

山东省淄博地区隐伏岩溶发育的垂直分带及双层水位理论的应用

王建华

(郑州地质学校)

提要 本文在搜集了淄博地区有关奥陶纪灰岩勘探孔的地质、水文地质和水化学等资料的基础上,探讨了淄博隐伏岩溶的垂直分带,以图在解决煤矿突水问题上提供指导性依据;同时,对双层水位理论进行了应用,利用人工形成的双层水位防止煤层底板突水、地面岩溶塌陷,以及地表水顺塌陷倒灌矿井;并能缓解矿井排水与矿山供水之间的矛盾。

淄博地区煤矿储量丰富,采矿历史千年有余。然而,奥陶纪灰岩在本区厚度大($\pm 850\text{m}$),产状平缓且出露广泛,既是本区工农业供水的主要供水层,又是严重威胁煤矿生产安全的主要突水层。突水事件已成为淄博各矿区的主要问题。本文对淄博隐伏岩溶的垂直分带作一探讨,以图在解决突水问题上提供指导性依据;同时,对双层水位理论进行了应用,利用人工形成的双层水位防止煤层底板突水、地面岩溶塌陷,以及地表水顺塌陷倒灌矿井;还能同时缓解矿井排水与矿山供水之间的矛盾。

一、淄博地区奥陶纪灰岩径流区的水文地质垂直分带

径流带的强弱,与岩溶溶洞的数量,径流量,渗透系数,侵蚀性 CO_2 ,饱和钙差等有直接的关系。本人收集了淄博各矿区凡是打到奥陶纪灰岩的所有勘探孔的地质—水文地质观测,抽水试验和水质分析资料,并统计编制了溶洞数量、钻孔涌水量、渗透系数、侵蚀性 CO_2 、饱和钙差值随奥陶纪灰岩埋深变化的各种图件。根据这些图件来定性和定量地找出区内岩溶发育、富水程度、水化学特征随奥陶纪灰岩埋深变化的一般规律,从而划分出不同的径流带。

(一) 岩溶发育与深度的关系

把本区对溶洞(直径 $\geq 20\text{cm}$)有明确描述的26个钻孔的50个溶洞,依据洞的洞顶标高,把它们划分在以50m为一个标高段的不同标高段内,统计列表(表1),作钻孔见溶洞图(图1)。

表 1

标高段	+350~+300	+250~+200	+150~+100	+50~0	-50~-100	+150~-200	-250~-300	-350~-400
	+300~+250	+200~+150	+100~+50	0~-53	-100~-150	-200~-250	-300~-350	-400~-450
见溶洞数	2	2	2	6	3	3	1	1
见溶洞率	4	4	4	12	6	6	2	2
	4	6	16	18	8	6	2	

从图中可以看出,在+100m~-50 m段内,溶洞最发育,有23个溶洞,占总数的46%;在-50m~-250m段内,溶洞较发育,有13个溶洞,占总数的26%;在-250m~-400m段内,溶洞微发育,有3个溶洞,占总数的6%;在-400m以下,没有统计到溶洞数目。从图1中可以明显地看出,在近期地质历史时期,岩溶的发育是有规律的。在当地侵蚀基准面附近,岩溶很发育,溶洞率高是岩溶发育宏观而直接的刻画。其主要原因是:在侵蚀基准面附近,易接受大气降水和地表水的补给,径流条件好,地下水交替循环快,同时,大气中的CO₂也易溶于地下水中,使地下水具有侵蚀性,从而导致了岩溶的发育。反之,随着碳酸盐岩埋深的增大,远离当地侵蚀基准面,碳酸盐岩岩溶系统由“开放”体系转变为“封闭”体系,不易接受大气降水和地表水的直接补给,径流条件不好,地下水交替循环微弱,甚至停滞,同时,大气中的CO₂与地下水处于隔绝状态,地下水不具有侵蚀性,导致岩溶不发育。根据图1,可大致分为三个径流带:

- 50m以上为强径流带
- 50m~-250m之间为中等径流带
- 250m~-400m之间为弱径流带

(二) 相关分析法作图

根据淄博地区107个钻孔的抽水试验资料及81个钻孔的水质分析资料,通过计算,求出10m降深时的单位涌水量(q_{10})、最大降深时的渗透系数(K_{max})、侵蚀性CO₂、饱和钙差值[ΔCa^{++}],然后分别作它们随奥陶纪灰岩埋深关系图。对各图中钻孔投点进行曲线概化,在概化曲线两侧取等距离条带,建立条带之间钻孔的X-Y相关值,既 lgq_{10} - lgs 、 lgK_{max} - lgs 、 $[CO_2(侵)]$ - S 、 $[\Delta Ca^{++}]$ - S 相关值,求待定系数A、B和相关系数 γ ,进行相关系数显著性水平检验,建立回归方程。

