

# 洞穴成因与溶蚀作用评述

宋 林 华

随着全世界洞穴探险及测绘活动的普遍开展,喀斯特地区水资源的开发与保护,旅游业的迅速发展,以及近代地下水示踪技术、洞积物的年龄测量和形成环境的研究,喀斯特理论研究已进入了一个新的阶段,主要表现在:(1)喀斯特含水层新概念的提出;(2)洞穴发育三度空间理论模式的建立;(3)溶蚀理论与剥蚀速度计算方法的结合;和(4)对喀斯特气候分带性的争辩。

## 一、喀斯特含水层的新概念

对喀斯特含水层的认识,大致分为三个阶段。第一阶段,把喀斯特石灰岩含水层作为一般的均质含水层对待,并且用经典的水文地质概念、透渗系数、给水度以及水力坡度等进行描述,并把它分为富水、中等富水和贫水三种类型。然而,对石灰岩含水层的评价往往与实际情况相差甚远。随着水文地质勘探和研究工作的深入及大量的水溶洞的探测,发现石灰岩中存在着规模不等而给水量丰富的管道流和洞流(也有称为地下水系或地下河的)。而洞流或管道流之间的地块,出水量很低。因此,有人把喀斯特石灰岩含水层视为一种不寻常的管道流或洞流含水层。但是洞穴和管道都不发育的白垩含水层中,地下水十分丰富,有些人称之谓扩散流型含水层。这样,有人把喀斯特含水层绝然分为管道流或洞流含水层和扩散流含水层。与此同时,出现了均匀含水层和不均匀含水层的论述(袁道先,1978)。七十年代,我国也曾有过地下河说与裂隙流说之争,后来以华南以地下河为主而华北以裂隙流为主之妥协说法而使争论得以平息。最近,昆兰(Quinlan等,1981)在美国猛犸洞地区作了

详细的地下水示踪试验、高密度的地下水位观测和洞穴探测工作,绘制了详细的水文地质图。几乎所有的管道流和洞流都位于地下水等水位线图的槽谷部位,并且,扩散流补给管道流和洞流。于是,对喀斯特含水层的认识从第二阶段的极端说,进入了第三阶段的综合说,即在同一喀斯特石灰岩含水层中既有管道流、洞流,也有扩散流(Atkinson, 1984)。在许多情况下,管道与许多小裂隙有机地组合,形成了地下水循环的有机生命网络。雨季,首先得到大气降水补给的管道流或洞流迅速补给周围裂隙和空隙。洪水过后,储存于小裂隙中的水又缓慢地释放出来并补给管道流。另外,在许多喀斯特平原和盆地中,存在着较均匀的溶蚀裂隙含水层。因此,阿特金森(1985)制作了石灰岩含水层结构图(图1)。典型的非喀斯特含水层是由直径 $<0.001$ — $1.00$ 毫米的孔隙或直径

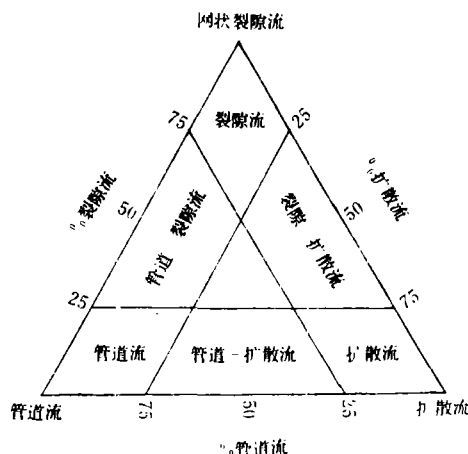


图1 石灰岩含水层理想分类图

0.1—1.0 毫米的裂隙构成孔隙率为0.7 的疏松石灰岩—白垩。地下水的运动完全服从达西定律。这种含水层仅占石灰岩含水层总数的10%。英国约克郡西部和印尼爪哇地区石灰岩含水层中强烈地发育着 密度大、直100—1000毫米以上的管道、洞穴系统，但这种含水层所占的比例也较小。绝大部分的含水层为双型含水层，它的比例要占总数的80%。

日益成熟的示踪技术也深化了对喀斯特含水层性质的认识。图2中示踪剂浓度曲线上的双峰值，它不是由Brown（1972）所述的分叉回流引起，而是在投放点投入示踪后，大量地表水进入管道，使管道具有较高的水位和压力，使示踪水一部分迅速流向下游，

