

岩溶作用动力学与环境

YANRONG ZUOYONG DONGLIXUE YU HUANJING

刘再华 Wolfgang Dreybrodt 著



地质出版社

国土资源部百名跨世纪科技人才培养计划资助项目(9806)

国家自然科学基金项目(49703047、40073026、40372117、40572107)

国家重大基础研究前期研究专项(2002CCA05200)

国家科研院所社会公益研究专项(2005DIB3J067)

资助

德国不来梅大学博士和博士后研究基金(1994 ~ 1996、1999 ~ 2000)

中国科学院“百人计划”项目(2006 ~ 2010)

岩溶作用动力学与环境

刘再华 Wolfgang Dreybrodt 著

地 质 出 版 社

· 北 京 ·

内 容 简 介

本书在综述岩溶作用动力学实验和理论研究成果的基础上,阐述了岩溶作用动力学与环境有关的主要内容,并对未来研究的重点作了展望,是作者近20年潜心研究工作的全面总结。主要包括:CO₂-H₂O系统中碳酸盐岩溶解沉积的物理化学基础、岩溶地区天然环境中碳酸盐溶解和沉积动力学实验和模拟、中国典型表层岩溶系统的地球化学动态及其环境意义、地热CO₂-水-碳酸盐岩系统的地球化学特征及其CO₂来源、碳酸盐岩溶作用对大气CO₂沉降的贡献、钙华形成的水化学和碳氧同位素特征与古环境重建等。

本书可供从事与岩溶有关的水文地球化学、油气、地貌、环境地质、全球碳循环和古气候环境重建等专业的科研、教学人员及大学生和研究生阅读参考。

图书在版编目(CIP)数据

岩溶作用动力学与环境/刘再华,(德)德莱布莱特
(Dreybrodt, W.)著.—北京:地质出版社,2007.2
ISBN 978-7-116-05114-0

I. 岩… II. ①刘…②德… III. ①岩溶-动力地
质学-研究②岩溶-地质环境-研究 IV. P642.25

中国版本图书馆CIP数据核字(2006)第158598号

YANRONG ZUOYONG DONGLIXUE YU HUANJING

责任编辑:赵俊磊 蔡卫东

责任校对:郑淑艳

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) 82324571(编辑部)

网 址:<http://www.gph.com.cn>

电子邮箱:zbs@gph.com.cn

传 真:(010) 82310759

印 刷:北京地大彩印厂

开 本:787 mm × 1092 mm^{1/16}

印 张:15.5

字 数:400千字

印 数:1—800册

版 次:2007年2月北京第1版·第1次印刷

定 价:60.00元

书 号:ISBN 978-7-116-05114-0

(如对本书有建议或意见,敬请致电本社;如本书有印装问题,本社负责调换)

本书第一作者谨以此书
献给他的另外两位导师：

袁道先	院士
沈照理	教授

目 次

1 引 言	(1)
1.1 中国岩溶的重要性	(1)
1.2 岩溶作用	(2)
1.3 岩溶作用过程	(2)
1.4 岩溶发育的解译	(4)

第一篇 岩溶作用的物理化学原理及其动力学

2 $\text{CaCO}_3 - \text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O}$ 系统的化学基础	(9)
2.1 反应和平衡	(9)
2.2 实现平衡的边界条件	(16)
2.2.1 一般情形	(16)
2.2.2 边界条件的改变	(20)
2.2.3 CaCO_3 饱和溶液	(20)
2.2.4 封闭系统中饱和水溶液的混合作用	(22)
2.2.5 外源离子对方解石溶解的影响	(23)
3 溶质传输	(28)
3.1 作为扩散质量传输原理的随机运移问题	(28)
3.2 扩散定律	(30)
3.2.1 一些基本解	(31)
3.3 扩散和对流溶质传输	(35)
3.3.1 紊流中的扩散	(35)
3.3.2 水动力弥散	(36)
3.4 扩散系数及其量级	(37)
3.4.1 分子扩散	(37)
3.4.2 涡流扩散	(38)
4 化学动力学	(39)
4.1 基元反应和总反应速率定律	(39)
4.1.1 基元反应	(39)
4.1.2 总反应	(40)
4.1.3 温度对速率常数的影响	(42)
4.2 平衡的逼近	(43)
4.2.1 不可逆反应	(43)
4.2.2 可逆反应	(45)

