## 洞穴气象学与洞穴气候学

A.博格利

洞穴气象学涉及洞穴大气的瞬间过程,洞穴气候学则是它的平均状况。但是风是一个例外,它们的少数参数的变化在瞬间值与平均值之间仅有轻微的差别。因此,除了观点不同以外,洞穴气象学与洞穴气候学往往是同义语。不论以前在英国和德国(Kyrle, 1923; Myers, 1962; Wigley和Brown, 1976),还是以后在法国(Geze, 1965)都是如此。在德国和奥地利经常使用的名词是 Hohlenwetter(洞穴气候),Bewetterung(空气调节)和Wetterwechsel(风向变化),因此,Kyrle定义洞穴气候是"气体组成的总含量"。他并支持"洞穴气象是很类似于矿藏"这样一些说法的议论。

洞穴气象与在地表面的状况有本质上的差异。洞穴大气特性显然是局部原因造成的,必须了解这种局部条件下洞穴与其外部地表面的平均关系。完全没有日照是最重要的差别。另一方面,地热有某些重要性,但是其效应一般估计偏高。加之气治力只能是线性的。在大型洞穴中还有对流气,相反的情况在表面上只能偶然地短暂时间中发生,例如,稳定而很高的相对湿度接近100%,温度变化极小,没有或只有局部空气的轻微运动。

1.洞穴空气的运动 地下洞穴空气运动趋势一方面决定于气压差,而另方面也决定于地下水的流动。Trombe (1947, 1952)提出地下水流动对空气的效应只限于瀑布而且只是局部的: "在大型宽谷上

总的来说由于瀑布效应产生空气运动"。 另方面,Mycrs认为对于地下洞穴空气(洞穴风)来说,一种重要的动力是"在有流动河流的洞穴中空气环流最明显的促进因素是自由流动的河流"(1962)。在洞穴调查中不同情况反映前提(假说)的差异。风的速度可能取决于洞穴宽阔范围。在大型洞穴中的狭小通道是不被注意的,狭窄通道有时发生强烈的拢动。在土耳其的皮纳戈佐洞穴的狭窄进口处(0.6米²)测量到的风速超过46.2米/秒(166.3公里/小时)(Bakalowicz, 1972)。

气压差部分起源于外力,部分起源于 内力,另一部分则是由于洞穴空气和洞穴 外大气之间的对比。

气压差异影响洞穴风的程度,取决于 其所处地下洞穴系统的结构状况。在有两 个进口和只有一个进口的洞穴系统之间是 有本质区别的。第一种情况是外力使洞穴 内的空气向地表面运动。这叫做动态洞穴 (dynamic caves)。洞穴系统只有一个进口时,除了由密度差异的微弱挑动以外,洞穴外的外部因素几乎不起作用。这类称为静态洞穴(Statodynamic caves),其主要进口大部分处于静稳,究竟属于哪种情况取决于气体环流,例如在捷克斯洛伐克的达西斯克(Dobsinska)冰洞即是如此。

Bock (1913) 第一个明确提出洞穴空 气环流问题, 但是由于大量参数观测困难 而未能应用。 (1) 气压差的外部因素 地下洞穴 系统由于有多个进口容易受到地面风的影响(图1)。在通常情况下这些环流对外 面的进口符合下列关系:

$$P_1 \neq P_2 \neq P_3 \neq \cdots$$

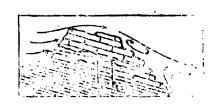


图 1 穿山洞的洞穴风

在这里,气压梯度是引起空气从高气压区 向低气压区流动的原因。在穿山洞(through-caves )的迎风面气压 高,而背风面 气压低。

在宽阔洞穴通道气压减少是轻微的。例如在图 1 中, $P_1$  和 $P_2$ 之间的差 异 是 集中在狭窄通道上。如若在这个位置上通道从宽阔变狭窄,空气将被吸入,它完全符合Bernoulli方程。

气压差异与洞外大气的影响 是类似的,但是在进口之间距离超过几公里的时候,也只有轻微的差别。这种原因引起的洞穴风很微弱,而且通常掩盖由于其他原因以及那些还不清楚的原因引起的风。

甚至洞外温度差异也是进口处气压差产生的原因。如若一个进口位于寒冷的树林内或者在山地的背阴面,而另一个进口位于比较温暖地段或处于向阳坡,气压在寒冷的阴坡就比阳坡高。这通常只能说明进口接于同样高度时的情况。

(2) 气压差的内部原因 地下洞穴 内部气压差的唯一原因是由于温度、湿度 或CO<sub>2</sub>含量变化的结果引起的大气密度差 异。这些原因引起的空气运动是对流。