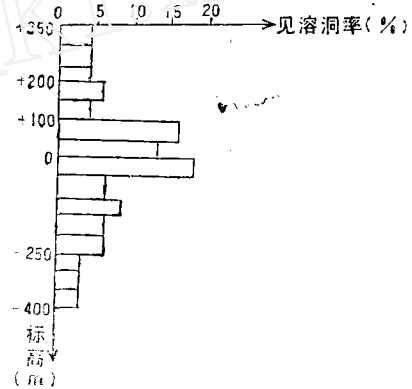


图1 钻孔溶洞图

在相关计算时，是用计算器CASIO fx-3600P中的MODE [2] 进行的，其公式为：

$$Y = Ae^{BX}$$

$$B = \frac{n \cdot \sum XY - \sum X \cdot \sum Y}{n \cdot \sum X^2 - (\sum X)^2}$$

$$A = \frac{\sum y - B \cdot \sum x}{n}$$

$$r = \frac{n \cdot \sum xy - \sum x \cdot \sum y}{\sqrt{\{n \cdot \sum x^2 - (\sum x)^2\} \{n \cdot \sum y^2 - (\sum y)^2\}}}$$

计算成果，汇成表2：

相关类型	X	Y	曲线类型	A	B	r	误差可能性	曲线方程
lgq ₀ - lgS	lgS	lgq ₀	I	2.637	-0.08	-0.514	< 1%	$y = 2.637e^{-0.08x}$
lgK _{max} - lgS	lgS	lgK _{max}	I	2.673	-0.162	-0.687	< 1%	$y = 2.673e^{-0.162x}$

值得说明的是：（1）计算时，相关分析中的埋深S是以标高+400m为零米而向下推算的。（2）表2中曲线类型I代表正常条件下的曲线，由于资料不足，构造条件下的曲线II和充填条件下的曲线III，无法求出来，仅根据少量钻孔投点，参照曲线I的发展趋势而画出来的，故没有精确的数学表达式。（3）[CO₂(侵)]-S和[△Ca⁺⁺]-S两图中的曲线，由于计算所得的回归方程与实际情况比较差别太大，故弃之不用。其曲线是尽可能根据钻孔投点的发展趋势概化而来的，没有精确的数学表达式。

1. 钻孔单位涌水量与奥陶纪灰岩埋深的关系

从图2可以看出，共有三条曲线。曲线I代表正常条件下的曲线，其回归方程为 $y = 2.637e^{-0.08x}$ ；曲线II代表在构造条件下的曲线，它比曲线I所反映的值偏大；曲线III代表在充填条件下的曲线，它比曲线I所反映的值偏小。三条曲线中所反映的单位涌水量随埋深的增大，都呈负指数函数减小。在-50m之上，曲线的曲率大，所反映的单位涌水量也大，-50m为一转折点；在-50m~-250m之间，曲线的曲率逐渐变小，所反映的单位涌水量较之上段有所减小；在-250m~-450m之间，曲线近直线变化。标高-450m所反映的灰岩埋深850m，已与本区奥陶纪灰岩的真实厚度（±850m）相接近，

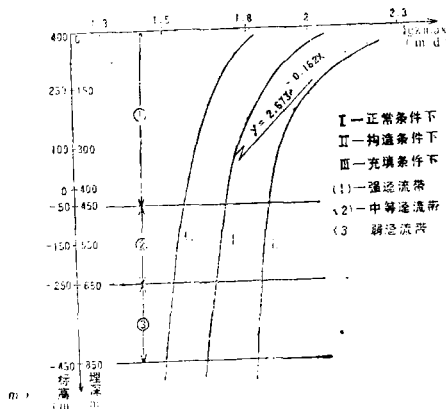


图2 单位涌水量随O₂埋深标高变化曲线图

所以-450m以下的情况已无实际意义，在此不作讨论。下面讨论的图3、图4、图5与此类同。

从上面可以看出，根据曲线曲率的变化，可分为三个径流带：

- 50m以上为强径流带
- 50m~-250m之间为中等径流带
- 250m~-450m之间为弱径流带

2. 最大降深渗透系数与奥陶纪灰岩埋深的关系

从图3中可以看出，共有三条曲线：曲线I代表正常条件下的曲线，回归方程为 $y = 2.673e^{-0.162x}$ ，曲线II代表构造条件下的曲线，它比曲线I所反映的值偏大；曲线III代表充填条件下的曲线，它比曲线I所反映的值偏小。三条曲线的共同特点是随灰岩埋深的增大都呈负指数函数减小。在-50m之上，曲线的曲率大，渗透系数大；在-50m~-250m之间，曲线的曲率偏小；在-250m~-450m之间，曲线近常数变化。这样，根据

曲线的曲率变化，可划分为三个径流带：

- 50m之上为强径流带
- 50m~-250m之间为中等径流带
- 250m~-450m之间为弱径流带

从图2、图3中还可以看出，同样处于强径流带，与正常条件相比， q_{10} 、 K_{max} 有部分钻孔偏离过大，查找一下钻孔资料可知， q_{10} 、 K_{max} 偏大，是由于这些钻孔多打在构造带或构造影响带、溶洞及各种接触带中； q_{10} 、 K_{max} 偏小，是由于这些钻孔所揭露的溶孔洞、裂隙，多被各种充填物充填所造成的。

