

文章编号:1000-4734(2002)04-0308-07

# 碳酸盐岩差异性风化成土特征及其对石漠化形成的影响

孙承兴<sup>1,2</sup> 王世杰<sup>1</sup> 周德全<sup>3</sup> 李瑞玲<sup>1,2</sup> 李艳丽<sup>1,2</sup>

(1. 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;

2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039;

3. 贵州师范大学 资源与环境科学系, 贵州 贵阳 550001)

**摘 要:**碳酸盐岩极低的酸不溶物含量使岩石风化产生的残积土壤物质数量极少,并产生巨大的体积缩小,促使早期形成的残积土在重力作用下不断向下塌陷。显著的差异性风化使基岩面强烈起伏,甚至形成大量的岩溶洼地、裂隙、地下管道、洞穴系统等。在重力和水的作用下,土粒沿垂直和水平方向上经微距离或短距离搬运到上述低洼或地下空间中,甚至由地下河带到更远的地方,这是碳酸盐岩地区土壤丢失的重要方式,也是形成石漠化最主要的地质因素。土壤在地表分布高度不均匀,是碳酸盐岩地区地表少土的重要原因。对于酸不溶物含量相当的石灰岩和白云岩而言,由于白云岩的差异性风化明显弱于石灰岩,以及受各种应力作用后,白云岩形成的节理及裂隙密集而均匀,从而提高了近地表白云岩的含水能力,延长了风化过程中的水-岩反应时间,使风化作用可以相对集中于地表或近地表进行,有利于岩石的整体风化作用的进行,同时使白云岩风化壳基岩面起伏相对较小,风化残积形成的土壤分布也相对均匀。因此,白云岩区地表土层较厚,石漠化程度也稍弱于灰岩区。

**关键词:**碳酸盐岩;差异性风化;非等体积风化;土壤分布;石漠化**中图分类号:** P588.24+5; S151+2 **文献标识码:** A**作者简介:**孙承兴,男,1971年生,博士研究生,环境地球化学专业。

## 1 引 言

岩溶区脆弱的生态环境与地表少土关系密切,这些地区土层厚度薄,土被不连续,一经流失,就会出现石漠化景观<sup>[1,2]</sup>。作者对贵州岩溶区上覆土壤的物源及其成因进行了系统的研究,发现它们主要来源于碳酸盐岩酸不溶物(主要由硅酸盐物质组成)及碳酸盐岩层间的泥页岩薄层的贡献<sup>[3-9]</sup>。越纯的碳酸盐岩中,酸不溶物含量越低,岩石风化残留下来的土壤物质也越少,然而单位体积岩石风化形成的土壤物质少并不代表岩石风化成土速率慢。尽管多数碳酸盐岩中酸不溶物含量仅为百分之几<sup>[10,11]</sup>,但由于其溶蚀速率是结晶岩类的十几到几十倍以上<sup>[12-18]</sup>,较高的风化溶蚀速率可在一定程度上抵消酸不溶物含量低对

成土速率的影响,这一点可以从目前各种模式计算出来的碳酸盐岩和结晶岩类风化成土速率得到证实,在热带、亚热带气候条件下,在一百万年时间尺度内通常可以风化形成数米至十几米厚的土层(或风化壳全风化层),两者并没有太大悬殊<sup>[3,14-16]</sup>,碳酸盐岩成土速率不像人们想象的那样慢!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>[19,20]</sup>,但对贵州省水土流失的调查中发现,石漠化岩溶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<sup>[21]</sup>。那么,碳酸盐岩地区少土或者石漠化的真正原因是什么呢?另外,方解石的溶蚀速率远高于白云石,按一般常识,灰岩比白云岩具有更快的溶蚀速率,相应的成土速率也应更高,其上覆土层应较厚,石漠化程度应低于白云岩区,但大量的野外观察却发现了相反的现象:白云岩区的土层往往比灰岩区厚<sup>[3,22]</sup>,石漠化程度也较轻<sup>[2]</sup>。对贵州省石漠化的研究表明,在各类碳酸盐岩中,连续性白云岩(酸不溶物

