点作为其分类的依据：

1. 渗透的方向和程度：指土壤中真溶液态和胶体态的溶解物质及其他移动性物质的移动方向和程度。

2. 土壤剖面形态（包括地面有机物层）：指土壤的发生层（不包括地质沉积层）。

3. 土壤裂隙组织（或渗透系统）：指母质性状所决定的土壤空隙状况。它与土壤生成发育及土壤水分的移动和分布有重要关系。

4. 土壤中物质的特定动态：指土壤渗透方向和程度、土壤剖面构型和土壤裂隙组织影响水分渗透的结果。

莫根浩森的土壤分类更加注重人为土壤在分类中的地位，将人为土提高到土纲的水平。他把人为土纲的鉴别特征放在亚表层较稳定的质地、矿物、土层厚度、结构等特性上，而不将耕层的 pH 值、养分含量等作为鉴别特征是很有道理的。因为这些性质往往由于耕作等措施而发生变化，将它们作为鉴别特性必然造成土壤分类地位的不稳定，也不利于土壤耕作经验的转移。

莫根浩森的分类中删去了盐渍土，这可能受德国土壤的具体情况所限制。但他将库比纳的水下土土门划分为水下土土门和泥炭土土门，并将陆上土土门排在最前面，依次为半陆上土壤门、水下土壤门、最后为泥炭土壤门，这个次序更接近于人们的习惯。

莫根浩森的分类仍属于形态发生学分类。分类的标准是剖面发育的形态特征，但未给予定量化。其分类技术方法，属于树枝状分类体系，便于记忆分类单元的概念及其分类地位。

二、分类体系

莫根浩森（1962）的土壤分类体系是七级分类制，即土门、土纲、土型、亚型、变型、亚变型和地方种。对土门和土纲两级仅介绍一般情况，对土型、亚型按下列项目叙述：特征；命名；生成（包括生成条件）；剖面形态；性质（包括物质的和动态的）；典型特征及其变异；细分类；分布等。下面以陆上人工土土纲为例介绍莫根浩森的土壤分类单元的定义或描述。

陆上人工土土纲：陆上人工土是人类直接改变土壤剖面形态的结果。主要是造成很厚的腐熟表层；但一般具有耕作层（ A_p 层）而其下方还保存自然土壤。自然发生层的土壤不属于这个土纲。由于土壤侵蚀而生成的崩积土，或降低地下水位而改变土壤生成方向等情况都属于人为引起的间接影响，也不属于人工土壤。陆上人工土土纲包括“厚熟土”、“园地土”和“混层土”三个土型。

厚熟土土型：经长期施用大量由草本植株和草皮作为褥草的厩肥，形成堆积厚度达 80 厘米以上，呈黑灰色或炭棕色，结构为弱度发育的块状或单粒状的一类土壤。多分布在村落周围。

园地土：经数十年或数百年长期施用大量有机肥，深耕细作，适时灌溉，蚯蚓等蠕虫上下翻动形成的多孔性、通气透水良好、营养元素与有机质含量

高的菜园土壤。园地土根据其原来的“母土”划分土型与亚型。如在棕壤上形成的园地土称“棕壤-园地土”。变型根据A层的厚度划分，如“中度发育的棕壤-园地土”（A层厚40—60厘米）。

混层土：指经过耕翻使土壤全剖面原有层次受到破坏和上下层位置错乱或原土层中的物质混杂。人工堆积岩屑、矿渣，以及深翻的果园土壤都属于“混层土”。混层土还包括深耕深翻的泥炭地、沼泽地和新泛滥地的土壤。露天采矿迹地经平整后的土壤也属混层土。“混层土”的亚型是根据原来的土型划分的，变型根据混合程度和混合深度而划分。

表6.2列出E.莫根浩森土壤分类体系亚型以上各级分类单元。

表6.2 E.莫根浩森的土壤分类

土 门	土 纲	土 型	亚 型
A. 陆 上 土	a. 陆 上 原 始 土	高 山 原 始 土 极 地 构 造 土 原 始 土	. 冻 结 搅 乱 土 . 滴 状 土 . 环 状 土 . 冰 楔 土 . 典 型 原 始 土 . 黑 色 石 灰 土 - 原 始 土 . 薄 层 土 - 原 始 土
	b. A - C 型 土	薄 层 土 黑 色 石 灰 土 亚 黑 色 石 灰 土	. 原 始 土 - 薄 层 土 . 灰 色 薄 层 土 . 棕 色 薄 层 土 (典 型 的) . 棕 色 土 - 薄 层 土 . 灰 壤 - 薄 层 土 . 贫 养 薄 层 土 . 针 叶 薄 层 土 . 高 山 薄 层 土 . 原 始 土 - 黑 色 石 灰 土 . 类 熟 腐 殖 质 - 黑 色 石 灰 土 . 熟 腐 殖 质 黑 色 石 灰 土 (典 型 黑 色 石 灰 土) . 高 山 黑 色 石 灰 土 . 粗 腐 殖 质 - 黑 色 石 灰 土 . 针 叶 黑 色 石 灰 土 . 棕 色 化 黑 色 石 灰 土 . 棕 壤 - 黑 色 石 灰 土 . 棕 色 石 灰 土 - 黑 色 石 灰 土 . 原 始 土 - 亚 黑 色 石 灰 土 . 类 熟 腐 殖 质 亚 黑 色 石 灰 土 (粗 腐 殖 质 亚 黑 色 石 灰 土) . 熟 腐 殖 质 亚 黑 色 石 灰 土 (典 型 亚 黑 色 石 灰 土) . 棕 色 化 亚 黑 色 石 灰 土 . 棕 壤 亚 黑 色 石 灰 土 . 硅 酸 钙 - 亚 黑 色 石 灰 土
	c. 草 原 土	黑 钙 土 棕 色 草 原 土	. 典 型 黑 钙 土 . 碳 酸 盐 黑 钙 土 . 退 化 黑 钙 土 . 棕 壤 - 黑 钙 土 . 亚 棕 壤 - 黑 钙 土 . 假 潜 育 土 - 黑 钙 土 . 潜 育 土 - 黑 钙 土 . 典 型 棕 色 草 原 土 . 亚 棕 色 草 原 土
	d. 斑 纹 粘 土 e. 棕 壤	斑 纹 粘 土 (典 型 的) 棕 壤 (典 型 的) 棕 壤	. 原 始 土 - 斑 纹 粘 土 . 石 灰 斑 纹 粘 土 . 薄 层 斑 纹 粘 土 . 典 型 斑 纹 粘 土 . 粘 粒 移 动 型 斑 纹 粘 土 . 棕 色 粘 粒 移 动 型 斑 纹 粘 土 . 假 潜 育 土 - 斑 纹 粘 土 . 棕 色 假 潜 育 土 - 斑 纹 粘 土 . 薄 层 土 - 棕 壤 . 亚 黑 色 石 灰 土 - 棕 壤 . 黑 色 石 灰 土 - 棕 壤 . 棕 色 石 灰 土 - 棕 壤 . 斑 纹 粘 土 - 棕 壤 . 富 养 棕 壤 . 贫 养 棕 壤 . 石 灰 质 棕 壤 . 富 盐 基 棕 壤 . 贫 盐 基 棕 壤 . 富 铁 棕 壤 . 黑 钙 土 - 棕 壤 . 亚 棕 壤 - 棕 壤 . 斑 纹 粘 土 - 棕 壤 . 假 潜 育 土 - 棕 壤 . 潜 育 土 - 棕 壤 . 冰 沼 潜 育 土 - 棕 壤
		类 棕 壤	. 棕 壤 - 类 棕 壤 . 黑 钙 土 - 类 棕 壤 . 富 盐 基 类 棕 壤 . 贫 盐 基 类 棕 壤 . 退 色 棕 壤 - 类 棕 壤 . 灰 壤 - 类 棕 壤 . 假 潜 育 土 - 类 棕 壤 . 潜 育 土 - 类 棕 壤 . 冰 沼 潜 育 土 - 类 棕 壤
		退 色 棕 壤	典 型 退 色 棕 壤

第三节 法国的土壤分类

一、形成历史与特点

1944年，戴蒙基于土壤地带性学说，提出了第一个仅限于法国本土的土壤分类。这个分类将全法土壤分为两个群类，一类是地带性正常发育土，包括寒带土、灰化土、淋溶土、棕壤、黑色石灰土和地中海土；另一类是非地带性弱发育土，包括冲积土和粗骨土。

1944年以后，法国“海外科学与技术研究局(ORSTOM)的土壤学家在G.奥博特(Aubert)的领导下去热带地区和地中海地区的一些法语国家进行工作；1960年以后扩大至南美、亚洲和非洲地区的全部原法国海外领地。逐渐积累了这些地区的土壤资料，使他们有可能着眼于研究世界性的土壤分类。

1956年，G.奥博特和Ph.杜乔福(Duchaufour)在第六届国际土壤学会代表大会上提出了一个世界性的土壤分类。该分类在最高分类等级中划分出：原始矿质土；薄层土；钙成土；混合腐殖质型正常发育土；粗腐殖质型正常发育土；炎热气候铁质土；铁铝土；盐成土；水成土；水成有机土等10个土纲。划分土纲的依据是：反映土壤发育程度的剖面分异状况[例如，由弱发育到强发育有(A)-C剖面，A-C剖面，A-(B)-C剖面]和土壤发育过程中与风化条件、腐殖质类型、吸收性复合体的化学机理有关的土壤理化特性等。土纲之下按影响土壤发育的基本生态因素(气候、母岩、水文状况)划分亚纲。再按发育过程特点划分土类，如风化作用强度、发育程度、胶体淋溶程度等。土类以下按剖面发育的特殊阶段划分亚类。

后来，奥博特又对上述分类作了多次修改，并于1963年在第三届国际土壤分类会议上(比利时，根特)提出。1965年发表于比利时《土壤学》杂志上，法国土壤界称之为“奥博特的1965年分类”。该分类对1956年分类中土纲划分依据作了一些修改，划分出10个土纲。首先按土壤发育程度把原始矿质土和无明显剖面分异的幼年土与其他具A-(B)-C或A-B-C剖面的土壤分开；其次考虑在不同风化作用下土壤中三氧化物的本质和主要粘土矿物类型，以及由此在形态上所表现的颜色和结构状况；第三是剖面中有机质的分布型式，提出“均腐殖质”(如黑土、黑钙土)分布型式的概念，并考虑剖面中腐殖质分解程度(粗、中、细)；第四是考虑那些比其他基本成土过程起作用更快的过程，例如水成过程、盐成过程等。该分类中引入了变性土纲，并将其续分为两个亚纲(洼地形成变性土和岩成变性土)；设立均腐殖质土纲，包括湿草原土(黑土)、黑钙土、栗钙土、灰钙土等；把原来的钙成土改为钙镁土，但删去了其中的草原土和水成土等一系列变化。

1967年，法国“发生土壤学及土壤制图委员会”(C.P.C.S.)以1965年奥博特的土壤分类为蓝本，在总结过去分类经验和补充新资料(如增设火山灰土纲，在原始矿质土和幼年土纲中分别增加冻土和永冻层土)的基础上，提出“法国C.P.C.S.土壤分类”(表6.3)。该分类采用形态发生学分类原则，根据土壤形态特征和成土过程确定分类单元；按土壤进化或土壤剖面发育程度的原理设计排列土壤分类单元。分类始于风化程度低、不具剖面发育的原始土壤，逐步止于高度风化的铁铝土。

近几年，在美国诊断土壤分类的影响下，一些法国土壤学家对基于形态发生学原则的C.P.C.S.土壤分类提出了批评，认为它有以下缺点：无精确

定量的诊断标准和界限；有的分类依据不符合实际情况，如列入均腐殖质土土纲的灰钙土和棕钙土的有机质分布型式不符合均腐殖质的概念；分类系统不完善。因此，法国 ORSTOM 的一些土壤学家在 P.Ségalen 的领导下，拟定了新的“法国土壤分类草案”（1979）。这个新分类吸取了美国土壤系统分类（Soil Taxonomy）中的一些基本概念，并且根据法国的资料和经验作了些修改补充，可以说是一个定量的诊断分类体系。但这个新分类尚未在法国取得实际应用。在法国得到公认，并在本土和海外领地的土壤工作中继续应用的，依然是 1967 年的法国 C.P.C.S. 土壤分类。

二、法国 C.P.C.S. 的土壤分类体系

法国 C.P.C.S. 的土壤分类体系共有 6 个分类等级，即土纲、亚纲、土类、亚类、土族和土系。

土纲表示：土壤发育阶段和剖面发育程度；风化作用方式，表现为游离三氧化物的类型与数量和主要粘土矿物类型；有机质类型及其在剖面中的分布；基本成土过程（例如水成过程或盐成过程）对土壤发育的影响。共有 12 个土纲。

