

水文地质参数获取方法技术要求

中国地质调查局
2006 年 3 月

1 适用范围

1.1 本技术要求专门为“全国地下水资源及其环境问题调查评价”项目(以下简称“项目”)制定。

1.2 本技术要求详细叙述了各种水文地质参数获取方法、观测试验、数据测试和计算方法,对不同的方法和计算公式的适用条件进行了分析,提出了地下水参数系列化的基本要求。

1.3 本技术要求可供相关项目中水文地质参数的获取和校正参考使用。

2 目的

在以往调查、研究基础上,重点在地下水强烈开采,使地下水循环和水文地质条件发生显著变化的地区,补充调查地下水参数随相关因素变化的状况,并深入研究参数获取的方法,规范有关地下水参数试验、计算方法和注意事项,完善分区参数系列。

3 基本原则

3.1 本项目调查要在以往工作基础上选准工作重点和突破点,坚持“有所为有所不为,缺什么补什么”的原则,对以往资料不能照抄照搬,要注重资料的二次开发。

3.2 工作中要认真分析和总结近 20 年来由于气象和水资源开采状况变化,所导致的地下水补给、径流、排泄条件和数据的变化。

3.3 对所涉及的参数的获取方法、观测试验、测试和计算,以及系列统计组成方面存在的不足加以重新认识,选择急需解决的主要问题,重点投入补充调查、资料搜集、观测试验和计算工作,做到在继承的基础上有所提高,有所发展。

3.4 对已有参数或者参数系列进行补充和完善,在地下水主要开采地区初步形成水文地质参数系列。

4 符 号

α ——降水入渗补给系数; 渠系有效利用系数

P ——降雨量 (mm) (年降水量 $P_{\text{年}}$, 次降水量 P_x)

h ——地下水埋深 (m)

Δh ——水位变幅 (m)

N ——降水次数; 观测数据系列组数; 总频数

μ ——给水度

μ' ——弱含水层重力给水度

T ——含水层导水系数 (m^2/d)

K ——含水层渗透系数 (m/d)

K' ——弱含水层渗透系数 (m/d)

Q ——抽水井出水量(m^3/d); 河渠径流量(m^3/d)

ε ——潜水蒸发强度

ε_0 ——水面蒸发强度

L ——潜水蒸发极限深度(m); 有效滤水管长度(m); 河渠长度(km)

m ——潜水综合蒸发系数

C ——潜水蒸发系数

K_z ——垂向渗透系数 (m/d)

K_r ——径向渗透系数 (m/d)

μ_e ——抽水前期含水层弹性释水系数

μ_y ——抽水后期含水层弹性释水系数

s ——越补含水层释水系数

s_a ——弹性释水系数

s_y ——抽水后期水位变动带延迟释水率

s_s ——比弹性释水系数, s_a/M , M : 含水层厚度

s' ——弱透水层释水系数

a ——含水层压力传导系数 (m^2/d)

k'/m' ——越流系数(1/d)

S —— 水位降深 (m)

R ——抽水孔影响半径 (m)

H ——含水层厚度(m)

r_w ——抽水孔半径 (m)

r ——观测孔距主孔的距离(m)

η ——单宽河渠入渗补给系数(包括河渠两侧)

η' ——河渠回渗补给系数

β ——灌溉入渗补给系数

F ——灌溉面积; 蒸发面积; 集水面积(km^2)

M ——承压含水层厚度(m); 越流含水层厚度(m); 地下水径流模数($m^3/km.a$)

M' ——弱含水层厚度(m)

I ——水力坡度

$W(u)$ ——承压水完整井泰斯井函数

5 降水入渗补给系数

5.1 降水入渗补给系数变化规律认识

地下水不开采处于完全自然状态时,从长期均衡的角度看。非饱和带厚度和地下水的垂向补给条件基本不变,因而降水入渗补给系数也基本不变。随着地下水开采,潜水和微承压

水水位下降，非饱和带厚度增大，地下水的垂向补给条件发生变化，降水入渗补给系数也随之发生变化。因此分析和研究随着地下水开采程度的增长，降水入渗补给系数的变化规律，对于充分认识潜水和潜水—微承压水的垂向补给变化，充分开发利用潜水和潜水—微承压水，科学地控制地下水的开采，以达到持续利用和保护环境的目的是十分重要的。

尤其我国北方地区，地下水开采程度比较高，地下水开采经历了一个长时间发展过程，积累了大量地下水动态等相关资料，为这方面的调查研究创造了有利条件。

分析研究的重要内容：

(1) 年降水量 $P_{\text{年}}$ 、次降水量 P_x 与降水入渗补给量和降水入渗补给系数的相互关系，绘制 $\alpha \sim P_{\text{年}}$ 、 $\alpha \sim P_x$ 关系曲线。分区选择历年不同降水量资料及其附近地下水观测点的水位升幅值，求取降水入渗补给系数。并绘制相关曲线图。(注意非饱和带岩性的相似性)；

(2) 地下水埋深(h)与降水入渗补给系数的相互关系；

(3) 不同非饱和带岩性条件下，降水入渗补给系数与地下水埋深的相互关系，绘制其相关曲线。如图 1 所示。

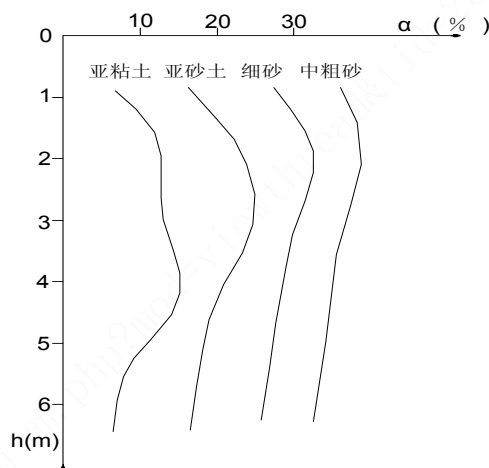


图 1 不同岩性降水入渗补给系数 α ——地下水埋深(h) 相关曲线

5.2 降水入渗补给系数评估计算方法

在长期地下水调查研究实践中已积累了许多方法，但各种方法也有其局限性，实际工作中要了解这些方法的特点、存在问题和相互差异，结合各地区自然条件和已有资料来选择合适的计算方法。

5.2.1 利用地下水长观动态资料求降水入渗补给系数

由于地下水长期观测区在区域上数量多、分布较均匀，各类代表性地区大都设有观测点，因此，用地下水长观动态资料求取降水入渗补给系数是普遍且效果较好的方法。其计算方法主要有二种：

(1) 年水位升幅累积法，计算年降水入渗补给系数：

这个方法的前提是一些平原区地下水侧向流动较缓慢，天然条件下，地下水位升幅完全

代表了地下水含水层所获得的降水入渗补给。因此年降水入渗补给系数为降水所引起的地下水升幅之和乘以给水度被年降水量除。

$$a_{\text{年}} = \frac{u \cdot \sum_{i=1}^{N_i} \Delta h_i}{\sum_{i=1}^N P_i} = \frac{u \cdot \sum_{i=1}^{N_i} \Delta h_i}{P_{\text{年}}} \quad (1)$$