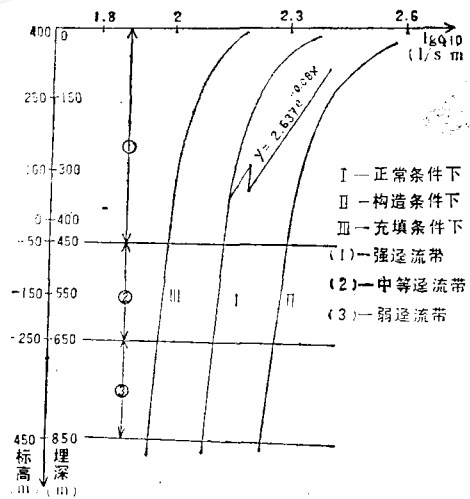


图3 最大渗透系数随O₂埋深标高变化曲线图

3. 侵蚀性CO₂与奥陶纪灰岩埋深的关系

关系

根据淄博地区奥陶纪灰岩81个钻孔的水质分析资料，分别计算出水样中游离碳酸的

含量： $[H_2CO_3] = \frac{[H^+][碱]}{K_1}$ 及饱和平衡时碳酸含量：

$$[H_2CO_3]_s = \frac{K_2}{K_1 K_s} [碱]^2 [Ca^{+2}]$$

- 式中
- [H⁺]——水中氢离子浓度；
 - [碱]——水中的碱度；
 - [Ca⁺⁺]——水中Ca⁺⁺的浓度；
 - K₁——碳酸一级离解常数；
 - K₂——碳酸二级离解常数；

K_s —碳酸钙的平衡常数。

那么, $CO_2(侵) = [H_2CO_3] - [H_2CO_3]_s$ 。当 $CO_2(侵) < 0$ 时, 水具有沉淀性; 当 $CO_2(侵) = 0$ 时, 水即不具有沉淀性, 也不具有侵蚀性, 处于动平衡状态; 当 $CO_2(侵) > 0$ 时, 水具有侵蚀性。根据 $CO_2(侵)$ 的计算公式, 分别计算出各个钻孔的 $CO_2(侵)$ 的具体数据, 然后, 作 $[CO_2(侵)]-S$ 关系曲线图 (图4)。

从图4中可以看出, 共有两条曲线: 曲线 I 代表在正常条件下的曲线; 曲线 II 代表在构造条件下的曲线。在 -50m 以上, 侵蚀性 CO_2 随埋深近常数减少。-50m 以下, 曲线曲率变大。在 -250m 处, 正常条件下, $CO_2(侵) = 0$, 表明地下水处于既不侵蚀也不沉淀的动平衡状态。在 -250m 之上, 水具有侵蚀能力。由于 -50m 处是曲线的拐点, 故 -50m 之上岩溶发育, -50m ~ -250m 之间岩溶较发育。在 -250m 之下, 正常条件下, 地下水无侵蚀能力。但是, 在构造条件下, 由于改变了地下水动力条件, 使地下水的可侵蚀性延至 -425m 处, 从而在 -250m ~ -425m 之间岩溶也较发育。-425m 处为在构造条件下, 地下水的侵蚀性处于动平衡状态。由于曲线 II 在 -450m 处曲率最大, 故可把 -450m 作为分界标志。这样, 从以上分析, 可划分为三个径流带:

- 50m 之上为强径流带
- 50m ~ -250m 之间为中等径流带
- 250m ~ 450m 之间为弱径流带

4. 饱和钙差值随奥陶纪灰岩埋深的关系

把本区81个水质分析资料, 按“闭型”计算模式 (一般指潜水面以下一定深度或承压水区, 地下水与大气基本上无 CO_2 交换) 计算。

假定碳酸含量一定, Ca^{++} 饱和浓度 $[Ca^{++}]_s$ 的计算式为:

$$[Ca^{++}]_s = \left(\frac{K_s}{\alpha_2} \right)^{0.5}$$

式中 K_s —在一定条件下碳酸钙的平衡常数;

α_2 — CO_3^{2-} 的比例系数。

然后, 用水样中测得的钙值 $[Ca^{++}]_{实}$ 减去饱和钙值 $[Ca^{++}]_s$, 得到饱和钙差值:

$[\Delta Ca^{++}] = [Ca^{++}]_{实} - [Ca^{++}]_s$, 作 $[\Delta Ca^{++}] - S$ 曲线图 (图5)。

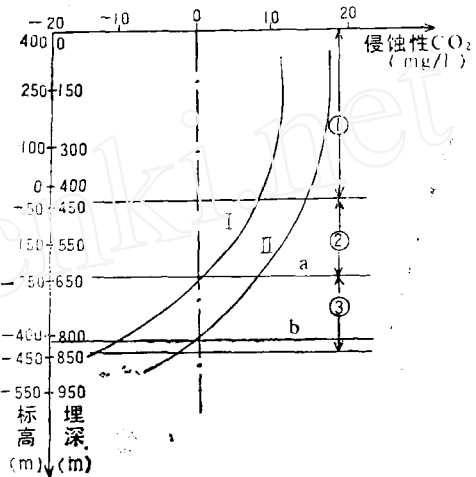
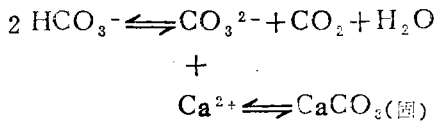


