

# 应用 EPM 法确定地下岩溶水系统 滞留时间及储水系数

马致远

(长安大学, 陕西 西安 710054)

**摘要:** 运用指数-活塞模型 (EPM), 将平凉大岔河隐伏岩溶水系统视为线性时不变系统, 以环境同位素氚作为输入输出信号, 计算岩溶水系统地下水滞留时间及其他参数。

**关键词:** EPM 模型; 环境同位素; 隐伏岩溶水; 地下水滞留时间; 环境氚背景值

**中图分类号:** P641.2

**文献标识码:** A

**Abstract:** The covered karst water in Dacha valley is considered as an independent rectilinear system by the exponent-piston model (EPM). The residence time of the underground karst water and other hydraulic parameters are calculated through the environmental tritium as the import signal and the export signal.

**Key words:** EPM model; environmental isotope; covered karst water; residence time of groundwater; background value of tritium

## 1 前言

应用环境同位素方法研究地下水的滞留时间和其他含水层参数仍然是当前地下水可持续利用研究中比较新颖的手段之一, 其结果的可靠性取决于计算模型的选取。通常使用同位素计算模型有活塞型 (PFM) 和指数型 (EM)。前者假定地下水在含水层流动类似于在活塞推动下的移动, 水流完全不发生混合。该模型适用于研究包气带均质土层中入渗水的垂向渗透和均质承压含水层中地下水的运动等。后者假定含水层的渗透性能随深度增大而减弱, 地下水传输时间随深度呈指数分布, 且地下水系统中不同年龄水在任何时刻都达到了均匀混合。该模型适用于均质潜水含水层。

研究区位于西北干旱、半干旱的隐伏岩溶地区。地下水类型为半承压含水层, 其地下水年龄分布兼有指数型和活塞型两种形式的特点。适用于指数-活塞流混合模型 (EPM)。本文提供了应用 EPM 模型计算地下水滞留时间和其他含水层参数的实例, 供同类地区相关研究参考。

## 2 EPM 计算模型

当地下水系统的内部结构可概化为 1 个点参数表示的线性时不变集中参数系统时, 系统的信息传输关系的一般形式为:

$$Q_{out}(t)C_{out}(t) = \int_0^{\infty} Q_{in}(t-\tau)C_{in}(t-\tau) \cdot e^{-\lambda\tau}h(\tau)d(\tau) \quad (1)$$

式中  $Q_{out}$ ——输出水量;  $Q_{in}$ ——输入水量;  $t$ ——同位素时间输出系列 (年代);  $\tau$ ——同位素传输时间 (年龄);  $(t-\tau)$ ——同位素输入时间系列 (年代);  $C_{out}(t)$ ——同位素输出函数;  $C_{in}(t-\tau)$ ——同位素输入函数;  $h(\tau)$ ——地下水年龄分布函数;  $e^{-\lambda\tau}$ ——同位素衰变因子;  $\lambda$ ——衰变常数。

根据地下水年龄分配函数的数学表达式的不同, 以上模型可分为若干模型。EPM 模型指地下水系统由指数型和活塞型联合组成, 其地下水年龄分布兼有指数型和活塞型两种性质。如由承压岩溶水和非承压岩溶水组成的岩溶水系统。对 EPM 模型而言, 年龄分配函数的数学式为:

$$h(\tau) = \begin{cases} \frac{\eta}{\tau_m} e^{-\frac{\eta}{\tau_m} \tau} \tau^{\eta-1} & \tau \geq \tau_m(1-\eta^{-1}) \\ 0 & \tau < \tau_m(1-\eta^{-1}) \end{cases} \quad (2)$$

式中  $\eta$ ——系统中流动水总体积  $V_s$  与指数型水体积  $V_E$  之比 ( $\eta = V_s/V_E$ ),  $\eta=1$  时为指数型模型,  $\eta=\infty$  时为活塞型模型;  $\tau_m$ ——地下水平均滞留时间。

## 3 大岔河隐伏岩溶水系统特征及同位素模型

大岔河供水水源地位于平凉南部隐伏岩溶区。

收稿日期: 2002-09-26

作者简介: 马致远 (1956-), 女 (汉族), 天津人, 副教授。

属大陆性半干旱气候，多年平均降雨量 503.7mm。受六盘山褶皱带与贺兰山褶皱带复合影响，区内碳酸盐裸露区及浅埋区被分割成块状，互不相连。其中所赋存的岩溶水也各成体系。区内断裂发育，新构造运动活跃，出露有震旦系、寒武系、奥陶系、二叠系、三叠系、白垩系、第三系及第四系地层。

