

# 鲁中南岩溶发育的控制因素

彭凯, 赵有美, 李岚

(山东省地矿工程勘察院, 山东 济南 250014)

**摘要:**地质构造、气候、水动力条件对鲁中南地区丰富多彩的岩溶形成起着控制作用。下古生界特别是中寒武统上部及中、下奥陶统的碳酸盐岩是该区岩溶发育的基础, 新生代继续活动的断裂构造把被非可溶岩分割的碳酸盐岩岩层串通成统一的水文系统。新生代多期的上升运动, 使该区持续保持较大的地形高差和积极的水文交替条件, 特别是该区的泰山、鲁山、沂山、蒙山等均由前寒武系变质岩及岩浆岩组成, 它们在新生代的漫长地质历史时期, 直至今日均高于周围的可溶岩分布区, 造成了该区岩溶发育可经常受到强大的外源水影响的基本格局。

**关键词:**岩溶发育; 控制因素; 鲁中南

**中图分类号:** P642.25

**文献标识码:** A

鲁中南位于山东省的中南部, 东界郯庐断裂, 西界巨野断裂, 北起胶济铁路, 南至省界。该区碳酸盐岩除中上元古界土门组中夹有硅质灰岩及石炭系中夹有薄层灰岩外, 主要出露于下古生界寒武—奥陶系, 其面积约为 22 321.4 km<sup>2</sup>。岩溶形态丰富, 它的形成受地质构造、气候及水动力等条件控制。

## 1 鲁中南岩溶发育特征与分布

鲁中南岩溶依据大地构造单元所决定的大地貌类型、可溶岩的地质及出露埋藏条件等, 划分为鲁中南中低山丘陵岩溶区和鲁西残丘平原岩溶区两类。鲁中南中低山丘陵岩溶区位于山东省中部, 以中低山丘陵为主。地表岩溶地貌形态有溶蚀剥蚀的岭山、崮山、丛丘、岭丘、缓丘谷地及残丘平原, 溶蚀地貌为溶蚀洼地、溶沟田等。岩溶个体及微形态有溶痕、溶盘、干谷、大泉等形态。岩溶相关沉积物有石灰质坡积角砾、红土及洞外钟乳石; 鲁西残丘平原岩溶区位于山东省西部, 地势低平地表岩溶形态为溶蚀剥蚀形成的残丘平原及缓丘谷地。其岩溶个体形态较少。在其碳酸盐岩浅埋区岩溶较发育, 有溶孔、溶蚀裂隙及溶洞。地下岩溶随着深度的增加而减弱。

## 2 地质构造因素

### 2.1 岩性

可溶岩是岩溶发育的物质基础。该区按结构成因划分有中寒武统鲕状灰岩, 上寒武统为竹叶状灰岩, 下奥陶统中细晶白云岩, 中奥陶统为泥晶灰岩及角砾状含泥云质灰岩。

#### 2.1.1 不同类型碳酸盐岩的相对溶蚀速度

从室内 25 件溶蚀试验结果表明(表 1), 从纯化学溶解速度来看, 灰岩类明显大于白云岩类, 而且随着岩石中白云石含量的增加, 溶解速度逐渐降低。但机械破坏量白云岩类明显大于灰岩类, 而且随着岩石中白云石含量的增加, 机械破坏量逐渐增大<sup>[1]</sup>。因此, 从溶蚀速度来看, 虽然灰岩大于白云岩, 但溶蚀速度最大的却是白云质灰岩, 这主要与岩石的结构特征有关。

表 1 不同类型岩石的相对溶解速度

层位	岩性	比溶解度 (Kcv)	比溶蚀度 (Kv)	机械破坏量 (%)
O <sub>2</sub>	泥晶灰岩	0.93	0.91	0.04
	含泥云质灰岩	0.83	1.15	24.93
O <sub>1</sub>	中细晶白云岩	0.46	0.62	27.95
E <sub>2</sub>	鲕粒灰岩	0.98	1.00	4.03
Z	含泥硅质灰岩	1.00	1.16	1.10