收稿日期:2002-09-29

基金项目:国家自然科学基金(批准号:49833002);国家“九五”科技攻关项目(96-920-04-02-12);中国科学院“西部之光”项目

及泥页岩夹层含量小于10%的岩层)分布区的石漠化发生率为24.79%,而连续性灰岩分布区的最高,达34.40%;就高强度石漠化发生率而言,连续性灰岩区也远高于连续性白云岩区<sup>[2]</sup>,形成这种与风化速率相反现象的机理是什么呢?本文将从碳酸盐岩差异性和非等体积风化成土过程及其对石漠化形成的影响的角度对上述问题进行专门讨论。

## 2 风化成土特征与土粒保存方式

### 2.1 与风化成土作用有关的岩性特征

碳酸盐岩是指碳酸盐矿物含量超过50%的沉积岩,酸不溶物含量低于50%。我国大部分碳酸盐岩中酸不溶物含量较低,例如西南地区多数碳酸盐岩酸不溶物含量一般不超过10%,甚至更低,华南褶皱系碳酸盐岩则更纯,几乎95%的岩层酸不溶物含量低于5%,并且主要是纯灰岩和纯白云岩<sup>[10]</sup>。

碳酸盐矿物是地表常见矿物中最容易遭受溶蚀的一类矿物,其溶解速率往往是硅酸盐矿物的几百倍甚至上万倍<sup>[12]</sup>。作为主要由碳酸盐矿物组成的岩石,碳酸盐岩一般具有较高的溶蚀速率<sup>[13-15,23]</sup>。碳酸盐岩沉积物的初始孔隙度一般可达40%~70%,但经过成岩作用的压实和石化作用后,孔隙度通常减少到不足10%<sup>[10]</sup>。我国大陆碳酸盐岩形成时代较老,成岩作用强,所以孔隙度总体较低,各时代地层白云岩的孔隙度为4%左右,石灰岩的为2%左右<sup>[23]</sup>。未经强烈构造运动影响的碳酸盐岩通常渗透性较差,往往能起到隔水的作用,这种特性在灰岩中表现得更加明显。由于刚脆的岩石力学性质,在各种构造应力作用下,碳酸盐岩层中易形成大量大规模的节理、断裂或破碎带,形成了风化薄弱带,为岩溶的发育奠定了基础。

我国大部分碳酸盐岩中酸不溶物含量较低,例如西南地区多数碳酸盐岩酸不溶物含量一般不超过10%,甚至更低,华南褶皱系碳酸盐岩则更纯,几乎95%的岩层酸不溶物含量低于5%,并且主要是纯灰岩和纯白云岩<sup>[10]</sup>。石灰岩和白云岩除表现为碳酸盐岩的共同特征外,还存在着一些明显的区别。一般而言,白云岩具有更高的孔隙度和更好的渗透性,这是由于重结晶的白云岩矿物颗粒粗大,多以中粗粒白云石组成,粒间和晶间

孔隙均较发育。石灰岩中的矿物颗粒细小,结构致密,粒间孔隙度小,受各种构造应力作用时,石灰岩容易产生张性节理裂隙,这些节理裂隙分布极不均匀,加之溶蚀速率大,所以石灰岩差异性溶蚀作用(differential erosion,即由于岩石成分、结构或构造上的差异性导致了岩石在不同部位具有不同的溶蚀或差异性速率)突出<sup>[24]</sup>,地貌上发育峰林、溶蚀洼地、落水洞、地下溶洞和管道等,含水性极不均匀。白云岩的晶间孔隙分布较均匀,在构造应力作用下,易沿晶间孔隙在不同方向上产生均匀且密集的节理裂隙,因此,溶蚀作用以扩散溶蚀为主,形成的洞穴规模通常也很小,甚至还可以形成较好的赋水载体<sup>[10,25]</sup>。另外,从微观溶蚀特征看,白云岩晶体或颗粒粒度均匀,不利于选择性溶蚀作用的进行,而是主要沿微小的晶间孔隙均匀溶蚀,形成类似海绵状的微溶孔,有利于整体风化(岩石或岩体在一定空间尺度上具有相近的溶蚀或风化速率)的进行。由于显著的整体风化,所以宏观地貌景观上白云岩分布区的溶丘常呈馒头状、浑圆状,地下河也不很发育。在黔中地区,很多由白云岩层形成的山体均遭受了强烈的整体风化,山体破碎强烈,岩石胶结力降低,岩石易于粉碎成砂。

