中南大学博士后科学基金
桂林工学院出版基金 资助

岩溶区溶洞及土洞对建筑地基的影响

刘之葵　梁金城　著

地质出版社
·北　京·

需要全本请访问 www.ertongbook.com

内 容 提 要

本书系统地介绍了岩溶区溶洞及土洞的发育机制、溶洞及土洞对建筑地基稳定性评价方法和影响因素、岩溶地基承载力确定、沉降变形计算以及岩溶地基处理等方面内容。指出了当前工程实践中存在的一些不合理问题；推导了一系列岩溶地基定量计算的方法与公式。

本书可供从事地质工程、岩土工程、地质灾害防治等专业的科研人员和技术人员参考使用，也可供高等院校师生参考。

图书在版编目（CIP）数据

岩溶区溶洞及土洞对建筑地基的影响/刘之葵，梁金城著. —北京：地质出版社，2006.5

ISBN 7-116-04820-0

Ⅰ.岩… Ⅱ.①刘…②梁… Ⅲ.岩溶地貌-地区-基础（工程）-地基处理 Ⅳ.TU475

中国版本图书馆 CIP 数据核字（2006）第 041791 号

YANRONGQU RONGDONG JI TUDONG DUI JIANZHU DIJI DE YINGXIANG

责任编辑：陈 磊

责任校对：李 玫

出版发行：地质出版社

社址邮编：北京海淀区学院路 31 号，100083

电 话：（010）82324508（邮购部）；（010）82324565（编辑室）

网 址： http://www.gph.com.cn

电子邮箱： zbs@gph.com.cn

传 真：（010）82310759

印 刷：北京印刷学院实习工厂

开 本： 787 mm×1092 mm

印 张： 6.75

字 数： 160 千字

印 数： 1—800 册

版 次： 2006 年 5 月北京第一版·第一次印刷

定 价： 18.00 元

ISBN 7-116-04820-0/P·2674

（凡购买地质出版社的图书，如有缺页、倒页、脱页者，本社出版处负责调换）

前　言

我国岩溶地区分布广泛，是世界上岩溶最发育的国家之一。近年来，在岩溶地区从事的工程建设项目越来越多，岩溶地基基础设计是工程建设的重要内容，它直接关系到工程建设的可行性、安全性及工程造价。因此，岩溶地基基础勘察、设计与施工等问题，也越来越受到人们的关注与重视。

在岩溶地区，由于岩溶作用，建（构）筑物地基中广泛地分布有溶洞、土洞及其引发的塌陷，它们对地基的稳定性、承载力和变形都有着重要的影响。总体说来，目前对岩溶地基的评价分析，经验方法手段多于理论方法手段、定性分析评价多于定量分析评价。因此，对岩溶区溶洞及土洞对建筑地基稳定性的影响因素和判别方法、岩溶地基承载力、岩溶地基沉降变形及岩溶地基处理等进行较为系统科学的研究，无论从理论上还是实践的需要上，都显得十分必要。本书主要对以下方面进行了分析研究：①溶洞及土洞的发育机制；②溶洞及土洞地基稳定性评价；③岩溶地基承载力和变形计算；④溶洞及土洞的地基处理等。

该书在大量宏观分析的基础上，指出了当前工程实践中存在的一些问题，提出在岩溶评价中应采用定性分析与定量计算相结合，并运用弹塑性理论、极限平衡理论、地下水动力学理论、岩土力学、土工试验等研究方法和手段，对岩溶区溶洞和土洞地基的稳定性、地基承载力、沉降变形以及岩溶地基处理等提出了一系列定量计算的方法与公式。这一成果在理论上和实践上均具有重要意义。

本书的顺利完成，得到了桂林工学院科技处邹正光教授、土木系陈学军教授，桂林电子工业学院周亶老师的帮助与支持，在此表示衷心感谢！

作　者

2006 年 3 月 30 日于桂林

目　录

绪　论 …… (1)

1　岩溶区溶洞及土洞的发育机制 …… (7)

1.1　岩溶区溶洞的发育机制分析 …… (7)

1.2　岩溶区土洞发育机制的分析 …… (14)

2　溶洞对地基稳定性的影响 …… (20)

2.1　溶洞对地基稳定性影响因素的定性评价 …… (20)

2.2　含溶洞岩石地基稳定性分析 …… (21)

2.3　已塌陷含溶洞岩石地基的稳定性分析 …… (30)

2.4　含软弱结构面的溶洞地基稳定性分析 …… (31)

3　土洞对地基稳定性的影响 …… (35)

3.1　土洞地基稳定性的影响因素及定性评价 …… (35)

3.2　岩溶区土洞地基稳定性分析 …… (40)

3.3　土洞地基稳定性计算中土体 c、φ值的选用 …… (48)

3.4　人工抽水引起土洞塌陷的可能性分析 …… (51)

3.5　土洞（溶洞）对公路路基的影响 …… (55)

4　溶洞及土洞对地基承载力和变形的影响 …… (59)

4.1　溶洞及土洞对地基承载力的影响 …… (59)

4.2　岩溶区岩石地基承载力的确定 …… (60)

4.3　岩溶区土洞地基承载力的确定 …… (64)

4.4　岩溶地基中发育的土洞对地基变形的影响 …… (69)

4.5　岩溶地基中塌陷土层应力和变形的计算分析 …… (74)

5　溶洞和土洞地基处理及几个问题的探讨 …… (79)

5.1　溶洞和土洞的地基处理 …… (79)

5.2　梁板跨越处理岩溶塌陷时的地基极限承载力 …… (82)

5.3　岩溶区土洞地基灌浆处理中灌浆压力的确定 …… (86)

5.4　调整柱距处理岩溶塌陷地基的距离确定 …… (91)

5.5　岩溶地基处理展望 …… (95)

6　岩溶地基稳定性评价应注意的几个问题 …… (97)

参考文献 …… (102)

