

第一章

绪论

第一节 关于岩溶与非岩溶的地理含义

一、岩溶的地理含义

(一) 岩溶的概念

岩溶，国外称为 Karst（音译为喀斯特）。原为 Kras，是斯洛文尼亚境内伊斯特里亚半岛（Istria peninsula）上的一个有石灰岩分布的地方地名。意大利人称为 Carso，而德国人称之为 Karst。因早期研究这种石灰岩的景观多用德文，后来即以德语 Karst 命名这类地貌现象。而我国在描述或研究这类碳酸盐类地貌时，也沿用这个专有名词，并音译为“喀斯特”。碳酸盐类地貌现象是由于被水溶解而产生的，因此 1966 年 3 月在广西桂林召开的中国地质学会第一次全国岩溶学术会议上，选用“岩溶”这一名称，它反映了这种地质作用的本质。当时还建议，为了与国外文献相一致，在用外文发表文章及外语交流中，仍用 Karst。目前，仍有学者采用“喀斯特”这个名称，但“岩溶”使用更为普遍^[1]。

岩溶，主要是指水对可溶性岩石——碳酸盐岩（石灰岩、白云岩等）、硫酸盐岩（石膏、硬石膏等）和卤化物岩（岩盐）等溶蚀作用，及其所形成的地表及地下的各种景观与现象（卢

耀如, 2005)。岩溶作用多少发生在大气降水的条件下, 所有这种作用, 都是以可溶岩被水溶解的作用为基础, 所以最本质的现象就是“岩石的溶解”, 即岩溶作用。岩溶作用的结果, 通常是在地表形成各种奇峰、柱石、洼地、谷地等。在地下则发育成各种溶隙、通道、溶洞、暗河等^[1]。在岩溶作用过程中, 经常伴随发生的侵蚀、潜蚀、冲蚀、崩塌、塌陷与滑动, 以及化学、物理与机械的风化、搬运、堆积与沉积等作用; 还有不少生物, 例如微生物、菌类、藻类、植物与动物的生命活动及其死亡机体的分解作用等, 都可对岩溶的发育产生影响。

(二) 岩溶发育的基本条件

岩溶的发育要有可溶的物质(即可溶岩)和可以溶解可溶岩的水溶液(即溶剂)。可被水溶解的溶质取决于可溶岩的性质。常见的可溶岩主要有碳酸盐岩、硫酸盐岩和卤化物岩。碳酸盐岩主要是有碳酸钙(CaCO_3)为主的石灰岩和主要成分为碳酸钙和碳酸镁(MgCO_3)的白云岩。此外, 根据泥质、硅质含量的不同, 碳酸盐岩又可分为泥质碳酸盐岩、泥灰岩和硅质碳酸盐岩等。硫酸盐岩主要有硬石膏(硫酸钙 CaSO_4)、石膏(双水硫酸钙 $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)、芒硝(硫酸钠 $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$)和钙芒硝($\text{CaSO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$)等。卤化物岩主要是岩盐(NaCl , 又称钠盐)和钾盐(KCl), 广义的钾盐又包括钾盐镁矾($\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$)、杂卤石($\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 2\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$)等。

可溶岩被溶解, 是由于水溶液对其有溶蚀能力。硫酸盐岩类和卤化物岩类可以被水直接溶解; 而碳酸盐岩被水溶解或溶蚀, 必须借助于二氧化碳及其他酸类起溶剂作用。大气降水、地表水和地下水, 只要对某种可溶岩没有呈过饱和溶解状态的都可继续对其产生溶解或溶蚀作用。通常水的矿化度(即水中溶有的物质总量) $< 1\text{g/L}$, 对易溶性的卤化物岩及中溶性硫