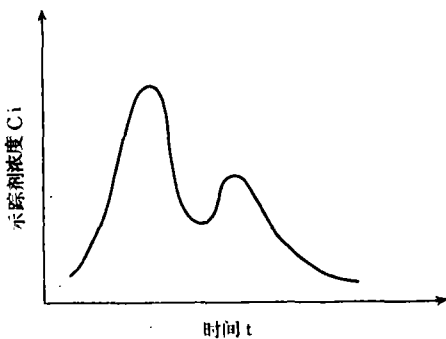


图2 示踪试验中示踪剂浓度过程示意图

出现第一个示踪剂峰值，另一部分水进入管道周围的裂隙和孔隙。当管道中水位和压力下降后，储存的示踪水被释放，在接收处形成第二峰值。如果示踪剂投放点和接收点的流量 $q$ 和 $Q$ 均可测出，设接收点示踪剂瞬间浓度 $c$ ，则接收的示踪剂总量 $m$ ：

$$m = Q \int_0^{\infty} c \cdot dt$$

利用投放量 $M$ 、 $m$ 、 $q$ 和 $Q$ ，则可将喀斯特含水层系统划分为：

- 1、  $q = Q$  和  $m = M$
- 2、  $q < Q$  和  $m = M$
- 3、  $q > Q$  和  $m = M$
- 4、  $Q > 0$  和  $m < M$
- 5、  $Q > 0$  和  $m = 0$

第一类是单一的管道系统系统，其容量为 $V$ ：

$$V = \int_{t=0}^{\infty} Q dt$$

第二类为具有若干支流和扩散流汇入的管道系统。第三类为单一管道流入而经多管道流出。第四类，地表无明显的补给，在人工露头投入示踪剂后，一部分在接收点出露，还有一部分流向他方。第五类说明投放点和接收点之间根本毫无联系（图3）。

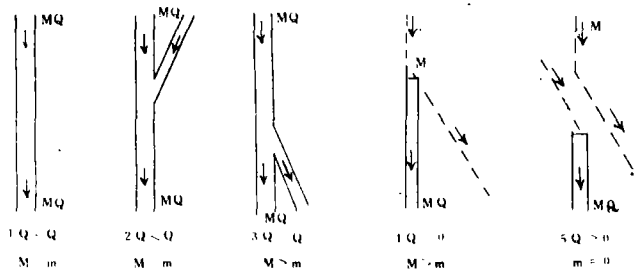


图3 喀斯特管道含水层水层分类图

强烈喀斯特化的石灰岩含水层往往具有多层性和水流多向性。如法国地中海沿岸的喀斯特区,大规模示踪试验证明,喀斯特含

水层中管道流间的相互关系和特征如图4所示(Drougue 等, 1983)。

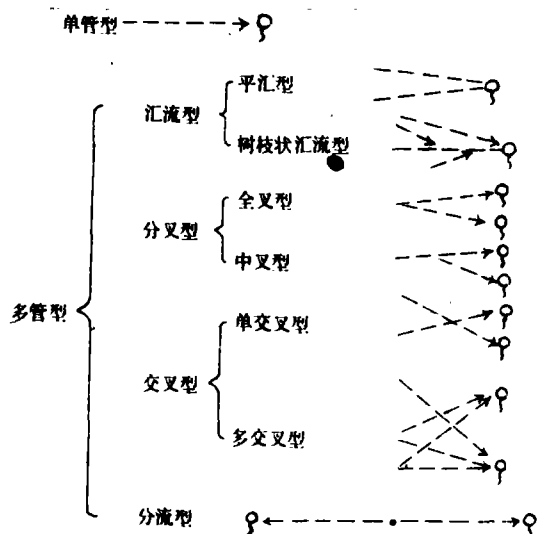


图4 喀斯特管道流类型及相互关系图

## 二、洞穴发育三度空间的理论模型式

全世界75~80%的洞穴是溶蚀型的。所谓喀斯特洞穴是指一种溶蚀型的管道,它的直径必须足以使地下水产生紊流。Howard (1964)认为在各种水力坡度下,产生紊流的最小管道横断面的直径为5~16毫米,而Waltham (1981)提出一般通道的直径要2~20厘米。Ford (1976)指出石灰岩中直径小于10微米的裂隙或孔隙,不能发育成洞穴;直径10微米至5~15毫米的裂隙只能发育原生洞穴;只有宽度大于5~15毫米的裂隙才可能逐渐发育成喀斯特洞穴。Whitfe (1984)计算了通道直径规模与喀蚀时间的关系。1公里长的通道从直径25微米的裂隙要扩大至5~15毫米的原生洞穴,需要3000~5000年。在层——紊流的作用下,5至15毫米的裂隙只要1~10万年就可能形成直径3米左右的洞穴。而Ford (1985)认为