\* 收稿日期: 2010-04-24; 修订日期: 2010-05-28; 编辑: 陶卫卫

作者简介: 彭凯(1978—), 男, 山东东平人, 工程师, 主要从事水文、工程、环境地质勘查评价工作; E-mail: jn801@163.com。

从野外不同环境埋放的溶蚀试片表明(表 2)<sup>[3]</sup>,空中环境下试块的平均溶蚀速度与室内溶蚀

试验结果基本相同。地表条件下白云岩溶蚀速度最大,可能因白云岩的机械破坏量较大之故。

表 2 不同类型岩石在不同环境下的溶蚀速度值

埋放环境	含泥质灰岩		中细晶白云岩		细晶灰岩		鲕粒灰岩	
	溶蚀量 (mg)	溶蚀速度 (mg/cm <sup>2</sup> ·d)	溶蚀量 (mg)	溶蚀速度 (mg/cm <sup>2</sup> ·d)	溶蚀量 (mg)	溶蚀速度 (mg/cm <sup>2</sup> ·d)	溶蚀量 (mg)	溶蚀速度 (mg/cm <sup>2</sup> ·d)
离地 1.5m 空中	33.7	0.01039	29.85	0.00921	38.40	0.01184	55.35	0.01707
地表面	5.37	0.00163	12.05	0.00366	6.17	0.00187	6.05	0.00184
地下 0.5m 土中	2.68	0.00081	3.00	0.00091	2.35	0.00071	7.63	0.00232
平均值	13.92	0.00428	14.97	0.00459	15.64	0.00481	23.01	0.00708

注:埋放时间为 1989 年 1 月 14 日至 1989 年 10 月 8 日。

2.1.2 不同类型碳酸盐岩洞穴发育概况

根据地表出露洞穴的不完全统计,在该区 292 个大小洞穴中,发育于中、下奥陶统泥晶灰岩中的有 144 个,占洞穴总数的 49%,发育于中寒武统鲕状灰岩中的有 87 个,占洞穴总数 29.8%<sup>[2]</sup>,其次是下寒武统灰岩,发育于震旦系泥硅质灰岩中的洞穴很少(表 3)。

表 3 不同类型岩石洞穴发育情况统计

层位	主要岩性	洞穴总数		大中型洞穴数	
		个数	百分数	个数	百分数
O <sub>2</sub>	泥晶灰岩	1	0.34	1	2.94
O <sub>1</sub>	泥晶灰岩	143	49.0	23	67.65
Є <sub>3</sub>	竹叶状灰岩	27	9.2	3	8.82
Є <sub>2</sub>	鲕状灰岩	87	29.80	6	17.64
Є <sub>1</sub>	含鲕粒泥晶灰岩	32	10.96		
Z	含泥硅质灰岩	2	9.60	1	
	合计	232	100.00	34	

长度大于 50 m 的大中型洞,发育于奥陶系有 27 个,占 79.41%,发育于中寒武统鲕状灰岩中的有 6 个,占 17.64%,发育于其他层位和岩性的洞穴都很少。

2.1.3 不同类型碳酸盐岩的含水性

岩溶泉的流量和岩溶地下水的动态间接反映地下岩溶空间的发育状况。据不完全统计,该区有岩溶泉 300 余处,总流量达 3 亿 m<sup>3</sup>/d,流量大于 1 万 m<sup>3</sup>/a 的大泉有 36 处,占总流量的 78% 以上,其中发育于中、下奥陶统泥晶灰岩中的有 24 个,泉水流量占总流量的 75.8%,发育于下奥陶统白云岩中有 6 个,泉流量占总流量的 15.53%,其他层位很少。这说明泥晶灰岩岩溶发育,与上述岩溶洞穴发育规律

一致,而白云岩的岩溶洞穴并不发育,有利于地下水的储渗,在有利的构造部位,可形成较大的岩溶泉,尤其纸坊庄组下段。

2.1.4 不同类型碳酸盐岩的地貌景观特征

岩溶地貌景观与岩石性质及其组合类型有很大关系。该区奥陶纪东黄山一八陡组由于中厚层泥晶灰岩与薄层含泥云质灰岩呈间互层出露,地貌景观往往表现为陡缓相间的台阶式,下奥陶统的纸坊庄组白云岩由于整体岩溶化作用,往往呈缓坡状山脊或缓丘状弧山,中寒武统由于张夏组厚—巨厚层鲕状灰岩与其以下的非碳酸盐相间,鲕粒灰岩常呈“崮”的形式耸立于缓坡之上<sup>[3]</sup>。

