

微地域搬运——碳酸盐岩红色风化壳 形成过程的一种方式

冯志刚¹⁾, 王世杰²⁾, 刘秀明²⁾, 罗维均²⁾

1) 南华大学建筑工程与资源环境学院, 湖南衡阳, 421001;

2) 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

内容提要: 由于差异溶蚀作用, 由碳酸盐岩强烈风化形成的红色风化壳通常表现出独特的剖面构型: 风化壳发育深厚, 下伏基岩面强烈起伏波动, 溶沟和石牙相间展布, 以黔中岩溶台地之上发育的红色风化壳——平坝剖面为例, 通过宏观地质、地球化学、粒度分析以及矿物学等方法, 并以邻近的两个石灰土剖面(罗史剖面和龙洞堡剖面)作对比, 对碳酸盐岩红色风化壳的形成过程进行了讨论, 论证了微地域搬运是碳酸盐岩红色风化壳尤其是厚层红色风化壳形成过程的一种方式。溶沟部位的风化壳, 从风化前锋向上的一定深度范围内, 为原位残积风化的产物(残积层); 在此深度以上的部分, 为地势较高的相邻石牙部位不同风化程度的残积物的搬运堆积(堆积层), 也是导致风化指标随深度呈锯齿状波动的直接原因。后者一般组成剖面的主体。风化壳的年代地层学表现为, 在残积层, 从风化前锋向上, 风化年龄由新到老; 在堆积层, 从下到上, 风化年龄由老到新。风化前锋是一个重要的地球化学作用场所, 在这一狭窄的界面上, 伴随碳酸盐矿物的快速淋失, 残余酸不溶物开始了明显分解。而风化壳的后期演化是一个缓慢而长期的过程。达到重力平衡的剖面(即风化壳表面平缓、不发生微地域搬运的剖面), 在由表及里的风化作用下, 从地表向下的一定深度范围内, 逐渐改造为常态风化壳的发育特征。

关键词: 微地域搬运; 红色风化壳; 碳酸盐岩; 风化前锋; 贵州

湿热岩溶区, 由于差异溶蚀作用, 由碳酸盐岩强烈风化形成的红色风化壳通常表现出独特的剖面构型: 基岩面强烈起伏波动, 溶沟和石牙相间展布, 在水平方向十几米的范围内, 正负地形相对高差可达数米; 上覆红色风化壳薄厚不一, 与基岩面呈现镜像互补关系; 岩-土界面清晰, 表现为突变接触过渡。这种剖面特征, 在许多文献中被述及(Trudgill, 1985; 刘巽锋, 1990; 黄镇国等, 1996; 李德文等, 2001; 李景阳等, 2001; 孙承兴等, 2002; 廖义玲等, 2005), 与结晶岩风化壳(吴澄宇等, 1989; 李文达等, 1995)形成鲜明对比。此外, 在一些风化壳发育浅薄(一般< 1 m)的地段, 下伏基岩面相对平缓展布, 在土壤学上把这套风化层称之为石灰土(韦启藩等, 1983; 赵斌军等, 1988; 贵州省土壤普查办公室, 1994)。

对碳酸盐岩风化成土作用过程的研究, 与结晶岩相比, 还相对薄弱, 并且普遍遵循结晶岩风化理论的两个基本前提假设(Ahmad et al, 1966, 1969;

Clarke, 1966; Plaster et al, 1971; Iphording, 1978; Bronger et al, 1983; Moukarika et al, 1991; 陈世益, 1994; 林进也等, 1997; 冯金良等, 2002; Ji Hongbing et al, 2004): 风化母岩是均一的; 风化剖面中各残积层的叠覆顺序与风化母岩的叠覆顺序一致, 即原位风化。然而对于碳酸盐岩, 由于酸不溶物含量极低(一般< 5%), 在风化过程中伴随碳酸盐矿物的大量淋失造成巨大的体积缩小变化, 形成1 m厚的残积土通常需要消耗十几米甚至几十米厚的原岩(王世杰等, 1999), 因此在湿热岩溶区发育几米甚至十数米厚的红色风化壳, 需要上百米厚原岩体积的贡献。如此可观的原岩厚度, 其岩性在纵向上的均一性并非总能保证。由于沉积区的沉积环境及物源特征可能随时间发生的变化, 除了碳酸盐岩酸不溶物自身可能存在的差异, 也可能出现泥质岩甚至碎屑岩的夹层。Wang Shijie等(2004)、冯志刚等(2003, 2004)就这一问题进行过详细讨论, 并指

注: 本文为国家自然科学基金项目(编号90202003)、中国科学院地球化学研究所领域前沿A类项目、中国科学院“西部之光”项目及南华大学科研启动基金资助的成果。

收稿日期: 2006-07-13; 改回日期: 2006-10-12; 责任编辑: 周健。

作者简介: 冯志刚, 男, 1970年生, 博士, 副教授, 从事风化作用地球化学研究。通讯地址: 421001, 湖南省衡阳市常胜西路; 电话: 0734-8160766; Email: feng_zg@sina.com。

出对碳酸盐岩风化壳母岩均一性验证的必要性和可行方法。对于碳酸盐岩风化壳原位风化的前提假设,即碳酸盐岩在风化过程中,风化残余物依照原岩中的层位顺次向下塌陷,而风化前锋(岩-土界面)不断向下拓展而使风化壳增厚,从区域尺度上而言,碳酸盐岩的这种残积风化模式是成立的;但是在局域尺度上,即针对一个具体的红色风化壳,由于下伏基岩面强烈起伏波动,在溶沟和石牙部位的风化残余物,其形成过程和发育特征可能会出现明显差异。笔者通过对广西、云南和贵州岩溶区数十个剖面的系统采样分析,提出微地域搬运是碳酸盐岩红色风化壳一种形成方式的假设,即受重力和水流作用下,在溶沟部位的厚层风化剖面可能有来自相邻石牙上覆风化残余物的搬运堆积。如是然,用常态风化壳的发育理论来解释碳酸盐岩厚层红色风化壳的成土地球化学作用过程,必然带来偏差。

以黔中岩溶台地之上发育的红色风化壳——平坝剖面为例,通过宏观地质、地球化学、矿物学以及粒度分析方法,并以邻近的两个石灰土剖面(罗吏剖面和龙洞堡剖面)作对比,以期揭示微地域搬运对于碳酸盐岩红色风化壳形成的可能性,并尝试着建立碳酸盐岩红色风化壳的形成模式。

1 采样和分析

研究剖面位于黔中岩溶区地形较为平坦的台地面之上,以消除坡积物对风化壳可能造成的影响,属于红色风化壳的平坝剖面位于安顺市平坝农场的采石场,采样位置选择于风化壳发育较厚的溶沟部位的垂直剖面(需要说明的是,由于某种原因,用于粒度分析的样品是第二批采集的,和其他分析方法的样品非同一批次,采于同一剖面的不同溶沟部位,但不影响对研究问题的解释);属于石灰土的罗吏剖面和龙洞堡剖面分别位于贵阳市郊的罗吏村和贵阳龙洞堡机场附近的采石场。以上剖面露头均为开山取石过程中的人工揭露。用于粒度分析的平坝剖面(PB₁)采用连续刻槽取样的方法,样长10 cm;用于地球化学和矿物学分析的平坝剖面(PB₂)下部采用连续刻槽取样的方法,样长10 cm,上部为间隔取样,罗吏剖面(LL)和龙洞堡剖面(LDB)采取连续刻槽取样的方法,前者样长一般为10 cm,后者样长一般为5 cm。采样剖面的地理位置见图1,各剖面的发育特征分别见图2及表1之描述。

样品的化学全分析采用传统湿化学分析方法,并辅之以原子吸收光谱法测定,元素分析误差小于

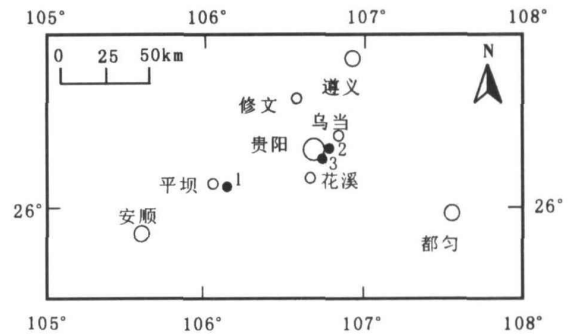


图1 研究区域的采样剖面位置图

Fig. 1 Sampled profiles' location map of research region in the middle Guizhou Province