式中， μ ——给水度

Δh_i ——降水引起的次水位升幅

N ——全年降水次数， $i < N$

$\sum P_i = P_{\text{年}}$ ——年降水总量

N_i ——年内降水引起水位升幅的有效补给的次数， $N_i < N$

(2) 前期影响降水量法：

这个方法需要研究程度比较高，尤其适用于非饱和带土壤水运移规律和参数研究比较基础的地区。

方法要求仔细研究历次降水过程和补给，以及前次降水的影响。首先计算次降水入渗量，次降水入渗补给系数，再换算成年降水入渗补给系数。

$$\text{计算公式：} P_{ai} = \sum k^t \cdot P_{i-1} \quad (2)$$

式中： P_{ai} ——前期降水影响量(它概括反映了无效降水量和非饱和带土层含水量对次降水入渗补给量的影响)

k ——影响系数，取值 0.85—0.95，一般取平均值 0.9

P_i ——本次降水量

P_{i-1} ——前次降水量

t ——距本次降水的天数，可由本次降水向前推 15~20 天

次降水入渗补给系数：

$$\alpha_i = \frac{u \cdot \Delta h_i}{P_i + P_{ai}}$$

式中， μ ——给水度

Δh_i ——由本次降水入渗补给形成的水位升幅

P_i ——本次降水量

P_{ai} ——本次降水的前期降水影响量

需要计算年降水入渗补给系数时，须将次降水入渗补给系数换算成年降水入渗补给系数。计算公式如下：

$$\alpha_{\text{年}} = \frac{\sum_{i=1}^{N_i} u \cdot \Delta h_i}{\sum_{i=1}^N (P_i + P_{ai})} \quad (3)$$

(3) 利用动态资料求取降水入渗补给系数注意的问题:

- 由于地下水在含水层中多年循环和调节补给的结果,地下水资源不完全对应于每年的补给量,而是在一个有代表性的气象周期内平均值的概念。需要进行多年调节计算时,要采用相应频率的降水量数据。年降水量小于 400mm 以下,降水入渗补给系数将明显减少;
- 计算时注意分离出非降水因素引起的水位升幅值,如由于河水灌溉引起的水位上升影响等;
- 地下水长期观测一般为 5 日一次,也有 10 日一次的情况。在雨季,这样的间隔对降水入渗补给系数计算影响较大。如果有试验区的日观测资料,可以用日观测资料计算后对 5 日、10 日观测资料计算结果加以修正。

5.2.2 均衡试验场观测试验求取降水入渗补给系数

国土资源部和其它相关行业都曾在各地建设了一些试验场,这些试验场目的不尽相同,但不少试验场都设置有气象和降水入渗观测。收集这些资料对调查地下水补给和确定参数极为重要。

地下水均衡研究中,对降水入渗补给和蒸发的观测主要有三种方法:第一种是马里奥特瓶法,第二种是称重法,这两种方法都将降水入渗与蒸发分别观测计算。因此,马氏瓶中接收的水量和称重得到的水量都不能反映自然界地下水在含水层中补给——蒸发作用同时进行所获得的真实补给量和形成的水位升幅降幅。因此只有将相同时间段内降水入渗量减去蒸发量,才能得到真正的降水入渗补给量。第三种方法是非饱和带水分运移观测试验,测量降水通过非饱和带下渗补给潜水的水量,通常通过零通量面法和瞬时流量法试验观测计算获得。

以上试验取得的都是点上的年降水入渗系数,用到较大面积的计算分区时,会有差异。

5.2.3 模型模拟反求降水入渗补给系数

求得的降水入渗补给系数经过模型模拟均衡计算,通过几年均衡量的校核,可信度比较高。要注意的是,模型计算所得参数是模型计算中参数分区面上的平均降水入渗补给系数值。开采量数据的准确性对反求参数的大小影响极大,应首先考核开采量的准确性和开采量的年内分配合理性。

5.2.4 岩溶小泉域排泄量反求降水入渗补给系数

对边界比较清楚的全排型岩溶小泉域可以统计泉域内的泉和集中排泄带的泉的流量,除以小泉域内面降水量,求取降水入渗补给系数。

此参数可引入区内其它岩溶分布区应用,须注意的是:

- ①泉域内地下水已开采利用时,对野外测定的泉流量要进行地下水开采量还原;
- ②泉域内第四系覆盖薄,降水易渗入到岩溶含水层中,且有农业灌溉的地区,则需注意

计算中应扣除部分灌溉入渗补给量。

5.2.5 利用观测孔组资料用有限差分法求降水入渗补给系数

当区内长期观测孔数量不足或分布不匀时,可以用若干长观孔,或者调查时临时选定若干计算时段,计算孔组,组织短期观测试验后用有限差分法计算降水入渗补给系数。

为减少干扰,提高计算精度,计算时段的选择极为重要。一般选择无开采、无灌溉的时段进行为宜。

以一个观测孔为中心,与周边若干观测孔可以连成几个三角形,以各三角形的每一边中点所作垂线,交点连成的多边形是观测孔的均衡区,选定 Δt 计算时段内单位面积垂向补给量 W (图 2)。

$$W = \frac{\mu \Delta h_i}{\Delta t} - \sum_{i=1}^n \frac{T}{A} \cdot \frac{\bar{h}_i - \bar{h}_1}{L_{1i}} \cdot l_{1i} \quad (4)$$

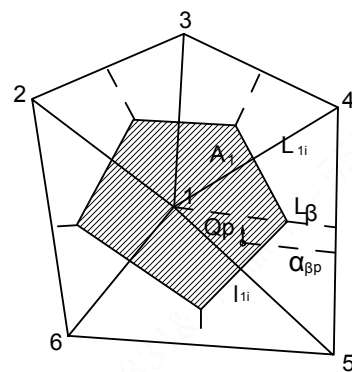


图 2 观测孔均衡区划分

式中: μ —— 给水度

Δh_i —— 中心孔在 Δt 计算段内水位上升值

T —— 导水系数

Δt —— 计算时段

A_1 —— 中心孔均衡面积

\bar{h}_i —— 任一观测孔平均水位高程

\bar{h}_1 —— 中心孔平均水位高程

L_{1i} —— 中心孔与周边任一观测孔 i 的距离

l_{1i} —— 中心孔与周边各观测孔连线中点垂线组成的泰森多边形的边长

用此方法也可计算区域平均蒸发量。

当计算期内有开采井时,上述计算公式右端应加一项:

$$\sum_{p=1}^m \frac{Q_p \cdot \bar{a}_{\beta p}}{A_1} = \sum_{p=1}^m \left(\frac{Q_p}{A_1} \cdot \frac{a_{\beta p}}{L_{\beta}} \right) \quad (5)$$

式中: m —— 开采井个数

Q_p —— 任一井抽水量

A_1 —— 中心孔均衡面积

$a_{\beta p}$ —— P 井与中心孔对边的距离

L_{β} —— 中心孔与对边的距离

$$\bar{a}_{\beta p} \text{——流量分配系数} \quad \bar{a}_{\beta p} = \frac{a_{\beta p}}{L_{\beta}}$$

