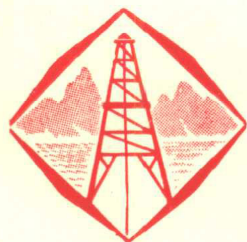


水文地质技术方法

第七辑

河北省地质局水文地质四大队 主编

(限国内发行)



地质出版社

384

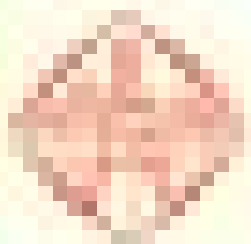
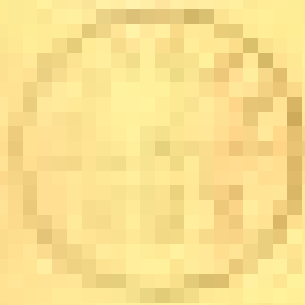
581

水文地质学讲义

● ● ●

地质部地质研究所编

地质出版社



— — — — —

水文地质技术方法

第七辑

河北省地质局水文地质四大队 主编

(限国内发行)

地质出版社

水文地质技术方法

第七辑

河北省地质局水文地质四大队 主编

(限国内发行)

*

国家地质总局书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

*

1978年11月北京第一版·1978年11月北京第一次印刷

印数：1—9,070册·定价0.65元

统一书号：15038·新334

目 录

利用地下水动态资料确定潜水水文地质参数

..... 商丘浅层地下水资源评价攻关组 (1)

根据井群抽水试验资料合理布置井局的探讨

..... 武汉地质学院 李世忠 (14)
..... 山西省水利学校 张建国 麻效祯

求解含水层参数的新方法 北京市地质局水文地质一大队 张宏仁 (23)

用含水层阻力常数计算渗透系数的方法

..... 冶金工业部武汉勘察公司 胡珪 (30)

应用微分折线法解释黄土残原潜水水位

..... 甘肃省地质局水文地质一队 (34)

福建省汤坑热水矿区物探工作效果

..... 福建省地质局水文地质工程地质队物探组 (43)

69-250 型 钻机反循环试验..... 陕西省冶金勘察设计院三〇七队 (50)

缩径管测流量装置及其使用方法

..... 福建省地质局水文地质工程地质队 (58)

译文

利用环境同位素研究大型含水层地下水的动态 (71)

在密苏里州西北部综合运用电法和钻探探测淡水含水层 (82)

根据非稳定流抽水试验资料确定含水层参数的原理浅述 (92)

利用地下水动态资料确定 潜水水文地质参数

商丘浅层地下水资源评价攻关组

浅层地下水具有埋藏浅、开采容易、补给较快、水量比较丰富的特点，是地表水缺乏地区的主要灌溉水源之一。为了合理开发利用浅层地下水，首先应对地下水资源进行评价。但评价结果正确与否，在计算方法正确的前提下，关键是选用的有关参数（地下水蒸发强度、降雨入渗系数、导水系数、给水度等）是否合理。因此，探索这些参数的计算方法，是浅层地下水资源评价的主要内容之一。

目前，确定参数的方法大多需要通过专门的试验，所需设备和计算方法比较繁杂，计算结果有时与地下水大面积开采的情况有一定出入。而利用地下水动态资料推求参数，只需布设一定数量的观测孔，计算方法较简便，计算结果与大面积开采情况比较适应，便于直接应用。建国以来，不少地区先后建立了观测地下水动态观测点（网），积累了不少地下水位动态资料，如何利用已有的动态资料推求水文和水文地质参数，更具有十分重要的现实意义。

商丘地区位于豫东平原东部，属黄淮冲积平原，面积10412平方公里，耕地1004万亩，该区潜水水位埋深较浅，根据1976年12月普查资料，地下水位埋深小于2米的面积有1000平方公里，占总面积的9.6%，埋深2—4米的面积为7420平方公里，占总面积的71.3%，分布于虞城、民权、宁陵、商丘、永城、夏邑等县的大部分地区，而埋深大于4米的面积仅占总面积的19.1%。近年来，由于引黄灌溉和在河道上建闸蓄水，地下水位亦有不同程度的抬高，因此地下水的蒸发量较大，历史上遗留下来的三百多万亩盐碱地经治理还有一百多万亩。正确确定该区水文及水文地质参数，不仅对本地区的地下水资源评价，而且对控制地下水位和防治土壤次生盐碱化都有着十分重要的意义。

本文试图探索利用地下水动态资料推求地下水蒸发强度 ϵ 、地下水蒸发极限深度 d_0 、含水层给水度 μ 和降雨入渗系数 α 等参数的方法。

一、地下水蒸发强度的计算

地下水蒸发强度的大小与气象条件（湿度、温度、风力等）、土壤含水量和毛细管输送水分的能力（速度）有关。在土壤含水量和输送水分的能力一定的情况下，湿度小、气温高、风力大，地下水蒸发强度就大，反之则小。但是，当蒸发强度超过土壤毛管的输水能力时，地下水蒸发强度并不随之继续加大，而是仍按毛细管输水的能力消耗水量。在气象条件不变的情况下，地下水蒸发强度主要决定于土壤含水量和毛细管输水能力。若土壤含

