

# 石灰土物质来源的判别

## —以黔北、黔中几个剖面为例

刘秀明 王世杰 冯志刚 孙承兴

(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 贵阳 550002)

**摘要** 传统看法认为石灰土是碳酸盐岩风化作用的产物,然而由于碳酸盐岩风化成土的特殊性,在宏观上难以直接甄别土层与母岩的关联性,以至引发出了很大的物源争议。因此,物质来源判别将是石灰土研究的关键内容。基于此,本文选择黔北遵义官坝、安顺天龙和贵阳花溪上水村 4 个石灰土剖面为实例,进行矿物组合、地球化学特征和粒度分布特征对比分析,旨在对分布十分广泛的贵州省石灰土的物质来源进行判别。结果显示:各剖面土层与下伏的碳酸盐岩具有明显的物源继承关系,石灰土是碳酸盐岩风化作用-酸不溶物残留、堆积的产物。

**关键词** 石灰土;酸不溶物;碳酸盐岩;贵州

**中图分类号** P595; S159

近年来日益兴起的土壤系统分类<sup>[1-3]</sup>,依据诊断层和诊断特性将传统各类石灰土划归于均腐土纲、淋溶土纲、富铁土纲、锥形土纲和新成土纲。该系统分类是根据主要成土过程或主要影响成土过程的性质来划分土纲,只在土类的划分上体现出一定的碳酸盐岩岩性特征。其对碳酸盐岩岩性特征描述为:(1)有上界位于土表至 125 cm 范围内,沿水平方向起伏或断续的碳酸盐岩石质接触面,界面清晰,界面间有时可见分布有不同密度程度的白色碳酸盐化根系,或土表至 125 cm 范围内有碳酸盐岩岩屑或风化残余石灰;(2)所有土层岩基饱和度 50%, pH 5.5。然而,根据笔者的观察和研究<sup>[4-6]</sup>,一般在石灰土的土层很少见到碳酸盐岩岩屑或风化残余,且土层与基岩一般不存在明显的过渡结构。显然,仅凭系统分类所描述的土层的碳酸盐岩岩性特征,很难从宏观上判别土层与下伏碳酸盐岩的物源关联性。虽然按照土壤发生分类<sup>[7,8]</sup>,石灰土一直被列为岩成土纲或初育土纲石质初育土亚纲,即指明土层物质来源于下伏碳酸盐岩风化残余。但是,该分类如同系统分类一样也没有给出确切的判别特征,只从宏观上进行大概界定。况且,近些年还有在其它沉积物(如第四纪红土等)基础上发育形成的外来、次生石灰土的发现报道<sup>[9,10]</sup>,这应引起我们的重视。

贵州省是我国西南碳酸盐岩集中区,石灰土的分布十分广泛,面积约 279 万  $\text{hm}^2$ ,占全省土壤总

面积的 17.5%,是仅次于黄壤的第二大土类<sup>[11]</sup>。如同我们先前研究的碳酸盐岩红色风化壳剖面一样<sup>[6]</sup>,贵州省的石灰土也面临着有关物质来源的争议。根据目前的认识,喀斯特地区上覆土层主要有如下几种物质来源的可能性:(1)碳酸盐岩酸不溶物的残余堆积<sup>[4-6,12-15]</sup>;(2)碳酸盐岩上覆或附近高处碎屑岩类的风化残余<sup>[16,17]</sup>;(3)风成沉积物或火山灰的风化残余<sup>[18,19]</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>[20]</sup>;(5)第四系沉积物<sup>[9]</sup>;(6)多物源混合,即上述前 3 者或其中两者对碳酸盐岩上覆土壤物质的形成都有贡献<sup>[21,22]</sup>。本文在贵州省土壤图<sup>[23]</sup>中圈定的石灰土分布区内,选取黔北遵义官坝镇、黔中安顺天龙镇和贵阳花溪上水村几个典型剖面作为研究实例,旨在从地球化学判据、粒度分布特征及矿物组成变化等方面多角度去重新认识和确认贵州省该类型土的物质来源,为贵州省该类土壤分类及其农业利用奠定基础。

