

喀斯特石林发育的土壤学视角

彭建¹, 蔡运龙¹, 王尚彦², 戴传固²

(1. 北京大学环境学院资源环境与地理学系, 北京 100871; 2. 贵州地质调查院, 贵阳 550004)

摘要: 在对云南路南石林的实地研究基础之上, 结合前人的研究成果, 文章对喀斯特地区的成土过程和土壤侵蚀对石林发育的影响进行了探讨。研究表明, 土壤是石林向深性发育的原动力。土壤CO₂和土壤水组合形成的地下强溶蚀带的存在使得石林通过地下溶蚀不断增长拔高, 但溶蚀下限一般在土下10 m以内。表土的剥蚀使土壤趋于减少, 一旦其速率大大快于成土速率, 将导致土壤变薄, 石林的向深性发育也将因此而停滞并走向消亡。

关键词: 土壤; 石林; 喀斯特; 地下溶蚀; 土壤侵蚀

中图分类号: P642. 25 文献标识码: A 文章编号: 1005-3409(2005) 04-0049-04

Study on the Role of Soil in Stone Forest Development

PENG Jian¹, CAI Yun-long¹, WANG Shang-yan², DAI Chuan-gu²

(1. Department of Resource and Environmental Geography, Environmental School, Peking University, Beijing 100871, China;
2. Guizhou Academy of Geological Survey, Guiyang 550004, China)

Abstract: Based on the field investigation on the stone forests in Yunnan, and integrated with achievements of other researchers, the influence of soil formation and erosion in karst areas on the evolution of stone forest are discussed. The results show that soil is the fundamental driving force in vertical development of stone forest. An intensive sub-soil dissolution zone, brought about by the harmonious working of soil CO₂ and soil water, makes stone forest higher and higher, and the bottom line for the zone lies in around 10 m below ground surface. Soil erosion takes away soil matters, and once soil denudation rate goes beyond its formation rate, soil would become thinner and thinner, as a result, stone forest would disappear over time without soil cover.

Key words: soil; stone forest; karst; sub-soil dissolution; soil erosion

石林是一种稀有性的喀斯特地貌形态, 是石灰岩在长期的喀斯特作用下, 沿节理溶蚀而形成的高5 m以上的石柱组成的林状地貌景观^[1], 国外称为针状喀斯特或剑状喀斯特(pinnacle karst)。在我国, 最具代表性的石林当数位于滇东的路南石林, 其石柱之高、形态之丰、分布之广等都堪称我国之最。此外, 在其邻近的师宗、罗平、弥勒、个旧, 以及贵州兴义、修文、贞丰, 四川兴文, 湖北巴东, 浙江淳安, 福建永安, 海南三亚等地也有分布。在国外, 马达加斯加、印度尼西亚、马来西亚的沙劳越穆鲁(Mulu)丘陵、巴布亚新几内亚的凯正德(Kaijend)山、巴西东部、澳大利亚东北部等地也有石林分布^[1, 2~4]。这些散布世界各地的石林在形态类型、高度大小、地貌部位、物质基础、气候条件以及演化模式等方面不尽相同, 但其发育过程均离不开一定土壤条件的配合。作为地球表层岩石圈、大气圈、水圈以及生物圈等四大圈层共同作用的产物, 土壤的出现会在不同程度上对地球表层系统的地貌演变、水分循环、生物生长等过程产生直接或间接的影响。石林是在多种因素综合作用之下形成的, 以往的研究主要集中于

岩性(化学组成、结构、厚度及产状)、气候、地貌部位及生物等条件对石林发育的影响^[5~9]。虽然有的学者也论及到土壤在石林发育中的作用^[10, 11], 但在土壤的形成、流失及空间分布特征对石林发育的影响, 以及土壤和石林间的相互作用在时间维上动态变化过程尚需作进一步探讨。