1—平坝剖面; 2—罗吏剖面; 3—龙洞堡剖面

1—Pingba profile; 2—Luoli profile; 3—Longdongbao profile

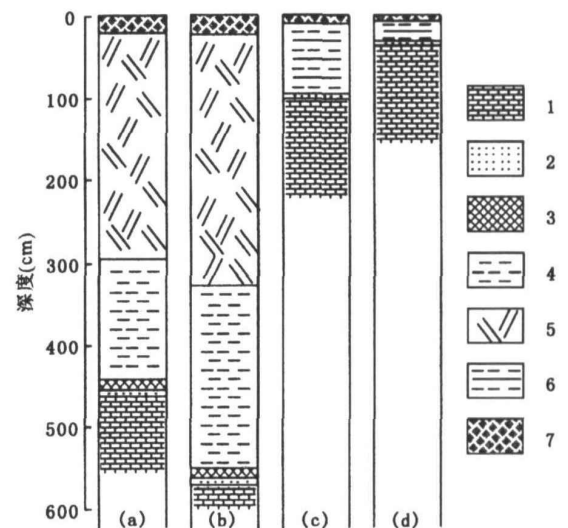


图2 研究剖面柱状图

Fig. 2 The lithologic character histograms of researched weathering profiles developed on carbonate rocks

(a)—平坝剖面(PB₁); (b)—平坝剖面(PB₂); (c)—罗吏剖面(LL); (d)—龙洞堡剖面(LDB); 1—碳酸盐岩基岩; 2—岩粉层; 3—紫色粘土层; 4—杂色粘土层; 5—红棕色粘土层; 6—黄棕色粘土层; 7—土壤层

(a)—Pingba profile (PB₁); (b)—Pingba profile (PB₂); (c)—Luoli profile (LL); (d)—Longdongbao profile (LDB); 1—carbonate bed rock; 2—rocky powder layer; 3—purple saprolith layer; 4—mottled saprolith layer; 5—reddish brown saprolith layer; 6—yellowish brown saprolith layer; 7—soil layer

2%。矿物成分分析采用 dm ax 2200 型 X 射线衍射仪(XRD)进行,矿物的半定量计算是根据矿物特征峰半高宽度计算所得。以上测试在中国科学院地球化学研究所完成。粒度分析用英国马尔文仪器有限公司生产的Malvern Sizer 2000型激光粒度分析仪测试,量程为0.02~2000 μm,分析误差<3%。粒度分析的样品预处理程序见Wang Shijie等(2004),分

表 1 采样剖面的发育特征

Table 1 The developed features of sampled profiles in research region

剖面类型	剖面名称	剖面编号	基岩岩性及酸不溶物含量(%)	剖面特征
红色风化壳	平坝	PB ₁	产状水平的下三叠统安顺组白云岩(T ₁ a) 0.63	PB ₁ 剖面厚 4.7 m, PB ₂ 剖面厚 5.7 m。呈砂糖状的岩粉层厚 5~10 cm, 岩-土界面呈突变接触关系; 风化壳底部为 20 cm 厚的紫色粘土层; 其上为斑杂色(棕色背景, 浅黄色斑点)粘土层; 再向上为红棕色粘土层, 构成了风化剖面的主体, 柱状节理发育。各粘土层缺失原岩残余结构, 颜色上呈渐变过渡转变, 质地细腻, 均呈均质粘土状。风化壳顶部为 25~30 cm 厚的土壤层。下伏基岩面强烈起伏
		PB ₂		
石灰土	罗吏	LL	产状水平的下三叠统大冶组灰岩(T ₁ d) 1.80	剖面厚约 1 m, 基岩面之上的岩粉层极薄, < 1 cm, 岩-土界面清晰; 风化壳呈黄棕色粘土状, 有砂感, 缺失原岩残余结构; 剖面顶部为 10 cm 厚的土壤层。下伏基岩面平坦
	龙洞堡	LDB	产状水平的下三叠统大冶组灰岩(T ₁ d) 3.17	剖面厚 0.35 m, 基岩面之上的岩粉层极薄, < 1 cm, 岩-土界面清晰; 风化壳呈黄棕色粘土状, 有砂感, 缺失原岩残余结构; 剖面顶部为 7 cm 厚的土壤层。下伏基岩面平坦

析测试在北京大学完成。

基岩酸不溶物的提取方法见王世杰等(1999), 其中用于粒度分析的基岩酸不溶物, 选取新鲜岩石碎样 > 2 mm 的部分, 以尽量不破坏酸不溶物中碎屑的原始粒度。

2 风化母岩的均一性检验

风化母岩的均一与否, 直接影响到风化指标在剖面中的指示行为(冯志刚等, 2004), 为了正确理解碳酸盐岩风化壳的形成过程, 对其母岩的均一性检验显得尤为重要。不同沉积环境和物源特征下形成的沉积岩(沉积物), 具有不同的粒度分布特征(Sahu, 1964; Visser, 1969)。而沉积岩(沉积物)在风化过程中, 由于可预测的粒径变化行为, 所形成的风化壳就会继承母岩的粒度分布特征, 因此利用风化壳粒度频率分布曲线可以有效判断风化母岩的均一性(冯志刚等, 2003; Wang Shijie et al., 2004)。PB₁、LL 和 LDB 剖面的粒度频率分布曲线见图 3。图中横坐标以 值粒径表示, $\phi = -\lg_2 d$ (d 为以毫米为单位的粒径)。图 3a—c 为 PB₁ 剖面的基岩酸不溶物 PB₁-Y_t 及上覆风化壳 PB₁-T₁—PB₁-T₄₇ 的粒度频率分布曲线, 基岩酸不溶物表现为单峰, 而上覆风化壳除具有与下伏基岩共同的粗粒峰外, 在众数值为 12~13 间还出现了细粒(粘粒)峰, 前者体现了对原岩的继承, 后者指示了粒度向细粒方向的演化。图 3d 和图 3e 分别为 LL 剖面 and LDB 剖面的粒度频率分布曲线, 同样, 基岩酸不溶物呈现单峰, 而上覆风化壳除具有与基岩共同的粗粒峰外, 也出现了粘粒峰, 而粘粒峰较低的峰高说明了风化壳发育的浅薄。上述剖面的粒度频率分布曲线特征指示了风化母岩是均一的, 下伏基岩为其风化母岩。

3 微地域搬运作为碳酸盐岩红色风化壳形成方式的证据

3.1 宏观地质证据

宏观上, 由碳酸盐岩风化形成的两种类型的风化壳——红色风化壳和石灰土, 其下伏基岩面的形态存在着明显差异: 作为石灰土的罗吏剖面和龙洞堡剖面, 基岩面平缓, 在原岩风化过程中, 伴随着大量碳酸盐矿物的淋失(基岩酸不溶物分别为 1.80% 和 3.17%, 见表 1), 残余酸不溶物可以认为是顺次向下塌陷而沉积下来, 具有结晶岩风化壳的原位风化特征; 而对于红色风化壳的平坝剖面, 下伏基岩面强烈起伏波动。为了从宏观地质上了解平坝剖面的形成特征, 笔者对安顺市平坝农场采石场揭露的一个人工剖面进行了实测, 如图 4 所示。在横向上 30 m 左右的范围内, 下伏白云岩基岩面强烈波动起伏, 出现规模较大的 4 个溶沟和 3 个石牙, 而风化壳表面地形平缓。A、C、E 和 B、D、F 分别代表基岩面石牙顶和溶沟底的位置, h₁、h₂、h₃、h₄、h₅、h₆ 为相应位置的风化壳厚度。为了计算方便, 把风化壳表面假想成一个理想的水平面, 则溶沟和石牙之间的相对高差最大值可达 4.35 m (C 点和 F 点之间)。

根据王世杰等(1999)对形成碳酸盐岩风化壳所需消耗原岩的估算, 平坝剖面下伏基岩酸不溶物含量为 0.63%, 因此形成 1 m 厚的残积土所需溶蚀原岩厚度为 78.86 m。如果风化壳的形成是碳酸盐岩原位残积风化(不存在风化产物由石牙向溶沟部位的侧向搬运加积)的结果, 那么溶沟 B 点比石牙 A 点剖面的风化原岩高: $(h_2 - h_1) \times H - (h_2 - h_1) = 175.19$ m, 式中, h₁ 和 h₂ 分别为 A 点和 B 点风化壳的厚度(m), H 为形成 1 m 厚的残积土所需溶蚀原