酸盐岩，都具有较大的溶解和溶蚀能力。溶解作用通常属于水对可溶岩的化学溶解过程，溶蚀作用就是在地质作用的基础上，水对可溶岩产生的溶解过程。

二氧化碳 (CO₂) 是水对碳酸盐岩产生溶蚀作用的主要溶质。CO₂ 溶解在水中形成碳酸，碳酸在水中离解，才能使水溶液对碳酸盐产生溶蚀作用。

(三) 制约岩溶发育的基本因素

有了可溶岩、水及相应需要的溶剂二氧化碳，只是具备了产生岩溶作用的基本条件。岩溶的发育则另有自己的条件。岩溶的发育，是由许多因素所决定的，最主要是受地质构造和气候两因素所控制^[1]。

1. 地质构造条件对岩溶发育的制约作用

可溶岩沉积时多呈水平层状，当地质构造作用使之从海底、湖底升出陆面后，就会在成岩过程中产生干缩、压实作用，从而生成成岩裂隙。可溶岩受地质构造应力作用的结果，也可使水平的可溶岩受挤压而产生构造裂隙、断裂和褶皱。总之，地壳构造作用和成岩作用可使完整的岩体出现裂隙。构造裂隙与应力方向具有力学上的内在从属性。例如，与压应力方向相一致的为横向构造裂隙，与压应力方向相垂直的、与褶皱轴方向相一致的构造裂隙为纵向构造裂隙；此外，在纵向及横向构造裂隙中尚有两组成 X 形的构造裂隙。纵向裂隙有张开（张性）的，也有相对闭合（压性）的；横向裂隙多为张性的，而两组 X 构造节理则属于剪切性质。

可溶岩受压应力产生断裂后，断裂带两侧岩层有相对的位移现象，就成为断层；断层和构造裂隙（或节理）一样，也具有压性、张性及剪切性。可溶岩受压后，相应产生褶曲，形

成褶皱。褶皱主要有：背斜，即岩层中部向上隆起，两翼向外倾斜；向斜，即岩层中心内凹，两翼地层向内倾斜。背斜和向斜的轴部是褶皱最剧烈的部位，褶皱轴的方向与压应力方向是相垂直的。褶皱中还有穹隆构造，这是岩层中间地带向上隆起，四周岩层向外倾斜，成为穹隆状。两个断层运动，若导致中间岩体向上凸起，成为地垒；若导致两断层间岩体向下沉降，则成为地堑。

除了裂隙、节理、褶皱及断裂之外，地质构造运动还可使大片地区隆起，也可使大片地区沉降。这些构造现象都密切地控制了岩溶的发育。发生于我国的多次大面积构造升降运动，先后形成了三个阶梯状的地形地貌结构。第一级为青藏高原，高程为 3 000~5 000 m；第二级为云贵高原、山西高原、大兴安岭等，高程为 1 000~2 200 m；第三级为华北平原、江汉平原、长江、黄河及珠江三角洲，高程在 100 m 以下。

地质构造条件使可溶岩岩体产生破裂、形变，影响其自身的结构和可溶性，也影响水流的渗透与动力状况。因此，地质构造对岩溶发育有控制作用。

2. 气候因素对岩溶发育的制约作用

地质构造运动可以影响气候的变化，例如喜马拉雅山的强烈上升和青藏高原的隆起，就阻挡了来自印度洋的潮湿气候，来自我国南面、北面及东面的水汽又大部分向东排出，致使我国西北地区变得干旱。气候因素影响可溶岩的风化及其岩性，更主要的是影响水的性质及水量，以及二氧化碳等溶剂的生成条件。地质构造和气候因素又都综合影响了水对可溶岩的溶蚀能力。

1) 降水量的影响

由于可溶岩是被水所溶蚀的，所以降水量的大小，相应引起的溶蚀量也有大有小。在地下，除了溶蚀之外，地下渗流的水量越大，相应产生的机械潜蚀作用也越明显，所以有利于发育大的洞穴系统。根据我国不同气候地带计算的碳酸盐岩溶蚀速率，也清楚地表明年降水量越大，年溶蚀速率也越大，如河北怀来县官厅一带为半干旱气候条件，年降水量只有 400~600 mm，年溶蚀速率只有 0.02~0.03 mm，而广西中部年降水量达 1 500~2 000 mm，年溶蚀速率达 0.12~0.3 mm。这种溶蚀速率是通过分析水流中溶有碳酸盐岩的成分，计算出地表平均被溶蚀的厚度。

