

试论中国淋溶土的成土过程与基本特性

肖笃宁 谢志霄

(中国科学院沈阳应用生态研究所, 110015)

摘 要

淋溶土是我国的一类重要土壤,总面积约12.5万 km²。在我国现行的土壤分类系统中,有几个土类——暗棕壤、棕壤、酸性棕壤、白浆土以及部分褐土可归属于淋溶土¹⁾。这些土壤大都是温带针阔叶混交林下的森林土壤,生物地球化学循环别具特征。据30个剖面的统计分析,其B/A层粘粒含量比值,从暗棕壤—棕壤—黄棕壤,为1.47—1.88—2.53,经统计土壤发育过程中粘粒的生成量(或损失量)相差七倍。上述几种土壤的水分状况有所差异,但水分含量均足以产生有效的淋溶作用。比较中、美两国的淋溶土由于生物气候和成土年龄的差别,中国的淋溶土E层发育较差而B层较厚,剖面中残遗特征较多。

关键词 淋溶土,土壤发生,中国

一、前 言

淋溶土是近年来国际土壤分类系统(USDA,FAO)中广泛使用的名称,在世界与中国都有广泛的分布。我国棕壤系列的土壤大多属此范畴。历年来研究颇多,但不够系统和规范,且缺乏归纳整理,高级分类单元多次变换。1978年的中国土壤分类暂行草案中首次提出了淋溶土纲及半淋溶土纲的名称,但包含土类过广,前者从黄棕壤、棕壤到漂灰土和灰色森林土,后者有褐土、垆土等。1984年第二次全国土壤普查分类系统仍保持了这两个土纲,唯土类的归属有所改进。1989年的中国土壤系统分类(首次方案)用新的观点建立了硅铝土纲,取消了淋溶土的名称,其包含的土类大致与上相当且归并较前合理。近年来有的学者建议,为了更好地实现土壤分类系统的国际化,有必要参考美国淋溶土纲(Alfisol)的诊断特征进行划分,重新建立我国的淋溶土纲。为服务于此目的,本文在整理过去研究资料的基础上,按照美国土壤系统分类的命名,对我国几种有关土壤的成土过程和特性进行了分析和对比,并重点比较我国淋溶土与北美大陆淋溶土的异同,以供今后研究工作的参考。

二、分布和分类

淋溶土在我国广泛分布于从温带、暖温带到北亚热带的广阔区域,总面积12.5万

1) 按中国土壤系统分类(首次方案)黄棕壤属于铁硅铝土纲,本文系按美国土壤系统分类将其包含在内,以便进行对比讨论。

km²], 占国土面积的 13% 与美国淋溶土所占国土比例大致相等。它们分布在东亚季风气候区, 干湿季节交替明显, 水热同季, 这有利于土壤发育中的盐基淋溶和粘粒形成 (表 1)。

表 1 中国淋溶土分布区气候资料

Table 1 Climatological data of Alfisol-distributed regions in China

| 土 壤 Soil | 年均温 Mean annual temper- ature (°C) | ≥10°C活动 积温 Accumulated temperature | 降 水 Precipita- tion (mm) | 蒸发系数 Evaporation coefficient | 冻层深度 Depth of freeing (cm) | 植 被 Vegetation |
|-------------|---|---|-----------------------------------|------------------------------------|-------------------------------------|-------------------|
| 冷凉淋溶土 | -1—6 | 2000—3000 | 600—1100 | 0.5—1.0 | 100—250 | 针阔叶混交林 |
| 弱发育的湿润淋溶土 | 6—8 | 3000—4200 | 500—1200 | 0.5—1.0 | 50—100 | 落叶阔叶林 |
| 强发育的湿润淋溶土 | 15—17 | 4200—5000 | 800—1300 | 0.5—1.0 | 0 | 落叶阔叶常绿混交林 |
| 半干旱淋溶土 | 12—15 | 3200—4500 | 500—700 | 1.0—1.5 | 10—40 | 中生植物, 落叶林 |

注: 蒸发系数 = $\frac{\text{年均蒸发量}(EP)}{\text{年均降水量}}$, $EP = 0.0018(t + 25)^2(100 - a)$, 式中 t —月均温(°C), a —月均湿度