亚纲表征不同气候条件下形成的形态特征。土类和亚类根据反映土壤发育过程的形态特征划分。土族根据母质划分。土系反映土壤本身的性状。

表 6.3 列出了该分类体系土类以上阶层的分类单元。

表 6.3 法国 C.P.C.S. 土壤分类系统

土纲	亚纲	土类
. 原始矿质土剖面 上部 20 厘米只有极 少量的有机质 ; 矿质 层几乎无发生上的 分异	. 1 非气候性原始矿质 土	. 1.1 侵蚀的 . 1.2 冲积的 . 1.3 崩积的 . 1.4 风积的 . 1.5 火山灰的 . 1.6 人工的
	. 2 寒漠原始矿质土	. 2.1 石质土 . 2.2 冷冻土
	. 3 干 (热) 漠原始矿 质土	. 3.1 石质土 . 3.2 干弱发育的 . 3.3 崩解的
. 幼年土腐殖质层 明显但矿质层在发 生上的分异很弱	. 1 永冻幼年土	. 1.1 冰沼土 . 1.2 极地棕色土
	. 2 弱分解有机幼年土	. 2.1 薄层土 . 2.2 石灰岩土 . 2.3 火山灰土
	. 3 干幼年土	. 3.1 灰色半沙漠 土 . 3.2 干薄层土
	. 4 非气候性幼年土	. 4.1 侵蚀的 . 4.2 冲积的 . 4.3 崩积的 . 4.4 风积的 . 4.5 碎屑的 . 4.6 火山灰的 . 4.7 人工的

续表

土纲	亚纲	土类
. 变性土富含交换量高的膨胀粘土	. 1 排水良好的变性土	. 1. 1 圆形结构的 . 1. 2 棱角结构的
	. 2 排水不良的变性土	. 2. 1 圆形结构的 . 2. 2 棱角结构的
. 火山灰土主要矿物为水铝英石	. 1 寒冷地区火山灰土	
	. 2 热带地区火山灰土	
. 钙镁土剖面上部的形成主要受 Ca、Mg 离子影响 ;剖面下部既无变性土的也无均腐殖质土的特征	. 1 碳酸盐土	. 1. 1 黑色石灰土 . 1. 2 棕色石灰土 . 1. 3 隐黑色石灰土
	. 2 饱和土	. 2. 1 棕色石灰性的 . 2. 2 腐殖质碳酸盐的 . 2. 3 粘质石灰性的
	. 3 石膏土	. 3. 1 黑色石灰土型的 . 3. 2 棕色的
. 均腐殖质土草原土壤，表层有机质含量高，往下渐减	. 1 较湿润气候的均腐殖质土	. 1. 1 湿草原土
	. 2 土壤气候非常寒冷的均腐殖质土	. 2. 1 黑钙土 . 2. 2 栗钙土 . 2. 3 棕色的
	. 3 具凉湿季节的均腐殖质土	. 3. 1 褐色土 . 3. 2 灰钙土
	. 4 具雨季高温的均腐殖质土	. 4. 1 棕色干旱土
. 棕色土剖面分异明显，均腐殖质，棕色	. 1 温暖湿润气候的棕色土	. 1. 1 棕壤 . 1. 2 粘淀土
	. 2 温暖大陆性气候的棕色土	. 2. 1 灰色森林土 . 2. 2 生草灰化土
	. 3 冷凉气候棕色土	. 3. 1 粘淀棕色土
	. 4 热带气候棕色土	. 4. 1 热带饱和棕色土
. 灰化土有或无 E 层，但一定有一富含铁-铝-腐殖质的淀积 B 层	. 1 温暖气候灰化土	. 1. 1 灰壤 . 1. 2 灰壤性土 . 1. 3 铁质灰壤 . 1. 4 隐灰壤性土
	. 2 寒冷气候灰化土	2. 1 寒带灰壤 . 2. 2 高山灰壤
	. 3 水成灰化土	. 3. 1 潜育灰壤 . 3. 2 漂白灰壤 . 3. 3 湿热带灰壤
. 三氧化铁土有一红或红棕色 B 层，粘粒除高岭为主外，还有少量 2-1 型粘土矿物，通常无三水铝石	. 1 热带三氧化铁土	. 1. 1 弱淋洗的 . 1. 2 淋洗的 . 1. 3 贫瘠的
	. 2 铁硅铝土	. 2. 1 弱淋洗残余钙

续表

土纲	亚纲	土类
. 铁铝土	.2 中度不饱和铁铝土	.2.1 典型的 .2.2 腐殖质的 .2.3 贫瘠的 .2.4 扰动的 .2.5 复壮的 .2.6 侵蚀的
	.3 强度不饱和铁铝土	.3.1 典型的 .3.2 腐殖质的 .3.3 贫瘠的 .3.4 扰动的 .3.5 复壮的 .3.6 侵蚀的 .3.7 粘淀的
. 水成土全剖面或部分剖面受暂时或永久渍水影响	.1 水成有机土	.1.1 纤维质泥炭土 .1.2 半纤维质泥炭土 .1.3 分解纤维质泥炭土
	.2 中度水成有机土	.2.1 腐殖质潜育土 .2.2 腐殖质滞水潜育土
	.3 水成矿质土	.3.1 潜育土 .3.2 假潜土 .3.3 滞水潜育土 .3.4 双重潜育土 .3.5 铁质硬磐或铁石累积的 .3.6 碳酸盐或石膏再分配的
. 钠质土土壤溶液电导 > 7 毫姆欧或吸收复合体中有明显的交换性钠	.1 无退化结构的钠质土	.1.1 盐土
	.2 结构退化的钠质土	.2.1 盐土 .2.2 碱土 .2.3B 层碱化钠质土 .2.4 具漂洗层的钠质土

第四节 英国 B.W. 艾弗里的土壤分类

一、形成历史与特色

本世纪初期（1900—1914 年），英国土壤分类还处于探索阶段，当时只是按照地质或岩石学的观点区分土壤，并未将土壤作为独立的自然体看待。第一次世界大战后，引入美国早期土壤分类中土系的概念，并将土系进行归纳与概括，形成若干土壤类型，如棕壤、灰化土、潜育土、石灰性土、冲积土等（1943 年，罗宾逊）。

1956 年，B.W. 艾弗里在第六届国际土壤学会上提出了一个全新的英国土壤分类系统（表 6.4）。该分类吸收了不少西欧的，如库比纳土壤分类的思想，具有明显的形态发生学特点。其高级分类中，既强调土壤形成作用，更强调土壤的属性，特别是剖面形态特征。

这个分类系统共有 4 级，即土门（division）、大土类（major soil group）、亚类（subgroup）和土系（series），其中土系的概念与划分维持不变。

土门 根据土壤排水状况的好坏划分。共分为两个土门，将排水良好和较好的高地土壤划归入自成土门；凡排水不良和较差的低地土壤，皆归入水成土门。

大土类 根据土壤生成发育的阶段或成土类型、腐殖质类型和水分状况划分。将全英土壤分成十大土类，即原始土、山地腐殖质土、石灰土、淋溶细腐殖质土（包括棕壤及类似土壤）、灰化土、淤积土、灰色水成土、潜育灰化土、泥炭（类矿质湿土型）和泥炭（沼泽）土。

亚类 主要根据成土物质类型和剖面层序划分，有的也按质

表 6.4 B.W. 艾弗里 1956 年的英国土壤分类系统

土门	大土类		亚类
A. 自成土	.原始土	a. 在坚硬岩石或粗碎屑物上 b. 在非固结物质上,主要是飞砂土	1. 山地原始土 2. 粗骨土 3. 原始砂土
	.山地腐殖质土	a. 在坚硬的硅酸盐岩石上,有 AC 或弱 (AB) 剖面	4. 山地腐殖质土
	.石灰土	a. 在高石灰性岩石上,有 AC 或弱 A (B) 剖面 b. 在石灰岩或石灰质沉积物上,有 A (B) 剖面	5. 黑色石灰土 6. 类黑色石灰土 7. 红色和棕色石灰土
	.淋溶细腐殖质土(棕壤及有关土壤)	a. 有 AC 或弱 A (B) 剖面 i. 在坚硬岩石上的 ii. 在松软粘质岩石上的 b. 有棕壤型 A (B) 剖面 i. 在坚硬岩石或非石灰性硅酸盐沉积物上的 ii. 在石英砂或砂岩上的 iii. 在含铁岩石或含铁冰碛物上的 c. 有粘化 B 层或古老残留 (B) 层 i. 在化学风化残积或运积物上,心土有硅质土形成的 ii. 在粘质红色地层及相应冰碛物上的 iii. 在低铁和高蒙脱沉积物上的 d. 有粗腐殖质状腐殖质的复原灰壤	8. 粗骨棕壤 9. 细质地疏松岩性土 10. 正常棕壤 11. 砂质棕壤 12. 铁质棕壤 13. 淋溶棕壤 14. 淋溶红色粘土 15. 淋溶灰色粘土 16. 复原灰壤
	.灰化(粗腐殖质)土	a. 有 AC 或弱 AB 剖面的 b. 有薄和断续的 A ₂ 层或 A ₂ 层为腐殖质掩蔽的 AB 剖面的 c. 有明显连续 A ₂ 层的	17. 粗骨粗腐殖质土 18. 灰化棕壤 19. 腐殖质灰壤 20. 铁质灰壤

续表

土门	大土类	亚类
B.水成(半陆生)土	.淤积土 a.起源于非石灰性岩石的粗质地(砂砾质)土壤 b.有AC或弱A(B)剖面的石灰性土壤 c.有A(B)剖面、化学风化、以棕色为主的土壤	21.粗质地淤积土 22.黑色石灰土型淤积土 23.棕色淤积土
	.灰色水成土 a.中到重质地、排水不良、地表水过多的高地土壤 b.受高水位或侧渗水影响的砂质土壤 c.受高水位或侧渗水影响的黑色石灰土型土壤 d.河流低平地中到重质地土壤 e.滨海沼泽土壤 f.有细腐殖质状腐殖质的复原潜育灰化的土壤	24.钙质潜育土 25.淋溶潜育土 26.砂质潜育土 27.地下水黑色石灰土 28.草甸潜育土 29.沼泽潜育土 30.复原潜育土
	.潜育灰化土 a.B层有潜育或成磐作用的灰化灌木林和森林土壤 b.有泥炭腐殖质、潜育或非潜育B/C层,常带有薄磐的高沼地土壤 c.有泥炭腐殖质和潜育A ₂ 层和B层的高沼地土壤	31.潜育灰壤 32.泥炭(潜育)灰壤 33.泥炭灰化潜育土
	.泥炭(类矿质湿土型)的土 a.有40厘米强潜育矿质土 b.有泥炭心土的	34.低位沼泽潜育土 35.泥炭潜育土 36.(排水)低位沼泽土
	.泥炭(沼泽土) a.在雨水影响下积累的泥炭 b.在贫盐基岩或土壤下积累的泥炭	37.毡状沼泽 38.高位苔藓沼泽 39.河谷(泛滥)沼泽

地，腐殖质类型和潜育特性等划分，共39个亚类。

艾弗里1956年的土壤分类属于形态发生分类，分类单元的划分只有定性标准，而无定量标准；因而，分类的主观性和任意性很大。

60年代，B.W.艾弗里引进美国土壤系统分类(第七次草案)中关于诊断分类的思想与一些概念，修改了他1956年的分类，于1973年首次发表了英国新的土壤分类系统。后经两次修改，1980年又正式发表(表6.5)。

新的分类体系有以下几个特点：

1.划分土壤类别的基本原则仍旧是根据土壤属性，但作了严格的数量规

定，提出了适合英国具体情况的诊断层和诊断特性作为分类标准。这是英国土壤分类的重大转变，即从定性变为定量，从形态发生分类体系转变为诊断分类体系。

2. 重视水成（半水成）土壤的分类。在最高分类等级（大土类）中，分出三个水成大土类：

（1）对无明显表土发育，但有潜育亚表层或未成熟土层的土壤归入原始潜育土大土类。

（2）对有缓渗亚表层、潜育亚层、或 B 层的假潜育土归入地表水潜育土大土类。

（3）对由地下水影响形成的潜育亚表层的土壤归入地下水潜育土大土类。

3. 设立人造土大土类。将那些具有人造 A 层、扰动亚表层或扰动岩石废渣的堆垫土和厚熟土归入人造土大土类。而对那些耕种土壤，只要它们的稳定土壤性质未改变，均视同与它相应的自然土壤，作为同一类型。