绪　　论

岩溶地区占有世界陆地面积的15%，约2200×10^4 km^2。我国的可溶性碳酸盐岩分布积达344×10^4 km^2，其中碳酸盐岩出露面积约91×10^4 km^2。贵州、云南、广西、湖南、湖北、四川、西藏、新疆、青海、河北、山西、内蒙古等省区均有大面积出露。我国的碳盐岩的主要特点是分布广泛且集中，厚度大，时代老，类型繁多，是多样性岩溶发育的质基础。全国各省区碳酸盐岩的分布和出露面积如下表[1]。

全国各省区碳酸盐岩的分布

The distribution of carbonate rock in China

省（区）名称	分布面积 10^4km^2	含碳酸盐岩地层出露面积 10^4km^2	出露面积 10^4km^2	碳酸盐岩出露面积占省区面积的比值/
云南	24.1	19.8	9.7	26
贵州	15.6	14.5	8.9	51
四川	36.0	17.0	8.2	15
西藏	86.5	46.3	11.5	9
广西	13.9	10.3	7.9	33
广东	2.9	2.6	1.4	7
湖南	11.3	8.2	5.8	27
湖北	7.8	5.9	4.1	22
河南	10.4	1.9	1.1	7
台湾	0.1	0.1	0.1	8
福建	0.2	0.2	0.04	0.3
江西	2.5	1.8	0.9	5
浙江	2.2	0.9	0.4	4
安徽	6.0	2.4	1.25	9
江苏	4.5	0.3	0.2	2
山东	8.7	1.5	1.0	7
河北	13.5	3.4	2.2	10
山西	10.2	4.3	3.3	21
内蒙古	10.9	5.1	1.3	1
辽宁	2.6	1.6	0.9	6
吉林	1.0	0.9	0.3	2
黑龙江	1.2	0.9	0.2	0.4
陕西	5.1	4.1	2.1	10
甘肃	9.0	6.8	2.7	7
宁夏	0.9	0.4	0.1	2
青海	19.0	15.0	6.1	8
新疆	38.2	29.8	9.0	6
总计	344.3	206.0	90.7	

注：计算范围限于我国大陆部分及台湾、海南及崇明三岛，其余沿海小岛及南海诸岛由于资料欠缺均未作计算。北京及天津、上海、重庆分别并入河北、江苏、四川一起计算

需要全本请访问 www.ertongbook.com

1　岩溶基础理论的研究

岩溶作为一种特殊的地质条件下形成的现象，已越来越引起人们的重视，许多科技工作者从多个方面对其进行了研究。如在岩溶发育的条件、成因、机制、类型、影响因素、岩溶地形地貌、岩溶塌陷等方面的研究，并且取得了许多成就与成果。

从 20 世纪 70 年代开始，以中国地质科学院岩溶地质研究所为代表的国内有关专家学者，通过中国典型岩溶区——桂林岩溶区的系统研究，对桂林岩溶发育规律和分布、岩溶洞穴和地貌、岩溶旅游资源、岩溶环境水文地质与水资源保护、岩溶工程地质等有了系统和全面的认识[2,3]，该研究成果为国内的其他地区的岩溶研究提供了参考和基础。后来，岩溶基础理论的发展进一步深化，经历了从岩溶形态组合，到岩溶环境学、岩溶动力系统理论的形成过程。

在应用岩溶学方面，为全国不同类型岩溶地区的环境地质问题，尤其是旱涝、石漠化、岩溶水资源、岩溶生态环境等问题的治理和改造进行了研究，取得了显著的成效。

岩溶水文地质工程地质问题，是当前岩溶研究的难点与热点之一，尽管也取得了许多有价值的成果，但目前还有许多基础性和应用性问题，都亟待进一步的深入研究，尤其在岩溶地区从事工程建设中遇到的复杂工程地质问题、地基基础问题、地下水对工程建设的影响、岩溶探测新技术等问题。

2　岩溶工程地质分析方法及探测技术

在岩溶区的工程地质分析方法及岩溶探测技术方面，目前国内主要采用以下方法或手段:

(1) 工程地质调查与测绘: 包括岩溶地形地貌调查、地层岩性、水文地质调查、测量及试验等内容的野外调查，是最简单最直接的方法，能够从宏观上把握岩溶发育的分布和特点，并据此可进一步进行工程地质勘探工作。

(2) 地球物理勘探: 适用于对岩体中复杂的岩溶洞穴进行探测，除了电阻率 (电剖面和电测深) 法、高密度电法、无线电波透射法、地面地震反射波法、声波透射法、微重力法、射气测量等以外[4]，20 世纪 80 年代以后发展起来的探地雷达 GPR (地质雷达)、层析成像 (CT) 技术等在岩溶工程地质勘察中得到了广泛的应用，尤其是在确定岩溶溶洞、土洞及塌陷等的分布、形态和充填情况时，发挥了很大的作用。针对岩溶塌陷的形成机理复杂，其发生具有突发性和隐蔽性。采用监测地面沉降、地面和房屋开裂的方法来监测塌陷，效果并不好，而采用地质雷达等直接 监测和岩溶管道系统中水 (气) 压力的动态变化传感器自动监测的间接监测技术来监测塌陷则能取得较好的效果[5]。2004 年，美国 Technos 地质与地球物理咨询公司总结了 1971 年以来从事地球物理勘探的经验，出版了《Surface Geophysical Methods》(地面地球物理方法) 一书，系统分析了 14 种探测方法，就隐伏岩溶问题，他们认为首选方法是地震面波、地质雷达和微重力法，其次是地震

折射波、地震反射波法、电阻率成像、天然电场、频率域电磁法等[6]。

(3) 遥感技术：地球资源卫星遥感（MSS、TM、SPOT)、航空遥感、热红外遥感、侧视雷达遥感等在20世纪70年代引进我国以后，具有调查面积大，重复性好等特点，对于研究岩溶地貌形态、岩溶层组划分、地质构造等都能取得较好的效果，被广泛应用于岩溶地区的工程地质勘察工作[7]。