2) 温度的影响

气候条件对岩溶发育的控制作用，除了降水量之外，温度的影响也是很主要的一个方面。

(1) 影响可溶岩的风化速度及水的溶蚀能力。

热带、亚热带地区雨量大、气温高，易使碳酸盐岩和非碳酸盐岩产生风化作用。虽然碳酸盐岩抗风化能力比碎屑岩（如砂岩、页岩）强，但是由于表层风化及构造破碎带的破坏，会有利于作为水流通道的裂隙、孔隙扩大，从而加大渗透水流量，加大溶蚀及侵蚀作用。碳酸盐岩中有的含有黄铁矿（ FeS_2 ），在多雨、高温情况下，易氧化而生成硫酸，从而增强水溶蚀碳酸盐岩的能力；相应产生的石膏沉积仍可被水溶蚀，并释放出二氧化碳，再次对碳酸盐岩产生溶蚀作用。

(2) 影响生物作用及侵蚀性酸类的形成。

热带、亚热带地区，由于气温高有利于生物分解碳水化合物等有机质，使水可得到更多二氧化碳及其他酸类的补充，所以生物作用对岩溶发育起重要的作用。生物作用可使土壤中

二氧化碳含量比大气中要大几十倍乃至千倍，所以在土壤覆盖的情况下，生物对岩溶强烈发育起着非常重要的作用。不同气候条件下，各种酸类的含量不均。生物作用生成的碳酸及有机酸占很大的比重；在对碳酸盐岩具有侵蚀性的各种酸类的总量中，碳酸和有机酸可占 79% ~ 93%^[1]。

(3) 影响水溶液的扩散溶蚀。

在一定压力状态下，随着温度的升高，水中二氧化碳含量相应降低。但是，在通常情况下却是由于温度的升高，水对碳酸盐岩的溶蚀能力却增强了。这种矛盾现象的出现，一方面是由于温度高虽然使水中二氧化碳的溶入量减少，但仍易于得到二氧化碳的不断补充；另一方面是由于温度高，有利于水的扩散、弥散作用，从而增强水的溶蚀能力。珊瑚生长速率和洞穴钙华沉积速率，也清楚反映了温度高，它们的生长速率也大。但是，在高山寒冷条件下，有来自地下深处的二氧化碳大量补给，使水中溶蚀较多碳酸盐岩成分，这时若遇到适宜的条件，其钙华沉积速率可较大。这种情况，应当看作是地下高温状态下补充大量二氧化碳，而产生的强溶蚀-沉积作用的结果。

二、非岩溶的地理含义

关于“非岩溶”，目前还没有明确的定义。大都与“岩溶”区地质岩性有别的表征现象而提出。本书将引用此“非岩溶”概念，即指非可溶性岩，而非岩溶区指的是非碳酸盐岩分布区。非岩溶区的地理环境特征主要表现为，地质环境比较稳定，地表水系相对发育、土壤覆盖连续，厚度较大，黏性较好，有利于水土保持，区域内植物生长发育相对良好，层次分明。