水量大，毛细管输水速度快，地下水蒸发强度大，反之则小。

在毛细管上升高度相同条件下，土壤含水量与地下水位埋深有关，埋深小，土壤含水量大。毛细管的上升高度和输水能力，决定于土壤质地。粘性土颗粒细，毛细管的管道小，毛细管水上升高度大，但由于水力梯度小，毛细管输水速度就小；砂性土颗粒较粗，毛细管管道大，毛细管水上升高度小，但水力梯度大，毛细管输水速度就快。因此，一般情况下，砂性土壤水分蒸发量比粘性土壤为大，受盐碱化的威胁亦较粘性土大。

在无地下出流条件下，地下水的蒸发引起水位不断下降，当地下水位下降到某一深度后，地下水的蒸发量甚为微小，直至为零。地下水位下降到蒸发量可以忽略时的埋藏深度，一般称为蒸发极限深度。极限深度对利用地下水源和控制地下水位都是一项重要指标。

地下水蒸发极限深度，可以根据本地区野外试验和调查资料确定。在缺乏试验资料时也可以通过对地下水动态资料的分析确定。

在选择地下水动态资料时，应注意以下几点：

(1) 观测井的地下水位下降，应不受河流和排水沟的影响。一般可选取降雨后期，在无地下出流、无降雨和无开采条件下，由于蒸发而引起的水位下降段。

(2) 在满足上述要求的前提下，可选择不同土壤质地（岩性）观测井的地下水动态资料进行分析计算。

(3) 地下水位埋深应小于或等于4米。在埋深小于4米的地区，可选择不同水位埋深的地段（例如2—3米，3—4米）和不同作物进行地段动态资料的分析计算。

如上所述，影响地下水蒸发强度的主要因素是地下水位埋深、土壤质地、气象条件及作物生长情况等。考虑这些影响因素，根据试验资料的分析总结，可以得到估算地下水蒸发强度的经验公式：

$$\epsilon = \epsilon_0 \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_0} \right)^n \quad (1)$$

式中： ϵ ——地下水蒸发强度（米/日）；

ϵ_0 ——地下水接近地表时的地下水蒸发强度，其值与气象条件、作物生长情况和土壤质地有关，可近似采用露天水面蒸发强度值（米/日）；

Δ ——地下水位埋藏深度（米）；

Δ_0 ——蒸发强度接近于零时的地下水埋深，或称蒸发极限深度（米）。其值与土壤质地及作物生长情况有关；

n ——与土壤质地和作物生长阶段有关的指数，一般为1—3。

根据实际观测资料，在地下水位埋藏较浅，作物根系吸水深度较大的情况下， n 值接近于1，这时式（1）变为：

$$\epsilon = \epsilon_0 \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_0} \right) \quad (2)$$

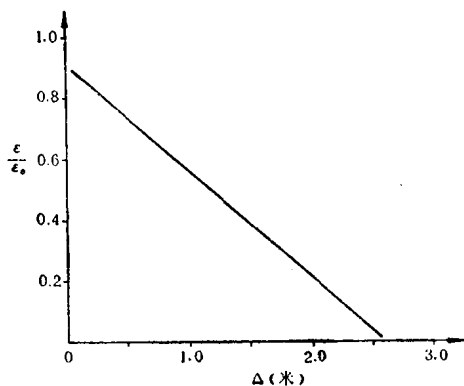


图 1

式(2)说明,在地下水位埋深较小的情况下,地下水蒸发强度 ϵ 与地下水位埋深 Δ 成直线关系。如图1所示。

式(2)中 ϵ_0 和 Δ_0 可由气象和水位观测资料取得,只有 Δ_0 是未知数,为了计算地下水蒸发强度 ϵ ,必须首先确定 Δ_0 值。

二、蒸发极限深度 Δ_0 和岩层给水度 μ 的计算

在无开采和地下水出流的情况下,地下水下降速度,仅决定于地下水蒸发强度 ϵ 和土壤给水度 μ ,即:

$$\frac{dh}{dt} = -\frac{\epsilon}{\mu}$$

将式(2)代入该式得: $\frac{dh}{dt} = -\frac{\epsilon_0}{\mu} \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_0}\right)$

由于 $\Delta = h_n - h$, $\Delta_0 = h_n - h_0$ 。其中 h_n 为地面高程; h_n 为地下水位高程; h_0 为地下水蒸发可忽略时地下水位,或称极限水位。故上式可写为:

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} (h_0 - h)$$

在一定时段内如气象条件和作物生长情况变化不大时,式中 ϵ_0 值可以视为常数(或取时段平均值),在这种情况下,将上式积分

$$\int_{h_i}^h \frac{dh}{h - h_0} = - \int_0^t \frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} dt$$

$$\ln(h - h_0) \Big|_{h_i}^h = - \frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} t$$

由此可得:

$$\ln \frac{h - h_0}{h_i - h_0} = - \frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} t \quad (3)$$