(4) 工程地质原位测试技术：主要采用原位标准贯入试验、动力触探试验等测定溶洞和土洞中充填物、岩溶塌陷堆积物的工程地质性质和地基土承载力。

(5) 示踪试验：用示踪剂（荧光染料等）进行岩溶地下水联通试验以及长期观测的研究，查明岩溶的发育程度和溶洞相互连通、分布情况，该方法简单实用，方便可靠[7,8]。

(6) 灰色系统分析和模糊综合分析法：灰色系统理论是基于因素之间发展势态的相似或相异性，来衡量因素的关联程度，它能处理外延明确但内涵不明确的对象，因而可以进行预测。模糊综合分析主要用来研究岩溶塌陷，以研究区地质环境条件大系统为背景，以研究塌陷环境条件影响和作用为主体，通过对塌陷产生的致塌因素和抗塌因素系统分析，最终对塌陷程度做出综合评判，并进行塌陷强弱性分区及动态分析，进而对未来塌陷趋势做出预测和评估[9,10]。

(7) 岩溶浸没的物理模拟法：岩溶浸没主要受降雨、地下河排泄不畅和水库回水倒灌等因素控制。应用相似理论，对岩溶管道系统概化出具有介质特征和水流特征的实体水箱模型，以降雨和水位资料输入，用计算机进行监控，模拟岩溶浸没过程，可以获得水位升高值、内涝延时等参数，据以进行浸没预报[11]。

(8) 模型试验：采用一定尺寸规模的试验装置，模拟砂、土层在各种条件下（如不同水动力条件）的岩溶地基的稳定性或岩溶塌陷过程[12]。

(9) 插钎：用一定长度钢钎（筋）按一定的间距插入下伏土层，用来查明土层中是否发育有岩溶土洞。例如广西桂林岩溶地区，在地基基坑开挖后，一般采用插钎来进一步查明土层中是否存在土洞或塌陷软弱层，实践证明该法很有效。

3 岩溶塌陷灾害研究进展

美国学者Brige于1930年报道了1922年密苏里州发生的岩溶塌陷，Gramer于1941年第一个提出岩溶塌陷的分类，继后有些学者陆续发表了一些文章。

岩溶塌陷发育的广泛性与危害性，已引起国际社会的普遍关注，特别是20世纪70年代以来，召开了多次与塌陷有关的国际会议，使世界各国的研究者有机会交流和商讨解决这一地质灾害问题的经验与方法。例如，1973年，国际工程地质协会在联邦德国汉诺威首次举行了“岩溶塌陷与沉陷——与可溶岩有关的工程地质问题”国际讨论会；1984年3月在威尼斯、1984年10月至1989年10月在佛罗里达州的奥兰多举行了多届的“岩溶塌陷多学科学术讨论会”；1978年铁道部第二勘测设计院、1983年中国地质科学院岩溶地质研究所相继将岩溶地面塌陷列为正式研究课题，前者侧重于应用实践并多以铁路路基塌陷作为研究对象，后者侧重基本理论的研究；1997、1998年先后在广西桂林市和黑龙

江牡丹江市举办了两届“地面塌陷及其对工程建设的影响与防治”学术讨论会；2004 年 8 月在湖北省恩施市召开的“西部水利水电开发与岩溶水文工程地质学术研讨会”，探讨了岩溶水文地质工程地质问题，特别是岩溶发育规律与岩溶区地下水资源、岩溶地面塌陷的分析理论和评价方法，是这次会议的鲜明主题；2005 年 10 月在贵阳举办了“岩溶、工程、环境”为主题的学术会议。

在岩溶塌陷研究方面，近 20 年来，国内许多学者开展了大量工作，主要取得以下成果：

(1) 以中国地质科学院岩溶地质研究所等单位先后开展了一系列的岩溶塌陷研究等项目，基本查明了我国岩溶塌陷发育的现状、宏观分布规律、岩溶塌陷基本类型等。

(2) 铁道部第二勘测设计院开展了铁路岩溶塌陷及防治项目的研究工作，主要研究成果体现在其集体编著的《岩溶工程地质》以及由陈国亮编著的《岩溶地面塌陷的成因与防治》专著中。

(3) 中国地质科学院岩溶地质研究所建成了大型岩溶塌陷物理模型试验室，在 1993～2001年间，先后完成了武汉、唐山、湘潭、玉林、铜陵、桂林和六盘水等城市的岩溶塌陷试验工作，为这些地区岩溶塌陷综合治理发挥了积极的作用[13]。2004 年，该试验室进行了改造，引进了美国 Geomation2380 数据自动采集系统，对试验过程进行全自动监测，使试验研究工作上升到新的高度[5]。

(4) 在岩溶地面塌陷机制理论方面：自 1898 年俄国学者巴蒲洛夫提出“浅蚀论”的致塌机制以来，1979 年我国学者提出的“真空吸蚀效应”等普遍被接受，此外还有“压强差效应”、“垂直渗透效应”、“自重效应”、“浮力效应”、“土体强度效应”、“震动效应”等许多塌陷机制解释。

(5) 在岩溶塌陷的探测方法上，目前主要还是依靠钻探，此外，包括地质雷达、浅层地震和电磁波、声波透视 (CT) 等技术在内的综合物探方法，在岩溶段岩溶塌陷勘察工作中发挥了重要作用。

(6) 在岩溶塌陷预测方面：目前主要根据场地内岩土层组成、地下水等因素的定性预测或半定量预测，或者根据岩土体的分布、物理力学性质、塌陷物理模型等的定量预测。此外还采用人工神经网络以及 GIS 技术对区域岩溶塌陷稳定性进行预测[14]。但严格说来，由于存在较多的不确定因素，目前还很难做到真正意义上的定量预测。