1 喀斯特地区土壤的一般特征

1.1 成土过程复杂多样

关于喀斯特地区土壤的形成问题, 存在3种不同的观点。由于碳酸盐岩的组成矿物主要为可溶性的CaCO₃和MgCO₃, 大多数学者认为喀斯特地区的土壤主要是由于碳酸盐岩中的酸不溶物经溶蚀后残留堆积而成。在纯度较高的碳酸盐岩出露的喀斯特地区, 岩石中酸不溶物的含量较少, 一般在10%以下, 有的甚至不到1%^[12], 成土过程十分缓慢。在喀斯特地区, 碳酸盐岩的平均风化速率为61.8 mm/ka, 成土速率为0.31~2.47 mm/ka^[13]。在地处亚热带的广西贵县, 每形成1 m厚的土壤, 需要剥蚀掉约25 m厚的碳酸盐岩^[12]。万国

* 收稿日期: 2005-04-26
基金项目: 国家自然科学基金重点项目(40335046); 教育部高等学校博士学科点专项基金(20040001038)
作者简介: 彭建(1975-), 男, 在读博士生, 主要从事喀斯特地区土地利用方面的研究。

江等在黔中喀斯特地区的研究发现, 碳酸盐岩土层的物理侵蚀速率为 $0.003\text{ g}/(\text{cm}^2\cdot\text{a})$ (约 11.1 mm/ka), 而风化残余物的生成速率却小于 $0.001\text{ g}/(\text{cm}^2\cdot\text{a})$ (约 3.7 mm/ka), 不及前者的 $1/3$ ^[14]。因此认为, 喀斯特地区的土壤并不是由碳酸盐岩中的酸不溶物溶蚀残积而成, 而是由非喀斯特源区的土壤搬运而至。而有的学者注意到, 在地形相对平坦的喀斯特地区, 广泛分布着厚层的喀斯特风化壳, 土体中还保留有其下部母岩的宏观结构——构造^[15, 16]。因而认为, 喀斯特红土是在相对温暖湿润的亚热带气候条件下, 碳酸盐岩经风化、淋溶、交代等综合作用而成^[15]。

1.2 空间分布不均匀

喀斯特地区的存在多种土壤, 这些不同类型的土壤在成因机理化属性上不可一概而论。在喀斯特丘陵的顶部、溶沟以及排水不畅的坡麓和低洼之处, 主要分布着黑色石灰土和黄色石灰土, 主要由酸不溶物风化残积而成。这些部位一般土层浅薄, 分布不连续, 厚度一般在 $10\sim 20\text{ cm}$ 之间, 很少超过 2 m ^[12]。这种土壤的pH值较高, 其土下溶蚀强度虽不如酸性红土大, 但仍高于裸岩的溶蚀降低速率, 使得石林能得以发育。一般来说, 这种土壤下发育的石林一般高度小、分布面积也十分有限。这种情况在贵州兴义的泥凼(凤坡湾)石林、修文回水塘石林以及贞丰竹林堡石林十分典型。而在地形相对平坦的喀斯特峰林溶原、丘峰溶原等地区, 主要分布着红色石灰土。这里成土过程扰动小, 土壤多由碳酸盐岩风化交代而成, 经过长期的淋溶剥蚀后, 土壤多呈酸性, 其理化性质更接近于地带性土壤。这些地貌部位的土壤通常厚度都比较大, 一般在 $10\sim 20\text{ m}$ ^[12]。就厚度和化学性质而言, 这种成因的土壤对石林的发育十分有利。路南石林地区大面积形态高大的石柱的出现和该地区厚度大、分布广的酸性红土密切相关。

1.3 土壤结构简单

除了在少有的喀斯特夷平面和大型喀斯特盆地, 喀斯特地区的土壤大多是由碳酸盐岩中的酸不溶物残积而成, 土体直接位于基岩之上, 缺乏正常土壤结构中的C层, 多呈A—B或A—AB型剖面^[17]。由于土石之间缺乏黏着层, 导致喀斯特地区的土壤极易发生水土流失, 当本就稀少的土壤流失掉后, 喀斯特地区的生态灾难——石漠化往往接踵而至。