或

$$\ln \frac{\Delta_0 - \Delta}{\Delta_0 - \Delta_i} = - \frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} t \quad (3')$$

将式(3)的对数关系改成为指数关系,即可求得计算地下水位的方程式:

$$h = h_0 (1 - e^{-\frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} t}) + h_i e^{-\frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} t} \quad (4)$$

$$h = h_0 + (\Delta_0 - \Delta_i) e^{-\frac{\epsilon_0}{\mu \Delta_0} t} \quad (4')$$

式中: h_i (或 Δ_i)为计算时段的地下水起始水位(或起始埋深)。在地下水位降落值和露天水面蒸发强度已知情况下,可根据(3)式通过试算法,推算地下水蒸发极限深度 Δ_0 (或 h_0)和含水层给水度 μ 。

(一) 用试算法计算地下水极限深度 Δ_0 和含水层给水度 μ

从地区长期观测井中,选取距河流和排水沟渠较远的观测井的无开采和降雨因素影响时段的动态资料,这时,地下水位下降主要由地下水蒸发所引起。现以夏邑县长观井(夏

6号井)的水位动态资料为例,具体说明试算方法的应用。

因夏6号井在1976年9月中旬到10月底这段时间内地下水开采量很小,又无降雨补给,地下水位下降主要是受地下水蒸发的影响。该时段地下水位降落情况如图2和表1所示。

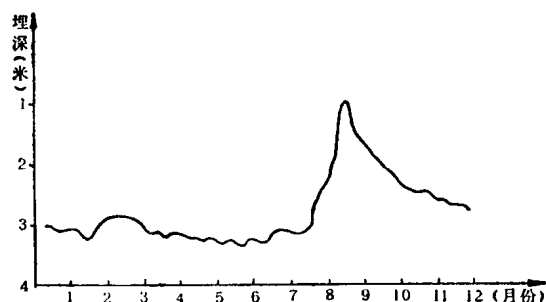


图 2

根据夏邑县李集水文站的资料,1976年各月水面蒸发强度如表2所示。

现取9月11日—10月1日和10月1日—11月1日两个时段,将9月11日、10月1日和11月1日的水位埋深按计算时段分别代入公式(3')后得到下列两个方程式,

表 1 1976年夏6号井地下水位资料

月 份	9 月				10 月						11 月
日 期	11	16	21	26	1	6	11	16	21	26	1
埋深(米)	0.96	1.20	1.43	1.63	1.78	1.92	2.05	2.12	2.25	2.36	2.43
$\epsilon/\mu\epsilon_0$	15.80	15.46	14.14	11.51	9.90	9.58	7.04	7.04	8.45	6.34	4.15

表 2 1976年夏邑县李集水文站水面蒸发强度

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ϵ_0 (毫米/日)	1.34	1.36	2.95	3.74	5.30	6.40	4.95	3.75	3.04	2.84	1.45	1.58

$$\ln \frac{A_0 - 1.78}{A_0 - 0.96} = -\frac{0.00304}{\mu A_0} \times 20 \quad (a)$$

$$\ln \frac{A_0 - 2.43}{A_0 - 1.78} = -\frac{0.00284}{\mu A_0} \times 31 \quad (b)$$

用(b)除(a),得

$$\ln \frac{A_0 - 1.78}{A_0 - 0.96} / \ln \frac{A_0 - 2.43}{A_0 - 1.78} = \frac{0.00304 \times 20}{\mu A_0} / \frac{0.00284 \times 31}{\mu A_0} = 0.7 \quad (c)$$

设 $A_0 = 3.1$ 米,把 $A_0 = 3.1$ 代入(c)式,求得

$$\ln \frac{3.1 - 1.78}{3.1 - 0.96} / \ln \frac{3.1 - 2.43}{3.1 - 1.78} = 0.7347$$

根据 $A_0 = 3.1$ 米所计算的 $\ln \frac{3.1 - 1.78}{3.1 - 0.96} / \ln \frac{3.1 - 2.43}{3.1 - 1.78}$ 比值与 $\frac{\epsilon_0 t}{\epsilon_0 / \mu}$ 比值甚为接近,故 $A = 3.1$ 米即为夏6号井所在地段的地下水蒸发极限深度。

将 $A_0 = 3.1$ 米代入(a)或(b)式,即可求得 μ 值

$$\mu = \frac{0.00304 \times 20}{3.1 \times 0.4832} = 0.041$$

(二) 用图解法计算地下水蒸发极限深度 (Δ_0) 和岩层给水度 (μ)

在主要由于蒸发而引起地下水位下降的情况下, 地下水位下降速度等于 $\frac{\epsilon}{\mu}$, 将式

(2) 代入得

$$\frac{\epsilon}{\mu} = \frac{\epsilon_0}{\mu} \left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_0} \right)$$

即

$$\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0} = -\frac{\Delta}{\mu \Delta_0} + \frac{1}{\mu} \quad (5)$$

