

# 石灰岩腐岩的基本特征及其形成机制

徐则民, 唐正光

昆明理工大学土木系, 昆明, 650224

**内容提要:**碳酸盐岩风化剖面非饱和带内的白色粉末状物质应属碳酸盐岩腐岩, 剖面上部覆盖有一定厚度的土层是此类腐岩发育的必要条件。对昆明富民石灰岩风化剖面的研究表明, 石灰岩腐岩呈白色或灰白色, 结构疏松, 密度、孔隙度和渗透率分别为  $1.8081 \text{ g/cm}^3$ 、 $32.65\%$  和  $774.8139 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ , 其母岩的对应指标分别为  $2.6966 \text{ g/cm}^3$ 、 $0.05\%$  和  $0.0084 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ , 综合差异显著。石灰岩腐岩吸水性强、给水能力差, 容水度  $30\%$ , 持水度  $25\%$ 。基于铸体薄片的显微观察发现, 腐岩粒间孔隙及溶蚀孔隙发育, 面孔率达  $19\%$ ; 扫描电子显微镜下, 可见泥晶方解石集合体之间的蜂窝状溶孔和方解石颗粒之间的粒间孔。石灰岩向腐岩的转变是通过其结构体风化前锋的扩展实现的。微观尺度上, 石灰岩结构体属非连续的颗粒集合体, 具有巨大的比表面积和很强的潜在吸附能力。覆盖有土层的非饱和带多属潮湿环境, 能保持较高的相对湿度。当在压力及浓度梯度驱动下侵入石灰岩结构体的水汽分子凝结为液态水时, 可对方解石颗粒产生楔裂作用, 削弱粒间或粒内的结构连接, 使其集合体发生一定程度的体膨胀, 从而形成腐岩壳。随着时间加长, 风化前锋逐渐扩展, 岩石结构体最终转化为腐岩结构体。石灰岩腐岩是在高湿度包气带环境中经吸湿膨胀作用形成的, 是石灰岩物理风化的产物; 渗入水的溶滤作用主要发生在腐岩的演化阶段。

**关键词:**石灰岩; 岩体演化; 风化; 腐岩; 红土

在中国南方的碳酸盐岩风化剖面上, 在不同颜色的粘土层与新鲜石灰岩或白云岩之间往往存在一层由方解石或白云石组成的粉状物, 厚度多数在数厘米至数十厘米之间, 个别情况下可达数米, 其外观呈白色—灰白色块状, 结构疏松, 干燥时用手触摸即成粉末, 饱水时强度略有提升。由于认识上的差异, 我国学者对其有碳酸盐岩溶滤层(李景阳等, 1995, 2004)、碳酸盐岩风化层(朱立军等, 1996)、碳酸盐岩岩粉与岩砂(符必昌等, 2003)及碳酸盐岩岩粉层(孙承兴等, 2002, 王世杰等, 2002)等多种叫法。Hajna (2003)报道, 在斯洛维尼亚的许多碳酸盐岩溶洞的洞壁上也发育有一层几毫米到几厘米厚的白色多孔状岩石, 同时提出这种具有海绵状结构的岩石是碳酸盐岩不完全或选择性溶解 (incomplete dissolution or selective dissolution) 的产物。事实上, 上述粉状物应属于碳酸盐岩的腐岩 (saprolite or rotten rock); 腐岩是由由岩浆岩、沉积岩及变质岩风化形成的一种特殊地质材料, 一般具有下列特征: 保

留原岩的结构和构造特征; 次生孔隙发育, 孔隙度大; 保留原岩的部分强度, 比土硬、比原岩软; 矿物成分上, 往往含有较多的粘土矿物及氧化物, 但一般都含有源矿物被溶蚀后残留的晶体骨架或碎片 (Velbel, 1990; Schoeneberger et al., 1995; Driese et al., 2001; Hajna, 2003; McKay et al., 2005; Jiao et al., 2005)。

碳酸盐岩腐岩涉及岩体演化与斜坡稳定、红土形成机制及地貌变迁等众多学科和领域, 对其形成机理进行深入研究具有重要的理论意义。尽管都经历了风化过程, 但不同类型腐岩的形成机理之间往往存在巨大差异; 碳酸盐岩腐岩的形成机制明显不同于与以硅酸盐为主要造岩矿物的岩石的腐岩发育过程, 更不同于一般的喀斯特作用。本文以云南、贵州及四川等地的碳酸盐岩剖面为依托, 以昆明市富民县二叠系亮晶细粒藻砂屑灰岩风化剖面为重点, 对石灰岩腐岩的基本特征及形成机理进行了初步分析。

