

# 目 录

## 序 言

第一章 概论 .....	1
§ 1-1 地下水资源的特点 .....	1
§ 1-2 地下水资源评价的意义 .....	2
§ 1-3 地下水资源评价的途径 .....	4
§ 1-4 评价时应注意的问题 .....	9
第二章 地下水均衡因素分析 .....	13
§ 2-1 影响地下水的因素 .....	13
§ 2-2 地下水的运动规律 .....	15
§ 2-3 地下水的补给和消耗 .....	16
第三章 地下水补给项的计算 .....	19
§ 3-1 降雨入渗补给 .....	19
§ 3-2 河渠补给 .....	26
§ 3-3 区外侧向补给 .....	30
§ 3-4 越层补给 .....	31
§ 3-5 人工回灌 .....	33
§ 3-6 灌溉回归水 .....	33
第四章 地下水消耗项的计算 .....	38
§ 4-1 农业灌溉用水 .....	38
§ 4-2 潜水蒸发 .....	41
§ 4-3 其它消耗项 .....	47
第五章 水文地质参数的确定 .....	49
§ 5-1 给水度的确定方法 .....	49

§ 5-2 用稳定流方法确定参数 .....	60
§ 5-3 用非稳定流方法确定参数 .....	63
§ 5-4 渗透系数的经验公式 .....	66
第六章 地下水均衡计算方法 .....	68
§ 6-1 总述 .....	68
§ 6-2 按降雨量选典型年法 .....	69
§ 6-3 按灌溉需水量选典型年法 .....	71
§ 6-4 多年调节法 .....	71
附录一 井函数 $W(u)$ 值表 .....	75
附录二 $W(u_e, \frac{r}{B})$ 值表 .....	76
附录三 $W(u_d, \frac{r}{B})$ 值表 .....	77
参考文献 .....	78

# 第一章 概 论

## § 1-1 地下水资源的特点

地下水是蕴藏在地下的一种重要自然资源。地下水与别的矿藏资源（如石油、天然气、煤矿和铁矿等）具有显著不同的特点，就是地下水在开采取用之后，能够得到补给。例如，浅层地下水可以经常从大气降水和地面水经渗入得到补给；深层地下水和自流水还可以从遥远的山区源源给予新的补充。因此，单就补给一项来说，地下水就比其它矿藏资源有更丰富的内容，它与周围环境的联系更为密切。

地下水不断地开采和消耗，继而又经常地补给和恢复。这种循环不止的规律，当为人们掌握和认识之后，就可以充分发挥地下水的作用。如果地下水的开发利用适宜，一年以内可以补给，自相调剂；或者在一定允许年度（两年、三年或多年）内，能够以丰补歉，做到相对的平衡（或基本平衡）。这样，地下水可以为工农业生产和国民经济建设源源不断地提供水量。

地下水在地下的储存，由于开采和消耗，形成地下水位（或压力水头）下降，而由于补给和恢复，又造成地下水位（或压力水头）上升。这种盈亏相间式的天然或人为调节，实际上相当于地下水库的概念。地下水库比地面水库更广阔，要清楚地认识地下水库的各类特性（如有关的水文地质条件，储存特性和边界情况等），要比地面水库进行更多更长

期的工作。但是，地下水库工程的兴建，在某种意义上来说，却比地面水库来得简单。当我们认识到地下水库的基本特点后，用不着象地面水库那样要在人力、物力和财力上如此集中地进行施工。因为地下水库是天然形成的，一般仅是建造成批的取水建筑物（井泉）而已。井泉建设，可以就地取材，因地制宜，既可国家兴建，也可社队自办，而还能分期分批地进行。当然，这是一项为数众多而规模巨大的工程，说它简单而并不简单。

另一方面，地下水库的水帐计算也同样有如地面水库那相的特性。地下水的补给和损耗，就是地下水资源评价中的一笔收支帐，进行规划时，我们必须做到地下水量收入和支出的平衡，此即进行地下水水均衡的目的。

地下水是一项宝贵的自然资源，使用得当，能够为社会主义祖国创造很多的财富。因此，我们必须更好地来认识它，并充分研究它的规律。

## § 1-2 地下水资源评价的意义

地下水资源评价，具体来说，就是摸清地下水的开采和补给条件，分析地下水的水帐（特别是同地下水开发利用有关的水均衡帐）。评价时，重点为地下水量。当然，水量的变化，直接影响到地下水位升降，也影响到水质和水温的变化。这些都应当在地下水资源的全面评价中加以考虑。

在地下水的开发利用中，如果地下水取用过多，而补给贫乏，或长时期得不到补充，就会使地下水位持续下降，漏斗不断扩大，严重地形成地下水枯竭，甚至造成地面沉陷等恶果。这是违反了地下水的客观规律，因而受到客观规律的

惩罚。反之，若地下水可用而不取，或取用过少，地下水资源就得不到充分的利用，使本来可以开采的地下水，通过不同途径损耗掉（如潜水蒸发和流经下游注入河道而流走），这是浪费了地下水资源，乃是十分可惜的事。因此，评价中必须做到地下水的均衡。

顺便说一下，地下水的均衡工作，可以同地下水的开发利用规划和具体实施结合起来考虑。比如说，按一般的漫灌，地下水需取用的量相当大，而地下水的储存和补给量不能满足需要，这可在实际工作中采取各种省水的灌溉制度和办法。例如，改漫灌为畦灌，或者因地制宜地采用喷灌、滴灌和渗灌。另外，也可以改种一些需水量较少的农作物，等等。如果有些地区的地下水相当丰富，本地区实在用不完，也可以调配给旁的缺水地区。所以，在地下水资源评价中，必须具备整体的思想，考虑到人的主观能动性，才能把这方面的工作做好。

地下水资源评价，对水利部门来说，首先有关的是水利规划，特别是其中以农业灌溉为主的井灌规划。

农业灌溉面广而量大，需要开采的地下水量远比其它部门大得多。我国北方干旱和半干旱区，主要靠井灌，有了地下水，才能稳产高产，农业持续保丰收。尤其是地下水贫乏的地方，真有水贵如油之感。因此，地下水资源评价工作，一定要认真做好。

实际井灌规划中，常常需要知道在计划开采期间内的地下水变化情况，也就是说要知道下列两个问题：第一，计划开采能力下的地下水位降落情况；第二，控制到一定的地下水位深度，能开采到多少地下水量。这些都是地下水资源评价工作的内容。

在其它的水利规划中，也要进行地下水资源评价。例如，在南水北调规划中，可以考虑在地下水丰富的地区充分利用地下水，而把水调到最需要的地方去，这就需要由地下水资源评价来提供资料。又如在除涝计划时，可以考虑井灌与井排相结合，以便于旱时能灌溉，涝渍时能井排（或以别的方式排出地下水），来降低地下水位。同时也可考虑在大雨之前，预先腾出一部分地下库容，以增加入渗水量。这样可以在一定程度上调节地面水和地下水，减轻或免除涝渍灾害，而且也有利于防洪和治碱。这些都是同地下水的调度有关，需要在地下水资源评价中作出统一考虑。