### 1 研究剖面及方法

本文所选剖面均位于贵州岩溶山地丘陵垄岗之上。黔北遵义官坝剖面下伏基岩为产状平缓的寒武系上部娄山关群( $\text{C}_{2-3}\text{ls}$ )含燧石(团块)白云岩,土层厚度为 40 cm,颜色呈灰黑色。安顺天龙剖面 1、2 的下伏基岩为三叠系安顺组( $\text{T}_1\text{a}$ )纯净白云岩,

剖面 1 土层厚度为 40 cm, 颜色呈黄色偏灰色; 剖面 2 土层厚度为 130 cm, 为黄色; 两者相距约 50 m。贵阳花溪上水村剖面下伏基岩为三叠系大冶组 (T<sub>1</sub>d) 上段的灰、深灰色中厚层灰岩, 土层厚度为 150 cm, 颜色为灰黑色。4 个剖面的土层结构均为 A-AC(C)-R 型, 与我们先前的红色风化壳基本一致 (土层颜色、质地等较为均匀, 没有明显的分层现象, 岩土界面清晰, 呈快速甚至突变过渡), 但缺少巧克力层, 而且土层相对较薄。

样品自下而上, 从基岩-岩粉-土层-表土依次采样: 官坝剖面为 4 个样; 天龙剖面 1 为 4 个样, 剖面 2 为 6 个样, 基岩样品以相同层位的平坝剖面基岩代替; 花溪上水村剖面为 10 个样, 基岩样品以相

同层位的花溪玻璃厂剖面基岩代替。样品经自然风干、前处理后, 进行主量元素、微量元素 (包括稀土元素)、矿物、粒度分布等方面测试分析, 具体方法详见文献<sup>[4, 24]</sup>。

## 2 矿物继承关系

从表 1 可以看出, 花溪上水村剖面基岩和岩粉 (指花溪玻璃厂剖面的基岩和岩粉, 下同) 的酸不溶物主要矿物伊利石、高岭石、石英、锐钛矿、钾长石、蒙脱石, 土层中基本含有酸不溶物的矿物组合 (除部分样品没有检测到高岭石外) 以及绿泥石三水铝石。天龙两剖面土层均包含除高岭石外的全部基岩酸不溶物的矿物组合, 取而代之的是三水铝

表 1 剖面基岩、酸不溶物、土层的矿物组成

Table 1 Mineral compositions of bedrock, insoluble residues and soil layers

剖面	样品	深度 (cm)	蒙脱石	绿泥石	三水 铝石	锐钛矿	石英	白云石	伊利石	针铁矿	高岭石	钾长石 或长石	角闪石
天 龙 剖 面	TL1-T4	10	+	+	+	+	+	+	+	+			
	TL-1-T3	20	+	+	+		+	+	+	+			
	TL-1-T2	30		+	+	+	+	+		+			
	TL-1-T1	40	+	+	+	+	+	+					
	TL-2-T6	10	+	+	+	+	+	+	+	+			
	TL-2-T5	30	+	+	+	+	+		+				
	TL-2-T4	50	+	+	+	+	+		+				
	TL-2-T3	80	+	+	+	+	+		+	+			
	TL-2-T2	110	+	+	+	+	+		+	+			
	TL-2-T1	130	+	+	+	+	+		+	+	+		
	YT3			+		+	+		+		+		
	YT2		+	+		+	+		+	+	+		
	YT1			+		+	+		+	+	+		
花 溪 上 水 村 剖 面	HSS-T10	10				+	+		+		+	+	
	HSS-T9	30				+	+		+		+	+	
	HSS-T8	50		+	+	+	+		+			+	
	HSS-T7	70			+	+	+		+		+	+	
	HSS-T6	90		+	+	+	+		+			+	
	HSS-T5	110	+		+	+	+		+			+	
	HSS-T4	120	+	+		+	+		+			+	
	HSS-T3	130		+	+	+	+		+			+	
	HSS-T2	140	+	+		+	+		+			+	
	HSS-T1	150	+	+	+	+	+		+		+	+	
官 坝 剖 面	H-YFT		+			+	+		+		+	+	
	H-YT		+			+	+		+		+	+	
官 坝 剖 面	GB-T2	30	+	+	+		+	+	+	+		+	
	GB-T1	10		+		+	+	+	+			+	+
	GB-Y2						+	+	+			+	
	GB-Y						+	+				+	