4.3	CO ₂ 转换反应动力学	(46)
4.3.1	实例	(47)
4.4	混合动力学	(50)
5	水流动力学	(53)
5.1	层流和紊流	(54)
5.1.1	Bernoulli 定律	(55)
5.1.2	层流	(56)
5.1.3	紊流	(57)
5.2	通过孔隙介质的水流	(61)
6	方解石溶解和沉积的非均质表面化学	(65)
6.1	方解石溶解的实验方法	(66)
6.1.1	旋转盘系统	(66)
6.1.2	批实验	(68)
6.1.3	溶解速率的测定	(70)
6.2	方解石溶解动力学	(71)
6.2.1	方解石溶解的 3 个区域	(72)
6.2.2	PWP 机理模型	(74)
6.2.3	PWP 模型与其他实验的比较	(80)
6.3	方解石沉积化学动力学	(82)
7	岩溶地区天然环境中方解石溶解和沉积动力学模拟	(83)
7.1	问题综述	(83)
7.2	物质传输方程	(84)
7.3	开放系统中的溶解和沉积动力学	(86)
7.3.1	溶解和沉积速率的计算	(86)
7.3.2	开放系统计算结果	(90)
7.4	封闭系统中的溶解和沉积化学动力学	(97)
7.4.1	速率的计算	(97)
7.4.2	封闭系统的计算结果	(97)
7.5	紊流条件下扩散边界层对溶解和沉积速率的影响	(103)
7.5.1	溶解和沉积速率的计算	(104)
7.6	天然系统中的溶解	(106)
7.6.1	远离平衡时外源离子对溶解速率的影响	(106)
7.6.2	岩性对溶解速率的影响	(107)
7.6.3	孔隙介质中的溶解	(108)
8	CO ₂ - H ₂ O 系统中方解石溶解、沉积动力学实验研究	(110)
8.1	方解石沉积的野外观测	(110)
8.1.1	研究区概况	(111)
8.1.2	研究方法	(111)
8.1.3	研究结果、讨论	(112)

8.1.4 野外观测小结	(117)
8.2 方解石溶解的室内实验研究	(118)
8.2.1 实验方法	(119)
8.2.2 实验结果	(120)
8.2.3 实验结果的解释	(122)
8.2.4 小结	(125)
8.3 讨论	(125)
8.4 小结及下一步工作	(128)
8.4.1 小结	(128)
8.4.2 下一步工作	(129)
9 白云岩溶解动力学实验研究	(130)
9.1 实验方法	(130)
9.1.1 材料	(130)
9.1.2 实验装置	(131)
9.2 实验结果	(131)
9.3 实验结果的解译	(135)
9.4 与灰岩溶解的对比	(140)
9.5 小结	(140)

第二篇 岩溶作用与环境

10 我国典型表层岩溶系统的地球化学动态及其环境意义	(145)
10.1 系统概述	(145)
10.2 系统的地球化学动态特征	(146)
10.2.1 土壤 CO_2 动态	(146)
10.2.2 地下水 HCO_3^- 动态	(146)
10.3 系统地球化学动态反映的环境意义分析	(149)
10.4 小结	(150)
11 桂林岩溶试验场水文地球化学的暴雨动态：水-岩-气相互作用	(151)
11.1 试验场气候和水文地质背景	(151)
11.2 研究方法	(153)
11.3 结果和讨论	(153)
11.3.1 试验场地下水水化学特征	(153)
11.3.2 试验场洪水期间地下水水化学的变化	(153)
11.4 小结	(159)
12 地热 CO_2 -水-碳酸盐岩系统的地球化学特征及其 CO_2 来源	(160)
12.1 研究区概况	(160)
12.1.1 四川黄龙沟	(161)