图4 侵蚀性 CO_2 随埋深标高变化曲线图
 I—正常条件下; II—构造条件下;
 ①—强径流带; ②—中等径流带;
 ③—弱径流带; a—正常条件下的侵蚀零线; b—构造条件下的侵蚀零线

图5中有两条曲线：曲线Ⅰ代表正常条件下的曲线；曲线Ⅱ代表在构造条件下的曲线。

当水中 $[\Delta Ca^{++}]$ 为负值时，表明水中达不到平衡时所需的 Ca^{++} 含量，由平衡式：



可知，平衡向左进行， $CaCO_3(\text{固})$ 便溶解，发生侵蚀作用；当 $[\Delta Ca^{++}]$ 为正值时，表明水中 Ca^{++} 超过同条件下的饱和含量，平衡向右进行，发生沉淀。图5中的曲线Ⅰ表示其 $[\Delta Ca^{++}]$ 值比正常条件下的 $[\Delta Ca^{++}]$ 值要偏小，溶蚀的深度也大。

从图5中可知，在正常地质条件下，-50m以上曲线的曲率变化不大，-50m处曲线曲率最大，-50m以下曲率变化大。在-250m处是饱和钙差值由负值向正值变化的分界零点处，表明水中 Ca^{++} 含量正好等于饱和 Ca^{++} 含量，既不发生溶蚀，也不发生沉淀，处于动平衡状态，-250m之上水具有侵蚀能力。由于-50m处为曲线的拐点，故-50m之上岩溶发育，-50m~-250m之间岩溶较发育。-250m以下，在正常地质条件下，发生沉淀，岩溶不发育。但是在构造条件下，由于改变了正常的地下水动力条件，水流交替迅速，带走了一部分 Ca^{++} ，使地下水中的 Ca^{++} 含量满足不了饱和平衡时所需的 Ca^{++} 含量，故在-250m之下发生沉淀的同时，也发生一定的溶蚀作用，饱和钙差值零点可延至-425m处，即地下水侵蚀零线a可推到侵蚀零线b。由于曲线Ⅱ在-450m处曲率最大，故-450m可作为分界的标志。这样，可划分为三个径流带：

- 50m之上为强径流带
- 50m~-250m之间为中等径流带
- 250m~-450m之间为弱径流带

综合以上各分带情况，把它们有机地结合起来，其统一的分带情况如下：

- 50m之上为强径流带
- 50m~-250m之间为中等径流带
- 250~-450m之间为弱径流带

值得说明一点：本区奥陶纪灰岩总厚度为±850m，即各图中的-450m标高处。由于地层的起伏变化不一样，凡是大于850m的，即标高处于-450m以下的均划为极弱径

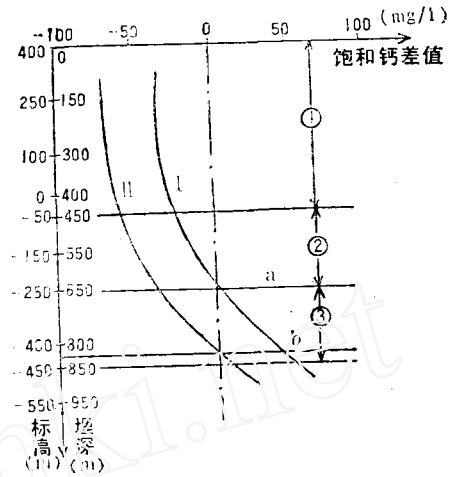


图5 饱和钙差值随埋深标高变化曲线图

Ⅰ—正常条件下；Ⅱ—构造条件下；①—强径流带；②—中等径流带；③—弱径流带；a—正常条件下的侵蚀零线；b—构造条件下的侵蚀零线

流带。

5. 各径流带的主要水文地质特征

(1) 强径流带的主要水文地质特征

此带含水层的埋深不大, 岩溶发育, 含水层透水性好, 天然水力坡度平缓, 抽水时流场变化快, 水质好。此带中钻孔揭露的大小溶洞34个, 总溶洞率为68%, 其中+100m~-50m段内溶洞最发育, 有23个溶洞, 溶洞率为46%。在正常情况下, 钻孔单位涌水量大于 $0.875\text{l/s}\cdot\text{m}$, 一般在 $1.932\text{--}556.44\text{l/s}\cdot\text{m}$ 之间; K_{max} 大于 1.139m/d , 最大为 129.87m/d , 一般在 $3.203\text{--}44.705\text{m/d}$ 之间, 侵蚀性 CO_2 , 其值在 $0.8735\text{mg/l}\text{--}7.859\text{mg/l}$ 之间, 最大为 9.009mg/l ; 饱和钙差值, 一般在 $0\text{--}34.38\text{mg/l}$ 之间, 最小为 -46.47mg/l 。在构造情况下, q_{10} 大于 $488.59\text{l/s}\cdot\text{m}$, 最大为 $2359200\text{l/s}\cdot\text{m}$; $K_{\text{max}} > 150.03\text{m/d}$, 最大为 2920.03m/d 。在被充填的情况下, q_{10} 最小为 $0.0024\text{l/s}\cdot\text{m}$, K_{max} 最小只有 0.12m/d 。此带的地下水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{--Ca}$ 型水, 其次为 $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$ 型水。