二、B.W. 艾弗里 1980 年的土壤分类体系

B.W. 艾弗里 1980 年的土壤分类共有四级，即大土类、土类、亚类和土系。艾弗里对各级分类单元的划分标准未作详细说明。

表 6.5 B.W. 艾弗里 1980 年的英国土壤分类系统
（“*”表示在艾弗里 1973 年的分类系统中没有的亚类）

大土类	土类	亚类
1. 陆上原始土	1.1 原始砂土 1.2 原始冲积土 1.3 原始粗骨土 1.4 原始壤土 1.5 人造原始土	
2. 原始潜育土	2.1 原始砂质潜育土 2.2 未成熟潜育土	
3. 岩成土	3.1A-C 土	3.1.1 腐殖质 A-C 土 3.1.2 潜育 A-C 土* 3.1.3 棕色 A-C 土 3.1.4 灰化 A-C 土 3.1.5 滞水潜育 A-C 土
	3.2 砂质 A-C 土	3.2.1 典型砂质 A-C 土 3.2.2 灰化砂质 A-C 土 3.2.3 潜育砂质 A-C 土
	3.3A-C 型冲积土	3.3.1 典型 A-C 型冲积土 3.3.2 潜育 A-C 型冲积土
	3.4 黑色石灰土	3.4.1 腐殖质黑色石灰土 3.4.2 灰色黑色石灰土 3.4.3 棕色黑色石灰土 3.4.4 崩积黑色石灰土 3.4.5 潜育黑色石灰土 3.4.6 腐殖质潜育黑色石灰土 3.4.7 滞水潜育黑色石灰土*
	3.5 类黑色石灰土	3.5.1 典型类黑色石灰土 3.5.2 腐殖质类黑色石灰土 3.5.3 崩积类黑色石灰土 3.5.4 滞水潜育类黑色石灰土 3.5.5 潜育类黑色石灰土

续表

大土类	土类	亚类
3. 岩成土	3.6 砂质类黑色石灰土	3.6.1 典型砂质类黑色石灰土 3.6.2 潜育砂质类黑色石灰土*
	3.7 黑色石灰土型冲积土	3.7.1 典型黑色石灰土型冲积土 3.7.2 潜育黑色石灰土型冲积土 3.7.3 腐殖质潜育黑色石灰土型冲积土
4. 粘性土	4.1 石灰性粘性土 4.2 非石灰性粘性土 4.3 粘淀粘性土	4.1.1 典型石灰性粘性土 4.2.1 典型非石灰性粘性土 4.3.1 典型粘淀粘性土
5. 棕色土	5.1 棕色石灰性壤土	5.1.1 典型棕色石灰性壤土 5.1.2 潜育棕色石灰性壤土 5.1.3 滞水潜育棕色石灰性壤土 5.1.4 崩积棕色石灰性壤土
	5.2 棕色石灰性砂土	5.2.1 典型棕色石灰性砂土 5.2.2 潜育棕色石灰性砂土
	5.3 棕色石灰性冲积土	5.3.1 典型棕色石灰性冲积土 5.3.2 潜育棕色石灰性冲积土 5.3.3 粘性潜育棕色石灰性冲积土*
	5.4 棕壤	5.4.1 典型棕壤 5.4.2 滞水潜育棕壤 5.4.3 潜育棕壤 5.4.4 铁质棕壤 5.4.5 滞水潜育铁质棕壤 5.4.6 潜育铁质棕壤* 5.4.7 崩积棕壤*
	5.5 棕色砂土	5.5.1 典型棕色砂土 5.5.2 潜育棕色砂土 5.5.3 滞水潜育棕色砂土 5.5.4 粘淀棕色砂土 5.5.5 潜育粘淀棕色砂土
5. 棕色土	5.6 棕色冲积土	5.6.1 典型棕色冲积土 5.6.2 潜育棕色冲积土 5.6.3 粘性潜育棕色冲积土*
	5.7 粘淀棕壤	5.7.1 典型粘淀棕壤 5.7.2 滞水潜育粘淀棕壤 5.7.3 潜育粘淀棕壤
	5.8 古粘淀棕壤	5.8.1 典型古粘淀棕壤 5.8.2 滞水潜育古粘淀棕壤 5.8.3 潜育古粘淀棕壤*
6. 灰化土	6.1 棕色灰化土	6.1.1 典型棕色灰化土 6.1.2 腐殖质棕色灰化土 6.1.3 古粘淀棕色灰化土 6.1.4 滞水潜育棕色灰化土 6.1.5 潜育棕色灰化土
	6.2 腐殖质隐灰壤	6.2.1 典型腐殖质隐灰壤 6.2.2 铁质腐殖质隐灰壤*
	6.3 灰壤	6.3.1 腐殖质铁质灰壤

续表

大土类	土类	亚类
7. 地表水潜育土	7.1 滞水潜育土	7.1.1 典型滞水潜育土 7.1.2 粘性滞水潜育土 7.1.3 始成滞水潜育土 7.1.4 古粘淀滞水潜育土 7.1.5 砂质滞水潜育土
	7.2 滞水腐殖质潜育土	7.2.1 始成滞水腐殖质潜育土 7.2.2 粘淀滞水腐殖质潜育土 7.2.3 古粘淀滞水腐殖质潜育土 7.2.4 砂质滞水腐殖质潜育土
8. 地下水潜育土	8.1 冲积潜育土	8.1.1 典型冲积潜育土 8.1.2 石灰性冲积潜育土 8.1.3 粘性冲积潜育土 8.1.4 粘性石灰性冲积潜育土 8.1.5 硫酸冲积性潜育土
	8.2 砂质潜育土	8.2.1 典型砂质潜育土 8.2.2 石灰性砂质潜育土
	8.3 始成潜育土	8.3.1 典型始成潜育土 8.3.2 石灰性始成潜育土 8.3.3 粘性始成潜育土
	8.4 粘淀潜育土	8.4.1 典型粘淀潜育土 8.4.2 砂质粘淀潜育土
	8.5 腐殖质冲积潜育土	8.5.1 典型腐殖质冲积潜育土 8.5.2 石灰性腐殖质冲积潜育土 8.5.3 硫酸腐殖质冲积潜育土
	8.6 腐殖质砂质潜育土	8.6.1 典型腐殖质砂质潜育土 8.6.2 石灰性腐殖质砂质潜育土*
	8.7 腐殖质潜育土	8.7.1 典型腐殖质潜育土 8.7.2 石灰性腐殖质潜育土 8.7.3 粘淀腐殖质潜育土
	9. 人造土	9.1 人造腐殖质土
9.2 扰动土		
10. 泥炭土	10.1 原始泥炭土	10.1.1 淡纤维质原始泥炭土 10.1.2 暗纤维质原始泥炭土 10.1.3 淡隐纤维质原始泥炭土 10.1.4 暗隐纤维质原始泥炭土
	10.2 土状泥炭土	10.2.1 淡纤维质土状泥炭土 10.2.2 暗纤维质土状泥炭土 10.2.3 淡隐纤维质土状泥炭土 10.2.4 暗隐纤维质土状泥炭土 10.2.5 硫酸土状泥炭土

但根据分类单元检索标准可大致概括如下：

大土类 主要根据反映主要成土过程的诊断层划分。

土类 主要根据成土物质的类型和特性（如质地、石灰性反应等）以及其他诊断层（即除用于大土类的诊断层以外的诊断层）划分。

亚类 大部分是根据反映次要或附加的成土作用的诊断层和诊断特性划分。

土系 土系的划分标准未改变。

表 6.5 列出了 1980 年艾弗里土壤分类系统中亚类以上的高级分类单元。这里例举第 5 个大土类即棕色土大土类，以便梗概地了解分类单元的鉴别标准。

5. 棕色土：包括风化 B 层或粘淀 B 层，颜色发棕或发红的主要土类。它无潜育亚表层，无粘性（变性）特征，排水良好，无潜育特征。

5.1 棕色石灰土：有风化 B 层，发育在石灰性物质或位于石灰性物质之上。为壤质。如出现砂质或粗骨-砂质土层，则该层位于 40 厘米深度以下。B 层一般含石灰，若不含石灰，则 BC 层为石灰性，而且 $\text{pH} > 6.0$ 。

5.2 棕色石灰性砂土：有风化 B 层，发育在石灰性沉积物上，而不是近代冲积物上的棕色土。地表以下 80 厘米内至少一半是砂质或粗骨-砂质的。B 层一般含石灰，若不含石灰，则 BC 层为石灰性，而且 $\text{pH} > 6.0$ 。

5.3 棕色石灰性冲积土：有风化 B 层，发育在石灰性壤质或粘质近代冲积物上的棕色土。其底土质地可以较粗，上部土层可不含石灰。

5.4 棕壤：有非石灰性风化 B 层，发育在壤质沉积物上，而不是近代冲积物上的棕色土。若有砂质或粗骨-砂质土层存在，其上界面必须在 40 厘米以下；若 80 厘米以下有非固结的石灰性底土层，B 层中某些部分的 pH 应小于 6.0。

5.5 棕色砂土：有粘淀 B 层，在地表以下 80 厘米内至少一半为砂质或粗骨-砂质的棕色土

5.6 棕色冲积土：有非石灰性风化 B 层，发育在壤质或粘质近代冲积物上。地表以下 40 厘米内可能有石灰性土层，B 层亦可能位于质地较粗的底土层以上。

5.7 粘淀棕壤：有粘淀 B 层，发育在壤质沉积物（如黄土）上的棕色土。底土多含（但不一定含）石灰。

5.8 古粘淀棕壤：有古粘淀 B 层的棕色土。在地表以下 80 厘米内无厚度大于 40 厘米的砂质或粗骨-砂质层。

三、土壤鉴别标准

B.W. 艾弗里用来区分高级土壤分类单元的鉴别标准有土壤物质、土层、诊断层和其他区分标准等。

1. 土壤物质：指土壤物质的组成。包括有机土壤物质、矿质土壤物质、颗粒大小级别、石灰性、铁质的等，它们均有定量说明。

2. 土层：采用的土层符号与“世界土壤图”（1:500 万）卷 1（FAO/Unesco, 1974 年）中规定的大致相同，但也作了少许修改，并对某些重要土层作了数量规定。如 A_h 为湿润时亮度与彩度均比下伏土层低，有机质含量至少 1% 的未耕种 A 层。又如 B_s 为富含无定形物质的 B 层。其湿态亮度和彩度 ≤ 4 ；焦磷酸盐提取的铁和铝大于 0.3%；粘粒测得值至少 5%；与氟化钠反应活跃；

含砂粒或粉粒大小的颗粒状团聚体，或在颗粒表面有三氧化物胶膜。

这些有数量规定的土层除供确定或描述划剖面土层外，还有以下两方面的作用：

(1) 直接用于说明诊断层，而在诊断层中无需重复上述各土层的数量指标。于是避免了美国分类中的土层和诊断层脱节的缺点。

(2) 直接用来区分高级分类单元。

3. 诊断层：指在土壤性质上有一系列定量说明的土层。它和土层的差别是不仅特指某单一土层，有时包括相似的几个土层。艾弗里 1980 年的分类体系中共有 18 个诊断层，其中诊断表土层 5 个，它们是泥炭表土、腐殖质表土、厚人造 A 层、特殊表土和土质表土；诊断亚表层 13 个，它们是漂白 E 层、漂洗硬磐、灰化 B 层、有胶膜包裹颗粒的显著的 B_h 层、缺铁 B_h 层、薄铁磐、粘淀 B 层、古粘淀 B 层、风化 B 层、潜育亚表层、缓渗亚表层、含硫层、未成熟土层。除泥炭表土、厚人造 A 层、灰化 B 层、漂白 E 层、粘淀 B 层、风化 B 层（锥形层）和含硫层是仿造美国或联合国的诊断层外，其他都是新设的或改变的。例如：

土质表土：指完全熟化的泥炭质表土层。所含可见纤维状植物残体 < 15%，常有明显的粒状或似棱块状结构，厚度至少 20 厘米。

古粘淀 B 层：与粘淀 B 层指标一致，但指“古老”的粘淀层。

4. 其他鉴别特征：与美国或联合国的诊断特性相似。共有 6 种：潜育特征、粘性特征、近代冲积物、近代崩积物、扰动亚表层、扰动岩石废渣。举例如下：

近代冲积物：凡符合下列条件之一者为近代冲积物：

(1) 有机碳含量随深度不规则减少，或至地表以下深度 1.25 米处大于 0.2%。有机质的放射碳年龄（平均滞留时间）小于一万年，这意味着不包括前第四纪沉积物和埋藏更新世沉积物中的碳。