6 用动态资料求取给水度、潜水蒸发系数

6.1 用阿维扬诺夫经验公式求给水度

阿维扬诺夫(С.ф.Аверьянов)公式的基本微分方程为:

$$\mu \cdot \frac{dh}{dt} = \varepsilon_0 \left(1 - \frac{h}{L}\right)^n \quad (6)$$

式中, μ —— 给水度

$\frac{dh}{dt}$ —— Δt 时间段内潜水水位变化率

ε —— 潜水蒸发强度

ε_0 —— 水面蒸发强度(统计换算成 E601 型观测皿值)

L —— 潜水蒸发极限深度

h —— 潜水水位埋深

n —— 经验幂指数, $n=1,2,3,\dots$

通过地中渗透计观测取得的潜水蒸发与地下水埋深关系曲线表明, 潜水埋深小于 1.5 米和大于 2.5 米时, 其关系曲线大体上为直线。因此绝大部分情况下, 取 $n=1$ 是适宜的。即:

$$\mu \cdot \frac{dh}{dt} = \varepsilon_0 \left(1 - \frac{h}{L}\right) \quad (7)$$

6.1.1 解析法

选择两个蒸发时段, 第一时段 t_1-t_2 , 潜水埋深 h_1, h_2 , 水面蒸发强度 ε_{01} , 水面蒸发总量 E_{01} , 地下水蒸发极限深度 L_1 。第二个时间段 t_2-t_3 , 对应潜水埋深 h_2, h_3 , 水面蒸发强度 ε_{02} , 水面蒸发总量是 E_{02} , 蒸发极限深度 L_2 ,

$$\ln \frac{L_1 - h_1}{L_1 - h_2} = \frac{E_{01}}{\mu \cdot L_1} \quad (8)$$

$$\ln \frac{L_2 - h_2}{L_2 - h_3} = \frac{E_{02}}{\mu \cdot L_2} \quad (9)$$

运用(8)(9)两式联立求解。选择计算时段时需注意以下三个条件:

- ①两个时间段内, 水面蒸发强度为常数。这样 L_1, L_2 才是常数;
- ②两个时段水面蒸发强度相等, $\varepsilon_{01} = \varepsilon_{02} = \varepsilon_0$ 。因此, $L_1 = L_2 = L_0$, (8)(9)才能联合求解;
- ③最好选择在水面蒸发强度较大, 水位下降较快, 水位差较大, 且无其他均衡项, 水位

降全部按由于蒸发所引起的时间段计算。

6.1.2 图解法或相关分析法

采用 $n=1$ ，计算时段末水位降值为 Δh ，地下水埋深用时段始末水位的算术平均值 \bar{h} 代替，则有计算公式

$$\frac{\Delta h}{\varepsilon_0} = -\frac{\bar{h}}{L \cdot \mu} + \frac{1}{\mu} \quad (10)$$

式中， $\frac{\Delta h}{\varepsilon_0}$ 与 \bar{h} 呈直线关系，可用一元相关算法或图解法求解。

此方法不需符合上述三个需注意的条件，而是将较长时间段的水位资料分成 m 个小时段，分别计算 Δh 和 \bar{h} ，以 \bar{h} 自变量作横轴，以 $\frac{\Delta h}{\varepsilon_0}$ 为因变量做竖轴，通过相关分析或图解求给水度 μ 。如果所分时间段 m 足够大 ($m > 10$ 时) 散点图不很分散或相关系数绝对值大于 0.6，可信程度有保证；如果 m 值小时，则必须做 F 检验或 t 检验，考察其可信度水平。

6.1.3 代入法

h_1 、 h_2 、 h_3 为时段初、中、末时刻地下水位埋深， Δt_1 、 Δt_2 为前后两个时段的时间差。用时段地下水埋深平均值 \bar{h} 代替地下水埋深，把水位下降变幅描述成带拐点的联立方程， Δt_1 、 Δt_2 两时间段水位降为 Δh_1 、 Δh_2 ，平均地下水埋深为 \bar{h}_1 、 \bar{h}_2 ，水面蒸发强度分别为 ε_{01} 、 ε_{02} ，地下水蒸发极限深度为 L 。当 $n=1, 2, 3$ 时，三个独立方程求解后得：

$$n=1 \quad L = \frac{\bar{h}_2 \cdot \Delta h_1 - \bar{h}_1 \cdot \Delta h_2 \cdot \beta}{\Delta h_1 - \Delta h_2 - \beta} \quad (11)$$

$$\mu = \frac{\varepsilon_{01} \cdot \Delta t_1}{\Delta h_1} \left(1 - \frac{\bar{h}_1}{L}\right) \quad (12)$$

$$n=2 \quad L = \frac{\bar{h}_2 - \bar{h}_1 \left(\frac{\Delta h_2}{\Delta h_1} \cdot \beta\right)^{1/2}}{1 - \left(\frac{\Delta h_2}{\Delta h_1} \cdot \beta\right)^{1/2}} \quad (13)$$

$$\mu = \frac{\varepsilon_{01} \cdot \Delta h_1}{\Delta h_1} \left(1 - \frac{\bar{h}_1}{L}\right)^2 \quad (14)$$

$$n=3 \quad L = \frac{\bar{h}_2 - \bar{h}_1 \left(\frac{\Delta h_2}{\Delta h_1} \cdot \beta\right)^{1/3}}{1 - \left(\frac{\Delta h_2}{\Delta h_1} \cdot \beta\right)^{1/3}} \quad (15)$$

$$\mu = \frac{\varepsilon_{01} \cdot \Delta h_1}{\Delta h_1} \left(1 - \frac{\bar{h}_1}{L}\right)^3 \quad (16)$$

其中

$$\beta = \frac{\varepsilon_{01} \cdot \Delta t_1}{\varepsilon_{02} \cdot \Delta t_2}$$

6.2 用哈尔钦科经验公式求给水度

应用水位埋深中值 \bar{h} 与 $\ln \frac{\Delta h}{E_1}$ 的直线方程, 用相关分析法计算给水度 μ 和潜水综合蒸发系数 m 的公式是:

$$\ln \frac{\Delta h}{E_1} = \ln \frac{1}{\mu} - m\bar{h} \quad (17)$$

6.3 潜水蒸发系数

潜水蒸发系数

$$C = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0} \quad (18)$$

潜水蒸发受气象、地质、植被以及非饱和带厚度、岩性与结构等自然因素影响。但对同一个地点来说, 气象、地质、植被、非饱和带岩性与结构都可视为常数, 因此, 潜水蒸发仅与水面蒸发强度和非饱和带厚度有关。

潜水蒸发强度可用上述阿维扬诺夫公式和哈尔钦科公式计算, 也可用地中渗透计观测数据求出。

7 抽水试验求水文地质参数

7.1 抽水试验方法选择

抽水试验是地下水试验与求参数的常用方法。在以往的水文地质区域调查中, 普遍使用的是稳定流抽水。稳定流抽水施工所需时间较短, 操作简单。然而随着地下水资源研究程度的提高, 稳定流已不能满足地下水资源研究的需求。这主要是因为稳定流抽水试验只能求取含水层水平渗透系数和导水系数。稳定流试验在抽水孔中进行, 由于施工不当, 或因抽水井水位波动大, 甚至水花的飞溅等都会影响数据的准确性。而且稳定流计算结果是不能用来预测地下水资源动态变化的, 而非稳定流抽水必须用一个孔组, 数据在观测孔中测试。根据含水层特点, 抽水试验资料选择不同的模型整理, 不但可以求 K 、 T , 而且可以求给水度 μ , 垂向渗透系数 K_z , 弱透水层越流系数 K'/m' , 承压含水层弹性释放系数 s , 压力传导系数 a 等。因此获取的信息量比稳定流试验要多的多。