注: 本文为国家自然科学基金(编号 40572159)、教育部高等学校博士点基金(编号 20060674009)及云南省自然科学基金(编号 2005D0016M)资助项目的成果。

收稿日期: 2006-09-21; 改回日期: 2007-02-12; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 徐则民, 男, 1963年生。博士, 现为昆明理工大学土木系教授、博士生导师。目前主要从事斜坡水岩化学作用方面的研究。通讯地址: 650224, 昆明白龙寺, 昆明理工大学土木系; 电话: 0871-5180660; Email: abc518@kmust.edu.cn, zeminxu@vip.km169.net。

## 1 石灰岩腐岩的基本特征

对西南地区多处碳酸盐岩风化剖面的现场调查发现,石灰岩腐岩并非存在于所有石灰岩剖面上,基岩裸露、土层厚度不大或土层连续性差的剖面一般不会发育有腐岩。发育腐岩的石灰岩剖面一般具有图1所示的特征,顶部覆盖有不同厚度的连续分布的残坡积(粘)土层,腐岩存在于地下水位以上的非饱和带中;有时土层直接与腐岩层接触,腐岩层中还常夹有石灰岩核心石(corestones),腐岩之下为新鲜石灰岩(图1剖面中的AB部分);有时土层之下是一层以腐岩为主的粘土—腐岩混合物,腐岩块体内常包裹有石灰岩核心石(图1中的BC部分及图版I-1),该混合层之下还常见充填石灰岩层理及构造裂隙形成的脉状粘土,而在这些粘土与石灰岩结构体之间常见有不同厚度的石灰岩腐岩壳(图版I-2)。

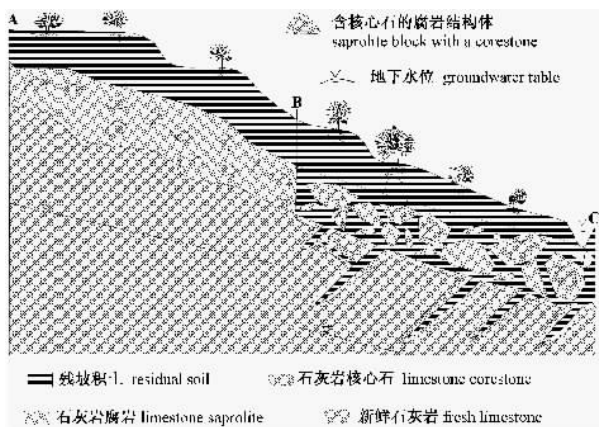


图1 石灰岩腐岩示意剖面

Fig. 1 Limestone weathering profile with a saprolite layer

白色或灰白色石灰岩腐岩与新鲜石灰岩之间的色差显著;内部孔隙极为发育,但单体孔隙尺度细小。对从图版I-1所示剖面中采集的石灰岩腐岩及其母岩样品所进行的相关测试表明,前者的密度、孔隙度和渗透率分别为 $1.8081 \text{ g/cm}^3$ 、 $32.65\%$ 和 $774.8139 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ ,而后的对应指标分别为 $2.6966 \text{ g/cm}^3$ 、 $0.05\%$ 和 $0.0084 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$ (密度和孔隙度测试:前者采用氦气法,后者采用煤油法;渗透率测试均采用压汞法,由油气藏地质及开发工程国家重点实验室测定)。石灰岩腐岩的吸水性极强,将其放入水中时,会发出“嘶、嘶”的排气声,采用

封蜡法测定的7个由 $0.5 \sim 1 \text{ cm}$ 腐岩块体组成的集合体样品的容水度介于 $27\% \sim 36\%$ 之间,平均 $30\%$ ,持水度介于 $21\% \sim 31\%$ 之间,平均值为 $25\%$ ,给水性很差。较大的密度、极低的孔隙度和渗透率表明新鲜石灰岩是一种比较典型的特低渗透介质或称隔水介质(徐樟有等,2001;郭永海等,2003;宋付权,2004;陈忠等,2004)。显然,石灰岩腐岩与其母岩在物理、水理行为上的差异是巨大的,而这种差异应该是内部结构差异的综合表达。