(2) 受到季节性泛滥，或因防洪设施或其他方法而避免泛滥。

(3) 某些层段有薄层层理。

(4) 在 1.25 米之内有未成熟土层。

第七章 中国土壤分类的历史、现状与展望

很多有关土壤学的文献都引以自豪的是：中国早在四千多年前就有了土壤分类。笼统地说，的确如此，但从分类学的观点来看，中国古代的土壤分类都是实用的土壤分类或技术土壤分类，并非系统分类和自然分类。真正的土壤自然分类其实是从国外引进的，直到 20 世纪 30 年代才从美国传入了起源于俄国道库恰耶夫的土壤发生和分类学说。道库恰耶夫第一个把土壤作为独立的历史自然体看待，使土壤分类脱离了依附于其它学科的状况。象四大发明一样，我们可以为中国古代的土壤分类而自豪，但决不可以固步自封，沉缅于祖先们的进步历史。辉煌的历史不能代替现实，却可以鞭策我们，发奋于现在，着眼于将来。

第一节 中国土壤分类的历史回顾

一、古代中国的土壤分类

1. 《禹贡》中的土壤分类

相传禹受帝尧和舜之命，治理洪水，发展农业。而土壤是农业生产的最基本条件。大禹在长期的治水工作中，足迹遍及全国各地，对土壤有了一定了解，并进行了最初的分类（表 7.1）。他把全国土地划为九州：冀州、青州、兖州、徐州、扬州、荊州、豫州、梁州、雍州。根据其相应的土壤性质，区分为“壤”、“黄壤”、“白壤”、“赤殖坟”、“白坟”、“黑坟”、“坟垆”、“涂泥”及“青黎”等九种。并根据各种土壤的肥力分为三等九级。以此安排农业生产，制定适当田赋（贡即赋税的意思）。

表 7.1 《禹贡》土壤种类表

土类 土性		州名	颜色	质地	植被	水分	肥力	田赋
		冀州	白壤	白	柔和			五级
兖州	黑坟	黑	坟起	草木生长均佳		六级	九级	
青州	白坟	白	坟起			三级	四级	
徐州（幽）	赤殖坟	赤	粘而坟起	草木丛生		四级	五级	
扬州	涂泥		泥泞	草盛木高	很多	九级	七级	
荊州	涂泥		泥泞	木高	很多	八级	三级	
豫州	壤坟垆	杂	粘疏适中			四级	二或一级	
梁州	青黎	灰	疏松			七级	八、七级	
雍州	黄壤	黄	柔和			一级	六级	

禹贡还对各种土壤进行了描述。如：冀州“厥土惟白壤，厥田惟中中，厥赋上上错”。“厥”其的意思；“惟”是的意思；“错”杂的意思。上段文字的意思是：冀州土壤的颜色为白色，土质柔软，不结块，属于壤土，土壤肥力为中中，为九州土壤肥力中的第五级（中中），其田赋属于第一级，也杂有第二级的。

又如，青州“厥土惟白坟，海滨广斥，厥田惟上下，厥赋中上”。“坟”土壤肥沃的意思，“斥”盐碱土之意。该段文字的意思是，青州的土壤主要为肥沃的壤土，但沿海之地则广布盐碱土，因此土壤肥力有上下之分，评为九州土壤中肥力第三级，田赋为中上，属第四级。

由此可以看出，《禹贡》一书中的土壤分类实际上是土地分等定级，目的是确定田赋，属于技术分类的范畴，而非自然分类。

《禹贡》记载的是夏代的土壤分类，距今已有 4100 多年历史，但《禹贡》成书年代是在 2200 多年前战国时期（亦有说成书于西周时期的）。

2. 《周礼》一书中土壤分类

约在公元前 1100 多年前，周朝重视发展农业，对于与农业有关的土壤问

题，也就更加注意。传说由周公所作的《周礼》一书中，在《禹贡》土壤分类的基础上，把全国九州土壤又按地形分为山林、川泽、丘陵、坟衍、原隰五大类，对农林牧用地制定了具体安排，并设有专门机构和管理人员。

《周礼》中首先用“土会”的方法，把土壤分为如下五种类型，并按“土宜”之法“因地制宜”安排农业生产。

(1) 山林——高山峻岭之地，大都有自然森林，故曰山林。植物宜皂物(柞栗等)。动物宜毛物(狐貂等)。

(2) 川泽——江河湖泽之地。植物宜膏物(桐漆五谷)。动物宜鳞物(水族等)。

(3) 丘陵——岗陵之地。植物宜核物(梅李属)。动物宜羽物。

(4) 坟衍——平原低湿之地。植物宜荚物(芥荚)。动物宜介物(龟鳖)。

(5) 原隰——高原低湿之地。植物宜丛物(藿菁)。动物宜羸物(虎豹)。

用这种方法，根据土壤条件，进一步把农、林、牧、渔综合起来，建立一个农、林、牧、渔的农业体系。在当时来说，农业区划工作较为具体。

《周礼》中除因地制宜安排农业生产之外，还“用土均之法，辨五物九等”，“制定天下之地征，以均地利，以均地事，以均地贡”。周朝还设立“草人”(官职)“掌土化之法以物地，相其宜而为之种”，“草人”分别土壤的颜色，了解土性，“因地制宜”进行种植作物，并利用野草及各种动植物的肥料，制成“草粪”，根据土壤性质，进行看土施肥。

可以看出，《周礼》比《禹贡》，在对土壤的认识方面又前进了一步。

《周礼》中的土壤分类实际上是一种“土宜”的划分，以便地尽其力，人尽其力，提高农民积极性，发展农业生产，增加田赋收入。

3. 《地圆篇》中的土壤分类

春秋时代管子所著《地圆篇》，进一步加强了对“土宜”的认识，并论述了土壤与植被的关系，体现了朴素的生态学观点。

《地圆篇》中指出“凡草土之道，各有谷造，或高或下，各有草土，凡彼草土，有十二衰，各有所归”。所谓“凡草土之道，各有谷造”，就阐明了土壤形成、土壤分布与植被的自然规律。从认“草”、辨“土”和种“谷”三者相关的道理作出了有机联系，指出了土壤为生产服务的紧密关系。

又所谓“或高或下，各有草土，……。”就是说，土壤的地理条件，有高低，土壤的性质不同，生长其上的植物，就有一定的差异；但“土”与“草”都存在着一定的联系和规律性，说明了在什么“土”上，就会长出什么“草”来，什么“草”就会长在什么“土”上。

又“凡彼草土，有十二衰，各有所归”(注：衰——是差异、等次意，归——是归属、归宿意)，即不同高下的土壤，有着不同的自然的草类。这里根据当时认识到的“草”与“土”的不同情况，划分出了12个不同等级。有什么土，就有什么草，有什么草，就有什么土，各有它们自己的归属。就是说，高或低地区的土壤不同，植物群社也不相同，具有一定的差别。在一定的条件下，“草”、“土”间联系的规律性，都是客观存在的。

《地圆篇》叙述的土壤性能和土壤分类的方法，是依据土壤肥力、土壤植被、土壤颜色、土壤质地、土壤水文及地形等等，特别是着重土壤肥力，结合农业生产及特种土壤的利用，强调“相土赏水”。

《地圆篇》首先根据土壤与植被的关系，把九州一般地区的土壤，根据

土壤肥力分为上、中、下三等七级，并区别为 18 个土类，每个土类又分为五个土种，共 90 种，即所谓“九州之土为九十物”（见表 7.2）。

除了对一般地区的土壤进行分类外，还注意平原地区的特种类型（即盐碱土）及丘陵和山地土壤的开发利用，着重地下水位高低和水的酸碱性，采用“相土赏水”的方法，作为鉴别特种土壤类型主要标志之一（见表 7.3）。

二、解放前中国土壤分类研究工作

虽然远在 1905 年，京师大学堂创办农业化学系，开设土壤肥料课程。但在 1930 年以前，我国没有专门从事中国土壤研究的人。直到 1930 年，我国才开始进行土壤调查和分类研究工作。工作机构主要是当时的中央地质调查所土壤研究室。另外还有省级地质及土壤调查所；农业肥料试验机构和部分大学农学院的土壤研究室。当时尽管人员很少和设备简陋，却也作出了一定成绩，出版了《土壤专报》和《土壤特刊》及很多地区性土壤调查报告等。到 1949 年，完成了 1/300 万和 1/1000 万的全国土壤概图，江西、福建和四川三省的 1/100 万土壤图，4 幅按经纬度分幅的 1/20 万的土壤图，70 个县的土壤图。在分类方面，引进了大土类的概念，研究它们的特性和剖面发育与生成条件的关系，并建立了 2000 多个土系。

从 1930 年到 1949 年的 20 年间，中国土壤分类主要受美国马伯特土壤分类的影响。1933 年到“中央地质调查所土壤研究室”任技术指导的 J. 梭颇将马伯特的土壤分类带到了中国。在此以前，中国土壤分类主要是划分土系，并无土类的概念。

通过对全国（除热河、西藏外）各地土壤地理分布规律的研究和编制土壤图的工作，对各土类和亚类的特性，剖面发育和生成的条件有了初步认识，于是于 1950 年制定了一个马伯特分类翻版的“中国土壤分类表”（表 7.4）。这个由土纲、亚纲、土类、亚

表 7.2 《管子·地圆篇》一般地区土壤分类表

等级	土壤种类	土壤性状	主要宜种作物	生产力（上等一级为100）	
上等	一级	粟土类（五种）	青、赤、白、黑、黄，淖而不韧，刚而不彀，不泞车轮，不污手足	大重，细重白茎，黑秀	100
		沃土类（五种）	青、赤、黄、白、黑，干而不斥，湛而不泽，虫可安居，土多孔隙	大苗，细苗	
		位土类（五种）	五色杂英（有各种不同色彩），不塌，不灰，青悉以落，不坚硬，不灰散	大无苇，细无苇（稻麦类），触茎，白秀	
	二级	隐土类（五种）	黑土，黑落，青怵以肥，芬然若灰	穰葛（大穰） 细穰（稻名）	80
		壤土类（五种）	芬然若泽，若屯土	大水肠，小水肠（水稻类），草无不宜	
		浮土类（五种）	捍然若米，以葆泽，不离不垢	其种忍隐，细忍隐，谷类；俱无不宜	
中等	一级	恐土类（五种）	廩焉如壘，润湿以处	大稷，细稷	70
		垆土类（五种）	疆力刚强	大邯郸，细邯郸，青茎色	
		壘土类（五种）	芬然若糠以肥	大荔，细荔（谷类）	
	二级	剽土类（五类）	华然如芬以脈	大萁，细萁（黑黍）	60
		沙土类（五种）	粟焉如屑尘厉	大萁，细萁（谷类）	
		塌土类（五种）	累然如仆累，不忍水旱	大穆杞，细穆杞（大穆），细穆，麦类	
下等	一级	犹土类（五种）如粪	大华，细华（黍类）	50	
		红土类（五种）	土色如鼠肝		青梁，大青梁，细青梁（谷类）

表 7.4 中国土壤分类表 (1950 年拟订)

土纲	亚纲	土类	亚类	土科	土系	
显域土	钙层土	漠钙土	棕漠钙土	城驿科	城驿系	
			灰漠钙土	嘉峪关科	嘉峪关系	
		栗钙土	暗栗钙土	小海耳科	小海耳系	
			栗钙土	化德科	化德系	
			淡栗钙土	察哈尔科	察哈尔系	
		黑钙土	黑钙土	湟源科	湟源系	
			变质黑钙土	云峰寺科	云峰寺系	
		淋余土	灰壤	灰壤	占苍山科	占苍山系
			灰棕壤	准灰壤	古思科	古思系
	灰棕壤			金顶科	金顶系	
	棕壤		紫棕壤	乌龙寺科	乌龙寺系	
			山东棕壤	威海卫科	威海卫系	
	黄壤		棕壤	南京科	南京系	
			黄壤	缙云寺科	缙云寺系	
红壤	准黄壤	凉高山科	凉高山系			
	红壤	崇仁科	崇仁系			
	灰化红壤	西王湾科	西王湾系,佛海系			
	准红壤	洪山科	洪山系			
	砖红壤	兔儿关科	兔儿关系			
隐域土	水成土	砂姜土	高地砂姜土	潍阳科	潍阳系	
			湖地砂姜土	莱阳科	莱阳系	
		湿土	腐殖质湿土	香河科	香河系	
			矿物质湿土	陇川科	陇川系	
	盐成土	盐渍土	盐土	绥远科	绥远系	
			碱土	富公滩科	富公滩系	
			变质碱土	—	—	
隐域土	钙成土	黑色石灰土	黑色石灰土	大安寨科羊角山科	大安寨系羊角山系	
			变质黑色碳土	怒江科	怒江系	
	高山土	高山草原土	南天门科	南天门系		
		高山冰沼土	—	—		
泛域土	幼年土	残积土	石灰性残积土无石灰性残积土	剑阁科小关科	剑阁系小关系	
			冲积土	石灰性冲积土无石灰性冲积土	大洲科黄墩科	大洲系黄墩系
		风积土	石灰性风积土无石灰性风积土	七星岗科前吴山科	七星岗系前吴山系	