2 土壤形成与石林向深性发育

2.1 土壤与石柱高度

石林是由一定高度的石柱聚集在一起而形成的林状地貌景观, 石柱的高度包括可见高度和实际高度。可见高度是指石柱顶部到其下土壤表面的高度, 可为肉眼直接观测到。而实际高度则指石柱顶部到土壤以下其根部的高度, 在数值上等于可见高度与土壤厚度之和。石柱的高度大小及其时间变化直接受三个因素及其组合的影响, 即石柱顶部的剥蚀速率、表土剥蚀速率和土下溶蚀速率。

一般认为, 喀斯特石柱增长拔高的原动力是来自于土下溶蚀。而土下溶蚀的强度取决于土壤的性质、厚度等因素。因此, 土壤的形成及其厚度变化直接关系到石柱的高度大小及其发育方向。换言之, 没有一定厚度的土壤的存在, 石柱的向深性发育将是很难进行的。

显而易见, 石林是一定条件下喀斯特过程的产物。喀斯

特过程得以持续不断进行的前提是有循环流动的水和各种成因的CO₂的参与。土壤之所以对石林发育极端重要是因为土壤具有较强的保水能力和较高的CO₂浓度。

2.2 土壤CO₂

由于植物根部的呼吸和有机质的分解, 土壤中CO₂的浓度远远高于大气, 这为土下溶蚀的进行提供良好的条件。Jakucs认为, 在地中海地区, 参与岩溶作用的CO₂来源中, 大气占6%, 无机成分占12%, 有机成分为82%(主要来源于生物的分解、植物的呼吸作用)^[18]。土壤是岩石圈、大气圈和生物圈等三大圈层相互作用的产物, 其表层有机质含量高, 在微生物的分解作用以及动植物的呼吸作用下, CO₂的浓度远远高于大气CO₂浓度, 大气降水在向下渗流的过程中, 沿途溶解CO₂, 致使土壤水的溶蚀力大大增强。

CO₂在土壤剖面上的分布并不均匀, 总的来说, 土壤CO₂含量有从表层向下减少的趋势。由于受到气候、地貌部位、植被、土壤结构等的影响, 表现出一些变化多样的特征。俞锦标等在普定的观测表明, 土壤(黄棕壤)CO₂的含量在自上往下的0、30、60 cm等深度上的数值不等, 其中30 cm处的含量最高。由于垂向上的观测点过少, 还不足以准确地说明土壤的垂直分布特征^[19]。何师意等选择了具有我国南方岩溶石山地区特点的桂林丫吉试验场为研究区(以透水性较好的沙质土为主), 对其岩溶土壤CO₂的浓度变化, 岩溶泉水和土壤水化学指标、石灰岩的溶蚀作用进行了长期的定位观测。发现土壤CO₂浓度在垂向上的变化趋势与俞锦标等在贵州的观测相似, 表现为顶部、底部较低, 中部较高。顶部较低主要是因为表层土壤疏松, 与大气联通性较好, 虽然生物活动强烈, 但土层封闭性差, CO₂易向大气扩散。底部相对中部低, 则是因为土层厚度增大, 生物活动相对减弱造成的^[20]。此外, 黎廷宇等在贵州的工作也表明, 从地表往下70 cm的范围内, 土壤CO₂浓度呈逐渐增大的趋势^[21]。