为深入了解石灰岩及其腐岩的孔隙发育情况,分别制作了充填彩色树脂的铸体薄片。偏光显微镜下,新鲜石灰岩铸体薄片十分致密,基本无可见孔隙(图版I-5),仅在后期方解石脉中见有少量 $0.02 \sim 0.1 \text{ mm}$ 的晶间孔隙。与之形成鲜明对比的是,腐岩内的可见孔隙十分发育(图版I-6),有藻屑内粉晶白云石晶体边缘被溶形成的晶缘缝、粉晶白云石被完全溶蚀形成铸模孔、藻砂屑内微孔与蜂窝状溶孔及藻砂屑铸模孔等,面孔率达 $19\%$ ,孔隙尺寸 $0.01 \sim 0.4 \text{ mm}$ 。石灰岩腐岩中不仅有偏光显微镜下易于识别的连续大孔隙(图版I-6中的粉红色区域),还有一些不易识别的蜂窝状孔隙(图版I-6中褐红色—黑红色区域),而总体呈灰白色的区域内也有尺度更小的孔隙存在。

扫描电子显微镜下,新鲜石灰岩要么由粒度大于 $30 \mu\text{m}$ 的亮晶方解石组成,要么由粒度小于 $5 \mu\text{m}$ 的泥晶方解石堆积形成,结构十分致密,未见溶蚀孔隙,贴粒缝开度也多数在 $2 \mu\text{m}$ 以下(图版II-3、4),这与前述石灰岩的物理—水理指标测试结果是一致的。腐岩结构疏松,内部主要存在不同成因、不同规模的两类孔隙系统,一类是泥晶方解石集合体之间的蜂窝状溶(淋滤)孔,其空间形态复杂,断面形态总体圆润,直径一般在 $0.1 \sim 0.2 \text{ mm}$ 之间(图版II-5),另一类是粒径 $3 \sim 5 \mu\text{m}$ 的泥晶方解石颗粒之间的粒间孔隙(图版II-6、7、8)。粒间孔隙既有晶体间的贴粒缝,也有不同颗粒围成的复杂晶间孔,但无论那一种形式,其几何尺度都要远大于新鲜石灰岩中的粒间孔隙(图版II-4、8)。与淋滤孔相比,腐岩粒间孔隙的单体规模小,但数量多,是腐岩孔隙的主体,他们与溶孔彼此连通,形成统一的孔隙系统。