要形成原生洞穴,需要10万~1万年。也就是说,原生洞穴的形成速度要比怀特计算的慢得多。

对于洞穴发育的成因以及地下水位的关系,至今主要有以下几种观点:

### 1、Marfel (1921), Dwerryhouse

(1970)和其他学者认为可探测的洞穴大都发育在包气带,因为大气降水容易直接通过裂隙渗入地下,把裂隙溶蚀扩大成洞穴。但是Ford等(1978)指出包气带洞穴是渗流水或落水洞水的溶蚀和机械侵蚀作用的结果,并把包气带洞穴分为:a.由地表水落入地下把裂隙扩大而成的侵蚀型洞穴;b.当地下水位下降后,原深潜水型洞穴高出地下水位,地下水沿这些洞穴部分进行下流溶蚀侵蚀作用,把原深潜水洞穴扩大下切改造而成。这两类洞穴都以较大的坡度延伸到地下水位。而Waltham(1981)提出包气带洞穴不

一定有稳定的倾斜方向和直接与地下水位相连,也可能因受较平缓地层层面的控制,在地下水位以上形成了延伸较远的通道。

2、Davis (1930) 在大量的洞穴调查的基础上,提出了喀斯特洞穴可以发育在地下水位以下潜水带的任何深度上,但深部洞穴的轴向形态将沿达西流流线发育。Bretze (1942) 支持戴维斯的深潜水带洞穴的观点。他们认为早期深潜水带形成的洞穴,受后期地壳上升或地下水位下降的影响,可以出现在地下水位附近或以上的包气带内。

3、Swinerton (1932) 不同意戴维斯的看法,他认为达西定律不适用于象石灰岩这样的可以溶蚀改造的介质,而且地下水的流动往往选择最近的路程。因此洞穴通道主要沿着或近接及平行于地下水位,从入口(落入洞)向出口(泉)的方向发育。

Rhades 等 (1941) 基本同意斯温纳顿的观点,但他们认为洞穴的发育是从出口(泉)开始,然后溯源发育。

Sweeting (1950) 提出洞穴主要是在充水条件下,地下水位长期稳定时形成的。

4、福特 (1978) 提出了洞穴发育阶段与石灰岩裂隙密度或孔隙度的关系。当石灰

岩的裂隙度或孔隙度接近于零时,裂隙和孔隙互相分离,裂隙水和孔隙水处于停滞状态,这时不可能发育喀斯特含水层和洞穴。另一种情况,如果岩石的裂隙密度和孔隙率很高,所有水都可自由地进行扩散渗流,不形成集中水流,这种石灰岩中也不可能发育洞穴。他把这两种情况分别称为情况 O 和 N。在这两者之间,存在着与石灰岩裂隙密度和孔隙度有关的喀斯特洞穴发育系列。他认为,当裂隙密度较低时,石灰岩中主要发育戴维斯的深潜水型洞穴。随着喀斯特水的溶蚀和机械侵蚀作用的加强,石灰岩裂隙密度不断增加,地下水位不断下降,这时可发育潜水带洞穴。当石灰岩中裂隙密度很大时,地下水位已接近泉水位,这时可发育斯温纳顿型洞穴。相应地把他们分称为情况 1、2、3 和 4 (图 5)。

大量电沙和人工石膏洞穴发育模拟试验的初步结果表明,开始时,注水点周围形成了一些扩散流的通道,最后,其中有一条迅速地向外输出点(泉)扩展,并发育成主通道。在多点注入和单点输出的情况下,离输出点最近的输入首先发育主通道,然后依次联结成规模较大的复杂洞穴系统(图 6)(Ford,