类、土科、土系、土相组成的 7 级分类系统，集中体现于宋达泉提交的“中国土壤分类标准的商榷”一文，载于 1955 年 7 月出版的《全国土壤肥料会议会刊》。这个分类体制接受了苏联土壤发生学分类理论和美国土系划分方法，构成苏、美两学派的土壤分类体制的混合体。表 7.4 中所列的三大土纲和各土类、亚类，都是引用美、苏土壤分类的原有涵意。

三、解放后我国土壤分类研究工作

全国解放后，在学习苏联地理发生学土壤分类的基础上，进行了重大变革。此期间还可细分为若干时期。

第一个时期是解放初期，结合国家生产建设任务，开展土地资源综合考察、流域规划和荒地勘测开发等土壤分类研究，开始学习和运用苏联土壤地理发生学观点，改用土类、亚类、土属、土种、变种五级分类制。1954 年拟订的“中国土壤分类表”（表 7.5）是我国第一个按照苏联土壤发生学理论拟订的土壤分类，很

表 7.5 暂拟中国土壤分类表（1954 年拟订）

土类	亚类	备注
1.冰沼土		
2.灰化土	灰化土生草灰化土潜育灰化土	可按灰化程度进一步划分 可按生草化过程的强度进一步划分 可按潜育程度进一步划分
3.沼泽土	泥炭沼泽土腐殖质泥炭沼泽土腐殖质沼泽土	可按泥炭层的厚度进一步划分
4.黑(钙)土	淋溶黑钙土草甸黑钙土普通黑钙土南方黑钙土	可按生草化过程的发育(腐殖质含量和腐殖质层厚度)、淋溶或盐渍程度进一步划分
5.栗(钙)土	栗钙土碳酸盐栗钙土	可按腐殖质颜色的暗淡或盐渍程度进一步划分
6.灰钙土	灰钙土	可按腐殖质暗淡程度进一步划分
7.漠钙土	漠钙土	可按石膏及盐分种类进一步划分
8.盐土	盐土草甸盐土	可按盐类成分进一步划分
9.碱土	盐碱土碱土柱状碱土	可按碱土层的深度,层次性质(包括构造)及盐渍成分和程度进一步划分
10.脱碱土		
11.森林棕钙土	淋溶森林棕钙土碳酸盐森林棕钙土	可按生草化过程的强度和淋溶程度进一步划分
12.棕色森林土(棕壤)	中性棕色森林土酸性棕色森林土灰化棕色森林土	可按生草化过程的强度进一步划分
13.腐殖质碳酸盐土	腐殖质碳酸盐土淋溶腐殖质碳酸盐土	可按生草化过程的强度进一步划分
14.红壤	灰化红壤红壤砖红壤	可按红壤化及灰化过程进一步划分
15.黄壤	灰化黄壤黄壤	可按灰化程度进一步划分
16.山地草甸土	泥炭质山地草甸土生草山地草甸土似黑钙土山地草甸土	可按有机质含量和厚度进一步划分
17.紫色土		
18.黄土性土壤		
19.冲积性土壤		

大程度上是照搬,它对我国以后的土壤分类有重要影响。以后历次(1963、1976、1978、1984)修订颁布的中国土壤分类系统,都是以这个分类为基础,作些修改补充,在分类体制上没有实质性变化。

紧接着,50年代末期直至70年代末期的20年里,中国土壤分类研究强

调走群众路线，学习总结农民识土辨土的经验。这在很大程度上延缓了土壤分类科学研究的步伐，使我国土壤分类越来越落后于世界水平。当然，在这一过程中，也取得一些发展。1958年我国各省（区）相继开展了以深耕改土为起点的群众性土壤普查运动，对耕地土壤给予了前所未有的注意。在总结群众经验的基础上，提出了浅色草甸土（后称潮土）、紫色土、白浆土、绿州土等土类概念。同时开展了西藏高原和西沙群岛的土壤考察，提出一系列高山土壤和磷质石灰土的概念。70年代前后，在“农业学大

表 7.6 中国土壤分类暂行草案（1978 年）

土纲	土类	亚类	不同意见
富铝土 (红壤)	砖红壤	砖红壤黄色砖红壤褐色砖红壤	认为我国没有典型砖红壤,这种土壤可并入砖红壤性红壤
	砖红壤性红壤(赤红壤)	砖红壤性红壤黄色砖红壤性红壤	亦可作为红壤的亚类
	红壤	红壤黄红壤褐红壤棕红壤	再分出耕种亚类红泥土或黄泥土
	黄壤	黄壤表潜黄壤灰化黄壤	1. 表潜黄壤应改为淋溶黄壤、无灰化黄壤 2. 应分出生草黄壤
	燥红土	燥红土	恢复稀树草原土名称
淋溶土 (棕壤)	黄棕壤	黄棕壤黄褐土黄刚土	分为黄棕壤与黄褐土两个土类,前者续分为普通黄棕壤与粘盘黄棕壤两个亚类
	棕壤	棕壤草甸棕壤白浆化棕壤(包浆土)棕黄土潮棕黄土	棕黄土可称为黄堰土,潮棕黄土可称为潮黄堰土
	暗棕壤	暗棕壤草甸暗棕壤白浆化暗棕壤潜育暗棕壤	
	棕色针叶林土	棕色针叶林土表潜棕色针叶林土白浆化棕色针叶林土	
淋溶土 (棕壤)	漂灰土	漂灰土腐殖质淀积漂灰土	大兴安岭北部不是漂灰土,
			而是棕色暗针叶林土
	灰色森林土	灰色森林土淡灰色森林土暗灰色森林土	灰色森林土可称为灰黑土半淋溶土(褐土)
半淋溶土 (褐土)	褐土	褐土 碳酸盐褐土 淋溶褐土 草甸褐土 黄垆土 潮黄垆土	黄垆土可称为黄垆褐土潮黄垆土可称为潮黄垆褐土
	绵土	黄绵土海绵土	绵土、土可合并成一类
	土	立茬土 油土 黑瓣土 垆土	

土纲	土类	亚类	不同意见
钙层土	栗钙土	暗栗钙土 淡栗钙土 草甸栗钙土	
	棕钙土	棕钙土 淡棕钙土 草甸棕钙土	
	灰钙土	灰钙土 淡灰钙土 草甸灰钙土	
石膏—盐层土(漠土)	灰漠土	灰漠土 钙积灰漠土 龟裂灰漠土	1.灰漠土、灰棕漠土 并为一个类 2.不分钙积灰漠土
	灰棕漠土	灰棕漠土 石膏灰棕漠土	
	棕漠土	棕漠土 石膏棕漠土 石膏盐磐棕漠土	
	龟裂土	龟裂土	龟裂土不作为土类
盐成土(盐碱土)	盐土	草甸盐土 滨海盐土 沼泽盐土 洪积盐土 残余盐土 碱化盐土	1.盐土可分滨海盐土、盐土和内陆盐土三个土类 2.改残余盐土为旱盐土
	碱土	草甸碱土 草原碱土 龟裂碱土	
岩成土	紫色土	红紫泥土 黄紫泥土 棕紫泥土 暗紫泥土	1.分酸性、中性和石灰性三个亚类 2.酸性紫色土并入红壤
	黑色石灰土	黑色石灰土	
	红色石灰土	红色石灰土 棕色石灰土	
	磷质石灰土	磷质石灰土 硬磐磷质石灰土 盐渍磷质石灰土	
	风沙土	风沙土	风沙土与火山灰土、石质土和冲积土单独成立新成土纲
半水成土	黑土	黑土 草甸黑土 白浆化黑土 表潜黑土	黑土、白浆土是地带性土壤

土纲	土类	亚类	不同意见
半水成土	潮土	黄潮土 黑潮土 灰潮土 盐化潮土 碱化潮土	潮土即浅色草甸土
	灌淤土	灌淤潮土 灌淤灰土 灌淤白土 灌淤黄土	
	砂姜黑土	砂姜黑土 盐化砂姜黑土 碱化砂姜黑土	砂姜黑土作为潮土亚类
水成土	沼泽土	草甸沼泽土 淤泥沼泽土 腐殖质沼泽土 泥炭沼泽土 红树林沼泽土	
	泥炭土	泥炭土	亦可作为沼泽土的亚类
水稻土	水稻土	红壤性水稻土(黄泥田)	1.按渗育、淹育、潜育和潜育划分亚类 2.分南方水稻土、 鳍血水稻土和北方水稻土三个土类 3.分南方水稻土和北方水稻土两个土类
		黄棕壤性水稻土(马肝泥田)	
		紫色土性水稻土(紫泥田)	
		酸性草甸型水稻土(潮泥田)	
		中性草甸型水稻土(淤泥田)	
		石灰性草甸型水稻土	
		潜育性水稻土(青泥田,油格田)	
		沼泽型水稻土(冷浸田、呕田)	
		盐渍型水稻土(咸田、咸酸田)	
高山土	高山草甸土(草毡土)		1.高山草甸土、高山草原土系景观命名,不如草毡土与莎嘎土简明 2.本土纲内只需分出高山草甸土、高山草原土、高山寒漠和高山漠土四个土类 3.南方山地草甸土和长白山亚高山疏林草甸土在本土纲中应有适当位置
	亚高山草甸土(黑毡土)	亚高山草甸土(黑毡土)亚高山灌丛草甸土(棕毡土)	
	高山草原土(沙嘎土)	高山草原土(莎嘎土)高山草原草甸土(斑毡莎嘎土)	
	亚高山草原土(巴嘎土)	亚高山草原土(巴嘎土)	
	高山寒漠土		

寨”运动中，又提出了“海绵土”“/土”“黑垆土”“绵土”等概念。引入的学院式的苏联地理发生土壤分类思想和土生的朴素的实用土壤分类思想相结合，产生了中国特色的土壤分类。它集中体现在1978年5月召开的中国土壤学会理事会暨全国土壤分类学术会议上提出的“中国土壤分类暂行草案”中（见表7.6）。

第二节 中国土壤分类的现状

一、地理发生学土壤分类体系

我国现行的土壤分类体系，尽管历经修订，仍属于地理发生学土壤分类。以 1978 年颁布的《中国土壤分类暂行草案》（表 7.6）为代表，它是为指导全国开展第二次土壤普查工作而制订的，在土壤普查中得到广泛应用，等于是全国土壤分类体系。该分类体系和由此体系中划分出的土壤分类单元概念与分布也反映在高等院校的有关教科书中。

这个分类体系采用土纲、土类、亚类、土属、土种、变种六级分类制，其中土类和土种为基本分类单元。

土纲 是对某些有共性的土类的归纳概括，如富铝土纲，是将粘土矿物以 1:1 型高岭石和三氧化物为主的一类土壤，如砖红壤、赤红壤、红壤、黄壤和燥红土等归集到一起。

土类 是高级分类中的基本分类单元，根据成土因素、成土过程和由此产生的土壤属性来划分。土类之间，不论在成土条件、成土过程上，还是在形态属性上，都有质的差别。在划分土类时，强调上述三者的统一和综合。如砖红壤，代表热带雨林下高度化学风化，富含游离铁、铝的酸性土壤；黑土，代表温带湿润草原发育的有大量有机质积累的土壤；水稻土，是在人为水耕熟化条件下形成的，具有特定土体结构的土壤等。

亚类 是在同一土类范围内表示土类之间的过渡类型。它根据主导土壤形成过程以外的另一次要的或者新开始的成土过程来划分。如黑土的主导成土过程是有机质积累过程，当地下水位升高，地下水参与成土过程，则形成草甸黑土亚类。这里潜育过程是这一亚类的次要的或附加的成土过程。亚类之间性态更接近，在改良利用方向上更一致。

土属 是亚类和土种之间具有承上启下意义的单元。主要是根据母质、水文等地方性因素，以及土壤的残遗特征来划分。对不同的土类或亚类，所选择的土属划分标准不一样。如红壤类的土属划分，可按母质类型及风化度来分；盐土土类则按盐分组成特征来分。