因此要求:

- 偏远地区, 施工比较困难, 地下水开采程度低, 地下水评价精度要求低的地区, 可选择稳定流抽水求参;
- 对于地下水资源评价精度要求比较高的地区, 原则上都要选择非稳定抽水试验来求参。

7.2 稳定流抽水求参

7.2.1 抽水设计要符合裘布依公式

稳定流抽水试验主要是求渗透系数 K ，其准确程度取决于钻孔施工质量、选用计算公式、抽水引起的地下水运动规律、边界条件与裘布依公式的基本假设条件是否相符等。

裘布依 (A. Dupuit) 公式的基本假定为：

- (1) 含水层均质、水平；
- (2) 承压水顶底板是隔水的；潜水井边水力坡度小于 $1/4$ ，底板隔水，抽水前地下水是静止的，即天然水力坡度等于零；
- (3) 半径 R 的圆柱面上保持常水头，抽水井内水头上一致。

抽水过程中可能出现的问题是：大降深抽水出水量足够大时，井壁和周围含水层容易产生三维流，井周产生紊流，井壁附近潜水水力坡度增大， $I > 1/4$ 使裘布依假定失效等等。滤水管长度小于含水层厚度，井壁边界无法保持相等水头。在抽水后，形成下降漏斗，大部分含水层不存在圆柱形常水头边界，距主孔很近的范围内 ($r \leq 0.178R$) 水位属对数关系。当观测孔距主孔距离 $r > 0.178R$ 后，水位就变成贝塞尔函数关系，贝塞尔函数的斜率比对数函数小，因此观测孔越远，计算出的 K 值越大。当含水层具有越流渗透补给时，通过不同半径圆柱面的流量不等，离主井越近，流量越大，动水位与半径的贝塞尔函数成正比，所以有越流补给时，只有 $r \leq 0.178R$ 时，裘布依才是适用的。在天然径流条件下，等水位线不是一个同心圆，一般是下游半径较长的椭圆形。观测孔取得的降深是角度 θ 的函数，即上游偏小，下游偏大，只有在垂直地下水水流方向上的降深值无变化，因此观测孔的布置方向也是影响 K 值的因素之一。

在实际工作中，建议使用的抽水设计方法是：

- (1) 采用较小降深抽水；
- (2) 观测孔距主井适宜的范围是： $1.6M \leq r \leq 0.178R$ ；
其中： R 为引用半径， M 为含水层厚度；
- (3) 每个抽水试验一般要做三个降深，抽水试验最好安排在地下水非开采期，并将抽出的水引出试验区外，以免干扰水位下降。

7.2.2 稳定流常用计算公式

- (1) 承压含水层完整井单孔：

$$K = \frac{0.366Q(\lg R - \lg r_w)}{MS_w} \quad (19)$$

- (2) 承压含水层完整井单孔二次以上降深：

$$K = 0.366 \frac{(\lg R - \lg r_w)}{aM} \quad (20)$$

其中：二次降深

$$\left[a = \frac{S_1 Q_2^2 - S_2 Q_1^2}{Q_1 Q_2^2 - Q_2 Q_1^2} \right]$$

$$\text{三次降深: } a = \left(\frac{\sum Q_i S_{wi} \sum Q_i^4 - \sum Q_i^2 S_{wi} \sum Q_i^3}{\sum Q_i^2 \sum Q_i^4 - \sum Q_i^3 \sum Q_i^3} \right)$$

(Q_i 为三次降深的三个流量, S_{wi} 为三次降深的抽水井水位降深)

式中: Q ——抽水井出水量(米³/日)

K ——渗透系数(指水平渗透系数)(米/日)

R ——影响半径(米)

r_w ——抽水井半径(米)

S_w ——抽水井水位降深(米)

S_1 、 S_2 ——观测孔水位降深(米)

M ——含水层厚度(米)

h ——动水位至含水层底板深度(米)

(3) 承压含水层完整井有一个观测孔:

$$K = \frac{0.366Q(\lg r_1 - \lg r_w)}{M(S_w - S_1)} \quad (21)$$

(4) 承压含水层完整井有二个观测孔:

$$K = \frac{0.366Q(\lg r_2 - \lg r_1)}{M(S_1 - S_2)} \quad (22)$$

式中: h_1 、 h_2 ——含水层底板至观测孔水位降深高度

r_1 、 r_2 ——抽水孔至观测孔距离, 其它同上

(5) 承压含水层完整井岸边抽水(单孔, $b < 0.5R$):

$$K = \frac{0.366Q}{MS_w} \lg \frac{2b}{r_w} \quad (23)$$

(6) 承压含水层完整井岸边抽水(有一个观测孔, 位于近河一边):

$$K = \frac{0.366Q}{MS_1} \lg \frac{2b - r_1}{r_1} \quad (24)$$

式中: b ——抽水孔距河岸距离, 其它同上

(7) 承压含水层非完整井(单孔, 井壁进水):

$$K = \frac{0.366Q}{lS_w} \lg \frac{1.6l}{r_w} \quad (25)$$

式中: l ——观测孔底至含水层顶板距离

(8) 承压含水层非完整井(一个观测孔):

$$K = \frac{0.16Q}{l(S - S_1)} \left[23 \lg \frac{1.6l}{r_w} - \operatorname{arsh} \frac{l}{r_1} \right] \quad (26)$$

式中： l ——观测孔底至含水层顶板距离，等于过滤管有效进水长度

(9) 承压含水层非完整井(单井、井壁井底进水)：

$$K = \frac{Q}{4r_w S_w} \quad (\text{平井底}) \quad (27)$$

$$K = \frac{Q}{2\pi r_w S_w} \quad (\text{半球状井底}) \quad (28)$$

$$K = \frac{Q}{4} \frac{\frac{1}{h_1} - \frac{1}{h}}{r_w - r_1} \quad (\text{平井底一个观测孔}) \quad (29)$$

$$K = \frac{Q}{4} \frac{\frac{1}{h_2} - \frac{1}{h}}{r_1 - r_2} \quad (\text{平井底二个观测孔}) \quad (30)$$

(10) 潜水——承压水完整井(单井)：

$$K = \frac{0.733Q(\lg R' - \lg r_w)}{(2H - M)M - h^2} \quad (31)$$

(11) 潜水完整井(单孔)：

$$K = \frac{0.733Q(\lg R - \lg r_w)}{(2H - S_w)S_w} \quad (32)$$

式中： H ——含水层厚度

(12) 潜水完整井(一个观测孔)：

$$K = \frac{0.733Q(\lg r_1 - \lg r_w)}{(2H - S_w - S_1)(S_w - S_1)} \quad (33)$$

(13) 潜水非完整井(单井)：

$$K = \frac{0.735Q(\lg R - \lg r_w)}{(H^2 - h^2)} \sqrt{\frac{h}{L + 0.5r_w}} \sqrt{\frac{h}{2h - L}} \quad (34)$$