表 2 美国淋溶土纲分类 (USDA, 1975) 在中国土壤分类系统中的对应土壤

Table 2 Alfisol in Soil Taxonomy (USDA, 1975) and approximate equivalents in current China's soil classification system

| 土 壤 分 类 系 统 Soil taxonomy | 中 国 对 应 土 壤 Correspondent soil in China |
|------------------------------|--|
| 潮湿淋溶土 (Aqualf) | |
| 漂白潮湿淋溶土 (Albaqualf) | 白浆土 |
| 淡色潮湿淋溶土 (Ochraqualf) | 白浆化暗棕壤 |
| 暗色潮湿淋溶土 (Umbraqualf) | 潜育化暗棕壤 |
| 钠质潮湿淋溶土 (Natraqualf) | 碱土和苏打盐土 |
| 冷凉淋溶土 (Boralf) | |
| 冷冻冷凉淋溶土 (Cryoboralf) | |
| 饱和冷凉淋溶土 (Eutroboralf) | 暗棕壤 |
| 强发育冷凉淋溶土 (Paleboralf) | |
| 湿润淋溶土 (Udalf) | |
| 耕作淀积湿润淋溶土 (Agrudalf) | 耕作棕壤和黄棕壤 |
| 弱发育湿润淋溶土 (Hapludalf) | 棕壤、酸性棕壤 |
| 强发育湿润淋溶土 (Paleudalf) | 黄棕壤 |
| 脆磐湿润淋溶土 (Fragiudalf) | 粘磐黄棕壤、黄褐土 |
| 半干旱淋溶土 (Ustalf) | |
| 弱发育半干旱淋溶土 (Haplustalf) | 淋溶褐土 |
| 强发育半干旱淋溶土 (Paleustalf) | 褐土 |

按照美国土壤系统分类标准, 中国淋溶土也可划分出相应的亚纲和土类 (表 2), 可供国际交流时比较。但我们并不认为美国土壤分类系统中关于淋溶土纲的划分标准是完善的, 其中淋溶土的概念太宽, 既包括淋溶和淀积又包括了脱盐化和脱碱化过程, 把彼此间存在重大差别的土壤放在同一土纲中^[1], 这是不妥的。

中国的淋溶土主要包括暗棕壤、棕壤和酸性棕壤等土类中具有淀积粘化层(Bt层)的一组土壤,白浆土和淋溶褐土也可归入其中,为对比讨论方便,本文亦将黄棕壤包括在内。它们大多形成于森林植被之下,土壤发育中淋溶过程显著,其一部分经过长期耕垦,土壤性质已有所改变。

三、淋溶土的成土过程

(一) 森林土壤的腐殖化

森林凋落物和地被物的积累与分解是森林植被与土壤间的主要生物循环过程。在温带针阔叶混交林下,每年归还土壤的有机质为5—13 t/ha,纯灰分为1.5—2.0 t/ha^[2]。有些冷凉淋溶土的01和02层以年为周期发生动态变化,凋落物累积量5月份最多,8月份最少,凋落物层(0层)厚度在1—5 cm间变化。

表3 两个冷凉淋溶土代表剖面0层和A层的生物地球化学特征

Table 3 Biogeochemical characteristics of the 0 and A horizons in two representative boreal soils

| 土壤和植被 Soil and vegetation | 项 目 Item | Ash | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | MnO | CaO | MgO | TiO ₂ | K ₂ O | Na ₂ O |
|---------------------------------|---------------------|-------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|------|-------|------|------------------|------------------|-------------------|
| 冷凉冷凉淋溶土 红松林 | 干物质 | 7.84 | 2.40 | 0.70 | 1.57 | 0.17 | 2.14 | 0.41 | | 0.23 | 0.02 |
| | 0 层 | 100 | 30.66 | 8.94 | 20.04 | 2.15 | 27.26 | 5.28 | | 2.96 | 0.20 |
| | A 层 | | 68.32 | 7.48 | 15.91 | 0.39 | 2.20 | 1.43 | 0.92 | | |
| | 生物吸收率 ¹⁾ | | 0.45 | 1.20 | 1.26 | 5.51 | 12.39 | 3.69 | | | |
| 饱和冷凉淋溶土 柞 林 | 干物质 | 17.40 | 10.50 | 0.82 | 1.06 | 0.11 | 3.58 | 0.38 | | 0.28 | 0.09 |
| | 0 层 | 100 | 60.34 | 4.71 | 6.10 | 0.63 | 20.57 | 2.18 | | 1.61 | 0.52 |
| | A 层 | | 67.31 | 5.61 | 16.64 | 0.50 | 2.27 | 1.19 | 0.77 | 2.95 | 2.57 |
| | 生物吸收率 ¹⁾ | | 0.90 | 0.84 | 0.37 | 1.26 | 9.06 | 1.83 | | 0.55 | 0.20 |