## 2 石灰岩腐岩的形成与演化过程

与其他类型腐岩一样,从宏观上看,从新鲜石灰岩到腐岩的转变也是一种近似的等容转换过程,石灰岩腐岩形成机制不能用以碳酸盐矿物全等溶解

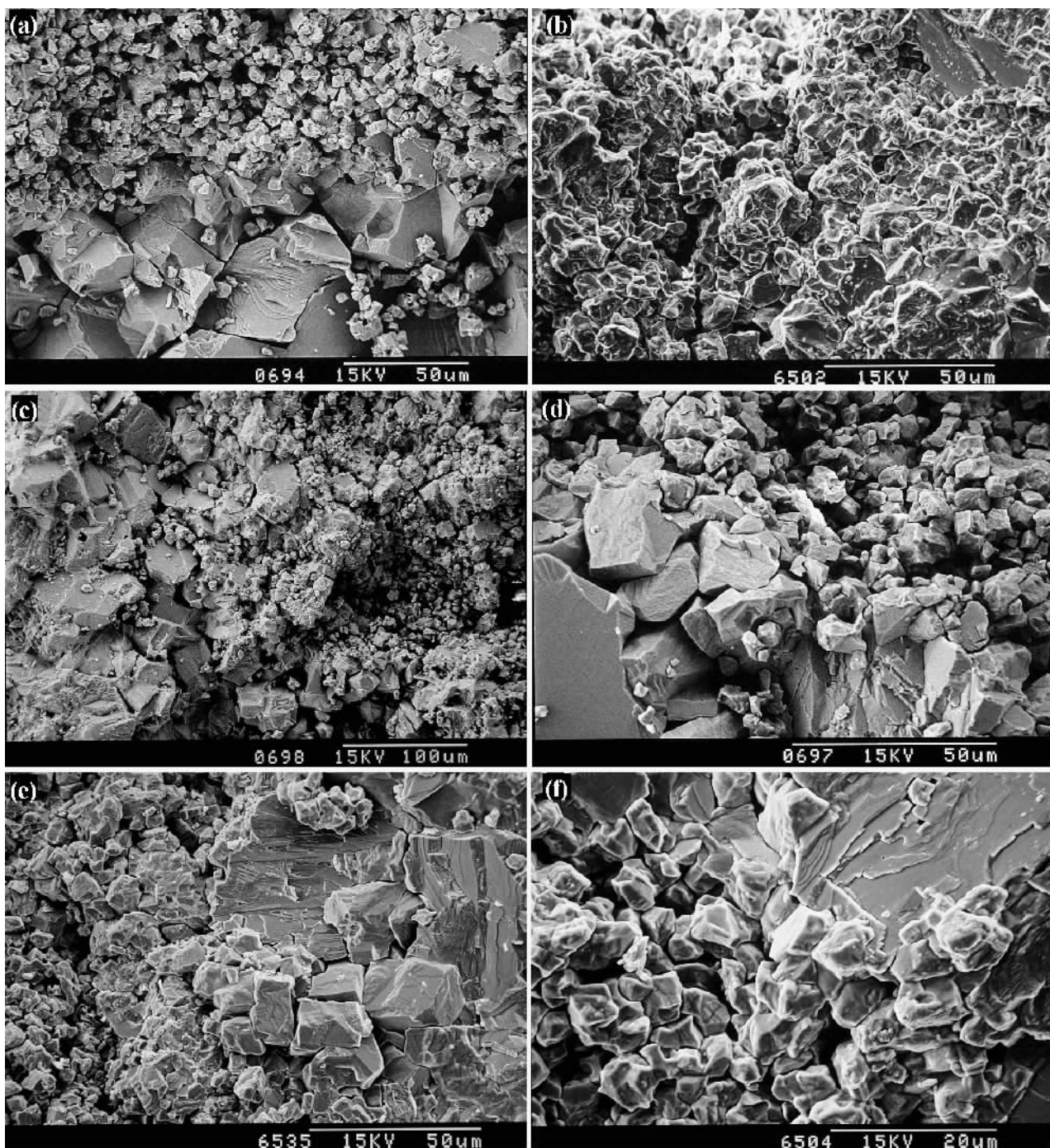


图 2 石灰岩结构体风化前锋在扫描电子显微镜下的形貌特征

Fig. 2 SEM morphology of the weathering fronts of limestone blocks

(a) 上为腐岩壳、下为母岩; (b)、(e)、(f) 左为腐岩壳、右为母岩; (c)、(d) 左为母岩、右为腐岩壳

(a) Upper is saprolitized crust and below is its patent rock; (b), (e), (f) left is saprolitized crust and right is its patent rock; (c), (d) left is the fresh rock and right is its saprolitized crust

(congruent or stoichiometric dissolution) 为核心的传统喀斯特理论来解释,同时由于石灰岩结构体属于特低渗透介质,也不能用淋溶作用来说明。石灰岩岩体由结构面和结构体组成,其向腐岩体的转化

是通过结构体的转化完成的,因此,只要查明石灰岩结构体向腐岩结构体的转化,也即其风化前锋(weathering front)(图版 I-2、图版 I-3、4)的扩展机理,问题也就解决了。

在讨论石灰岩腐岩形成机制时,应首先考虑其发育的宏观环境。首先,与其他类型腐岩一样,石灰岩腐岩仅发育于季节性过水的非饱和带或称包气带(unsaturated zones or vadoze zones),其次根据本文对云南会泽、富民、开远及四川华蓥等碳酸盐岩风化剖面的现场调查及李景阳等(1995,2004)、孙承兴等(2002)和李明琴(2005)等的报道,碳酸盐岩腐岩发育都需要有土层覆盖或石灰岩结构被粘土包裹的相对封闭条件,基岩裸露的石灰岩剖面及构成宽大结构面的石灰岩结构体不发育腐岩层(壳)(图1、图版I-1、图版I-2)。

在手标本尺度上,石灰岩结构体腐岩壳与其内侧的核心石界限清晰,无论颜色、结构还是强度均属于突变关系,不存在渐变过渡;风化前锋形态规则,曲率不大,核心石断面多呈椭圆形,与新鲜石灰岩结构体相比,棱角钝化明显(图版I-3)。