石；由于本身相对较低的风化程度以及可能被粘粒包裹难以溶解等因素，所以在天龙剖面 1 土层中均出现少量的白云石；而对于剖面 2 中表土层中出现的白云石可能是近处岩石碎块搬运到此的结果。官坝剖面与天龙剖面 1 基本一致，土层包含酸不溶物的矿物组合及白云石（酸不溶物中出现的白云石是酸溶不彻底的缘故），在剖面的上部出现了三水铝石。以上各剖面虽然基岩的时代不同，矿物组合不同，但剖面都显示出同样的矿物学演化特征，即从基岩酸不溶物向上到土层稳定矿物（如石英、锐钛矿等）保持很好的连续性，易风化矿物（长石等）逐渐减少、消失而转化为粘土矿物，粘土矿物由弱风化程度向强风化程度转变。因此，各剖面具有原生风化剖面的基本矿物演化特征。

此外，各剖面土层具有不同的矿物组合特征，而且各剖面土层都没有发现属火山成因的副矿物

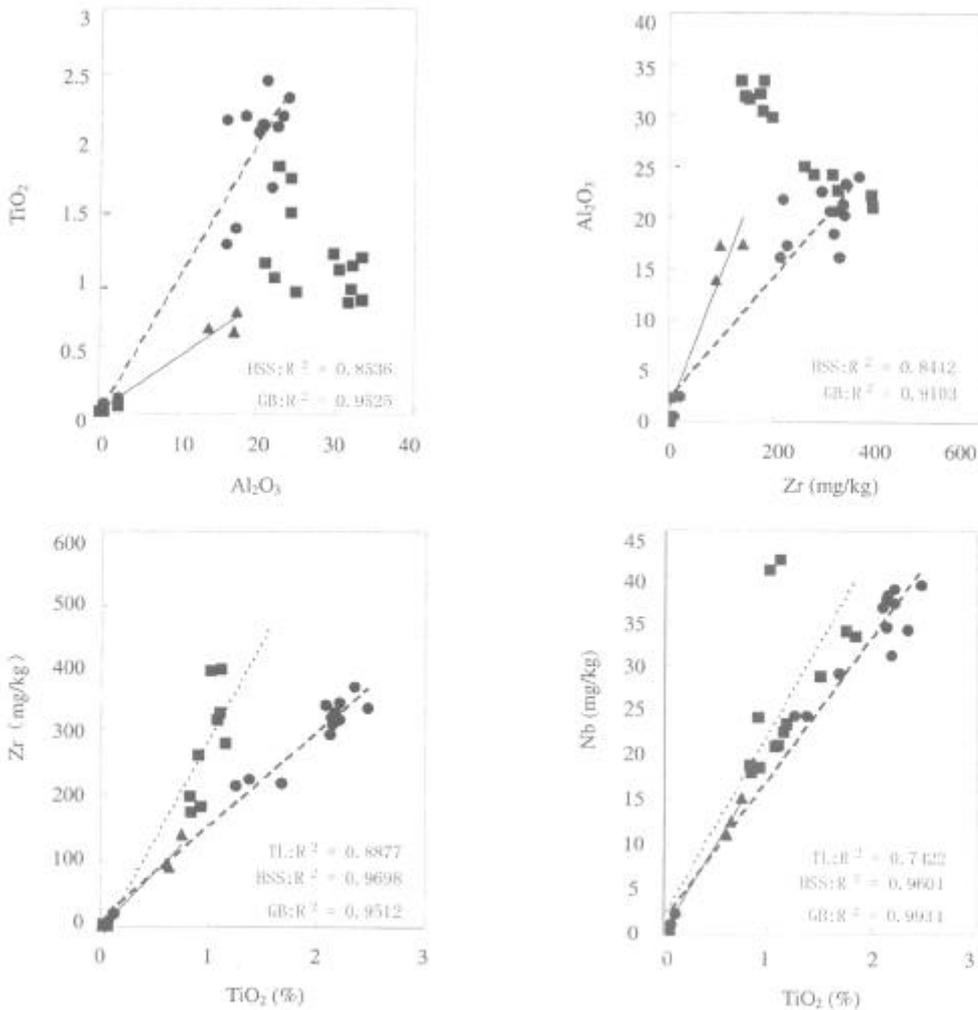
（如磷灰石、磁铁矿、榍石、锆石等）玻璃碎屑，也没有发现类似黄土中的重矿物（如帘石、电气石、金红石、榍石等）。这从另一侧面说明了各剖面无统一的物质来源，如火山灰、风成物等。