12.1.2	四川康定地热系统	(161)
12.1.3	云南中甸下给地热系统	(161)
12.2	研究方法	(162)
12.3	主要分析结果	(162)
12.4	结果分析、讨论	(163)
12.4.1	地热 CO ₂ -水-碳酸盐岩系统的水文地球化学特征	(163)
12.4.2	地热 CO ₂ -水-碳酸盐岩系统的碳稳定同位素特征	(164)
12.4.3	地热 CO ₂ -水-碳酸盐岩系统的 CO ₂ 来源分析	(164)
12.5	小结	(165)
13	碳酸盐岩岩溶作用对大气 CO ₂ 沉降的贡献	(166)
13.1	研究方法	(167)
13.2	碳酸盐岩岩溶作用对环境变化的敏感性	(167)
13.2.1	对土壤 CO ₂ 变化的敏感性	(167)
13.2.2	对径流变化的敏感性	(169)
13.3	碳酸盐岩岩溶作用对大气 CO ₂ 沉降的贡献估算	(169)
13.3.1	水化学-径流方法	(169)
13.3.2	碳酸盐岩石片试验方法	(170)
13.3.3	DBL 模型计算	(171)
13.4	小结	(172)
14	一种特殊的碳酸盐沉积及其环境意义	(173)
14.1	研究方法	(174)
14.2	分析结果	(174)
14.3	讨论和结论	(175)
14.3.1	碳酸盐沉积物的分类及其形成的地球化学条件	(175)
14.3.2	水泥(混凝土)碳酸盐化对大气 CO ₂ 沉降的贡献估算	(177)
15	贵州茂兰小七孔风景区响水河水化学和钙华碳氧稳定同位素特征与生态环境演变	(178)
15.1	研究区概况	(178)
15.2	研究方法	(180)
15.3	结果及分析	(180)
15.3.1	响水河的水化学特征	(180)
15.3.2	响水河钙华碳氧稳定同位素记录与古气候、古环境演变	(182)
15.4	小结	(185)
16	云南白水台钙华景区的水化学和碳氧同位素特征与古环境重建	(186)
16.1	白水台气候、植被和地质背景简介	(186)
16.2	研究方法	(187)
16.3	结果分析和讨论	(187)
16.3.1	白水台钙华的起源	(187)
16.3.2	白水台钙华的形成过程	(189)

16.3.3	白水台不同时代钙华氧同位素差异反映的水温变化信息	(190)
16.3.4	用热成因类钙华进行古环境重建时应注意的其他问题	(192)
16.4	小结	(192)
17	现代钙华亚年层的厚度、同位素和元素特征及其古环境重建意义：以云南白水台为例	(193)
17.1	研究点概要	(193)
17.2	气温和降雨记录	(195)
17.3	分析方法	(195)
17.4	结果与讨论	(196)
17.4.1	钙华微层厚度	(196)
17.4.2	钙华微层中 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{18}\text{O}$ 的季节性变化	(198)
17.5	小结	(200)
18	云南白水台钙华水池中水化学日变化及其生物控制的发现	(202)
18.1	引言	(202)
18.2	研究区概况	(203)
18.3	研究方法	(204)
18.4	结果与讨论	(204)
18.4.1	白水台泉的水化学组成	(204)
18.4.2	无雨时泉水的日动态变化	(205)
18.5	小结	(211)
19	外源流水中碳酸盐岩试块的侵蚀速率及其控制因素	(212)
19.1	引言	(212)
19.2	研究区概况	(212)
19.3	研究方法	(214)
19.3.1	水化学的监测和取样	(214)
19.3.2	碳酸盐岩侵蚀试块的安放和测定	(214)
19.4	结果与分析	(216)
19.4.1	碳酸盐岩侵蚀速率的测定数据及处理	(216)
19.4.2	1 号和 2 号泉的地球化学特征及其 SI_c 、 SI_b 和 p_{CO_2} 的计算	(216)
19.4.3	碳酸盐岩侵蚀速率控制机理的分析	(219)
19.5	小结	(221)
20	总论及展望	(222)
	参考文献	(224)
	后 记	(237)

1 引 言

岩溶是一种发育在碳酸盐岩地区的景观,在我国西南以具有大量的地表封闭洼地、发育良好的地下排水系统和缺失地表溪流为特征。复杂多变的化学、物理、生物相互作用产生了大范围的地质作用效应,包括溶解、沉积、沉淀和地面沉降。诸如落水洞、伏流、洞穴和岩溶大泉等现象,即是周而复始的地下水不断侵蚀的结果,这些地下水最终都汇入地表溪流。绝大部分地下水在狭窄的裂隙中作层流运动,在地下水水位以上、附近或以下的裂隙可被进一步溶蚀扩大成地下洞穴,而此时地下水流可能变成紊流。洞穴包含着各种不同的溶蚀特征、沉积物和洞穴化学沉积物(指具各种形态的矿物,主要为方解石的沉积物),它们都可能保存该地区的地质变化、古环境和古气候信息。

岩溶作用是全球碳循环的一部分,碳在大气圈、地表和地下水,及碳酸盐岩矿物之间进行交换,所以岩溶作用可以成为 CO_2 的源或汇。水溶液中酸的存在促进了碳酸盐岩的溶解,它固定着来自岩石和以 HCO_3^- 形式存在水中的溶解 CO_2 中的碳。碳酸盐矿物的沉积伴随着部分以 CO_2 形式的碳的逸出,后者常是碳酸盐沉积的驱动力。在许多岩溶地区, CO_2 的逸出导致了钙华在冷泉或热泉出口的沉积。

