

# 岩溶生态系统的土壤

李阳兵, 王世杰, 李瑞玲

中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002

**摘要:** 岩溶生态系统的土壤是岩溶地区岩石、大气、水、生物等四大圈层相互作用的产物, 成土速率较慢, 土壤剖面 and 空间分布受地貌演化阶段和岩溶双层空间结构的控制。在碳酸盐岩的差异侵蚀和土壤丧失的作用下, 岩溶生态系统的土壤逐渐向裂隙和低洼部位退缩, 形成景观中的土壤资源斑块, 成为岩溶生态系统的养分库、水库和种子库, 这种自然演替形成的小尺度上的土壤斑块和生境异质性对于维持岩溶景观的健康状况是非常重要的。今后的研究应着重从岩溶表层生态系统的运行过程中来把握岩溶生态系统土壤的动态特征和相互间的反馈关系。

**关键词:** 碳酸盐岩; 土壤; 岩溶生态系统

**中图分类号:** P642.25

**文献标识码:** A

**文章编号:** 1672-2175 (2004) 03-0434-05

土壤学界对石灰土的类型与特征已有详尽的研究<sup>[1-3]</sup>, 但仅限于土壤本身; 而过去岩溶研究重基岩、轻土层。岩溶生态系统土壤和表层岩溶带是岩溶地区岩石、大气、水、生物等四大圈层的敏感交汇地带, 又是生态系统赖以存在的基础。它作为土壤圈层的一部分有其特殊性, 因此应从土壤在地球表层生态系统中的地位与作用的高度, 从土壤形成演化的驱动力去探索并体现土壤与地质过程、生态过程及社会经济过程的关系。本文从地球表层系统演化、从岩溶生态系统的角度来认识岩溶生态系统土壤的特征及其与岩溶生态退化恢复的关系。

## 1 岩溶生态系统土壤成因与分布特征

### 1.1 土壤成因

目前, 对覆盖在碳酸盐岩之上的红色松散堆积物质的成因, 以及红色松散堆积物质与碳酸盐岩之间的关系仍存在很大的争议, 随着世界不同地区碳酸盐岩上覆土层物源及成因研究的深入, 关于它们的物源及成因的认识, 目前至少有如下几种观点: (1) 碳酸盐岩酸不溶物的残余堆积<sup>[4-6]</sup>; (2) 碳酸盐岩上覆或附近高处碎屑岩的风化残余<sup>[7, 8]</sup>; (3) 风成沉积物或火山灰的风化残余<sup>[9]</sup>; (4) 携带外来成土物质的表生流体对碳酸盐岩溶蚀、交代、沉淀和充填的成土方式<sup>[10]</sup>; (5) 多成因说, 即上述三者或其中两者对碳酸盐岩上覆土层的形成都有贡献<sup>[11]</sup>。

在中国西南岩溶地区, 多种证据有力地证明了碳酸盐岩原地风化成土的可能性和现实性, 也说明碳酸盐岩酸不溶物不仅可以残留形成上覆土层, 而且还可以保留较好的原岩结构<sup>[12]</sup>。甚至在岩溶镶嵌地貌景观中, 上覆土层对下覆不同岩性的风化产物存在着明显的一一对应关系<sup>[13]</sup>。碳酸盐岩风化成土作为一种重要的成土机制是客观存在的, 而碳酸盐岩上覆红土的来源与地貌演化阶段、地貌部位、岩层组合、生物发育等密切相关, 可以是残积型, 或坡积型, 或冲积型等异地堆积。生物作用成土, 在某些岩溶盆地可能是以碎屑岩风化产物为主。因此, 用一种模式来归纳碳酸盐岩上覆土

层的成因是欠客观、欠科学的, 不能把碳酸盐岩成土的客观性与碳酸盐岩上覆红土成因的多样性混为一谈。

### 1.2 土壤剖面特征

发育完全的碳酸盐岩风化壳, 自下而上具有由基岩-溶滤层-杂色粘土层-黄色粘土层-红色粘土层-土壤层构成的特殊结构层次, 风化成土是自下而上进行的, 下部最新, 上部最老。碳酸盐岩母岩与土壤之间通常存在着明显的硬软界面, 使岩土之间的亲和力与粘着力差。其次西南岩溶区长期处于热带和亚热带气候, 强烈的化学淋溶作用, 使风化物中较高的粘粒 (<0.001 mm) 发生垂直下移, 形成上松(上层质地轻, 孔隙度高, 可达 50%, 水分容易下渗)下粘(质地粘重, 孔隙度低, 渗透性小)的一个物理性状不同的界面。岩溶区土石间和土层内部上、下层间存在的这两个质态不同的界面, 使土壤产生壤中流, 形成土层潜蚀、蠕动、滑移, 是坡面土壤主要的侵蚀方式。岩溶区之所以植被一旦遭受破坏, 水土流失随之加速, 环境生态很快恶化, 并向石漠化方向演变, 就是因为存在两个质态不同的界面, 而界面处最容易发生突变, 导致水土流失的产生和快速进行。