对10余个腐岩壳—核心石界限样品的微观观察发现,石灰岩结构体风化前锋的扩展似乎是一种物理风化过程。风化前锋两侧结构差异显著,腐岩壳一侧是由棱角状方解石颗粒构成的疏松结构体,核心石一侧则是由不同粒径方解石颗粒构成的紧密堆积。更为重要的是,腐岩壳似乎是由原岩中的大颗粒方解石经物理裂解(图2a)或原有粒间结构连接经某种物理过程消失后(图2b)形成的细小方解石在原位堆积形成的,因为靠近风化前锋的腐岩颗粒棱角分明,在几何形态上不仅可以彼此对接,而且可与新鲜岩石对接(图2c-f)。腐岩中的方解石颗粒一般为 $3\sim 5\ \mu\text{m}$ ,但风化前锋附近也存在一些从母岩上裂下的粒度在 $10\sim 30\ \mu\text{m}$ 的棱角状大颗粒,而这些大颗粒中有些已经裂解为小颗粒,有的则体现出进一步裂解的趋势,与高纬度、高海拔地区岩石的物理风化极为相似。此外,腐岩内部也存在明显的物理风化迹象,如许多颗粒都呈明显的棱角状,而且相邻颗粒可以彼此拼接成更大的棱角状颗粒(图版II-7、8)。

尽管石灰岩腐岩与其原岩之间的宏观及微观结构差异显著,但借助偏光显微镜对他们的常规薄片和铸体薄片的观察发现,两者的矿物成分基本无差别:方解石 $96\%\sim 100\%$ ,白云石 $0\sim 4\%$ 。此外,根据符必昌等(2003)对云南某地石灰岩腐岩与其原岩的研究,两者在 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 及 $\text{FeO}$ 等主要组分的相对含量方面基本一致,并未出现明显的 $\text{Ca}$ 、 $\text{Mg}$ 淋失和 $\text{Si}$ 、 $\text{Al}$ 、 $\text{Fe}$ 富集。

综合上述各方面的证据判断,石灰岩腐岩应该

是非饱和带高湿度环境中石灰岩经吸湿(微)膨胀形成的。某些情况下,这些腐岩可能经受渗入水的淋溶作用,使其孔隙度进一步提升(图版II-5),但这并非腐岩形成的核心环节,只是一种后期演化作用。

前已述及,石灰岩是由直径几微米到几十微米的泥晶或亮晶方解石组成,尽管胶结紧密,但颗粒之间,甚至颗粒内部,仍然存在尺度细小(直径多数在 $1\ \mu\text{m}$ 以下)的孔隙(图版II-3、4),也就是说,从微观尺度上看,宏观致密的石灰岩实质上是由微小的方解石颗粒堆积形成的非连续集合体。由于这一集合体的单体颗粒及粒间孔隙细小,因而具有极大的比表面积,是一种“潜在干燥剂”。非饱和带是一种典型的潮湿环境,雨季降水入渗补给地下水时,作为必经之路的非饱和带会截留大量水分并可能接近饱和状态,从而使其内部的空气相对湿度保持在较高水平;旱季时,由于蒸发作用,非饱和带介质含水量和空气湿度会有所降低,但当其顶部有较厚的土层,尤其是粘土层覆盖时,这一过程会得到显著遏制。此外,旱季饱和带地下水的蒸发也必须经过非饱和带,这也会对其相对湿度维持起到重要作用。

在压力及浓度梯度的驱动下,非饱和带内的高湿度空气会沿结构体表面内法线方向侵入新鲜石灰岩内不同规模、不同类型的微孔隙。前文的密度、孔隙度和渗透率测试及微观结构研究已经表明,新鲜石灰岩属于特低渗透介质,天然(压力及浓度梯度)条件下,高湿度空气不可能从结构面侵入、弥漫到整个结构体,而只能侵入一定深度( $L_m$ ), $L_m$ 会受到宏观结构面与结构体内微孔隙之间的压力差及结构体渗透性的协同控制。这样,在结构体的外层就会形成一个充满高湿度空气、真厚度 $L_m$ 的三维壳状结构层(图3a)。

受到 $L_m$ 的影响,未被高湿度空气侵入的核心石形态会与结构体初始形态存在一定差别。当核心石剖面上任意两点之间,尤其是棱角部位的距离 $S_i$ (如图3b中1-1'之间的距离 $S_1$ )小于 $L_m$ 时,两点连线之外的结构体也将被空气侵入。因此,核心石的空间形态与结构体初始形态是不一致的,其趋势是棱角钝化,逐渐趋近于球形(图3c)。