1.1 中国岩溶的重要性

我国是一个岩溶大国,面积达 344 万 km^2 , 占国土面积的 1/3 强。从温带到热带、从半干旱到湿润,我国的岩溶类型发育齐全。加上我国岩溶发育的四大优势:①碳酸盐岩古老坚硬(三叠纪以前为主),孔隙度小;②水热配套的季风气候有利于我国岩溶的发育;③新生代地壳抬升;④大部分未受末次冰期的刨蚀作用,使得我国岩溶不仅形成了挺拔俊美的地表形态,多姿多彩、规模巨大的地下溶洞,旅游资源十分丰富;而且是全球少有的“天然岩溶档案馆”:在这里既蕴藏着过去环境和生态变化的记录,更包含有不同地质、气候、水文、生物条件下,不同岩溶动力系统的特征及运行规律,也使我国岩溶动力系统类型在全球有很好的示范性。因此,许多国外知名的岩溶学家(如加拿大的 Ford, 英国的 Sweeting 等)在观察了中国岩溶发育特征后指出:国际岩溶学新理论的形成将在中国得到启示。我国岩溶学家袁道先院士连续 3 次成功建议并组织完成的国际地质对比计划 IGCP 299 “地质、气候、水文与岩溶形成”、IGCP 379 “岩溶作用与碳循环”和 IGCP 448 “全球岩溶生态系统对比”,充分显示了我国岩溶研究的优势和在国际岩溶研究中的学术地位。

岩溶环境是一脆弱的生态环境,极易受到人类活动的影响而恶化。1983 年在美国科学促进会第 149 届年会上,人们将岩溶视为与沙漠边缘一样的脆弱环境。同年在我国贵州也召开了类似的全国性的学术研讨会。而制约岩溶生态环境的岩溶动力系统是一个“ $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{碳酸盐}$ ”的三相不平衡的开放系统。岩溶动力系统碳、水、钙(及其他

生命元素) 循环的物质、能量传输过程引发岩溶区一系列的生态环境问题, 如旱涝频繁、地表水缺失、地下水深埋、土壤浅薄贫瘠、岩溶石漠化、塌陷多发、地下水源易被污染等。这些生态环境和资源问题的解决, 最终有赖于对岩溶动力系统运行规律——岩溶作用动力学的掌握。

1.2 岩溶作用

CO_2 气体在大气、土壤空气、雨水、河流、湖泊、地下水和海洋中无处不在, 其溶解形式 H_2CO_3 (碳酸) 是岩石侵蚀和风化的驱动力。图 1.1 显示了各种环境的 CO_2 压力值 (负的以 10 为底的对数值), 对于溶解于水中的 CO_2 , 这是与水溶性的 CO_2 (aq) 相平衡的压力 (10^5 Pa)。

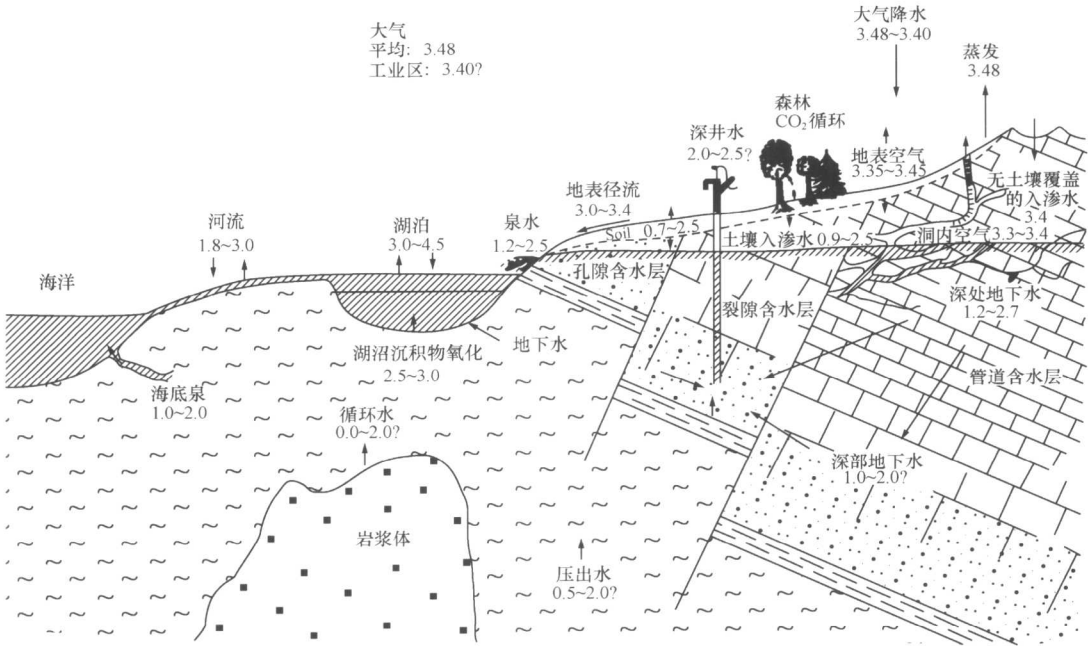


图 1.1 不同环境中 CO_2 分压 (10^5 Pa) 的负对数值 ($-\lg p_{\text{CO}_2}$)