1) Bioabsorptivity = 0 horizon element/A horizon

红松和柞树林凋落物灰分含量为8—18%,其中Si为2.4—11.5%,灰分中元素富集序列为: Si > Ca > Al > Fe > K > Mn > Na,每年来自凋落物中的Si大量累积。生物吸收率是指0层灰分与A层中某一元素含量的比值(表3)。剖面中Ca的生物吸收率为12.4,Na为0.2,其余元素的生物吸收系列为: Mg > Mn > Fe > Al > Si > K > Na。

森林立木占了地面上有机质积累量的绝大部分,枯枝落叶层的影响不如草原土壤,粗有机质大部分被微生物分解,产生的腐殖质与枯枝落叶和矿质土壤一起形成了浅薄的表土(2—10 cm)。淋溶土的诊断特征是缺松软表层,据8个湿润淋溶土剖面的腐殖质组成分析,其胡敏酸与富里酸之比除冷凉淋溶土比值大于1外,余均小于1。在这些土壤中有一个淡色土体层(E层)是相当普遍的,养分从0层和A层到亚表层的生物循环与淋失、漂洗作用构成了土壤发育中的一对矛盾。

(二) 粘粒的形成与迁移

粘粒的形成来自于原生铝硅酸盐矿物的化学风化,在我国温带地区,这种风化产物的次生铝硅酸盐在土体中保持稳定。粘粒在粘化层中的聚集伴随着碳酸盐从该层母质中的移出, Bt 层薄片研究中光学定向粘粒胶膜的存在是粘粒从 A 层向 Bt 层迁移的证据。据 30 个剖面的统计, B 层与 A 层的粘粒 ($< 0.001 \text{ mm}$) 含量之比在冷凉淋溶土中为 1.47, 弱发育的湿润淋溶土为 1.88, 强发育的湿润淋溶土为 2.53, 另将 13 个暗棕壤的土壤机械组成分析结果换算得 $< 0.002 \text{ mm}$ 粘粒含量数据¹⁾ $B/A > 1.2$ 者占 73%, 其余 27% 的剖面为 1.1—1.9。

表 4 显示了淋溶土的某些化学性质与粘土矿物特征。在 4 个代表性剖面中据粘粒含量可清楚鉴定出粘化层 (Bt) 作为诊断层的存在,但也必需指出,在原有棕壤系列的土壤中确有一部分缺 Bt 层(如土壤普查中被称为棕壤性土的土壤) 它们的成土年龄较轻,或受侵蚀作用影响大,粘粒的形成作用弱,这一部分土壤应与淋溶土分开,可参考美国土壤系统分类中的始成土 (Inceptisols) 给予适当位置。

表 4 淋溶土的化学特征和粘粒矿物特征

Table 4 Chemical properties and clay mineral characteristics of some Alfisols in China

| 土壤 Soil | 取样地点 Locality | 层次 Horizon | pH | CaCO ₃ (%) | 盐基饱和度 (%) Base-saturation percentage | 代换量 CEC (cmol/kg) | 粘粒 ($\leq 1\mu\text{m}$) Clay (%) | CEC/ Clay | 粘粒分子比 Clay molecular ratio | | 粘粒矿物 ¹⁾ Clay mineral |
|------------|------------------|-----------------|-----|--------------------------|---|-------------------------|--|--------------|--|---|------------------------------------|
| | | | | | | | | | SiO ₂ / Al ₂ O ₃ | SiO ₂ / R ₂ O ₃ | |
| 饱和冷凉淋溶土 | 黑龙江 | A | 6.4 | 0 | 84.3 | 22.69 | 8.8 | 2.58 | 3.26 | 2.49 | I, V |
| | | B | 6.8 | 0 | 88.7 | 11.62 | 16.1 | 0.72 | 2.82 | 2.02 | |
| | | C | 6.6 | 0 | — | — | 3.8 | — | 3.10 | 2.21 | |
| 弱发育的湿润淋溶土 | 辽宁 | A | 5.6 | 0 | 71.2 | 28.16 | 11.2 | 2.51 | 3.50 | 2.60 | H, V |
| | | B | 5.3 | 0 | 20.2 | 23.22 | 30.0 | 0.77 | 3.10 | 2.40 | |
| | | C | 5.2 | 0 | 36.8 | 14.82 | 12.3 | 1.20 | 3.70 | 2.60 | |
| 强发育的湿润淋溶土 | 安徽 | A | 5.8 | 0 | 60.4 | 7.15 | 10.6 | 0.67 | 2.83 | 2.31 | H, V, K |
| | | B | 4.5 | 0 | 52.9 | 9.54 | 31.5 | 0.30 | 2.66 | 2.10 | |
| | | C | 4.9 | 0 | 59.8 | 9.80 | 27.8 | 0.35 | 2.56 | 1.97 | |
| 半干旱淋溶土 | 陕西 | A | 7.1 | < 0.2 | 100 | | 14.3 | | 3.30 | 2.53 | H, V |
| | | B | 7.1 | < 0.2 | 100 | | 28.9 | | 3.30 | 2.48 | |
| | | B _{ca} | 8.2 | 16.3 | 100 | | 8.1 | | 3.60 | 2.81 | |
| | | C | 8.2 | 19.2 | 100 | | 11.0 | | 3.70 | 2.77 | |