关于“岩溶与非岩溶”地理环境的对比已有大量研究，尹观等（2001）^[2]对岩溶区与非岩溶区的氡过量参数（ d ）变化情况进行对比研究，曹建华等（2004）^[3]比较研究我国西南区各省岩溶县与非岩溶县受地质条件制约的自然生态和社会经济发展情况，李涛和余龙江（2006）^[4]对西南岩溶与非岩溶区的植物适应性机制开展对比研究，栗茂腾等（2006）^[5]对比研究岩溶与非岩溶区的扇叶铁线蕨叶片结构，李小芳等（2006）^[6]对岩溶与非岩溶区的土壤 Zn 元素形态进行对比分析，黄黎英等（2007）^[7]和申宏岗等（2007）^[8]对比研究岩溶与非岩溶区的土壤溶解有机碳情况，周莉等（2007）^[9]、赵仕花等（2007）^[10]和申宏岗等（2008）^[11]对岩溶和非岩溶区的土壤有机质和氮含量开展对比研究，杨平恒等（2007）^[12]对云南某小流域的岩溶和非岩溶地貌进行对比分析，匡昭敏等（2007）^[13]对岩溶和非岩溶区的旱情进行对比研究，徐祥明等（2007）^[14]对岩溶和非岩溶区的牧草养分进行对比分析，余龙江等（2007）^[15]和李小芳等（2007）^[16]对岩溶与非岩溶区的黄荆和槲木叶片结构进行对比研究，黄玉清等（2008）^[17]对比研究青冈栎叶片气体交换特征，韦红群等（2008）^[18]对比研究岩溶非岩溶区田杆还田对活性酶的影响，蔡德所和马祖陆（2008）^[19]对漓江流域的岩溶和非岩溶的生态环境问题开展对比研究，杨霄等（2008）^[20]对比研究岩溶与非岩溶区玉米光合作用及其含 Zn 状况，马祖陆等（2009）^[21]对岩溶和非岩溶区的湿地作对比研究，韦红群等（2009）^[22]对比分析柱花根系及其根际微生物类型，刘彦等（2010）^[23]对岩溶和非岩溶水环境中的单生卵囊藻进行对比研究，陈家瑞等（2010）^[24]对岩溶与非岩溶区土壤中的微生物数量进行对比分析，曹建华等（2011）^[25]对植物叶片中钙形态进行对比研究，甘春英等（2011）^[26]对比研究连江流域岩溶与非岩溶区的植被覆盖状况，黄芬等（2012）^[27]

对比分析岩溶与非岩溶区域植物对钙环境的适应性，关保多等（2012）^[28]对广西岩溶与非岩溶区的作物蒸散量进行对比研究，杨洪和李荣彪（2012）^[29]对凯里舟溪岩溶与非岩溶区域的植被多样性做了对比分析，申泰铭等（2012）^[30]对岩溶与非岩溶区的水体碳酸酐酶活性特征进行对比研究，高喜等（2012）^[31]对岩溶与非岩溶区的土壤微生物活性进行对比分析，王静等（2013）^[32]对岩溶与非岩溶区的桂花和青冈栎凋落叶的分解速率和营养释放规律进行对比研究。

以上研究表明，与岩溶区相对比，非岩溶区具有独特的地理环境特征而被人们所关注。

三、岩溶与非岩溶的地理差异

中国西南岩溶石山区岩溶发育的地质历史背景，决定其碳酸盐岩主要分布于 NE 向的构造隆起带上^[3]。碳酸盐岩是构成岩溶地貌及其生态系统的物质基础，碳酸盐岩的层位、矿物成分和化学成分、出露条件和岩溶发育特征都将影响岩溶地貌特征和生态系统的结构、运行规律^[3]。

岩溶较发育的地区，大气降水是各类水体唯一的补给源，其地下水多为岩溶水^[2]，因此，区内地表径流量在雨天和朗天变化非常大。而非岩溶区有明显的地下水承压含水层和浅层含水层，水体是由大气降水和岩层中的水共同补给^[2]。因此，区内的地表径流在短时间比较均匀，在丰水期和枯水期才有明显的变化。尹观等（2001）对岩溶区与非岩溶区的氘过量参数（ d ）变化情况进行对比研究发现，岩溶水的 d 值一般较低，反映了岩溶区内水/岩作用所导致的氧同位素交换较非岩溶区容易，交换量高^[2]。