当温度降低或相对湿度增大时,进入上述壳状结构层微孔隙的水汽分子会在颗粒表面凝结成液态水,从而产生类似于“冰劈”的楔裂作用,导致固相颗粒之间的结构连接被削弱或失效,初始孔隙增大或形成新孔隙,方解石颗粒集合体发生体膨胀,从而形成结构疏松的腐岩壳(图3d)。需要指出的是,由于

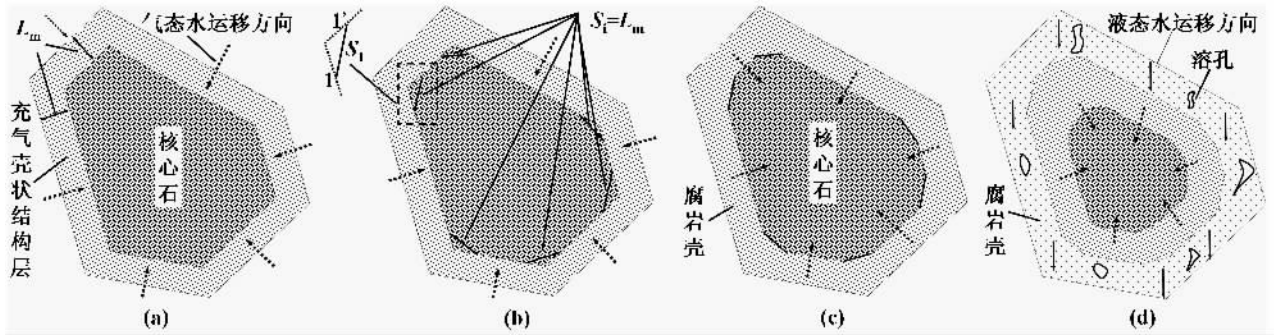


图 3 石灰岩腐岩的形成及演化模式

Fig. 3 Formation and evolution model for limestone saprolite

- (a) 气态水侵入方向与极限侵入深度;(b)核心石钝化锥形;(c)腐岩壳与钝化的核心石;(d)腐岩壳演化与风化前锋扩展  
 (a) intrusion of moisture into a rock block and intrusion thickness limit;(b) the embryonic form of a corestone;(c) a corestone coated by saprolitized crust;(d) the evolution of saprolitized crust and propagation of weathering front

晶体结构的差异,方解石集合体的膨胀规模远不如粘土矿物集合体,但仍足以破坏其内部结构。

由于具有大孔隙度、高比表面、高持水度和较强的渗透性,腐岩壳不仅可以更强烈地吸收包气带气态水,同时将容许降雨期间的液态渗入水通过,过水结束后,还能滞留部分液态水,作为“水源地”直接推动风化前锋向内扩展(图 3 d)。先期形成的外侧腐岩壳在推动风化前锋扩展的同时,自身也在不断演化,渗入水的淋溶作用会在颗粒集合体之间或单体方解石颗粒上形成不同尺度的溶孔(图 3d、图版 II-5、图版 II-1、2),从而使其具有更强的渗透性。上述过程连续往复进行,腐岩壳越来越厚、核心石越来越小并最终消失,岩石结构体最终转化为腐岩结构体。当一定空间范围内的岩石结构体都转化为腐岩结构体时,该范围内的岩体也就实现了向腐岩体的转换。由于强大的吸水、贮水功能,先期形成的海绵状外层腐岩壳不仅对包气带相对湿度维持是重要的,而且可以直接促进其内侧风化前锋的扩展,因此,某种程度上看,石灰岩腐岩壳的形成还是一个自驱动过程。

如前所述,石灰岩腐岩,尤其是未经后期渗入水淋滤的内层腐岩壳呈白色或浅灰白色(图版 I-4、图版 II-1),与其母岩色差显著。这主要与物理风化作用使得原岩中方解石颗粒或颗粒集合体之间的间距变大,空间连续性降低,反射光线的能力增强有关。

综上所述,石灰岩腐岩是在高相对湿度的包气带环境中经吸湿膨胀作用形成的,是石灰岩物理风化的产物;渗入水溶滤作用发生在腐岩壳、腐岩结构体或腐岩体的演化阶段,并非石灰岩腐岩形成的核心机制。宏观致密的石灰岩结构体内存在尺度细小