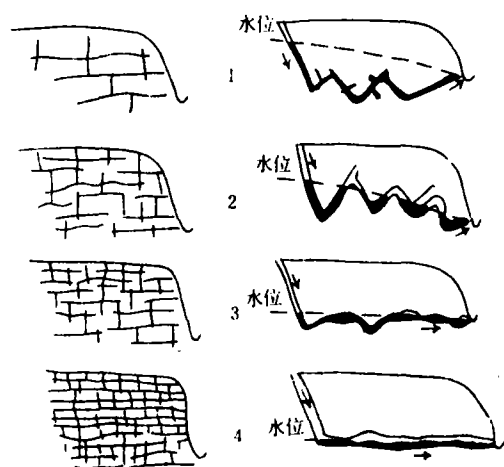


图 5 洞穴发育系列模式图

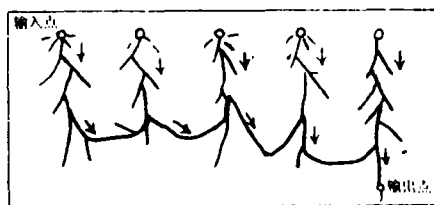


图 6 多点输入单点输出时洞穴系统发育模式图

1984)。在到输出点距离不等的一系列输入点存在的情况下，洞穴通道首先靠近输入点处发育，然后依次与下游方向已发育的通道相联结，形成完整的洞穴系统。

然而，Bögli (1964) 认为复杂洞穴系统是由不同饱和度水的混合溶蚀所形成，特别是深层喀斯特管道。

Palmer (1975, 1984) 指出迷宫洞穴的形成与喀斯特水的补给形式有关。当非溶岩(如砂岩)水均匀地补给石灰岩时，石灰岩中的裂隙受到均匀地裂蚀扩大，形成网状迷宫洞穴系统。并以美国风洞和宝石洞为例作了详细的说明。应该指出，最近福特和巴喀洛维茨却认为它们是热水喀斯特洞穴。北部金矿区补给的地下水通过石灰岩下伏的花岗石时，受到了加温并吸收了来自深部的大量  $\text{CO}_2$ ，然后沿着裂隙上升至石灰岩中时，对石灰岩进行均匀的溶蚀，形成了网状迷宫洞穴。

第二种为频繁的洪水作用型迷宫洞穴。在洪水期，洞穴管道充满洪水，并且补给管道周围的裂隙，使这些裂隙得以均匀溶蚀扩大，形成了以主管道为主体的迷宫洞穴系统。

第三种是由承压水型迷宫洞穴。然而到目前为至，对于这类迷宫洞穴的成因还存在着较大的分歧。

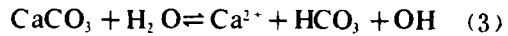
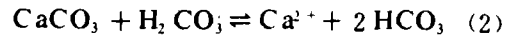
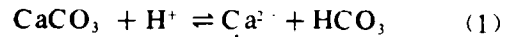
第四与洞穴发育过程有关的迷宫洞穴。福特提出，这类迷宫洞穴是因为有众多的地下水补给点(落水洞或漏斗)和很少几个输出点(泉)。在形成过程中，按照一定序级发育和连接管道。因此洞穴系统中形成一些较大的主管道和一些细小的支管道网，如瑞士的 Hölloch 洞穴系统。

### 三、石灰岩溶蚀作用与剥蚀速度

石灰岩的溶蚀作用，许多学者作了许多探讨和研究工作，也纠正了过去一些不正确的认识。习惯上把石灰岩的溶蚀作用描述为：

$\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} = \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$   
并认为  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  在水中较稳定。试验和

计算明明，水中不可能以  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  的形式存在 (Picknitt, 1976)。因为  $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  完全离解成  $\text{Ca}^{2+}$  和  $\text{HCO}_3^-$  离子。Plummer 等 (1978) 把磨碎的冰洲石放到处于 PH 值恒定和变化条件下的不同温度和  $\text{CO}_2$  分压力的淡水中进行溶蚀试验，证明有以下三种反应：



当水中含有  $\text{CO}_2$  时，上述三种反应是同时存在的，就其速度来说，(1) 式反应最快，(3) 式最慢。它们的总溶蚀速度为：

$$R = K_1 A_{\text{H}^+} + K_2 A_{\text{H}_2\text{CO}_3} + K_3 A_{\text{H}_2\text{O}} - K_4 A_{\text{Ca}^{2+}} A_{\text{HCO}_3^-}$$