另外，如城市中的工业用水与民用水，山区的人畜用水等，也常以地下水作为供水水源，同样要对地下水资源进行评价。

地下水资源评价工作是为工农业生产和各国民经济部门服务的，这个工作做得好不好，直接影响到工农业和国民经济能否大干快上，其意义是显而易见的。

### § 1-3 地下水资源评价的途径

进行地下水资源评价，主要有以下几种途径：四大储量法，地下水动力学法，水均衡法和数理统计法等。现简要叙述如下。

#### 一、四大储量法

我国以往在较长的时期内，曾沿用此法来评价地下水资源，在历史上起过一定的作用。四种储量为：

1. 静储量。在天然条件下，最低地下水位以深的含水层中所蓄存的水量（指能由重力或弹性释放排出的水量），

称为静储量。其计算公式为：

$$W_1 = \mu HF \quad (1-1)$$

式中： $W_1$ 为静储量， $\mu$ 为含水层的给水度（其意义见§ 5-1）， $H$ 为最低地下水位以深的含水层厚度， $F$ 为计算区面积。

静储量可以分层进行计算。例如把最低地下水位以深，按不同的岩石（土壤）性质，分成若干层次来进行计算。

有些地区，含水层较厚，静储量很大。在干旱季节，可以动用的静储量，取决于开采能力（水泵的吸程和开采井的数量）。所以，农业灌溉所能提取的水量，常常只有总静储量的百分之几。

2. 动储量。一般，天然条件下的地下径流量（亦即地下水在一定时间内通过某一断面的总水量），称为动储量。其计算公式为：

$$W_2 = KIA \quad (1-2)$$

式中： $W_2$ 为动储量， $K$ 为渗透系数（其意义见§ 2-2）， $I$ 为水力坡度， $A$ 为地下水位以深垂直于水流的含水层横断面面积。

对于水力坡度较缓的地区（如平原地区），地下径流微弱，从农灌角度来看，动储量和其它储量相比是微不足道的。

3. 调节储量。天然条件下，地下水最高水位与最低水位之间含水层中所蓄存的水量（指能由重力或弹性释放排出的水量），称为调节储量。其计算公式为：

$$W_3 = \mu hF \quad (1-3)$$

式中： $W_3$ 为调节储量， $h$ 为地下水变幅（最高最低水位之差），其余符号意义同前。

地下水工程补给和消耗（如潜水的主要补给为降雨

入渗补给和消耗为潜水蒸发)的影响,地下水位有季节性和多年的变化。因此,地下水调节储量可分为不同时间段的调节储量,如年调节储量等。

4. 开采储量。在一定的技术经济条件下，通过各种取水设施(如井)，能从含水层中提取的水量，称为开采储量。其计算公式为：

$$W_A = nqs \quad (1-4)$$

式中： $W_4$ 为开采储量， $n$ 为计算区内开采的井数， $q$ 为井的单位涌水量（即每降深1米的出水量）， $s$ 为设计的抽水降深值。

四人储量法，因计算过于简单，有些项目未能考虑。例如，动储量中只计及侧向水流，而未考虑垂直向的越层补给。又如在调节储量内，不能详细分析降雨和蒸发对地下水位变幅的影响。尤其是静储量的概念，如未加具体说明，常常使人误解成可以开采的储量。因此，近些年来此种方法已很少采用了。

## 二、地下水动力学法

地下水动力学是应用数学物理方程来研究地下水运动规律的学科。目前已发展了许多有用的理论、公式和方法。早期,在地下水动力学中,均沿用以裘布依(J. Dupuit)公式为代表的稳定流理论。这套理论尽管在一定范围内有应用价值,但有其局限性。到了本世纪三十年代之后,发展了非稳定流的理论,在一定程度上克服了稳定流理论所具有的局限性,使地下水动力学大大地推进了一步,从而逐渐得到了应用<sup>[1]</sup>。但是,非稳定流理论在目前阶段也不是很完善的,有待于在实践中加以总结提高。同时,在应用这两种理论时,都必须符合一定的前提条件,实际上不一定能全部符合这些



条件，故只能视具体情况而取用其结果。

二维的地下水流连续方程（水量均衡方程）为：

$$a\left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2}\right) + \frac{\varepsilon}{\mu} = \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1-5)$$

式中： $h$ 为地下水位在一定基面上的高程， $x$ 和 $y$ 为直角坐标系中的坐标值（如可取顺水力坡度方向为 $x$ ，与其垂直的方向为 $y$ ）， $\varepsilon$ 为垂直补给强度（取正值）或消耗强度（取负值）， $\mu$ 为给水度， $t$ 为时间。又 $a$ 为压力传导系数，即

$$a = \frac{K\bar{h}}{\mu} \quad (1-6)$$

其中： $K$ 为渗透系数， $\bar{h}$ 为时间 $t$ 内的平均地下水位高程。

求解方程式（1-5），可得到不同时间 $t$ 时和不同位置（ $x$ ， $y$ ）处的地下水位值 $h$ ，有了地下水位的变化过程，可以对水量作出评价。

对于式（1-5），在一定的初始条件和边界条件下，可以求解。常用的求解法为有限元法和有限差分法。另外，还可利用地下水力学与电学中的数学物理方程相似，用电模拟法来进行解算。

在式（1-5）中，右端的一阶偏导数表示水位随时间的变化速率，左端的二阶偏导数分别表示 $x$ 和 $y$ 方向水力坡度随距离的变化梯度。现在我们来剖析二阶偏导数中的其中一项，如取 $x$ 方向的情况。我们知道，此时的一阶偏导数 $\frac{\partial h}{\partial x}$ 表示水力坡度，因此二阶偏导数为水力坡度的梯度。平原地区，地下水的水力坡度较缓，故 $\frac{\partial h}{\partial x}$ 较小，且其变化不大，常常出现水力坡度的梯度近于零。因此，在水力坡度比较平缓的地区， $\frac{\partial^2 h}{\partial x^2}$ 和 $\frac{\partial^2 h}{\partial y^2}$ 的值接近于零，加上节点观测井中水

位观测的误差，常使式（1-5）求解困难。再则，使用这种方法，必须设置较密的节点观测井，观测的工作量大，不易管理，加之观测精度要求较高，在大面积上使用，具有一定的问题。所以，一般认为地下水动力学法可应用于水力坡度变化较大和面积较小的地区。

### 三、水均衡法

水均衡法就是水量均衡的方法。上面已经说过，地下水储存于广阔的地下水库之中，并且每时每刻都在不断地运动着，经常补补泄泄、收收支支，循环往复不停。这就是我们建立水均衡法的思想基础。在指定的均衡区内和一定的时段中，水均衡法的计算公式为：

$$I - O = \mu h \quad (1-7)$$

式中：I 为总补给量，O 为总消耗量， $\mu$  为给水度， $h$  为时段始末的水位变幅。如果时段始末的地下水位一样， $h = 0$ ，即地下水库的蓄水量没有增减。如果补给大于消耗， $h > 0$ ，说明水量有盈余，则时段末的地下水位高于时段初的地下水位，蓄水量增加了，也加大了我们取用的能力。反之，如果补给小于消耗，说明水量有亏损， $h < 0$ ，则时段末的地下水位低于时段初的地下水位，蓄水量减少了，不利于我们取用。所以，在较长的时期内（如一年或多年），补给和消耗要达到均衡，不均衡会出现不良的后果。

水均衡法要求计算较多的有关因素项，如要详尽弄清它们，也不很容易。然而，这种方法的概念明确，道理简单和使用方便，成为目前最常用的一种方法。

### 四、数理统计法

数理统计法是一种用概率统计原理来处理观测试验数据的方法。这种方法并不需要事先建立严格而复杂的成因公式，

而只需判断所分析因素之间确有物理成因关系，通过一定的统计处理，就能得到有用的结果。举例来说，欲求区域开采量与地下水位平均下降值的关系。如果用地下水动力学法，要逐点逐井进行计算，不但工作量大，而且在水文和水文地质参数缺乏实地研究资料时，工作就会遇到困难。如果采用水均衡法，对水均衡的各项因素进行计算也不省事，再遇到有些因素缺乏资料时分析不易进行。用数理统计法常可避开这些问题，直接建立区域开采量与地下水位平均下降值之间的相关关系。如果关系在统计意义上是密切的，那么所得的成果可以采用。这是此法的优越一面。但是，地下水资料评价中的各种问题，并不能都象上例那样简单，因而数理统计法也只能在条件不变和观测试验数据范围内进行内插（或外延不远）等一些比较简单的问题中才能应用。