(据 Kempe, 1979)

碳酸盐岩风化和侵蚀所需 CO_2 主要源自土壤中的空气, 它通过土壤进入到渗水中。在土壤中, CO_2 可由有机物质的细菌降解作用形成, 还可以由根的呼吸作用产生。

因此, 生物活动在岩石的风化和侵蚀作用中起着重要的作用。Kempe (1979a, b)、Degens 等 (1991) 等就 CO_2 在淡水和岩石圈碳循环中的作用作了详细的评述。

1.3 岩溶作用过程

图 1.2 显示了石灰岩地形演化序列的一种情形, 从中可见岩溶作用过程, 初始时

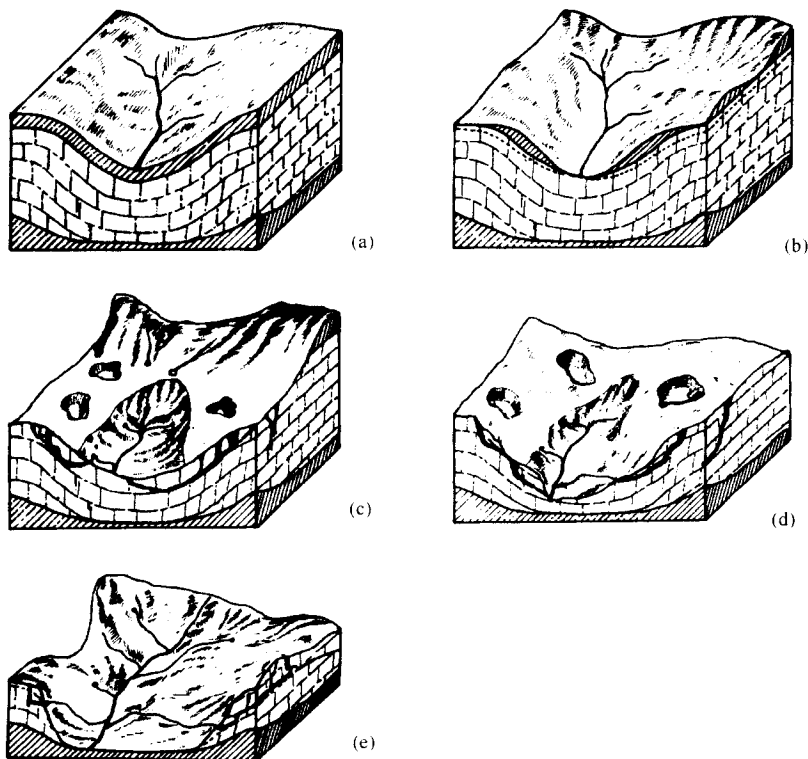


图 1.2 岩溶作用过程示意图

(图 1.2a) 石灰岩岩层夹于两个不透水、不可溶岩层之中，因此，第一阶段发育地表河系。当在一些地方石灰岩暴露于地表以后，使得灰岩与地表水直接接触，这便开始了岩溶作用进程 (图 1.2b)。这可由河水侵蚀盖层产生。一部分水由于重力的作用从石灰岩中的原生狭窄裂隙运移到较低的侵蚀基准面。

一旦存在合适的输入-输出格局，地表水就会入渗到岩石的裂隙中，形成与地表接近的水位。因为主裂隙的宽度为几十个微米数量级，所以，只有微不足道的大气水和地表水穿过石灰岩。与不可溶的非碳酸盐岩相比，灰岩被含有碳酸的水溶解，主裂隙渐渐被加宽，从而增加了穿透岩石的水量，这进一步增加了灰岩的溶蚀量。因此，这种正向反馈作用使次生裂隙不断扩大并产生复杂的石灰岩含水层。大量水可以储存在许多裂隙和空隙中，它们仅可以被侵蚀扩大到小于 0.1 cm 的尺度上。另一方面，复杂的三维管道系统，即充满水的溶洞，以大的岩溶泉形式出现。这种作用过程改变了地表形态。随着有效的管流排水系统的发育，在地表便形成了落水洞，并将地表水引入到地下。盖层的侵蚀不断进行，直到石灰岩裸露于地表 (图 1.2c)，接受大气降水，并入渗到地下，从而建立起新的地下排水网。