(2) 中等径流带的主要水文地质特征

此带含水层的埋深大于强径流带含水层的埋深, 含水层富水性中等, 天然水力坡度也大于强径流带, 水质较好。该带岩溶较发育, 在-50m~-250m段内共见13个溶洞, 溶洞率为26%。正常情况下, q_{10} 在 $1.35\text{--}48.75\text{l/s}\cdot\text{m}$ 之间; K_{max} 一般在 $0.518\text{--}7.08\text{m/d}$ 之间, 侵蚀性 CO_2 , 在-250m处其值为零, 一般在 $0\text{--}6.178\text{mg/l}$ 之间, 饱和钙差值在-250m处为零, 一般在 $0\text{--}38.673\text{mg/l}$ 。在构造条件下, $q_{10} > 70.135\text{l/s}\cdot\text{m}$; $K_{\text{max}} > 22.19\text{m/d}$; 侵蚀性 CO_2 大于 7.699mg/l ; Ca^{++} 饱和平衡在-250m之下, 且饱和钙差值小于 -48.013mg/l 。在充填的情况下, $q_{10} < 0.0194\text{l/s}\cdot\text{m}$; $K_{\text{max}} < 0.2324\text{m/d}$ 。此带地下水化学类型主要为 $\text{HCO}_3\text{--Ca--Mg}$ 型水, 在有石膏的地区, 水型可变为 $\text{SO}_4\text{--Ca--Mg}$ 型水。

(3) 弱径流带的主要水文地质特征

此带含水层埋深大($>650\text{m}$), 溶孔、裂隙显著减小, 甚至不发育, 含水层富水性差, 水流交替缓慢, 甚至停滞, 岩溶不发育或微弱发育, 在-250m~-400m段内, 共见3个溶洞, 溶洞率为6%。在正常情况下, $q_{10} > 0.139\text{l/s}\cdot\text{m}$; 充填情况下, 一般在 $0.0004\text{l/s}\cdot\text{m}\text{--}0.0278\text{l/s}\cdot\text{m}$ 之间(构造条件下, 此带无钻孔投点, 故无法判定 q_{10} 的大小)。正常情况下, K_{max} 在 $0.01573\text{--}0.7756\text{m/d}$ 之间; 充填情况下, K_{max} 在 $0.0206\text{--}0.0492\text{m/d}$ 之间。在正常情况下, 侵蚀性 CO_2 值均为负, 饱和钙差值均为正, 地下水不具有侵蚀性, 碳酸盐岩石不被地下水溶蚀, 地下水是一个沉淀环境, 在构造条件下, 由于改变了地下水的动力条件, 地下水的侵蚀性可延至-425m处, 即在构造条件下, -425m之上, 地下水中游离碳酸含量多, Ca^{++} 含量不能满足饱和时 Ca^{++} 的含量, 碳酸盐岩石被不断地溶蚀, -425m以下, 地下水中游离碳酸含量少, Ca^{++} 含量超过饱和 Ca^{++} 的含量, 碳酸盐岩石不被溶蚀, 在一定条件下, 还会有新的 CaCO_3 沉淀。

二、双层水位理论在岩溶垂直分带中的应用

1. 双层水位理论的概述

双层水位理论是中国地质大学北京研究生部田开铭教授提出的，其要点如下：

(1) 含水层是巨厚基岩，进行深部疏干时，在同一巨厚含水层中将形成双层水位。

(2) 双层水位形成的本质因素是在基岩中具各向异性的渗透性，一般随埋深增大而递减，且具上强下弱的特点。各向异性取决于垂层渗透度主值 K_N^0 与顺层渗透度主值 K_H^0 的差异。虽然各渗透度主值随埋深增大均按负指数函数递减，但是 K_N^0 递减较快， K_H^0 递减较慢。 Sa 为负指数函数 $K_N^0=K_n^0e^{-2\alpha_N s}$ 与 $K_H^0=K_n^0e^{-2\alpha_H s}$ 曲线的交点(图6)以深度 Sa 为界，可将巨厚碳酸盐岩地层分成两段。上段以 $K_N^0 > K_H^0$ 的竖立椭球为特征，下段以 $K_N^0 < K_H^0$ 的平卧椭球为特征，在 Sa 以下岩层的 $K_H^0 > K_N^0$ ，当进行深部疏干时，下段岩层中能出现独立的水面；当疏干涌水量不大时，对保存上段岩层中的原有水面十分有利。这样，在自然条件下只有唯一统一水面的巨厚基岩含水层，在人为疏干的长期作用下，同一水位被逐渐拉开，分别在上下两部岩层中形成双层水位。