概括来说，这几种途径各有其优缺点。在目前的研究水平下，应该取其优点，综合比较，合理采用。各种方法不应相互排斥，而应相辅相成。本书以叙述水均衡法为主，必要时也辅以其它方法。

这里有一点必须强调，就是不论用什么方法，都需要有较多年份的资料（其中应包括丰水年、平水年和枯水年的资料）。如果只有少数几年的资料，很可能代表性不足，使分析和评价的结果具有一定的片面性。

## § 1-4 评价时应注意的问题

进行地下水资源评价时，除了必须搜集充分而可靠的基本资料（如水文、气象、土壤、地质、水文地质、农业、水利和有关的社会概况等）之外，还需要考虑与评价有密切关

系的问题。现摘要叙述于后。

### 一、地表水与地下水的关系问题

地表水和地下水的关系是十分密切的，它们可以相互补给和相互转化。一般来说，丰水期，地表水补给地下水；枯水期，地下水补给地表水。特别是人类活动，对地表水和地下水的影响是大的。例如在河道中筑闸蓄水，把本来自然流走的水，蓄存于闸上河道之中，抬高河道和与其相通的各种河渠的水位，使水体经过河渠边周的土壤，缓缓渗入，补给地下水。其它如水库的兴建，湖塘的开挖，洼地的形成以及矿藏的开发，都能改变地表水与地下水相互之间的关系。

工农业用水，降低地下水位，常使一部分地表水转化成地下水。近河地区，由于提取地下水使地下水位下降，因而加大了河水补给地下水的水位坡降，激励了补给条件，增加了河水对地下水的补给量。另一方面，地下水位降低，增大了地下库容，可以加大雨水的入渗，使本来要沿地面流走的一部分水量，渗入地下，成为包气带的土壤水，以及补给地下水。

还有一种情况，当灌溉取用地下水后，水经渠道到达田间。渠道和田面渗漏的水量，一部分成为包气带的土壤水，一部分回归成地下水。

诸如此类的例子，说明在评价时应予充分考虑。

### 二、以丰补歉的问题

地下水资源评价时，要求地下水量在一定时间（应该考虑较长的时间，如年或多年）内做到补给消耗相互平衡。对此，我们必须掌握以丰补歉的原则，灵活掌握。

一年之内，有多雨期和少雨期。如果我们用少雨期的补给量来评价开采量，当然全年都有补给保证。但到了多雨

期，补给量也多，则多余的补给量会浪费损耗，不能得到充分利用。又如我们用年总补给量来作为年开采量，就是用年平均补给量来作评价。那么多雨期是有补给保证，除供开采之外，尚有多余，可以蓄存起来。而少雨期出现补给不足，其不足部分可由多雨期的蓄存来调节补足。所以在评价时，要进行年内调节。

有了年调节还不能达到合理评价的目的，我们尚应从多年调节的概念来进行评价。在多年期内，有丰水年、平水年和枯水年。同样应该把丰水年多余下来的水蓄存起来，留给枯水年用。因此，必须做到多年均衡。

以丰补歉，把年调节和多年调节结合起来，做到地下水补给和开采的均衡，才能使地下水更经济和更合理地发挥最大作用。

### 三、浅层水与深层水的关系问题

浅层水与地表接近，补给容易，开采方便，成井技术不难。在浅层水丰富或有条件开采的地区，应优先开采浅层水，并把它作为主要的开采对象。在这类地区，一般可用多年均衡的概念，即取多年平均补给量来评价开采量。如果需要，且亦有可能，可适当开采深层水，同浅层水一起来进行评价。

通常深层水源远流长，补给不易，提取常较浅井不便，并在开采过程中取出的水主要为弹性释放水及越层补给水，水量一般不大。因此，在以浅井为主的地区，只能根据具体情况酌量开采深层水，以补充浅层水不足时之用。

在以深层水为开采对象的地区，除了天然补给之外，还要千方百计扩大补给来源，如人工回灌和利用浅层水补给等。评价时，应根据补给的具体情况来进行。

另外，由于越层补给的存在，深层水和浅层水可以在一定条件下相互转化。因此，在评价时亦应予以考虑。

#### **四、恰当考虑远期发展中的问题**

地下水资源评价，按不同的阶段，有当年、近期和远期之分，以适应水利规划、水量调配和各类用户（如工矿用水等）的需要。

在井灌规划中，既要考虑近期的情况，也要考虑远景。例如，远期开采量的确定，要根据农业的远景发展规划，定出各类作物的组成、复种指数和高产稳产所需的灌溉水量。又如地表水与地下水的关系，要考虑将来的各有关规划（如水利和农业规划）及其实施。

对远期发展中各种主要因素的确定必须恰当，否则就会作出不切实际的评价。比如说，把农作物的灌溉定额定得过大、灌溉田亩定得过多，都会使计划开采量增大。这样，本来当地可以均衡的，但由于开采量过大，却计划引入外水，增添不少引水工程，形成浪费。另一方面开采量也不应定得过小，以免经常改变计划，造成多次投资与施工。

因此，在评价时应同各有关部门密切联系，作出切实而可行的评价方案。

除了上述各种问题之外，在进行地下水资源评价中，必须密切结合当地的地质和水文地质条件。在资料不足的地区，应加速勘探和试验研究，为评价提供可靠的资料。

## 第二章 地下水均衡因素分析

### § 2-1 影响地下水的因素

同地下水有关的因素很多，有自然方面的，有人为方面的，现简述于下。

#### 一、自然因素

自然因素包括气象、水文、地质和生物土壤方面的因素。

属于气象方面的有降水、蒸发、气温和气压等。降水对地下水位的关系较大，浅层地下水直接受降水的补给。降水发生之后，雨水渗入土壤，增加土壤含水量。之后，渗入的水分受重力作用，到达地下水面，使地下水位上升。蒸发受空气湿度、风速、气温、太阳辐射、地面特征（颜色和地面不平程度）和植物分布等的影响。潜水蒸发是浅层地下水损耗中主要的一项，由于潜水蒸发和植物吸收而引起的地下水损失不易详细区别，故潜水蒸发常包括这两者，另外还包括因土壤水分蒸发而补充给它的水分。气温同蒸发有关外，还能影响土壤温度和地下水温。气压的增加能使承压水位下降，并使自流泉的水量减少。

属于水文方面的有地表水和海洋影响等。雨水到达地面后，除了下渗、蒸发和截留之外，就形成地面水流。开始，地面水流为坡面流，然后注入河流。坡面流在流动过程中，也下渗补给地下水。河流中水位超过附近的地下水位后，将

渗入河岸升高地下水位。在枯水季节，河流的水位低于两岸的地下水位，于是地下水流入河流，成为基流。湖洼塘库的蓄水，都能补给地下水。海洋沿岸的地带，地下水受海洋的补给，会造成盐水入侵。有潮汐的河流，潮汐水流对地下水也有影响。

属于地质方面的有地质构造、水文地质和地震影响。地质构造如断裂等，对地下水的流动颇有影响。但地质构造的形成，常常是长时间的，短时间内不会有大的变动。水文地质主要是含水层的岩性结构和岩石（土壤）的水理性质（如渗透系数和给水度等），它们同地下水的运动有密切关系。隔水层（实际上是相对隔水层或弱透水层）对地下水也有一定影响。自然发生的地震，震级较高的易形成某些构造现象或改变水文地质条件，随之而改变地下水的运动状况。

属于生物土壤方面的有植物和动物对土壤的影响。包气带的土壤（特别是耕作层的土壤），常常受植物生长和动物活动的影响。植物根系的伸展，植物的吸水和散发，动物（如蚯蚓、老鼠和虫类）在土壤中的活动等，都可以改变土壤的结构、组成和含水量，从而影响地表水和地下水相互转化关系以及地下水的运动规律。