在这个不断增加石灰岩渗透性的过程中，地下水位不断下降，直至达到基准面。与此同时，不断改变的地下水路径和输入-输出布局相互作用，使石灰岩体分割 (图 1.2d)，当最终又到达基准面时，河流系统便在此形成，且残留石灰岩小丘在冲积平原上 (图

1.2e)。很明显，不同的边界条件对地形的演化起着重要的作用。如果石灰岩处于很深的位置而远低于可能的基准面（如在南斯拉夫的 Dinaric 岩溶），则会形成完全不同的地貌形态。

此外，节理系统的区域构造将会影响水流格局的形成。复理石类的沉积物和白云岩可成为水力屏障，因此，更增加了岩溶系统的复杂性。

岩溶地貌的多变性，使得对岩溶的分类进行过几次尝试。Cvijic（1924 ~ 1926）将岩溶划分为两类：全岩溶（holokarst）是一种可以在完全由可溶的碳酸盐岩组成的地区发育。它是最彻底发育的岩溶地貌，其特征是：由节理很好发育的块状纯灰岩组成，其岩溶发育深度低于现有侵蚀基准面；且具广阔的、裸露的石质地，地表植被覆盖差。此外，大的岩溶形态，如大溶洞、封闭洼地发育，但缺少地表河流。全岩溶的典型例子是在南斯拉夫的 Dinaric 地区和希腊。半岩溶（merokarst）是一种不完全的岩溶状态，具有非岩溶地区的特征。岩溶作用的程度并不彻底，它缺少一些典型岩溶特征。通常，岩石被可耕土壤所覆盖，有稠密的植被。尽管存在溶洞，但排水模式并不复杂，并可追踪地下河道。

这两种类型的岩溶，在进入到石灰岩中的水的 CO_2 方面存在很大差异。在半岩溶地区，大气降水通过植被土壤带进入到石灰岩中，因此获得了高的 CO_2 含量，从而对石灰岩的溶解性强，全岩溶区水中 CO_2 来自大气，其含量较半岩溶区低几个数量级。

半岩溶和全岩溶的定义分别属于岩溶作用进程的两个端点，即早期和晚期产物。因此，定义那些具有全岩溶又具有半岩溶特征的岩溶为过渡的岩溶地貌类型是适宜的。

不同岩石地质背景的差异会产生不同的水文地质产物。从这个观点出发，介绍两种重要的分类。据 Milanovic（1981），地台型岩溶以水平和缓倾角地层且大面积分布为特征，而且常常是岩溶基准面由下游不透水层所决定。典型的例子是美国肯塔基地区发育的岩溶。

与地台型岩溶相反，地槽型岩溶发育在具明显的褶皱构造中，碳酸盐岩石具有明显的断裂和破裂特征。这种地质背景特别适合发育全岩溶。另一种分类方案是根据岩溶发育的深度分为深岩溶和浅岩溶（Katzner, 1909）。在深岩溶区，不透水层位于地下深处，常低于海平面。因此，岩溶作用不受这样的地层限制，不像浅岩溶那样，碳酸盐岩层厚度有限，最终被岩溶作用暴露于地表，同时发生地表侵蚀（如图 1.1 所示）。

还有许多关于特殊岩溶特征的气候或形态方面的分类，Milanovic（1981）和 Sweeting（1972）对此作过总结。

1.4 岩溶发育的解译

要认识岩溶作用的作用过程，作为第一步，需要对岩溶系统进行描述。因此，首先要回答的问题是“它像什么？”，然后是“为什么会这样？”。

描述方法中的一个重要原则是将岩溶系统不同的属性彼此相互联系。下面作为典型例子对几个这种联系进行讨论。

（1）岩溶地区的水循环与地质特征有关

构成早期地下水流系统路径的溶洞发育的方向与岩石中节理系统的构造有关，这种关联特征可以给出有关节理系统怎样和在什么样的条件下控制岩溶发育的信息。还有许多其

他的岩溶水系统特征与地质构造（如背斜、向斜和其他构造特征）关系存在。

（2）岩溶泉对洪水的响应可以给出构成岩溶水系统的含水层类型方面的信息

有些岩溶泉的流量几乎立即响应洪水事件，而有些岩溶泉却非常缓慢地响应洪水事件。前者可能与管流系统有关，而后一种极端类型，它是一种扩散型含水层，水流通过许多小的，相互联系的裂隙和孔隙，它们有高的阻水性和大的储水能力。因此，显示出对洪水事件的延迟效应。从这些泉的水文动态属性的详细分析，可以认为，岩溶系统是由两种相互联系的含水层组成的：一是管道流含水层，排水最有效；二是作为储库的扩散流含水层。