碳酸盐岩的差异风化突出, 使基岩面强烈起伏, 在水平距离数米的范围内, 基岩面高差可达数米, 甚至十几米以上, 差异性风化还使得风化(或溶蚀)作用并不完全集中在地表或近地表附近进行, 在岩层深部也可以进行, 从而降低了地表或近地表风化成土的有效性, 风化残积土粒分布在不同深度部位, 降低了地表土层的厚度。由于选择性溶蚀, 碳酸盐岩基岩风化表面形成参差不齐的锯齿状表生带石芽地形。现代风化壳累积时间短, 成土物质主要充填在石沟、石缝中, 与大片的石芽相间分布, “土根”扎得很深, 形成典型囊状土被, 土层平均厚度多数仅数十厘米。红色风化壳累积时间较长, 土层平均厚度达 1~5 m, 个别达 10 m, 但仍常常在不同深度遇到突起的石芽个体或群体。

### 1.3 土壤空间分布特征与地貌演化阶段的关系

碳酸盐岩上覆土壤的连续分布与地貌的发展具有密切

基金项目: 国家自然科学基金项目 (49833002、90202003); 中科院知识创新项目 (KZCX2-105)

作者简介: 李阳兵 (1968 - ), 男, 博士后, 从事土壤资源及土地资源利用等研究。E-mail: li-yabin@sohu.com

收稿日期: 2004-01-03

的关系。岩溶山区只能见到局部保存的黑色石灰土,如在黔南荔波茂兰岩溶森林自然保护区内,岩溶森林小生境岩石裸露率为 98.05%~42.51%,平均为 89.86%,石面石沟型和石面型是其最普遍的组合类型<sup>[14]</sup>。岩溶区厚层风化壳只能形成于地貌起伏小、垂向岩溶作用不活跃的条件之下,从地理循环的角度来看,这样的景观就是地貌发育的终结阶段——准平原<sup>[15]</sup>。当地壳长期相对稳定时,岩溶地下水作用以水平作用方式为主,岩溶作用以剥蚀夷平为主,岩溶演化从溶注向溶原方向发展,地下裂隙减少,土壤丢失减弱,风化残积物开始在地表聚集,逐渐形成较厚连续的红色风化壳。青藏高原红色风化壳在大的地貌部位上与主夷平面是一致的,在局部的缓丘或山顶上连续分布,如定日、昂仁、安多、比如等地都可见到。云贵高原红色风化壳较连续,厚度一般 3~5 m。在滇西一带大多位于宽阔平整的山顶面上(如白汉场以东地区),滇中和贵州西部一带大致位于高原面上(如宣威、威宁等地)。湘桂丘陵红色岩溶风化壳主要位于岩溶平原上(如桂林、永州、道县等地)。这些地区的岩溶风化壳主体基本上都与开阔平坦的地貌面联系在一起。红色风化壳剥露的程度从青藏高原的完全剥露开始,到云贵高原逐渐演变为局部连续,向东到桂北、湘南等地逐渐转为完全覆盖<sup>[16]</sup>。岩溶地貌制约石灰土的类型及分布,并延缓其地带性土壤演化。由棕(褐)色石灰土经地表流水淋溶演变为红色石灰土这一现象,不仅仅表现在它们之间的成土年龄和淋溶程度的差异上,同时,在其地形地貌分布上,还启示了有关岩溶地貌的演变关系,即由峰丛向峰林,再由峰林向孤峰平原的演变过程<sup>[17]</sup>。

#### 1.4 土壤空间分布与岩性的关系

碳酸盐岩区域土壤分布的特点是:碳酸盐岩提供的特定地质背景,特定地貌类型及其空间组合的控制格局,季节性的降水冲刷作用及人为的陡坡垦殖。土壤的空间分布受岩溶双层结构的影响。碳酸盐岩差异性溶蚀在地表形成大量洼地、岩石裂隙,大量的土壤物质聚集于此,在地表表现为土壤逐渐向裂隙、溶洼的退缩,附近的基岩逐渐暴露(石漠化主要发生在输出土壤物质的正地形区)。这就使得岩溶地区土壤分布极不均匀,土层厚度悬殊,这可能是碳酸盐岩地区土被不能连续发育的主要原因。尤其在石灰岩分布区,地表土壤有进一步被带到深部地下管网堆积的可能。可以想象,碳酸盐岩地区的土层如果能均匀分布于地表,则基岩裸露,石漠化就不会这样严重<sup>[18]</sup>。