土种 是基层分类单元，根据土壤发育程度或熟化程度来划分。土体发生层次构型排列反映主导成土作用和次要成土作用的结果，由此确定了该土壤的土类和亚类。但在土壤发育程度上，则因母质、地形等条件的差异，形成了在土层厚度、腐殖质层厚度、淋溶深度、钙积程度等方面的不一致性。根据这些“量”上的差别，划分土种。如山区土壤根据土层厚度，砾石含量划分；盐渍土根据盐化程度划分。

变种 根据土种范围内诸如耕性、耕层养分含量、某些土层厚度及出现的层位高低等因素划分。这些变异对生产有一定意义且要有一定的稳定性。

这个分类体系实际上只是一个分类表，对于各分类单元并无严格的检索定义，更无定量化标志，使用起来发生了混乱。为解决这一问题，在 1984 年昆明土壤分类讨论会议上，农业部土壤普查办公室提出对 1978 年分类体系在调查中遇到的问题进行讨论，试图对各分类单元（土类与亚类）进行分布范围、形成条件以及形态特征和性质方面的规定。但由于该体系的分类依据，成土条件和土壤性质在实际上往往并不统一，各分类单元的概念依然比较模糊不清，更主要的是由于分类标准非定量化和没有检索系统，边界不严格，在调查中使用仍然矛盾百出，致使土壤普查中同土异名、异名同土的现象

时有发生，给统计汇总造成很大困难。如棕壤与淋溶褐土，其分类概念无论在形成条件和土壤性质上均有相当的重叠部分，无严格的界限，因而在土壤调查时也不好定边界。

这一分类系统还出现许多违背分类逻辑的地方，如有的高级分类单元所使用的分异特性没有一直贯穿到低级分类单元中去。这尤其表现在各个土类的所谓“粗骨”亚类上。许多“粗骨”亚类仅仅是 A—C 型剖面。而在土类的定义中，如褐土、棕壤、黄棕壤等，都要求有明显的粘化层。于是，土类与亚类的概念相矛盾。有些是低级分类单元的定义范围超出了高级分类单元的定义范围，如北京第二次土壤普查划分出花岗岩母质土属的碳酸盐褐土，既然是花岗岩母质，则母质本身并无游离碳酸钙，那么土壤通体何来石灰性反应？这里的母质是假定的，可能有黄土成分的加入，但在划分土属时只注意到了基岩。有时鉴别一个土壤的母质是件很困难的事。以上例子只是目前土壤分类系统中无数问题的点滴而已。

我国目前使用的地理发生学分类体系由于在划分土壤时过分强调成土条件的地理分区和假设的成土过程，造成分类并不反映土壤性质的实际情况。这是因为虽然在理论上要求以成土条件、成土过程和土壤属性的三者统一来划分土壤，但是在实际鉴别分类土壤时，常遇到三者不统一的情况，只好按照成土条件去划分土壤。有一些土壤不好确定在该分类体系中的适当的分类位置，也按成土条件来划分；另外是非定量化的，各地调查人员掌握的尺度不同，对于同一土壤给出不同的分类，影响了汇总精度及相互交流。因此，发展新的以土壤本身性质为分类标准的定量化的土壤分类体系势在必行。

二、诊断土壤分类体系的研究

为了发展新的分类系统，由中国科学院南京土壤研究所主持，全国有关研究机构和高等院校的土壤科学工作者参加的中国土壤系统分类研究课题组，吸取国内外土壤分类研究的经验，先后完成了“中国土壤系统分类”第一稿（1985《土壤》6期）、第二稿（1987《土壤学进展》特刊），并于1991年正式发表了《中国土壤系统分类》的首次方案。

这个方案主要参照美国《土壤系统分类》的思想原则、方法和某些概念，吸收西欧、苏联土壤分类中的某些概念和经验，针对中国土壤而设计的。它是土壤本身性质为分类标准的定量化分类系统，属于诊断分类体系。

1. 分类级别及原则

该分类体系初步设计为七级分类制，即土纲、亚纲、土类、亚类、土属、土种和变种。前四级为高级分类单元，主要供中、小比例尺土壤调查制图确定制图单元用；后三级是低级（称基层）分类单元，主要供大比例尺土壤调查制图确定制图单元用。目前，这个分类系统只有亚类以上高级分类，现将其高级分类单元的划分和命名原则介绍如下：

（1）土纲：土纲为最高级土壤分类级别，根据主要土壤形成过程产生的性质或主要影响成土过程的性质划分。根据主要土壤形成过程产生的性质划分的有：有机土（根据泥炭化过程产生的有机土壤物质特性划分）、灰土（根据灰化过程产生的灰化淀积层划分）、变性土（根据膨胀-收缩或翻转-混合过程产生的变性特征划分）、盐成土（根据盐渍过程产生的盐积层和碱化层划分）、均腐殖土（根据腐殖化过程产生的均腐殖质表层划分）、铁铝土（根据高度富铁铝化过程产生的铁铝特性划分）、铁硅铝土（根据弱富铁铝化过程产生的铁硅铝特性划分）和硅铝土（根据硅铝化过程产生的硅铝特性划

分)。根据主要影响土壤形成过程的性质，如土壤水分状况、母质性质或人为表层划分的有：干旱土（根据影响钙化、盐化和石膏化过程的干旱土壤水分状况划分）、潮湿土（根据影响氧化-还原和潜育过程的潮湿或常潮湿土壤水分状况划分）、火山灰土（根据影响土壤形成过程进一步发展的火山灰性质划分）和人为土（根据影响土壤发育的人为作用表现的性质，如厚熟表层、堆垫表层、灌淤表层、水耕表层和耕作淀积层、水耕氧化还原层等特性划分）。共划分了 13 个土纲。

（2）亚纲：亚纲是土纲的辅助级别，主要根据控制现代成土过程的性质或主要控制因素反映的性质划分。前者是指土纲按诊断层或诊断特性划分时，亚纲按控制他们的因素如气候、成土母质等划分。例如在硅铝土中，控制硅铝化过程的因素是气候，所以分出常湿润硅铝土、湿润硅铝土和半干润硅铝土等亚纲；又如在均腐殖土中，控制腐殖化过程的因素除气候外，还有母质，所以分出湿润均腐殖土、半干润均腐殖土、岩性均腐殖土和高寒均腐殖土亚纲。后者指土纲按主要控制因素划分时，亚纲则按该因素所反映的性质划分。例如干旱土，其主要控制因素是干旱土壤水分状况，这种水分状况又有干和极干，干热和干冷的区别。它们直接影响易溶盐、石膏和碳酸盐的溶解迁移和积累过程，所以分出了钙积干旱土、石膏-盐积干旱土和高寒干旱土等亚纲。又如潮湿土，其主要控制因素是地下水或潮湿土壤水分状况。但由于潮湿土壤水分状况还有潮湿和常潮湿之别以及次要控制因素的影响，致使潜育化过程可以产生氧化还原特性，也可以产生潜育层，所以分出了正常潮湿土、常潮湿土和永冻潮湿土亚纲。共划分出了 33 个亚纲。

（3）土类：土类是亚纲的续分，根据反映主要成土过程的强度或次要控制因素的表现性质划分。根据前一种原则划分的例子有：灰漠土和棕漠土，灰钙土和棕钙土，栗钙土和黑钙土，潮土和暗潮土等，它们的主要成土过程相同，主要控制因素也基本一致，只是成土过程的强度和它们反映的性质有一定差别。根据后一种原则划分的例子有：湿润硅铝土中的棕壤、暗棕壤和寒棕壤，湿润铁铝土中的红壤、赤红壤和砖红壤，常湿润铁铝土中的黄壤、赤黄壤和砖黄壤等。它们是在主要控制因素——土壤水分状况下，又按次要控制因素——土壤温度状况及其附加特性划分。土类有 77 个。

（4）亚类：亚类是土类的辅助级别，主要根据是否偏离中心概念，是否具有附加过程的特性和是否具有母质残留特性划分。代表土类中心概念的亚类为普通亚类；具有附加过程的亚类为过渡性亚类，如灰化、漂白、粘化、粘淀、粘磐、碱化、石膏、盐化、龟裂、淋溶、钙积、潜育、渗育、潜育、潮、表蚀、复石灰、耕淀、堆垫、灌淤、石环等；具有母质残留特性的亚类为继承亚类，如盐性、石灰性、不饱和、磷积、火山渣、含硫等。共划分出了 301 个亚类。

2. 分类系统及命名

命名采用了分段命名法，即土纲、亚纲为一段；土类、亚类为一段。大多数分类单元的名称采用了我国习用的发生学名称，但已赋予它们新的定义和一系列明确的鉴定指标。同时，吸收了国外土壤分类的一些名称，如变性土、均腐殖质土。根据中国土壤的实际和新的分类体系设计思想，新创立了一些土壤分类单元的名称，如雏钙土、扰动土等。表 7.7 列出了这个分类体系的亚类以上各级分类单元。

表 7.7 中国土壤系统分类表

括号内的英文字母和阿拉伯数字为各级类别检索顺序代号。

土纲	亚纲	土类	亚类	
盐成土 (F)	盐积盐成土 (F2)	干盐土 (F2.2)	石膏盐磐干盐土 洪积干盐土	
	碱积盐成土 (F1)	碱土 (F1.1)	普通碱土 潮碱土 龟裂碱土	
潮湿土 (H)	正常潮湿土 (H3)	潮土 (H3.1)	普通潮土 灰潮土 盐化潮土 碱化潮土 潜育潮土 灌淤潮土	
		暗潮土 (H3.2)	普通暗潮土 漂白暗潮土 潜育暗潮土	
		砂姜黑土 (H3.3)	普通砂姜黑土 漂白砂姜黑土 盐化砂姜黑土 碱化砂姜黑土 变性砂姜黑土	
		叶垫潮土 (H3.4)	普通叶垫潮土 灰叶垫潮土 碱化盐化叶垫潮土	
	常潮湿土 (H2)	盐化叶垫潮土	普通潜育土 潮潜育土 泥炭潜育土 盐化潜育土 含硫潜育土	
		永冻潮湿土 (H1)	潜育土 (H2.1) 冰潜育土 (H1.1)	普通冰潜育土 泥炭冰潜育土
	有机土 (A)	正常有机土 (A2)	泥炭土 (A2.1)	普通泥炭土 纤维质泥炭土 高分解泥炭土
	有机土 (A)	正常有机土 (A2)	泥炭土 (A2.1)	埋藏泥炭土
		永冻有机土 (A1)	冰泥炭土 (A1.1)	普通冰泥炭土 纤维质冰泥炭土
	变性土 (E) 火山灰土 (C)	潮湿变性土 (E1)	黑粘土 (E1.1)	普通黑粘土 石灰性黑粘土 复石灰黑粘土 钙积黑粘土 薄层黑粘土
湿润变性土 (E2)			油粘土 (E2.1)	普通油粘土 不饱和油粘土 薄层油粘土
		艳粘土 (E2.2)	普通艳粘土 石灰性艳粘土 不饱和艳粘土 薄层艳粘土	
		火山灰土	普通火山灰土 不饱和火山灰土 玻璃质火山灰土	
人为土 (B)		水耕人为土 (B1)	水稻土 (B1.1)	普通水稻土
			堆垫土 (B2.1)	潜育水稻土
	/ 土 (B2.2)		渗育水稻土	
	灌淤土 (B2.3)		漂白水稻土 潜育水稻土	
			复石灰水稻土 盐渍水稻土 酸性硫酸盐水稻	

注：1.表中所列亚类系指主要亚类，2.同一土类的某些亚类可相互构成复合亚类。

3. 划分标准——诊断层与诊断特性

为了使分类鉴别土壤定量化，在设计分类系统的同时，设立了一系列符合我国土壤分类实际需要的诊断层和诊断特性。对于国外某些已经十分成熟、适用于中国土壤系统分类需要的（例如淀积粘化层、石质接触面等），予以直接引用；有一部分是根据我国具体情况，对某些诊断层和诊断特性进行了综合、修订和补充。有的已经另起中国自己的名称（例如暗腐殖质表层、岩性特征等）；有的暂还采用国外的名称（例如耕作淀积层、土壤水分状况等）。对一些间接引用的诊断层和诊断特性，大部分均根据我国土壤特点和研究资料对定量说明作了不同程度的修订或补充。重要的是，根据我国耕作土壤的形成特点、热带亚热带和温带土壤的风化-成土作用的特点，以及其它某些已取得的研究成果，对过去的研究资料进行了统计、分析，并针对性的选择一些土壤进行进一步的研究，在此基础上提出了一些新的、我国特有的诊断层和诊断特性。例如均腐殖质表层、灌淤表层、堆垫表层、水耕表层、水耕氧化还原层、次生粘化层、粘磐、超盐积层、盐磐和磷积层等 10 个诊断层和硅铝特性、铁硅铝特性、铝饱和度、荒漠特征、冻融特征、土质性、粗骨性、石质性和石灰性等 9 个诊断特性。