2.2 地质构造

2.2.1 不同构造对岩溶发育的影响

(1)单斜构造:单斜构造有利于单面山的形成;平缓的单斜构造有利于“崮”山的形成;岩溶地下水沿层面运动,层面岩溶发育,有利于形成层间洞穴,如:东龙洞、坡山洞等。单斜构造的前缘易于形成大泉,如:济南泉群、明水泉群等。

(2)褶皱构造:①开阔向斜构造为宏观负地形的发育奠定了基础。一些向斜构造构成盆地的主体,如:赵庄向斜构成羊庄盆地的主体,淄博向斜发育了淄博盆地。②向斜轴部岩溶发育,往往为岩溶地下水富集带,如:羊庄地段,地处赵庄向斜轴部附近,以奥陶系的泥晶灰岩、白云质灰岩等。地下岩溶有溶孔、溶洞等,富水性强,钻孔单井涌水量可达 3 773.5m<sup>3</sup>/d·m。③向斜上覆为石炭二叠系时,下伏灰岩岩溶非常发育,如:莱芜向斜钻孔,孔深 169.78 m 遇小型溶洞 22 个,溶洞总长 40.58 m,约占孔深的 24%。④复式向、背斜褶皱带是岩溶发育的特定部位,一般背斜轴部、向斜轴部及倾伏端岩溶发育,

如:莱芜顾家台矿区背斜倾伏端在33个钻孔中,共遇裂隙型溶洞137个。有的向斜沟谷可见多层溶洞。

(3)断裂构造:①断裂构造控制碳酸盐岩地层的边界,从而控制了岩溶发育的范围。②断裂带常常形成岩溶强发育带。因断裂带附近岩体破碎,孔隙增加(表4),成为良好的含水带和导水带。常常成为强岩溶带和富水地段。如:济南地区的文祖东断裂双龙村段,断裂带内岩层破碎严重,断裂带由角砾岩、压碎岩、碎粒岩、糜棱岩等构成,形成良好的含水带和导水带,其附近3眼机井水量均很丰富。③断裂影响岩溶发育,常是岩溶洞穴发育的场所,如:长度在1000m以上的博山朝阳洞,其主洞呈SN向,与禹王山断裂密切相关,莱芜石门官庄-沙王庄断裂挤压带附近有6个水平溶洞发育。

表4 济南、淄博地区碳酸盐岩断层岩孔隙统计

断层岩	角砾岩	压碎岩	碎裂带	碎斑岩	碎粒岩	糜棱岩	重晶石岩
孔隙度	0.00%	3.80%	6.33%	7.74%	14.15%	6.71%	4.62%

此外,溶洞的空间分布与主要节理的分布一致(表5),几组节理交叉处易形成廊道系统及厅堂。如:沂源孟坡诸葛洞口附近走向为 $260^{\circ}, 5^{\circ}, 320^{\circ}$ 3组节理交叉形成3条廊道系统。又如:博山朝阳洞距洞口700m处交叉节理裂隙形成宽7m长10m的厅堂。

表5 溶洞延伸方向与裂隙走向关系

溶洞	下崖洞	莱芜 朝阳洞	千佛洞	凤山洞	皇姑 方洞	隐仙洞
洞穴延伸方向	$270^{\circ}$	$70^{\circ}, 340^{\circ}$	$100^{\circ}$	$190^{\circ}$	$255^{\circ}$	$3^{\circ}, 80^{\circ}$
裂隙走向	$270^{\circ}$	$70^{\circ}, 340^{\circ}$	$100^{\circ}$	$195^{\circ}$	$255^{\circ}$	$5^{\circ}, 80^{\circ}$