### 2.2 差异性风化和非等体积风化成土特征

碳酸盐岩具有很多与结晶岩类不同的风化成土特征。如具有明显的两阶段风化成土特征;风化壳剖面往往由全风化土层构成,通常缺失或者不发育半风化过渡带;岩-土界面清晰且突变等<sup>[3-9]</sup>。这里主要介绍与形成石漠化有关的非等体积塌陷风化和显著的差异性风化特征。碳酸盐岩易溶和酸不溶物含量较低的特点决定了其风化成土过程的特殊性:酸不溶物含量低意味着由原岩风化形成残积土层必将产生巨大的体积缩小变化,早期形成的残积土在重力作用下不断向下塌陷,使碳酸盐岩成土过程具有典型的非等体积塌陷风化作用的特征;而溶蚀速率高一方面可以提高风化成土速率,另一方面可以保证差异性风化的形成和进一步发展。对黔北新蒲地区的研究表明,在酸不溶物含量为4%的中上寒武统娄山关群白云岩上,形成1 m厚的土层需要风化约13 m厚的岩石<sup>[3]</sup>。根据我们对不同时代、不同层位数十件碳酸盐岩样品的酸不溶物提取结果,绝大多数的酸不溶物含量与新蒲的相近,一般在百分之几

左右。因此,多数碳酸盐岩风化成土时的原岩与残积土体积比均大于 10:1,即使考虑到由原岩到松散土层的密度变化,大多数碳酸盐岩风化成土时,体积仍将缩小 80%以上。

碳酸盐岩风化成土的另一个显著特点就是差异性风化突出。受构造应力的影响,碳酸盐岩中易形成规模不一的节理、断裂和破碎带等,这些构造薄弱带的岩石将被优先风化,逐渐形成大量的岩石裂隙和洞穴系统。碳酸盐岩地区较高的岩溶率也反映了这种差异性风化的存在(岩溶率是指钻孔剖面中洞穴或裂隙长度占钻孔深度的百分比)。广西和贵州的岩溶率多在 15%以上,高的可达 66.7%,湖北西南部为 8.8%~11.4%<sup>[26]</sup>。差异性风化一方面使基岩面强烈起伏,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;基岩面低洼的地方必将堆积或残积更多的土壤。另一方面,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,在岩层深度也可以进行,从而降低了地表或近地表风化成土的有效性,风化残积土粒也分散在不同深度部位,降低了地表土层的厚度。虽然结晶岩类也会在构造薄弱部位优先风化,但由于硅酸盐岩溶蚀速率较碳酸盐岩慢,以及近于等体积的风化过程,所以与碳酸盐岩相比,差异性风化不甚明显。

碳酸盐矿物的快速溶蚀,使得碳酸盐岩风化壳常常没有明显的半风化带,只在风化壳底部有一层数厘米到十几厘米厚的岩粉层。由于岩粉层中原岩结构已遭完全破坏,形成了松散的砂状层,具有较高的孔隙度,是雨水下渗的主要运移通道,也是风化壳物理力学性质上的薄弱带<sup>[6]</sup>。碳酸盐岩这种特殊的岩-土界面接触关系也是上部土壤易于发生微距离或短距离移动的重要原因。

### 2.3 风化残余土粒堆积和丢失方式

根据模拟实验,方解石的溶蚀速率是白云石的 16 倍<sup>[12]</sup>,但是作为分别由两种矿物组成的两类岩石,无论是实验室还是野外观测,灰岩和白云岩的溶蚀速率没有相差这么悬殊。室内的碳酸盐岩溶蚀实验表明,灰岩的溶蚀速率只是白云岩的 1.5~2 倍<sup>[10]</sup>;野外观测甚至发现,相同季节、类型相近的泉水,白云岩泉水所含碳酸盐总量甚至比灰岩区泉水的还高<sup>[27]</sup>;根据河水的化学计量和化学通量对贵州乌江和舞阳河流域碳酸盐岩的化学