诊断现象：本系统分类还对在性质上已发生重大变化，但尚未达到诊断层规定指标，而在土壤分类上具有重要意义，即足以作为划分土壤类别依据的称为诊断现象，参照相应诊断层名称予以命名，例如碱化现象、钙积现象等。各诊断现象均规定出指标下限，其上限即相应诊断层的指标下限。诊断现象在处理覆盖层与埋藏土壤之间的关系，即解决这种土壤在系统分类中的位置时，具有重要意义。例如褐土地区的人为土纲下旱耕人为土亚纲中的土，其单个土体上部，从土表向下必须具有厚度为 50 厘米的堆垫表层，而不管其下面埋藏土壤是什么；若被埋藏的褐土上部的“堆垫表层”厚度不足 50 厘米，应视为堆垫现象而作为划分堆垫褐土亚类的依据。目前已建立的诊断现象有：有机土壤物质聚积现象、灌淤现象、堆垫现象、厚熟现象、次生粘化现象、碱化现象、灰化淀积现象、钙积现象、石膏现象、盐积现象、潜育现象和变性现象等 12 种。

限于篇幅，这里仅举一些诊断层和诊断特性的例子，以见一斑。这些诊断层和诊断特性也关系到后面介绍的分类单元检索举例。

（1）均腐殖质表层：具有均腐殖质特性（指草原或森林草原土壤中，腐殖层有机碳含量由上向下逐渐减少的特性）的诊断表层。它符合以下条件：

土壤有机质的腐殖化程度较高，腐殖质在单个土体中聚积深度较大，由上向下逐渐减少，无陡减现象；0—20 厘米与 0—100 厘米土层中腐殖质储量比 0.4。

土体层（A+B）厚度 75 厘米者，其厚度 25 厘米；土体层厚度 < 75 厘米者，应相当于土体层厚度的 1/3。

具有较低的亮度和彩度，搓碎土壤的湿态亮度 < 3.5，干态亮度 < 5.5，湿态彩度 < 3.5；若有 C 层存在，无论干态或湿态，其亮度比 C 层至少暗一个孟赛尔单位，彩度应至少小 2 个单位。

有机质含量 1%。

盐基饱和度 (NH₄OAc 法, 下同) 50%。

土壤结构性好。

(2) 暗腐殖质表层: 腐殖质含量高或较高的诊断表层。它符合以下条件: 无均腐殖质特性; 或有均腐殖质特性, 但盐基饱和度必须 < 50%。

土体层厚度 75 厘米者, 其厚度 25 厘米; 土体层厚度 < 75 厘米者, 应相当于土体层厚度的 1/3。

具有较低的亮度和彩度, 搓碎土壤的湿态亮度 < 3.5, 干态亮度 < 5.5, 湿态彩度 < 3.5; 若有 C 层存在, 无论干态或湿态, 其亮度比 C 层至少暗一个孟赛尔单位, 彩度应至少小 2 个单位。

有机质含量 1%。

(3) 弱腐殖质表层: 是发育程度较差的腐殖质诊断表层, 指有机质含量很低, 亮度和彩度很高的表层; 或者有机质和颜色虽符合均腐殖质表层或暗腐殖质表层的条件, 但厚度达不到标准的表层。在前一情况下, 搓碎土壤的湿态亮度 3.5, 干态亮度 5.5, 湿态彩度 3.5; 有机质含量一般 < 1%, < 0.5% 时为极弱腐殖质表层。

(4) 风化 B 层: 风化-成土过程中形成的无或基本上无物质淀积的带棕色或红色色调且有土壤结构发育的 B 层。它符合以下条件:

保持母岩构造的部分应 < 50%。

土体部分已有结构发育; 或较 C 层具有较红、较棕的色调和较高的粘粒含量。

若成土母岩含有碳酸盐, 则碳酸盐有下移迹象。

因风化作用强度不同而具有硅铝特性、铁硅铝特性或铁铝特性。

不具有淀积粘化层、次生粘化层、灰化淀积层和潜育层的特征。

(5) 腐殖质淀积层: 在酸性条件下腐殖质淀积的土层。它符合以下条件: 在结构体表面、粗骨颗粒表面和孔隙内有腐殖质淀积。

厚度至少为 2 厘米。

湿态亮度和彩度 3。

(6) 淀积粘化层: 表层粘粒分散后随悬浮液向下迁移并淀积于一定深度中而形成的土层, 又叫粘粒淀积层。淀积粘化层具有下列特性:

在均一土壤基质中, 在 30 厘米的垂直距离内, 其粘粒含量与表层粘粒含量之比达到 1.2。

厚度至少为上伏土层总厚度的十分之一, 若其质地为砂质或壤砂质, 则厚度应 15 厘米; 若其质地为壤质或粘质, 则其厚度应 7.5 厘米。

在微形态上, 淀积粘粒胶膜、淀积粘粒薄膜、粘粒桥接物等至少应占薄片面积的 1%。在砂质疏松土壤中, 可见砂粒表面有粘粒薄膜, 有的颗粒间并有粘粒桥接物连接; 在有结构或多孔土层中, 可见土壤孔隙壁有淀积粘粒胶膜, 有时在结构体表面有粘粒薄膜。

若该层与淋溶层之间土壤物质不均一或岩性间断。则在该层一部分孔隙壁或结构体表面有粘粒胶膜或薄膜; 在某些部分, 薄片淀积粘粒体 1%; 细粘粒 (< 0.2 微米) 和总粘粒 (< 2 微米) 之比值至少比上伏或下垫土层的该值大三分之一。

无碱化现象。

(7) 次生粘化层: 原土层中原生矿物由于土内风化作用就地形成粘粒并聚集的土层。它符合以下条件:

在均一的土壤基质中，其粘粒含量与表层之比 1.2。

比上伏或下垫土层有较高的彩度，较红的色调，而且比较紧实。

出现深度和厚度因地而异。在具半干润水分状况的土壤中多见于剖面中、上部或地表 25 厘米以下，厚度 10 厘米；在干旱土壤中多位于孔状结皮层以下，厚度 5 厘米，若表层遭侵蚀，可出露地面。

粘粒含量比上伏和下垫土层高，但一般无淀积粘粒胶膜。土体和粘粒部分硅、铝率或硅、铁铝率与上伏和下垫土层基本相似。

在薄片可见较多不同蚀变程度的矿物颗粒和原生矿物的粘粒镶边、粘粒假晶、粘粒斑块等风化粘粒体及其残体或各种形态纤维状光性定向粘粒，并占薄片面积 1%。

若下垫土层砾石表面全为石灰包膜，则本层有些砾石有一部分无石灰包膜；若下垫土层砾石仅底面有石灰结皮，则此层砾石应无石灰包膜。

若在具半干润水分状况的土壤中，厚度只有 5—10 厘米；干旱土壤中厚度只有 3—4 厘米；或在土壤薄片中，上述粘粒形成物只占薄片面积的 0.3—0.9%，称为次生粘化现象。

(8) 粘磐：是一种粘粒含量与表层或上伏土层差异悬殊的粘重土层。其粘粒主要继承母质，但也有一部分由上层粘粒在此淀积所致。它符合以下条件：

可出现于腐殖质表层或漂白层之下，亦可见于更深部位，厚度 10 厘米。

具棱柱状或棱块状结构，常伴有铁、锰胶膜和铁锰结核。

粘粒含量与腐殖质表层粘粒含量之比 1.2 与漂白层粘粒含量之比

2。

在薄片中，除上述铁、锰形成物外，有大量粘粒形成物。它们主要是沿水平或倾斜细裂隙附近分布的粘粒条带、条块和基质内、粗骨颗粒表面、裂隙附近的各种形态纤维状光性定向粘粒；淀积粘粒胶膜一般 < 1%，若 1%，则与粘粒条带、条块之比 < 0.3。

透水性极差（透水率 < 1 毫米/分）或不透水。

(9) 硅铝特性：温带气候条件下，母岩中原生矿物经缓慢硅铝化作用形成以 2-1 型粘粒矿物为主的风化 B 层或再沉积物所具有的特性。它符合以下条件：

由于风化释放的活性铁与细粘粒紧密结合，使其呈不同程度的棕色。

以 2-1 型（伊利石、蛭石、蒙皂石等）及 2-1-1 型（绿泥石、含铝假绿泥石）粘粒矿物为主。

粘粒（或细土三酸消化分解物）组成中 $SiO_2/Al_2O_3 > 2.40$ ，细土 $CEC_7/粘粒 > 0.240$ 。

细土游离 $Fe_2O_3 < 2\%$ 。

(10) 滞水水分状况：由于土体层中存在缓透水粘土层或较浅处有石质接触面或地表有苔藓和枯枝落叶层，使其上部土层在大多数年份中有相当长的湿润期；或部分时间为水饱和，导致土层中铁锰发生：侧淋作用，使土体漂白（例如滞水硅铝土亚纲中的白浆土）；氧化还原作用（例如泥炭灰壤的有机表层、漂白层或灰化淀积层以及腐棕土石质接触面以上土层出现的潜育斑和锈斑）和水化作用（例如滞水红壤等上部土层因滞水水化而颜色变黄）。

4. 分类单元的检索

为了便于使用这个分类体系和产生互相排外的分类单元，《中国土壤系统分类》设计了一个检索系统。这也符合这个分类系统树枝状分类的特点。这里不能将全部分类单元的检索列出，只举硅铝土土纲的检索为例，以概括地了解这个检索系统的特点。

在这个系统中，硅铝土土纲是在有机土、火山灰土、灰土、变性土、盐成土、干旱土、潮湿土、均腐殖土、铁铝土、铁硅铝土等土纲检索出来以后的土纲，即它不具有以上各土纲用在土纲一级的分异特性。土纲检索中规定硅铝土是排除了以上各土纲以后具有下列性质的土壤：

- (1) 在土表到 2 米范围内具有风化 B 层、淀积粘化层或次生粘化层；
- (2) 风化 B 层、淀积粘化层或次生粘化层具有硅铝特性。

硅铝土土纲类似于美国土壤系统分类中的始成土土纲，具有“废纸篓”的性质。硅铝土土纲的亚纲、土类和亚类检索如下：

L 硅铝土 亚纲的检索

- L1 硅铝土中有滞水土壤水分状况者为滞水硅铝土
- L2 其它硅铝土中有常湿润土壤水分状况者 为常湿润硅铝土
- L3 其它硅铝土中有半干润土壤水分状况者 为半干润硅铝土
- L4 其它硅铝土中有湿润土壤水分状况者 为湿润硅铝土

L1 滞水硅铝土 土类和亚类检索

L1.1 滞水硅铝土中有一粘磐；并在表层之下，粘磐之上有一漂白层；漂白层全部或某亚层有铁锰结核和斑纹者为白浆土

普通白浆土：与其他亚类的区分是白浆土中：

- (1) 土表至 125 厘米范围内无石灰性。
- (2) 无潮湿土壤水分状况。
- (3) 50 厘米至 100 厘米范围内无潜育层或潜育现象。
- (4) 有一弱腐殖质表层。

潜育白浆土：除无 (3) 和 (4) 项外，余均似普通白浆土。

暗白浆土：除无 (4) 项外，余均似普通白浆土。

L2 常湿润硅铝土 土类和亚类的检索

L2.1 常湿润硅铝土中有冷性土壤温度状况和硅铝特性；不饱和暗腐殖质表层和不饱和淡棕色 B 层； $\text{pH} < 5.5$ 者为灰棕壤

普通灰棕壤：与其他亚类的区分是灰棕壤中：

常湿润土壤水分状况，半干润土壤水分状况和湿润土壤水分状况的定义同美国《土壤系统分类》。

常湿润土壤水分状况，半干润土壤水分状况和湿润土壤水分状况的定义同美国《土壤系统分类》。

常湿润土壤水分状况，半干润土壤水分状况和湿润土壤水分状况的定义同美国《土壤系统分类》。

(1) 土表至 50 厘米范围内铝饱和度 < 50%。

(2) 无漂白层。

(3) 无灰化淀积现象。

(4) 无腐殖质淀积层。

腐殖质淀积灰棕壤：除(4)项外，有或无(1)项，余均似普通灰棕壤。

灰化灰棕壤：除无(3)项外，有或无(1)项，余均似普通灰棕壤。

铝饱和灰棕壤：除无(1)项外，土表(或腐殖质层以下)至 50 厘米范围内各亚层的铝饱和度 50% 或腐殖质层以下至 50 厘米范围内某些亚层为高度铝饱和(80%)或接近高度铝饱和，余均似普通灰棕壤。