(4)构造变动对岩溶发育的影响:差异升降活动奠定了整个区域地貌的基本轮廓和骨架。在间歇性持续抬升过程中,古地质时期形成的岩溶地貌必然被以后的上升运动相应地抬升,并塑造新的岩溶地貌,这样,经过多次抬升后则岩溶地貌必然经历抬升→塑造→再抬升→再塑造的多次循环过程,从而使岩溶地貌表现“多层性”特征。如博山朝阳洞的钥匙形和莱芜朝阳洞的“I”字形横剖面都反映了构造抬升所表现的岩溶发育的多层性特征。

综上所述,岩溶发育形态、程度、类型受断裂构造的控制,在背斜构造轴部一般岩溶较发育,在岩性相同的条件下,距断裂越近岩溶越发育,远离断裂逐

渐减弱,且断裂带常是岩溶洞穴发育的场所,同时,溶洞的发育方向也受节理裂隙的控制。

### 3 气候水动力因素

#### 3.1 气候因素

鲁中南地区地域辽阔,西北部与东南部气候差异显著。以沂源—蒙阴—滕州—微山地表分水岭为界,西北部年降雨量一般为600~700mm,湿润系数大于0.3,小于0.6,属于半干旱气候区。而东南部降雨量一般大于800mm,高时可达921mm,湿润系数大于0.6,有时可达0.7以上,属于半湿润气候区。

溶蚀量计算:降水对岩溶控制作用是很明显的,根据国内外学者的研究,认为灰岩的溶蚀速度与降雨量呈幂函数关系<sup>[4]</sup>。

$$D = 0.043P^{1.26}$$

$$D = 0.0079P^{1.23}$$

式中: $D$ 为溶蚀速度( $m^3/km^2 \cdot a$ ); $P$ 为年降雨量(mm);用上述公式计算该区的溶蚀速度。

由计算结果可知,半干旱区溶蚀速度 $21.47 \sim 28.47 m^3/km^2 \cdot a$ ,平均为 $25.71 m^3/km^2 \cdot a$ ;半湿润区溶蚀速度 $29.41 \sim 34.96 m^3/km^2 \cdot a$ ,平均为 $31.73 m^3/km^2 \cdot a$ 。

根据野外观察,鲁中南中低山丘陵岩溶区属于半湿润气候区,地表岩溶地貌形态有溶蚀剥蚀的岭山、崮山、丛丘、岭丘、缓丘谷地及残丘平原,溶蚀地貌为溶蚀洼地、溶沟田等,岩溶个体及微形态有溶痕、溶盘、干谷、大泉等形态。岩溶相关沉积物有石灰质坡积角砾、红土及洞外钟乳石;鲁西残丘平原岩溶区属于半干旱气候区,地表岩溶形态为溶蚀剥蚀形成的残丘平原及缓丘谷地。其岩溶个体形态较少,在其碳酸盐岩浅埋区岩溶较发育,有溶孔、溶蚀裂隙及溶洞,地下岩溶随着深度的增加而减弱。因此岩溶形态及其组合往往受气候条件的控制,区内不同气候区,岩溶形态由地表到地下,由宏观到微观,由溶蚀形态到堆积形态也都具有显著的差异。

#### 3.2 水动力因素

在岩溶地貌的形成过程中,水流量是最积极的动力因素,水流量、水动力梯度、水流速度构成了岩溶作用的主要水动力条件。而地表、地下水文网的结构、水流的补给方式、水流过程则反映了水动力条

件的区域组合情况,所以它们对岩溶作用及其所形成的岩溶形态有很大的影响。

### 3.2.1 水文网对岩溶发育的控制

#### 3.2.1.1 地表水文网

(1)决定了地表岩溶侵蚀地貌的展布方向和相对高度,溶蚀侵蚀地貌的主要营力是水流的侵蚀作用,因此该区的溶蚀侵蚀地貌主要从分水岭向四周排列,以泰山北侧为例,主要排列方向是SN向。一般在近分水岭地带,水动力作用以下蚀为主,河网不甚发育,河流切割密度较小,对地表物质的侵蚀、溶蚀的平均量较小,故而地貌相对高差较大;在河流下游,尤其是近平原地段,随着河流补给范围和水量增加,而地形海拔高度相对较低,因此其水力梯度较小,水流的下蚀量明显降低。水动力作用以侧蚀为主,导致河网切割密度增加,地表普遍遭受水流的侵蚀和溶蚀作用,地形高差较小。