从灰岩与白云岩的岩性差异看,白云岩的风化过程以物理风化为主,物理崩解提供的岩石碎块更有利于化学风化的进行;再加上白云岩中晶间孔隙均匀,有利于整体溶蚀作用的进行。而灰岩在受力时节理裂隙分布极不均匀,易形成岩石裂缝和洞穴系统,表现为差异性溶蚀作用显著。灰岩和白云岩的岩性差异决定了二者在岩溶形态、岩石裂隙发育程度、土层厚度及风化壳持水性等方面都有差异,二者的溶蚀残余物在地表具有不同的堆积和丢失方式。灰岩区土粒易聚集在岩体的裂隙和地下空隙系统中,白云岩中溶蚀残余物质能相对均匀的分布于地表,白云岩地区的土层厚度往往大于

石灰岩区。因此,石漠化程度较灰岩地区轻。但也正因为灰岩区土层积聚在溶沟溶隙里,在区域水文条件较好时,能形成高大的森林,而纯白云岩区岩溶地貌不如石灰岩区典型,物理风化与化学风化同时进行,成土速度较灰岩岩组快,土体较连续(基岩裸露率 15%~30%),土层分布均匀,但石砾含量高,往往形成草坡<sup>[19]</sup>。另外,由于岩溶地区岩石成土主要以化学风化形式为主(地表水及地下水溶蚀交代作用),同种岩石,由于倾角不同而导致成土速度、成土量的差异,一般高倾角地区岩石成土性能较好<sup>[20]</sup>。

## 2 土壤的演变与特征

### 2.1 矿物成分的演变

碳酸盐岩上覆土壤的变化包括 3 种情况:残积于原地所发生的变化,气候变化后(构造抬升)所发生的变化,在搬运堆积后所发生的变化。形成碳酸盐岩风化壳剖面的主要原始物质(酸不溶物)多为表生环境下较为稳定的矿物。这样的物质基础导致了碳酸盐岩风化壳剖面具有独特的发育特征,即残积土继续接受风化作用时,风化作用进行相对缓慢,风化速率较低,整个剖面上由风化作用形成的分异作用较弱,化学风化蚀变指数变化较小,这和含有较多相对不稳定矿物的结晶岩类风化壳剖面的发育形成鲜明对比<sup>[21]</sup>。与成土作用阶段对应,碳酸盐岩地表堆积物早期的岩溶溶蚀及粘土化过程是富 Si、Al,脱 Ca、Mg 的过程,与其它母岩红土脱 Si、Al 过程不同;这个过程总的来说是在破坏母岩及堆积物连结形成松散多孔物质;后期的红土化作用是相对脱 Si 富 Fe 阶段<sup>[22]</sup>。

不同亚类的石灰土,其所经历的溶蚀、风化程度不同,从黑色石灰土→棕色石灰土→红色石灰土,云母类矿物的脱钾作用逐渐加深。在粘土矿物组成的演化上,则由云母→伊利石→蛭石→蒙脱石→高岭石方向演化<sup>[23]</sup>,而随着时间的推移,  $w(\text{SiO}_2)/w(\text{Al}_2\text{O}_3)$  和  $w(\text{SiO}_2)/w(\text{R}_2\text{O}_3)$  比率也依次逐渐变小,这充分反映了岩溶地区石灰土土壤在长期的淋溶过程中,有逐渐向地带性红壤化或砖红壤化的演变趋势。根据碳酸盐岩红土的粘土矿物组合和微结构特征,其粘土矿物的形成和演化具有多途径和多阶段性,至少存在 3 个演化序列:水铝英石-埃洛石-高岭石-三水铝石;伊利石-蛭石-绿泥石/蛭石混层矿物-绿泥石-三水铝石;伊利石-高岭石-三水铝石。高岭石和三水铝石的富集反映了碳酸盐岩红土已达到风化成土作用的最高阶段<sup>[24]</sup>。