含水层厚度很大时，应计算有效带厚度代替含水层厚度。

7.3 非稳定流抽水求参

7.3.1 非稳定抽水试验的设计

地下水非稳定流理论对含水层抽水过程的认识与稳定流理论的不同之处主要在于，非稳定流理论将含水层看作弹性体，在无限边界含水层中抽水时，整个流场的各运动要素是随时间而变化的，即流向钻孔的地下水是非稳定的流动。经过一定时间后地下水流才趋于稳定流动。非稳定流理论的基本公式——泰斯(C.V.Theis)公式的基本假设条件是：

- 含水层均质、等厚、水平埋藏；
- 没有垂向和水平补给；
- 地下水初期水力坡度为零；
- 地下水是平面流；
- 含水层在平面上是无限边界；

泰斯公式与裘布依公式比较，其优点在于反映了地下水运移普遍存在的非稳定过程，公式中考虑了时间因素，因此在一定条件下可以预测含水层中任一点的水位降深及降落漏斗展布的范围。有利于求取除 K 、 T 以外的其他参数，如弹性释水系数 S (潜水为给水度 μ)，压力传导系数 a 等。根据泰斯公式发展的其他模型和计算公式，还可计算弱透水层越流系数 K'/M' 、垂向渗透系数 K_z 等。

抽水试验设计须考虑的主要方面有：

- 抽水前要进行试抽，了解抽水孔的出水量，水位降深和观测孔水位降深情况，选择一个较小的适当流量，以免抽水时掉泵和形成大降深。在 $1.6M \leq r \leq 0.178R$ 处设置观测孔，以避免三维流、紊流和远处计算 K 值偏大等问题的干扰；
- 观测孔设置在垂直于地下水流动的方向上；
- 抽水试验选择时间段内周边地区无地下水开采，抽水井抽出水量引出区外，避免引起对水位降深的干扰；
- 抽水流量必须保持基本稳定，最大流量与最小流量之比不应大于 1.05；
- 抽水时间的长短，要根据抽水过程中所绘制的水位降深(S)与时间(t)的双对数曲线所显示的抽水阶段来决定。当曲线平稳的第二阶段末期出现曲线上翘，显示达到第三阶段后，再略延长一段时间抽水试验就可结束。所需抽水时间的长短与含水层岩性有关。

7.3.2 承压完整井非稳定流抽水求参

非稳定承压完整井计算公式：以固定流量 Q 抽水时，距抽水井距离 r 处任一时间 t 的水位降深，可简化为：

$$S(r, t) = \frac{2.3Q}{4\pi T} \lg \frac{2.25at}{r^2} \quad (35)$$

式中： $u = \frac{r^2}{4at}$ ——井函数自变量

$S(r, t)$ ——距抽水孔 r 处，任一时间(t)的水位降深

$T=K \cdot M$ ——导水系数

$a = \frac{T}{s} = \frac{K \cdot M}{s_a}$ ——压力传导系数

r ——观测孔距抽水孔距离

s_a ——弹性释水系数

K——渗透系数

W(u)——井函数，可查表

(1) 试算法：

压力传导系数 a ，导水系数 T ，渗透系数 K ，弹性释水系数 s ， t_1 、 t_2 时刻测得抽水孔水位降 S_2 ，观测孔水位降 S_1

$$\frac{S_1}{S_2} = \frac{\lg \frac{2.25at_1}{r^2}}{\lg \frac{2.25at_2}{r^2}} \quad (36)$$

用此公式通过试算法求 a 。

设 $\beta = \frac{S_1}{S_2}$ 为纵坐标， a 为横坐标。用已知观测时间 t_1 、 t_2 和任意给定的 a_1 、 $a_2 \dots a_n$

代入上式，求相应的 β_1 、 $\beta_2 \dots \beta_n$ 值绘制 $\beta = f(a)$ 关系曲线。根据抽水孔、观测孔实测所

获得的 S_1 、 S_2 ，得实测 $\beta_{\text{实}} = \frac{S_1}{S_2}$ 。

$\beta = f(a)$ 关系曲线上得到实际 a 值。将所计算的 a 值代入上述 S_1 或 S_2 计算公式中求得导水系数 T 。渗透系数 $K = \frac{T}{M}$ ，弹性释水系数 $s_a = \frac{T}{a}$ 。

为避免作图的不方便，注意时间 t ，采取抽水二小时后观测，且 t_1 、 t_2 间隔不小于 4—5 小时 (图 3)。

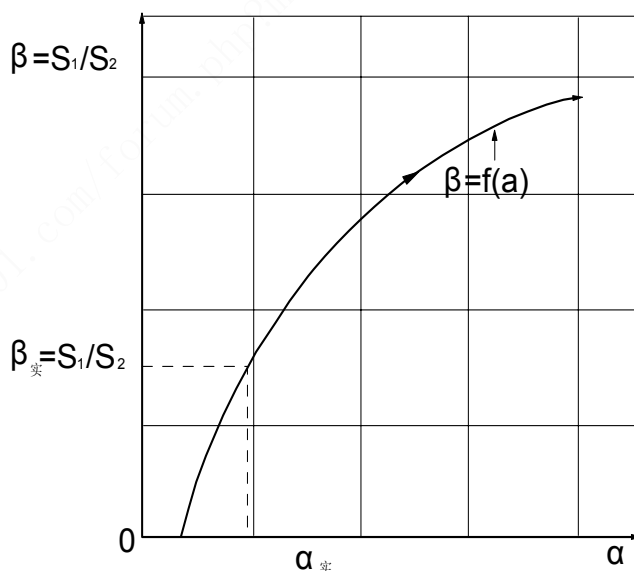


图 3 试算法关系曲线

(2) 降深—时间双对数量板法：

非稳定流计算公式：

$$S(r, t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$$

$$u = \frac{r^2}{4at} \quad (37)$$

$$t = \frac{r^2}{4a} \frac{1}{u} \quad (38)$$

配线的做法是：

①将观测孔不同时间测得的水位降深值，点绘在透明的双对数纸上。然后将对数纸重叠在理论标准曲线(即量板)上。使实测点完全重合在理论标准曲线上。(注意：对数纸与量板要采用同一模数，且纵、横坐标必须平行。)

②读出相应的 $W(u)$ 、 S 和 $1/u$ ， t 值代入 $S(r,t) = \frac{Q}{4\pi T} W(u)$ ， $t = \frac{r^2}{4a} \cdot \frac{1}{u}$ 式中求得

T 、 a 。随之又可求出 K 、 S 。此方法主要用于一个观测孔。

(3) 降深—距离双对数量板法：

与降深—时间曲线法一样，点绘同一时间各观测孔 $S \sim r^2$ 关系曲线，重叠在 $W(u) \sim u$ 理论曲线上(注意纵横坐标平行)求 a 、 T 以及 K 、 S 。