梁福源等研究了路南石林地区不同植被、石灰岩表面溶沟内土壤空气中CO₂浓度的分布规律及石牙—土壤接触带土壤空气中的CO₂浓度^[22]。讨论了土下溶蚀形态特征与土壤CO₂浓度分布规律间的对应关系。研究表明, 不同植被条件下, 土壤CO₂在垂直剖面上的浓度及变化有所不同。其中, 人工草被下不同深度土壤空气中CO₂浓度较高, 最大值达 $13\ 100\text{ mg/kg}$, 位于土下40 cm处, 而最低出现在无植被耕地, 其最大值也能达 $2\ 800\text{ mg/kg}$ 。在天然植被条件下, 土壤CO₂浓度的最大值多出现在土下60~120 cm处。对石林的拔高发育而言, 最重要的过程当属石林根部灰岩与土壤接触带岩—土界面上的溶蚀反应, 土壤CO₂在这里直接溶蚀灰岩, 塑造出形态多样的土下溶蚀形态。根据在石屏风处的测定, 在石柱底部岩—土接触带上, 从上至下, CO₂的浓度呈增大趋势, 多数观测点的最大值出现在土下60 cm处。而在狮子山的工作表明, 在选择的不同土深的7个点中, 多在土下40 cm处出现CO₂浓度值的第一个高峰, 但多在 $4\ 000\text{ mg/kg}$ 以下, 而在土下60 cm处出现一个低值区, 然后又表现出随土深加大而增大的趋势^[22], 说明土壤CO₂在垂向上的分布不只存在一个高峰。虽然土壤CO₂的最大浓度出现深度因时、因地而异, 但总的来讲, 多分布在土下1.5 m以内。

2.3 土壤水

水体的连续流动是岩溶持续发育的基本条件之一。土壤

空气中丰富的CO₂ 只有和垂向流动的土壤水相结合, 才能促进土下溶蚀的进行。因此, 土壤水在石林发育过程中的作用不言而喻。土壤水的运动方向受天气变化的影响较大。当天气持续多日不雨时, 土壤水通过蒸发向上运动, 这非但对土下溶蚀过程不利, 还会促使钙质结核的形成; 当处于雨日时, 随着湿润锋的下移, 下渗的雨水一方面能将溶蚀物带走, 同时还能形成更大的溶蚀潜力。喀斯特水在包气带的循环速度除了取决于上覆土壤的透水性和地层的节理发育程度外, 还受岩体喀斯特发育程度的影响。在喀斯特发育的初期, 节理的张启度不高, 地下水的循环十分缓慢。随着喀斯特过程的进行, 节理逐渐溶蚀展宽, 尤为重要, 当地下发育出管道、洞穴时, 喀斯特水在包气带中渗流速度将大为加快。

在土壤厚度足够大的喀斯特地区, 土壤湿度在垂向上的分布也是不均匀的。甘露^[20]对广西来宾县小平阳不同土壤类型的剖面含水量的研究发现, 土壤湿度的分布不只存在一个峰值, 一般在土下约30 cm处, 土壤含水量会明显的增大, 而有的在土下60~80 cm处存在第二高峰期。

就路南石林而言, 这里共轭剪切裂隙极为发育, 新生代以来经历了长期的风化作用, 发育了质地疏松的第三纪风化壳, 且该区地下暗河、管道发育, 地下水的下渗和循环都比较通畅。据梁福源等在路南的实测表明, 土壤水的垂向分布在土下60~120 cm间存在一个较大值^[22]。因此, 从喀斯特发育的水分条件来说, 这里的溶蚀强度应比其它土壤水分少的位置强。

从上述分析中不难看出, 土下溶蚀强度最大的深度应该是出现在土壤CO₂ 含量和土壤水配合最好的位置。从上往下, 土壤CO₂ 的第一个高峰期主要集中在土下40~60 cm处, 而土壤湿度的高峰期则在60~120 cm处出现。因此, 土下溶蚀强度的最大值应出现在土下1.5 m以内。

赵景波^[23, 24]对我国北方富含CaCO₃ 的细粒松散沉积物中的岩溶过程进行研究后, 根据喀斯特作用的差异, 把垂直循环带(包气带)划分为三个亚带。第一亚带为非饱和循环强溶蚀带, 位于包气带的最顶部, 这里处于淋溶条件下, CaCO₃ 因溶解而向下迁移, 土壤水中CaCO₃ 的含量因沿途溶蚀而逐渐增高, 其厚度一般受降水量的影响, 降水量越大, 其厚度也越大, 但一般在5~10 m间。第二亚带为中部过饱和和循环沉淀带, 位于第一亚带的底部, 厚度较小, 一般在0.5~1.0 m间, 岩溶水溶解的CaCO₃ 发生大量沉淀, 形成钙质结核层。第三亚带为不稳定循环弱溶蚀——弱沉淀带, 位于第二亚带底部到最高潜水位之间, 该亚带的CaCO₃ 的溶蚀与沉淀均很弱, 岩溶作用不明显, 可能溶蚀, 也可能沉淀, 但其强度远不如第一、第二亚带。虽然碳酸盐岩分布区的喀斯特和富含CaCO₃ 的细粒沉积物的不同, 但仍对石林土下溶蚀发育深度的确定具有较大的借鉴价值。从路南地区的年降水量和物质结构来看, 土下溶蚀的深度可能在地面以下10 m左右, 这说明石林根部的发育不但可在土下进行, 而且还可达到比较大的深度, 但最大溶蚀强度主要分布于土下1.5 m内, 该深度以下的溶蚀强度要弱得多。