### 2.2 土壤侵蚀特征的演变

部分学者提出岩溶区水土流失严重是形成石漠化的重要原因<sup>[25]</sup>,但对贵州省水土流失的调查中发现,岩溶地区侵蚀强度和侵蚀程度不一致的现象突出。岩溶石漠化区的水土流失强度并不比碎屑岩区严重,岩溶地区土壤亏损的负增长过程并不完全依赖于水土流失速率,在很大程度上取决于特定地质环境背景下的成土速率和岩溶地区特有的“土层丢失”现象。

岩溶区成土速率慢,最大土壤允许流失量不超过 50 t/(km<sup>2</sup>·a)<sup>[26]</sup>,不同于紫色页岩的风化→侵蚀→风化→侵蚀的过程(母质侵蚀),以红枫湖流域为例,碳酸盐岩风化残留

物的成土速率仅为物理侵蚀速率的 $1/3$ <sup>[27]</sup>。实际上碳酸盐岩化学侵蚀是一个成土过程,但从高速流场和低速流场不同的形态过程响应可知,同时应该区别碳酸盐岩的溶蚀风化过程和溶蚀侵蚀过程,前者即为土化过程,而在后者,水流不但溶移了碳酸盐岩矿物,而且将所有溶出及后生的粘土矿物一起带走,是岩溶形态的塑造过程。<sup>137</sup>Cs测定表明在<sup>137</sup>Cs的时间量程内(33 a)整个Mundrabilla景观内粘土层平均减少 $7.5 \text{ t}/(\text{hm}^2 \cdot \text{a})$ ;从全球来看,这是相对低的土壤损失率<sup>[28]</sup>,但对土壤厚度有限、种子库和养分仅存于土壤剖面顶部20~30 mm的岩溶贫瘠土壤来说,这是重要资源的永久损失。同时土被是岩溶石山区最大的水分贮存库之一,其损失也必将加剧岩溶性干旱。上述特点是碳酸盐岩地区土壤脆弱性与其它岩石类型区的根本区别之一,也是岩溶地区土地利用较困难的原因。

由于岩溶地区特有的双层地表形态结构,除土层自然侵蚀外的另一种“土壤丢失”现象在岩溶山区地表土层的发育过程中扮演着重要的角色,碳酸盐岩地区,在重力和水的作用下,土粒沿垂直和水平方向上经微距离和短距离搬运到地洼部位或地下空间中,甚至由地下河带到更远的地方,从根本上制约了地表残余物质的长时间积累和风化壳的持续发展<sup>[29]</sup>,使区域土层长期处于负增长状态。这是碳酸盐岩地区地表少土的重要原因,也是形成石漠化的最主要地质因素。灰岩和白云岩的岩性差异决定了溶蚀残余物在地表具有不同的堆积和丢失方式。灰岩区土粒易聚集在岩体的裂隙和地下空隙系统中;白云岩中溶蚀残余物质能相对均匀的分布于地表,白云岩地区的土层厚度往往大于石灰岩区,因此,石漠化程度较灰岩地区轻。

需要指出的是,岩溶地区土壤侵蚀是与第四纪生态环境的演变、与土地利用景观演化紧密联系的,现代侵蚀是自然侵蚀和人为加速侵蚀的综合作用过程。森林砍伐导致了岩溶环境广泛分布的土层在相对短时期内的侵蚀<sup>[30]</sup>。

## 2.3 植被破坏(生态系统转换)后所发生的变化

### 2.3.1 土壤类型的演替过程

如黄色石灰土在中亚热带山地温湿气候条件下形成山地腐殖质黄壤;经保护性耕垦:山地腐殖质黄壤→耕淀黄壤→高度发育的农业土壤;掠夺式不合理耕垦:山地腐殖质黄壤→退化黄壤→黄色石灰土→黑色石灰土<sup>[31]</sup>。这一发育序列严格受地形、植被以及母质等环境因子的强烈控制,在人类活动干扰下,这一发育序列也可以发生逆转。黄壤可以经复盐基作用退化为黄色石灰土,黄色石灰土经生草化过程也可以转变为黑色石灰土。

### 2.3.2 土壤肥力特征的演变

在岩溶脆弱生态系统中,土地利用方式影响植被种类和生物量与土壤种子库组成等,是控制土地生态演替的关键因子。以水稳性团聚体、有效土层厚度为主的物理因素,以有机质为中心的肥力因素通过影响植物的生长而影响土壤肥力的恢复。岩溶环境中不同土地利用方式土壤理化性质是不同的,但土壤物理性质、化学性质、生物学性质三者与土地利用方式的关系并不一致,土壤质量与岩溶生态退化恢复过