### 3 地球化学判据

#### 3.1 元素比值

在风化作用过程中，无论体积的变化与否，Ti/Al, Al/Zr, Ti/Zr, Nb/Ti 等稳定元素对的比值应保持相对的恒定，即原位风化土层与下伏母岩应有相近的比值<sup>[25, 26]</sup>。因此，利用这些元素比值可以用来判别本研究剖面土层与下伏基岩的关联性。

图 1 显示了剖面的 TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr, Zr-TiO<sub>2</sub>, Nb-TiO<sub>2</sub> 元素对的变化特征。从基岩-酸不溶物-土层，各元素含量是不断增加的，与碳酸盐岩



● 为 HSS 剖面样品点，■ 为 TL 剖面 1、2 样品点，▲ 为 GB 剖面样品点，—— 为 HSS 剖面趋势线，---- 为 TL 剖面趋势线，—— 为 GB 剖面趋势线

图 1 剖面 TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr, Zr-TiO<sub>2</sub>, Nb-TiO<sub>2</sub> 比值图

Fig. 1 Ratios of some immobile elements of four limestone soil profiles

Fig. 1 Ratios of some immobile elements of four limestone soil profiles

风化残积的元素含量基本变化特征是吻合的<sup>[4]</sup>。具体来看, Zr-TiO<sub>2</sub>, Nb-TiO<sub>2</sub> 两元素对在 4 个剖面都显示出很好的相关性(相关系数  $R^2 > 0.74$ ) (由于母岩、层位均相同, 本文将天龙两剖面合二为一), 尤其是官坝和花溪上水村剖面, 相关系数 ( $R^2$ ) 均超过 0.95; 官坝、花溪上水村剖面的 TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr 元素对也体现出很好的相关性, 其相关系数 ( $R^2$ ) > 0.84, 但天龙两剖面均未出现这种变化关系。从 Zr-TiO<sub>2</sub> 元素对的良好变化规律看, 天龙剖面 TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr 元素对之所以不出现协同变化, 是因为在深度风化过程中土层发生富 Al 粘土矿物向下迁移的结果, 这一现象与他人的研究风化剖面相同<sup>[27, 28]</sup> (下文的粒度分布特征也支持这种观点)。

总之, 各剖面基岩或酸不溶物与上覆土层具有

相近的 TiO<sub>2</sub>-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Zr, Zr-TiO<sub>2</sub>, Nb-TiO<sub>2</sub> 比值, 而这些元素比值一般沉积物的垂向剖面中很少保持恒定, 由此说明本次研究剖面具有原位风化剖面的特点。

### 3.2 稀土元素及配分模式

由于相似的、可预测的地球化学性质和行为, 稀土元素常被用于地球化学过程和物源示踪研究。官坝剖面从基岩-酸不溶物-土层 (土层取平均值, 下同) 的 REE 及 LREE/HREE 分别由 12-53-182 × 10<sup>-6</sup> 和由 7.7-9-8.2; 天龙剖面从基岩-酸不溶物-土层的 REE 及 LREE/HREE 分别由 2-241-238 (剖面 2 为 252) × 10<sup>-6</sup> 和由 3-4-6.3 (剖面 2 为 10.2); 花溪上水村剖面从基岩-酸不溶物-土层的 REE 及 LREE/HREE 分别由 19-39-367 × 10<sup>-6</sup> 和由 6.8-4.1-10.2 (表 2)。数据说明, 各剖面从基岩-酸不溶物-