式 (5) 表明, 在一定气象条件和土壤质地情况下, 地下水蒸发强度与地下水位埋深成直线关系。从式中可以看出, 当蒸发强度为零, 即 $\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0} = 0$ 时, $\Delta = \Delta_0$, 它表示地下水蒸发强度为零时的地下水位埋深, 即为地下水蒸发极限深度。当地下水位埋深为零时,

$\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0} = \frac{1}{\mu}$, 表明这时地下水蒸发强度与露天水面蒸发强度相等。式 (5) 中 $\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0}$ 为时段内

地下水下降速度 $\left(\frac{\epsilon}{\mu} \right)$ 除以同时段的水面蒸发强度 (ϵ_0)。为避免地下水位下降速度的观

测值有偶然误差, 亦可取时段前后下降速度的平均值。

根据观测资料求得相应的 $\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0}$ 、 Δ 值后 (如表1), 即可点绘 $\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0}$ 与 Δ 关系直线, 如图

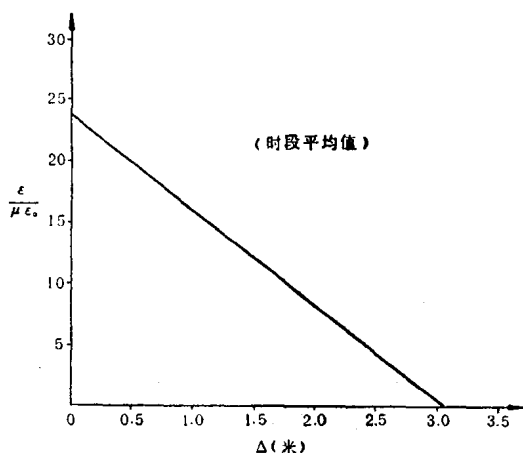


图 3

3 所示。由该图可分别求得 Δ_0 和 μ 值。

例如由图 3 量得 $\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0} = 0$ 时 (直线与横坐标的交点) 的 $\Delta_0 = 3.1$ 米, $\Delta = 0$ 时 (直线与纵坐标的交点) $\frac{\epsilon}{\mu \epsilon_0} = 24.0$, 即 $\frac{1}{\mu} = 24.0$, 所以 $\mu = 0.0416$ 。

由上述计算结果来看, 试算法与图解法求得的地下水蒸发极限深度 (Δ_0) 和含水层给水度 (μ) 是十分接近的, 而且含水层给水度 (μ) 与抽水试验求得的给水度亦较接近。因此, 在缺乏抽水试验的地区, 可以利用地下水动态资料初步确定地区含水层有关

参数, 以解决地下水资源评价中参数不足的问题。

三、区域平均给水度 μ 的计算

上述用蒸发强度求得的给水度是某一处的给水度。而利用地下水动态资料,通过水量平衡方程可以求得区域含水层的平均给水度 $\bar{\mu}$ 。

在地下水位埋深较小的地区,在已取得地区开采量和求得地下水蒸发量的情况下,即可利用地下水动态资料反求区域的平均给水度 $\bar{\mu}$ 。利用地下水动态资料反求平均给水度的基本想法是根据区域地下水动态特征和年内变化规律,确定计算时段,通过分析时段内地下水位变化与主要影响因素之间的关系,根据时段内水位变幅,地下水的补给和消耗,建立时段水量平衡方程式,反求平均给水度 $\bar{\mu}$ 。一般可根据地下水位下降时期(开采时段)作为计算时段,反求平均给水度 $\bar{\mu}$ 。

根据商丘地区地下水动态资料的分析,地下水变化规律一般是年内1—6月,主要由于开采和蒸发,使水位下降;7—9月主要由于降雨的补给,使水位显著上升;而10—12月地下水位变化较小。在地下水位下降阶段,由于降雨和侧向补给十分微弱,可以略而不计。在区域无河流、大型渠道渗漏补给时,区域开采量和地下水蒸发量应与地下水位下降时给出的水量相平衡。在开采量、蒸发量和水位下降值已知的情况下,可以建立时段的水量平衡方程式,即:收入量与支出量之差等于土层中水量变化(地下水位上升取正号,下降取负号),从而求得区域平均给水度。

开采量通过调查统计求得,地下水蒸发量通过蒸发强度计算。

地下水蒸发极限深度求得后,即可根据式(2)推求年内各时段地下水蒸发强度 ϵ (ϵ 系指单位面积上单位时间的蒸发量,单位是米/日)为了计算地下水年内各月的蒸发强度,可首先根据长观井地下水动态资料,按月(或按旬或更短的时段如5天)计算平均水位($\bar{h}$)或平均埋深 $\bar{d}$,再根据气象资料求得月的平均水面蒸发强度 $\bar{\epsilon}_0$,然后将有关数值代入式(2),依次计算月平均蒸发强度($\bar{\epsilon}$)。其值等于,

$$\bar{\epsilon} = \bar{\epsilon}_0 \left(1 - \frac{\bar{d}}{d_0} \right) \quad (6)$$