公升重(克•力) = 
$$\frac{1.293}{1+0.00367t}$$
 ×

P 760

空气密度 = 
$$\frac{0.001293}{1+0.00367t} \times \frac{P}{760}$$

这些公式对于干空气是符合的,而且能 对湿空气给出近似值,0℃时水汽含量的值 稳定在1。293或0。001293的位置上。P是实际空气压力。

在压力为760毫米水银柱时,1.291克·力/厘米²相当于面积 1 厘米²高10米的空气柱的重量,或者1.291克·力/厘米²相当于温度 0 ℃、湿度70%时的压力,而1.290克·力/厘米²相当于湿度100%时的压力。这个湿度差的结果造成0.001克·力/厘米²的压力差或0.001厘米的水汽柱差。



图 2

如果横切面A是空气柱AL的比较小的连通管道,气压梯度集中在狭窄通道 上,应用Torricelli理论有。

$$V = \sqrt{2gh'}$$
.

其中h'是空气柱的高度,可以从水汽,柱计算

$$h' = \frac{h}{|e|}$$
  
在上例中h等于  $0.001 \times 10^{-2}$  米,而  
 $V = 2g \sqrt{\frac{0.001 \times 10^{-2}}{0.001291}} = 0.39 \%$ 

0.39米/秒的空气运动几乎是我们可能感觉并能观测到的数值。在表 1 中,5 ℃的温度差,例如从10℃到15℃,在湿度100%时,气压差0.024克·力/厘米²,相当于湿度差30%的24倍的值。相应的空气速度为1.9米/秒。但是5℃的温度差在没有外部进口的连通竖井中是很少见的。在正

表 1 在大气压750毫米水银柱时公升重对温度<sup>1</sup>和湿度<sup>1</sup> (根据Trombe,1947)的依赖关系 公升氫×10<sup>-3</sup>相当于密度数

t (°c)	H (%)								
	50	60	70	80	90	100			
- 10	1.341	1,341	1.341	1,341	1.341	1.341			
- 5	1,316	1.316	1.316	1,315	1.315	1.315			
0	1.291	1,291	1,291	1.291	1.290	1.290			
5	1.268	1.267	1,267	1,266	1.266	1.266			
10	1.244	1,244	1,243	1.243	1.242	1.242			
15	1.222	1,221	1.220	1.219	1.219	1.218			
20	1.199	1.198	1.197	1,196	1.195	1.194			
25	1.177	1.176	1.175	1.173	1.172	1.170			
30	1.156	1.154	1.152	1.150	1.149	1.147			

最后说明,由于温度和湿度差异的内因导致的空气运动情况,在我们能够认识的范围内是闭合的。它们在洞穴空气混合 因素中,以及在部分闭合洞穴对外部均衡差异的湿度输送的对流中,都居于重要地位。湿空气能够凝结水汽降水,而且部分在洞壁上溶蚀。

(3) 地下洞穴与洞外大气之间温度 对比导致的洞穴风 当地下洞穴系统在各 个高度具有两个或更多外部进口时,洞穴 风强度变化发生在洞穴与洞外大气之间温 度差异的时候。除了如象洞穴结冰情况下 有一些偏离外,在山地内部(洞穴)温度 几乎与山地地面的年平均温度相当接近, 或者每到夏季积雪融化成水而稍微低一些 (高山)。洞穴内这种持续的恒定的温度与 洞外大气温度的变化形成明显的对比,在 中欧这种变化的极端值为-30和+38℃, 爱尔兰是-7和28℃,1月到7月之间的月 份,洞内外温度差异减小,从苏联西部边 界的22℃到爱尔兰的9℃。这些结果表明,喀斯特内部与外界大气之间最大的温度差异在20℃以上。在美国北部1月与7月极端温度差异的变化从大西洋沿岸的50℃、圣•保罗(St.Paul)附近的70℃,到太平洋沿岸则为36℃。在南部大西洋沿岸(佐治亚州南部)为40℃,阿肯色州为50℃,而太平洋沿岸为24℃。