表 2 剖面稀土元素含量及部分参数

Table 2 REE contents (i g/g) and characteristic parameters of the limestone soil profiles

剖面	TL1				TL2				HSS			GB		
	Y	Yf	Yt	T	Y	Yf	Yt	T	Y	Yt	T	Y	Y2	T
REE	1.96	8.43	241.85	238.61	1.96	8.43	241.85	252.43	19.02	39.23	367.42	11.96	53.03	182.10
LREE/HREE	2.93	5.14	4.11	6.33	2.93	5.14	4.11	10.15	6.83	4.12	10.17	7.70	8.99	8.20

注: T 为各剖面土层平均值。

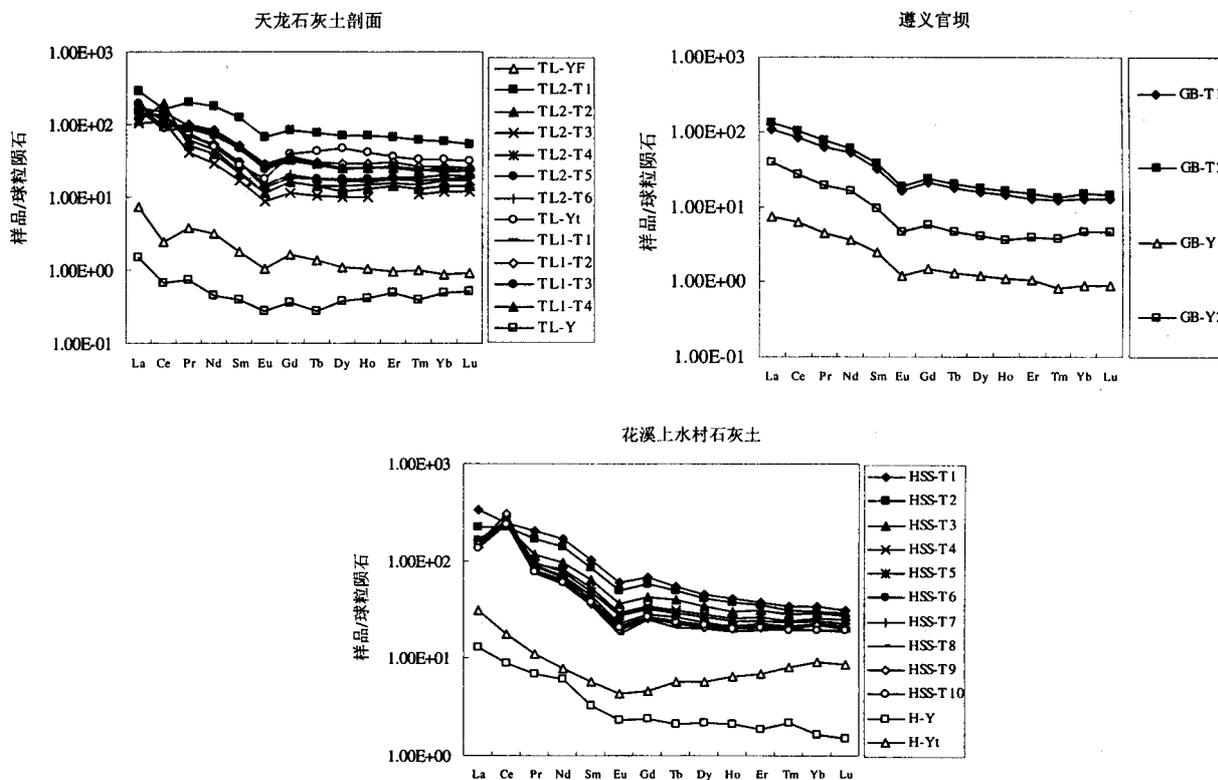


图 2 剖面稀土球粒陨石标准化配分模式图

Fig. 2 Chondrite-normalized REE distribution patterns in limestone soil profiles

土层稀土含量不断增加(天龙剖面酸不溶物与土层的稀土总量基本相当),且都为轻稀土富集型。

另外,从各剖面的稀土元素球粒陨石配分模式(图 2),也可以看出各剖面基岩-(或岩粉)-酸不溶物-土层基本具有相同的特点,配分模式一致,都为轻稀土富集型,都具有负 Eu 异常。由此可见,土层的稀土配分模式与下伏基岩的继承关系是十分明显的。至于天龙剖面、花溪上水村 3 剖面土层中存在着 Ce 异常的一些变化性,其具体机理拟另撰文详述。