2007年贵州省农业地质环境调查中，采集不同时代不同岩性38件样品，分析测试Mn、Mo、V等62种微量元素和P、K、Ca、Mg、Fe、Si以及Al 7种大量元素，发现贵州碳酸盐类岩石中石灰岩、白云岩的CaO、MgO、Cr呈高背景分布，即岩石富钙镁，土壤贫钙镁，农作物缺钙镁。而农作物生长需要的微量元素和有益元素Fe、Cu、Zn、Mn、B、N、V、P、Co、Ni、K等则常常缺乏。非碳酸盐类岩石中SiO₂、Al₂O₃远高于碳酸盐类岩石中含量^[33]。对石灰岩、白云岩等碳酸盐岩以及碎屑岩、变质岩等非碳酸盐岩类岩石中元素含量统计对比，碳酸盐岩岩石中微量元素含量为 35.3227×10^{-4} ，仅是非碳酸盐岩 108.942×10^{-4} 的三分之一，大量元素和有机质含量也远小于非碳酸盐岩，pH值更偏碱性，而非碳酸盐类岩石则偏中酸性。可见，岩溶与非岩溶是两个具有明显差异的地质背景。

高喜等(2012)^[31]岩溶区土壤的pH值比非岩溶区普遍高出2~3个单位。这种差异主要是由成土岩石的岩性造成的，岩溶区土壤由碳酸盐岩发育而成，非岩溶区土壤由碎屑岩发育而成。由碳酸盐岩发育的土壤呈偏碱性，因而成土的地质背景造成了土壤pH的差异^[34]，岩溶区与非岩溶区不同土地利用方式下土壤pH均表现为草丛>灌木丛>林地^[31]。土壤有机质、全氮、速效氮含量在相同土地利用方式下均表现为岩溶区>非岩溶区，不同土地利用方式下岩溶区和非岩溶区均表现为林地>灌木丛>草丛，土壤全磷含量在相同土地利用方式下均表现为岩溶区>非岩溶区，不同土地利用方式下岩溶区表现为灌木丛>草丛>林地，非岩溶区表现为草丛>灌木丛>林地。土壤全钾含量在相同土地利用方式下均表现为非岩溶区>岩溶区，不同土地利用方式下岩溶区表现为灌木丛>林地>草丛，非岩溶区表现为草丛>灌木丛>林地。这是由于不同的地质背景和土地利用方式造成的土壤肥力差异：岩溶区土壤富钙偏

碱，可溶性碳酸盐能与土壤腐殖质结合、凝聚，形成稳定的腐殖酸钙，有利于土壤有机质的积累^[35]。土壤中氮源主要是土壤的生物作用，由于表层土生物富集作用，植物吸收利用的氮又以有机残体归还土壤，土壤中的氮素绝大部分是以有机氮以及植物和微生物等的残体存在^[36, 37]，所以造成了不同土地利用方式下土壤全氮含量的差异性，由于土壤全钾与土壤养分在土壤中的化学行为有关，非岩溶区土壤全钾含量比岩溶区高说明非岩溶区土壤对营养元素钾的化学行为影响比岩溶区土壤大。

土壤元素含量受成土母质和成土过程的影响。一般情况下，石灰岩形成的土壤比砂页岩形成土壤 Zn 含量要高^[38]。这主要是因为石灰土成土母质石灰岩和白云岩中 Zn 的含量要高于砂页岩^[39]。同时，石灰土形成过程中，土壤的富钙、偏碱性也使得 Zn 成为不易淋失的元素，容易相对富集^[40]。李小芳等 (2006)^[6]对岩溶与非岩溶区的农田和森林土壤 Zn 元素形态进行对比分析表明，土壤中 Zn 元素主要以残渣态 (占总量 68.5% ~ 85.0%) 存在，而岩溶区比非岩溶区的要高，另外，岩溶区石灰土中 Zn 元素相对活泼态 (离子交换态、碳酸盐结合态、腐殖酸结合态) 含量均比非岩溶区对应的要低，而相对稳定态 (铁锰氧化物结合态、强有机结合态) 的含量均相反。这意味着岩溶土壤地球化学环境对土壤 Zn 的迁移、富集、形态转换具有明显的影响。