（3）地表岩溶的发育与地下岩溶作用的状态密切相关

塌陷仅在地下存在大溶洞的地方才有可能形成。地表排水系统与地下排水系统的联系（例如在半岩溶地区）反映了地下岩溶作用的存在。通过地表水染色示踪及观察其再现，可以给出有关地下岩溶作用的有价值信息并帮助识别地下水盆地。

（4）调查溶洞及其溶洞通道的形态可以给出有关溶洞发育的有价值信息

可以分辨出溶洞发育的两个阶段。在早期阶段，地下水位高，可以形成溶洞管道，且在潜水带中完全被水充满。这些通道呈圆形或扁豆状，其形态明显显示了溶解侵蚀占主导作用。在晚期，溶洞通道部分被地下水所放弃，在目前的包气带地区，水流呈自由水面，在这种条件发育的溶洞通道显示垂直下切特征，而发育成峡谷。根据溶洞的高度与先前河谷位置之间的关系可进一步给出有关溶洞系统演化的信息。

一些教科书，如 Bogli (1980)、Jennings (1985)、Jakucz (1977)、Milanovic (1981)、Pfeffer (1978) 和 Trudgill (1985) 和一些评论文章，如 Hanshaw & Back (1979)；Stringfield 等 (1979)，以及由 Back 和 La Moreaux (1983) 编辑的 V. T. Stringfield 研讨论文集，总结了大量的野外观察实验，从而得出对岩溶作用过程总的看法是：岩溶作用是地下水在其入渗到可溶的碳酸盐岩石中发生的溶解作用过程。一旦在可溶岩地区，存在地下水输入和输出之间的水力梯度，就会驱动水在由数量级为几十个微米的原生微型裂隙组成的相互联系的系统流动，这便是岩溶作用的开始。

由于对岩溶作用的初始阶段不可能进行直接的观测，因此关于这方面的信息知之甚少。然而可以推断，一定存在可渗透的原生裂隙和断裂系统，它们被地下水的侵蚀作用扩大，进而形成未来岩溶含水层的次生渗透性。裂隙中的水流在这个阶段一定是呈层流状态，这可以从臆想它们的大小和水力梯度中得知这一点。在有利的条件下，初始微裂隙逐渐被溶蚀扩大成直径为几个毫米的管流网络，开始出现紊流。在这种条件下，石灰岩被溶解作用移走的数量不断增加，其主要原因是：①紊流能快速将溶解物质传输到溶液之中，从而使溶解速率加快；②侵蚀水的总量增加，因此溶解石灰岩的能力增强。

因此，一旦超过一定的通道直径大小，便形成有效的排水系统。最终改变了输入-输出格局，地表和地下水排水系统的关系便构成了显著的岩溶特征。与此同时，扩散流岩溶系统也在不断变化，岩石的渗透性不断增加。管道流系统和扩散流系统相互作用，相互影响，最终发育为成熟的岩溶系统。

在这个总的框架中，还有许多问题悬而未决。可渗透或适宜的裂隙和节理的术语仅是用于说明若干年前岩溶作用开始的情形，而并不是对此作出的解释。人们不禁要问“什么是可渗透的裂隙？在初始‘裂隙含水层’中它需多大水力梯度？”即使这个问题可以回

