

# 山东荣成基岩裂隙含水层水文地质参数

许模 费美高 王家昌

(成都理工学院水文地质与工程地质系 成都 610059)

**提 要** 荣成境内主要为低山丘陵区,地下水主要赋存于下元古界片麻岩和燕山期花岗岩之裂隙介质中,采用地下水位观测序列的谱特征、抽水试验和裂隙介质渗透张量等三种方法研究裂隙含水层水文地质参数,获得较为一致的结果。

**关键词** 裂隙含水层 水文地质参数 地下水位序列谱特征 渗透张量

目前国内外常用的求取水文地质参数的方法就是抽水试验。随着系统工程方法和基于快速富里叶变换的谱分析技术的发展并应用于水文地质学,以及全国地下水观测网的恢复和地下水动态观测资料的积累,一种新的求参方法正在不断成熟,即利用地下水位观测序列的谱特征求取含水层参数。而渗透张量理论的引入使裂隙含水层的各向异性渗透性的描述成为现实。

## 1 荣成概况

山东省荣成市位于胶东半岛最东端,北东南三面环海。境内地势南北高,北部有连绵的伟德山;南部有东西向面海而立的石岛山和槎山,山体皆由燕山期花岗岩组成。而中部地区主要是由下元古界变质岩构成的丘陵和准平原地形,呈现南北高,中间低的马鞍形。本区河流为季风区雨源型河流,源短流浅,流域面积小,多独流入海。

区内地层简单,仅出露下元古界胶东群( $P_{\text{sd}}$ )、下白垩统青山组( $K_1q$ )和第四系。胶东群为一套以混合岩化角闪黑云片麻岩、花岗片麻岩为主,间夹有大理岩等的地层,构成乳山—威海复背斜的东翼,受多次构造变动和岩浆活动影响,变质程度高,断裂发育,风化程度较高。青山组为一套安山凝灰角砾岩、流纹安山岩等组成的火山碎屑沉积层。第四系主要分布于山麓、沟谷和沿海地带,有坡残积、冲洪积、海积等多种成因。在中生代白垩纪区内大面积发生岩浆侵入,形成多个规模较大的岩基和众多小岩脉,以花岗岩为主。

经历多次构造作用,本区的断裂网络主要由近南北、近东西、北东和北西四个方向组成。从构造应力场演化过程及新断裂网络的力学特性,可初步判断本区近东西向断裂及沿该方向分布的岩脉为有利的含水构造,近南北向和北东向断裂为阻水构造,北西向断裂亦为有利的含水构造,北西与近东西向断裂交汇带可能成为有利的富水地段。

## 2 利用地下水位序列谱特征求参数

1974年, L. W. Gelhar 在分析潜水含水层裘布依模型基础上,利用降水量,边界河水位

与地下水位随机序列组成的双输入-单输出系统的谱特征及系统转换特征求取含水层参数,并与其它方法结果吻合<sup>[1]</sup>. 考虑如图 1 所示的线性裘布依模型

示的线性裘布依模型

$$\begin{cases} \mu \frac{\partial h}{\partial t} = T \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} + \varepsilon, \\ h(0, t) = H(t), \\ \frac{\partial h}{\partial z} \Big|_{z=L} = 0, \end{cases} \quad (1)$$

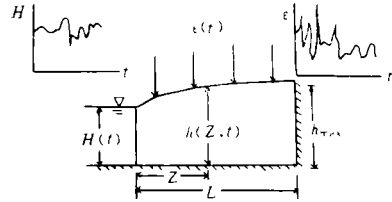


图1 裘布依含水层模型

Fig. 1 Jupuit Model of the aquifer

式中  $h$  为含水层水位;  $\mu, T$  为含水层的给水度和导水系数;  $\varepsilon$  为降水对地下水的补给量 ( $\varepsilon = \gamma p$ ,  $\gamma$  为入渗系数,  $p$  为降水量);  $H(t)$  为边界河水位。