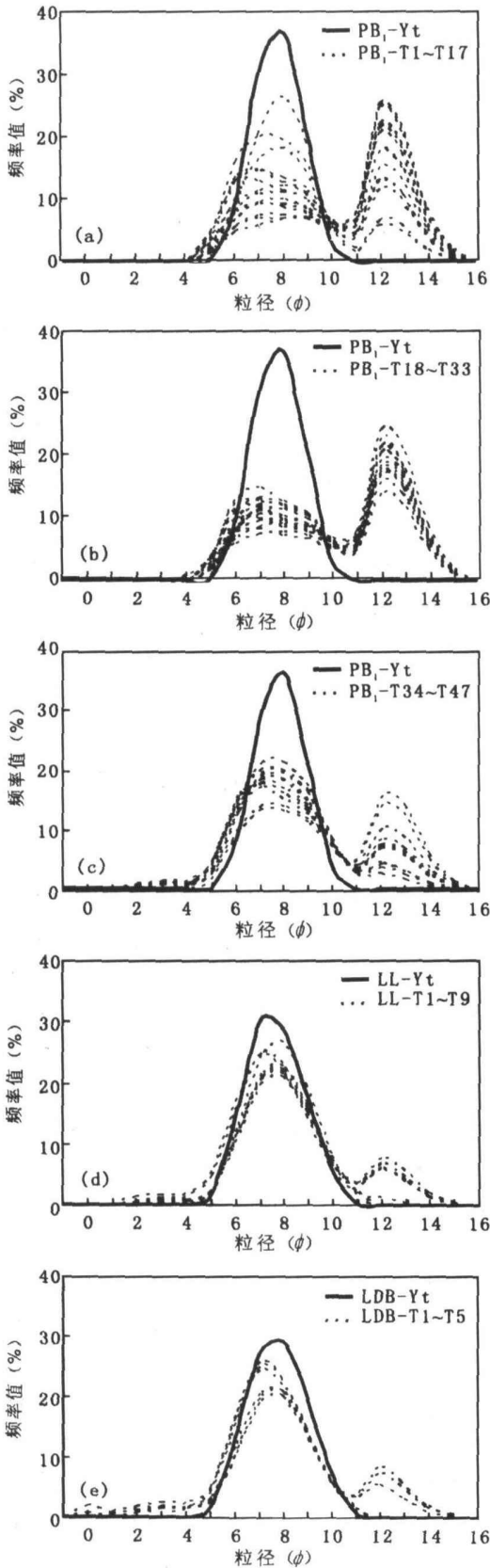


图3 3个碳酸盐岩风化剖面的粒度频率分布曲线

Fig 3 The grain size frequency distribution curves of three weathering profiles developed on carbonate rocks

(a)~(c)—平坝剖面(PB1);(d)—罗吏剖面(LL);(e)—龙洞堡剖面(LDB);PB1-Yt,LL-Yt,LDB-Yt为基岩酸不溶物;PB1-T1~T47,LL-T1~T9,LDB-T1~T5为风化壳样,样品自下而上顺次编号

(a)~(c)—Pingba profile (PB1);(d)—Luo li profile (LL);(e)—Longdongbao profile (LDB);PB1-Yt,LL-Yt and LDB-Yt stand for acidic insoluble residues of carbonates;PB1-T1~T47,LL-T1~T9 and LDB-T1~T5 stand for weathering crusts, and sample numbers are in order from bottom to top of weathering crusts

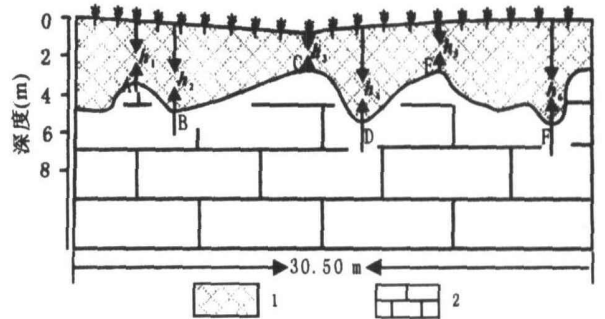


图4 平坝剖面宏观发育特征的实测示意图

Fig 4 The actual measurement map of field developed features at Pingba profile

1—风化壳;2—白云岩;A、C、E代表下伏基岩的石牙部位;B、D、F代表下伏基岩的溶沟部位;h1(3.95m)、h2(6.20m)、h3(2.85m)、h4(7.00m)、h5(2.95m)和h6(7.20m)分别代表不同部位的风化壳厚度

1—Weathering crust; 2—dolomite rock; A, C and E spots stand for stone teeth tops of underlying basement rock; B, D and F spots stand for solution grooves bottoms of underlying basement rock; h1 (3.95 m), h2(6.20 m), h3(2.85 m), h4(7.00 m), h5(2.95 m) and h6(7.20 m) stand for weathering crust thickness of different positions at Pingba profile respectively

岩厚度,为78.86m,下同。溶沟D点比石牙C点剖面的风化原岩高: $(h_4 - h_3) \times H - (h_4 - h_3) = 323.12\text{ m}$,溶沟F点比石牙E点剖面的风化原岩高: $(h_6 - h_5) \times H - (h_6 - h_5) = 330.91\text{ m}$,在水平方向仅30多

米的范围内,风化原岩的相对高差最高达300多米,而且母岩产状水平,如此之巨的原岩地形起伏难以想象。换言之,如果原岩表面平缓,在原位残积风化作用下,必将使溶沟部位的风化壳表面远远低于石牙部位的风化壳表面,形成起伏波动的地表形态。因此,较为合理的解释为,在碳酸盐岩红色风化壳形成过程中,受重力及地表径流作用,风化产物有从较高的石牙部位向溶沟搬运堆积,即削高填低的趋势。

3.2 微观地质证据

3.2.1 地球化学特征

岩石的化学风化强烈影响着主量元素的地球化学行为。在常态风化环境下,处于不同发育阶段的风

化壳, 元素的迁移系列是不同的, K、Na、Ca、Mg 是易迁移元素, 硅酸盐的 Si、P、Mn 是可迁移元素, Fe、Al、Ti 是惰性元素, 石英中的 Si 是不迁移元素(黄镇国等, 1996)。为了揭示碳酸盐岩风化壳的发育特征, 笔者选取了化学蚀变指数(CIA)(Nesbitt et al., 1982)、盐基总量淋滤系数(简称淋滤系数)和硅铝铁率(SD₂R₂O₃)(黄镇国等, 1996)等 3 个地球化学指标来进行定量表征(表 2)。对于 CIA 中 CaO* (硅酸盐相中的 CaO) 的计算方法, 本文采用 McLennan (1993) 的提议, 即由于在硅酸盐矿物中 CaO 与 Na₂O 通常以 1:1 的摩尔比存在, 在化学全分析结果中, 当 CaO 的摩尔数大于 Na₂O 时, mole CaO* = mole Na₂O, 而当 CaO 的摩尔数小于 Na₂O 时, mole CaO* = mole CaO。对于常态风化壳, 是一个年龄倒转的剖面, 即由风化前锋向上, 经历的风化历史越长, 风化强度也越高。随着风化程度逐渐增强, CIA

和淋滤系数呈增大的趋势, 而 SiO₂、R₂O₃ 逐渐降低, 前者指示脱盐基的强度, 后者表现为脱硅富铁铝化的强度。

PB₂LL 和 LDB 剖面的化学风化指标随深度的变化特征如图 5 所示。从图中可以看出, 无论是红色风化壳还是石灰土剖面, 具有如下共同特征: 由基岩层到风化壳底部, 化学风化指标均发生了突变, 说明风化前锋(即岩-土界面)是一个重要的地球化学作用场所, 在这一狭窄的界面上, 伴随着碳酸盐矿物的快速淋失, 残余酸不溶物开始了明显分解(Norrish et al., 1956; Khan, 1960; Wilke et al., 1984), 而且已经表现出脱硅富铁铝化的特征; 岩-土界面的风化梯度(指单位厚度的风化指标的变化)明显大于剖面主体的风化梯度, 说明相对岩-土界面而言, 风化壳的后期演化是一个缓慢而长期的过程。另外, 从基岩到岩粉层(图 5a), 主要表现为碳酸盐矿物粒间的溶

表 2 3 个碳酸盐岩风化剖面化学风化强度指标

Table 2 Chemical weathering intensity indices of three weathering profiles developed on carbonate rocks