(7) 岩溶塌陷地质灾害信息管理方面：从 1997 年开始，中国地质科学院岩溶地质研究所开发了桂林、玉林、六盘水等城市的岩溶塌陷地理信息系统，并对岩溶塌陷灾害风险进行评估。2002 年，岩溶所完成了“1∶400 万全国地面塌陷风险区划”工作，以县为单位，对地面塌陷的危险性以及可能造成的经济损失进行评价。

(8) 岩溶塌陷的防治方面：在广西桂林岩溶地区的工程实践证明，对于塌陷体最有效和最简单的方法是灌浆，一般采用 0.1～0.5MPa 的压力进行渗透灌浆。此外地面防水以及避免大幅度的地下水位升降也很关键。但要从根本上减轻岩溶塌陷灾害的发生，必须采取地下水优化开采与工程地基处理措施相结合的方法。

4　岩溶地基基础研究

岩溶区的地基基础研究方面，1996 年，美国学者 George Sowers 编写了《Building on Sinkholes: Design and Construction of Foundations in Karst Terrain (塌陷上的建筑物——岩溶区的基础设计与施工)》，全面介绍了岩溶塌陷的机理和防治问题；2004 年，英国学者 Tony Waltham 等组织来自各国的 20 多位专家编写了《SINKHOLES and SUBSIDENCE: Karst and Cavernous Rocks in Engineering and Construction (塌陷与沉陷——工程与建设中的岩溶与洞穴岩体问题)》，系统介绍了工程活动中岩溶隐患的处置问题[6]。迄今为止，国内还没有系统地进行研究，较多见报道的是，一些学者和工程技术人员针对具体的工程实践过程中所遇到的岩溶地基（溶洞地基、土洞地基、塌陷地基）问题，对其进行分析评价或工程实践经验总结。

4.1　岩溶稳定性评价

岩溶地基稳定性的评价，是岩溶地区岩土工程勘察的重要内容，直接关系到地基基础方案的选择确定，目前常用的岩溶稳定性评价方法如下。

(1) 定性评价方法：主要根据已查明的地质条件，对影响溶洞稳定性的各种因素(地质构造、岩层产状、岩性和层厚、洞体形态及埋藏条件、顶板情况、充填情况、地下水等)，并结合基底和载情况，进行分析比较，作出稳定性评价。它是一种经验比拟方法，仅适合一般工程[15]。

(2) 定量评价方法：主要是根据一些公式对溶洞或土洞的稳定性进行分析，目前有以下几种方法[15~19]：①根据溶洞顶板坍塌自行填塞洞体所需厚度进行计算；②根据顶板裂隙分布情况，分别对其进行抗弯、抗剪计算；③根据极限平衡条件，按顶板能抵抗受荷载剪切的厚度计算；④普氏压力拱理论分析法；⑤坍塌平衡法；⑥有限元数值分析法；⑦多元逐步回归分析和模糊综合分析法。

总体说来，目前对岩溶地基稳定性的评价，大多是采用《工程地质手册》(第三版)或《岩土工程手册》中所推荐的计算方法，或者是依据《岩土工程勘察规范》(GB50021—2001) 和《建筑地基基础设计规范》(GB50007—2002) 中有关规定[20,21]。由于评价计算方法较单一，由溶洞及土洞对建筑地基所产生的影响的评价分析，往往与实际情况有出入。这也导致在工程地质勘察中，有些工程技术人员采用一刀切的办法，只要是发现地基中存在土洞或塌陷，即采取地基处理措施，人为地加大安全措施，不可避免地会造成浪费。因此，建议在工程实践中，尽可能采用定性评价与定量评价相结合，采用多种评价方法综合评判，注意积累当地的成功经验。

4.2　岩溶地基承载力和沉降

岩溶地基承载力的确定和地基沉降验算，是地基基础设计的重要内容。当地基中存在

溶洞、土洞或塌陷时，它们对地基承载力和沉降的影响，目前国内很少进行这方面的系统研究，也还没有可供工程实践使用的成熟计算公式。只是有少数学者对岩溶地区的桩基础承载性能以及承载力进行了研究，除此之外更多的是关于岩溶桩基础施工的经验报道。

对于含溶洞岩石地基的沉降变形，目前人们关注得较少，而更关注的是其稳定性。主要是由于岩石本身的变形很小，除非是很重要的建筑物，否则其变形可忽略不计。

4.3 岩溶地基处理

在岩溶区地基处理方面，当前国内外所采用的方法大同小异，即清爆换填，灌浆处理(旋喷桩)，梁板跨越，调整柱桩，合理疏排地表水及地下水等。而这些地基处理措施，除少数处理方法外，目前大部分都还没有成熟的设计计算方法，设计人员也大多是依赖于当地的经验。从已有的文献报道中也可证实，报道中基本上都是针对具体工程的处理经验方法介绍，并无太多的理论分析或计算。

总体说来，目前国内岩溶地区的工程建设，对建筑地基的勘察设计和施工，其经验方法手段多于理论方法手段、定性分析评价多于定量分析评价。因此，对岩溶区溶洞及土洞对建筑地基稳定性的影响因素和判别方法、岩溶地基承载力、岩溶地基沉降变形及岩溶地基处理等进行系统科学的研究，无论从理论上还是实践的需要上都显得十分必要。

1　岩溶区溶洞及土洞的发育机制

1.1　岩溶区溶洞的发育机制分析

岩溶包括溶洞的发育，一般应具备四个条件：可溶性的岩石、岩石具有结构裂隙通道、流动的地下水、水具有侵蚀性。

岩溶区溶洞的发育过程，本质上是水对碳酸盐岩的溶解作用。而碳酸盐岩被水溶解的过程，就是组成这类岩石的碳酸盐矿物如方解石、白云石等和水之间发生的化学反应。

1.1.1　碳酸盐岩的溶解作用

碳酸盐岩可分为纯碳酸盐岩和不纯碳酸盐岩类。纯碳酸盐岩主要由方解石（$CaCO_3$）和白云石［$CaMg(CO_3)_2$］两种矿物组成，而不纯碳酸盐岩类是碳酸盐岩（方解石、白云石组成者）与碎屑岩（砂质和粘土质）之间的过渡类型。