黄黎英等 (2007)^[7]对岩溶区和非岩溶区土壤溶解有机碳 (DOC) 含量的季节动态进行研究，结果表明，石灰土中溶解有机碳的质量分数为 $19.3675 \sim 143.2524 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，红壤的为 $221.1652 \sim 1016.602 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，石灰土因其偏碱、高钙镁、高有机质含量的特性而使得 DOC 含量远低于非岩溶区红壤的含量；在空间分布上都随土壤深度增加而降低。石灰土和酸

性土 DOC 含量在秋季都达到最高值，在冬季或春季含量最低；岩溶区及非岩溶区土壤 DOC 含量的季节动态变化可以划分为 4 个阶段：(1) 9—10 月高温少雨，植物凋落物增多，DOC 含量在一年中最高；(2) 11—12 月，气温迅速降低，微生物活性随之降低，DOC 含量下降；(3) 12 月月底—4 月，前期 (12 月至次年 2 月) DOC 浓度随土壤有机质含量的增加而增加；后期 (3—4 月) 气温回升，降雨频繁，生物复苏，生物活动旺盛，土壤 DOC 含量迅速增加；(4) 5—8 月，高温多雨，DOC 转化为 CO₂ 释放出来，部分 DOC 随雨水淋失，土壤中 DOC 总含量不高。申宏岗等 (2007) [8] 对岩溶区与非岩溶区土壤溶解有机碳的空间变化研究，结果表明，非岩溶区的土壤溶解有机碳含量较岩溶区高，20 cm 深度比 50 cm 的高。这是因为，土壤溶解有机碳来源于植物枯枝落叶、土壤腐殖质、微生物伤亡个体及根分泌物，在非岩溶区，土壤受雨水淋失较少，土壤中所能溶解的物质并不随雨水的流失而消失，而在岩溶区，土壤受雨水淋失影响较大，土壤中可溶解的有机物随雨水流失，导致土壤中的有机物质减少。同时，低 pH 对应较高的土壤溶解有机碳含量。

周莉等 (2007) [9] 对岩溶区和非岩溶区的林地、灌草丛地、果园等土壤的土壤有机质和氮含量进行测定分析，结果表明，在相同土地利用方式条件下，岩溶区的土壤有机质、全氮和碱解氮含量大都高于非岩溶区。这是由于岩溶区土壤富钙偏碱，可溶性碳酸盐能与土壤腐殖质结合、凝聚，形成稳定的腐殖酸钙，有利于土壤有机质的积累 [35]。在不同土地利用方式条件下，岩溶区土壤有机质、全氮和碱解氮含量表现为林地 > 灌草丛地 > 柚子园 > 银杏园，而非岩溶区土壤的各项指标差异较大、规律不明显。赵仕花等 (2007) [10] 对比分析岩溶区和非岩溶区土壤有机质与氮，结果表明，岩溶区和非岩溶区的有机质、全氮和有效氮的含量都

是表层明显高于底层；相同土地利用类型下，有机质、全氮和有效氮在 0~20 cm 的含量是岩溶区高于非岩溶区，且林地 > 灌草丛地 > 耕地；有效氮含量与全氮和 pH 值有显著的正相关关系。

申宏岗等 (2008) [11] 对比研究岩溶区与非岩溶区果园土壤溶解有机碳与土壤养分性质的关系，结果表明，岩溶区土壤 pH 值与土壤溶解有机碳 (DOC) 呈极显著负相关关系，DOC 与土壤有机碳、全氮、速效氮呈极显著正相关关系，非岩溶区 DOC 与土壤有机碳、土壤全氮含量呈正相关关系。

韦红群等 (2008) [18] 对比研究岩溶区与非岩溶区秸秆堆土壤酶活性影响，结果表明，白酶的活性是非岩溶区的大于岩溶区，氧化氢酶、蔗糖酶、脲酶和纤维素酶活性基本上都是岩溶区的大于非岩溶区，从秸秆降解率来看也是岩溶区的要稍高于非岩溶区。由此认为，秸秆在岩溶区土壤中的降解作用比非岩溶区更强。