## **二、人为因素**

人类活动对地下水的影响是相当大的。随着国民经济的发展和地下水的大量开采，这种影响将愈来愈大。

水库和人工湖泊的兴建，河道疏浚和筑闸，工业提水和废水排泄，农业灌溉用水和回归水，城镇建设和矿藏开采，以及各种农业措施等，都对地下水有不同程度的影响。不仅这些，井泉建设还可以改变井孔周围的岩性结构，随之而改变井孔附近的水文地质条件。大骨料井的出现，充分说明了



这些问题。

## § 2-2 地下水的运动规律

在地下水均衡分析中，必须运用地下水的运动规律。我们知道含水层中的地下水，通常上游水位高，下游水位低，形成了水位差（或压力水头差）。在这种水位差的影响下，地下水从水位较高的地方流向水位较低的地方，成为地下水的运动。

地下水运动按其流态分为层流和紊流两种。地下水在岩石和土壤的孔隙中运动，称为渗透或渗流，其速度是缓慢的，水分子的流动路线基本上和地下水面平行，这种流动叫做层流。当地下水流经宽大裂缝或空洞时，流速加快，流动路线紊乱，这时出现紊流。

一般地下水以层流为主要的运动形式，但在井中抽水时，井孔周围因受井管、滤料及钻孔过程中扰动的影响，会出现紊流现象。离井孔稍远的含水层中，出现的是层流。

达西（H.Darcy）通过试验，发现了层流运动的基本定律，即渗透速度 $v$ 与水力坡度 $I$ 成正比。用公式表示如下：

$$v = KI \quad (2-1)$$

设水力坡度为水头差 $\Delta h$ 与渗透距离 $L$ 之比，则上式又可写为：

$$v = K \frac{\Delta h}{L} \quad (2-2)$$

式中： $K$ 为渗透系数。当 $I=1$ 时， $v=K$ ，所以 $v$ 同 $K$ 的单位相同，即 $K$ 的定义为水力坡度等于1时的渗透速度。

达西是由砂进行试验而发现此定律的，按说只适用于

砂。但经过以后的推广，认为当水在其它类型透水层中的运动速度不大时也可适用。因此，达西定律成为地下水力学中的基本定律。

当地下水流为紊流时，渗透速度为：

$$v = K\sqrt{I} \quad (2-3)$$

地下水按其运动要素与时间的关系来分，有稳定流和非稳定流两种。在抽水过程中，抽水井周围的地下水位形成漏斗。经过一定时间后，该漏斗不随时间的增长而扩大，这时称为稳定流。如果随着时间的增长，漏斗在继续不断扩大，称为非稳定流。

非稳定流是绝对的，稳定流是相对的。这是因为确切的稳定流并不存在，只有在抽出水量同补给水量严格平衡时才能出现稳定流。然而，这种情况在实践中很难碰到。当非稳定流抽水达到较长时间后，每隔 1～2 小时漏斗水位降落很小（例如 1 厘米以下），这时可把它近似看作稳定流。

## § 2-3 地下水的补给和消耗

地下水的均衡计算中，需要分别计算补给和消耗项。现将各主要项列举如下。

地下水补给项有：

1）降雨入渗补给。降雨是浅层地下水的主要补给来源，这是地下水补给中的重要一项。

2）河渠补给。河渠中蓄存或流动的水，当水位超过岸边的地下水位时，形成河渠水补给地下水。这种情况只有在河渠附近才能发生，远离河渠的地方就补给不到。筑闸蓄水，抬高水位，也能补给地下水。

3) 区外侧向补给。当均衡区的地下水位低于区外的地下水位时，区外的地下水可流入该区，成为侧向补给。一般，均衡区由上游区外的地下水流入补给。但在区内大量抽水时，形成抽水漏斗或地下水位大大降低，若区的四周水位较高，这时成为四周的区外流入补给。

4) 越层补给。上下两层地下水的压力水头形成差额时，由于水头差的作用，地下水可通过该两层之间的相对隔水层进行越层补给。

这里说明一下，已往我们常把两含水层组间的粘土隔层，称为隔水层。所谓隔水层就是不透水层，造成上下层水的流动隔绝。目前大量的实践证明，隔水层并非绝对不透水，故称为相对隔水层或弱透水层。举例来说，当抽取上层浅层水（潜水）时，下层承压水会通过相对隔水层越层补给浅层水；当抽取下层承压水时，上层浅层水也会越层下侵补给。我国有些地区原来把上层的咸水封闭，而提取下层的淡水，目前发现咸水下侵，充分说明了越层补给的不可忽视。

5) 人工回灌。当地的地下水取用后，得不到天然补给，或者天然补给很少不足以恢复原来的地下水位，可以引取外水采用人工回灌。

6) 灌溉回归水。农灌用水从井孔中提出来之后，要流经灌渠而到达田面。如果无防渗渠道，灌溉水将有一部分在渠道流动过程中，从渠道周边渗入土壤。到达田面的水，也有一部分渗入土壤。一定时间后，土壤水因重力作用，流到地下水面，成为灌溉回归水返回去补给地下水。我们应采取有效措施，尽量减少回归水量，以发挥灌溉的最大效益。

7) 其它补给。如水库、湖塘和工业废水等，都能补给地下水。

地下水的消耗项目有：

1 ) 工农业用水。城市主要为工业用水，农村主要为灌溉用水。这是地下水的最大消耗去路。

2 ) 潜水蒸发。在浅层地下水位蒸发临界深度以上，地下水受气候、植物吸收和补给土壤水分的影响，形成综合的潜水蒸发。地下水埋藏愈浅，潜水蒸发量愈大。地下水位达到临界深度以下，就没有潜水蒸发了。

3 ) 侧向流出。当区内地下水位高于区外地下水位时，区内地下水流出补给区外。

4 ) 流入河道。靠近河沟岸边的地下水位高于河沟水位时，地下水流入河沟，成为地表水或基流。这种情况常在枯季或河沟水很少时发生。

5 ) 越层排泄。当本层地下水的压力水头低于邻层的压力水头时，形成水位差。这样，本层的地下水向邻层排出。

6 ) 其它消耗。如地下水向湖洼排泄和民用饮水等。

以上各补给项及消耗项中主要项目的计算，将在下面两章中详细叙述。

## 第三章 地下水补给项的计算

本章介绍地下水各补给项（降雨入渗补给，河渠补给，区外侧向补给，越层补给，人工回灌和灌溉回归水）的计算方法。

### § 3-1 降雨入渗补给

大气降雨后，雨水到达地面。在降雨初期，有一部分雨水被地面上的植物和房屋等建筑物所截留，一部分滴到地面上，润湿表层土壤。雨水继续降落，植物和建筑物所能截留的雨水已达到最大限度，土壤进一步润湿，土壤含水量逐渐增加。当表层土壤含水量达到一定限度后，雨水开始向土壤深部下渗。在降雨强度超过当时的下渗强度时，地表开始积水，等到积水有一定水头时，其余部分的雨水沿着坡地流动，其中除了填充并滞蓄于坑洼之外，便流入沟河，形成地面径流。

这里，我们有兴趣的是下渗到土壤内的雨水，它受重力的作用，由土层上部逐渐渗到土层下部，再渗到地下水面，补给地下水，使地下水位抬高。另外，地面上的坡面流以及填充坑洼的积水，还会慢慢渗入土壤，有一部分也补给地下水。