式中 $\bar{d}$ 为月平均地下水位埋深, $\bar{\epsilon}_0$ 为相应时段平均水面蒸发强度,其余符号同前。

月平均蒸发强度 $\bar{\epsilon}_i$ 乘以各月的天数即得月蒸发量。即,

$$E_i = \bar{\epsilon}_i t \quad (7)$$

根据夏6号井1976年地下水动态资料,取月平均埋深,分析计算各月地下水蒸发量如表3所示。

根据计算区长观井地下水位资料和气象资料用式(6)及式(7)分别算得各井所在地的各月蒸发量(E_i),然后乘以相应井的控制面积(Ω_i)得到地段的月蒸发量,把各月的蒸发量累加起来,即得到井所在地段年(或时段)总蒸发量。将各井所在地段年总蒸发量加起来,除以全区总面积,即得到全区域的年总蒸发量(E)即,

$$E = \frac{\sum_{j=1}^n \Omega_j \sum_{i=1}^{12} (E_i)_j}{\Omega} \quad \begin{matrix} i=1,2,\dots,12 \text{ (月份)} \\ j=1,2,\dots,n \text{ (井数)} \end{matrix} \quad (8)$$

式中: E_i ——第*i*月份蒸发量(米);

表 3 1976年夏6号井地段各月地下水蒸发量

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
平 均 埋 深 (米)	3.08	3.11	2.96	3.00	3.26	3.32	3.20	2.85	1.40	2.08	2.50	2.69
蒸 发 强 度 (毫米/日)	0.0087	0	0.1333	0.1206	0	0	0	0.3024	1.6671	0.9345	0.2807	0.2090
月 蒸 发 量 (毫米)	0.2697	0	4.1323	3.6108	0	0	0	9.3744	50.0130	28.9695	8.4210	6.4790
水面蒸发强度 ε_0 (毫米/日)	1.34	1.30	2.95	3.74	5.30	6.40	4.95	3.75	3.04	2.84	1.45	1.58

Q_j ——第 j 个井控制的面积 (米²);

Q ——区域总面积 (米²);

E ——全区域年的总蒸发量 (米)。

用式 (8) 求得的虞城县铁路以南地区地下水时段和年蒸发总量以及商丘地区各县年蒸发总量分别列于表 4 和表 5 中, 从表中数值来看, 地区各县地下水的蒸发量每年达 50—100 毫米。

现以虞城县铁路以南井灌区为例, 说明区域平均给水度 μ 的计算方法。计算区 1976 年 1 月—6 月底地下水位下降值如表 6 所示, 给水量为 0.733 米, 地下水蒸发量为 0.0065 米 (表 4), 地下水开采量为 0.0254 米 (由调查统计求得)。根据水量平衡方程式, 时段内支出量 (开采量 + 地下水蒸发量) 应等于时段内地下水位下降所给出的水量, 即:

$$0.0065 + 0.0254 = 0.733 \mu,$$

表 4 1976年虞城县铁路以南地区地下水年蒸发总量

井 号	控制面积 (公里 ²)	E (1—6月) (米)	E (7—12月) (米)	E (全 年) (米)	Δ_0 (米)	给 水 度 μ
于 3	129.15	0	0.0043	0.0043	3.50	0.030
于 4	166.78	0	0.0179	0.0179	3.40	0.030
于 6	48.71	0	0.0019	0.0019	3.10	—
于 10	144.34	0	0.0032	0.0032	3.51	—
商 5	27.56	0	0.0014	0.0014	3.27	0.037
夏 3	42.13	0.0031	0.0053	0.0084	2.77	—
夏 6	18.17	0.0002	0.0025	0.0027	3.10	0.041
夏 8	13.95	0.0006	0.0013	0.0019	2.75	0.040
于 11	158.29	0.0026	0.0201	0.0227	3.10	—
总 计	748.08	0.0065	0.0579	0.0644	3.16	0.0356

表 5 1976年商丘地区各县年蒸发总量

县 名	民 权	睢 县	宁 陵	于 城	夏 邑	永 城
年蒸发总量 (毫米)	67.40	59.56	49.40	64.40	62.10	102.10

表 6 1976年虞城县铁路南地区1—6月份地下水位下降值

井 号	于 3	于 4	于 6	于10	商 5	夏 3	夏 6	夏 8	于11	总 计
时段水位下降值 Δh (米)	1.01	0.40	1.76	1.04	0.79	1.25	0.30	0.56	0.19	
井控制面积 (平方公里 ²)	129.15	166.78	48.71	144.34	27.56	42.13	18.17	13.95	158.29	748.08
给水量 (米)	0.174 μ	0.089 μ	0.114 μ	0.200 μ	0.029 μ	0.07 μ	0.007 μ	0.01 μ	0.04 μ	0.733 μ
$\Delta h \times \frac{Q_i}{Q} \mu$										