注: 母质为花岗岩, 1) H = 水云母; V = 蛭石; K = 高岭石; I = 伊利石。

1) $< 0.002 \text{ mm}$ 粘粒 = $< 0.001 \text{ mm}$ 粘粒 + $1/3(0.005 - 0.001 \text{ mm})$ 细粉砂。

表 5 三个代表性土体的土壤和粘粒的化学分析(单位: %)
Table 5 Chemical analyses of soil and clay for three representative Alfisol pedons

| 土 壤 Soil | 取 样 地 点 Locality | 层 次 Horizon | 深 度 Depth (cm) | 土 壤 物 质 (soil material) | | | 粘 粒 (clay) | | | 非 粘 粒 ¹⁾ (Non-clay) | | |
|-------------|---------------------|----------------|----------------------|----------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| | | | | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ |
| 饱和冷凉淋溶土 | 黑龙江 | A ₁ | 5—13 | 68.69 | 5.49 | 17.42 | 50.39 | 14.31 | 28.22 | 70.46 | 4.64 | 16.38 |
| | | B | 25—58 | 67.88 | 5.89 | 17.53 | 50.39 | 13.38 | 30.20 | 71.24 | 4.45 | 15.10 |
| | | C | 90—140 | 69.78 | 4.31 | 15.50 | 48.78 | 16.72 | 26.70 | 70.61 | 3.82 | 15.06 |
| 弱发育湿润淋溶土 | 辽 宁 | A ₁ | 0—6 | 71.94 | 3.90 | 17.16 | 54.29 | 12.48 | 26.87 | 74.17 | 2.82 | 15.96 |
| | | AB | 6—16 | 73.49 | 3.57 | 16.29 | 53.91 | 14.39 | 26.14 | 75.43 | 2.50 | 15.32 |
| | | B ₁ | 35—45 | 69.03 | 5.93 | 19.99 | 52.88 | 14.26 | 28.55 | 75.95 | 2.36 | 16.32 |
| | | BC | 60—70 | 71.41 | 5.21 | 17.28 | 53.97 | 16.62 | 24.96 | 75.74 | 2.38 | 15.37 |
| 强发育湿润淋溶土 | 安 徽 | A ₁ | 0—13 | 30.13 | 1.15 | 12.60 | 45.93 | 9.61 | 27.56 | 28.27 | 0.15 | 10.83 |
| | | AB | 13—26 | 75.26 | 4.30 | 11.49 | 44.48 | 11.10 | 28.26 | 82.20 | 2.77 | 7.71 |
| | | B ₁ | 26—45 | 73.99 | 4.48 | 12.89 | 44.68 | 11.57 | 26.85 | 81.59 | 2.64 | 9.27 |
| | | B ₂ | 45—68 | 67.22 | 6.09 | 15.88 | 45.94 | 12.29 | 29.35 | 77.01 | 3.24 | 9.69 |
| | | C | 68—108 | 65.71 | 7.59 | 16.00 | 43.38 | 13.69 | 28.70 | 74.01 | 5.24 | 11.11 |

1) 非粘粒组分 = $\frac{100 \times \text{土壤组分} - \text{粘粒组分} \times \text{粘粒含量}(\%)}{100 - \text{粘粒含量}(\%)}$, 其组分表示了 100 克土壤物质中任何元素氧化物的含量。