风化速率的估算也同样发现,以白云岩分布为主的舞阳河流域的化学风化速率(62 mm/ka)大于以石灰岩为主的乌江流域(49 mm/ka)<sup>[13]</sup>。从岩性上看,由于白云岩具有均匀而密集的裂隙及较高的孔隙度,从而增加了水-岩相互作用的比表面积,也为水的停留创造了条件,延长了水-岩相互作用时间。近地表白云岩均匀而密集的裂隙也使岩体整体风化强烈,形成疏松而赋水的风化碎裂岩也为部分植物的生长创造了条件,生物作用的介入又加速了白云岩的溶蚀速率。白云岩的整体风化,使风化作用能集中于地表或近地表进行,从而提高了风化作用的有效性。另外,在碳酸盐岩风化成土的过程中,由于白云岩能释放出大量的镁离子是一些次生粘土矿物形成所必须的主要阳离子,而石灰岩则不能提供足够的镁离子。所有这些因素都有利于加速白云岩的风化成土速率,弥补了由于白云石相对于方解石较慢的风化速率带来的影响,使其与石灰岩的成土速率较为接近。

尽管灰岩和白云岩的风化成土速率相差不大,但本文前面所述的两者岩性和结构的差异决定了二者风化成土的差异性。灰岩由于不均匀的构造裂隙和破碎带的发育,加上其相对较快的溶蚀速率,易于沿构造薄弱带风化溶蚀,形成显著的差异性风化。白云岩相对均匀而密集的裂隙、较高的孔隙度和渗透率,表现出明显的整体风化的特征。差异性风化使灰岩的风化作用在空间上表现出极不均匀的特性,地表有利部位可以优先风化,地下深部有利部位也可以进行大规模的溶蚀,无论是风化作用还是残余土壤物质的堆积,均表现出强烈的不均匀性(图 1a、b、c)。灰岩较发育的地下空隙无疑给上部土壤的向下迁移提供了就位空间。白云岩整体风化明显,风化作用主要集中于地表和近地表,不会形成像灰岩基岩面那样的强烈起伏,通常也没有发育像灰岩那样多的地下空隙、溶洞等,使残余土壤物质能相对均匀的分布于地表,形成相对较均匀和较厚的土壤残积或堆积(图 1d),这可能是为什么白云岩上往往能形成较厚的土层,石漠化程度低于石灰岩区的重要原因。

大量野外观察发现,白云岩风化壳剖面经常可以见到统一的基底,石芽高度和溶洼深度基本一致,基岩面起伏也不如灰岩的强烈。石灰岩风化壳则很少具有大致在同一高程上的统一基底面,而经常可以见到很深的溶洼。另外,碳酸盐岩