所以求得平均给水度

$$\bar{\mu} = \frac{0.0319}{0.733} = 0.0435 \approx 0.044$$

若不考虑地下水蒸发量, 则给水度 $\bar{\mu}$ 值约偏小21%。

商丘地区各县平均给水度 ($\bar{\mu}$) 列于表10中。

四、降雨入渗系数 α 的计算

潜水的补给来源主要为降雨, 因此降雨对地下水的补给量和潜水资源评价有着十分重要的意义。

(一) 用时段水量平衡法计算降雨入渗系数 α

降雨入渗补给与土壤质地、地面植被、地形、降雨总量、降雨强度以及地下水位埋深、土壤前期含水量等因素有关。如由于降雨强度的大小及降雨时间和空间的分布不均匀, 各地段得到的入渗补给差异较大。又如植被、土壤质地、地形等因素以截留、下渗和填洼的形式不同程度地影响降雨的入渗, 而截留、填洼的降雨除部分蒸发外, 又通过下渗补给地下水。此外, 人工灌溉和排水渠系也会大大地改变降雨、径流和下渗关系。

由于降雨入渗的影响因素比较复杂, 单纯用理论计算有一定困难。但可以根据主要影响因素和地下水动态资料, 通过时段的水量平衡方程式或用相关法求得地区降雨的平均入渗系数。

在一定地区, 土壤质地、地形、地势是一定的 (人类活动除外); 而植被与季节有关。因此, 降雨对地下水的补给主要是与土壤前期含水量、季节和降雨特性 (强度、分布和总量) 有关。

在一次降雨中, 初期降雨满足土壤饱和, 植物截留和填洼, 在土壤继续饱和的同时, 部分降雨从土壤中下渗补给地下水, 土壤平均下渗率的总和即为地下水的补给量。

由于降雨在时间和空间上分布不均匀, 需要研究大面积的大量的降雨和地下水位的资料, 对其进行统计分析, 以求得所研究地区内雨总补给量。

降雨补给引起地下水位上升, 其上升值虽然与降雨平均深度、前期影响降雨量、降雨历时、季节、地形地貌等因素有关, 而在特定地区在一个计算时段内, 降雨和降雨前土壤含水程度是影响地下水上升的主要因素。但在大多数地区无实测土壤含水量资料, 在无实

测资料时一般以前期影响雨量 $P_{a,t}$ 来代替。

土壤含水量的变化，主要与气象条件有关，由实验资料指出，在地下水位埋深较大的情况下，土壤蒸发的大小是与土壤含水量成正比关系，含水量大蒸发相应也大，反之则小。在气象条件不变情况下，土壤含水量的递减近似等比级数，即相邻时段的土壤含水量之比为常数。因此，前期影响降雨量 $P_{a,t}$ 可用下式表示。

$$P_{a,t} = K(P_{a,t-1} + P_{t-1}), P_{a,t-1} = K(P_{a,t-2} + P_{t-2}), \dots$$

$$\text{即} \quad P_{a,t} = KP_{t-1} + K^2P_{t-2} + K^3P_{t-3} + \dots + K^nP_{t-n} \quad (9)$$

式中： $P_{a,t}$ ——本次（时段）的前期影响雨量；

$P_{a,t-1}$ ——前一时段（即前一天）的前期影响雨量；

P_{t-1} ——前一天的降雨量；

K ——递减比值，一般变化在0.8—0.9之间，取平均值0.85；

n ——为距本次降雨的天数，可向前推15—20天，视气象条件而定，取17天。

若求得的 $P_{a,t}$ 很大，超过当时土壤缺水量时，其中部分降雨先满足土壤缺水量，另部分降雨以地面径流形式流走，在这种情况下， $P_{a,t}$ 值应以土壤饱和含水量数值为极限值。

一般可根据地下水位上升阶段作为计算降雨入渗系数的计算时段。在已知时段开采量、地下水蒸发量、降雨总量，给水度（ μ ）和地下水位变化的情况下，可通过时段水量平衡方程式反求降雨平均入渗系数 $\bar{\alpha}$ 。即降雨补给地下水量应与地区（时段）开采量、蒸发量和水位上升贮存水量平衡。根据虞城县铁路以南地区地下水位动态资料，1976年7月—12月份地下水位上升值（ Δh ）列于表7。地下水蒸发量为0.0579米（表4），开采量0.0229米，地区平均地下水贮存量为0.726 μ 米（表7），时段总降雨量为485.5毫米，将以上数值代入水量平衡方程式：

$$\text{降雨入渗补给量} - \text{蒸发量} - \text{开采量} = + \text{土层贮存量}$$

$$\text{即得} \quad 0.4855 \bar{\alpha} - 0.0579 - 0.0229 = 0.726 \times 0.044, \text{从而} \bar{\alpha} = 0.23.$$

表 7 1976年虞城县铁路以南地区7月—12月份地下水位上升值

井 号	于 3	于 4	于 6	于10	商 5	夏 3	夏 6	夏 8	于11	总 计
地下水位上升值 Δh (米)	1.19	0.56	1.46	0.79	1.06	0.49	0.54	0.43	0.29	
土层贮存水量 (米)	0.205 μ	0.125 μ	0.094 μ	0.152 μ	0.04 μ	0.028 μ	0.013 μ	0.008 μ	0.061 μ	0.726 μ

在地下水位埋深浅的情况下，若不计及地下水的蒸发量，则求得的降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$ 偏小很多。