如果已知气压P,空气柱的高度HL和温度t,湿度H时,根据表1,可以计算出空气柱的质量。因为这些近似值是可以满足的。从表2在给定高度下可以测定平均气压P。

例,低处洞穴进口位于海拔高度 730米,在高处一个进口在高度 500米处——这是赫洛希 (Holloch) 洞穴系统西 部 切面的情况。在海拔980米处的温度,空气柱中心在4.5℃到 5℃之间,月平均温度的改变考虑是积雪融解为水时出现的,外部温度是从附近气象站得到的。

t=0°C, φ=50°N; b)根根Thommer (?), 滑动温度根据CINA, φ=45°N。

新度H (符拨末)	a.4th (mmllg)	变换因子	b. (K (mmHg)	变换因子
0	762.0		760.0	
200	743.2	0.975	742.1	0.976
400	724.9	0.951	724.6	0.953
. 600	701.1	0.928	707.5	0.931
800	689.7	0.905	690.6	0.909
1000	672.7	0.883	674.1	0.887
1200	656.2	0.861	657.9	0.366
1400	640.0	0.840	642.0	0.845
1600	624.2	0.819	626.4	0.824
1800	608.8	0.799	611.2	0.804
2000	593.7	0.779	596.2	0.784
2200	579.1	0.760	581.7	0.765
2400	564.8	0.741	567 • 2	0.746
2600	551.0	0.723	553.2	0.728
2800	537.5	0.705	539.3	0.710
3000	524.2	0.688	525.8	0.692

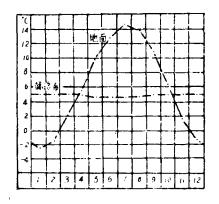


图 8 在海拔1000米处地面和洛希洞穴的 月平均湿度曲线。

由表 1 公升重或密度(公升重×10<sup>-8</sup>) **测定是籍海拔**1000米处气压的变换因子的 **帮助**得到的。

Gf—GH 可以由高度表依次测定其高度或气压。在赫洛希洞穴工业用部分的通气口前后,于温度稍低于0℃时测定得到压力差是1.14厘米水汽柱(根据Thommen高度表其高度相差10米)。这个压力差根据(2)可以变换为风速。

$$V$$
 (米/秒) =  $\sqrt{2g\frac{h}{\rho L}10^{-2}}$ , h为水汽柱的厘米。

表 4 中 (3) 和(4)的负值的意义是寒冷洞穴空气从洞口向外流,正值的意义是洞穴风向内流。依照表 3 在洞穴外部海拔1000米处温度接近48℃,而且天气稳定时,洞穴与外部之间处于无风)平衡)状况。随

表 3 (1)t℃; (2)公升重: 克力/1; (3)在1克力时500米 高空气柱(横切面积/厘米²)的G;(4)洞外大气Gf与洞穴GH 两个对应空气柱G之间的差值。H: 湿度。

月份	洞外大气 (H. 80%)			Holloch (H. 100%)			Gf-GH	
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)	(4)	
1	2.4	1.156	57.80	5.0	1,123	56.15	1.65	
2	-1.5	1.151	57.55	5.0	1.123	56.15	1.40	
3	2.0	1.136	56.81	5.0	1.123	56.15	0.66	
4	5.5	1.121	56.05	4.8	1.124	56.19	-0.14	
5	10.0	1.103	55.12	4.5	1.125	56.25	-1.13	
6	12.8	1.091	54.53	4.5	1.125	56.25	-1.72	
7	14.5	1.083	56.17	4.5	1.125	56.25	-2.08	
8	13.8	1.086	54.32	4.6	1.125	56.21	-1.91	
9	10.7	1.100	54.98	4.7	1.124	56.21	-1.23	
10	G.0	1.119	55.95	4.8	1.124	56.19	0.24	
11	1.5	1.138	56.92	4.9	1.123	56.17	0.75	
12	-1.5	1.151	57.55	5.0	1.123	56.15	1.40	
			极 端	值				
<del></del>	25	1.040	52.02	4.5	1.125	56.25	-4.23	
	20	1.061	53.04	4.5	1.125	56.25	-3.21	
	-10	1.189	50.47	5.0	1.123	56.15	3.32	
	-20	1.236	61.79	5.0	1.123	56.15	5.64	
	-25	1.261	63.04	5.0	1.123	56.15	6.89	

表 4 (1) 温度t ℃; (2) 公升重 (Ig×10<sup>-8</sup>); (3) 依G—GH 而定; (4) 月平均风速 V; 在赫络希洞穴工业用部分通气口计算

月份	(1)	(2)	(3)	(4)	月份	(1)	(2)	(3)	(4)
1	6.0	1.119	1.65	17.01	7	5.5	1.121	-2.08	-19.08
2	6.0	1.119	1.40	15.67	8	5 • 6	1.120	-1.91	- 18.29
. 3	6.0	1.119	0.66	10.76	9	5.7	1.120	-1.23	-14.68
4	5.8	1.120	-0.14	-4.78	10	5.8	1.120	-0.24	-6.48
5	5.5	1.121	-1.13	-13.54	11	5.9	1.119	0.75	11.47
6	5.5	1.121	-1.72	17.35	12	6.0	1.119	1.40	15.68