中酸不溶物含量的多少决定了风化成土过程中体积变化的强烈程度。酸不溶物含量越低,体积变化越大,那么原岩溶蚀后形成的负地形或者基岩

面起伏就越明显,土壤的不均匀部分就更加突出。这也是越纯的碳酸盐岩越容易产生石漠化的主要原因。

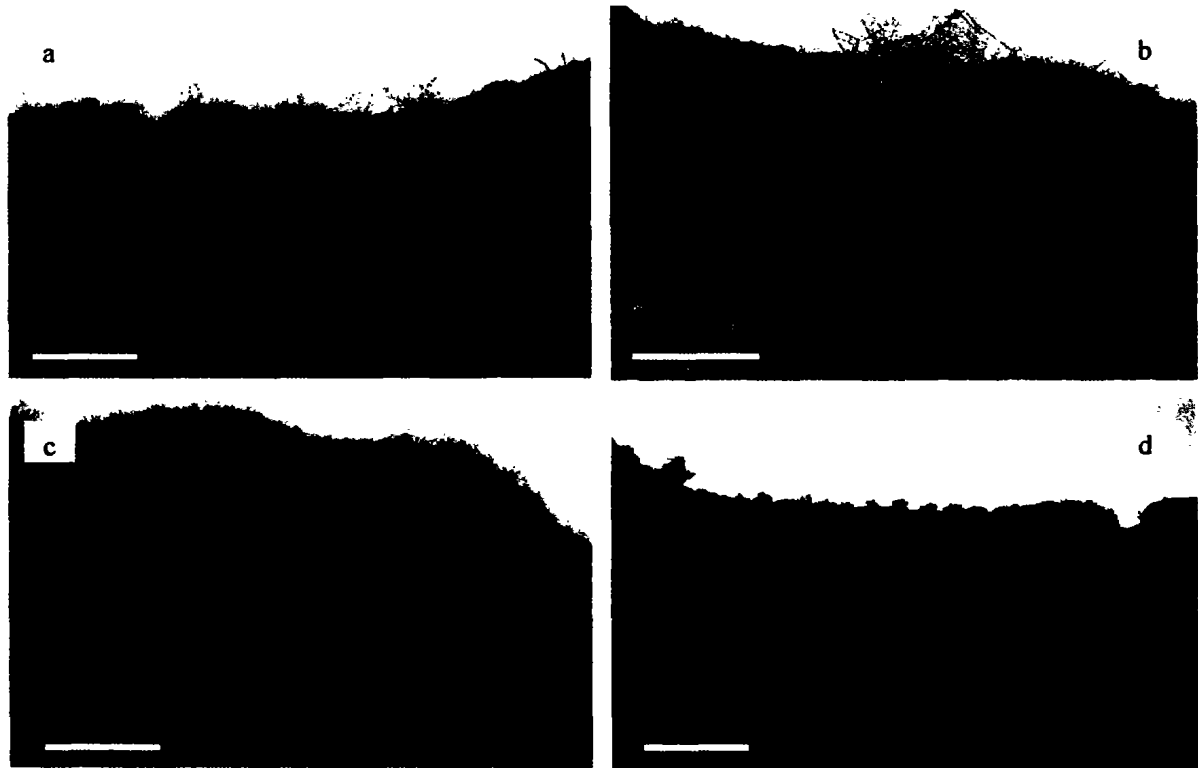


图 1 碳酸盐岩地区地表土壤分布特征

Fig. 1. The characteristics of soil distribution on or near the land surface in karst areas.

图 a、b、c 的基岩为下三叠统大冶组灰岩; d 为下三叠统安顺组白云岩.

### 3 风化成土特征与石漠化的形成

如前所述,与结晶岩类风化壳相比,碳酸盐岩在风化溶蚀过程中存在明显的差异性风化,在宏观空间尺度上形成强烈起伏的岩溶地貌;在局域空间范围内,基岩面强烈起伏。地表岩石风化残积形成的土壤或酸不溶物在重力和水的作用下,从高处向低处进行着微距离或短距离的迁移。因此,高处的土壤物质不断被流失或丢失,低凹处则可能接受堆积,形成较厚的松散堆积层或残积土层。另外,低凹有土的地方由于生物作用的明显增强,释放出大量的有机酸和  $\text{CO}_2$ ,加上附近地表雨水的汇集,这些地方有相对充足的具有较强侵蚀能力的水与碳酸盐岩发生反应,从而加快了它们的溶蚀速率,也使基岩面变得更加高低起伏。碳酸盐岩差异性溶蚀在地表形成大量的洼地、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溶洼的退缩,附近基岩的逐渐暴露。

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。同时,差异性溶蚀还形成了较多的地下管道和溶洞,尤其在石灰岩分布区,因此,地表土壤有进一步被带到深部堆积的可能(图 1c),甚至被地下水带到更远的地方。很多洞穴中发现有较厚的粘土层也证明了地表土壤物质可以部分搬运到地下沉积<sup>[22,28-30]</sup>。最近我们在黔西一洞穴中见到了较厚的红粘土堆积物,根据对剖面<sup>137</sup>Cs浓度的测定结果,可认为上部红粘土是新近由地表带入的(未发表资料)。万国江等<sup>[31]</sup>利用宇宙成因核素<sup>7</sup>Be对碳酸盐岩区域表土侵蚀示踪的研究表明,大多碳酸盐岩地区土粒都是在微地域进行短距离搬运。事实上,岩溶地区高低起伏的宏观、微观地形地貌也限制了地表土粒长距离的搬运。研究发现灰岩区土壤不需要远距离搬运就可以从地表消失,这主要与碳酸盐岩溶蚀能形成巨大的地下和近地表空间有关。地表土壤向