如果一次降雨能引起地下水位上升，说明这次降雨补给了地下水。下面介绍降雨补给地下水的计算方法。

设降雨后地下水位上涨  $h$  (毫米), 当给水度已知时, 有

$$P_r = \mu h \quad (3-1)$$

式中:  $P_r$  为降雨入渗补给地下水的量 (毫米)。如果当地有地下水位的长期观测资料,  $P_r$  可根据逐次降雨求得。

在进行地下水资源评价时, 常需求得分区的降雨入渗补给量。虽然在分区时我们已考虑了气候、水文和水文地质等基本一致的条件, 但由于区域内微地形地貌、坑洼分布、植物或农作物布局、土壤蓄水以及地下水埋深总有些差别, 加上降雨在面上分布不均匀等, 使区内各点所得的补给量  $P_r$  不会完全相等。因此, 区域内的补给量, 应取各点计算  $P_r$  的平均值。

区域补给量平均值的计算方法是: 当区内的计算点分布比较均匀或各点的  $P_r$  值比较接近时, 可以用简单的算术平均; 否则, 可采用加权平均或绘制等值线图来计算它的平均值。

需要时可对逐次降雨求得区域内的平均补给量, 然后按各种时段、各个季度或全年求出总补给量。

一般降雨量的观测年份较长, 而地下水的观测资料较少。常常能碰到这样的事, 即选作评价或规划用的典型年缺乏或没有地下水资料, 需要移用有资料年份或相似地区已有的结果。这时用下列方法更为方便, 即

$$P_r = \alpha(P + P_a) \quad (3-2)$$

式中:  $\alpha$  为降雨入渗补给系数,  $P$  为次降雨量 (毫米),  $P_a$  为该次降雨的前期影响雨量 (毫米)。  $P_a$  值同降雨前各日的土壤含水量有关, 计算方法如下。

设  $P_{a,t}$  及  $P_{a,t-1}$  分别为本次降雨前第  $t$  天及第  $t-1$  天的前期影响雨量,  $k$  为前期影响雨量的日折减系数, 则有

$$P_{a,t-1} = kP_{a,t} \quad (3-3)$$

计算时分四种情况:

1) 如系连日晴天, 则

$$P_{a,t-1} = kP_{a,t}$$

2) 如降雨前第  $t$  天有雨  $P_t$ , 则

$$P_{a,t-1} = k(P_{a,t} + P_t)$$

3) 如本次降雨前第  $t$  天有雨  $P_t$ , 且有径流  $R_t$ , 则

$$P_{a,t-1} = k(P_{a,t} + P_t - R_t)$$

4) 如本次降雨前第  $t$  天的雨量较大, 虽已产生径流, 但土壤饱和, 取  $P_{a,t-1}$  等于当地的最大初损值  $I_m$ 。

一般可取  $t$  至降雨前第十五天, 按上述规则自  $t = 15$  一直演算至  $t = 0$ , 此时  $P_{a,0}$  就是  $P_a$  值,  $k$  和  $I_m$  值可查各省水文手册。算例见表 3-1, 其中设  $k = 0.9$  及  $I_m = 100$  毫米, 5 月 1 日前无雨。

表 3-1  $P_a$  值 计 算 示 例 单位: 毫米

月	H	P	R	$P_a$	说 明
5	1	10.6			
	2	25.3		9.0	$P_a = 0.9 \times 10.6$
	3	70.7	18.0	30.9	$P_a = 0.9(9.0 + 25.3)$
	4	50.1	10.6	75.2	$P_a = 0.9(30.9 + 70.7 - 18.0)$
	5			100.0	$P_a = 0.9(75.2 + 50.1 - 10.6)$ $= 103.2 > 100.0$ 取 100.0
	6			90.0	$P_a = 0.9 \times 100.0$
	7			81.0	$P_a = 0.9 \times 90.0$

现在我们对已有资料的地区来综合分析  $\alpha$  值, 按式(3-2)得:

$$\alpha = \frac{P_r}{P + P_0} = \frac{\mu h}{P + P_0} \quad (3-4)$$

根据不同的地下水埋深 $\Delta$ 及降雨量加前期影响雨量 $P + P_0$ ，得出 $\alpha$ 值，并绘制以 $\Delta$ 为参变数的 $P + P_0$ 与 $\alpha$ 的相关图（见图3-1），以备工作时使用。

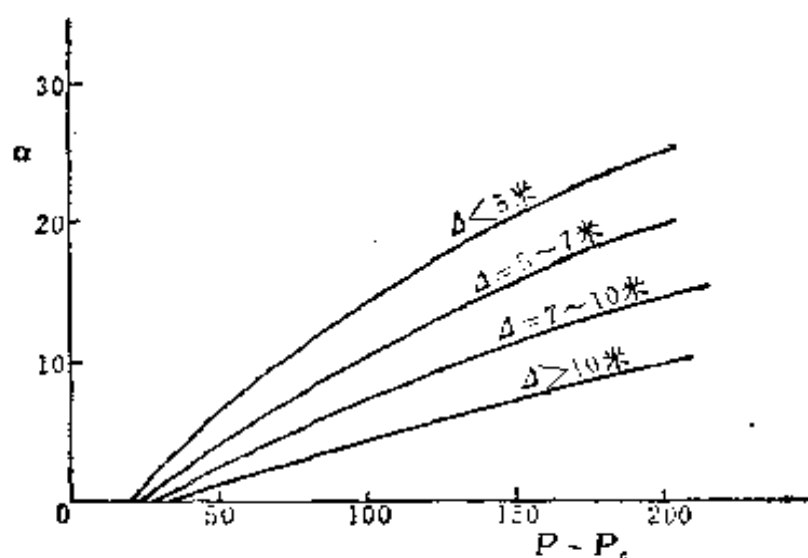


图 3-1  $P + P_0$ 与 $\alpha$ 的关系图(以 $\Delta$ 为参变数)

在实际工作中，有时不需逐次计算降雨的补给地下水量，而只要计算较长时段（如井灌规划中，可取一个月、一季度或一年）内的 $\alpha$ 值就行了。这样， $P$ 值应取时段内的降雨总量， $h$ 取各次降雨引起水位上涨变幅之和，即 $h = h_1 + h_2 + \dots$ ，见图3-2。

大家知道， $\alpha$ 同 $P_r$ 一样也受多种多样因素的影响。所以按上法求得的 $\alpha$ 值，就是在时段一定和地下水埋深相同时也不会一样。这时，可以综合取平均值。不同季节，会得到不同的综合 $\alpha$ 值，使用时可分别选取。单站上的 $\alpha$ 值，可能有片面性，一般取面上的平均值或加权平均值。

由图3-1可知，对于固定的埋深值， $\alpha$ 不是常数，而是随着降雨量的增长而增长。然而，进一步的分析表明， $\alpha$ 值



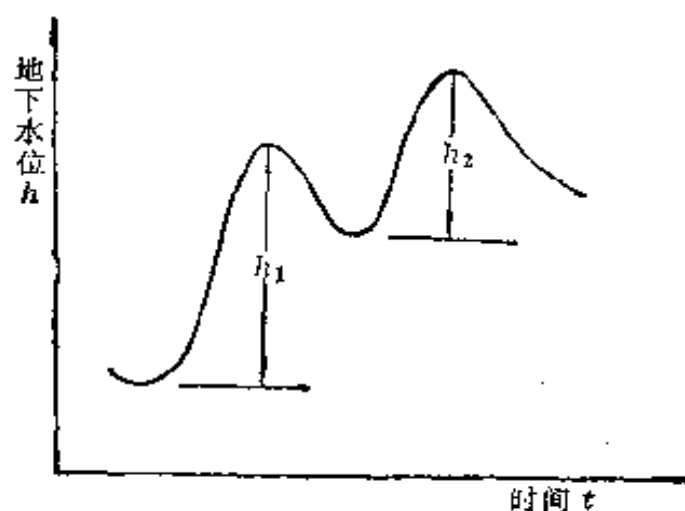


图 3-2 各次地下水位上涨变幅示意图

不是随降雨量的增长而单调上升的，如果雨量再增加，到达一定值之后， $\alpha$  值就下降了。表 3-2 为某区汛期  $\alpha$  值的综合分析结果（ $\Delta=2\sim3$  米），当  $P=500$  毫米时，其  $\alpha$  值为最大（即 0.180）。这是因为在汛期中，当雨量增加相应的径流也随之加大，降雨补给地下水的量虽有增加，但相对值（表现于  $\alpha$  值中）却减小了。