本方法主要用于有数个观测孔的条件下。

(4) 直线解析法：

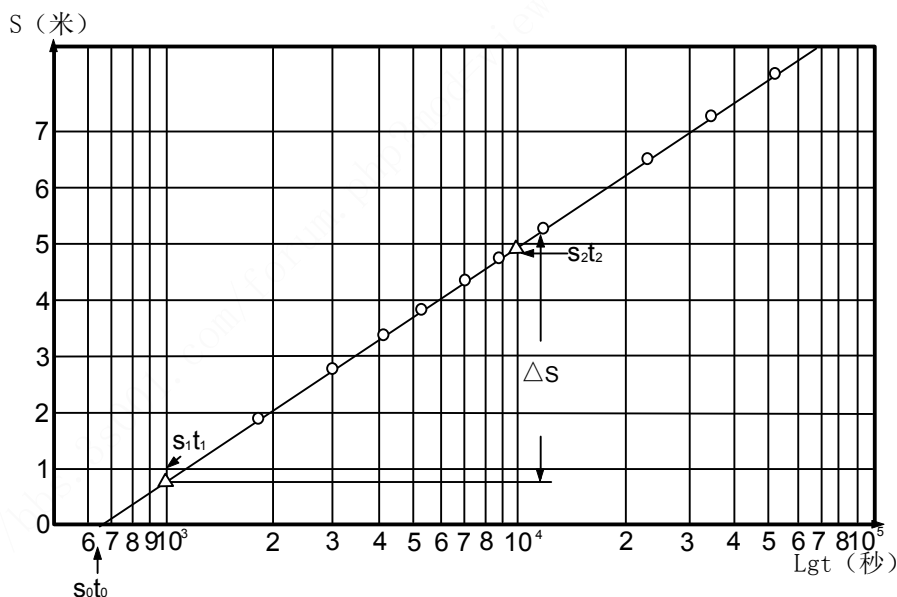


图4 $S \sim \lg t$ 曲线

设在 t_1 时间测定降深 S_1 ， t_2 时间测定降深 S_2 ，有 $S_2 - S_1 = \Delta S$

$$T = \frac{0.183Q}{\Delta S} \quad (39)$$

当 $\Delta S = 0$ 时， $t_1 = t_0$ 有：

$$a = \frac{r^2}{2.25t_0} \quad (40)$$

同样 $K = \frac{r}{M}$ 、 $s_a = \frac{T}{a}$ 求出渗透系数和弹性释水系数。

采用直线解析法常因人为误差导致直线斜率和截距的不准确，而影响计算结果。实际工作中可用最小二乘法推求直线方程斜率和截距后，再用上述方法求参。

(5) 水位恢复法：

此方法优点是排除了抽水过程中的一些干扰因素，是常被采用的方法。计算公式是：

$$T = \frac{0.183Q}{S_2 - S_1} \lg \frac{t_1}{t_2} \quad (41)$$

$$a = \frac{r^2}{2.25t} \cdot 10^{\frac{S_0 - S_1}{S_1 - S_2} \lg \frac{t_2}{t_1}} \quad (42)$$

得 T、a 后，同样也可求出 K、S。

7.3.3 承压非完整井非稳定流抽水求参

非完整井抽水时，水流越接近井孔，流线越弯曲集中，其运动状态不符合泰斯公式平面流的假设条件。但当观测孔布置在距抽水孔 $r \geq 1.6M$ 时，地下水流线趋于平行，因此在 $r \geq 1.6M$ 距离处的观测孔内取得的不同抽水时间 t 和相应水位降 S 值。同样可以利用泰斯公式计算 T、a 值。

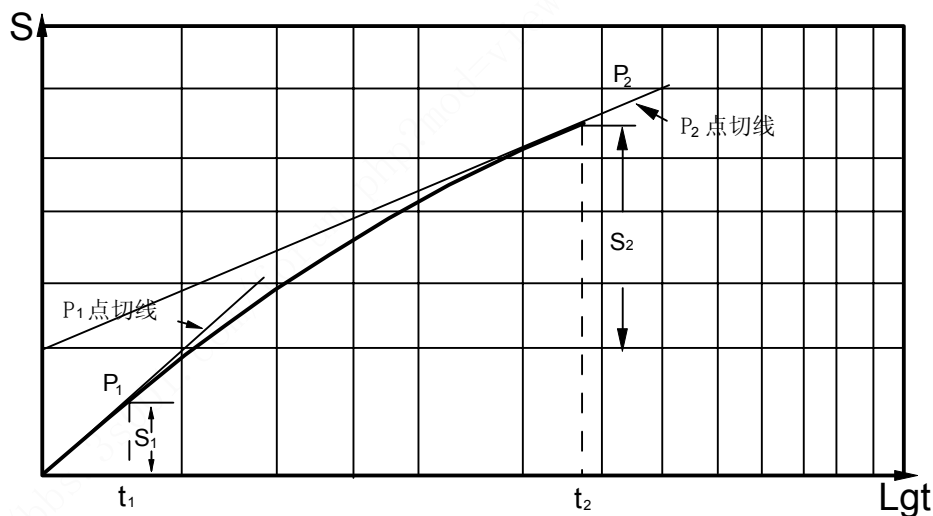


图 5 S—lgt 曲线

根据抽水资料绘制 $S=f(\lg t)$ 曲线，在曲线上任意两点 P_1 、 P_2 ，解得该曲线 P_1 、 P_2 两点斜率 (m_1 、 m_2)：

$$m_1 = \frac{S_1}{t_1} \quad m_2 = \frac{S_2}{t_2}$$

$$a = \frac{r^2 \left(\frac{1}{t_2} - \frac{1}{t_1} \right)}{9.2(\lg m_1 - \lg m_2)} \quad (43)$$

$$T = \frac{2.3Q}{4\pi} \exp \left[\frac{2.3(t_1 \lg m_1 - t_2 \lg m_2)}{t_1 - t_2} \right] \quad (44)$$

式中: m_1 、 m_2 —— $S=f(\lg t)$ 曲线上相应 $\lg t_1$ 、 $\lg t_2$ 点的斜率

t_1 、 t_2 ——测得观测孔水位降深 S_1 、 S_2 时的时间

7.3.4 潜水完整井非稳定流求参

潜水抽水时,由于孔隙水具有延迟重力排水作用,所以瞬时释放水量的假定是不适宜的。在抽水开始很短的早期,降深很小时,可以认为存在弹性释放水量。随着抽水时间的延长,含水层出现延迟释放水量的情况,我国大部分孔隙含水层中已被证实大都属于这种类型,因此不考虑延迟释水的计算方法常常使计算结果不合理。

这里推荐较符合大部分平原(盆地)的冲洪积、冲湖积沉积的孔隙含水层条件,在实践中反映比较有效的、考虑延迟给水的布尔顿、纽曼和二元结构模型,以供参考。

(1) 潜水布尔顿(S. N. Boulton)公式:

含水层均质、等厚,底板水平埋藏,考虑含水层滞后重力释水。

布尔顿模型的计算公式为:

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(u_{a,y}, \frac{r}{D}) \quad ; \quad W(u_{a,y}, \frac{r}{D}) \text{ 为潜水完整井布尔顿井函数}$$

$$\text{抽水前期} \quad u=u_a \quad u_a = \frac{r^2 s}{4Tt} \quad (45)$$

$$\text{抽水后期} \quad u=u_y \quad u_y = \frac{r^2 s_y}{4Tt} \quad (46)$$

(2) 纽曼(S. P. Neuman)公式:

含水层不厚,各向异性,潜水面无垂向补给,水位降远远小于含水层厚度,考虑了抽水时含水体内垂直方向水力梯度变化。计算公式为:

$$S = \frac{Q}{4\pi T} S_d(t_{s,y}, \beta)$$

$S_d(t_{s,y}, \beta)$ 潜水完整井纽曼模型井函数

$$\text{前期} \quad t_{s,y}=t_s \quad t_s = \frac{Tt}{r^2 s_a} \quad (47)$$

$$\text{后期} \quad t_{s,y}=t_y \quad t_y = \frac{Tt}{r^2 s_y} \quad (48)$$

$$\beta = \frac{r^2 K_z}{M^2 K_r} \quad (49)$$

因此,纽曼模型还可以计算垂向渗透系数 K_z 。

式中: K_r ——水平渗透系数

K_z ——垂向渗透系数

s_s ——比弹性释水系数, $s_s = s_a/M$, M 为含水层厚度

s_a ——抽水前期弹性释水系数

s_y ——抽水后期水位变动带延迟释水率(相当于 μ)

r ——观测孔与抽水孔距离

S ——观测孔水位降深

Q ——抽水孔抽水量

(4) 二元结构计算公式:

潜水—微承压水含水层分为上下两个部分, 上部为弱透水层潜水, 有自由水面, 垂向渗透系数 K_z , 水位变动带释水率 s_y , 弱透水层厚度 M' , 水位降深 S' ; 下部为微承压含水层, 其厚度 M , 弹性释水系数 s_a , 导水系数 T , 水头略高于弱透水层自由水面。抽水时, 下部弱承压含水层有汇点径向流, 水头迅速下降, 与自由水面逐渐合成一体。上部弱透水层向下释水补给下部微承压含水层。我国平原中许多地区存在这种上细下粗的二元含水层结构和水动力特征。

下部微承压含水层水位降深的计算公式为:

$$\text{前期} \quad S = \frac{Q}{4\pi T} W(u_e \cdot \frac{r}{B})$$

$$\text{后期} \quad S = \frac{Q}{4\pi T} W(u_d \cdot \frac{r}{B})$$

$$\text{式中:} \quad \text{前期} \quad u_e = \frac{s_a \cdot r^2}{4Tt} \quad (50)$$

$$\text{后期} \quad u_d = \frac{s_y \cdot r^2}{4Tt} \quad (51)$$

$$B = \sqrt{\frac{TM}{K_z}} \quad (52)$$

用 $S \sim \lg t$ 双对数量板法, 采用 S. N. 布尔顿、S. P. 纽曼和二元结构计算公式求参, 都可以得到较满意的结果。这里以布尔顿公式为例, 简述其方法和注意事项。

主要步骤:

①将抽水资料用双对数纸点绘 $\lg S = f(\lg t)$ 曲线。并绘在标准曲线 A 上, 注意纵横坐标保持平行, 尽可能将初期曲线与标准曲线 A 重合。

②记下重合曲线上 $\frac{r}{D}$ 值, 任选一点并在标准曲线上读出 S 、 $1/u_a$ 、 $W(u_{a,y}, \frac{r}{D})$ 及 t 坐标值, 求出 T 、 s 。

③将资料曲线沿水平方向移动, 尽可能使资料后期曲线与标准曲线 Y 重合(注意曲线前段 r/D 值与后段 r/D 值一致), 同样读出 S 、 $\frac{1}{u_y}$ 、 $W(u_y, \frac{r}{D})$ 、 t 值, 求出 T 、 s_y 。

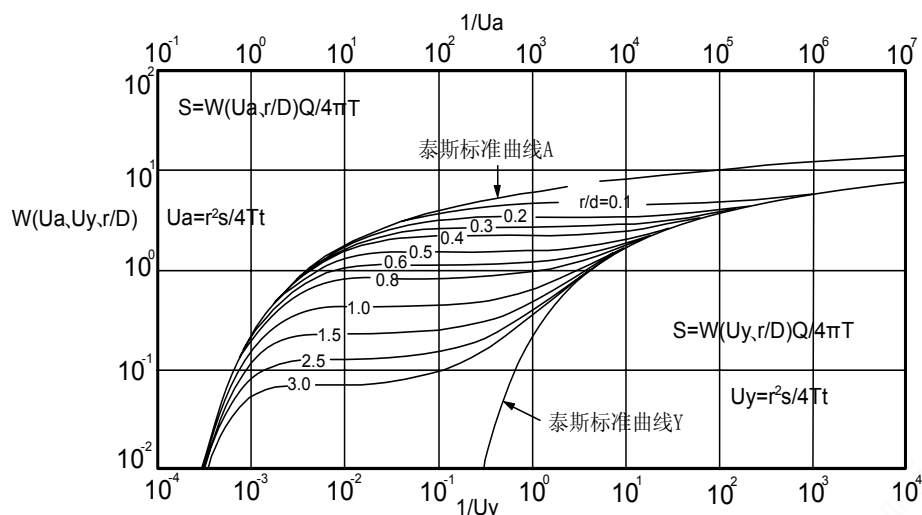


图 6 非稳定流潜水标准曲线图

以上步骤同样可以应用到纽曼公式和二元结构公式中，只要采用相应的井函数。前期与后期水位降公式以及各自标准曲线特征值(与 $\frac{r}{D}$ 相对应的 β 、 $\frac{r}{B}$)即可。同样要注意前期曲线与后期曲线配线时要在同一特征值的标准曲线上。只要认真按上述步骤操作，一般双对数量板法计算结果较为满意。

7.3.5 越流含水层求参

(1) 承压含水层受上部弱透水层补给，弱透水层储水系数忽略不计。有一个抽水孔，一个观测孔(必须打入越补含水层中)任一点水位降的解为：

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(u, \frac{r}{B}) = \frac{0.08Q}{T} W(u, \frac{r}{B})$$