$h(t), \varepsilon(t), H(t)$  皆为随机序列, 经严密的数学推导见文献[1, 2], 可获得与非稳定流抽水试验泰斯公式配线方法求含水层的  $T, \mu$  值相似的求取水文地质参数的方法。

在地下水系统研究中, 通常将外界对系统施加的物质、能量信息视为输入, 如降水的入渗补给, 自边界流入的地下水等; 而对应于输入, 地下水系统所作出的响应称为输出, 如地下水系统获得补给后引起的水位上升与流量增大等。因而地下水系统是由输入、输出和水文地质实体构成。输入(外界激发)通过水文地质实体(含水层)遵循一定的客观规律(传递或转换)产生输出(系统响应)。对于图1所示的地下水系统, 输入项为降水入渗补给量  $\varepsilon(t)$  和边界河水位  $H(t)$ , 输出项为地下水位  $h(t)$ , 构成一个双输入单输出的地下水系统, 系统针对两个输入分别有两个传递函数  $G_p$  (对降水入渗的传递) 和  $G_R$  (对边界河水位的传递)。

对一个输入为  $x(t)$  输出响应为  $y(t)$  的线性系统

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} g(\tau) x(t-\tau) d\tau,$$

式中  $g(t)$  为单位脉冲响应函数。两端取富里叶交换

$$Y(f) = G(f) X(f),$$

式中  $G(f)$  在应用过程中常被称为传递函数。由输入输出随机序列经富氏交换求得功率谱, 然后再由  $G(f) = Y(f)/X(f)$  而求得。

荣成境内积累有数个处于不同地质条件的观测井的地下水位观测序列, 以及相应的降水量观测记录, 缺乏相应的边界河水位记录, 可采用由降水入渗对地下水位经地下含水系统的传递  $G_p$  在与理论曲线  $U(\Omega) - \Omega$  相同比例作出  $G_p^2(f) - f$  资料曲线, 与泰斯公式配线法求参数相似, 在理论量板上找一条与资料曲线重合的理论曲线, 选择一个配线点(图 2 中的“×”), 读出  $\beta, U(\Omega), \Omega, G_p^2(f), f$  值, 利用以下公式

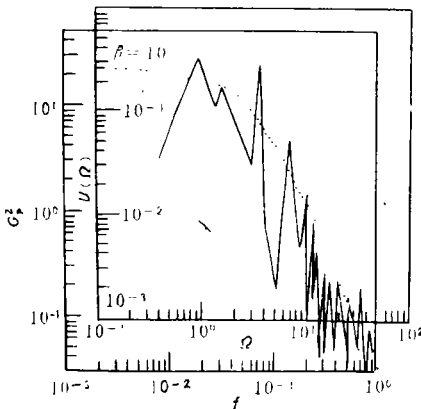


图2 W17#拟合曲线

Fig. 2 The fitted curve of well No. 17

可求得含水层的导水系数  $T$ 、给水度  $\mu$  和导压系数  $a$  等值(表1)。

观测井多位于丘陵和准平原地区的河谷附近,第四系松散堆积物厚度较小,主要是基岩的风化带,反映了基岩裂隙含水介质的特征。谱分析方法作为求参的一个新方法,理论上是严密的,利用的原始资料比当前常用的求参方法要多,包含的地下水信息也多,并且在数学模型中用随机变量代替了一般变量,因而取得的结果是可信的。

$$\begin{cases} \beta = z/L, \\ T = \sqrt{U(\Omega) \cdot \gamma^2 L^4 / G_r^2(f)}, \\ a = 2\pi f L^2 / \Omega, \\ \mu = T/a. \end{cases} \quad (2)$$