表 3-2 某区汛期  $\alpha$  值综合分析表

P (毫米)	$P_r$ (毫米)	$\alpha$
200	22	0.110
300	46	0.153
400	68	0.170
500	90	0.180
600	107	0.178
700	122	0.174
800	136	0.170
900	150	0.167

还有一件事，应当引起我们的注意。目前的地下水动态观测资料多为五天观测一次地下水位。这样，常常抓不住地下水位各次的谷（最低水位）和峰（最高水位），使地下水位上涨变幅 $h$ 值偏小，因而计算得的 $\alpha$ 值也偏小。据一些资料的分析结果，偏小值（以相对误差计）可达15~30%。因此，在综合分析 $\alpha$ 值时，应尽可能采用每日观测一次的资料，雨前雨后需要加测，最好使用自记水位计的记录。还有，如果取用水文整编资料，而其中刊布的是日平均地下水位。用日平均水位来求各次的 $h$ 值，也必定偏小，如图3-3，可见日平均把峰和谷都平均掉了。按实际的水位上升值（取自记资料）应为 $h$ ，但取日平均资料为 $h'$ 。显然， $h'$ 小于 $h$ 。因此，在实际分析时必须注意这个情况，并作出修正。

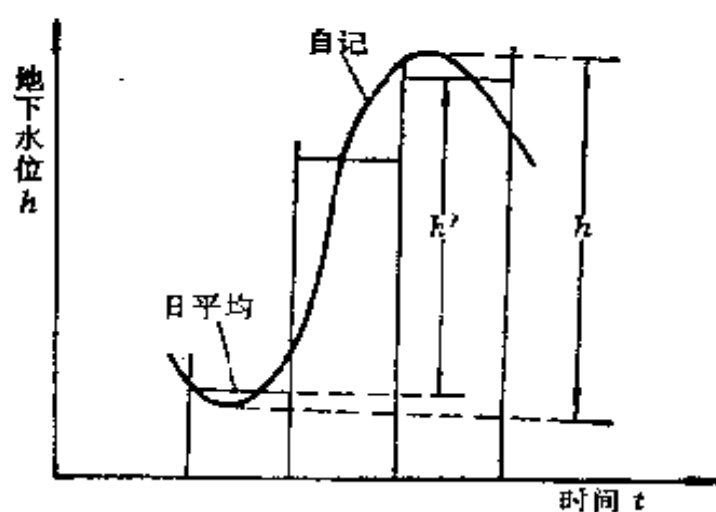


图 3-3 自记与日平均地下水位变幅图

为了说明 $\alpha$ 的变化情况，现取某区1968~1980年的资料，给水度取0.04，时段长度为1年（按日历年）。各次降雨引起的地下水位上涨变幅摘自自记资料，全年的总上涨变幅以 $h$ 来表示。由于一年的时段较长，且前一年年底的雨量

较少，为简单起见可不计前期影响雨量，故直接取年雨量值，以  $P$  来表示。计算结果见表 3-3。由此可见，这十三年资料的  $\alpha$  值具有一定的变化幅度，其中最小值为 0.193，最大值为 0.307，离均差（同均值的差值）的绝对值分别为 0.066 和 0.048，各占均值的 25.5% 和 18.5%。

表 3-3 某区各年  $\alpha$  值计算表（ $\mu$  取 0.04）

年 份	$P$ (毫米)	$h$ (毫米)	$P_r$ (毫米)	$\alpha$
1968	790	4280	171.2	0.217
69	900	5870	234.8	0.261
70	945	6960	278.4	0.295
71	752	4910	196.4	0.261
72	1212	7270	290.8	0.240
73	808	6130	245.2	0.304
74	987	4850	194.0	0.197
75	896	5650	226.0	0.252
76	618	4230	169.2	0.274
77	776	5420	216.8	0.280
78	110	1975	79.0	0.193
79	907	6444	257.8	0.284
80	947	7272	290.8	0.307
均 值				0.259

除了上述分析降雨入渗系数的方法外，也可点绘降雨量  $P$  与补给量  $P_r$  的关系图。如果它们之间的相关关系较好，可由目估法（或最小二乘法）通过点群中心配出一条曲线（或直线）。图 3-4 是按表 3-3 中的值点绘的，现用目估法配出了一条关系曲线。这种相关线，只能用于内插（即资料系列的变化范围内），或稍许外延，但绝不允许外延过远。

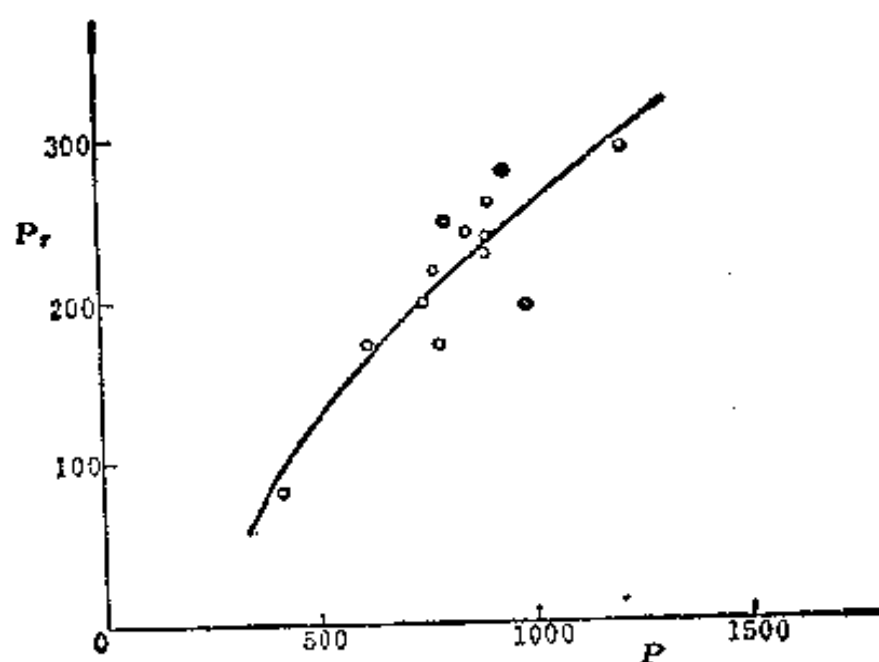


图 3-4 某区年的  $P$  和  $P_r$  关系图

### § 3-2 河 渠 补 给

当河渠水位高于岸边附近的地下水位时，河渠中的水补给地下水。其计算方法，分两种情况。

#### 一、用稳定流的方法计算补给水量

当河渠水位较长期地保持在固定水位(如闸坝蓄水)时，可用稳定流的方法来计算。如图 3-5，应用达西定律，河渠

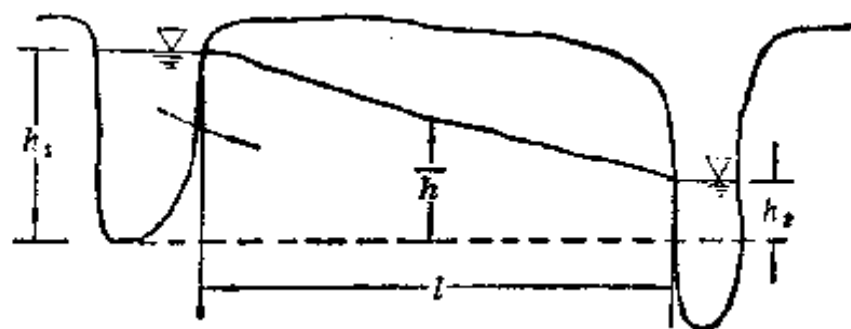


图 3-5 河渠水补给地下水的图

水向一侧河岸补给的单宽流量  $q$  为:

$$q = KI\bar{h} \quad (3-5)$$

式中:  $K$  为渗数系数,  $I$  为水力坡度,  $\bar{h}$  为距离  $l$  间的平均水位。实际上有

$$\left. \begin{aligned} I &= \frac{h_1 - h_2}{l} \\ \bar{h} &= \frac{h_1 + h_2}{2} \end{aligned} \right\} \quad (3-6)$$