大岔河隐伏岩溶水地处大岔河河谷，上部为 5~40m 的第四系冲积物，下部为 10~20m 的第三系泥岩，奥陶系灰岩在两岸冲沟处零星出露。奥陶系岩溶水水量丰富，水质良好，含水层厚度为 100~200m，地下水位埋深 10~60m，单位涌水量大于

50L/sm，是大岔河流域主要含水层。环境同位素及水文地质调查表明该含水层的补给主要为大岔河流域内及三道沟奥陶系灰岩裸露区大气降水的补给<sup>[1]</sup>，在大岔河流域岩溶水呈承压状态，水运动以活塞方式向排泄区推进。该系统结构特征可概括为指数-活塞联合型。该系统的排泄方式为人工抽水及地下潜流。地下潜流量为 21.2736m<sup>3</sup>/d，与人工开采总量相比可以忽略不计。因此该系统应概化为单输入单输出系统。其隐伏岩溶水系统的输入、输出框图可表示如下：

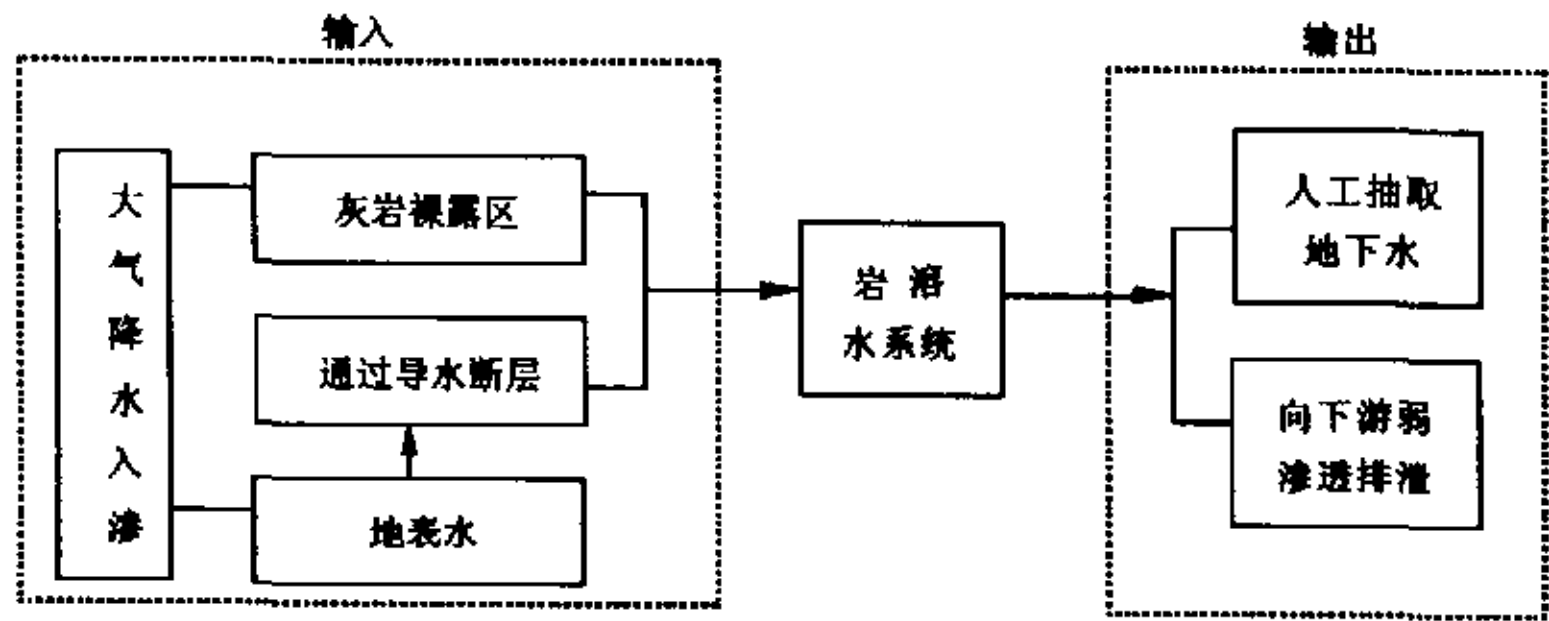


图 1 大岔河流域隐伏岩溶水系统实用输入、输出框图

将该系统视为线性时不变系统，以单位体积水体中所含氡原子数作为输入输出信号，同时考虑与氡信号同时输入输出的水量，根据 (1)、(2) 两式可得数学模型为<sup>[2]</sup>：