表 1 谱分析法求取水文地质参数结果

Table 1 The hydrogeological parameters by spectral analysis

井 号	位 置	边界河名	岩 性	配 线 读 取 参 数 值						水 文 地 质 参 数		
				$z(\text{m})$	$\beta$	$\Omega$	$U(\Omega)$	$f$	$G_r^2(f)$	$T(\text{m}^2/\text{d})$	$a(\text{m}^2/\text{d})$	$\mu$
W6	桥头	石家河	片麻岩	80	1.0	1	0.01	0.04	0.95	4.38	53.61	0.0816
W7	埠柳	埠柳河	花岗岩	50	1.0	1	0.01	0.09	0.22	3.55	47.12	0.0754
W17	滕家	小洛河	片麻岩	200	1.0	1	0.01	0.04	1.20	24.34	335.10	0.0816
W20	上庄	单家河	片麻岩	150	1.0	1	0.01	0.05	0.80	16.77	212.05	0.0791

3 抽水试验的恢复水位资料求参数

由于抽水试验无观测孔,利用裘布依稳定井流公式求参误差较大,因而采用其恢复水位资料求参,恢复水位观测序列中,剩余降深  $S'$  与水位恢复时间  $t'$  之间有如下关系<sup>[3]</sup>

$$S' = \frac{2.3Q}{4\pi T} \lg(1 + \frac{t_0}{t'}), \quad (3)$$

式中  $t_0$ 为抽水时间,利用直线图解法可求得导水系数  $T$  值. 又在  $t_0 \gg t'$  时有水位回升值  $S^*$  ( $S^* = S_{\max} - S'$ ) 与  $t'$  之间关系式<sup>[3]</sup>

$$S^* = \frac{2.3Q}{4\pi T} \lg(\frac{2.25Tt'}{r^2\mu}), \quad (4)$$

利用直线图解可求得  $T$  和  $\mu$  值.

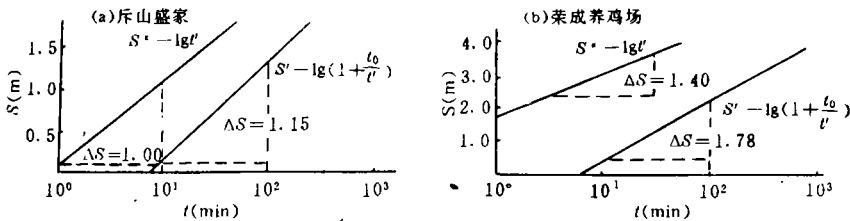


图 3 抽水试验水位恢复曲线直线图解分析图

Fig. 3 The graphical analysis of the groundwater level recovery in pumping test

两次抽水试验分别位于花岗岩和片麻岩分布区,钻孔揭露的地下水主要贮存于构造裂隙和部分风化裂隙中,其图解见图 3,结果列于表 2.

表 2 抽水试验水位恢复曲线计算水文地质参数结果  
Table 2 The hgdrogeological parameters by the groundwater level recovery

位 置	岩 性	$T(m^2/d)$ 按(式3)	$T(m^2/d)$ 按(式4)	$T$ 平均值( $m^2/d$ )	$\mu$ 按(式4)
斥山盛家	花岗岩	2.68	3.08	2.88	0.0885
荣成养鸡场	片麻岩	14.13	17.97	16.05	0.0950

4 裂隙介质的渗透张量

基岩中裂隙网络的形态是多种多样,其渗透性表现为强烈的非均质各向异性特征.传统的试验方法准确的测定和表示裂隙介质的渗透性较为困难,由苏联学者 E. C. Pomm (1958)和美国学者 D. T. Snow(1965)创立并由我国学者田开铭等人(1986)深化的渗透性张量理论及以此为基

础的裂隙介质渗透系数计算方法,为裂隙介质的渗透性研究开辟了新的前景.  
假设在统计上为规则

和均质的单纯裂隙介质中,展布有  $n$  个方向裂隙组构成的导水裂隙网络,将第  $i$  组裂隙的隙宽、隙间距,法向单位矢量分别以  $b_i, s_i, \bar{n}_i$  表示,则有以下以裂隙几何参数表达的渗透张量公式<sup>[4]</sup>

$$\bar{K} = \frac{\rho g}{12\mu^*} \sum_{i=1}^n \frac{b_i^3}{s_i} [\bar{I} - (\bar{n}_i \cdot \bar{n}_i)], \tag{5}$$