#### 4 粒度分布特征判别

多个原位碳酸盐岩风化剖面的粒度分布特征实例分析研究<sup>[24, 29]</sup>,显示从基岩酸不溶物到土层粒度分布具有很强的关联性,指示土层与母岩的继承关系。本次研究对花溪上水村、天龙的 3 个剖面也进行了粒度分析,其结果如图 3 所示。

天龙剖面 1 基岩、岩粉酸不溶物的粒度频率曲线呈单峰正态,主峰众数为 7~8 $\phi$ 。土层粒度频率曲线可以分为两组:T3、T4 出现双峰,两峰的频率百分数基本相当,一峰虽接近酸不溶物的主峰位置,但其频率百分数明显低于酸不溶物,另一峰众数为 12~13 $\phi$ ;T1、T2 是一极窄的单峰(众数为 13.5 $\phi$ ),仅在粗粒部位上出现了一宽缓的小平台。

天龙剖面 2 土层都呈双峰态,粗粒部位上的主峰位置稍细于酸不溶物,上部土层粗粒峰频率百分数明显高于细粒峰,向下细粒峰频率百分数有增大的趋势,尤其 T1 细粒峰频率百分数已高于粗粒峰。

花溪上水村剖面土层呈双峰态(主峰众数为 7~8 $\phi$ ,次峰众数为 12~13 $\phi$ ),主峰众数粒径与酸不溶物的相近,但频率百分数低;土层从上到下粒度分布基本一致,向下有微小变细的趋势。

由上可见,各剖面呈现出一致的规律性:从基岩(或岩粉)酸不溶物到上覆土层,曲线形态由单峰转变为双峰;粒度大小上由粗变细,虽土层主峰众数在酸不溶物主峰众数相近,但其频率百分含量大为降低,且土层在细粒部位出现另一峰;土层粒度从上向下有逐渐变细的趋势。

各剖面的粒度分布特征从总体上可以说明土层是对下伏基岩酸不溶物的继承,并在此基础上进一步风化细粒化。至于各剖面土层中从上到下出现的变细现象,可能是由于土层厚度较薄,容易产生机械淋洗,导致粘粒下移的结果。