样品号	深度(m)	CIA	SD ₂ R ₂ O ₃	淋滤系数	样品号	深度(cm)	CIA	SD ₂ R ₂ O ₃	淋滤系数
平坝剖面					PB ₂ -T10				
PB ₂ -T39	5.5	91.95	2.68	5.8	473	92.54	1.52	7.29	
PB ₂ -T38	18.5	92.27	2.8	6.54	PB ₂ -T9	483	92.99	1.49	7.23
PB ₂ -T37	46	92.66	1.9	7.1	PB ₂ -T8	493	92.54	1.49	6.9
PB ₂ -T36	86	91.66	1.4	6.81	PB ₂ -T7	503	91.75	1.46	6.3
PB ₂ -T35	126	89.36	1.12	5.15	PB ₂ -T6	513	92.25	1.43	6.78
PB ₂ -T34	156	90.43	0.5	5.65	PB ₂ -T5	523	90.69	1.61	6.0
PB ₂ -T33	176	91.1	1.3	6.76	PB ₂ -T4	533	88.92	1.39	5.16
PB ₂ -T32	201	92.77	1.52	7.56	PB ₂ -T3	544	84.87	1.69	3.44
PB ₂ -T31	231	91.91	1.4	6.4	PB ₂ -T2	554	90.15	1.4	5.17
PB ₂ -T30	261	92.47	1.36	7.06	PB ₂ -T1	559	86.18	1.78	3.67
PB ₂ -T29	291	91.13	1.51	6.18	PB ₂ -YFt	565	74.07	3.52	1.54
PB ₂ -T28	296	90.3	1.4	5.8	PB ₂ -Yt	570	73.78	3.4	1.6
罗吏剖面					LL-T9				
PB ₂ -T27	298	91.31	1.38	6.88	5	83.81	5.7	3.76	
PB ₂ -T26	308	91.75	1.47	6.64	LL-T8	15	84.46	5.45	3.99
PB ₂ -T25	318	91.98	1.51	7.0	LL-T7	35	84.7	3.18	3.77
PB ₂ -T24	328	91.99	1.58	7.04	LL-T6	45	85.51	2.89	4.07
PB ₂ -T23	338	91.4	1.62	5.85	LL-T5	55	83.63	3.36	3.43
PB ₂ -T22	348	93.13	1.49	8.31	LL-T4	65	82.2	3.68	3.16
PB ₂ -T21	358	91.3	1.52	6.7	LL-T3	75	82.81	3.4	3.23
PB ₂ -T20	368	90.92	1.5	5.9	LL-T2	85	82.37	3.29	3.24
PB ₂ -T19	383	91.95	1.44	7.08	LL-T1	95	79.72	3.43	2.66
PB ₂ -T18	393	91.38	1.42	6.34	LL-Yt	100	68.57	7.16	1.6
龙洞堡剖面					LDB-T5				
PB ₂ -T17	403	90.27	1.55	6.13	5	83.38	6.49	3.94	
PB ₂ -T16	413	91.55	1.39	6.89	LDB-T4	15	85.78	5.29	4.52
PB ₂ -T15	423	91.98	1.44	6.44	LDB-T3	20	86.46	2.61	4.27
PB ₂ -T14	433	92.92	1.41	7.82	LDB-T2	25	84.93	2.81	3.85
PB ₂ -T13	443	93.68	1.32	9.01	LDB-T1	30	80.99	3.27	3.02
PB ₂ -T12	453	93.18	1.61	8.21	LDB-Yt	35	74.56	4.89	2.24
PB ₂ -T11	463	92.86	1.24	8.23					

注: -Yt 为基岩酸不溶物, -YFt 为岩粉层酸不溶物, 其余为风化壳样品; 化学蚀变指数 CIA = [Al₂O₃ (Al₂O₃ + K₂O + CaO* + Na₂O)] × 100, 硅铝铁率 SD₂R₂O₃ = SiO₂ (Al₂O₃ + Fe₂O₃), 淋滤系数 = Al₂O₃ (K₂O + CaO + Na₂O + MgO), 以上比值均为摩尔比, CaO* 为硅酸盐相中的 CaO。

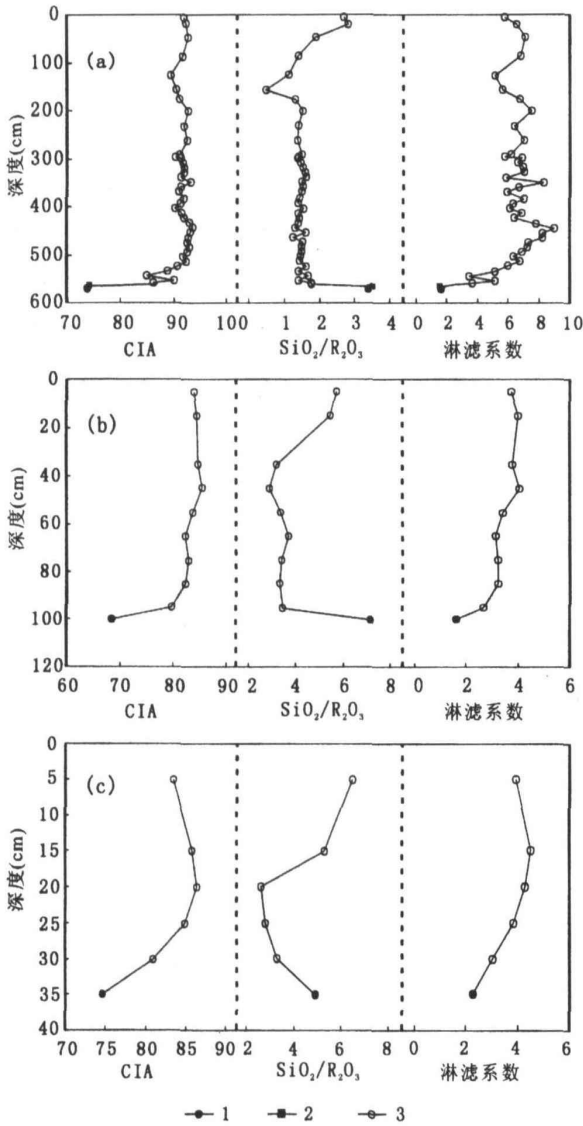


图 5 3 个碳酸盐岩风化剖面化学风化强度指标随深度的变化

Fig 5 Variation of chemical weathering intensity indices with the depth at three weathering profiles developed on carbonate rocks

(a) — 平坝剖面 (PB₂); (b) — 罗吏剖面 (LL); (c) — 龙洞堡剖面 (LDB); 1 — 基岩酸不溶物; 2 — 岩粉层酸不溶物; 3 — 风化壳
 (a) — Pingba profile (PB₂); (b) — Luoli profile (LL); (c) — Longdongbao profile (LDB); 1 — acidic insoluble residues of carbonate rocks; 2 — acidic insoluble residues of carbonatite powder bed; 3 — weathering crusts

蚀, 残余酸不溶物没有明显的变化。整体上, PB₂ 剖面 CIA 和淋滤系数明显大于 LL 和 LDB 剖面, 而 SiO_2/R_2O_3 小于后者, 指示了剖面深厚的红色风化壳发育程度显著强于剖面浅薄的石灰土。其中 PB₂ 剖面大多数样品的 CIA 值大于 90, 最高可达 93.68, 达到高级风化阶段, LL 和 LDB 剖面的 CIA 值主要

分布在 80~86 之间, 指示了红色风化壳比石灰土经历了更长的风化历史。

两个石灰土剖面 (图 5b, c), 均体现出常态风化壳的发育特征。LL 剖面从底部至 45 cm 深度, LDB 剖面从底部至 20 cm 深度, 随着风化程度逐渐增强, CIA、 SiO_2/R_2O_3 、淋滤系数等指标表现出正常的演化趋势, 即 CIA、淋滤系数逐渐增大, SiO_2/R_2O_3 逐渐减小。而在此深度以上至地表, 上述指标呈现出反向变化的“倒置”现象, 这是由于风化壳表层受地表水下渗过程中机械淋溶淀积作用的结果, 在曲线的拐点处为淀积层。石英和长石类等残余碎屑矿物作为骨架, 含铝、铁等次生粘土矿物及氧化物在流体介质作用下, 沿碎屑孔隙、裂隙向下迁移, 从而导致 SiO_2/R_2O_3 增大, CIA 和淋滤系数呈现减小的趋势。风化壳 (包括土壤) 的淋淀作用是自然界普遍存在的一种现象。

对于红色风化壳的 PB₂ 剖面, SiO_2/R_2O_3 值从岩-土界面直到 156 cm 左右的拐点深度以下, 未表现出明显的变化趋势, 基本保持稳定, 说明脱硅过程在风化前锋基本完成, 风化壳的后期演化对硅的淋失没有明显影响。在此拐点深度以上直到地表, SiO_2/R_2O_3 值迅速增大, 主要是机械淋溶淀积作用的结果, 使碎屑石英在表层相对富集。而 CIA 和淋滤系数在剖面上的表现特征为: 从岩-土界面向上至约 440 cm 深度, 除个别样品外, 呈逐渐增大的变化趋势, 表现为常态风化壳的发育特征; 在此深度以上的部分, 作为剖面的主体, 上述指标呈锯齿状波动, 尤其淋溶系数表现更为强烈, 随深度变化未显示出明显的变化趋势。只是在表层的 1m 深度左右范围内, 自下而上, 上述指标表现出由增大到减小的变化过程, 似乎体现了常态风化壳的发育特征 (包括受机械淋溶作用形成的“倒置”)。而其拐点深度 (约 50 cm) 与 SiO_2/R_2O_3 值所指示的拐点深度的差异, 可能与风化壳的发育程度有关。在强烈风化的红色风化壳中, 作为盐基离子载体的长石类碎屑矿物已风化殆尽, 次生粘土矿物沿碎屑石英为主的粒间孔隙的淋溶淀积作用, 可能是导致 SiO_2/R_2O_3 与之变化不同步的原因。

对于发育于均一母岩的原位残积风化壳, 风化强度指标在剖面上对正常演化趋势的偏离一般认为是地下水对风化壳后期改造的结果, 通常表现为盐基离子对风化壳的交代, 尤其是钾的交代 (Kronberg et al, 1987; Rainbird et al, 1990; Fedo et al, 1995; Panahi et al, 2000)。为了证实导致 CIA 和淋溶系数