(3) $K_N^0=K_n^0e^{-2\alpha_N s}$ 曲线有时在某一个间层(相当于弱透水层)的分布范围内骤然剧减，形成双层水位； $K_N^0=K_n^0e^{-2\alpha_N s}$ 和 $K_H^0=K_n^0e^{-2\alpha_H s}$ 曲线有时在某段深度上骤然剧增，如构造带，侵蚀接触带等，疏干时，同样形成双层水位。

(4) 巨厚基岩含水层深部存在一个水文地质开启程度封闭的或较封闭的环境，当深部疏干形成双层水位时，矿井涌水量不会过大。相反，在浅部水文地质开启程度总是开放的或较开放的，一般具有相当充沛的天然补给资源，当深部疏干形成双层水位时，尽管通过渗透性骤然剧减的间层向含水层深部渗漏一些水量，含水层浅部仍是一个良好的供水水源。

2. 双层水位理论的应用

(1) 淄博地区奥陶系灰岩总厚度达850余米，动静储量均大，属于巨厚基岩含水层，进行深部疏干时，将能形成双层水位。

(2) 从图3和图6中可以明显地看出，二者曲线的变化是一致的，均呈负指数变化。图3中的 K_{max} 实际上是图6中 K_N^0 和 K_H^0 二者复合的结果。对某一标高之*i*说，

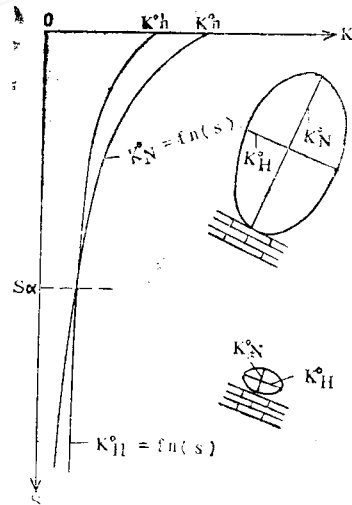


图6 K_N^0 与 K_H^0 随埋深的变化律

K_i 为定值, 而 K_{Ni}^0 和 K_{Hi}^0 的大小是可以变化的。其中, K_{Hi}^0 是两个互相垂直的顺层渗透度主值主方向的复合, 即 $\vec{K}_{Hi}^0 = \vec{K}_{Hi,1}^0 + \vec{K}_{Hi,2}^0$ 。那么, 在三维空间中, K_{Ni} 与 K_i^0 和 K_{Hi}^0 的关系应满足空间向量法则, 即 $K_i = K_{Ni}^0 i + K_{Hi}^0 = K_{Ni}^0 + K_{Hi,1}^0 + K_{Hi,2}^0$ 。

如果形成双层水位, 其关键是能形成深层那个水位深度 $S\alpha$ 位置的确定。从图 6 中可知, 在 $S\alpha$ 处有:

$$K_N^0 = K_H^0 \dots\dots\dots ①$$

$$\text{则: } K_N^0 e^{-\alpha_N S\alpha} = K_H^0 e^{-\alpha_H S\alpha}$$

$$\frac{K_N^0}{K_H^0} = e^{(\alpha_N - \alpha_H) S\alpha}$$

取自然对数得:

$$S\alpha = \frac{\ln K_N^0 - \ln K_H^0}{\alpha_N - \alpha_H} \dots\dots\dots ②$$

其中 α_N 和 α_H 对同一个碳酸盐岩地区 是一个待定常系数;

K_N^0 和 K_H^0 是当埋深为零时的数据, 同样是一个常系数, 是通过在巨厚碳酸盐岩地层的天然和人工露头广泛进行裂隙水力参数统计测量出来的。

这样, 在同一个巨厚碳酸盐岩地层中, 当进行深部疏干时, 由公式②可知, 出现深层水位的位置 $S\alpha$ 是个定值。那么, 在矿床疏干的实际应用中, 其疏干井的深度或排水坑道应大于 $S\alpha$, 抽水泵笼头应放到 $S\alpha$ 以下一定深度处为宜。只要深部疏干时涌水量不大, 长期疏干时, 不仅能产生深层水位, 而且也能保存上段岩层的原有水面。

K_N^0 和 K_H^0 在实际应用中, 是个很难准确确定的指标, 进行统计测量时也是件很麻烦的工作, 那么, $S\alpha$ 的确定就显得不容易。在实际应用中, 本人认为应当根据能体现 $S\alpha$ 上下两段含水层水文地质特征的直接的宏观效应。诸如: 岩溶发育情况, 含水层的渗透能力和径流量大小, 地下水水质情况等这些综合性指标, 并由这些定量指标来确定 $S\alpha$ 的位置, 而这些指标, 可以通过勘探孔、抽水试验及水质化验等手段来取得具体数据。这样, $S\alpha$ 的确定就容易些。