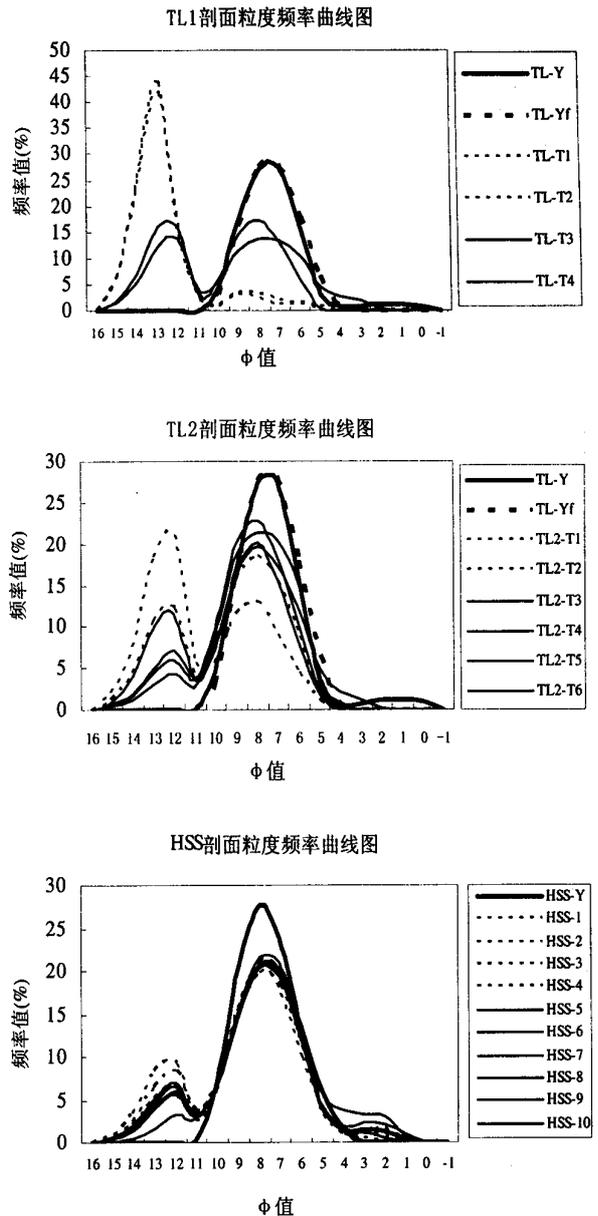


图 3 剖面酸不溶物和土层的粒度分布频率曲线  
Fig. 3 Particle-size frequency curve of insoluble residues and soil layers in profiles

#### 5 结 论

黔北遵义官坝、黔中安顺天龙和贵阳花溪上水村各剖面的基岩、岩粉(或酸不溶物)与土层之间,在矿物组合、相对稳定元素比值、稀土元素及其配分模式和粒度分布特征等方面存在着很强的继承性;各研究剖面具有原位风化壳的基本特征,石灰土是碳酸盐岩酸不溶物的残积和进一步风化的产物。同时,可以结合新生代区域地质演化特征,以点带面,对贵州全省的石灰土物质来源予以判别。

## 参考文献

- 1 中国科学院南京土壤研究所. 中国土壤系统分类(首次方案). 北京: 科学出版社, 1991, 33 ~ 45
- 2 中国科学院南京土壤研究所. 中国土壤系统分类(修订方案). 北京: 中国农业科技出版社, 1995, 1 ~ 50
- 3 龚子同等. 中国土壤系统分类-理论·方法·实践. 北京: 科学出版社, 1999, 1 ~ 779
- 4 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. 中国科学(D 辑), 1999, 29 (5): 441 ~ 449
- 5 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. 矿物学报, 2002, 22(2): 126 ~ 132
- 6 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. 矿物学报, 2002, 22(3): 235 ~ 242
- 7 席承藩. 土壤分类学. 北京: 中国农业出版社, 1994, 259 ~ 260
- 8 第二次全国土壤普查办公室. 中国土壤. 北京: 中国农业出版社, 1998, 513 ~ 526
- 9 陈作雄. 广西红色石灰土发育的地质因素. 见: 陆景冈主编. 土壤地质. 北京: 地质出版社, 1994, 40 ~ 42
- 10 刘世全, 张明主编. 区域土壤地理. 成都: 四川大学出版社, 1997, 255
- 11 贵州省土壤普查办公室编. 贵州省土壤. 贵阳: 贵州科技出版社, 1994, 309
- 12 崔之久, 李德文, 刘耕年等. 湘桂黔滇藏红色岩溶风化壳的性质与夷平面的形成. 中国科学(D 辑), 2001, 31(增刊): 134 ~ 141
- 13 Plaster RW, Sherwood WC. Bedrock weathering and residual soil formation in Central Virginia. Geol. Soc. Am. Bull., 1971, 82: 2813 ~ 2816
- 14 Bronger A, Ensling J, Gutlich P, et al. Rubification of terrae rossae in Slovakia: a Mosbauer effect study. Clays Clay Minerals, 1983, 31: 269 ~ 276
- 15 Moresi M, Mongelli G. The relation between the terra rossa and the carbonate-free residue of the underlying limestones and dolostones on Apulia, Italy. Clay Minerals, 1988, 23: 439 ~ 446
- 16 卢耀如. 中国喀斯特地貌的演化模式. 地理研究, 1986, 5(4): 25 ~ 34
- 17 Balagh TM, Runge ECA. Clay rich horizons over limestone, illuvial or residual. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 1970, 34: 534 ~ 536
- 18 Muhs DR, Bush CA, Stewart K. Geochemical evidence of Saharan dust parent material for soils developed on Quaternary limestone of Caribbean and western Atlantic islands. Quaternary Research, 1990, 33: 157 ~ 177
- 19 Borg LE, Banner JL. Neodymium and Strontium isotopic constraints on soil sources in Barbados, West Indies. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1996, 60 (21): 4193 ~ 4206
- 20 李景阳, 王朝富, 樊廷章. 碳酸盐岩残积红土的结构、构造特征及其成因研究. 中国岩溶, 1995, 14 (1): 31 ~ 40
- 21 席承藩. 论华南红色风化壳. 第四纪研究, 1991, 11 (1): 1 ~ 7
- 22 Durn G., Ottner F, Slovenec D. Mineralogical and geochemical indicators of the polygenetic nature of terra rossa in Istria, Croatia. Geoderma, 1999, 91: 125 ~ 150
- 23 中国科学院南京土壤研究所. 贵州省土壤图(1:50). 北京: 地图出版社, 1979
- 24 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. 中国岩溶, 2002, 21(2): 73 ~ 78
- 25 Schwarz T. Lateritic bauxite in central Germany and implications for Miocene palaeoclimate. Palaeogeography, Palaeochimatology, Palaeoecology, 1997, 129 (1-2): 37 ~ 50
- 26 Rye R and Holland HD. Paleosols and the evolution of atmospheric oxygen: A critical review. American Journal of Science, 1998, 298: 621 ~ 672
- 27 Young GM. and Nesbitt HW. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. Journal of Sedimentary Research, 1998, 68: 449 ~ 455
- 28 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. 中国科学, 1999, 29 (6): 504 ~ 513
- 29 冯志刚, 王世杰, 孙承兴等. 岩溶地区缺失原岩残余结构红色风化壳的粒度分布特征及其成因指示. 矿物学报, 2002, 22 (3): 243 ~ 248