栗茂腾等 (2006) [5] 对比研究扇叶铁线蕨叶片对岩溶和非岩溶环境的生态适应性，结果表明，岩溶区生长的扇叶铁线蕨的叶片具有旱生植物叶片特点，即叶片为等面叶，叶肉细胞排列较为紧密以及叶片维管组织发达等，叶片表面特别是叶脉位置具有明显的刺状结构，超薄切片发现这些刺状膨大部分细胞内存在液泡结构，并且这些刺状结构在叶片抽真空的过程中变瘪，说明这些刺状结构可能具有储存水分的功能。非岩溶区生长的扇叶铁线蕨的叶片为异面叶，特点为叶肉细胞排列相对疏松，维管组织不发达，叶片表面具有很多明显的凹槽状结构。余龙江等 (2007) [15] 对比研究岩溶区和非岩溶区的黄荆和柃木的解剖特征进行了比较研究，并对两区的黄荆叶片表皮形态进行了扫描电镜观察。结果显示：(1) 两地的黄荆叶片

背面均有浓密的绒毛，但致密程度有差异，岩溶区黄荆叶片的气孔深藏于绒毛间隙，这种结构可减少水分蒸发，降低因岩溶干旱带来的水分缺失。(2) 岩溶区黄荆和柃木的叶片厚度、上下表皮厚度、栅栏组织的厚度以及栅栏组织的致密程度均大于非岩溶区，这些特征有利于减少水分蒸腾。(3) 岩溶区黄荆和柃木叶片的维管组织发达程度高于非岩溶区，有利于在蒸腾减小的情况下促进水分运输和营养元素的迁移，说明两种植物叶片结构特征在不同生境区的改变是其长期在岩溶区干旱环境条件下形成的适应性变化。

杨霄等(2008)^[20]对比研究岩溶区和非岩溶区玉米叶片光合作用与锌含量和碳酸酐酶活性的关系，结果表明，岩溶区施加有机肥的土壤有效锌和玉米叶片锌含量均高于非岩溶区，岩溶区和非岩溶区的玉米叶片的锌含量分别为 47.85 mg/kg 和 43.35 mg/kg，岩溶区玉米叶片的碳酸酐酶活性和光合作用也高于非岩溶区，岩溶区的碳酸酐酶活性平均为 5.622U，非岩溶区的碳酸酐酶活性平均为 3.485U。

韦红群等(2009)^[22]对岩溶区和非岩溶区柱花草根系与根际微生物组成多样性进行分析，结果表明，比较根系与根际 3 种微生物类群，两地区微生物数量变化除放线菌外都为非岩溶区 > 岩溶区，非岩溶区根际土壤细菌高达 0.73 亿个/g，岩溶区的为 0.25 亿个/g。从物种丰富度看，非岩溶区柱花草根系与根际的均大于岩溶区。就主根部位来说，非岩溶区的霉菌数达 12 种，岩溶区的仅为 6 种。

李小方等(2008)^[16]对岩溶区与非岩溶区柃木叶片显微结构和钙形态进行分析，结果表明，岩溶区与非岩溶区柃木叶片在宽度和厚度、气孔分布频率、上表皮细胞大小和栅栏组织厚度等方面存在显著差异。岩溶区柃木叶片呈现出旱生结构特征，叶片钙形态分布的主要差

异在于酸溶态和残渣态，岩溶区檉木叶片钙含量高达 29 679.75 mg/kg，残渣态钙含量是非岩溶区的 31.2 倍，推测残渣态主要沉积在细胞壁和胞间层基质中，加固了细胞壁，并限制了细胞分裂。