若区域有实测降雨径流，土壤含水量（雨前雨后）和土壤蒸发等资料，亦可求得各次降雨对地下水的补给量。

用水量均衡法反求降雨入渗系数，需要已知开采量，而开采量大多通过调查统计得来，或多或少有一定的误差，因此，计算出的系数为近似值。

(二) 用降雨-地下水位上升值相关法计算降雨入渗系数 α

在缺乏实测土壤含水量和开采量资料时, 利用地下水位动态资料, 用降雨与地下水位相关法推求降雨对地下水的补给, 较之上述方法具有一定的优越性。

降雨-地下水位相关法是数理统计的方法, 由于降雨直接引起地下水位上升, 其间关系一般较为密切。其方法步骤是:

(1) 在汛期, 按不同地下水埋深地段和不同土壤质地, 分别计算能引起地下水位上升的各次较大降雨的前期影响降雨量 P_a 。

(2) 根据地下水位动态资料, 并考虑降雨下渗历时, 取计算时段为五天(或旬), 计算一次降雨 P (包括五天或旬的)加上前期影响降雨量 P_a 的数值, 即 $\hat{P} = P + P_a$ 。

(3) 将 $\hat{P}$ 与相应时段地下水位上升值 Δh 点绘相关关系, 参看商丘部分地区的 $\hat{P} - \Delta h$ 相关图(图4)。

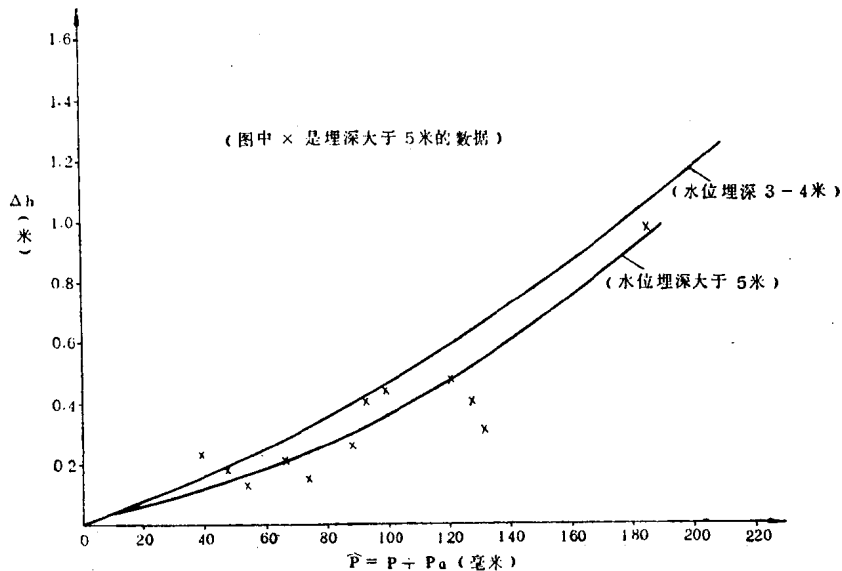


图 4

(4) 由汛期各次 $\hat{P}$ 值在 $\hat{P} - \Delta h$ 图上可求得各相应的 Δh 值, 将各次地下水位上升值 Δh 累加起来, 并乘以给水度 μ (即 $\mu \Sigma \Delta h$)可得到降雨对地下水的补给量, 如除以 $\Sigma \hat{P}$, 则得到降雨平均入渗系数 $\bar{\alpha}$ 。

例如根据柘城1976年水文站资料, 汛期7、8月份降雨分配见表8。

表 8

月 份	7 月												8 月	
日 期	7 日	8 日	11 日	14 日	18 日	19 日	20 日	21 日	22 日	27 日	28 日		5 日	6 日
降雨量 P (毫米)	6.7	18.0	54.5	85.2	6.3	2.0	23.4	33.7	5.6	13.4	1.2		45.2	14.5

8月5日至6日一次降雨引起地下水位上升值为0.21(米),计算时段内本次降雨量 P 为59.7毫米,其前期影响雨量 P_a 为:

$$P_a = 23.4 \times 0.0742(K^{16}) + 33.7 \times 0.0873(K^{15}) + 5.6 \times 0.102(K^{14}) + 13.4 \times 0.231(K^9) + 1.2 \times 0.272(K^8) = 8.66 \text{ 毫米} \quad (n \text{ 取 } 16 \text{ 天}, K=0.85)$$

$$\hat{P} = P + P_a = 68.36 \text{ 毫米}$$

根据 $\Delta h=0.21$ 米和 $\hat{P}=68.36$ 毫米即可在相关图上点出一个相关点。其它各点计算方法相同。按上述方法已分别求得部分地区地下水位埋深5米以上和埋深为3—4米两种情况下的,土质为砂性土的降雨 $\hat{P}$ 与地下水位上升值 Δh 的对应值,列入表9和表10,并已点绘出相关曲线,如图4所示。

表9 地下水位埋深大于5米 $\hat{P}-\Delta h$ 对应值(1976年)