## IDENTIFICATION OF ORIGIN OF LIMESTONE SOIL —CASE STUDY OF PROFILES IN CENTRAL AND NORTH GUIZHOU

LIU Xiu-ming WANG Shi-jie FENG Zhi-gang SUN Cheng-xing

(*The State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002*)

**Abstract** Limestone soil is an important type of soil, covering about 17.5% of the total of the soils in Guizhou. According to definition of the Chinese Soil Taxonomy and genetic classification, limestone soil must be derived from weathered bedrock carbonate rock. However, it is hard to determine origin of limestone soils only on the basis of field observation, or the lithologic characters of carbonate rock in layer cited by the soil classification. So, origin of limestone soil has long been a controversial topic. In this paper, further exploration is made by taking four limestone soil profiles as example, which are developed over bedrocks of dolomitite and limestone and located in upland in the central, north Guizhou. The coherence of mineral, Ti/Al, Al/Zr, Ti/Zr, Nb/Ti, REE and particle-size characteristics implies that there are inherited relationship among the bedrock, insoluble residues of bedrock and soil layer. It can be concluded that limestone soils indeed originate from insoluble residues of bedrock carbonate rock.

**Key words** Origin of limestone soil, Insoluble residues, Carbonate rock, Guizhou

\*\*\*\*\*

(上接第 15 页)

## RESEARCH PROGRESS ON PHOSPHORUS RELEASE FROM LAKE SEDIMENTS

GAO Li YANG Hao ZHOU Jian-min

(*State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture (Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences), Nanjing 210008*)

**Abstract** The sediments are the important reservoirs of mineral nutrients and sedimentary P can function as a main internal P source for the lakes. Part of the P in the sediments can be released to the sediment interstitial water by decomposing or dissolving in the form of phosphate. Subsequently, the phosphate in the interstitial water may be released to the overlying water by diffusion or re-suspension of surface sediments. The factors which affect P release from sediments and the release mechanisms are briefly summarized in this paper.

**Key words** Lake sediments, Release, Diffusion of interstitial water, Release mechanism