(2)水系对地表的分割,在碳酸盐岩区形成了众多的局部性侵蚀基准面,它们决定了各地地下水排泄方向,从而也决定了各地主要岩溶裂隙和管道洞穴的发育方向。

(3)由水文网控制的地形切割程度决定着岩溶作用的方式,在较深的切割地段,垂直溶洞发育,在小范围内易形成漏斗,并进一步扩大成为洼地。该区几个典型封闭洼地都分布在深切切割的分水岭地段。另一方面,较深切割区岩溶水垂直运动可导致山坡崩塌,易形成“崮”山,较浅切割区,地形相对高差较小,大气降水主要以地表径流方式排泄,小部分沿节理渗透进入地下,以水平方向运动为主,并经常出露地表,明流伏流交替。在排泄区可形成较大流量的泉。另一方面,水平岩溶作用促进了地表正地形分割,容易形成溶沟,并扩大成溶沟田景观。

#### 3.2.1.2 地下水文网

(1)地下水文网的结构和功能制约着洞穴发育的形态和规模。该区地下水文网由于补给水流不充分,难以发展成较大规模的多管道网络系统,因此该区以中小型单管道洞穴为主。

(2)地下水可以通过地下水文网穿越地表分水岭,使得地下水分水岭与地表分水岭不一致。如:济南玉符河流域,岩溶地下水穿越玉符河分水岭,补给济南泉群,示踪连通试验已证明了这一点。

### 3.2.2 岩溶水补给特征与岩溶发育

#### 3.2.2.1 雨水补给条件下的内源水的岩溶发育

雨水补给区的岩溶地下水与降水变化基本一致,雨水补给集中入渗水流一般很小,以分散入渗为主,难以形成较大的地下管道和洞穴系统。洼地底部由于可以汇集地表的雨水,因此,可形成集中的水流,通过落水洞渗入地下,在接受较快水流的落水洞能发育到较大规模,并在侵蚀基准面附近形成水平洞穴。

#### 3.2.2.2 外源水补给条件下的岩溶发育

非岩溶区一般由变质岩、岩浆岩组成,位于相对地势较高的分水岭一带,由于地下水文网不发育,故雨季的水流量全部以地表径流的形式排泄,而且水流的矿化度、总硬度、pH值均较低,具有较大的溶蚀能力,因此到达岩溶区时,常以高溶蚀潜力和侵蚀能力的集中径流形成出现,从而加速岩溶的发育。具体表现为:

(1)在岩溶区与非岩溶区的交接部位,由于强烈的溶蚀侵蚀作用,使之形成相对低凹的地带。

(2)非岩溶区的集中性水流进入岩溶区时,由于溶蚀力强,可加速沟谷之下的岩溶化过程,使之形成有效的地下水文网。

(3)外流水集中水流受碳酸盐岩顶托的地段,若处于有利的构造部位,则岩溶水沿构造带快速溶蚀,形成规模较大的洞穴。如:淄博朝阳洞、沂源土门的上崖洞、珊瑚洞、石龙洞、玄云洞等洞内都有外流水补给的证据。