着西风到来洞外温度降到3℃。在冬季风向变化是从朝内到朝外,当大气中空气平均比较暖和时,以及在下雨、积雪开始溶化和危险的高水位时也是如此。

从测量得到通气口的风速观测值在 9 米/秒,而计算速度在 5 米/秒以下。可以预料更多的其他联系是要继续探索的未知数。但是正是在这一点上,对物理学,自然洞穴和洞穴系统进行明确的了解是困难的,无论是提出近似值,或是还没有识别所给予状况的暗示都是如此。

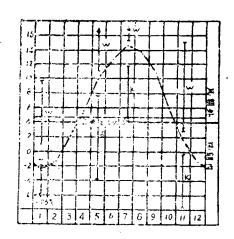


图 4 洞穴入口换气期间暖、冷空气通行方向。(K、W)为相应的整度范围,点线表示地面海拔(1000米) 建度年周期,实线为海拔1000米处洞穴温度4.8℃线。 在平均风速的年周期以外,也发生日

周期。此外,温度的非周期变化是与**暖、**冷气团经过期间洞穴风特性相对应的。

只有仲夏时节在入口连续不断地向外 换气。其他季节变化时气流方向 是 正 常 的,即使在冬季空气运动也是朝 内 占 优 势。

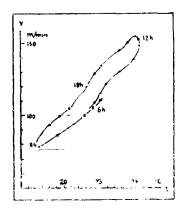


图 5 根据Bakalowcz (1972) 测定的皮纳戈佐外部 温度t和风速v的日周期。v为t的函数 (从1970年 8 月11日06:00到 8 月12日06:00)

(4)流水引起的空气运动 由于流水摩擦的结果,空气运动是向前的。如果水流经过狭窄通道或进入U形洞道,它们的前部将产生局部环流(a),空气沿洞顶流到后部就离开顶部。快速的流水扫动空气随着流水移动到低处(b),或者吸入漩涡中心(C),(图6)。

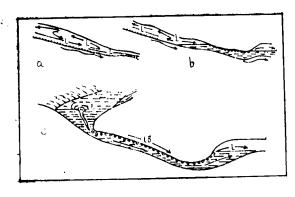


图 6 解释见正文, L表示空气运动, LB表示空气 複雜差。

因为浮力空气始终沿着洞顶扫动并被 带到下面。在急剧地通过时,高速度的流 速必定能使空气克服其浮力而向下运动。

空气被携带在狭窄通道经过下潜条件 效应 (under phreatic conditions effects) 空气运动由于开始被吸入后成为一个个小 气泡被吞入水中,当从水中冒出后空气运 动引起压力增加。甚至这些空气运动很缓 慢,一般说根据感觉才发觉,但是其形迹 能容易地从吸烟的烟流运动轨迹看出来。

瀑布的主要效应是在狭窄管轴(Shafts)中水流触及洞壁时产生的。在这种情况下水急流抽吸空气的效应一发生,随即在高端吸入空气,而在低端空气压力大大 动加(见图 7 a—d)。

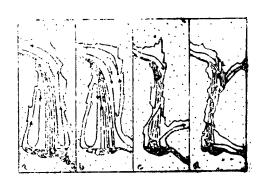


图7 在瀑布外空气的运动, 箭头表示风问。

- (a) 瀑布在宽管轴的底部有闭 合 圈 ——空气的闭合环流;
  - (b) 瀑布在宽管轴底部是开放的:局

部有空气的闭合环流,部分洞穴风在水流 方向离去;

- (c) 瀑布在狭窄管轴中: 空气 的 闭合环流受阻, 洞穴风在侧面通往低处;
- (d) 瀑布在狭窄管轴中从侧面通过: 空气是瀑布轴吸入通过的,但也有从管轴侧面通过,而且在低处有强洞穴风离去。 空气闭合环流受阻。
- 2.洞穴温度 一方面洞穴温度气候 平均值的测定值是必不可少的,另方面由 于地下水流,通常有冷却效应。在阿尔卑 斯山5月到7月山地长期持续出现的融雪 冷水是非常重要的。

根据水、空气和岩石的单位热容量和 密度的测定,表明它们之间的热状况有一 定联系。

空气的容积热容量比水的同样容积低 3200倍,比石灰岩低1820倍,如果它们之 间介质强烈接触,空气就会迅速适应水或 石灰岩温度。其每天的增暖和冷却似乎很 小而经常被忽略。长周期方面从平均值看 出的温度偏差,尽管在晴天,特别是在凋 穴积水时可以识别。