等化学风化强指标在剖面上的锯齿状波动是否与盐基离子的交代有关, 笔者利用主量元素质量迁移系数进行了验证。在风化过程中, 某种元素的绝对淋失或积累可以通过质量平衡的方法进行计算。根据 Brim hall 等(1987) 对一个原位风化残积剖面的研究, 某元素 j 在残积层的质量迁移系数 $\tau_{j,w}$ 可定义为:

$$\tau_{j,w} = (C_{j,w} / C_{j,p}) / (C_{i,w} / C_{i,p}) - 1$$

式中, $C_{j,w}$ 为风化残积层 j 元素浓度; $C_{j,p}$ 为 j 元素在基岩中的浓度; $C_{i,w}$ 和 $C_{i,p}$ 分别为不活化元素 i (参比元素) 在风化层和基岩中的浓度。 $\tau_{j,w} > 0$, 说明元素 j 在取样点相对于原岩和不活化性元素 i 产生了富集或者有该元素的带入; $\tau_{j,w} = 0$, 说明该元素和参比元素 i 具有相同的地球化学行为, 没有发生淋失和富集; $\tau_{j,w} < 0$, 表示该元素在取样点相对于参比元素 i 遭受了淋失, 当 $\tau_{j,w} = -1$ 时, 表明该元素已经完全淋失。运用上式进行质量平衡计算需要满足两个前提条件: 一是风化母岩与下伏基岩基本相同, 二是不活化元素 i 为真正惰性元素。

关于第一个条件, 在上文中已对研究剖面进行了论证并得到满足。另外, 由于 Ti 在风化过程中表现出强烈的惰性 (Brim hall et al, 1988, 1991; Egli et al, 2000), 因此以 Ti 作为参比元素。考虑到碳酸盐岩酸不溶物含量极低, 基岩的化学全分析对硅酸盐

部分的测定结果可能会带来一定误差, 所以以岩-土界面的第一个风化壳样品来代替基岩, 作为质量平衡计算的基准。PB₂-LL 和 LDB 剖面盐基离子质量迁移系数见图 6。图 6a~ c 中的参比样品分别为 PB₂-T1、LL-T1 和 LDB-T1。PB₂ 剖面除了惟一一个样品 K₂O 的 $\tau_{j,w} > 0$ 外, 盐基离子在风化壳中均显示出显著淋失状态; LL 和 LDB 剖面整体上也表现出盐基离子一定的淋失, 至于 LDB 剖面中 Na₂O 呈现的微弱富集, 可能是分析误差的结果。

总之, 从平坝剖面 and 两个对比剖面的盐基离子质量迁移系数分析结果可以断定, 上述风化壳基本未受地下水后期改造的影响, 引起化学风化指标在平坝剖面中的锯齿状波动决不是交代作用的结果。一种可能的原因就是不同风化程度的残积物从石牙向相邻溶沟的不断搬运堆积所致。

3.2.2 粒度分布特征

风化壳的发育是母岩中的矿物和岩屑在物理、化学风化作用下, 颗粒机械破碎以及原生矿物分解向以粘土矿物为主的次生矿物转变而导致粒度逐渐变细的过程。一定程度上, 粘粒含量的高低指示了风化壳发育程度的强弱 (White et al, 1996; Ducbux et al, 2002), 粘粒含量愈高, 风化程度愈强。PB₁、LL 和 LDB 剖面的粘粒含量 (< 2 μm) 随深度的变化见图 7。LL 和 LDB 剖面的粘粒含量变化曲线 (图

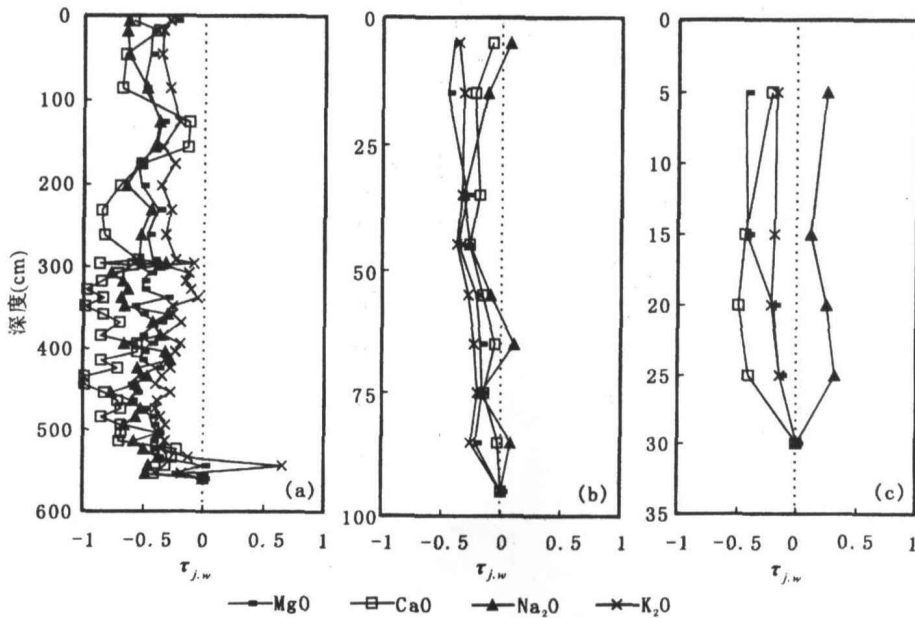


图 6 3 个碳酸盐岩风化剖面盐基离子的质量迁移系数

Fig. 6 The mass migration coefficients of salty base ions at three weathering profiles developed on carbonate rocks

(a)—平坝剖面 (PB₂); (b)—罗吏剖面 (LL); (c)—龙洞堡剖面 (LDB)

(a)—Pingba profile (PB₂); (b)—Luoli profile (LL); (c)—Longdongbao profile (LDB)

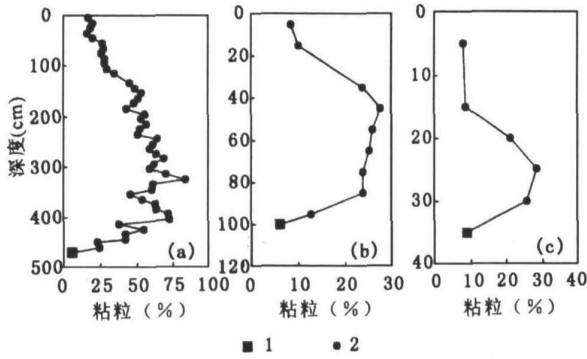


图 7 3个碳酸盐岩风化剖面粘粒含量随深度的变化

Fig. 7 Variation of clay content with the depth at three weathering profiles developed on carbonate rocks
 (a)—平坝剖面 (PB₁); (b)—罗吏剖面 (LL); (c)—龙洞堡剖面 (LDB); 1—基岩酸不溶物, 2—风化壳
 (a)—Pingba profile (PB₁); (b)—Luoli profile (LL); (c)—Longdongbao profile (LDB); 1—acidic insoluble residues of carbonate rocks, 2—weathering crusts

7b、c)体现了常态风化壳的发育特征: 剖面由底部向上随着风化程度增强, 粘粒含量逐渐增大; 受地表机械淋溶淀积作用的影响, 在剖面上部一定深度范围内, 粘粒含量呈现出反向变化的“倒置”现象, 这与化学风化指标所反映的结果是一致的(图 5b、c)。而 PB₁ 剖面的粘粒含量在剖面上的表现特征为: 剖面

由底部向上至约 430 cm 深度, 风化层呈正向演化的特征, 即粘粒含量呈逐渐增大的趋势; 而在此深度向上, 粘粒含量表现为强烈的波动; 在剖面上部由于粘粒的机械淋溶作用导致粘粒含量的“倒置”。尽管 PB₂ 与 PB₁ 剖面的样品不对应, 但仍然反映出与图 5a 相似的变化特征。

平坝剖面与罗吏剖面和龙洞堡剖面等对比剖面的粘粒含量随深度变化的差异性, 也指示了平坝红色风化壳剖面在形成过程中, 存在有不同发育程度的风化残积物的搬运堆积, 从而导致粘粒含量在剖面上的强烈波动。

3.2.3 矿物学特征

风化过程中, 不稳定的原生矿物分解形成表生较为稳定的次生粘土矿物及其(氢)氧化物, 粘土矿物又从 2:1 型逐渐向 1:1 型转变, 直至达到铝土矿化的高级阶段, 而稳定的碎屑矿物(如石英、锆石等)则残余富集起来。

PB₂ 剖面的矿物组成随深度的变化特征见图 8。从基岩酸不溶物(剖面底部的第一个样品点) 随剖面向上, 各矿物成分表现出强烈的波动, 比化学风化指标的指示(图 5a)更为复杂, 一方面说明在表生环境下矿物相的转变远非像元素地球化学迁移的行为那样简单, 另一方面也可能指示了在风化剖面形成过