从岩石成因来看，我国的碳酸盐岩主要分为三大类：①石灰岩，主要是浅海相碳酸盐岩台地沉积而成，并往往伴有生物成因；②各种成分的大理岩和结晶灰岩，主要由变质作用形成的，常呈粒状变晶结构；③白云岩，由成岩后白云石化作用形成，常呈晶粒结构。

天然状态下，碳酸盐岩的溶解是一个复杂的物理化学过程，它既有物质之间的化学反应，也有物质微粒的扩散运动。

碳酸钙是碳酸盐岩类的重要成分，分析碳酸钙的溶解过程，可以代表碳酸盐岩类溶解的基本情况。

国内有学者研究表明[22]，碳酸盐岩的溶解作用具有以下特点：①溶蚀作用包括了化学溶蚀和机械破坏两方面，溶解作用要占总量的 90% 以上，岩溶的发育主要受富含 CO_2 的侵蚀性水流溶解所致，浅部的岩溶发育强度强于深部，具有更大的开放性，易受大气、土壤、生物作用的影响使得地下水富含 CO_2，具有更大的侵蚀性；②溶蚀度随深度的增加减少；③机械破坏作用量占 2% ～14%。应力破坏有利于岩溶作用的发展，在水动力条较好的区段，岩溶相对发育；④溶蚀作用指标与岩石化学成分分析结果比较，CaO 含量越低，其比溶解度就越低。

1.1.1.1　碳酸盐岩的溶解反应

碳酸盐类岩石的溶解，以石灰岩为例，其溶解过程可理解为：首先石灰岩直接溶解于没有碳酸的纯水中，它的反应为：

$$CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + CO_3^{2-} \tag{1-1}$$

需要全本请访问 www.ertongbook.com

$[Ca^{2+}]$ $[CO_3^{2-}]$ = K，K 为平衡常数即浓度积。这时溶解作用是很快进行的，实际上立刻就达到平衡，其溶解度见表 1 - 1[23]。

表 1 - 1 $CaCO_3$ 在不含 CO_2 的纯水中的溶解度

Table 1 - 1 Solubility of $CaCO_3$ in the purity water with no CO_2

水 温/℃	8.7	16	20	25	75	100
$CaCO_3$ 溶解度/（mg·L^{-1}）	10	13.1	14	14.3	18	18.2

自然界中纯水是极少的。水中含有的 CO_2，其中一部分呈物理不溶解状态存在与水中，一部分与水化合成碳酸。在温度 4℃时，水中只有 0.7% 的 CO_2 是与水化合的，其余 99.3% 均呈物理状态，称游离 CO_2，化合状态 CO_2 称为侵蚀性 CO_2。物理状态的 CO_2 不能接与石灰岩起化学作用，而是起平衡作用。与石灰岩起化学反应的只有与水化合形成的酸，碳酸电离后产生 H^+ 离子[24]。

$$H_2O + CO_2 \rightleftharpoons H_2CO_3 \rightleftharpoons H^+ + HCO_3^- \quad (1-2)$$

式（1 - 2）中碳酸电离后的 H^+ 离子与（1 - 1）式中的 CO_3^{2-} 化合成为重碳酸根：

$$H^+ + CO_3^{2-} \rightleftharpoons HCO_3^- \quad (1-3)$$

即：

$$H_2CO_3 + CaCO_3 \rightleftharpoons Ca^{2+} + 2HCO_3^- \quad (1-4)$$

由于（1 - 1）式中 CO_3^{2-} 与（1 - 2）式中的 H^+ 离子化合，故（1 - 1）式中 CO_3^{2-} 减少，破坏了（1 - 1）式中的平衡关系，必须从石灰岩石中继续溶解得到新的 CO_3^{2-} 来补充，重新恢复平衡，这样就引起石灰岩的新的溶解。

溶解于水中的 0.7% 的 CO_2，因溶解 $CaCO_3$ 而逐渐减少，以致与物理状态的 CO_2 之间去平衡关系。因此，如果要不断地溶解石灰岩，就必须从存在于水中的物理状态的 CO_2 中变来，这样就开始了连锁反应，一旦其中的一环节发生变化，就相应地引起其他过程的更。

还有一点需说明的是，一般人们常常认为岩溶系统是由多种成因的碳酸对碳酸盐岩的溶蚀结果，但在自然界中，碳酸盐岩地层，特别是白云岩地层中多有石膏夹层；在有些自然环境中，硫酸盐岩（特别是石膏）和碳酸盐岩成互层沉积。当富含 CO_2 的溶液（大气降水或地壳深部热水）沿可溶岩中的构造裂隙运移过程中，发生的复合岩溶导致岩溶溶洞发育。另外，硫酸盐岩和碳酸盐岩的岩溶作用在水溶蚀作用机理上，最主要的区别在于水对碳酸盐岩的岩溶作用，需要借助于溶剂 CO_2 的作用，而水可直接对硫酸盐岩产生溶蚀作用[25]。

此外，热液活动则产生另一种岩溶作用。热液岩溶在美国、匈牙利、意大利、吉尔吉斯斯坦、阿尔及利亚等地已有发现，这种成因的洞穴形态和洞穴沉积物类型不同于大气降水成因的洞穴系统，大多没有渗透带，与地表没有联系。国外学者对匈牙利的研究认为，含 CO_2 的热液在上升过程中对碳酸盐岩溶解形成地下溶洞受构造升降影响，溶蚀形成的溶洞可转变为沉淀带在该系统中，碳酸盐岩溶解度受 CO_2 分压、温度和溶液离子强度的影响[26]。而在对意大利一些深部溶洞成因研究时发现，热液系统中富集的 H_2S 气体随热液向上运移时，在地下水位附近发生氧化后形成硫酸，从而对周围的碳酸盐岩产生侵蚀后形成溶洞[27]。