式中  $\rho$  为流体密度,  $g$  为重力加速度,  $\mu^*$  为流体粘滞系数,所得  $\bar{K}$  量纲为  $L/T$ . 通过求解渗透张量  $\bar{K}$  的特征方程的三个特征根和特征矢量,可获得表征各向异性特征的三个主渗透系数及其指向. 取主渗透系数的几何平均值  $K = \sqrt[3]{K_x K_y K_z}$  便可评价裂隙介质综合渗透性.

裂隙介质渗透张量的获得,通过如下三个步骤:(1) 野外测量. 在野外基岩露头上系统测量裂隙的产状,隙宽和间距. (2) 裂隙分组. 在裂隙极点图上进行分组,以各组裂隙的均值方向代表该裂隙组的方向. (3) 渗透张量计算. 根据渗透系数张量公式计算  $\bar{K}$ ,解其特征方程得到特征根和特征矢量,从而获得主渗透系数及主轴方位.

从表 3 中可以看出,各地不同地质条件的裂隙介质,其最大渗透方向( $K_x$ )一般多为 NW 或近 EW 向,与区域性的导水有利方向相吻合. 综合渗透系数亦有较好与岩性构造相关的规律,如同为 NW 向区域性断裂带的桥头江家口和北港西,因其岩性分别为片麻岩和凝灰岩,前者的  $K$  值则大于后者;又如同是片麻岩的桥头江家口和上庄涝村,因其所处部位构造方向分别是 NW 向和 SN 向,前者的渗透性则远大于后者. 这些规律皆与野外观察到的情况和前述裂隙网络含水介质基本特征的分析一致,表明此方法计算的结果是可靠的.

表 3 渗透张量计算结果

Table 3 The results of permeability tensor

位  置	地  质  条  件	$K_x/K_y/K_z$ (m/d)	主  轴  方  位		$K = \sqrt[3]{K_x K_y K_z}$ (m/d)
			指  向	倾  角	
桥头江家口 公路旁	片麻岩,伟德山南缘 NW 向 断裂延伸部位	0.8485	294.8°	62.9°	0.50
		0.6139	84.4°	21.2°	
		0.2369	350.8°	16.0°	
黄山东南 孤山公路旁	片麻岩,走向78°断裂与300° 断裂交汇处	0.8396	273.0°	35.9°	0.18
		0.3846	17.3°	19.0°	
		0.0176	309.8°	48.1°	
上庄涝村 孙家沟底	花岗片麻岩,SN 向断裂之 节理密集带	0.1513	80.1°	70.3°	0.06
		0.1396	65.0°	19.1°	
		0.0118	336.6°	4.8°	
滕家单家 采石场	变质岩中的大理岩夹层,厚 度约30m,有一走向271°的 破碎带	4.5220	324.1°	55.2°	1.25
		1.5516	276.9°	25.3°	
		0.2497	18.1°	22.3°	
石岛一斤山 公路旁基坑	花岗岩,走向为315°和70°两 组裂隙发育	0.6093	316.0°	55.9°	0.37
		0.4101	28.1°	11.8°	
		0.1993	290.8°	31.5°	
夏庄镇南 200m 公路旁	花岗正长岩脉,走向275°	0.9187	89.2°	23.8°	0.32
		0.6675	314.9°	57.4°	
		0.0522	8.8°	20.6°	
北港西1km 公路旁	K <sub>1q</sub> 凝灰岩,走向310°的俚岛 -海西头大断裂带	0.2684	270.1°	71.4°	0.15
		0.2195	343.3°	5.6°	
		0.0590	71.5°	17.7°	
马道白云 东采石场	K <sub>1q</sub> 凝灰岩,333°走向的裂隙 发育	0.3941	329.4°	25.6°	0.09
		0.1920	63.9°	9.4°	
		0.0101	352.4°	62.5°	