岩层的渗透度一般随埋深而递减, 具上强下弱的特点。这些特点在岩溶发育, 岩层的渗透能力、涌水量、水质等方面都有所体现。 $S\alpha$ 之上, 渗透度大, $K_N^0 > K_H^0$, 即以 K_N^0 为主, K_H^0 为次; 单位涌水量大; 径流条件好, 地下水交替迅速, 地下水具有侵蚀能力, 且以下切侵蚀为主, 水平侵蚀为次; 岩溶发育, 溶洞, 溶孔、溶隙的长轴以竖状为主。相反, 在 $S\alpha$ 之下, 岩层的特点与 $S\alpha$ 之上的岩层相比, 渗透度变小, $K_H^0 > K_N^0$, 即以 K_H^0 为主, K_N^0 为次; 单位涌水量变小, 径流缓慢, 甚至停滞; 地下水较具有或不具有侵蚀性, 且以水平溶蚀为主, 下切侵蚀为次, 甚至没有侵蚀性; 岩溶较发育, 甚至不发育, 发育的溶洞、溶孔、溶隙的长轴以水平状为主。

从以上分析结合垂直分带的情况, 可以明显地看出, $S\alpha$ 的位置应在-250m处。从水质方面而言, -250m处为侵蚀性 CO_2 , 饱和钙差值在正常情况下其值为零的地方, 即在正常条件下地下水的侵蚀零线位置, 同时, 也是中等径流带与弱径流带分界的位置。因为, 在-250m之上的岩层, 为强径流带与中等径流带, ΔCa^{++} 为负, CO_2 (侵)为正, 地

下水动力条件好,地下水具有侵蚀能力,岩溶发育,渗透度大,单位涌水量也大;在-250m之下,为弱径流带, ΔCa^{++} 为正, CO_2 (侵)为负,地下水动力条件不好,地下水微具有或不具有侵蚀能力,岩溶不发育或微发育,单位涌水量和渗透度都有所变小。众所周知,自然界中的岩层都多多少少受到过构造应力的作用,尤其在构造作用附近,地下水具有强侵蚀性,使岩层中的溶孔,溶隙发育,增大岩层的空隙性,也相应增大了含水层的贮水量。从图4、图5中可知,在构造条件下,地下水的侵蚀零线位置可由-250m推深至-425m处,即在-250m~-425m之间地下水仍具有侵蚀性。那么,在-250m~-425m之间虽然为弱径流带,其水文地质开启程度为封闭或较封闭的环境,由上分析可知,地下水的径流量仍是相当可观的,只不过比-250m之上的地下水径流量小些而已。

由以上分析可知,按双层水位理论把垂直分带中的三个径流带划分成以-250m为界的上下两部分。当在-250m以下进行抽水井或排水坑道长期疏干时,将在-250m附近形成一个独立的深层水位,当疏干量不大时,不影响原有水位。

在巨厚基岩深部疏干形成双层水位的理论,在解决矿床突水方面的实质是,当开采中部和深部矿体时,奥灰含水层并未自上而下被全面疏干过,而是在奥灰含水层中地下水被分割成上下两个高差悬殊的水位。在渗透性强的含水层上部保留一个高水位,在渗透性弱的含水层下部出现一个低水位,并且由于深部长期疏干的作用,大大地削弱了深层水位的水头值,从而避免了因高承压水头的作用而冲破矿床顶底板的安全厚度造成突水事故。例如:在山东省金岭铁矿田铁山矿上下水位差最大达160米左右,在北金山矿可达210米左右。

突水系数经验公式为:

$$T_s = \frac{P}{M - CP}$$

式中 T_s ——突水系数 (Pa/m);

P ——隔水结构层承受的静水压力 (Pa);

M ——隔水结构层总厚度 (m);

CP ——采矿对底板隔水结构层的破坏厚度 (m); 一般取10m。

据有关资料统计,淄博矿区突水系数 T_s 取值为 $0.66 \times 9.8 \times 10^4$ 。按双层水位理论,淄博地区850余米的巨厚碳酸盐岩层被分成两部分,上部分总厚为650m,其静水压力 $P_{上} = \gamma H_{上} = 1 \times 650 = 650$ (Pa); 下部分取厚为200m,其静水压力 $P_{下} = \gamma H_{下} = 1 \times 200 = 200$ (Pa)。淄博矿区石炭系煤层是受底板奥灰水的威胁,其底板隔水结构层承受水的总静水压力为 $P = P_{上} + P_{下} = 650 + 200 = 850$ (Pa)。如果不发生突水,其条件为:

$$T_s < \frac{P}{M - CP} = \frac{P_{上} + P_{下}}{M - CP}$$

$$T_s (M - C_p) < (P_{上} + P_{下})$$

$$M < \frac{P_{上} + P_{下}}{T_s} + C_p$$

如果深层水位(-250m)被深部疏于井或排水坑道在长期疏于作用下,其水头值将不断减小,即 $P_{下}$ 的值将小于200Pa。减小 $P_{下}$ 的值,实际是减小隔水结构层总厚度 M 的值。如果矿床底板隔水层厚度的抗张强度小于静水压力时,就要留设一定厚度的防水煤柱,以防止突水。减小 $P_{下}$ 的值,就等于减少留设防水煤柱的厚度,节约了煤。