$$C_{out(1992)} = \frac{3.1 \times 10^{-5}}{Q_{\text{总}}} \sum_{\tau=F}^{40} a s C_{in(1992-\tau)} P_{(1992-\tau)} \cdot \frac{\eta}{\tau_m} e^{\left(-\lambda \tau - \frac{\tau}{\tau_m} + \eta^{-1} - 1\right)} \quad (3)$$

式中  $C_{out(1992)}$ ——1992 年抽水井平均氡浓度 (TU)； $Q$ ——岩溶水系统排泄量 (m<sup>3</sup>s<sup>-1</sup>)； $\tau$ ——地下水滞留时间 (a)； $F$ ——常数， $F = \tau_m (1 - \eta^{-1})$ ； $a$ ——降水入渗系数； $s$ ——接受大气降水补给的面积 (km<sup>2</sup>)； $C_{in}$ ——年平均降水氡浓度值 (TU)； $\eta$ ——汇给面积与奥陶系灰岩的裸露面积之比； $P$ ——年降雨量 (mm)； $\lambda$ ——衰变常数，1/18； $\tau_m$ ——地下水平均滞留时间。

为计算方便，将式 (3) 用 FORTRAN 编程。

4 氡值输入函数的确定

由于我国缺乏降水同位素系列资料只能进行人为恢复。大气降水氡 (TU) 值随时间的变化关系可根据北半球同一纬度上不同地区降水氡 (TU)

值的历年加权平均值与当地年降水量的正比关系来确定<sup>[3]</sup>：

$$TU/a = -DP/a + C \quad (4)$$

式中  $TU/a$ ——年加权平均氡单位； $P/a$ ——年降雨量； $C$ ——常数； $D = \Delta T/\Delta P$ 。

平凉气象站逐年降水量 (mm) 表 1

年份	降水量	年份	降水量	年份	降水量
1950	457.1	1965	481.9	1980	475.5
1951	411.0	1966	739.8	1981	618.3
1952	371.1	1967	500.3	1982	318.1
1953	454.5	1968	615.4	1983	632.0
1954	580.9	1969	450.9	1984	543.4
1955	523.8	1970	542.2	1985	513.0
1956	566.3	1971	318.5	1986	315.4
1957	485.1	1972	404.0	1987	476.5
1958	441.3	1973	563.2	1988	427.7
1959	494.7	1974	515.2	1989	525.7
1960	391.3	1975	673.5	1990	664.3
1961	666.9	1976	487.4	1991	272.4
1962	484.3	1977	467.7	1992	557.9
1963	423.6	1978	464.2		
1964	744.5	1979	506.9		

不同纬度地区，上式中的  $D$  值和  $C$  值不同。研究区地处北纬 35°32'，东经 106°43'。根据关秉均先生<sup>[3]</sup>提供的资料和平凉气象站历年来降水资料 (表 1)，由式 (4) 可求得 1963 年~1978 年值。而



1953 年 ~ 1962 年, 1979 年 ~ 1993 年的降水氡值可根据国际原子能委员会提供的 1952 年 ~ 1995 年大气降水氡值<sup>[4]</sup>与平凉 1963 年 ~ 1978 年间的降水氡值的相关关系来确定。1952 年以来平凉大气降水氡浓度恢复值见表 2。

年份	氡值	年份	氡值	年份	氡值	年份	氡值	年份	氡值
1993	53	1984	38	1975	46	1966	263	1957	95
1992	39	1983	31	1974	82	1965	642	1956	154
1991	42	1982	37	1973	78	1964	894	1955	26
1990	48	1981	54	1972	75	1963	1802	1954	24.8
1989	49	1980	63	1971	178	1962	881	1953	13
1988	52	1979	48	1970	158	1961	193	1952	-
1987	54	1978	44	1969	172	1960	130		
1986	41	1977	41	1968	168	1959	395		
1985	35	1976	32	1967	225	1958	489		