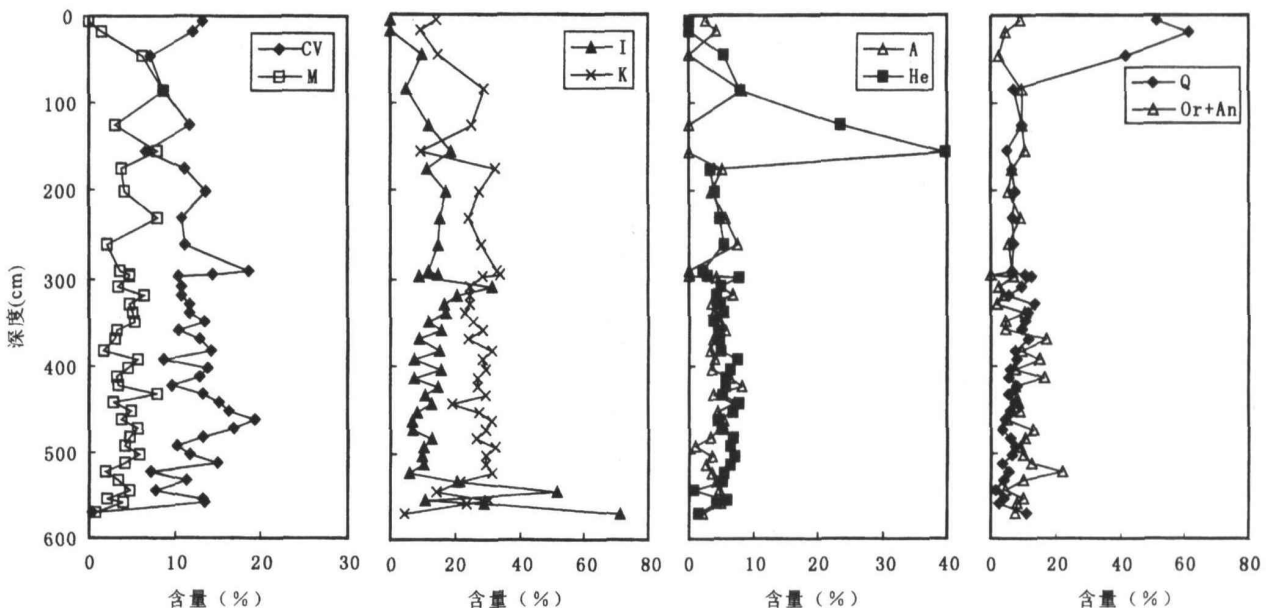


图 8 平坝剖面(PB₂) 矿物组成随深度的变化

Fig. 8 Variation of mineral composition with the depth at Pingba profile (PB₂) developed on dolomite rock
 CV—绿泥石+蛭石; M—蒙脱石; I—伊利石; K—高岭石; A—锐钛矿; He—赤铁矿; Q—石英; Or+An—正长石+斜长石

CV—chlorite+vermiculite; M—montmorillonite; I—illite; K—kaolinite; A—anatase;

He—hematite; Q—quartz; Or+An—orthoclase+plagioclase

程中有不同风化程度的残积物的搬运堆积。关于对比剖面 LL 和 LDB, 只进行了矿物学的定性分析, 表现特征为: 两剖面的下部均有碳酸盐矿物的残留, LL 剖面上部开始有高岭石出现, LDB 剖面的上部开始有三水铝石和高岭石的出现, 基岩酸不溶物中的矿物成分在风化壳中仍然残存。这些特征一方面说明风化壳的发育程度较低, 另一方面也表现了常态风化壳的演化趋势。

综上所述, 宏观和微观地质证据及剖面的对比研究证明, 作为碳酸盐岩红色风化壳的平坝剖面, 其溶沟部位的厚层红色风化壳的形成, 有来自相邻石牙部位不同发育程度的风化残积物的搬运堆积, 导致剖面上风化指标呈现出锯齿状波动的特征。笔者对数十个碳酸盐岩厚层红色风化壳(采样位置在溶沟部位)进行了粒度分析, 结果均显示出粘粒含量在剖面上的波动(数据未发表)。本项研究结果表明, 微地域搬运应该是碳酸盐岩红色风化壳, 尤其是厚层红色风化壳形成过程的一种方式, 也是导致各风化指标在剖面上出现锯齿状波动的直接原因。

4 碳酸盐岩红色风化壳的形成过程

从上述讨论可知, 位于溶沟的红色风化壳, 从岩-土界面向上的一定深度范围内, 呈现出常态风化壳的发育特征, 如 CIA、淋溶系数、粘粒含量的逐渐增大, 为溶沟部位的风化前锋不断向下拓展形成的原位残积风化物; 在此深度以上的风化剖面形成于以下过程。随着沿溶沟优先溶蚀的差异风化作用, 溶沟部位的风化壳表面越来越低于相邻石牙部位的风化壳表面, 重力势能逐渐增大, 在重力以及水流作用下, 不同风化程度的残积物不断由较高的石牙向地势较低的溶沟搬运堆积。其堆积过程并非是混合均一的过程(李德文等, 2002), 而是不同风化程度残积物的叠加。这种堆积过程直至达到重力平衡为止, 即溶沟和石牙部位的风化壳具有相同的高度。微地域搬运的结果导致风化强度指标在剖面上呈现锯齿状的波动; 当风化壳发育深厚时, 风化流体的下渗作用过程将变得非常缓慢, 导致风化前锋向下拓展的速度降低, 从而使平衡剖面可以保持较长的时间。在此过程中, 对平衡剖面的改造(再风化), 遵从常态风化壳的发育规律, 即由表及里逐渐地进行。因此, 在遭受后期改造强烈的剖面顶部的一定深度范围内, 逐渐呈现出常态风化壳的发育特征, 而受地表水机械淋溶作用的影响, 也会削弱风化指标的指示效果。

碳酸盐岩红色风化壳的形成过程如图 9 所示。

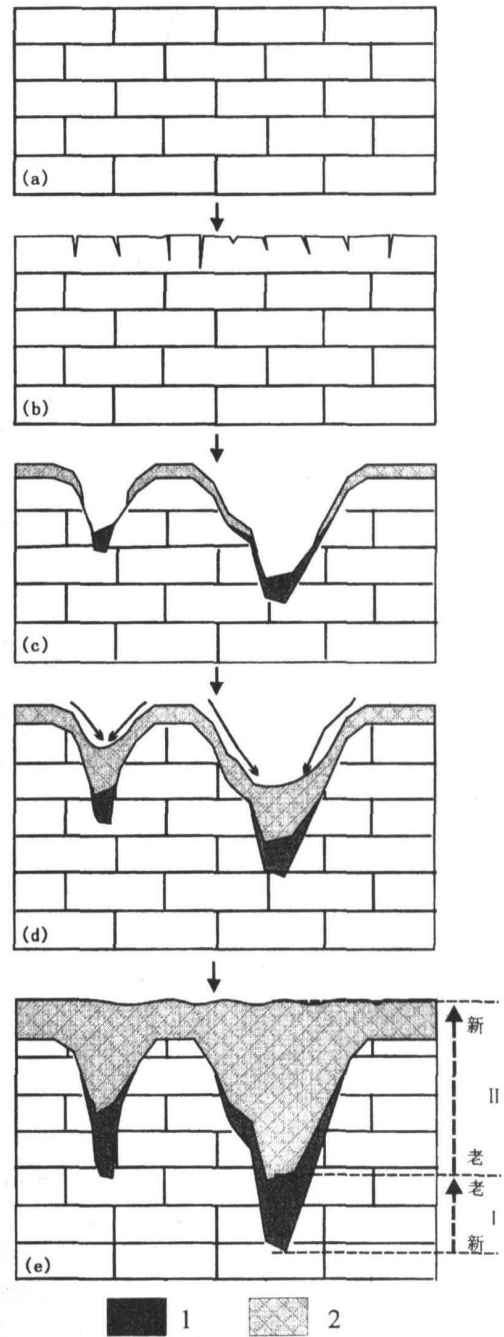


图 9 碳酸盐岩红色风化壳形成过程示意图

Fig 9 The sketch map of formation process of red

w weathering crusts developed on carbonate rocks

(a)—新鲜基岩; (b)—含不均一裂隙、破碎带的碳酸盐岩; (c)—差异溶蚀作用形成的风化剖面; (d)—微地域搬运过程; (e)—重力平衡剖面; 1—原位风化残积物; 2—堆积物(溶沟上)和原位风化残积物(石牙上)

(a)—Fresh carbonate rocks; (b)—carbonate rocks with inhomogeneous fissures and fractured zones; (c)—weathering profile being from differential erosion; (d)—micro-area transportation of weathering residues; (e)—gravity balance profile; 1—in-situ weathering residues; 2—accumulation deposits (above the solution grooves) and in-situ weathering residues (above the stone teeth)