3 表土剥蚀与石林消亡

3.1 喀斯特地区土壤剥蚀的特征

土壤的存在与否及其厚度的变化, 直接关系到土壤CO₂

和土壤水的赋存状况。一般而言, 土层的厚度越大, 越有利于土壤CO₂ 的产生和土壤水的存在, 就越有利于土下溶蚀过程的进行。反之, 土壤被侵蚀殆尽, 土壤CO₂ 和土壤水也会失去载体, 石林的向深发育将很难进行。

土壤厚度的变化取决于成土速率和剥蚀速率的对比。对喀斯特山区而言, 在隆起的正地形分布区, 土壤的剥蚀速率大于其成土速率, 土层趋于变薄的, 但在良好植被覆盖(尤其是浓密的草被)条件下, 土壤的剥蚀可以变得十分微弱, 甚至可出现零侵蚀状况^[25]; 而在负地形分布区, 则由于其它地貌部位剥蚀的土壤在此堆积, 土层有增厚的趋势。对喀斯特准平原来讲, 由于夷平面起伏和缓, 剥蚀缓慢, 容易形成广泛分布的红色风化壳。在风化壳上发育的红壤厚度较大, 且多呈酸性, 土下溶蚀作用强烈。

在喀斯特地区, 由于土壤的发育主要来源于灰岩碳酸盐岩中少量不溶物的残积, 成土过程十分缓慢, 土壤剥蚀和土壤丢失^[26] 的速率一般是大于其成土速率的。如在黔中喀斯特地区, 土壤的物理侵蚀速率是其形成速率的3倍^[14]。因此, 除了少数地形和缓且植被条件较好的地区外, 喀斯特土被有变薄发展的趋势。

土壤侵蚀受气候、植被、地形等因素的影响, 在地形起伏较大的山区, 一旦上覆植被被破坏, 土壤侵蚀的速率将大大加快。在其它条件(如气候、植被等)相同的情况下, 可以将裸露耕地的土壤侵蚀速度作为研究区土壤剥蚀速度的上限。据杨子生在滇东北坡耕地的研究, 在1995~1997年, 在坡度分别为18°和12°面积分别为0.86 hm²和0.24 hm²、土壤类型分别为砂岩类黄壤和砂页岩紫色土的两个坡耕地样区中, 三年的实测土壤流失量分别平均为213.23 t/(hm²·a)和156.71 t/(hm²·a)^[27], 换算成表土剥蚀速率, 分别为17 mm/a和12.5 mm/a, 可见其土壤剥蚀速率是很大的。当然, 在有覆盖的状态下, 土壤侵蚀速率小得多。

3.2 表土剥蚀对石林持续发育的影响

如前文所述, 石林高度的变化主要受石柱顶部的剥蚀速率、表土剥蚀速率和土下溶蚀速率等三个因素及其对比组合的影响, 其中表土剥蚀速率和土下溶蚀速率的大小直接影响到土壤的厚度变化及其存在与否。