1969 年 ~ 1976 年涇太华、临汾、平凉三地降水氡值 (TU) 表 3

年份	地 区		
	涇太华	临汾	平凉
1969	253.7	230.65	172.0
1970	190.8	163.2	158.0
1971	206.1	184.1	178.0
1972	92.3	89.1	75.0
1973	90.4	86.95	78.0
1974	98.1	71.75	46.0
1975	75.9	99.2	82.0
1976	58.9	55.0	32.0

### 5 岩溶地下水滞留时间及储水系数的计算

根据 1992 年 ~ 1993 年 1 个水文年的环境同位素测试结果, 研究区人工抽水井平均氡浓度  $C_{out}$  值为  $30.2 \pm 4.34$ , 由西北电力设计院群孔抽水实验结果, 大岔河岩溶水系统允许抽水量为  $10000\text{m}^3\text{d}^{-1}$ , 降水入渗系数为 0.014。汇水面积可由大岔河隐伏岩溶水同位素上限补给高度圈定为  $60\text{km}^2$ <sup>[1]</sup>。η 值为汇给面积与奥陶系灰岩的裸露面积之比, 即  $\eta = 60/43 \approx 1.4$ 。把以上数值代入式 (3) 得到一组 η 值与 τ<sub>m</sub> 值对应的输出结果 (表 4)。其中与 η = 1.4 相对应的 τ<sub>m</sub> = 36, 即大岔河隐伏岩溶水平均滞留时间为 36a。

对于大岔河隐伏岩溶水系统, 其地下水储量 (V) 与地下水平均滞留时间 (τ<sub>m</sub>) 和地下水流量 (Q) 有如下关系:

$$V = Q\tau_m \tag{5}$$

由于 Q、τ<sub>m</sub> 已知, 可得系统内奥陶系灰岩地下水

储存量为  $1.314 \times 10^8\text{m}^3$ 。

η	τ <sub>m</sub>	η	τ <sub>m</sub>	η	τ <sub>m</sub>	η	τ <sub>m</sub>
1.1	20	1.2	26	1.3	32	1.4	36
1.5	41	1.6	45	1.7	97	1.8	53
1.9	58	2.0	77	2.1	74	2.2	73
2.3	69	2.4	68	2.5	65	2.6	65
2.7	63						

大岔河隐伏岩溶水系统得平均储水系数可由下式求得:

$$\bar{\mu} = \frac{V}{AH} \tag{6}$$

式中:  $\bar{\mu}$ ——平均储水系数; V——地下水储量; A——面积; H——含水层厚度。研究区含水层厚度平均约 150m, 代入式 (6) 可得平均储水系数  $\bar{\mu}$  为  $7.29 \times 10^{-3}$ 。

### 6 对比与讨论

现将应用环境同位素 EPM 法, EM 法以及数值法计算含水层参数的结果列入表 5。

计算方法	地下水滞留时间 (a)	储量 ( $10^8\text{m}^3$ )	储水系数 ( $10^{-3}$ )
EPM	36	1.314	7.29
数值法		0.864	7.3
EM	36	1.314	7.29

从表 5 可见, EPM 法的计算结果与环境同位素、地下水动力学其他计算模型所得结果十分相近, 说明 EPM 模型的实用性及准确性。从理论上讲, EPM 方法的概念模型更适用于研究区水文地质条件, 在各类环境同位素计算模型中当为首选。与其他传统水文地质方法相比, 环境同位素方法以其方便、实用、可靠等优势可作为西北干旱、半干旱埋藏型地下水资源评价中有效的手段之一。

### 参 考 文 献

[1] 马致远. 平凉市隐伏岩溶地下水环境同位素研究. 西北地质, 1997, (2).  
 [2] 连炎清等. 山西郭庄泉岩溶水系统环境同位素研究. 中国岩溶, 1988, (4).  
 [3] 关秉均. 我国大气降水中氡的数值推算. 水文地质及工程地质, 1986, (2).  
 [4] Ian Glark and Peter Fritz. Environmental Isotopes in Hydrogeology chapter 7 page: 178 LEWIS (1998).  
 [5] 王恒纯主编. 同位素水文地质概论. 地质出版社, 1991.