5 水文地质参数综合分析

分别采用了地下水位序列谱分析方法(Ⅰ),抽水试验水位恢复曲线法(Ⅱ)和渗透张量法(Ⅲ)从各自不同的角度求取了基岩裂隙水的水文地质参数,其结果分别见表1—3。

方法Ⅰ和Ⅱ求取的导水系数  $T$ ,在花岗岩分布区分别为3.55m<sup>2</sup>/d和2.88m<sup>2</sup>/d,结果相当接近,具有一定的代表性。综合考虑其地下水位埋深,风化层深度和构造发育深度,一般含水层厚度为20—30m,相应其渗透系数为0.12—0.18m/d和0.09—0.14m/d,与方法Ⅲ在构造裂隙较为发育的石岛一斤山公路旁的结果0.37m/d较为接近。因而花岗岩裂隙介质(即块状岩类裂隙水)的渗透系数大致应为0.09—0.37m/d,其数值的变化取决于该地构造的发育程度,在NW向和EW向构造的密集交汇地带渗透系数可能还要大一些。

在变质岩分布区,方法Ⅰ的  $T$  值中以NW和EW向交汇处的滕家17号观测井为最大,而因方法Ⅱ采用的荣成养鸡场资料主要是EW向构造,其渗透性显然不及两组导水构造交汇处好,因而两种方法求得的  $T$  值是完全吻合的。根据部分钻孔资料及其它因素综合考虑变质岩含水层厚度一般为30—50m,因而方法Ⅰ和Ⅱ求得的  $T$  值相应的渗透系数为0.15—0.49m/d,这与方法Ⅲ求得的渗透系数0.06—0.50m/d非常接近,因此变质岩裂隙介质(即层状岩类裂隙水)的渗透系数取值就在此范围,数值大小取决于构造的发育程度。

较为特别的片麻岩中的大理岩夹层,方法Ⅲ求得的渗透系数为1.25m/d.

火山喷出岩裂隙介质(即孔洞裂隙)仅有方法Ⅲ求得结果,渗透系数0.09—0.15m/d. 基岩裂隙介质的给水度 $\mu$ 在方法Ⅰ和Ⅲ中分别求出,两者结果基本一致,在花岗岩中 $\mu$ 为0.075 4左右,变质岩中 $\mu$ 为0.081 6左右,这与荣成市机井队以往的抽水试验求得的花岗岩(0.06)和变质岩(0.07)较为接近.

### 参 考 文 献

- [1] Gelhar L W. 李祚俊,李俊亭译. 地下水系统的随机模拟. 北京:地质出版社,1984. 100—125.
- [2] 陈葆仁,洪再吉,陈新洪. 应用地下水动态观测系列频谱分析方法推求水文地质参数. 水文地质工程地质, 1983, (6): 23—30.
- [3] 李俊亭,王愈吉主编. 地下水动力学. 北京:地质出版社,1989. 46—47.
- [4] 田开铭. 渗透度张量. 水文地质工程地质论丛(1). 北京:地质出版社,1986. 27—44.

## THE HYDROGEOLOGICAL PARAMETERE OF BEDROCK FRACTURED AQUIFER IN RONGCHEN COUNTY, SHANDONG PROVINCE

Xu Mu Fei Meigao Wang Jiachang

(Department of Hydrogeology and Engineering Geology, Chengdu Institute  
of Technology Chengdu 610059)

### Abstract

There is mostly low-relief terrain Rongchen County, Shandong Province. Groundwater is perserved in the fractured media of lower Proterozoic suberathem gneiss and Yanshan Period granite. The hydrogeological parameters have been studied by means of three methods: spectral feature of groundwater level series, pump test and permeability tensor. The results are coincident.

**Key words** fractured aquifer, hydrogeological parameters, spectral feature of groundwater level series, permeability tensor