的粒间和粒内孔隙,从微观尺度上看,仍属非连续颗粒集合体;由于颗粒及粒间孔隙细小,因而具有巨大的比表面积和潜在吸附能力。覆盖有土层的非饱和带一般都属潮湿环境,无论旱季还是雨季都能保持较高的相对湿度。受到压力或浓度梯度的驱动,包气带高湿度空气会沿结构体表面内法线方向侵入石灰岩结构体内的微孔隙,在结构体外层形成特定厚度的充满高湿度空气的三维壳状结构层。当温度降低或相对湿度增大时,壳状结构层内的水汽分子会凝结为液态水,从而对方解石颗粒产生楔裂作用,导致颗粒之间或颗粒之内的结构连接被削弱或失效、初始孔隙增大或形成新孔隙,方解石颗粒集合体发生一定程度的体膨胀,从而形成结构疏松的腐岩壳。随着时间的加长,风化前锋逐渐扩展、腐岩壳越来越厚、核心石越来越小并最终消失,岩石结构体转化为腐岩结构体。当一定空间范围内的岩石结构体都转化为腐岩结构体时,该范围内的岩体也就实现了向腐岩体的转换。腐岩壳对其内侧风化前锋的扩展具有推动作用,石灰岩腐岩的形成还是一个自驱动过程。腐岩壳具有分层性,先期形成的外侧腐岩壳可能经受渗入水的淋溶作用,在其内部形成不同尺度的溶蚀孔隙,这种溶蚀作用也可能发生在石灰岩腐岩结构体和腐岩体的后期演化过程中。

### 3 结语

(1)石灰岩腐岩一般发育于顶部覆盖有不同厚度残坡积(粘)土层的石灰岩风化剖面的非饱和带内,一般具有下列特征:呈白色或灰白色,与新鲜石灰岩之间的色差显著;宏观结构疏松,孔隙发育;密

度低、孔隙度、容水度、持水度大、渗透率高;微观上,粒度 $3\sim 5\ \mu\text{m}$ 的棱角状方解石颗粒形成近似的散粒结构;当经受后期改造时,可能发育溶蚀孔隙。

(2)石灰岩腐岩是在高相对湿度的包气带环境中经过吸湿膨胀作用形成的,是石灰岩物理风化的产物;渗入水溶蚀作用发生在腐岩壳、腐岩结构体或腐岩体的演化阶段,并非石灰岩腐岩形成的核心环节。该机制可以合理解释石灰岩腐岩的产出环境、微观结构特征及特低渗透石灰岩向多孔石灰岩腐岩的转换过程。

(3)白云石与方解石、白云岩与石灰岩具有类似特征,白云岩腐岩应该具有与石灰岩腐岩相同或类似的形成机制。石灰岩腐岩的上述形成机制对于温湿气候区各类岩体的风化,尤其是化学—物理耦合风化(coupling chemical weathering with physical weathering processes)过程研究具有启示意义。

致谢:感谢油气藏地质及开发工程国家重点实验室向阳教授和李秀华教授在相关样品制备及测试分析中所给予的帮助!

## 参 考 文 献 / References

- 陈忠,杨其彬,高保国,鞠玉芹,邵立民 2004. 低渗透砂岩油藏开发中的几个问题. 低渗透油气田, 9(2): 11~13.
- 符必昌,黄英 2003. 试论碳酸盐岩上覆红土的形成模式及演化趋势. 地质科学, 38(1): 128~136.
- 郭永海,吕川河 2003. 高放废物处置库选址中低渗透介质地质研究的几个问题. 工程地质学报, 11(2): 133~137.
- 李景阳,王朝富,樊廷章,朱立军,陈筠 1995. 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, 14(1): 31~39.
- 李景阳,朱立军 2004. 论碳酸盐岩现代风化壳和古风化壳. 中国岩溶, 23(1): 56~62.
- 李明琴,张竹如,王智勇,徐进,钱嵘 2005. 用岩—土显微特征示踪碳酸盐岩母岩的成土过程——以贵阳市大山洞岩—土剖面为例. 地球与环境, 33(4): 77~82.
- 宋付权 2004. 低渗透多孔介质和微管液体流动尺度效应. 自然杂志, 26(3): 128~131.
- 孙承兴,王世杰,刘秀明,冯志刚 2002. 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, 22(2): 126~132.
- 王世杰,孙承兴,周德全 2002. 贵州高原岩溶台地红色风化壳的物源辨析. 第四纪研究, 22(6): 595.