上式中 R 为总溶蚀速度， $K_1$ 、 $K_2$  和  $K_3$  分别为 (1)、(2) 和 (3) 的平衡常数，它们是温度的函数，并用下面计算式求得：

$$\log K_1 = 0.198 - \frac{444}{T}$$

$$\log K_2 = 2.84 - \frac{2177}{T}$$

$$\log K_3 = -5.86 - \frac{317}{T}$$

$$K_4 = \frac{K_2}{K_1} \left[ K_1' + \frac{1}{A_{\text{H}^+ (s)}} \times \right.$$

$$\left. (K_2 A_{\text{H}_2\text{CO}_3 (s)} + K_3 A_{\text{H}_2\text{O} (s)}) \right]$$

$$K_c = \frac{[\text{Ca}^{2+}][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{CaCO}_3]}$$

怀特 (1984) 指出，速度常数  $K_1'$  是冰洲石表面附近  $\text{CaCO}_3$  与  $\text{H}^+$  离子的正反应速度常数，它要比  $\text{H}^+$  离子质量迁移系数  $K_1$  大 10—20 倍。

冰洲石与水溶液的一切反应均集中在冰洲石和水的接触面附近，反应后的物质扩散到离反应较远的地方。如果能用各种方法增加反应层与扩散层之间的物质浓度梯度差，

那么将加速冰洲石和水溶液之间的反应，从而加速了冰洲石的溶蚀作用。

Berner 等 (1974) 曾把方解石粉末放在海水和人造海水中进行溶解，用 HCl 溶液自动滴定方法以保持稳定的 PH 值。他们发现方解石的溶解速度和 PH 值的变率之间存在着三种情况 (即三个带)。第一带，溶解速度随着  $\Delta PH$  值的增加而迅速增加；第二带，溶解速度与  $\Delta PH$  增值无关；第三带，溶解速度又随  $\Delta PH$  值的增加而增加，但增加速率小于第一带。

方解石的溶解速度是溶液中碳酸钙饱和指数的函数。在溶蚀的初期，碳酸钙很不饱和，方解石表面附近反应层内具有高浓度的  $H^+$  离子和  $H_2CO_3$ ，这时，方解石的溶蚀速度很快。随着  $H^+$  和  $H_2CO_3$  的逐渐被消耗，反应层内的饱和指数不断提高，溶解速度也逐渐减慢。在这种情况下，层流不会改变溶解速度。紊流会不断破坏反应层的边界，使溶液中的  $H^+$  离子和  $H_2CO_3$  不断进入反应层，增加了方解石的溶解速度。管道壁上的流痕就是紊流破坏反应层边界促进石灰岩溶解的结果。

根据胡倍尔——亨利定律， $CO_2$  在水中的溶解度与温度成反比，与气压成正比。因此柯贝尔忽视了生物作用的重要性。土壤中生物作用形成的  $CO_2$  要比大气中  $CO_2$  的含量高 10~100 倍。生物在低温时的活力要比正常温度下的活力小得多。因此，从 Smith 等 (1976) 指出温带喀斯特水中碳酸钙的含量最高，热带次之，寒带最低。然而，福特认为史密斯等的结论并没有完全揭示不同气候带石灰岩溶蚀作用的实质。因为水的溶蚀能力主要决定于水中碳酸钙的饱和指数  $SI_c$ 。Drake 等 (1981) 对在世界范围内具有  $SI_c = 0.0 \pm 0.02$  的喀斯特水，进行不同气候带石灰岩溶蚀强度的对比，得出：

#### 1、温度对溶蚀作用的影响是

$$\log PCO_2^* = -2 + 0.04T$$

式中  $T$  为年平均水温， $^{\circ}C$ 。

2、 $CO_2$  的抑制性，当  $CO_2$  浓度过高时产生  $CO_2$  的细菌就会被毒死。因此土壤中  $CO_2$  的浓度为：

$$PCO_2 = \{ (0.21 - PCO_2) \} / 0.21 \} PCO_2^*$$

式中  $PCO_2$  为有效土壤  $CO_2$  的分压力。

3、在温度  $0 \sim 30^{\circ}C$  时，喀斯特水可处于三种系统，(1) 一般大气系统， $PCO_2 = 10^{-3.5}$ ；(2) 理想的三相土壤大气开放系统；和 (3) 理想的封闭系统。分析结果说明绝大部分的水样 (不管其所处的温度如何) 均处于开放和封闭系统。从这个观点看，温度对石灰岩溶蚀作用的影响不大。