其中  $h_1$  及  $h_2$  分别为  $l$  两端的水位高度 (水位基线设在补给地下水的河渠底部)。因此, 式 (3-5) 可写为:

$$q = \frac{K}{2l} (h_1^2 - h_2^2) \quad (3-7)$$

如果河岸两边的水文地质条件一样, 向两侧的补给量为上式所得的两倍。否则, 必须分别计算流向各侧的补给量。

例如, 设  $K=0.2$  米/日,  $h_1=5$  米,  $h_2=1$  米,  $l=4000$  米, 则得一侧的单宽流量为:

$$q = \frac{0.2}{2 \times 4000} (5^2 - 1^2) = 0.0006 \text{ 米}^2/\text{日}$$

再设河渠长度  $L=10$  公里, 向一侧补给的流量则为  $0.0006 \times 10000 = 6 \text{ 米}^3/\text{日}$ 。若计算的时间  $t=30$  日, 则一侧的补给量为  $W_1 = 6 \times 30 = 180 \text{ 米}^3$ 。在两侧的水文地质条件相同时, 向两侧的补给总量为  $W_2 = 360 \text{ 米}^3$ 。

## 二、用非稳定流的方法计算补给水量

当河渠水位的升降情况比较复杂时, 可用非稳定流的方法来计算。现概化成下列三种情况。

1) 在  $t$  时间内河渠水位迅速上涨  $h_0$ , 见图 3-6。向一侧补给的单宽流量为:

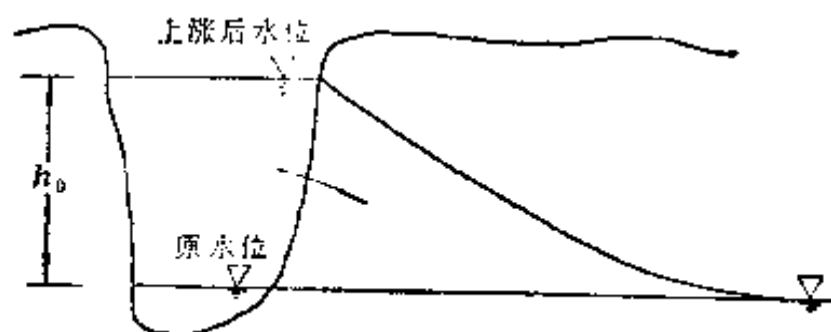


图 3-6 河渠水位迅速上涨补给地下水的图

$$q = \frac{\mu h_0 \sqrt{a}}{\sqrt{\pi t}} \quad (3-8)$$

式中： $\mu$  为给水度， $t$  为时间， $a$  为压力传导系数，即

$$a = \frac{KM}{\mu} \quad (3-9)$$

其中  $M$  为  $h_0$  范围内的含水层厚度，如果此范围内全为含水层，则  $M = h_0$ 。

$t$  时间内向一侧补给总水量为：

$$W_1 = \int_0^t q dt \cdot L = 1.128 \mu h_0 \sqrt{at} \cdot L \quad (3-10)$$

式中： $L$  为河渠长度。

例如，设  $K = 0.2$  米/日， $\mu = 0.04$ ， $M = h_0 = 3$  米， $t = 10$  日， $L = 10$  公里，则有

$$a = \frac{0.2 \times 3}{0.04} = 15 \text{ 米}^2/\text{日}$$

计算得向一侧补给的单宽流量为：

$$q = \frac{0.04 \times 3 \times \sqrt{15}}{\sqrt{\pi \times 10}} = 0.083 \text{ 米}^2/\text{日}$$

向一侧补给的总水量为：

$$W_1 = 1.128 \times 0.04 \times 3 \times \sqrt{15 \times 10} \times 10000 \\ = 16600 \text{米}^3$$

如果两侧的水文地质相同，则向两侧的补给总量为  $W_2 = 2W_1 = 33200 \text{米}^3$ 。

2) 当河渠水位呈阶梯形变化时，见图 3-7。向一侧补给的单宽流量为：

$$q = \mu \sqrt{\frac{a}{\pi}} \sum_{m=0}^m \frac{h_m - h_{m-1}}{\sqrt{t - t_m}} \quad (3-11)$$

式中符号同前，置  $t_0 = 0$  及  $h_{-1} = 0$ ，水位  $h$  的基线设在上涨前的水位上。

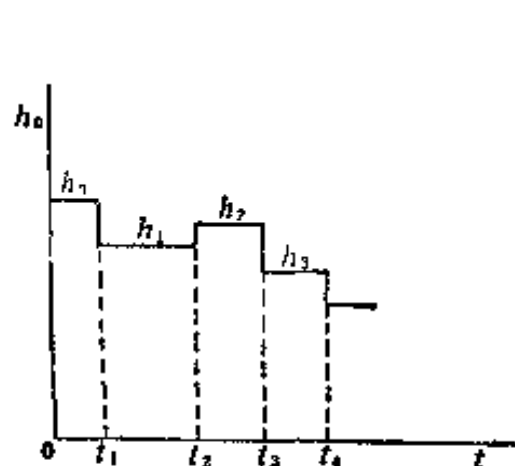


图 3-7 河渠水位呈阶梯形的图

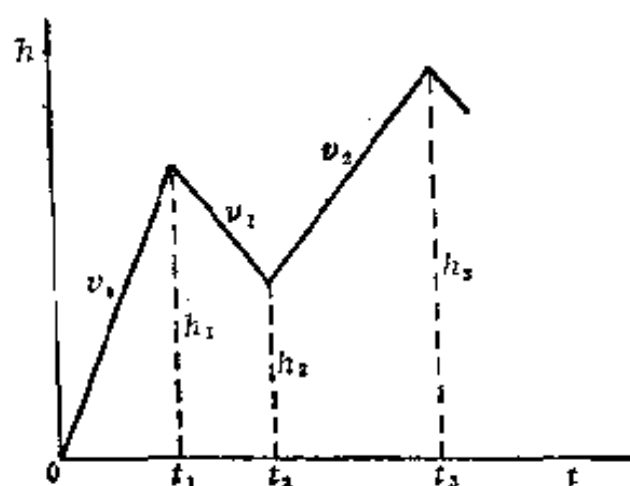


图 3-8 河渠水位呈等速变化的图

当河长为  $L$  时的向一侧补给总水量为：

$$W_1 = \int_0^t q dt \cdot L = 1.128 \mu \sqrt{a} \sum_{m=0}^m (h_m - h_{m-1}) \sqrt{t - t_m} \cdot L \quad (3-12)$$