漂白灰棕壤：除无(2)项外，有或无(1)项，余均似普通灰棕壤。

L2.2 其他常湿润硅铝土中有一暗腐殖质表层，表层与石质接触面(不论其出现深度)之间有带棕色色调的 B 层；在石质接触面之上的全部或某些亚层中有氧化还原特征或潜育现象者为腐棕土

普通腐棕土：与其他亚类的区分是腐棕土中：

(1) 土表至石质接触面无石灰性。

(2) 土表至 50 厘米范围内盐基饱和度 50%。

不饱和腐棕土：除无(2)项外，余均似普通腐棕土。

L3 半湿润硅铝土

土类和亚类的检索

L3.1 半湿润硅铝土中有温性土壤温度状况；饱和弱腐殖质表层或耕作层；和饱和淡棕色 B 层，pH 7 者为褐土

普通褐土：与其他亚类区分是褐土中：

(1) 单个土体上部无石灰性，中下部或有或无钙积现象，无钙积层。

(2) 整个单个土体的 pH 7。

(3) 有上界在土表至 125 厘米范围内的次生粘化层或次生粘化现象。

(4) 单个土体上部无堆垫表层覆盖。

(5) 土表下 50 厘米至 100 厘米范围内无氧化还原特征。

钙积褐土：除无(1)项外，60 厘米深度以上或有或无石灰性；60 厘米深度以下有一钙积层；余均似普通褐土。

淋溶褐土：除无(2)项外，腐殖质表层的 pH < 7；整个单个土体无石灰性，余均似普通褐土。

堆垫褐土：除无(4)项外，单个土体上部有堆垫现象(厚度不足 50 厘米的堆垫表层)；有或无(1)和(2)项，余均似普通褐土。

潮褐土：除无(5)项外，有或无(1)、(2)项和耕作淀积层，余均似普通褐土。

L4 湿润硅铝土

土类和亚类的检索

L4.1 湿润硅铝土中有温性土壤温度状况；饱和弱腐殖质表层或耕作层；和饱和棕色的 B 层，pH 为 5.8—7 者为棕壤

普通棕壤：与其他亚类的区分是棕壤中：

- (1) 地表至 125 厘米范围内无石灰性。
- (2) 无漂白层。
- (3) 无上界在土表至 125 厘米范围内的淀积粘化层。
- (4) 土表下 50 厘米至 1 米范围内无氧化还原特征。
- (5) B 层的游离 $\text{Fe}_2\text{O}_3 < 2\%$ ，或 (游离 Fe_2O_3 /全 Fe_2O_3) < 0.40 。

漂白棕壤：除无 (2) 项外，有或无 (3) 和 (4) 项，余均似普通棕壤。

粘淀棕壤：除无 (3) 项外，有或无 (4) 项，余均似普通棕壤。

潮棕壤：除无 (4) 项外，余均似普通棕壤。

铁硅铝棕壤：除无 (5) 项外，B 层部分亚层的游离 Fe_2O_3 2% 或 (游离 Fe_2O_3 /全 Fe_2O_3) 0.40，余均似普通棕壤。

L4.2 其他湿润硅铝土中有温性土壤温度状况；不饱和弱腐殖质表层和不饱和棕色的 B 层， $\text{pH} < 5.5$ 者为酸性棕壤

普通酸性棕壤：与其他亚类的区分是棕壤中：

- (1) 土表至 1.25 米范围内无石灰性。
- (2) B 层中无具有灰化淀积现象的亚层 (厚度 2.5 厘米)。

灰化酸性棕壤：除无 (2) 项外，余均似普通酸性棕壤。

L4.3 其他湿润硅铝土中有冷性土壤温度状况；饱和暗腐殖质表层和饱和棕色的 B 层， pH 在 6—7 之间者为暗棕壤

普通暗棕壤：与其他亚类的区分是暗棕壤中：

- (1) 无石灰性。
- (2) 表层以下无水平方向不连续，向下呈波状或逐渐过渡的漂白层。
- (3) 表层无潜育现象。
- (4) 表土下 50 厘米至 100 厘米范围内无氧化还原特征。

漂白暗棕壤：除无 (2) 项外，余均似普通暗棕壤。

表潜暗棕壤：除无 (3) 项外，余均似普通暗棕壤。

潮暗棕壤：除无 (4) 项外，余均似普通暗棕壤。

L4.4 其他湿润硅铝土中有寒性土壤温度状况；冻融特性；暗腐殖质表层和不饱和淡棕色的 B 层者为寒棕壤

普通寒棕壤：与其他亚类的区分是寒棕壤中：

- (1) B 层全部和部分亚层的盐基饱和度 50%。
- (2) 表层无潜育现象。
- (3) B 层中无具有灰化淀积现象的亚层 (厚度 2.5 厘米)。

表潜寒棕壤：除无 (1) 和 (2) 项外，余均似普通寒棕壤。

灰化寒棕壤：除无 (1) 和 (3) 项外，余均似普通寒棕壤。

中国土壤系统分类的研究开创了我国土壤分类定量化研究的新阶段，反映了国际土壤分类研究的发展趋势。虽然这个分类还未获得国家通用土壤分类系统的地位，还未被广大土壤科学工作者所了解，但它在国内外土壤分类学界引起普遍的注意，并且得到越来越多的承认，因为它反映了人们对于土壤分类要走向定量化的呼声。

中国土壤系统分类的研究，还处于初级阶段，由于基础研究资料的不充分和体系设计与现有分类的纠葛，该系统还存在诸多不足。如有些土壤在这个体系中无分类位置和某些分类单元的定义还不严格等。比如说，北京山地发育的一种土壤：它具有饱和弱腐殖质表层、风化 B 层、硅铝特性、湿润

水分状况和温性土壤温度状况，但由于发育在石灰性母质上，相对成土年龄较短，土体仍然通体石灰性反应。在新的分类系统中，根据它具有硅铝特性的风化 B 层和湿润水分状况，应检索分类为湿润硅铝土，但由于具石灰性反应，pH 为偏碱性而不能再检索下去。所以在该分类系统中尚没有适当的位置。出现这样的问题是因为受旧概念的束缚。该土壤按旧分类系统，根据其成土条件划分应该是棕壤。它应具有湿润水分状况，淋溶较充分，土体脱钙，pH 值中性或微酸性。但由于母质和成土时间的影响，尽管它具有棕壤水分条件和风化程度，仍然有石灰性反应。新的土壤系统分类要规定明确的检索标准，就出现了问题。如果去掉湿润硅铝土亚纲中棕壤关于 pH 值的限定标准，设立石灰性棕壤亚类，就解决了这个土壤分类地位的问题。

由此可见，《中国土壤系统分类》尚需要一个不断完善的过程。而要使这个体系不断完善，关键在于以土壤分类必须根据土壤本身性质和必须定量化的思想为指导。分类体系的完善需要在大范围的土壤调查中逐步积累资料，通过归纳与概括，建立从高级到低级的分类指标。

第三节 中国土壤分类的展望

一、土壤分类定量化的趋势

中国土壤分类正处在由定性分类向定量分类转变的重大变革的开始。这个变革是与世界土壤分类定量化主流趋势相一致的。

产生和进行这种变革的背景或原因有以下几条：

1.我国传统的地理发生学土壤分类系统在实际应用中带来许多自身难以解决的问题。要使分类具有可以共同比较的标准，必须依据土壤本身的性质作为分异特性来划分土壤。成土条件和成土过程只能作为选择土壤分异特性的参考背景，而决不能作为分类的标准。

2.传统的土壤分类系统缺乏定量的分类标准。结果是面对同一土壤剖面，土壤学家们常常是仁者见仁，智者见智，意见不一，使分类不确定，影响了交流。

3.地理、环境、农业工程等相关学科都对土壤分类提出要求，需要有一个量化的土壤分类系统供他们使用，以便于学科之间的知识交流和生产经验的有效转移。

4.计算机等现代科学技术已广泛应用于土壤学研究与实践，为了使信息处理和传输标准化，也必须建立统一标准的量化的分类系统。

5.随着国际学术交流的增加，要求土壤分类有共同的语言。

基于上述种种原因，我国土壤分类走向定量化势在必行。如果我们不在这个方向上积极努力地工作，必将落后于时代，也必然影响土壤学学科乃至其他相关学科的发展。

二、设计新土壤分类体系应有的思想原则

由中国科学院南京土壤研究所和全国 17 个大学、研究所共同研究制定的《中国土壤系统分类》（首次方案），为发展诊断土壤分类体系设立了一个良好的开端。尽管这个分类在诊断层和诊断特性的标准，分类单元的划分方面均还存在不足与缺陷，但这些都是前进中的问题。这个分类体系能否朝着正确的方向发展，关键不在于它目前的状况，而主要在于指导设计这个分类体系的思想原则是否正确。

首先，建立中国土壤系统分类应树立走向世界的远大目标。科学是无国界的，如果是真正的科学，最终将走向世界统一。土壤分类学也不例外。强调“中国特色”，而限制我们的研究方法与范围，等于作茧自缚。凡国外在土壤分类研究方面的好的经验都可以借鉴。如有些诊断层和诊断特性是经过大量实验数据归纳总结出来的，我们可以照搬。相反，如果根据我们并不充分的资料去盲目地修改它们，很可能是弄巧成拙。这种“取其名而违其意”的作法，也容易引起混淆，不利交流。体现“中国特色”应具体表现在充分利用我国具有的丰富的土壤类型作为研究对象，提出国外没有的土壤类型的诊断分类标准，从而丰富发展诊断标准。如世界屋脊青藏高原的土壤和水耕（水稻土）熟化人为土壤，是我们得天独厚的研究对象，不可能由别人的研究结果来代替。

第二，土壤分类要在继承中不断发展，走向统一，而不应片面地追求标新立异。提一个问题为例：中美两国的诊断分类体系中都承认土壤的水热状况是重要的诊断特性，应放在较高级的分类阶层作为分异特性。但两个分类体系均未在最高分类阶层（土纲）使用它作为分异特性（除干旱土纲以外）。

这是否为了标榜自己的分类体系不同于苏联的地理发生学分类体系而故意设计的呢？中、美两国的诊断分类系统在最高一级，即土纲分类中使用的是诊断层和诊断特性，由于诊断层和诊断特性是在气候、母质、时间、地形等综合影响下产生的，所以在一定的地理区域内，存在着各种各样的诊断层和诊断特性，比如我国亚热带湿润气候条件下，大多数土壤为酸性的盐基不饱和，但有些石灰性母岩上发育的土壤则呈中性、盐基饱和状态。土纲对应的是小比例尺制图，于是造成小比例尺制图时存在着要实际鉴别土壤剖面才能画边界的困难，而且制成的图斑包含物过多。若以土壤水分状况、温度状况作为最高级分类标准，则可解决上述问题。在小比例尺精度条件下，土壤的水热状况基本上与气候条件有直接相关，不必实际鉴别剖面，图斑内容也不至于太复杂。诊断层和诊断特性是重要的分异性质，理应放在高分类等级划分土壤，但不必放在最高等级。土壤分类的重要服务对象之一就是指导土壤调查制图。制图有比例尺精度要求，小比例尺有高度概括性，因此那些明显易测定或可以推算的具有地理分布规律的土壤性质如土壤的水热状况应放在高级分类中划分土壤，以便于土壤调查。随着比例尺的增大，反映的土壤性质越来越具体，因此那些必须通过剖面鉴定或必须通过实验室分析才能确定的性质则应放在较低级的阶层作为分异特性。安排诊断层或诊断特性在不同的分类阶层上划分土壤时，应遵循上述思想原则。

第三，土壤分类是一种归纳性分类，分类系统的实用性和完善程度依赖于所获得的土壤研究资料数据是否充足。我国古代就有了关于土壤分类的不少资料，20世纪30年代以来更是积累了不少资料，使我们有可能初步制定出一个土壤系统分类。但由于过去土壤分类缺乏定量化研究，因此，对于建立一个定量指标完整而又反映土壤实际的分类体系还不够条件。鉴于此因，一方面，我们可以吸收外国土壤分类研究的经验、资料与数据，以丰富充实我们的数据库。更重要的一方面是，积极开展基础土壤调查研究，累积资料数据，尤其是基层土壤分类的数据。仅仅停留在对过去资料的整理、排列高级分类单元，不会使土壤分类大踏步前进的。

总之，中国土壤分类今后发展的方向就是走诊断土壤定量化分类的道路。在研究过程中要脚踏实地，在不断积累资料数据的基础上，逐步完善诊断土壤分类体系。同时，要有恢宏大度的气概，着眼于世界的远见，实事求是的科学态度。只有这样，才能使我们的分类能赶上时代，进入国际交流，应用于实践。