程并不具有线性关系。和林地相比较,灌木林和灌丛地土壤没有显著退化,草地和退耕3 a的蒿草地土壤退化程度非常严重<sup>[32]</sup>;土壤微生物总数下降、土壤酶活性减弱、土壤生化作用强度降低<sup>[33]</sup>。农林生态系统转变耕作几十年后原森林土壤有机质的含量仍占有主要地位,但土壤中源于 $C_3$ 植物的有机质中大量容易矿化的组分降解,植物营养有效的有机质含量较低,毁林造田同时也降低了土壤有机质中活性大的组分的比例,使土壤肥力下降<sup>[34]</sup>。

## 3 岩溶生态系统土壤的生态功能

### 3.1 土层的空间组合构成小生境的多样性

岩溶山区土壤在较大取样面积呈集群分布,受控于裂隙的空间展布和地貌部位;在较小取样面积尺度呈均匀分布和随机分布,分布于石沟、石缝等肥沃生境。土壤异质性不仅改变了土壤物质的局部分配,同时造成景观格局与过程的变化。降水资源的再分配及与此相应的土壤资源再分配(通过侵蚀和沉积),是土壤斑块异质性形成最为主要的影响因素;同时裸露岩面生物结皮与景观内的微地形变化相结合,显著地改变了小尺度范围内水文循环和土壤侵蚀过程,加速了景观中一个个土壤资源斑块的形成,促进了景观异质性的发展;而自然演替形成的小尺度上的土壤斑块和生境异质性对于维持岩溶景观的健康状况是非常重要的,生境异质性的存在甚至成为植被演替的主导因子。

岩溶环境的土壤可以与石面、石缝、石沟、石洞、石槽、溶洞等组合形成多种小生境类型,即地表土被不连续但可以与地下空间广阔但低水平持续供应养分的生境相结合形成多层生态空间,即使在较高岩石裸露率情况下,不同小生境的组合类型并不相同,相应的生境严酷程度也不相同。植物对各种小生境的利用特点为岩溶环境岩石裸露率较高的地段植被恢复的可能性和途径、方式提供了理论依据。土面、石沟的温湿度及辐射都比较和缓,又有良好的土壤条件,适于树木的良好生长;但如石面上积累残落的土壤,则能适应耐旱的藓类、蕨类生长;如石缝中有土壤,则能适应喜潮湿的藓蕨类及耐阴湿的树种生长。

### 3.2 土壤资源的养分库、水库、种子库功能

从岩溶地区土壤形成演变机制中可以得出结论,目前所见碳酸盐岩台上的红土层应该是全新世以前形成的,岩溶地(山)区土壤不足甚至土壤奇缺是“先天性”的地质环境造成的,而且随着时间的推移,由于水土流失的不断进行,土壤还将会越来越少,生态环境也将越趋恶化。这是岩溶环境自然本底,是岩溶土壤资源稀缺性与脆弱性的一面,生态格局与过程受限于此。但岩溶土壤资源还有高肥力性与多样性的特征,土壤总量少,但仍然是岩溶生态系统的养分库、水库和种子库,是岩溶生态系统演替的基础。我们必须利用其优势。

岩溶环境表土侵蚀受微地形影响,大部分被侵蚀的土粒经短距离位移,在低洼部位堆积,但照样可划为侵蚀区和堆积区,形成土壤层的空间斑块分布与土壤的资源岛特性。一般在小气候和植被生长条件较好的幼年期岩溶地貌单元,如较高的石峰上部的岩隙、溶裂、溶沟、溶洼及山麓凹处,或

排水不良的坡麓、槽谷和封闭洼地中有黑色石灰土发育。黑色石灰土有较厚的均腐殖质层, 并形成较好的团粒结构, 自然肥力高, 养分丰富。因此, 岩溶土壤上的生物量也是相对可观的, 据报道<sup>[35]</sup>, 弄岗森林下的凋落物量一般为 18.9~23.2 kg/hm<sup>2</sup> (干物质), 高于云南西双版纳雨林下砖红壤 (9.4 kg/hm<sup>2</sup>) 和海南岛次生林下的砖红壤 (12.3 kg/hm<sup>2</sup>)。桂林岩溶试验场虽然属于岩溶石山环境, 没有森林植被, 其岩溶土壤的地表和地下生物量也分别有 2.5 kg/m<sup>2</sup> 和 6.0 kg/m<sup>2</sup><sup>[36]</sup>。