表 6 表 5 中三个土体剖面发育的化学分析评估

Table 6 Evaluation of profile development of the 3 pedons in Table 5 by chemical analysis

| 土壤 Soil | 层次 Horizon | 深度 Depth (cm) | 每百克 土壤中 现有粘 粒重量 (clay g/ 100g Soil) | f (g) | k (g) | F (g) | N (g) | F+N (g) | 每百克土 壤中粘粒 的增减值 Gain or loss of clay(g/ 100g Soil) | O (g) | O+N (g) |
|--------------|-----------------|---------------------|--|----------|----------|----------|----------|------------|---|----------|------------|
| 饱和冷凉 淋溶土 | A | 5—13 | 8.8 | 7.54 | 1.03 | 7.26 | 3.80 | 11.06 | -2.26 | 96.18 | 99.98 |
| | Bt | 25—58 | 16.1 | 5.80 | 1.01 | 5.12 | 3.49 | 8.61 | 7.49 | 88.30 | 91.79 |
| | C | 90—140 | 3.8 | 0 | 1.00 | 0 | 3.80 | 3.80 | 0 | 96.20 | 100 |
| 弱发育湿 润淋溶土 | A | 0—6 | 11.2 | 4.82 | 1.04 | 4.34 | 22.38 | 26.72 | -15.52 | 90.07 | 112.44 |
| | AB | 6—16 | 9.0 | 1.07 | 1.01 | 0.98 | 22.69 | 23.67 | -14.67 | 91.32 | 114.00 |
| | Bt | 35—45 | 30.0 | 0.17 | 1.00 | 0.12 | 17.46 | 17.58 | 12.42 | 70.28 | 87.74 |
| | Bc | 60—70 | 19.9 | 0 | 1.00 | 0 | 19.90 | 19.90 | 0 | 80.1 | 100 |
| 强发育湿 润淋溶土 | A | 0—13 | 10.6 | 51.80 | 1.71 | 25.89 | 19.24 | 45.14 | -35.54 | 49.98 | 69.22 |
| | AB | 13—26 | 18.4 | 28.54 | 1.05 | 31.06 | 41.92 | 72.98 | -54.58 | 108.86 | 150.78 |
| | Bt ₁ | 26—45 | 20.6 | 28.02 | 1.05 | 29.38 | 40.37 | 69.75 | -49.15 | 104.85 | 145.22 |
| | Bt ₂ | 45—68 | 31.5 | 20.43 | 1.06 | 16.60 | 31.28 | 47.88 | -16.38 | 81.25 | 112.53 |
| | C | 68—108 | 27.8 | 0 | 1.00 | 0 | 27.80 | 27.80 | 0 | 72.20 | 100 |

注: f 为母质中 100 克非粘粒物质形成的粘粒量; k 为比例因子; F 为由现存非粘粒形成的粘粒含量; N 为 A 层中粘粒的最初含量; O 为 A 层中非粘粒的最初含量。

作用于淋溶土剖面矿物与化学组成最重要的过程是母质的成土转化中有多少非粘粒变成粘粒,以及从周围的土壤物质中损失或得到了多少粘粒。在这个土壤发育评价中,非粘粒部分代表反应物,粘粒部分代表生成物。表 5 是 3 个代表性土体的土壤全量和胶体全量的分析结果,应用 I. Barshad 的方法^[9]计算了非粘粒部分的化学组成。表 6 给出了

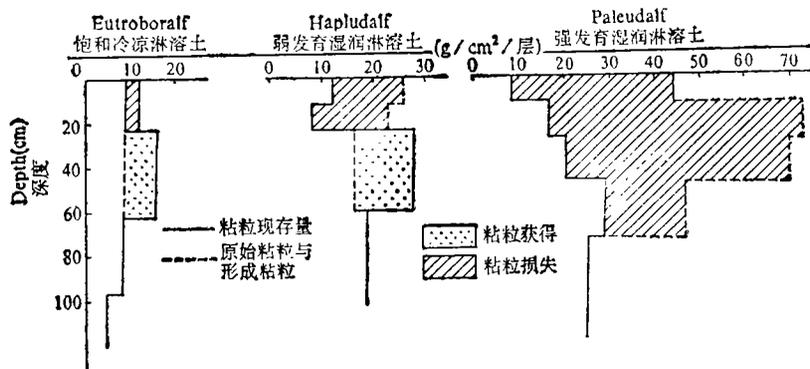


图 1 由风化物组分形成粘粒过程的比较

Fig. 1 Comparison among clay formation processes from constituents released during weathering

剖面发育的计算结果,通过计算各土层中增加的粘粒(与粘粒的原始含量相比),可得出土壤剖面发育程度的数据,这对于解释母质的成土转化过程中的化学与矿物变化是相当有用的。计算结果表明,从饱和冷凉淋溶土到强发育湿润淋溶土, B 层粘粒的生成数量增加了 7 倍,为 7.5—49.2 g/100g,这反映了土壤化学风化和淋溶过程由北向南加强的趋势。(图 1)反映了土体风化过程中粘粒生成的不同模式¹⁾,冷凉淋溶土和弱发育湿润淋溶土 A 层损失粘粒, B 层得到粘粒;而强发育湿润淋溶土各层物质均有淋失, A 层比 B 层粘粒损失更多。