1.1.1.2 溶解要素之间的平衡关系

碳酸盐岩的溶解与沉淀既然是可逆反应，它必然受一系列平衡关系所控制[23]。

1.1.1.2.1 p_{CO_2}平衡

天然水中溶解 CO_2 的含量与水面空气的状态有密切关系。亨利定律指出：气体的溶解度与该气体的分压成正比，与温度成反比。水中溶解的 CO_2 可按下式计算：

$$\text{溶解 } CO_2 \Longrightarrow L \cdot p_{CO_2} \quad 1.9634 \qquad (1-5)$$

式中：L 为取决于温度的 CO_2 吸收系数；p_{CO_2} 为水面大气中的二氧化碳分压。

上述关系表示，溶解于水中的 CO_2 含量与水面大气中的 p_{CO_2} 始终趋于一种平衡状态，可表示为：

$$\text{气态 } CO_2 \qquad \text{溶解 } CO_2$$

这一平衡关系首先决定着水中所可能含有的 CO_2，亦即决定着水可能具有的对碳酸盐岩的溶解能力，称为 p_{CO_2} 平衡。

1.1.1.2.2 侵蚀性平衡

CO_2 溶入水中后，与水作用生成 H^+ 的反应如式（1-2）。这是一个可逆反应。HCO_3^- 还可以发生第二级电离：

$$HCO_3^- \qquad H^+ + CO_3^{2-}$$

但此时生成的 H^+ 是从已带有 1 个负电荷的 HCO_3^- 离子中分离出来，由于正负电荷的吸引，这一级电离的分解要比式（1-2）所反映的第一级电离困难得多。无论由 H_2CO_3 或 HCO_3^- 离解生成的 H^+ 都对 $CaCO_3$ 具有侵蚀性。

式（1-4）所反映的平衡关系决定着水中 H^+ 和 HCO_3^- 的含量，亦即决定着水溶液对 $CaCO_3$ 的溶解能力，称为侵蚀性平衡。

1.1.1.2.3 碳酸盐的电离平衡

水溶液侵蚀性的形成已如上述。作为溶质的碳酸盐岩，溶解的化学反应既然是一种离子反应，那么，它的溶解就首先取决于它的电离特性。

式（1-4）为碳酸钙在水溶液中电离时的热动力平衡反应式。这一反应总是趋向于达到平衡，才是最稳定的状态。称为热动力平衡或电离平衡，由此决定了 $CaCO_3$ 在一定温度和压力条件下的溶解度。

1.1.1.2.4 溶解平衡

当碳酸盐岩离解成为碱土金属的阳离子和碳酸根的阴离子、水溶液中的碳酸也离解成为 H^+ 和 HCO_3^- 离子时，溶解作用的最后反应就具备了必要条件和充分条件。

从全过程看，在碳酸盐岩溶解过程中，水里实际包含了 CO_2、H_2O、OH^-、H^+、HCO_3^-、H_2CO_3、$CaCO_3$、$MgCO_3$、Ca^{2+}、Mg^{2+}、CO_3^{2-} 等十余种离子和分子。各组分之间互相作用，在各个环节上存在有关部分的平衡关系。如上所述，它们中最重要的有四个。它们组成一个整体，互相影响，互相作用，构成一个复杂的物理化学平衡体系。

1.1.1.2.5 混合溶解作用

除了以上四种平衡关系外，岩溶水还会产生混合溶蚀现象，它是指两种方解石浓度不等的水混合后，会降低其方解石的饱和度或重新对方解石具有侵蚀性。前苏联学者布涅耶

夫 1912 年发现：当一种方解石的平衡溶液与另一种 Ca^{2+} 浓度不同的水混合后，会重新具有侵蚀性。早在 20 世纪 60 年代，国外有学者用其来解释一些岩溶和溶洞现象。

1.1.1.3 溶解作用中的影响因素

碳酸盐岩的溶解，除了受水这一重要因素影响外，还将受岩石性质、温度、浓度梯度、流速等因素的影响。

(1) 岩石性质：一般来说，质纯层厚，$CaCO_3$ 含量高的碳酸盐岩石较易形成岩溶溶洞。最容易形成溶洞的是石灰岩，次为白云质灰岩和白云岩，再其次为泥质灰岩和硅质灰岩，就岩石结构来说，一般颗粒晶粒愈粗，其溶解度愈大，岩溶发育也愈强烈。粗粒结构的岩石孔隙大，岩石的吸水率高，抗侵蚀能力弱，有利于溶洞的发育。

岩石岩层越厚，其含有的难溶物越少，溶解度也越大；薄层碳酸盐岩常含较多的泥质等杂质，溶解度较小，不利于溶洞的发育。

国土资源部岩溶动力学开放研究实验室研究表明：不同碳酸盐岩（石灰岩和白云岩）试片的侵蚀速率试验表明，外源水对灰岩的侵蚀速率在 1000mm/ka 数量级；而外源水对白云岩的侵蚀速率在 100mm/ka 数量级。且灰岩侵蚀速率对水动力条件的变化远较白云岩敏感，即流速增大时，灰岩溶解速率增加明显，而白云岩溶解速率仅有少量增加，反映出两种主要的碳酸盐岩在溶解速率控制机理上存在差异。

(2) 温度：温度变化主要从两个方面产生影响，一是影响 CO_2 在水中的溶解或逸出，从而改变了水溶液对碳酸盐岩的溶解能力；二是水溶液中各反应离子微粒所获得的环境活动能量发生变化，进而影响反应的进行和速率。

一些碳酸盐岩的溶解速度与温度的关系如表 1-2。从表中可以看出：碳酸盐岩在不同温度时的溶解速度是不同的。白云岩溶解速度最大值有一部分出现在 60℃，另一部分出现在 40℃；而灰岩和大理岩溶解速度最大值是在 40℃。高温（如 80℃）或低温（如 0.5℃）溶解速度均较低。可见，40～60℃这个温度段是岩溶发育的最有利的温度区间[23]。