岩石裂隙、地下洞穴的迁移堆积,是碳酸盐岩区土壤物质丢失的一个重要原因。对于岩溶区这种水土流失方式,国外学者提出了石灰岩区独特“土壤丢失”(而不是通常意义上的土壤流失的概念),并通过地衣、孢粉、石灰岩溶蚀形态等方面的研究,证实了岩溶区短距离土壤丢失的普遍性<sup>[24,32]</sup>。可以想象,如果碳酸盐岩地区的土壤能够均匀分布于地表,那么这些地区就不会有这么多的基岩裸露,石漠化就不会这样严重。如果从区域性的尺度来讨论,碳酸盐岩风化残余土粒的堆积和丢失方式与岩溶区的发育阶段密切相关,主要受地质构造或者新构造运动性质支配,具有明显的地域性和时间阶段性。在地壳上升运动强烈的岩溶区,早期的剥蚀面(或称古溶原、古夷平面)被抬升到侵蚀基准面以上时,地下水变为以垂直渗流为主,地下水侵蚀作用增强,古溶原开始解体,基岩节理、裂隙不断拓宽、加深,碳酸盐岩溶蚀残余物及原地表风化壳物质就近沿溶沟、裂隙向下迁移,形成岩溶区特有的土壤丢失方式,地表只能出现不连续的薄层土。这一过程的演化方向是古溶原→溶盆→溶洼<sup>[10]</sup>。但土壤的丢失不可能贯穿于整个岩溶地貌的发育过程,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,岩溶演化从溶洼向溶原方向发展,地下裂隙减少,土壤丢失减弱,风化残积物开始在地表积聚,逐渐形成较厚连续的红色风化壳<sup>[32,33]</sup>。在贵州,黔中与黔北的石漠化程度远不如黔南、黔西南与黔西北强烈,在地表还保留着大面积连续分布的红色风化壳,是因为它们位于河流裂点以上,溯源侵蚀还没有到达这些地区的

缘故;而黔南、黔西南与黔西北地区,古溶原已完全解体,古溶原上的风化残余物早已丢失,地表严重缺土,即便在森林植被保存完好的地区(如贵州茂兰喀斯特森林保护区),仍然表现出地表土被不连续,基岩裸露,地表缺土的特征。可以想象,一旦这些地区的植被遭受破坏,它们将直接呈现出石漠化的自然景观,而并不需要一个长期的土壤侵蚀过程。这也是为什么贵州岩溶区石漠化主要分布于黔南、黔西南与黔西北地区的原因之一。由此可以看出,岩溶区土壤丢失和石漠化的形成与岩溶地貌发育演化过程关系密切。

## 4 结论

(1)碳酸盐岩风化作用为一非等体积塌陷型和具有显著差异性的风化过程;

(2)非等体积风化过程控制着残积土粒的堆积方式和迁移方向:微距离和短距离的垂向迁移为主,这可能是岩溶区土壤丢失的重要方式;

(3)差异性风化促使风化前缘或基岩面强烈起伏,形成各种规模不等的溶洼,甚至地下空间,为残积土壤的积聚提供空间,同时也造成了岩溶地区地表土壤物质强烈分配不均,这是岩溶区基岩大面积裸露的重要原因;