碳酸盐岩新鲜基岩(图9a)受构造应力及机械破坏,在岩石表面形成不均一分布的裂隙、破碎带(图9b)沿构造脆弱部位优先溶蚀的差异风化作用下,形成下伏基岩面及风化壳表面同步起伏的波状分布,风化壳为依次向下塌陷的原位风化残积物(图9c)在重力及水流作用下,处于地势较高的石牙部位的风化残积物逐渐向溶沟部位搬运堆积,而溶沟部位的风化前锋也不断向下拓展,从而使风化壳增厚(图9d)达到重力平衡时(即溶沟和石牙部位的风化壳具有相同的高度),风化残积物的微地域搬运暂时中止,形成表面平缓、厚度不一的红色风化壳剖面,与基岩面呈现镜像互补关系(图9e)。当风化剖面的重力平衡被破坏后,将开始新一轮的微地域搬运过程。关于风化剖面的年代序列,根据风化壳的形成过程可以判断,从风化前锋到原位残积风化层顶,即图9e区,风化壳年龄由新到老;从原位残积风化层顶到风化壳表面,为搬运堆积层,即图9e区,风化壳年龄由老到新。Liu Xiuming等(2004)对碳酸盐岩红色风化壳的次生石英裂变径迹断代研究表明,平坝剖面(PB₁)的PB₁-T45、PB₁-T40和PB₁-T35等3个样品(样品点为本研究剖面的堆积层内)的次生石英裂变径迹年代分别为 $1.72 \pm 0.51 \text{ Ma}$ 、 $16.26 \pm 2.45 \text{ Ma}$ 、 $25.18 \pm 2.94 \text{ Ma}$,即从上到下,年龄值呈现出逐渐增大的规律性,从年代地层学角度给予了本研究证据支持。

5 结论

通过对碳酸盐岩红色风化壳——平坝剖面的宏观地质、地球化学、粒度分析和矿物学的研究,并以邻近的两个石灰土剖面作对比,取得了以下认识:

微地域搬运是碳酸盐岩红色风化壳尤其是厚层红色风化壳形成过程的一种方式。溶沟部位的风化壳,从风化前锋向上的一定深度范围内,为原位残积风化的产物(残积层);在此深度以上的部分,为从地势较高的相邻石牙部位不同风化程度的残积物的搬运堆积(堆积层),也是导致风化指标随深度呈锯齿状波动的直接原因。后者一般组成剖面的主体。

风化壳的年代地层学表现为,在残积层,从风化前锋向上,风化年龄由新到老;在堆积层,从下到上,风化年龄由老到新。与常态风化壳的年代序列表现出截然的差异。

风化前锋是一个重要的地球化学作用场所,在这一狭窄的界面上,伴随碳酸盐矿物的快速淋失,残余酸不溶物开始了明显分解。而风化壳的后期演化

是一个缓慢而长期的过程。

达到重力平衡的剖面(即风化壳表面平缓、不发生微地域搬运的剖面),在由表及里的风化作用下,从地表向下的一定深度范围内,逐渐改造为常态风化壳的发育特征。

参 考 文 献

- 陈世益. 1994. 黎塘碳酸盐岩红土风化壳形成的地球化学过程演绎. 广西地质, 7(4): 13~19
- 冯金良, 崔之久, 朱立平. 2002. 高海拔山地碳酸盐岩风化壳的发育特征及其地貌意义. 中国岩溶, 21(4): 239~244
- 冯志刚, 王世杰, 刘秀明, 等. 2003. 碳酸盐岩风化壳母岩的不均一性——来自粒度分析的证据. 成都理工大学学报(自然科学版), 30(6): 635~643
- 冯志刚, 王世杰, 孙承兴, 等. 2004. 黔北新蒲红色风化壳剖面的粒度分布特征——兼论岩溶区上覆土层的物质来源. 地质科学, 39(3): 440~451
- 贵州省土壤普查办公室. 1994. 贵州省土壤. 贵阳: 贵州科学技术出版社, 1~554
- 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿, 等. 1996. 中国南方红色风化壳. 北京: 海洋出版社, 1~165
- 李德文, 崔之久, 刘耕年, 等. 2001. 岩溶风化壳形成演化及其循环意义. 中国岩溶, 20(3): 183~188
- 李德文, 崔之久, 刘耕年. 2002. 湘桂黔滇藏红色岩溶风化壳的发育模式. 地理学报, 57(3): 293~300
- 李景阳, 朱立军, 梁风. 2001. 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. 水文地质工程地质, (5): 7~11, 16
- 李文达, 王文斌, 程忠富, 等. 1995. 华南红土化作用地球化学及红土型金矿形成的可能性. 北京: 地质出版社, 1~76
- 廖玉玲, 毕庆涛, 姜国萍, 等. 2005. 碳酸盐岩地表岩溶与红粘土. 地球与环境, 33(4): 13~19
- 林进也, 朱立军. 1997. 贵州岩溶地区红土的地球化学特征及其意义. 贵州工业大学学报, 26(2): 31~36
- 刘翼锋. 1990. 论黔北铝土矿的古喀斯特—红土型成因. 地质学报, (3): 238~247
- 孙承兴, 王世杰, 周德全, 等. 2002. 碳酸盐岩差异性风化壳特征及其对石漠化形成的影响. 矿物学报, 22(4): 308~314
- 王世杰, 季宏兵, 欧阳自远, 等. 1999. 碳酸盐岩风化壳土作用的初步研究. 中国科学(D辑), 29(5): 441~449
- 韦启藩, 陈鸿昭, 吴志东, 等. 1983. 广西弄岗自然保护区石灰土的地球化学特征. 土壤学报, 20(1): 30~42
- 吴澄宇, 黄典豪, 郭中勋. 1989. 江西龙南地区花岗岩风化壳中稀土元素的地球化学研究. 地质学报, (4): 149~162
- 赵斌军, 文启孝. 1988. 石灰性母质对土壤腐殖质组成和性质的影响. 土壤学报, 25(3): 243~250
- Ahmad N., Jones R L., Beavers A H. 1966. Genesis, mineralogy of west Indian soils: I Bauxitic soils of Jamaica. Proc. Soil Sci. Soc. Am., 30: 719~722
- Ahmad N., Jones R L. 1969. Genesis, chemical properties and mineralogy of limestone-derived soils, Barbados, west Indies. Trop. Agric., 46: 1~15
- Brinhal G H., Dietrich W E. 1987. Constitutive mass balance relations between chemical composition, volume, density, porosity, and strain in metasomatic hydrochemical systems.