(三) 土壤水分状况和淋溶过程

土壤水分状况和淀积粘化层的形成有密切关系,一般认为干湿交替是粘粒淋溶淀积的基础。淋溶土的土壤水分状况包括湿润、滞水和半干润。图 2 显示了两类淋溶土水分状况的差别。弱发育的湿润淋溶土以沈阳东陵为代表,表现出季节性的水分循环,每年有

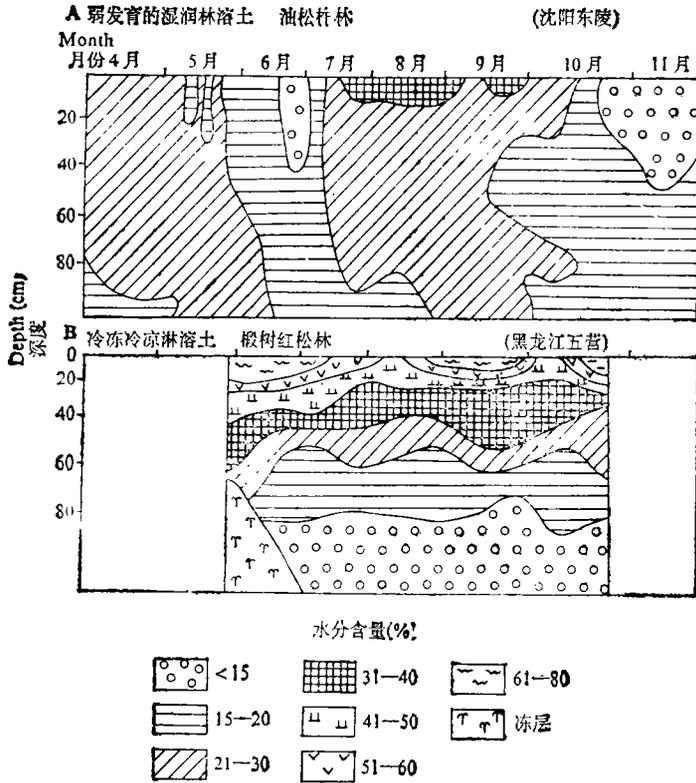


图 2 两个代表性淋溶土的水分状况

Fig. 2 The moisture regimes of two representative Alisol pedons

两个干季(春季、夏初和秋季)和两个湿季(冬季、初春和夏末), Bt 层的水分含量干季为 12—16% (相当于凋萎湿度),湿季为 23—30% (相当于田间持水量),全年中大部分时间 60 cm 以上的土壤含水量维持在 22—28%,等于或略少于田间持水量¹⁾。

1) 唐耀先, 1963: 棕壤的水分状况和物理性质, 中国土壤学会第二届学术年会论文。

冷凉淋溶土可以黑龙江省五营的测定资料为代表,一年内土壤都较湿润,土壤水分的季节变化不很明显,从5月初到6月上旬,虽雨量较低,但土壤冻层处于融化时期,水分含量并不少;7月以后进入雨季,但植被生长旺盛,耗水量增加,土壤水分并无明显过剩现象;9月以后雨量下降,森林植被开始落叶,蒸腾量减少,同时土壤开始冻结。由于林下地表死地被物保水能力强,土壤含水量大多在60%以上,但表土以下水分急剧降低,20 cm以下降至35%,40 cm以下降至25%,60 cm以下降至15%。因而仍可见到土体中部较明显的Bt层的发育。当森林被砍伐之后,地表迅速干燥,土壤水分含量明显趋于减少。

四、土壤特征

我国的淋溶土和世界其它地区的淋溶土相比有着某些类似特征:

1. 除某些半湿润淋溶土外,大多为弱酸性或酸性。原生矿物的分解,次生矿物的形成

表7 风化和成土过程中元素的迁移

Table 7 Movement of elements in weathering and pedogenetic process

| 土壤 Soil | 剖面号 Profile No. | SiO ₂ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ | TiO ₂ | MnO | CaO | MgO | K ₂ O | Na ₂ O |
|------------|-----------------------------|----------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|------|------|-------|------------------|-------------------|
| 冷凉淋溶土 | 元素富集指数 (A/R ¹⁾) | | | | | | | | | |
| | 1 | 0.87 | 3.73 | 1.29 | 1.56 | 2.37 | 7.68 | 4.34 | | |
| | 2 | 0.91 | 2.36 | 1.62 | 4.76 | 2.00 | 4.46 | 18.30 | | |
| | 3 | 0.97 | 1.28 | 1.07 | 1.33 | 7.00 | 1.54 | 1.61 | 0.87 | 0.67 |
| | 平均值 (Avg.) | 0.92 | 2.46 | 1.33 | 2.55 | 3.79 | 2.16 | 8.08 | | |
| 元素富集序列 | Mg>Mn>Ti>Fe>Ca>Al>Si>K>Na | | | | | | | | | |
| 弱发育湿润淋溶土 | 4 | 0.95 | 1.71 | 1.16 | 3.78 | 2.00 | 3.38 | 5.56 | | |
| | 5 | 0.99 | 2.27 | 1.05 | 16.50 | 0.83 | 2.18 | 3.25 | | |
| | 平均值 (Avg.) | 0.97 | 1.99 | 1.11 | 10.14 | 1.41 | 2.78 | 4.40 | | |
| | 元素富集序列 | Ti>Mg>Ca>Fe>Mn>Al>Si | | | | | | | | |
| 冷凉淋溶土 | 元素富集指数 (B/R) | | | | | | | | | |
| | 1 | 0.80 | 4.50 | 1.45 | 2.08 | 1.00 | 1.52 | 4.43 | | |
| | 2 | 0.90 | 2.47 | 1.75 | 4.86 | 1.60 | 3.00 | 11.79 | | |
| | 3 | 0.98 | 1.34 | 1.12 | 1.28 | 1.13 | 0.68 | 1.45 | 0.80 | 0.69 |
| | 平均值 (Avg.) | 0.89 | 2.71 | 1.44 | 2.74 | 1.24 | 1.73 | 5.89 | | |
| 元素富集序列 | Mg>Fe>Ti>Ca>Al>Mn>Si>K>Na | | | | | | | | | |
| 弱发育湿润淋溶土 | 4 | 0.91 | 2.58 | 1.35 | 5.22 | 1.40 | 1.33 | 9.29 | | |
| | 5 | 0.96 | 2.98 | 1.18 | 9.75 | 0.67 | 1.94 | 3.34 | | |
| | 平均值(Avg.) | 0.94 | 2.78 | 1.26 | 7.48 | 1.03 | 1.64 | 6.32 | | |
| | 元素富集序列** | Ti>Mg>Fe>Ca>Al>Mn>Si | | | | | | | | |

1) R 层表示母岩,此处为花岗岩。

以及盐基饱和粘粒在土体中的分布状况是明显的证据。表 7 显示出元素在风化和成土过程中的移动, Ti、Mg 和 Fe 在 A 层和 Bt 层中相对聚集, 而 Si 和 Al 趋于淋失, 这表现了与白浆土中大部分元素的淋淀特征不同^[4]; 原生矿物中 Fe 的释放与氧化物的增加与分散, 使土体染上了棕色或红棕色调, 此一过程通常被称为棕壤化^[3]。

2. 粘化层的发育程度不等, 厚度通常为 10—30 cm, 质地为粘壤土, 色泽较鲜艳, 核块状结构且发育良好, 结构面上常见铁锰胶膜。

3. 主要粘土矿物为水云母与蛭石^[5], 有少量蒙脱石和个别高岭石, 表层有残留的石英与长石风化物。冷凉淋溶土中无定形物质的分析表明, 作为水化和氧化作用的产物, 无定形 Si、Fe 和 Al 在 B 层和 BC 层有明显的累积^[6]。黑云母转化为伊利石或蛭石, 以及粘粒在 B 层的富集均表明有明显的淀积过程存在。

4. 表层有机质含量较高, 湿润淋溶土一般为 1—3%, 厚度多数小于 20 cm, 仍属弱腐殖质表层; 冷凉淋溶土为 6% 或更高, 其表层厚度 ≤ 25 cm (土体厚度 > 75 cm 者), 接近于暗腐殖质表层的厚度标准。腐殖质含量由上向下陡减, 0—20 cm 与 0—100 cm 土层腐殖质储量比 ≥ 0.4 , 无均腐殖质特性。

5. 土壤代换量表层较高 (20—30 cmol(+)/kg), 向下迅速减少, E 层大约为 10 cmol(+)/kg。在代换性阳离子中 Ca^{++} 占 50—60%, 其次是 Mg^{++} , 占 10—20%^[1]。代换量与粘粒含量之比在 A 层与 B 层的范围为 1.24—3.20, 冷凉淋溶土的平均值为 2.79, 湿润淋溶土为 1.83。表层盐基饱和度均大于 50%。