一般的传统概念认为南方岩溶区水土分离, 地表干旱严重, 而忽视了岩溶山区土壤的保水功能。岩溶环境土壤水分亏缺是一种湿润气候背景上的临时性干旱, 土壤水分亏缺有明显的时空异质性。表层土壤 (0~30 cm) 含水量变幅较大, 深层则相对稳定。岩溶地区, 特别在岩石裸露率高的地段, 生境的离散性高, 裸露的岩石分散了土被, 隔断了各土块间的水分联系, 更加剧了土壤水分的异质性, 与岩溶环境土壤的斑块状分布是一致的。在贵州典型石漠化区花江峡谷区连续干旱了一个多月后, 我们测定了不同坡位、不同植被下的土壤含水量 (表 1)。可以看出土壤含水量与土层厚度、小地形有很大关系, 土壤水仍然是在极端干旱条件下维持植被生长的水分来源之一。因此, 我们认为土被也是石山区最大的水分贮存库之一。

表 1 花江峡谷区南坡不同植被下土壤含水量 g/kg

植被	坡位	0~10 cm	10~20 cm	20~30 cm	30~40 cm	40~50 cm
毛榉林	坡麓	117.8	188.8	201.5	211.4	
栎树	坡麓	56.6	87.6	131.4		
构树	中坡	55.8	111.0			
花椒	中坡	60.2	183.0	250.2		
次生林	坡顶	57.4	117.4	121.5		
构树	中上坡	37.4	168.0			
花椒	中坡	47.8	83.2	138.7	167.8	189.7
构树	坡麓	87.6	159.0	237.2	297.6	322.0

岩溶森林的土壤种子库具有丰富的植物种子, 是岩溶森林更新和演替的基础。特别是作为岩溶生境中最主要的石面小生境也具有相当数量的种子, 可达 76~807 粒/m<sup>2</sup>, 使植物利用石面生境成为可能<sup>[37]</sup>, 也使岩溶退化生境具有一定的恢复潜力; 不过与土面比, 其种子数量还是相对的少, 且没有植被覆盖的石面上所接受的种子常难以保存活力于种子库中。岩溶森林土壤中植物的无性繁殖体数量巨大, 萌芽能力强, 从土层到土表均有分布, 是植被自然恢复的潜在力量。

### 3.3 土壤的生态功能与植被的关系

事实上, 石生植物 (藻类、地衣、苔藓等) 在石灰岩表面分布十分广泛, 一般湿润地区近地表石灰岩表面几乎很少是纯裸露的, 大都具有这类植物覆盖, 而这种植物的覆盖及其产生的相应作用, 往往是一种重要的岩溶侵蚀营力和成土作用。苔藓殖居后, 进一步提高了岩石的持水量, 随着苔藓的发育, 苔藓假根常粘结大量的棕黑色的细粒土。石灰岩表面苔藓等植物形成的土壤中, 全 N、全 P、全 K 质量分数分

别为 47.1 g/kg、1.234 g/kg、4.37 g/kg, 速效 N、P、K 质量分数分别为 1276.0 mg/kg、102.0 mg/kg、186.4 mg/kg<sup>[38]</sup>。随着土壤的逐步形成, 碳酸盐岩生境中植物群落的正向演替为沿裸露岩石→藻菌、地衣群落→苔藓、蕨类植物群落→草本植物群落→木本植物群落<sup>[39]</sup>。以生物量增长及土壤形成为纽带, 其演替为石质岩溶→生物岩溶→土壤岩溶→生态系统岩溶, 最终成为以生物活动和土壤媒体过程为主导的岩溶生态系统<sup>[40]</sup>。

岩溶生态系统土壤的形成、演化是与植被的生长相互促进的, 但土壤与植被的退化恢复具有差异性。根据西南岩溶生态系统土壤与植被属性的现状, 土壤与植被的关系可大致分为 4 类: 土壤肥力与植被条件均较好; 土壤肥力较好但植被退化; 土壤肥力较差而植被有所恢复; 土壤肥力与植被条件均较差。

### 4 结语

根据上面的论述, 我们有理由认为岩溶生态系统各圈层发生着地质地貌组合→水文土壤组合→植被和小生境组合结构的作用过程, 不同组合结构的岩溶生态系统具有特殊的功能, 其本底稳定性与脆弱性各异, 从而形成了不同区域岩溶生态系统及生境类型的多样性。土层和表层岩溶带是岩溶地区岩石、大气、水、生物等四大圈层的敏感交汇地带, 又是生态系统赖以存在的基础。因此, 应改变过去岩溶研究重基岩、轻土层的传统思想, 强化土壤研究, 从岩溶表层生态系统的运行过程中来把握岩溶生态系统土壤的动态特征和相互间的反馈关系。