答,紧接着的问题是“裂隙中的水流可以运移多远,而不失去溶解扩大这种裂隙的能力?”与之相关的问题是“流经裂隙的一定量的水流能带走多少石灰岩?”。

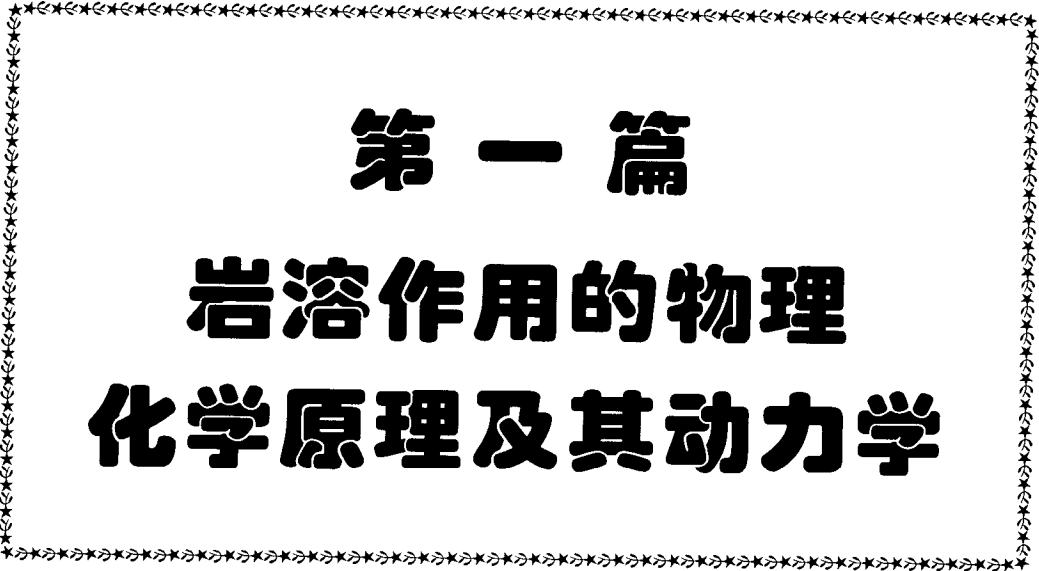
这些问题不能再用描述性方法进行解答,而必须通过多学科方法加以解决,即采用石灰岩-水-二氧化碳系统化学以及裂隙系统和管流含水层中的流体动力学方法。

Thraikill (1968) 在他的经典文章中讨论过“石灰岩洞的化学和水文因素”。他调查了管网的水流动模式,模拟了岩溶含水层的层流和紊流,得出结论:在层流和紊流状态下流动模式是相似的,其假定条件是岩溶含水层的侧向扩展相对于深度是很宽的,且渗透性分布均匀。他调查了包气带水入渗到岩石为到达水面过程中的化学演化,得出结论:大多数这种水在到达水面时被方解石所饱和。为了解释浅部潜水带中岩溶孔隙度增大的原因,他寻求重新处于非饱和状态的原因。假定在 1 km^2 面积上不断接收雨水入渗形成长为 500 m , 平均直径为 1 m 的最小溶洞需 10 万年。他定义的标准最小非饱和度时钙浓度为 $0.0108 \text{ mg} \cdot \text{L}^{-1}$ 。这种大小的非饱和度可能因温度的影响产生。当温度下降 1°C 时,非饱和度将增大 50 倍,这是根据 $\text{CO}_2 - \text{H}_2\text{O} - \text{CaCO}_3$ 系统的质量作用定律预测得到的。Bogli (1964) 通过混合效应得出了类似的结论。这种效应是指两种饱和的 CaCO_3 溶液混合(不同的 CO_2 浓度和不同的 Ca^{2+} 浓度)重新具有侵蚀性,尽管这些考虑表明溶洞和岩溶含水层的发育与水动力学和平衡化学规律不相矛盾,但人们应看到,这些观点缺少控制岩溶系统演化的重要原理。

因为岩溶演化是与时空有关的作用过程,所以必须回答平衡化学所不能回答的两个重要问题。第一是关于岩溶系统空间展布的问题,这个问题与“在给定条件下方解石侵蚀性在达到饱和(或不再溶解石灰岩)之前能运移多远?”有关。第二是有关时间的问题,即从初始状态发育到成熟岩溶系统需要多长时间。

回答这些问题的关键是弄清方解石的溶解或岩溶作用的动力学机制。如果方解石的溶解反应极快,水一旦与方解石接触,便会在极短的时间内达到饱和。因此,由水入渗到原生裂隙中发生的石灰岩溶解便会在运移很短距离后停止,此种情况下仅发生地表侵蚀现象。结果是灰岩面呈均匀下降。从而不会发育诸多地下水循环的岩溶特征。换句话说,如果溶解相当的快,岩溶地貌就根本不会出现。而另一方面,如果假设反应进程极其缓慢,那么,入渗到原生裂隙中的水就会在极长的运移过程中保持其溶解能力,流动通道的增大是以均匀的速率在各处进行,结果是形成均一的次生渗透性,这与自然界观测到的相悖。此外,极其慢的反应动力机制其结果是单位面积和时间的石灰岩溶解量极小。因此,裂隙增大的速率极小,从而形成岩溶含水层的时间从理论分析来看为无限长。为了认识岩溶作用的过程,正如 White 和 Longyear (1962) 首次认识到的那样,需要深入了解方解石溶解动力学机制。

详细讨论复杂的方解石溶解和沉积动力学机制,以及将它们与岩溶系统的发育和岩溶相关的环境联系起来,是本书的两大主要目的。



第一篇

岩溶作用的物理 化学原理及其动力学