石灰岩的溶蚀强度直观地表现在地形的蚀低上。柯贝尔用下式计算石灰岩的剥蚀量：

$$x = \frac{4ET}{100}$$

式中  $E$  为降水量， $T$  为水中的平均硬度， $x$  为剥蚀速度 (毫米/千年)。

由于柯贝尔没有考虑岩性和蒸发量，所以往往导致较大的计算误差。德雷克 (1973) 和怀特 (1984) 应用了新的计算方法：

$$\sum_1^n L = a + b \sum_1^n Q$$

式中  $L$  —— 溶质荷载，

$Q$  —— 流量

则剥蚀速度  $D$  (毫米/千年)：

$$D = \frac{1}{N_L A} \cdot \frac{K'}{\rho} \cdot \frac{\Delta t}{t_R} \cdot \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i H_i$$

式中  $A$  —— 流域面积

$N_L$  —— 碳酸盐岩所占流域面积比

$K'$  —— 计算系统，等于  $10^{-12}$

$\rho$  —— 碳酸盐岩的岩石密度

$t_R$  —— 碳酸盐岩的纯度

$Q$  —— 流量 ( $m^3/s$ )，

$H$  —— 水中的  $Ca + Mg$  硬度

n ——365天。

怀特(1984)考虑了水中一系列的化学平衡及有效降水量的关系,得出了一个新的计算公式:

$$D_{max} = \frac{100}{\rho \sqrt{4}} \left( \frac{K_c \cdot K_1 \cdot K_{CO_2}}{K_2} \right)^{1/3} \times P_{CO_2}^{1/3} (P - E)$$

式中  $D_{max}$  为处于平衡系统中的最大剥蚀速度(毫米/千年),  $P_{CO_2}$  为大气中  $CO_2$  的分压力,  $P$  为降水量(毫米/年),  $E$  为蒸发蒸腾损失(毫米/年)。一个地区的剥蚀速度主要取决于有效降水量,水中的  $P_{CO_2}$  以及影响系统化学反应热力学平衡的温度等。

#### 四、气候与喀斯特分带

对于气候对喀斯特作用和喀斯特地貌的影响已讨论了30余年,尚无统一认识。

Lehmann(1954)在气候的基础上把区域喀斯特地貌划分为:(1)极地和永冻区喀斯特;(2)高山喀斯特;(3)西欧冷洋型喀斯特;(4)地中海型喀斯特;(5)干旱沙漠型喀斯特;和(6)潮湿热带型喀斯特。斯维廷(1972)则划分为(1)冰雪喀斯特;(2)温带喀斯特;(3)潮湿热带喀斯特;以及(4)干旱和半干旱型喀斯特。任美锒等(1982)分为:(1)冰原带喀斯特;(2)寒带喀斯特;(3)温带喀斯特;(4)干旱区喀斯特;(5)亚热带型喀斯特;(6)热带喀斯特;和(7)海岸喀斯特。

国内外学者关于气候喀斯特的分带都强调了温度的重要性。因为气候带本身的划分是以年均温度为基础的。他们的共同点都认为热带喀斯特要比寒带喀斯特更发育。我国学者更认为处于海拔4000米以上的青藏高原,由于年均温度在  $0^\circ C$  或  $0^\circ C$  以下,古喀斯特形态正受到目前寒冻风化作用的破坏。为此,陈治平(1985)对喀斯特地带性作了成因分析,认为温度决定了喀斯特作用的强度,雨量多寡决定了溶蚀的效果。对于这种

分析是不够正确的。因为从石灰岩的溶解平衡过程看,温度起着积极的作用,但与  $CO_2$  的作用和降水量来比较,温度的直接作用是微小的,更难说它决定了喀斯特作用的强度。当然在潮湿的地方,温度对生物作用起着一定的控制作用,这也就间接地影响喀斯特作用的强度。

法国喀斯特学者柯贝尔(1954)通过他详细的统计工作,得出:在极地或其他任何寒冷地区(如高山地区里,溶蚀潜力要超过在较热气候下较温暖水的溶蚀能力,寒冷区喀斯特水搬运溶解碳酸钙的量是温暖气候石灰岩区的10倍。