(4)对酸不溶物含量相当的石灰岩和白云岩而言,石灰岩由于显著的差异性风化,基岩面起伏更加强烈,地表土壤物质分布更加不均匀,因此更容易形成石漠化。

(5)岩溶地区大规模的基岩裸露主要受碳酸盐岩风化成土方式和岩溶发育阶段控制,因此,石漠化的形成有其深刻的自然演化背景。

## 参 考 文 献

- [1] 王世杰. 喀斯特石漠化概念演绎及其科学内涵的探讨[J]. 中国岩溶, 2002, 21(2): 101 - 105.
- [2] 李瑞玲, 王世杰, 周德全, 等. 贵州岩溶区土地石漠化与岩性的空间相关性研究[J]. 地理学报, 2002(待刊).
- [3] 王世杰, 季宏兵, 欧阳自远, 等. 碳酸盐岩风化成土作用的初步研究[J]. 中国科学, 1999, 29(5): 441 - 449.
- [4] 季宏兵, 欧阳自远, 王世杰, 等. 白云岩风化剖面的元素地球化学特征及其对上陆壳平均化学组成的意义——以黔北新蒲剖面为例[J]. 中国科学, 1999, 29(6): 504513.
- [5] 王世杰, 孙承兴, 冯志刚, 等. 发育完整的灰岩风化壳的矿物学及地球化学特征[J]. 矿物学报, 2002, 22(1): 19 - 29.
- [6] 孙承兴, 王世杰, 刘秀明, 等. 碳酸盐岩风化壳岩-土界面地球化学特征及其形成过程——以贵州花溪灰岩风化壳剖面为例[J]. 矿物学报, 2002, 22(2): 126 - 132.
- [7] 冯志刚, 王世杰, 孙承兴, 等. 岩溶地区土状堆积物物质来源判别的实用指标——粒度分布特征[J]. 中国岩溶, 2002, 21(2): 73 - 78.
- [8] 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源的证据[J]. 矿物学报, 2002, 22(3): 235 - 242.

- [9] 冯志刚,王世杰,孙承兴,等. 缺失原岩残余结构的贵州平坝红色风化壳的粒度分布特征及成因指示[J]. 矿物学报,2002,22(3): 243-248.
- [10] 中国科学院地质研究所岩溶研究组. 中国岩溶研究[M]. 北京:科学出版社,1987. 1-145.
- [11] 韩至均,金占省. 贵州省水文地质志[M]. 北京:地震出版社,1996. 1-150.
- [12] Drever J I. Weathering processes[A]. Saether O L and Caritat P D. *Geochemical Processes, Weathering and Groundwater Recharge in Catchments* [M]. A A Balkema, 1997. 3-19.
- [13] 韩贵琳. 喀斯特环境质量变化的自然与人文过程特征——贵州喀斯特河流的地球化学研究[D]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所博士论文,2002.
- [14] Roy S, Gaillardet J and Allegre C J. Geochemistry of dissolved and suspended loads of the Seine River, France: anthropogenic impact, carbonate and silicate weathering - From pristine stage to global pollution [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1999, 63(9): 1277-1292.
- [15] Freyssinet P and Farah A S. Geochemical mass balance and weathering rates of ultramafic schists in Amazonia [J]. *Chemical Geology*, 2000, 170 (1/4): 133-151.
- [16] Theveniaut H and Freyssinet Ph. Palaeomagnetism applied to lateritic profiles to assess saprolite and duricrust formation process: the example of Mont Baduel profile (French Guiana) [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 148: 209-231.
- [17] Boeglin J L and Probst J L. Physical and chemical weathering rates and CO<sub>2</sub> consumption in a tropical lateritic environment: the upper Niger basin [J]. *Chemical Geology*, 1998, 148 (3/4): 137-156.
- [18] White A F, Bullen T D, Schulz M S, et al. Differential rates of feldspar weathering in granitic regoliths [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2001, 65(6): 847-869.
- [19] 苏维词,周济祚. 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.
- [20] 王瑞江,姚长宏,蒋忠诚. 贵州六盘水石漠化的特点、成因与防治[J]. 中国岩溶,2001,20(3):211-216.
- [21] 周忠发,安裕伦. 贵州省水土流失遥感现状调查及空间变化分析[J]. 水土保持通报,2000,12(6):23-4.
- [22] 贵州省土壤普查办公室编. 贵州省土壤[M]. 贵阳:贵州科技出版社,1994. 1-554.
- [23] 袁道先,等. 中国岩溶学[M]. 北京:地质出版社,1994. 1-200.
- [24] Trudgill S. *Limestone Geomorphology* [M]. London: Longman Group Limited, 1985. 1-181.
- [25] 袁跃平. 碳酸盐岩性因素控制下喀斯特发育特征——以黔中南为例[J]. 中国岩溶,1994,13(1): 31-36.
- [26] 黄镇国,张伟强,陈俊鸿等. 中国南方红色风化壳[M]. 北京:海洋出版社,1996. 160-165.
- [27] 蒋忠诚. 广西弄拉白云岩环境元素的岩溶地球化学迁移[J]. 中国岩溶,1997,16(4):304-312.
- [28] Lewis S. Clearcutting on Karst: Soil erodes into limestone caves [J]. *Watershed Sentinel*, 1995, 5(4): 119-127.
- [29] Hardwick P and Gunn J. Modern Fluvial Processes on a Macroporous Drift-Covered Cavernous Limestone Hillslope, Castleton, Derbyshire, UK [A]. Anderson M G and Brooks S M. *Advances in Hillslope Processes* [C]. Chichester: John Wiley, 1996(1-2). 397-428.
- [30] Hardwick P and Gunn J. Soil erosion on cavernous limestone catchment[A]. Boardman J, Foster I and Dearing J. *Soil Erosion on Agricultural Land* [C]. Chichester: John Wiley, 1990. 301-310.
- [31] 万国江,白占国. 论碳酸盐岩侵蚀与环境变化——黔中地区为例[J]. 第四纪研究,1998,18(3): 279-286.
- [32] 李德文,崔之久,刘耕年,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.
- [33] 崔之久,李德文,冯金良,等. 覆盖型岩溶、风化壳与岩溶(双层)夷平面[J]. 中国科学(D辑),2001,31(6):510-520.