五、讨 论

由于东亚季风气候的影响, 中国的淋溶土与美国相比^[10,11]有某些不同的特点。首先因为旱季相对较长, 一些地区的蒸发蒸腾超过降水; 此外冷凉淋溶土在冬季冻结较深, 也减少了水分的渗滤, 从而使得淋溶作用比美国同纬度地区为弱, 中国淋溶土的 E 层除白浆土外, 多数发育不明显。

其次, 第四纪冰川在中国作用有限, 风化壳和土壤相对较老, 因此剖面中 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 的移动及 SiO_2 在表层的相对累积反映的是一个较长期的土壤发育过程, 在某些剖面中可能有残遗产物^[7]。

第三, 在湿润淋溶土中, Bt 层的水热状况动态变化明显且反应深度较大。在中国 B 层的平均厚度为 30—80 cm, 而在美国为 20—50 cm。

参 考 文 献

1. 席承藩, 1981: 试论中国土壤分类系统与国外其他系统的比较。土壤专报, 第 38 期, 1—30 页。
2. 肖笃宁, 1978: 我国东北温带森林景观的某些生物地球化学特征,《森林与土壤》, 8—16 页, 科学出版社。
3. 李孝芳, 1959: 华北平原外围山地的棕壤分布和土壤性质的初步研究。北京大学学报, 3: 271—282 页。
4. 曾昭顺, 1963: 论白浆土的形成与分类。土壤学报, 第 11 卷 2 期, 111—129 页。
5. 许冀泉, 1981: 中国土壤粘土矿物的分布, 土壤学报, 第 18 卷 1 期, 18—25 页。
6. 林业土壤研究所, 1980: 中国东北的土壤。69—106 页。科学出版社。
7. 倪绍祥, 1981: 东亚与欧洲地区棕壤成土要素与主要发生特征的比较研究。地理学报, 第 36 卷 1 期, 47—55 页。

1) 孙汉中, 1984: 中国沿海地区棕色森林土的研究, 研究生论文。

8. Barshad I., 1964: Chemistry of soil development. P1—70, in P. E. Bear Ed., Chemistry of soil, Rainhold Pub. Corp., New York.
9. Birkland P. W., 1984: Soils and geography, P126—134, Oxford Univ. Press.
10. Buol, S. W. et. al., 1973, Soil genesis and classification, Iowa State Univ. Press.
11. Rust, R. H., 1983: Alfisols, P253—281, in L. P. Widing ed, Pedogenesis and soil taxonomy, Elsevier, Amsterdam.

PEDOGENIC PROCESSES AND CHARACTERISTICS OF ALFISOLS IN CHINA

Xiao Duning and Xie Zhixiao

(*Institute of Applied Ecology, Academia Sinica, 110015*)

Summary

Alfisols are important soils in China. They occupy about 1.25 million km² or about 13% of the land area. Dark brown forest soils, burozems, yellow-brown earths, and drab soils in temperate China are identified as four major great soil groups. According to the criteria given by soil Taxonomy, these soils should belong to Alfisols. Additionally, Baijiang soil is identified as a special kind of Alfisols, probably Albaqualfs. These are mostly forested soils with a return of organic matter, estimated at 5—13t/ha/yr, to the soils from a mixed temperate forest. In terms of elemental bio-cycling Ca is prominent.

In a comparison of 30 profiles, the average rate of clay (B/A) was 1.47 for cryoboralfs and Eutroboralfs: 1.88 for Hapludalfs and 2.53 for Paleudalfs. From Eutroboralfs to Paleudalfs there was a difference of 7 times in the average gain (or loss) in clay during soil development. Hapludalfs, Cryoboralf and associated Cryaquepts differ considerably in the moisture regimes, but the amount of water is always enough to cause a significant leaching. During the weathering and pedogenetic processes-TiO₂, MgO and Fe₂O₃ are accumulated, respectively, in both A and Bt horizons; But SiO₂ and Al₂O₃ tend to be leached from the solum.

Probably owing to the influence of the monsoon climate Alfisols in China have developed to have some differences from those in the U. S.. First, the E horizon of Alfisols in the U. S. is not as prominent as in China. Secondly, the movement of Fe₂O₃ and Al₂O₃ in the profile as well as the relative accumulation of SiO₂ in the surface might reflect a long pedogenetic process. Thirdly, many B horizons in China average 30—80cm in thickness, whereas in the U. S. the average is close to 20—50cm.

Key words Alfisols, Pedogenesis, China