最近,福特通过世界各地喀斯特类型的对比,认为决定区域喀斯特地貌类型特征的因素不是温度,而是降水量。根据气候地貌学的观点,如高山区温度低,终年积雪,喀斯特发育程度应很差。但在加拿大落基山许多冰雪覆盖的喀斯特高原,夏天气温高于  $0^\circ C$  融冰水渗入石灰岩裂隙或孔隙,对石灰岩溶蚀的结果,形成了许多漏斗,落水洞、竖井和洞穴,喀斯特作用强度较大。如 Castlequad 洞有一段直径3米左右的管道,仅在1000年内形成,这种溶蚀作用的强度是全世界最强的。

即是在永冻区的加拿大北部马肯兹山区,因为降水量丰富,第四纪以来地壳强烈上升,同样,在这里发育了深达500米左右的溶蚀谷地、坡立谷和喀斯特走廊。由于喀斯特垂向作用,把较水平的巨厚石灰岩层溶蚀切割成“塔状丘”。

我国的喀斯特景观分布似乎很有规律,峰林、峰丛和地下河及大溶洞都分布在热带和亚热带地区,温带主要为喀斯特化山地或丘陵,大溶洞较少,这好象与气候带十分吻合。实际上我国东部由于处于季风气候区,降水量与温度的变化趋于一致,它们对中国喀斯特发育的影响非常强烈,但又难以分割。而且,我国东部喀斯特又受燕山运动以来差异性地壳运动的影响。因此我国的喀斯特实

质上是在新构造运动背景上季风气候条件下发育的一种特殊的喀斯特类型。

### 参 考 文 献

- 任美镔、刘振中, 1982年 岩溶发育的地带性和多代性。中国地理学会喀斯特地貌与洞穴学术讨论会, 柳州, 1982年
- 陈治平, 1985年 中国喀斯特地貌性因素初探。喀斯特地貌与洞穴。科学出版社, 1985年
- 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 中国自然地理 地貌。科学出版社, 1981年
- 袁道先, 1978年 论岩溶水的不均匀性。岩溶地质选编, 第二辑。
- Atkinson, T. C., 1985, Annales de la Societe Geologique de Belgique, T 108 ~ 1985, PP 293~296
- Berner, R. A., and morese, J. W., 1974, Amer. J. Scie. 274, 108 ~ 34.
- Bretze, J. H., 1942, Journal of Geology, 50, PP 675 ~ 811.
- Brown, M. C., 1972, Cave Studoies 13, Castro Valley, ca: Cave Research Associates : 84 P.
- Corbel, J., 1959, Ann. Geograph., 68, PP 97 ~ 120
- David, I. Smith and Timothy C. Atkinson, 1976, In Geomorphology and Climate. Edward Derbyshire (edi.). John Wiley & Sons, 512 P.
- Davis, W. M., 1930, Geological Society of America Bulletin, 41, PP 475 ~ 628.
- Drake, T. J., and Ford, D. C., 1973, Proc. 6th Int. Speleol Congr. 4, 53 ~ 6. Olomouc.
- Drake, J. J., and Ford, D. C., 1981, Transactions, Japanese Geomorphological Union 2 ~ 2, PP 223 ~ 230.
- Drouque, C., Laly, A. M., and Paloc, H., 1983, Hydrogéologique, 1983, No. 4. PP293~311
- Dwerryhouse, A. R., 1907, Journal of the York Ramblers Club. 2. PP223 ~ 228.
- Ford, D. C., 1976, Transactions of the Cave Research Group of Great Britain, 13. PP 81 ~ 94.
- Ford, D. C., and Ewers, R. O., 1978, Candian Journal of Earth Science. 151 PP 1783 ~ 98.
- Howard, A. D., 1964, International Journal of Speleology, PP47 ~ 60
- Lehmann, H., 1954, Erdkunde. 8, PP130 ~ 139.
- Martel, E. A., 1921, Nouveau traite des eaux Souterraines. Editions Doin, Paris, France. 840 P.
- Palmer, A. N., 1975, National Speleological Society Bulletin, 37. PP56 ~ 76.
- 1984, Groundwater as a Geomorphic Agent. R. G. LaFleur (edi.) 173 ~ 209, Boston: Allen & Unwin.
- Picknett, R. G., 1976, The Science of The Speleology. T. D. Ford and C. H. D. Cullingford (edi.). 225 ~ 48. London: Academic Presse.
- Plummer, N. L., Wigley, T. M. L., and Parkhurst, D. L., 1978, Ammerican Journal of Science. 278, PP 179 ~ 216.
- Quinlan, J. P., and Ewers, R. O., Hydrogeology of the Mammoth Cave Region, Kentucky. Roberts, T. G., (edi.) 1981, American Geological Institute, Washington D. C., 3, PP157 ~ 506.
- Rhoades, R., and Sinacori, N. M., 1981, Journal of Geology. 49. PP785 ~ 791.
- Song Linhua, 1985, Annales de la Societe Geologique de Belgique, T 108, PP227 ~ 231
- Sweeting, M. M., 1950, Geographical Journal. 115, PP63 ~ 78.
- 1972, Karst Landforms. New York: Columbia University Press.
- Swinnerton, A. C., 1932, Geological society of America Bulletin, 43. PP622 ~ 93.