(4)几个典型的溶蚀洼地均处于鲁山附近与变质岩邻近的分水岭部位,其溶蚀洼地的形成与外源水有关。

### 3.2.3 水流过程对岩溶地貌的影响

基本水流可分5种类型:地表流、壤中流、壤下流、裂隙流和管道流。

(1)地表流:除有外源水补给外,区内岩溶地块本身的地表流的溶蚀作用一般不大。其动力作用表现为机械冲刷。在有落水洞或洼地内,地表流的溶蚀作用具有较大的影响。

(2)壤中流:土壤的溶蚀能力实验表明,每千克土每星期可溶解82 mg的亮晶鲕状灰岩。因此,壤中流非常有利于土下碳酸盐岩的溶蚀作用。

(3)壤下流:壤下流位于土壤之下,由于土壤水中具有较高溶蚀潜力,故碳酸盐岩的溶蚀量很大,使下伏灰岩溶蚀,形成许多死洞。在有利构造部位形

成较大规模的溶洞。但一般情况下壤下流很小,土下溶蚀量低于地表,溶蚀试块试验资料反映了这一现象。

(4)裂隙流:裂隙流居于碳酸盐岩内部,是该区岩溶水的主要形式。裂隙水的发育情况是该区碳酸盐岩溶化程度的重要标志之一。

(5)管道流:管道流由裂隙集中溶蚀扩大而成,因而常常成为局部地下水的临时排泄基面。管道流常形成规模较大的地下廊道或洞穴,如:沂源土门悬崖洞。

综上所述,侵蚀性水流是塑造各种岩溶现象的基本动力,侵蚀性水流的存在与地形、地貌、岩性、土壤及气候等因素密切相关。地表上,溶蚀侵蚀地貌主要从分水岭向四周排列;地下岩溶形态在侵蚀基准面以上,仅有大气降水垂直运动,形成溶蚀裂隙;在侵蚀基准面以下,在径流排泄区,地下水以水平运动为主,形成水平溶洞与裂隙。且从补给区至径流排泄区地下水运动空间逐渐增大,径流条件好,因而径流排泄区隐伏岩溶较发育,往往构成岩溶强发育带。

## 4 结语

(1)岩溶的发育程度、形态、大小受岩石的矿物成分、化学成分、岩石的结构等控制。该区下奥陶统

泥晶灰岩和中寒武统鲕状灰岩是溶洞发育的主要层位和岩石类型;地下溶洞发育与岩性关系密切,质纯的大理岩和灰岩溶洞发育,而不纯的大理岩和石灰岩溶洞不发育。

(2)岩溶发育形态、程度、类型受断裂构造的控制,在背斜构造轴部一般岩溶较发育,在岩性相同的条件下,距断裂越近岩溶越发育,远离断裂逐渐减弱,且断裂带常是岩溶洞穴发育的场所,同时,溶洞的发育方向也受节理裂隙的控制。

(3)岩溶形态及其组合往往受气候条件的控制,不同气候区,岩溶形态由地表到地下,由宏观到微观,由溶蚀形态到堆积形态也都具有显著的差异。

(4)侵蚀性水流是塑造各种岩溶现象的基本动力,地表、地下水文网的结构、水流的补给方式、水流过程则反映了水动力条件的区域组合情况,它们对岩溶作用及其所形成的岩溶形态有很大的影响。

## 参考文献:

- [1] 袁道先,蔡桂鸿. 岩溶学词典[M]. 北京:地质出版社,1998.
- [2] 贺可强,刘炜金,邵长飞. 鲁中南岩溶水资源综合类型及合理调蓄研究[J]. 地球学报,2002,23(4):369-374.
- [3] 袁道先. 现代岩溶学和全球变化研究[J]. 地质前缘,1997,4(1-2):17-25.
- [4] 郭纯青. 岩溶地下水资源评价中灰色系统理论与方法研究[M]. 北京:地质出版社,1993.

# Controlling Factors for Karst Development in Middle and South Part of Shandong Province

PENG Kai, ZHAO Youmei, LI Lan

(Shandong Geo - engineering Exploration Institute, Shandong Jinan 250014, China)

**Abstract:** Geological structure, climate, hydro - dynamic conditions will control the formation of karst in middle and south part of Shandong province. Carbonate rocks in lower Paleozoic, in particular in the upper Cambrian and the lower Ordovician are the basis for karst development. Faults which continues its activities in Cenozoic combined carbonate rock which were separated by non - carbonate rock as an integrated hydrological system. Multi - phases uplifting movements in Cenozoic can maintain a larger area of terrain elevation and positive turn of hydrological conditions, especially Taishan mountain, Lushan mountain, Yishan mountain, Mengshan mountain are all composed of Precambrian metamorphic rocks and magmatic rocks. They have been higher than the surrounding karst rock area in a long history, which has caused the basic structure that karst development will influenced by strong allogenic water.

**Key words:** Karst development; controlling factors; middle and south part of Shandong province