- 徐樟有,张国杰 2001. 碳酸盐岩储层中非渗透性隔层的识别及分类评价. 石油大学学报(自然科学版), 25(1): 46~50.
- 朱立军,傅平秋,李景阳 1996. 贵州碳酸盐岩红土中粘土矿物及其形成机理. 矿物学报, 16(3): 290~297.
- Jiao J J, Wang X S, Nandy S. 2005. Confined groundwater zone and slope instability in weathered igneous rocks in Hong Kong. Engineering Geology, 80: 71~92.
- McKay L D, Driese S G, Smith K H, Vepraskas M J. 2005. Hydrogeology and pedology of saprolite formed from sedimentary rock, eastern Tennessee, USA. Geoderma, 126: 27~45.
- Hajna N Z. 2003. Chemical weathering of limestones and dolomites in a cave environment. Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers, 1: 1~6.
- Schoeneberger P J, Amoozegar A, Buol S W. 1995. Physical property variation of a soil and saprolite continuum at three geomorphic positions. Soil Sci. Soc. Am. J., 59: 1389~1397.
- Driese S G, Mckay L D, Penfield C P. 2001. Lithologic and pedogenic influences on porosity distribution and groundwater flow in fractured sedimentary saprolite: a new application of environmental sedimentology. Journal of sedimentary research, 71: 843~857.
- Velbel M A. 1990. Mechanisms of saprolitization, isovolumetric weathering, and pseudomorphous replacement during rock weathering—a review. In: Noack A., Nahon D. Eds. Abstracts of the 2nd International Symposium, Geochemistry of the Earth's Surface and of Mineral Formation, Aix en Provence, France. Chemical Geology, 84: 17~18.

## 图 版 说 明 / Explanation of Photos

### 图 版 I

1. 昆明富民石灰岩风化剖面。
2. 脉状粘土、石灰岩及腐岩壳。
3. 石灰岩结构体风化前锋的宏观特征。
4. 石灰岩结构体风化前锋的宏观特征。
5. 石灰岩在偏光显微镜下的结构特征。
6. 石灰岩腐岩在偏光显微镜下的结构特征(红色树脂表示被充填的孔隙)。

### 图 版 II

1. 石灰岩腐岩壳的分层。
2. 石灰岩外层腐岩壳中的溶孔。
- 3,4. 新鲜石灰岩微结构。
5. 石灰岩腐岩中的蜂窝状淋溶孔。
- 6~8. 腐岩粒间孔。

## Principal Characteristics of Limestone Saprolite and Its Forming Mechanisms

XU Zemin, TANG Zhengguang

*Department of Civil Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650224*

### Abstract

The white layers in the vadose zones of carbonate rock weathering sections are carbonate rock saprolites and there is a clay cover in the upper of sections is a necessary condition for the saprolites developing. The white limestone saprolite of a limestone weathering section in Kunming has a porous macro structure and its density, porosity and intrinsic permeability are  $1.8081 \text{ g/cm}^3$ ,  $32.65\%$  and  $774.8139 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$  respectively. The corresponding parameters of the fresh limestone are  $2.6966 \text{ g/cm}^3$ ,  $0.05\%$  and  $0.0084 \times 10^{-3} \mu\text{m}^2$  respectively. Limestone saprolite has a strong water-absorbing capacity and a very low water-releasing capacity. Its specific water storativity and specific yield are  $30\%$  and  $5\%$  respectively. Under a polarized microscope a large number of pores between grains and dissolution pores can be seen in limestone saprolite thin sections poured with cast resin and under a SEM cellular dissolution pores between calcite aggregates and tiny pores between calcite grains can be seen in the saprolite. The transition from limestone to saprolite is completed through weathering fronts of limestone blocks expanding. At the micro scale, a limestone block is a discontinuous grain aggregate and has a huge specific surface area and a strong potential water-absorbing capacity. The vadose zones with clay covers are usually damp and have high relative humidity. When the vapor which invades into a limestone block condenses into liquid water, the water can exert a wedging force on calcite grains and weaken the structural connections between grains. The wedging action makes the calcite aggregate expand to some extent and transform into saprolite crust. After that, the weathering front spread gradually and the rock block is turned into a saprolite block. To sum up, limestone saprolite forms in damp vadose zones through hygro-expansivity and is the product of physical weathering. The leaching of seepage water takes place in the evolution stages of the saprolite.

**Key words:** limestone; rockmass evolution; weathering; saprolite; laterite