Wagner (1960)认为在中欧的中和温度带平均在20米深处。但是那不适应于喀斯特洞穴中的空气,与水可能几乎自由循环的地下各种自然情况也是对立的。Hauser和Oedl (1926, P.91/92)报告关于奥地利的艾斯里圣韦特 (Eisricsenwelt) 的情况。"另一方面,在冬季我们还发现在第一个连接山洞一面有冰结构,就确信是等温线进入到山地1公里处的征兆。"即到入口的距离接近1.5公里处尚未达到中和温度带。在赫洛希山洞,1956年2月洞穴内部1000米处温度下降到5℃,而且是在位于地面以下近500米处。在动态洞穴内,从积雪融解的冷水冷却空气,而岩石直到夏季还能使空气冷却。因此,中性温

度帶必定位于水流通过的岩溶区域以下, 对赫洛希山洞其平均位置在地面以下1000

表5

## 水、岩石和空气的单位热容量G和密度P

	单位热容量(卡/克)	密度 (克/厘米3)	容积热容量 Cp×p (米卡/厘米 <sup>3</sup> )	与水的容积热 容量的比值
水	1	1	1	1
石灰岩	0.210	2.7	0.567	1.76
空气	0.241	0.001293	0.0003116	3209

动态洞穴空气环流导致温度平衡。 Saar (1954) 记述了奥地利的达茨特钦 (Dachstein) 冰洞温度随高度降低率为1°℃/200米;这个值与赫洛希几乎相似。与 在洞外大气温度随高度增加而降低的对应 数值也很接近。

Ford (1975) 和Ford等人(1976)叙述 了加拿大阿尔伯达的哥伦比亚冰原下长达 9公里的卡斯特勒古德(Castleguard)洞穴的温度变化过程,表明其动力原因既不 是空气运动也不是水的流动。就运送地热 (卡斯特勒古德春季:22℃)来说,冰川水

流动在石灰岩的深处是未知数。在冰川表层热量流动的期望值在10—40%之间。地温梯度几乎为45米/℃,而在更大范围的洞穴其中心温度达3.6℃,上部到冰川在0℃以下,在320米深处低达一3.8 (图8)。

在静态洞穴大气分层取 决于温度和密度。在温度上升期间,静态 动穴收集相对较暖的暖空气。在温度下降 期间洞穴收集冷空气而使温度降低冷空气 的深度增加,个别情况近于形成永久冰冻。

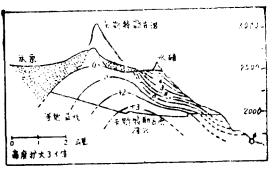


图 8 加大哥伦比亚冰潭斯特古德洞穴地區執 (根据Ford等)

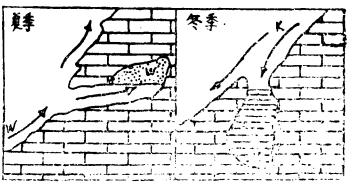


图 9 静态动态。ue 表示要空气穴,K表示 冷空气穴,储头表示空气运动方向。

阿比索 · 恩里科 · 勒》	惟尔 (阿普尼卡高山)	格诺塔•吉加特(的里雅斯特岩溶)			
深 度(米)	t (°c)	深 度(米)	t (°c)		
0	18.7	0	12.5		
25	8.0	24	10.4		
50	5.6	100	9.5		
85	3.4				
182	2.2	·			
304	1.3	ı			

3.空气温度 除了入口区洞穴风向内吹时以外,相对湿度一般比较高,变化很微弱,在90—100%之间(Geze,1965)。在格诺塔·的·帕德里西诺(的里雅斯特喀斯特区)6月10日地表测得空气相对湿度在34—97%之间,但是洞穴内部30米处已经经常在98%,而离入口330米处达到100%(Tommasini与Candotti,1968)。

风向上吹在洞穴通道迅速达 到 饱 和 极限。在洞壁发生凝结,正常情况下凝结 水滴下落,在结冰洞穴中形成类似于白霜 和冰流。如果有足够的凝结核,就形成雾。

如果不是这样,则在空气过饱和时就会在 进入通道后自发地形成**雾。** 

在冬季吸入暖空气而升温,相对湿度 下降,偶尔甚至低到70%。洞穴干燥而显 露出洞壁。干燥洞壁的前沿逐渐进入洞穴, 在赫洛希洞穴冬季末期达到的距离几乎在 进口内2公里。

在干燥和半干燥气候下洞穴中湿度经常一再下降到80%以下; 钠和钾矿物可作为这种气候的指示标志。

毛政旦译自《Karst Hydrology and Physical Speleology》,1980,PP.214—226。