$\hat{P}$ (毫米)	93.09	74.55	99.33	132.10	39.40	53.61	128.61	120.01	68.36	133.13	47.00	187.60	75.69	89.28
Δh (米)	0.40	0.15	0.42	0.31	0.23	0.13	0.40	0.47	0.21	1.42	0.19	0.97	0.18	0.25

表10 地下水位埋深3—4米 $\hat{P}-\Delta h$ 对应值(1976年)

$\hat{P}$ (毫米)	87.26	46.97	120.59	50.18	101.15	107.66	226.68	69.83	79.80	132.96	30.69
Δh (米)	0.52	0.32	0.75	0.21	0.46	0.44	1.36	0.13	0.21	0.69	0.18
$\hat{P}$ (毫米)	76.86	217.85	205.55	122.33	145.20	60.17	61.66	52.65	109.31	153.19	72.41
Δh (米)	0.28	1.23	1.10	0.54	0.64	0.30	0.21	0.24	0.56	1.21	0.53
$\hat{P}$ (毫米)	98.33	62.12	215.43	108.48	78.73	50.71	94.59	163.09	61.83		
Δh (米)	0.38	0.48	1.27	0.69	0.36	0.23	0.40	0.80	0.15		

柘城县降雨入渗系数的计算:1976年汛期 $\Sigma \hat{P}=1548.80$ 毫米,由图4相应曲线求得相应地下水位上升值 $\Sigma \Delta h=5.79$ 米,含水层给水度 μ 采用0.047(表11)。由此可求得汛期每月降雨补给地下水量:

$$\mu \frac{5.79}{3} = 0.047 \times 1.93 = 91.0 \text{ (毫米)}$$

降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$ 为:

$$\bar{\alpha} = \frac{\mu \Sigma \Delta h}{\Sigma \hat{P}} = \frac{0.047 \times 5.79}{1.5488} = 0.176$$

据柘城1976年汛前和汛末地下水位资料:6月21日地下水位最低(平均为4.75米),9月11日水位最高(平均为7.366米),时段地下水位上升值 Δh 为2.616米(8个长观井水位平均值),时段(7、8、9月)降雨总量(三站平均)为680.3毫米。在忽略时段开采量和河道补给量的情况下,则降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$ 等于:

$$\bar{\alpha} = \frac{2.612 \times 0.047}{0.68} = 0.18$$

若考虑时段开采量（0.0132米）和河道补给量（0.0042米）时，降雨入渗系数 $\bar{\alpha} = 0.194$ ，比未考虑时加大7%。与通过相关图求得的结果是接近的。

虞城县降雨入渗系数的计算：区内降雨 $\Sigma \hat{P} = 1317.495$ 毫米时由图4相应曲线求得地下水位上升值 $\Sigma \Delta h$ 为6.52米，则降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$ ：

$$\bar{\alpha} = \frac{6.52 \times 0.044}{1.3175} \approx 0.22 \quad [\mu = 0.044]$$

根据虞城县汛期（7、8、9）降雨资料，三站平均降雨量为464.1毫米，汛前7月6日地下水位最低，其平均埋深为4.398米，汛后9月6日水位最高，平均埋深为2.204米，地下水位上升值 Δh 为2.194米。在忽略时段开采量和蒸发量的情况下，则降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$ ：

$$\bar{\alpha} = \frac{2.194 \times 0.044}{0.464} = 0.208 \approx 0.21$$

若考虑时段开采量和蒸发量，则 $\bar{\alpha} = 0.2157$ 。

又据汛期7、8、9三个月，地下水位累积上升值为2.218米，给水度取用0.044，时段降雨总量0.464米，则降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$ ：

$$\bar{\alpha} = \frac{2.218 \times 0.044}{0.464} = 0.21$$

夏邑县降雨入渗系数的计算：采用与上述相同的方法进行计算

相关法 $\bar{\alpha} = 0.2165$ ($\mu = 0.044$)

水量平衡法 $\bar{\alpha} = 0.213$

水位累积上升法 $\bar{\alpha} = 0.213$

从上面计算结果看，无论虞城、夏邑和柘城采用相关法与地下水位上升或累积上升法计算降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$ 结果都比较接近。但需指出，后二种方法仅在时段无开采量和无河流补给排泄影响条件下方能符合实际情况。因此，采用降雨-地下水位相关法推求降雨入渗系数较好。

根据地下水位动态资料，通过分析计算，初步求得商丘部分地区降雨入渗系数 α 如表11所示。

由于影响地下水蒸发的因素较为复杂，地下水蒸发不但与气象因素有关，而且与变动的地下水位有关，同时还与决定土壤毛细管上升高度和输送能力的土壤质地有着密切关

表 11 商丘部分地区水文地质参数表

地 名	商 丘	夏 邑	民 权	永 城	于 城 (铁路南)	宁 陵	睢 县	柘 城
给 水 度 μ	0.036	0.033 0.04*	0.029 0.032*	0.035*	0.044 0.036*	0.034 0.032*	0.026*	0.04 0.047*
降雨入渗系数 $\bar{\alpha}$	0.17	0.18	0.21	0.23	0.22	0.17	0.20	0.176

* 由公式(3)计算的数值。