曹建华等 (2011)^[25]对比研究区岩溶区 (石灰岩、白云岩) 和非岩溶区 (砂岩、页岩) 植物叶片中钙形态，结果显示，与非岩溶区相比，岩溶区岩、土、水均含有较高的钙，植物体内能积累更多的钙^[25, 41, 42]。碳酸盐岩的富钙性，导致岩溶环境中的富钙、偏碱性，从而导致岩溶区植物叶片中钙质含量平均值为 1 216.82 mg/kg，比非岩溶区高出 48.45%。岩溶区嗜钙型植物叶片中钙以果胶酸钙形态为主，其含量占总钙质量的 27.91% ~ 32.82%，非岩溶区嫌钙型植物叶片中的钙质以草酸钙形态为主，占总钙质量的 33.69% ~ 34.34%，中间型植物的各种钙形态在岩溶区与非岩溶区具有相似的变化趋势，这暗示着嗜钙型植物、嫌钙型植物及中间型植物均具有应对地质/土壤环境中钙的不同机制。岩溶区嗜钙型植物叶片中的钙主要赋存在细胞壁中，占总钙质的 59.05% ~ 66.54%，而非岩溶区嫌钙型植物叶片中的钙主要赋存在胞质中，占总钙质的 36.67% ~ 34.77%，意味着岩溶区植物细胞具有更高的结构稳定性和强度，有利于抵御恶劣的环境^[25]。

徐祥明等 (2007)^[14]对岩溶区和非岩溶区牧草田间对比试验，测定植被在生长季内 (6—8 月) 的养分动态变化，结果表明：岩溶区牧草的 N 素平均值为 22.79 mg/g，非岩溶区牧草的 N 素略小于岩溶区，为 22.15 mg/g；岩溶区的 P 素平均值为 6.03 mg/g，非岩溶区牧草的 P 素小于岩溶区，为 5.35 mg/g。另外，无论是岩溶区还是非岩溶区，牧草的 N/P 与 N 的相关性最大，相关系数都大于 0.6，与非岩溶区不同的是，岩溶区牧草的 N/P 与 Ca 的相关性也很

大，而非岩溶区的则较小。岩溶区牧草植物体 Ca、Mg 总含量分别是非岩溶区的 2 和 1.5 倍。牧草植物体 Ca、Mg 总量之所以岩溶区远高于非岩溶区，这是由岩溶区特殊的地质背景条件所决定的。岩溶区土壤的母岩为碳酸盐母岩，其主要成分为 CaCO_3 和 $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ 。在这种母岩条件下发育形成的土壤，其 Ca、Mg 含量及 pH 值往往也较高，Ca、Mg 含量为红壤的 5 倍多，pH 值比红壤的 pH 值高 2.20 个单位，所以石灰土偏碱富钙^[39]。而生长在这种土壤上的植物，其 Ca、Mg 含量自然就比较高。

刘彦等 (2010)^[23]探讨封闭系统中单生卵囊藻在岩溶水和非岩溶水环境下对溶解无机碳 (DIC) 利用及其对水体 Ca^{2+} 沉积影响的差异，结果表明，单生卵囊藻在低 CO_2 浓度时，通过胞外碳酸酐酶的催化，以 HCO_3^- 作为无机碳源进行光合作用。在岩溶水环境下单生卵囊藻 DIC 利用能力要高于非岩溶水环境 (4.78 倍)，而在此过程中对水体中 Ca^{2+} 沉积的影响也更高 (2.13 倍)。在岩溶水 (非岩溶水) 环境下，有 42.6% (8.9%) 的 Ca^{2+} 通过物理化学效应以 CaCO_3 形式沉积，其余 Ca^{2+} 可能被藻体生长而吸收利用。

陈家瑞等 (2010)^[24]分别选取岩溶和非岩溶区林地、耕地等几种不同土地利用，对其土壤中细菌、放线菌、真菌三大微生物类群进行计数，结果显示，与非岩溶区相比，岩溶区土壤细菌和放线菌数量明显高于非岩溶区，真菌数量反之，且岩溶区微生物总量大于非岩溶区。

关保多等 (2012)^[28]对广西多站点参考作物蒸散量 (ET_0) 时空变化分析，发现岩溶发育地区的 ET_0 的年际变化比非岩溶发育略显剧烈。

杨洪和李荣彪 (2012)^[29]对凯里舟溪的岩溶与非岩溶区域进行典型样方植物调查，结果表明：非岩溶区域植物多样性高，以乔木和灌木为主，生长比较均匀；岩溶区域植物以草本