- results on weathering and pedogenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51: 567~ 587.
- Brimhall G H, Lewis C J, Ague J J, et al. 1988. Metal enrichment in bauxites by deposition of chemically mature Aeolian dust. *Nature*, 333: 819~ 824.
- Brimhall G H, Chadwick O A, Lewis C J, et al. 1991. Deformation mass transport and invasive processes in soil evolution. *Science*, 255: 695~ 702.
- Bronger A, Enslin J, Gutlich P, et al. 1983. Rubification of terrae rossae in Slovakia: a Mosbauer effect study. *Clays and Clay Minerals*, 31: 269~ 276.
- Chen Shiyi. 1994. Deduction of geochemical forming process of carbonate laterite weathering crust at Litang in Guangxi. *Guangxi Geology*, 7(4): 13~ 19 (in Chinese with English abstract).
- Clarke O M. 1966. The formation of bauxite on karst topography in Eufaula district, Alabama and Jamaica. *Econ. Geol.*, 61: 903~ 916.
- Ducoux J, Guero Y, Sardini P, et al. 2002. Xerolysis: a hypothetical process of clay particles weathering under Sahelian climate. *Geoderma*, 105: 93~ 110.
- Egli M, Fitz P. 2000. Formulation of pedologic mass balance based on immobile elements: a revision. *Soil Science*, 165: 437~ 443.
- Fedo C M, Nesbitt H W, Young G M. 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance. *Geology*, 23(10): 921~ 924.
- Feng Jinliang, Cui Zhijiu, Zhu L pin. 2002. The developing features and the geomorphic significance of carbonate rocks weathering crust on high mountains. *Carsologica Sinica*, 21(4): 239~ 244 (in Chinese with English abstract).
- Feng Zhigang, Wang Shijie, Liu Xiuming, et al. 2003. The inhomogeneity of the basement carbonate rock developing weathering crust: The evidence from grain size analysis. *Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition)*, 30(6): 635~ 643 (in Chinese with English abstract).
- Feng Zhigang, Wang Shijie, Sun Chengxing, et al. 2004. Grain size distribution characters of the red weathering crust at Xinputu, North Guizhou: Discussion on provenance of overlying weathering crusts in karst areas. *Scientia Geologica Sinica*, 39(3): 440~ 451 (in Chinese with English abstract).
- Huang Zhengguo, Zhang Weiqiang, Chen Junhong, et al. 1996. Red weathering crusts in Southern China. Beijing: Ocean Press, 1~ 165 (in Chinese).
- Ishording W C. 1978. Mineralogical and physical properties of Gulf Coast limestone soils. *Trans. - Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.*, 28: 201~ 214.
- Ji Hongbing, Wang Shijie, Ouyang Ziyuan, et al. 2004. Geochemistry of red residual underlying dolomites in karst terrains of Yunnan-Guizhou Plateau I: The formation of the Pingba profile. *Chemical Geology*, 203: 1~ 27.
- Khan D H. 1960. Clay mineral distribution in some Rendzinas, Red-brown Soils and Terra Rossas on limestones of different geological ages. *Soil Sci.*, 90: 312~ 319.
- Kronberg K I, Nesbitt H W, Fyfe W S. 1987. Mobilities of alkalis, alkaline earths and halogens during weathering. *Chem. Geol.*, 60: 41~ 49.
- Li Dewen, Cui Zhijiu, Liu Gengnian, et al. 2001. Formation and evolution of karst weathering crust on limestone and its cyclic significance. *Carsologica Sinica*, 20(3): 183~ 188 (in Chinese with English abstract).
- Li Dewen, Cui Zhijiu, Liu Gengnian. 2002. A development model of red weathering crust on limestones: An example from Hunan, Guangxi, Guizhou, Yunnan and Tibet. *Acta Geographica Sinica*, 57(3): 293~ 300 (in Chinese with English abstract).
- Li Jingyang, Zhu Lijun, Liang Feng. 2001. Main characteristics and genesis discuss of red weathering crusts developed on carbonate rocks: A case from typical section in Guizhou Province. *Hydrological Geology & Engineering Geology*, (5): 7~ 11, 16 (in Chinese with English abstract).
- Li Wendu, Wang Wenbin, Cheng Zhongfu, et al. 1995. Laterization geochemistry and possibility of forming laterite gold deposit in Southern China. Beijing: Geological Publishing House, 1~ 76 (in Chinese).
- Liao Yiling, Bi Qingtao, Jiang Guoping, et al. 2005. Karst and red clay on the surface of carbonate terrane. *Earth and Environment*, 33(4): 13~ 19 (in Chinese with English abstract).
- Lin Jinye, Zhu Lijun. 1997. Geochemical features and evolution of laterite in karst areas of Guizhou. *Journal of Guizhou University of Technology*, 26(2): 31~ 36 (in Chinese with English abstract).
- Liu Xiuming, Wang Shijie, Zhang Feng. 2004. Fission track dating of authigenic quartz in red weathering crusts of carbonate rocks in Guizhou Province. *Acta Geologica Sinica (English Edition)*, 78(5): 1136~ 1142.
- Liu Xunfeng. 1990. Palaeokarst-lateritic origin of bauxite in Northern Guizhou. *Acta Geologica Sinica*, (3): 238~ 247 (in Chinese with English abstract).
- McLennan S M. 1993. Weathering and global denudation. *Journal of Geology*, 101: 295~ 303.
- Moukarka A, O'Brien F, Coey M D. 1991. Development of magnetic soil from ferrodolomite. *Geophysical Research Letters*, 18(11): 2043~ 2046.
- Nesbitt H W, Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutite. *Nature*, 299: 715~ 717.
- Norrish K, Rogers L E R. 1956. The mineralogy of some Terra Rossas and Redzinas of South Australia. *J. Soil Sci.*, 7: 294~ 301.
- Panahi A, Young G M, Rainbird R H. 2000. Behavior of major and trace elements (including REE) during Paleoproterozoic pedogenesis and diagenetic alteration of an Archean granite near Ville Marie, Quebec, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64(13): 2199~ 2220.
- Plaster R W, Sherwood W C. 1971. Bedrock weathering and residual soil formation in central Virginia. *Geological Society of America Bulletin*, 82: 2813~ 2826.
- Rainbird R H, Nesbitt H W, Donaldson J A. 1990. Formation and diagenesis of a sub-Huronian saprolite: Comparison with a modern weathering profile. *Journal of Geology*, 98: 801~ 822.
- Sahu B K. 1964. Depositional mechanism from the size analysis of clastic sediments. *Jour. Sed. Petrology*, 34: 73~ 84.
- Soil Survey Office in Guizhou. 1994. Soil of Guizhou Province. Guiyang: The Scientific and Technological Publishing House, 1~ 554 (in Chinese).
- Sun Chengxing, Wang Shijie, Zhou Dequan, et al. 2002. Differential weathering and pedogenetic characteristics of carbonate rocks and

- their effect on the development of rock desertification in karst regions *Acta Mineralogica Sinica*, 22(4): 308~ 314 (in Chinese with English abstract).
- Trudgill S 1985 *Limestone Geomorphology*. London: Longman Group Limited. 26~ 52
- V isser G S 1969. Grain size distribution and depositional processes *Journal of Sedimentary Petrology*, 39: 1074
- Wang Shijie, Feng Zhigang 2004. Heterogeneity of parent rocks and its constrains on application of geochemical parameters in weathering crusts of carbonate rocks *Acta Geologica Sinica* (English Edition), 78(5): 1143~ 1153
- Wang Shijie, Ji Hongbing, Ouyang Ziyuan, et al 1999. Preliminary study on weathering and pedogenesis of carbonate rock. *Science in China (series D)*, 42(6): 572~ 581.
- Wei Qifan, Chen Hongzhao, Wu Zhidong, et al 1983. The geochemical characteristics of limestone soil in Nonggang area, Guangxi *Acta Pedologica Sinica*, 20(1): 30~ 42 (in Chinese with English abstract).
- White F, Blum E, Schulz S, et al 1996. Chemical weathering rates of a soil chronosequence on granitic alluvium: . Quantification of mineralogical and surface area changes and calculation of primary silicate reaction rates *Geochim. Cosmochim. Acta*, 60(14): 2533~ 2550
- Wilke B M, Mishra V K, Rehfuss K E 1984. Clay mineralogy of a soil sequence in slope deposits derived from Hauptdolomit (dolomite) in the Bavarian. *Geoderma*, 32: 103~ 116.
- Wu Chengyu, Huang Dianhao, Guo Zhongxun. 1989. Regeochemistry in the weathering process of granites in Longnan County, Jiangxi Province. *Acta Geologica Sinica*, (4): 149~ 162 (in Chinese with English abstract).
- Zhao Binjun, Wen Qixiao. 1988. Effect of calcareous parent materials on the composition characteristics of soil humus *Acta Pedologica Sinica*, 25(3): 243~ 250 (in Chinese with English abstract).

Micro-Area Transportation of Residues: A Style of Forming the Red Weathering Crusts of Carbonate Rocks

FENG Zhigang¹⁾, WANG Shijie²⁾, LU Xiuming²⁾, LUO Weijun²⁾

1) School of Architecture, Resource & Environment Engineering, Nanhua University, Hengyang, Hunan, 421001;

2) The State Key Laboratory of Geochemistry, Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang, 550002

Abstract

Owing to differential erosion, the red weathering crusts of carbonate rocks usually show special profile structures that are characteristic of thick-bedded, intensely weathered profiles and strongly undulate basement rock surface (i.e. alternate distribution of solution grooves and stone teeth). In this work a typical red weathering crust of dolomite rock (i.e. Pingba profile) is selected in a karst terrace in Guizhou Province, China. Via field geology, geochemistry, mineralogy, grain size analyses, and in comparison with two neighboring limestone soils (i.e. Luoli profile and Longdongbao profile) as well, we discussed the formation process of the red weathering crusts of carbonate rocks, and demonstrated that micro-area transportation of acid-insoluble residues of carbonate rocks is a style of forming the red weathering crusts, especially the thick-bedded those of carbonate rocks. The weathering crusts at solution grooves, at the scope of the depth upwards from weathering front, are in-situ weathering residues (i.e. residual layers); over this depth upwards, are accumulated deposits of different weathering intensity (i.e. accumulation layers) from upper adjacent stone teeth situation by micro-area transportation. This process is a direct cause leading to intense undulation of weathering indices with the depth. The latter generally compose the principal part of the profiles. At solution grooves, the chronostratigraphy of the red weathering crusts of carbonate rocks shows that, at residual layers, upwards from weathering front, the weathering age is from new to old; at accumulation layers, from bottom to top, the weathering age is from old to new. The weathering front is a main place of geochemical reaction, and at this limited-thick interface, with quick dissolution of carbonates, acid-insoluble residues begin to obviously decompose. However, ensuing evolution of weathering crusts is very slow. When they are up to gravity balance (i.e. flat surface and no micro-area transportation), under the action of weathering from exterior to interior, at the scope of the depth from the surface downwards, the weathering profiles are gradually reconstructed and take on the developing feature of normal weathering crusts.

Key words: micro-area transportation; red weathering crust; carbonate rock; weathering front; Guizhou