### 参考文献:

- [1] 韦启蕃, 陈鸿昭, 吴志东, 等. 广西弄岗自然保护区石灰土的地球化学特征[J]. 土壤学报, 1983, 20(1): 30-42.
- [2] 曹建华, 袁道先, 潘根兴. 岩溶生态系统中的土壤[J]. 地球科学进展, 2003, 18(1): 37-44.
- [3] 杨继镛, 汪炳根, 唐俊. 广西大青山石灰岩山土壤理化性质的演变及其造林绿化[J]. 林业科学, 1990, 26(5): 402-409.
- [4] 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆: 重庆出版社, 1988: 24-29.
- [5] WANG SHJIE, JI HONGBING, OUYANG ZHIYUAN, *et al.* Preliminary study on weathering and pedogenesis of carbonate rock[J]. *Sci China(D)*, 1999, 29(5): 441-449.
- [6] BRONGER A, ENSLING J, GUTLICH P, *et al.* Rubification of terae rossae in Slovakia: a Mosbauer effect study[J]. *Clay Minerals*, 1983, 31: 269-276.
- [7] 符必昌, 黄英. 试论碳酸盐岩上覆红土的形成模式及演化趋势[J]. 地质科学, 2003, 38(1): 128-136.
- [8] OLSON C G, RUHE R V, MAUSBACH M J. The terra rossa limestone contact phenomena in karst, South Indiana[J]. *Soil Sci Soc Am J*, 1980, 44: 1 075-1 079.
- [9] DANIN, GERSON A, GANTY R. Weathering patterns on hard limestone and dolomite by endolithic lichens and cyanobacteria: supporting evidence for aeolian contribution to Terra Rossa soil[J]. *J Soil Sci*, 1983, 136(4): 213-217.
- [10] 李景阳, 王朝富, 樊廷章. 试论碳酸盐岩与喀斯特成土作用[J]. 中国岩溶, 1991, 10(1): 29-38.
- [11] DURIN G, OTTNER F, SLOVENEC D. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia[J]. *Geoderma*, 1999, 91: 125-150.
- [12] 孙承兴, 王世杰, 周德全, 等. 碳酸盐岩酸不溶物作为贵州岩溶区