把具体数据代入公式计算:

$$M < \frac{650 + P_{下}}{0.66 \times 9.8 \times 10^4 \times 1.01972 \times 10^{-4}} + 10 = 108.6 + \frac{P_{下}}{6.6} \quad (\text{m})$$

$$1Pd = 1.01972 \times 10^{-4} \text{m 水柱的静水压力}$$

由此可知,108.6m为-250m以上含水层静水压力所要求的隔水结构层厚度。而实际上-250m以上含水层中地下水,还作为淄博地区工农业供水的主要水源。由于不断地供水,使静水压力低于650m水柱的静水压力,那么,隔水结构层厚度也相应地低于108.6m。

山东省冶金厅运用深部疏于方法,使金岭铁矿矿层顶板的马家沟灰岩含水层,总涌水量持续十余年,低于每日约三万吨水平,并在同一个巨厚含水层中形成了双层水位,使该含水层浅部受矿井疏于的影响甚微,始终是淄博市的主要供水水源。在召口铁矿采用这个疏于方法,亦获成功。

双层水位的出现,使渗透性强的奥灰含水层上部,免受矿井深部排水的干扰,地下水资源得到保护,缓解了矿区早先在排水和供水之间的尖锐矛盾(例如铁山矿在奥灰中建成六眼大口径井,地下水日采量达7000米³);同时在奥灰被第四纪松散沉积物覆盖地区,矿井排水不会引起地面塌陷。

双层水位的出现,使渗透性弱的含水层下部与渗透性强的含水层上部失去了地下水之间的水力联系,含水层上部的地下水仅能以滴状渗漏的方式向下做为含水层下部流向矿井的地下水的补给源,再加上含水层下部埋藏深,经常处在水交替停滞或水文地质开启程度较封闭的环境中,补给资源贫乏,矿井涌水量不再随采矿和疏于深度的加大而增加,深部疏于时,在下段灰岩中出现的独立地下水降落漏斗,最终将保持稳定。因此,矿井勿需自上而下疏于整个含水层,可以最小可能的排水量最大限度地降低作用于矿体上的巨大水头,实现安全的目标,收到意义非凡的经济技术效益。

(3) K_N^0 曲线有时在某个间层的分布范围内骤然剧减,就相当于图3中的曲线Ⅲ,即钻孔打在被充填的岩层地带。某一标高段被充填,相当于弱透水层, K_N^0 就剧减,而且不同的标高段被充填,就出现 K_N^0 的多次剧减,深部疏于时,就形成双层水位甚至多个水位。

K_N^0 和 K_H^0 在某个标高段增大,相当于图3中曲线Ⅱ,即钻孔打在构造发育的岩层地带,次生裂隙发育, K 值变大,深部疏于时,同样形成双层水位。

综上所述, 双层水位理论是对岩溶垂直分带的进一步理论化, 为解决突水, 地面岩溶塌陷, 以及地表水顺塌陷倒灌矿井方面提供新技术新方法, 还能同时缓解矿井排水和矿山供水之间的矛盾。如果能得到广泛地应用, 将能获得巨大的经济效益。

参 考 文 献

- [1] 田开铭, 1985, 对深部疏干巨厚基岩含水层时双层水位形成条件的初步分析。中国岩溶, 第1期, 124~130页。
- [2] 田开铭, 1988, 防止矿井排水引起地面塌陷的新技术。中国岩溶, 第3期, 第7卷。
- [3] 曹玉清、胡宽琦, 1985, 封闭岩溶泉域水化学及与岩溶发育的关系。水文地质工程地质, 第6期。

THE VERTICAL ZONING OF THE BLIND KARST DEVELOPED IN THE ZIBO AREA, SHANDONG AND THE APPLICATION OF DOUBLE-WATER LEVEL THEORY THERE

Wang Jianhua

(Zhengzhou Geological School)

Abstract

With a mining history of more than a thousand years, the Zibo area is rich in coal. Having a big thickness, a gentle occurrence and a wide-spread emergence, the Ordovician limestone beds in the area are not only the water-supply beds benefitting agriculture and industry, but also the water-seeping ones threatening coal mining. Seepage has become the major problem in the Zibo mining district. In this paper the author probes into the vertical zoning of blind karst in the Zibo area in order to provide the instrusive basis for solving the water-bursting problem in the shafts, and suggests that, on the basis of the double-water level theory, an artificial space of double-water level be generated to prevent the water bursting on the floors of underground coal-mining workings, the surface collapse due to karstification, and the resulted backfilling of the surface water into the shafts. In addition, advice is given on solving the problems involving water supply and drainage in coal mining.