表 1-2 碳酸水中部分岩石的溶解速度（$mg \cdot cm^{-2} \cdot h^{-1}$）

Table 1-2 Dissolve velocity of some rock in carbonic acid water ($mg \cdot cm^{-2} \cdot h^{-1}$)

温度/℃	0.5	25	40	60	80
生物灰岩	0.0368	0.0676	0.1257	0.1130	0.0751
粒屑灰岩	0.0381	0.0831	0.1212	0.1139	0.0714
泥晶灰岩	0.0345	0.0734	0.1135	0.1054	0.0668
粉细晶白云岩	0.0222	0.0540	0.0653	0.0673	0.0641
细晶白云岩	0.0150	0.0391	0.0506	0.0601	0.0368
灰质白云岩	0.0172	0.0431	0.0545	0.0537	0.0431
大理岩	0.0348	0.0913	0.1267	0.1018	0.0670

在自然界的开放系统中，温度和气候条件对碳酸盐岩溶解的影响还要复杂得多。现阶段所表现的中国南方岩溶比北方岩溶强烈，这是由于降水多和气候炎热所致，这两个因素影响岩石的溶解度，因为：它们使可溶岩更易风化和被溶蚀；易于促进细菌繁殖，分解碳水化合物和碳化物，产生大量 CO_2 和水中的其他酸类；易于促进扩散和溶解。

Lahmann（1970）、Balaz（1973）和 Bauer（1964）等人指出：潮湿热带地区，较高的土壤温度和繁茂的植物释放 CO_2 的速度更快。在这些地区的土壤空气中，生物成因的 CO_2 浓度比大气中的浓度大 30～100 倍。渗过土壤层的地下水，具有较高的侵蚀性，所以，湿热地区岩溶发育也更强烈。

（3）流速和浓度梯度：岩石的溶解作用总是首先在岩石和水接触的界面上开始的，显然，岩—水界面处的状态环境对溶解作用的进行起重要的控制作用。

碳酸盐离解生成的 Ca^{2+} 和 CO_3^{2-} 离子在岩—水界面处达到一定浓度。它们的乘积接近或等于饱和溶解度时，该处的溶液就达到了对 $CaCO_3$ 溶解的饱和状态。这些离子如果不能转移疏开，则将在岩—水界面附近形成一个密集的离子层或局部饱和层，阻止 $CaCO_3$ 的继续溶解。

岩水界面附近的密集离子层或局部饱和层主要在两种情况下被移疏开。如果水溶液是流动的，这些密集的离子或分子微粒将被水流携带疏开，同时在流动过程中，还由于水动力作用，溶质微粒还要在水流路线上向四周扩散开去，这种现象称为“水动力弥散”。显然，水流速越快，溶质的弥散迁移越显著，结果是使溶质的局部浓度被冲淡，如果水溶液的流动极其缓慢，那么溶质微粒在其离子或分子活性力影响下，也将从高浓度区沿浓度梯度方向向低浓度区运动，直到浓度梯度消失为止，这种现象称为离子或分子的“自身扩散”，亦即浓度效应，这也可以使岩水界面处的密集离子层或饱和层自动缓慢疏开。

1.1.2 地质构造与溶洞的发育

不同类型及不同性质的断裂、褶皱、节理等构造，其力学作用机制和岩石破碎程度不同。地质构造与溶洞发育的关系极为密切。实践表明，它不仅控制着溶洞发育的方向，而且还影响着溶洞发育的规模和大小。

1.1.2.1 断裂对溶洞发育的影响[8,28,29]

断裂构造使岩层产生大量裂隙，为岩溶水活动和溶岩作用提供了极为有利的条件。断裂性质、断层岩的胶结特性、裂隙发育程度、规模等，在一定程度上控制了溶洞的发育。野外调查和实践表明，溶洞常常沿着断裂破碎带发育，并具有以下一些特征：

（1）张性断裂带与溶洞的发育：因张性断裂带受拉张应力作用，张裂程度较大，断裂面较粗糙，裂口较宽，断层岩多为角砾岩、碎裂岩等，断层角砾岩的角砾棱角尖锐，大小混杂，结构疏松。断层岩粒径相差悬殊，胶结性差或未胶结，孔隙度高、透水性强、利于地下水的赋存、运移，常为岩溶水的有利通道，故通常岩溶作用和岩溶化程度最为强烈。沿断裂带发育的溶洞比较多，规模也比较大。

（2）压性断裂带与溶洞的发育：因压性断裂带受强烈的挤压应力作用，其宽度一般较大，特别是区域性的大断裂，破碎带的宽度有时可达数百米至一千米以上。压性断裂带

的断裂面常平直、光滑，裂口闭合，多为碎裂岩、超碎裂岩和断层泥所组成，一般呈致密胶结状态，孔隙率低，透水性微弱，不利于岩溶水的流通，相对于其他类型的断层而言，其岩溶作用最弱，岩溶溶洞发育程度也最轻微。值得注意的是，有时在压性断裂带的上盘(或下盘) 也可能出现强烈的岩溶溶洞发育现象。

(3) 扭性断裂带与溶洞的发育：由于扭性断裂带受剪应力作用，既有岩石的细粒化，也存在次一级的构造裂隙。断裂面多陡倾或近直立，延伸较深较远，有利于岩溶水向纵深方向活动，故岩溶作用及溶洞发育的深度一般较大。

(4) 构造节理和层间裂隙与溶洞的发育：这里所指的层间裂隙主要是在构造作用下，由于岩层层面之间的相对位移而产生的裂隙。当向斜轴部岩层总厚度为翼部岩层总厚度的数倍时，此种增厚在脆性岩层中常表现为层间裂隙的扩大，这就为溶洞的发育提供了良好的条件。实践表明，很多溶洞现象是沿节理及层面裂隙发育的。