- 红色风化壳主要物质来源的证据[J]. 矿物学报, 2002, 22(3): 235-242.
- [13] 刘秀明, 王世杰, 冯志刚, 等. 贵州岩溶区镶嵌景观上覆土层的粒度分布特征及其指示意义[J]. 中国岩溶, 2002, 21(4): 245-251.
- [14] 朱守谦, 何纪星, 魏鲁明, 等. 茂兰喀斯特森林小生境特征研究[A]. 朱守谦. 喀斯特森林生态研究(Ⅲ)[C]. 贵阳: 贵州科技出版社, 2003: 38-48.
- [15] 李德文, 崔之久, 刘耕年. 湘桂黔滇藏一线覆盖型岩溶地貌特征与岩溶(双层)夷平面[J]. 山地学报, 2000, 18(4): 289-295.
- [16] 李德文, 崔之久, 刘耕年. 青藏高原古岩溶的存在及其与东邻地区的对比[J]. 中国岩溶, 1999, 18(4): 309-318.
- [17] 张美良, 邓自强. 我国南方喀斯特地区的土壤及其形成[J]. 贵州工学院学报, 1994, 23(1): 67-75.
- [18] 孙承兴, 王世杰, 周德全, 等. 碳酸盐岩差异风化成土特征及其对石漠化形成的影响[J]. 矿物学报, 2002, 22(4): 308-314.
- [19] 李阳兵, 王世杰, 容丽. 关于中国西南石漠化的若干问题[J]. 长江流域资源与环境, 2003, 12(6): 593-598.
- [20] 高华端. 贵州岩溶地区地质条件对水土流失的影响[J]. 山地农业生物学报, 2003, 22(1): 20-22.
- [21] NIEUWENHUYSE A, BREEMEN N V. Quantitative aspects of weathering and neof ormation in selected Costa Rican volcanic soils[J]. Soil Sci Soc Am J, 1997, 61: 1450-1458.
- [22] 廖义玲. 贵州碳酸盐岩堆积物的地质特征及其演化[J]. 贵州工业大学学报, 2000, 18(4): 267-271.
- [23] 袁可能. 土壤化学[M]. 北京: 农业出版社, 1991: 9-21.
- [24] 朱立军, 傅平秋, 李景阳. 贵州碳酸盐岩中红土的粘土矿物及其形成机理[J]. 矿物学报, 1996, 16(3): 290-296.
- [25] 苏维词, 周济祥. 贵州喀斯特山地的“石漠化”及防治对策[J]. 长江流域资源与环境, 1995, 4(2): 177-182.
- [26] 韦启蕃. 我国南方喀斯特区土壤侵蚀特点及防治途径[J]. 水土保持研究, 1996, 3(4): 72-76.
- [27] 白占国, 万国江. 贵州碳酸盐岩区域的侵蚀速率及环境效应研究[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1998, 4(1): 1-7, 46.
- [28] GILLIESON D, WALLBRINK P, COCHRANE A. Vegetation change, erosion risk and land management on the Nullarbor Plain, Australia[J]. Environmental Geology, 1996, 28(3): 145-153.
- [29] 李德文, 崔之久, 刘耕年. 岩溶风化壳形成演化及其循环意义[J]. 中国岩溶, 2001, 20(3): 183-188.
- [30] DREW D P. Accelerated soil erosion in a karst area: The Burren, western Ireland[J]. Journal of Hydrology, 1983, 61(1-3): 113-124.
- [31] 任文美. 在农业生态条件下石灰岩山地土壤演化的探讨[J]. 重庆师范学院学报, 1999, 16(4): 75-81.
- [32] 龙健. 喀斯特山区土地利用方式对土壤质量演变的影响[J]. 水土保持学报, 2002, 16(1): 76-79.
- [33] 龙健, 李腾, 腾应, 等. 贵州高原喀斯特环境退化过程土壤质量的生物学特性研究[J]. 水土保持学报, 2003, 17(2): 47-50.
- [34] 刘启明, 王世杰, 朴河春. 稳定碳同位素示踪农林生态转换系统中土壤有机质的含量变化[J]. 环境科学, 2002, 23(2): 75-78.
- [35] 广西弄岗自然保护区综合考察队. 广西弄岗自然保护区综合考察报告[J]. 广西植物, 1988(增刊): 52-73.
- [36] 陶于祥, 潘根兴, 孙玉华, 等. 岩土系统地球化学行为及其对岩溶作用的驱动[J]. 岩石矿物学杂志, 1998(3): 326-332.
- [37] 龙翠玲. 贵州茂兰喀斯特森林土壤种子库研究[A]. 见: 朱守谦主编. 喀斯特森林生态研究[C]. 贵阳: 贵州科技出版社, 2003. 265-275.
- [38] 李阳兵, 高明, 魏朝富, 等. 土地利用对岩溶山地土壤质量性状的影响[J]. 山地学报, 2003, 21(1): 40-49.
- [39] 蔡桂鸿. 南方岩溶石山地区农业生态环境初步探讨[J]. 中国岩溶, 1988, 7(1): 1-8.
- [40] 潘根兴, 曹建华. 表层带岩溶作用: 以土壤为媒介的地球表层生态系统过程[J]. 中国岩溶, 1999, 18(4): 287-296.

## Some soil features of karst ecosystem

LI Yang-bing, WANG Shi-jie, LI Rui-ling

National Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Geochemistry Institute, the Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China

**Abstract:** The soil resources in karst ecosystem are the consequences of interaction among carbonate rocks, atmosphere, water and biosphere, so the soil profile and spatial distribution are controlled by the evolution stage of physiognomy and karst double space structure, and the rate of soil formation overlying carbonate rocks is very slow. The soils in karst ecosystem move back into fissure and low-lying parts gradually by the differential erosion and soil loss of carbonate rocks, and form into soil resource patches and nutrient banks, reservoir and seed banks in karst landscape. These small scale soil patches and habitat heterogeneity formed naturally are very important to keep the health status of karst landscape. Further studies should emphasize the dynamic features of soils and mutual feedback relation with other ecological elements in karst ecosystem from the evolvement processes of epikarst ecosystem.

**Key words:** carbonate rocks; soil; karst ecosystem

## 物种灭绝中的连环效应

人类的行为正在通过污染、土地利用的变化和其他形式的生境破坏引起植物和动物物种的灭绝。然而, 如果一旦“最弱”的物种灭绝后剩余的物种对环境退化的抵抗力会变得更强时, 事情也许不会这么糟。但实际情况似乎并不是这样。Ives 和 Cardinale 用分析一个生态系统中物种间相互作用网络的数学模型进行研究, 结果表明, 当其他物种灭绝时, 一种有抵抗力的物种会突然对环境退化变得敏感起来。由于这种无法预测的灭绝效应, 生态系统即使是失去最脆弱的物种, 也可能会仍然保持不稳定。(肖辉林摘自 *Nature*, 2004, 429: 174)