## DIFFERENTIAL WEATHERING AND PEDOGENETIC CHARACTERISTICS OF CARBONATE ROCKS AND THEIR EFFECT ON THE DEVELOPMENT OF ROCK DESERTIFICATION IN KARST REGIONS

Sun Chengxing<sup>1,2</sup> Wang Shijie<sup>1</sup> Zhou Dequan<sup>3</sup> Li Ruiling<sup>1,2</sup> Li Yanli<sup>1,2</sup>

(1. *State Key Laboratory of Environment Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002;*

2. *Graduate School of CAS, Beijing 100039;*

3. *Department of Resource and Environment Sciences, Guizhou Normal University, Guiyang 550001*)

**Abstract:** The rock desertification is prone to form in karst areas because of their eco-environmental fragility. However, up to now, the essential factors that control the development of rock desertification cannot be well understood. In this paper, non-isometric and differential weathering is considered and the main natural factors that cause rock desertification in karst areas are dealt with. The remarkable volume decrement will happen during the weathering and pedogenetic processes in virtue of the low content of insoluble residues of carbonate rocks, so it is a non-isometric weathering processes. Meanwhile, the differential weathering of carbonate rocks is very distinct because of easy dissolution and non-uniform distribution of fissures and fractures. Uneven land surface and underground caves or gaps can be formed due to the non-isometric and differential weathering or corrosion, and soil particles can be transported into the depressions on the land surface and the underground spaces. So the soil particles can disappear from the land surface by dropping into gaps and/or caves without long-distance transport. Sequentially, soil loss will occur by short-distance displacement without human activity, and soil will become more uneven in distribution on the land surface. In this way, some places become more and more barren, and other places can receive much more soil material and soil-layers become thicker and more thicker, but the former is predominant in karst areas and rock desertification begin to occur and form during the natural weathering processes. Compared to limestone, dolostone takes on the characteristics of whole weathering due to the uniform and densely spaced fissures, fractures and the original interspaces, and these characteristics enhance the validity of weathering and minish the difference of weathering on or near the land surface. So the soil distribution and thickness of dolostone area are more even and greater than those of limestone area. This is why rock desertification in the dolostone area is not so severe as in the limestone area.

**Key words:** carbonate rock; soil distribution; differential corrosion; non-isometric weathering; rock desertification