(5) 两组及多组断层交汇部位：在两组及多组断层交汇部位，将产生应力集中，岩石破碎较强烈。当交汇处岩层为厚层、质纯、性脆的灰岩时，各组裂隙倾角陡立，相互交切，从而大大提高了交汇部位岩石的孔隙度等，扩大了交汇部位的储运空间，有利于地下水的活动和岩溶的发育。从动力学和运动学看，两组断层交汇 (多组断层交汇同理)，包含有最大主应力轴 σ_1 象限的两岩块通常发生相向运动，而包含最小主应力轴 σ_3 象限的两岩块则发生相背运动。这样在交汇处，含有最小主应力轴 σ_3 象限的两岩块间通常出现拉张空间，为地下水的运动和岩溶的发育提供了良好“空间”基础。

1.1.2.2 褶皱各部位溶洞的发育特征[8,30]

(1) 背斜轴部是产生张应力的地方，张节理发育，在地形上往往处于山区分水岭地段，雨水或地表水沿这些节理裂隙作垂直运动，然后再向两翼或沿地质构造线方向运动，故岩溶多以落水洞、漏斗、洼地等为主，并具有与构造轴线一致的带状分布特征。在岩溶水运动系统中，此处一般属于补给部位。例如桂林猴山背斜轴部，为厚层—块状岩层碳酸盐岩，从褶皱的形成机制看，纵弯褶皱作用较易在转折端形成虚脱，为塌陷准备了至关重要的“空间”条件；从局部应力环境看，背斜转折端总体处于引张环境，在区域和局部应力共同作用下，一般形成一对斜向共轭剪节理和一组纵张节理，其中纵张节理沿枢纽平行发育，构成引张裂隙带，它是溶洞及其塌陷有利的构造带。

此外，背斜的剥蚀深度和地形也极为重要。当背斜剥蚀深度不大时，其轴部仍保留有大部分引张带的溶蚀破碎岩层，形成有利的储水空间，也有利于溶洞的发育；而向翼部和地下深处，构造环境转为挤压为主，裂隙逐渐闭合乃至消失，成为相对隔水环境，不利于溶洞的发育。

(2) 向斜轴部在岩溶水运动系统中属聚水区或排泄区，岩溶水往往富集于轴部或循构造轴向流动，或向地表河流排泄。岩溶水运动的这一特征，再加上褶皱轴部较为发育的层间裂隙，就给向斜轴部岩溶水的水平运动创造了十分有利的条件。在这些部位往往形成较大的溶洞，甚至形成暗河。由纵弯褶皱作用形成的向斜变形特征与背斜大体相同，在区域和局部应力作用下，向斜核部发育一组斜向共轭剪理和一组与褶皱枢纽垂直的横张节理。同样，横张节理宽度大、裂面粗糙、充填性差，是储水和形成各种岩溶溶洞最为有利的裂隙类型。

(3) 褶皱翼部在岩溶水运动系统中居于径流部位，流速大，水动力作用活跃，岩溶化程度强烈，尤以临近向斜轴部或河谷边缘地区更甚。在这一部位既发育有水平岩溶溶洞形态，也发育有与地表相联系的垂直岩溶溶洞形态。

(4) 褶皱构造的转折端，常常形成各种节理裂隙，是岩溶溶洞发育的集中场所，往往形成大量的溶洞，其规模、形态各不相同。

(5) 背斜倾伏端，褶皱的倾伏端，不但发育上面提到的剪节理和纵张节理，有时还发育横张节理，横张节理是岩层沿走向受到某种限制转为向下倾伏所派生的平行枢纽局部引张力的作用下形成的。该部位岩石常常破碎、裂隙较为发育，整个褶皱构造的地下水往往都将沿着张裂隙及层间裂隙向倾伏端富集。如果倾伏端地势低洼，则常形成地下水的排泄区，水岩作用更加充分，极易于溶洞的发育。

(6) 向斜扬起端，岩层呈锨状翘起，褶曲幅度大、应力局部增强，各种裂隙特别是层间裂隙发育。如扬起端地势低洼，埋藏浅，常出现降落漏斗，地下（表）水汇集的良好场所，是岩溶溶洞的易发构造部位。

1.1.3 溶洞发育的影响因素

1.1.3.1 地形、地貌对溶洞发育的影响

岩溶丘陵山区与平原接壤的过渡地带、溶蚀堆积平原和丘陵地区的洼地、槽谷等地段，地面标高相对较低，容易长年积水，地下水径流强烈，有利于形成竖井、落水洞、溶洞等。

1.1.3.2 碳酸盐岩与非碳酸盐岩的空间位置对溶洞发育的影响[8]

由于碳酸盐岩层透水性相对较强，而粘土岩为不透水或为弱透水层。因此它们在空间位置上的不同排列，就构成了不同的地下水径流条件与不同的岩溶发育规律。

(1) 产状平缓的灰岩，上覆不透水粘土岩时，因受粘土岩的阻隔，灰岩不能从垂直方向得到降水的直接补给，只能从水平方向得到地下水补给，因此岩溶溶洞一般不发育。只是在地表沟谷切割剧烈的情况下，在沟底下部及两侧产生较强的岩溶作用，形成溶洞。

(2) 产状平缓的灰岩，下伏不透水粘土岩，当二者的接触面高于邻近的河水面时，由于岩溶水受粘土岩的阻隔，灰岩与粘土岩的接触面上，常有岩溶泉以悬挂的形式，出露在河谷斜坡之上。

(3) 陡倾或直立产状的灰岩与砂页岩相间排列时，两者的接触带是岩溶水动力现象最活跃的场所，岩溶作用强烈，常在这些接触带附近形成一系列的溶洞、落水洞、漏斗等岩溶现象。

1.1.3.3 地壳运动对溶洞发育的影响

现代地壳运动的表现之一是间歇性升降运动，相应地引起侵蚀基准面的变化。当岩溶地区上升时，基准面相对下降，地下水随着向下溶蚀，岩溶水垂直循环带变厚，发育垂直的岩溶形态。在地壳活动相对稳定时期，岩溶水向当地主要基准面排泄，水平运动强烈，

需要全本请访问 www.ertongbook.com