# 近年来东京及其周围地区大气环境的变化<sup>\*</sup>

河 村 武

一、序言 东京是世界最大城市之一，东京圈内人口超过2千万，因此城市气候也很显著。城市气候最重要的问题之一是影响人们健康的大气污染。不仅仅有工厂、汽车等污染源排放的原生污染物如硫氧化物( $\text{SO}_x$ )、氮氧化物( $\text{NO}_x$ )。在城市及郊外还常观测到次污染浓度光化学氧化剂。日本的大气污染浓度在以往的三十年中发生了显著的变化。三十年代以来，日本大城市的急剧城市化，使城市内外的温差显著增大。关于热岛的影响(包括生物气象学影响)，发表了许多研究成果。这篇论文以东京为焦点概述了日本的大气质量和城市气候变化。

二、大气的质量 在日本主要的大气污染物是烟尘、硫氧化物、氮氧化物、光化学氧化剂。许多城市，在战后的约40年中经受了急剧的大气污染变化。战后头几年中，日本经济崩溃，工厂几乎全部停工，所以不存在大气污染问题。日本几乎所有的工业城市都是在1960至1965年期间，降下的烟尘量达到顶峰，后来就逐渐减少。例如东京都、川崎市的烟尘量于1961年达到顶峰。在川崎市工业地带中心，曾观测到80吨/公里<sup>2</sup>/月的烟尘量。

1962年实施烟尘防止条例，对许多工厂，规定了建设防止大气污染设施的义务。1956年起的10年中，工厂、大楼暖气所使用的燃料，由煤改为石油。因此大气污染的元凶由

烟尘变为硫氧化物。六十年代经济成倍增长和城市化的发展，使硫氧化物的大气污染激化，到六十年代末，污染浓度约为六十年代初的二倍。例如，在东京硫氧化物的日最大一小时平均浓度大于0.2 ppm的日数，1961年冬仅20日不到，1965年以后急增，到了1970年超过100日。大于0.2 ppm的极端高浓度，1966~1970年间期在许多工业城市全部都发生，使许许多多人喘息不止，十分痛苦。

1968年制定《大气污染防治法》，推动了高烟囱的建设，研制了石油脱硫技术，并促使输入含硫量低的重油。这些措施产生了效果，大气中的硫氧化物浓度逐渐降低，到了1973年就很少观测到0.3 ppm那样的极端高浓度。此外，七十年代初以城市地区为中心，设置了全国性的大气污染监测网。

图表示东京及其附近工业城市(川崎)大气污染浓度的各年变化。硫氧化物的浓度在1965年至1980年的17年中减少了70~80%。其它许多城市的市中心、工业地带，硫氧化物浓度也降低了。市内、市外(田园地区)的浓度差减少了。用图(从略)表示了1967、1976年日本全国城市的硫氧化物分布，在这10年间，浓度急剧减少。

相反进入七十年代后，由氮氧化物、光化学氧化剂造成的大气污染，却引人注目。1970年夏季东京发生的所谓立正高中事件的大气污染灾害曾轰动一时。从这时开始，

<sup>\*</sup> 1985年11月在无锡城市地理讨论会上宣读的论文，根据日文译出。英译文发表于《地理学评论》，1985，No.1

Waltham. A. C., 1981, Progress in Physical Geography, 5, pp 242 ~ 259

White. W. B., 1984, Groundwater as a Geomorphic Agent. R. G. LaFleur (ed.), 225 ~ 248. Boston: Allen & Unwin.