导水系数

$$T = \frac{0.08Q}{S} W(u, \frac{r}{B}) \quad (53)$$

越流含水层释水系数

$$s = \frac{4Tt}{r^2 u} \quad (54)$$

$$B = \frac{r}{(\frac{r}{B})}$$

越流系数

$$\frac{K'}{M'} = \frac{T}{B^2} \quad (55)$$

渗透系数

$$K = \frac{T}{M} \quad (56)$$

压力传导系数

$$a = \frac{T}{s} \quad (57)$$

(2) 考虑弱透水层释水，越流供给层为弱透水层，可位于越流层之上或之下。任一点水位降的解：

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W(u, \beta) = \frac{0.08Q}{4\pi T} W(u, \beta)$$

$$T = \frac{0.08Q}{S} W(u, \beta) \quad (58)$$

$$s = \frac{4Tt}{r^2 u'} \quad (59)$$

$$\frac{s' K'}{m'} = TS \frac{16\beta^2}{r^2} \quad (60)$$

式中: $u' = \frac{1}{u} = \frac{4Tt}{r^2 S}$ 井函数自变量

m' ——弱透水层厚度

K ——越流含水层渗透系数

K' ——弱透水层渗透系数

S ——任一点水位降深

M ——越补层厚度

T ——导水系数

a ——导压系数

s ——越补层释水系数

s' ——弱透水层释水系数

r_m ——抽水孔的半径

r ——计算点与抽水孔轴心的距离

k' / m' ——越流系数

8 河、渠、灌溉水回渗对地下水的补给

8.1 河渠入渗系数补给计算

河流(或渠道)对地下水的补给是线状补给,它取决于河流径流量大小。河流断面过水时间长短、河渠水面与地下水的高程差,以及河渠两岸含水层岩性。

河渠对地下水补给的计算一般有两种办法。

8.1.1 河流断面流量观测试验法

在无引水和其他河渠汇入水量情况下,河渠上下两个断面流量差,视为河渠流经途中向下渗入水量。需要注意的是河渠渗入地下水的量并不全部渗入补给到含水层,只有扣除在非饱和带截流量和蒸发量才能补给含水层。因此,一般参考降水入渗系数或灌溉回渗系数取河渠回渗补给系数 η' ,再乘以上下断面流量差,并除以河渠长度即为单位长度河渠入渗补给系数。

$$\eta = \frac{(Q_{\text{上}} - Q_{\text{下}}) \eta'}{L} \quad (61)$$

式中： η —单宽河渠入渗补给系数(包括河、渠两侧)

$Q_{上}$ 、 $Q_{下}$ —河渠上下两个断面流量

η' —河渠回渗补给系数

L —河渠长度

以上方法比较简单，其缺点是河渠断面流量差值较大，可能造成较大误差，因此这个方法是比较粗的。

8.1.2 渠道有效利用系数求取单宽河渠渗入补给系数

$$\eta = \frac{Q(1-a)\eta'}{L} \quad (62)$$

式中： a —渠道有效利用系数, 其它同上

8.1.3 利用岸边地下水观测资料求取

当河渠岸边没有地下水观测资料时，可以利用河水位与观测孔中的地下水位用达西公式计算，也可以利用岸边数个观测孔水位资料用差分公式计算。用此方法计算的是河、渠向两岸地下水含水层的侧向径流补给。不包括河渠底部向含水层的渗漏补给。河渠底部的渗透补给的下限不是全部含水层厚度，它是在与河渠水位与地下水差值有关的有效含水层深部进行的。可应用扎马林根据降深值确定。先用有效带经验公式求得有效带深度后，再求单宽渗流量。

8.2 灌溉入渗补给系数的求取

灌溉定额是决定灌溉入渗补给的主要影响因素。

求取的方法一般采用野外灌溉试验法。在无降水时期，选择一块耕地，地间设置若干个观测孔。灌溉试验记录抽水量，测量灌溉面积，并用观测孔记录初始地下水埋深和灌溉后地下水埋深。测量并计算由于灌溉方法引起的水位上升形成的水丘体积，即灌溉入渗补给量。

$$\text{灌溉入渗补给系数} \quad \beta = \frac{Q'}{Q} = \frac{\mu \cdot \bar{\Delta h} \cdot F}{Q} \quad (63)$$

其中： Q' —灌溉后地下水位升幅形成的水丘体积，它等于给水度乘以平均水位升值乘以面积

Q —抽水量

$$\bar{\Delta h} \text{ —平均升幅} \quad \Delta h = \frac{h_1 + h_2 + h_3}{2}$$

F —灌溉面积

灌溉面积的选择不能太大，最好采用农渠所分割的一块面积。边界附近观测刚开始出现水位升幅，试验即可停止。以免水丘无限向外扩张，使计算不准确。

9 实验室测定给水度和垂向渗透系数

实验室用重力释水试验测定给水度是工作中常用的方法。需要说明的是实验室的测定方法是按照给水度的定义而设计的。这与我们前面利用动态资料求取的给水度和用抽水试验求取的给水度有所不同的是，利用动态资料和抽水资料求给水度都是水位变动释出的水，是一种不完全的重力释水。因此，一般来说，实验室方法求出的参数要略大于用动态资料和抽水试验所求得的参数。在实际工作中应酌情处理。

实验室用渗透仪测定垂向渗透系数，一般采用原状土(砂和砂性土要在测筒中夯实)测定的垂向渗透系数，也是常用的方法。但测定粘土和亚粘土的垂向渗透系数时，试验所需要的时间较长。

10 地下水径流模数和含水层径流模数

这两个参数常用于山区资源量计算。地下水径流模数含义是：地表一平方公里面积内补给地下水水量。含水层径流模数是指单位含水层面积(一平方公里)内的地下水径流量(即单位面积含水层的补给量或排泄量)。

$$\text{地下水径流模数} \quad M_1 = \frac{Q}{86.4F_1} = 0.0116 \frac{Q}{F_1} \quad (64)$$

$$\text{含水层地下水径流模数} \quad M_2 = \frac{Q}{86.4F_2} = 0.0116 \frac{Q}{F_2} \quad (65)$$

式中： M_1 —地下水径流模数(万 $\text{m}^3/\text{a} \cdot \text{km}^2$)

M_2 —含水层地下水径流模数(万 $\text{m}^3/\text{a} \cdot \text{km}^2$)

F_1 —区域集水面积

F_2 —含水层面积

Q —地下水流量

在山区一般采用排泄量法，选择岩性比较单一的小流域，测量统计泉水流出量加河流基流量，被小流域面积除。

$$\text{地下水径流模数} \quad m_1 = \frac{Q_{\text{泉}} + Q_{\text{基}}}{F_1} \quad (66)$$

(注意：有地下水开采的地区要还原地下水开采量)

11 地下水参数系列化基本要求

11.1 对所收集的所有参数，从施工、试验和计算等多方面进行检查，不符合技术要求、质量要求的参数不列入系列值中。

11.2 根据调查区地下水系统划分，按系统建立主要水文地质参数的系列值。

11.3 影响水文地质参数变化的因素一般都不是单一的，因此，首先选择主要影响因素

建立系列。并且要考虑调查区的研究程度和资料基础，分别建立系列。

一般地区首先要建立不同含水层岩性的参数系列值。

对于研究程度比较高的地区，主要参数(如降水入渗补给系数)须建立非饱和带不同岩性条件下随地下水埋深变化的降水入渗补给系数系列值。

11.4 分区建立不同含水层岩性渗透系数 K 系列值。统计过程中注意剔除施工、洗井质量差的钻孔资料，在含水层颗粒特别粗(砾石、砂砾石、粗砂)的地区建立 K 值系列时，注意与当地水源地大口径开采井资料进行对比，适当校正数据。

11.5 给水度系列值的建立，主要考虑水位变动带的岩性。

11.6 根据不同含水层岩性建立弹性释水系数系列。

11.7 建立不同非饱和带岩性地下水蒸发系数值系列。有条件的地区，还可以统计地下水蒸发随地下水埋深变化的系列值。

11.8 统计建立不同灌溉定额不同岩性的灌溉入渗补给系数系列值。