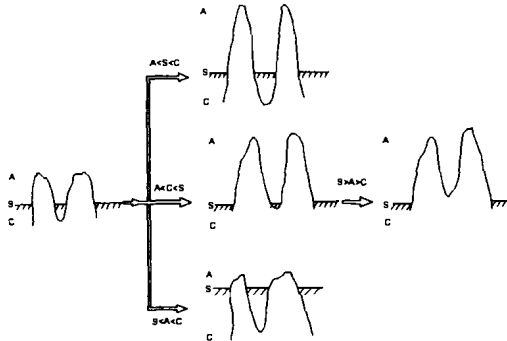


图1 石林发育三重剥蚀机制示意图

若分别以A、S、C 分别表示石林顶部的溶蚀降低速率、石林表土的剥蚀速率以及石柱的土下垂直溶蚀加深速率。若A < S < C, 其中A < C 意味着石柱顶部的溶蚀降低速率小于土下溶蚀加深速率, 石柱的实际高度会不断增高; A < S, 石林会因表土剥离出露而不断增高其可见高度; 同时, 由于S <

C, 石柱土下溶蚀加深的速率大于表土剥离的速率, 石柱的根部的土层会增厚, 其土下部分的高度也会不断增大(图1)。若 $A < C < S$, 说明石柱的实际高度在增加的同时, 其可见高度也在增加, 但此时表土的剥蚀速率大于土下溶蚀速率, 土层会变得越来越薄, 最终当底土被完全剥蚀掉后, 气下溶蚀和土下溶蚀的差异消失, 此时 A 接近于 C, 石柱的实际高度将停止拔高或极缓慢增长, 并在各种物理、化学风化的作用下而变得日益矮小。若 $S < A < C$, 说明表土剥蚀十分缓慢并小于石柱顶部溶蚀降低速率, 同时皮下水的侧向溶蚀较强, 石柱的可见高度将趋于变矮, 但其实际高度和驱动石林发育的土层厚度将会增大。

在路南石林分布的滇东高原, 地形起伏和缓, 疏松的红土广泛分布, 这些红土是第三纪古地理条件下的产物^[28]。由于开发较早, 森林覆盖率较低, 土壤侵蚀十分明显。根据珠江水利委员会对珠江流域土壤侵蚀的遥感调查报告, 路南县的参考文献:

- [1] Song Linhua, Li Yuhui. Definition of Shilin and its evolution in Lunan county[A]. In: Song Linhua, Tony Waltham, et al. Stone forest—a treasure of natural heritage[C]. Beijing: China Environmental Science Press, 1997.
- [2] Tony Waltham. Pinnacle karst of Gunung Api, Mulu, Sarawak[A]. In: Song Linhua, Tony Waltham, et al. Stone forest—a treasure of natural heritage[C]. Beijing: China Environmental Science Press, 1997.
- [3] Zhang Shouyue. Stone forest in China and pinnacle karst in Madagascar[A]. In: Song Linhua, Tony Waltham et al. Stone forest—a treasure of natural heritage[C]. Beijing: China Environmental Science Press, 1997.
- [4] Julia James. A comparison of the stone forest of Lunan with piinnacle karst s of the world[A]. In: Song Linhua, Tony Waltham, et al. Stone forest—a treasure of natural heritage[C]. Beijing: China Environmental Science Press, 1997.
- [5] 马希融. 云南石林地形上初步之观察[J]. 理科论丛, 1936, 1(1): .
- [6] 杰显义. 云南东部地区喀斯特层组类型、古喀斯特及石林形成条件的初步探讨[A]. 见: 《第一届全国水文地质工程地质学术会议论文选编》第2辑(喀斯特问题专辑)[C]. 北京: 中国工业出版社, 1966.
- [7] 任美镔, 刘振中, 等. 中国岩溶发育规律的若干问题[J]. 南京大学学报(自然科学版), 1979, (4): 95– 104.
- [8] 俞锦标, 等. 路南石林形成时代及古地理环境的初步分析[J]. 南京大学学报, 1983, (2): 362– 371.
- [9] 林钧枢. 路南石林形成过程与环境变化[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 346– 350.
- [10] 张寿越. 路南石林发育及其演进[J]. 中国岩溶, 1984, (2): 78– 87.
- [11] Derek Ford, Paul Williams. Karst geomorphology and hydrology[M]. Britain: The Academic Division of Unwin Hyman Ltd., 1989. 375– 396.
- [12] 袁道先, 蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆: 重庆出版社, 1989. 24– 29.
- [13] 熊康宁, 等. 喀斯特石漠化的遥感——GIS 典型研究——以贵州省为例[M]. 北京: 地质出版社, 2002. 51– 56.
- [14] 万国江, 白占国. 论碳酸盐岩侵蚀与环境变化——以黔中地区为例[J]. 第四纪研究, 1998, 18(3): 279– 279.
- [15] 李景阳, 朱立军, 梁风. 碳酸盐岩红土风化壳主要特征及红土成因探讨——以贵州典型剖面为例[J]. 水文地质工程地质, 2001, (5): 7– 16.
- [16] 龚自珍, 等. 峰峰地区碳酸盐岩溶蚀机理和岩溶发育特征[J]. 中国岩溶, 1992, 11(3): 250– 262.
- [17] 韦启璠. 我国南方喀斯特地区土壤侵蚀特点及防治途径[J]. 水土保持研究, 1996, 3(4): 72– 76.
- [18] Jakucs L. Morphogenetics of Karst Regions[M]. Adam, Hilger, Bristol., 1977. 109.
- [19] 俞锦标等. 贵州普定县岩溶地区土壤空气中 CO_2 含量分布及溶蚀作用的研究[J]. 中国岩溶, 1985, (4): 325– 331.
- [20] 何师意, 等. 岩溶土壤中 CO_2 浓度、水化学观测及其与岩溶作用关系[J]. 中国岩溶, 1997, 16(4): 319– 323.
- [21] 黎廷宇, 王世杰, 等. 黔中碳酸盐岩和非碳酸盐岩上覆土壤 CO_2 来源的对比研究[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 31(9): 777– 782.
- [22] 梁福源, 等. 路南石林地区土壤空气中 CO_2 浓度分布规律与土下溶蚀形态研究[J]. 中国岩溶, 2000, 19(2): 180– 188.
- [23] 赵景波. 古土壤 CaCO_3 沉积层与大气降水入渗形式研究[J]. 地理科学, 1995, 15(4): 344– 349.
- [24] 赵景波. 细粒松散沉积地层中垂直循环带岩溶划分[J]. 中国岩溶, 1999, 18(2): 116– 121.
- [25] 彭建, 杨明德. 贵州花江喀斯特峡谷水土流失状态分析[J]. 山地学报, 2001, 19(6): 511– 516.
- [26] 李德文, 等. 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.
- [27] 杨子生. 滇东北山区坡耕地土壤流失方程研究[J]. 水土保持通报, 1999, 19(1): 1– 9.
- [28] 朱显谟. 中国南方的红土与红色风化壳[J]. 第四纪研究, 1993, 13(1): 75– 84.
- [29] 甘露. 岩溶地区土壤水分运动与区域干旱关系初步研究[D]. 贵阳: 贵州师范大学, 1999.

平均土壤侵蚀模数为 $814 \text{ t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, 剥蚀速率约为 $0.65 \text{ mm}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, 远远高于该区 $26.17 \text{ mm}/\text{ka}$ 的成土速率。因此, 在现代自然条件下, 路南石林的可见高度正因快速的土壤侵蚀而增大。但由于土壤的逐渐消失, 可以预见, 一旦被剥蚀殆尽, 石林也会走向消亡。因此, 当表土剥蚀和土下溶蚀相互均衡时, 对石林的发育是最为有利的。

4 结 语

石林的形成与保存是诸多因素协同作用的产物, 土壤通过对土壤 CO_2 、水分以及土下溶蚀的影响, 直接关联到石林的发育状态。土壤是石林向深性发育的源动力, 失去土壤的覆盖, 石林的垂直加深将变成无源之水, 石林这一极具美学和科学价值的喀斯特景观也会逐渐消失。因此, 在石林分布区加强水土保持措施, 减缓土壤流失, 对石林的保护具有重要的现实意义。