3) 当河渠水位呈等速变化时，见图 3-8。向一侧补给的单宽流量为：

$$q = 1.182\mu\sqrt{a} \sum_{m=0}^m (v_m - v_{m-1}) \sqrt{t-t_m} \quad (3-13)$$

式中:  $v_m$  为  $t_m$  至  $t_{m+1}$  间等速上涨或下降速度, 上涨段  $v_m > 0$ ,

下降段  $v_m < 0$ 。例如,  $v_0 = \frac{h_1}{t_1}$ ,  $v_1 = \frac{h_2 - h_1}{t_2 - t_1}$ ,  $\dots\dots$ ,

$$v_m = \frac{h_{m+1} - h_m}{t_{m+1} - t_m} \text{ 以及置 } v_{-1} = 0。$$

当河长为  $L$  时的向一侧补给总水量为:

$$W_1 = \int_0^t q dt \cdot L = 0.75\mu\sqrt{a} \sum_{m=0}^m (v_m - v_{m-1}) (t - t_m)^{\frac{3}{2}} L \quad (3-14)$$

符号同前。

上述情况都是初始的地下水位高于河底。如果地下水位在河底之下, 河渠水要向下渗流(称为自由渗流), 情况比较复杂, 一般可采用经验处理的方法, 见 § 3-6。

### § 3-3 区外侧向补给

区外的地下水位高于区内的地下水位, 产生侧向补给, 如图 3-9。设均衡区周边处的水力坡度  $I$  (即  $h/L$ , 其中  $h$  为

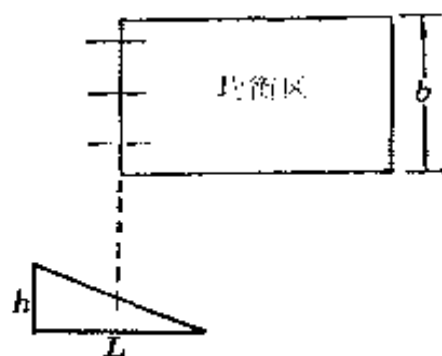


图 3-9 区外侧向补给图

周边处内外距离  $L$  上的水头差), 按达西公式, 地下水渗流速度为:

$$V = KI = K \frac{h}{L} \quad (3-15)$$

计算时段  $t$  内的补给总量为:

$$W = VtA \quad (3-16)$$



式中：  $A$  为与水流垂直方向的过水断面积，在图3-9中， $A = bM$ （ $b$  为与补给水流垂直的周边线的投影距离， $M$  为含水层厚度）。

例如，取  $K = 0.2$  米/日， $I = 0.002$ ， $t = 10$  日， $b = 10$  公里， $M = 8$  米。计算得渗流速度为：

$$V = 0.2 \times 0.002 = 0.0004 \text{ 米/日}$$

以及补给总量为：

$$W = 0.0004 \times 10 \times 10000 \times 8 = 320 \text{ 米}^3$$

如设均衡区的面积  $F = 100$  公里<sup>2</sup>，这点补给水量合到全区平均只有0.0032毫米。取给水度  $\mu = 0.04$ ，所补给的水量仅能在土壤中升高  $\frac{0.0032}{0.04} = 0.08$  毫米，是微乎其微的。所以在具体评价中，当这种补给量与其它补给量相比显得十分微小时，可以忽略不计。

### § 3-4 越 层 补 给

现以深层承压水补给浅层潜水为例来说明越层补给的计算方法。

设弱透水层（相对隔水层）的厚度为  $M'$ ，渗透系数为  $K'$ 。再使深浅层的压力水头差为  $h_0$ ，见图3-10。按达西公式，在单位时间内通过单位面积的越层补给水量为：

$$\varepsilon = K' I' = K' \frac{h_0}{M'} \quad (3-17)$$

在时间  $t$  内和面积  $F$  上的越层补给总量为：

$$W = \varepsilon t F \quad (3-18)$$

例如，取  $K' = 0.001$  米/日， $M' = 15$  米， $h_0 = 3$  米，

$t = 365$ 日, 得  $\varepsilon = 0.001 \times \frac{3}{15} = 0.0002$ 米/日。在365日中单位面积上共补给  $0.0002 \times 365 = 0.073$ 米 = 73毫米。再取浅层含水层的给水度  $\mu = 0.04$ , 此越层补给量在土壤中实际升高水位达  $\frac{73}{0.04} = 1825$ 毫米。可见在这种情况下, 一年的越层补给量是可观的。

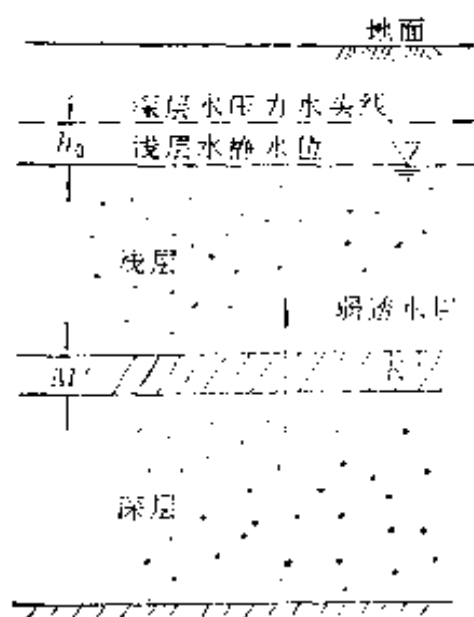


图 3-10 越层补给图

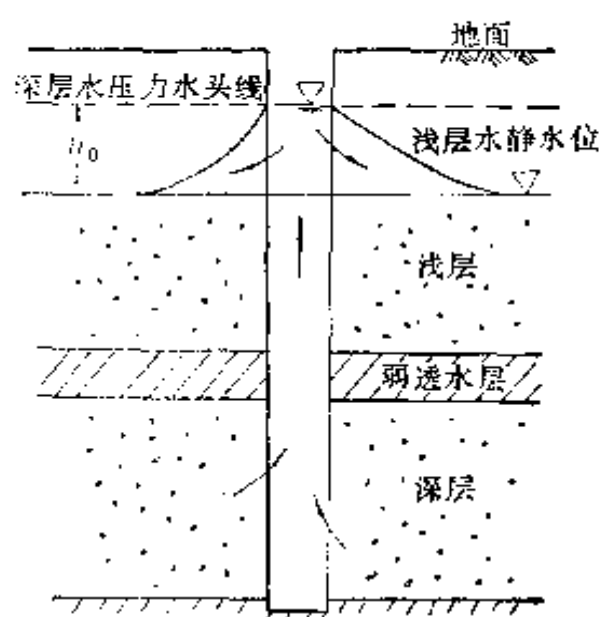


图 3-11 深层水向  
浅层井壁漏水处渗水图

至于浅层补给深层的情况, 计算方法相同, 不再叙述。

现在来说说另外一种情况, 比如说有些地方打出了自流井, 但在浅层含水层处没有把井管封闭好, 由于深浅层存在水头差  $h_0$ , 形成漏水(见图3-11)。也就是说深层承压水可以通过浅层的井壁向浅层渗流补给。这种漏水造成的补给, 并不是通过弱透水层, 而是通过井孔再经井管和滤料层进入浅部含水层。倘若漏水量小, 可以忽略不计, 否则应计入这种量。

### § 3-5 人 工 回 灌

农灌用的人工回灌，是引进外水（地表水或别的水源），通过一定的渠道，将水中的泥沙和杂质进行沉淀与过滤，再注入井中。回灌是抽水之逆，其计算方法相同于抽水的情况（见§ 4-1）。

人工回灌时，所引的外水量，并非全部补给欲计算的均衡区。设在某一时段  $t$  内，所引取的外水量为  $Q_1$ ，引取的总水量为  $W_1 = Q_1 t$ ，这笔水量要扣除一部分损耗才能补给本均衡区。此损耗主要包括区内外的蒸发损失（包括引水渠系、沉淀池和过滤池的水面蒸发）和区外的渠系渗漏。因而对本区来说，能实际有用的流量  $Q_2$  要比引水流量  $Q_1$  为小，相应的总水量  $W_2$  也小于引取的  $W_1$ 。实际上注入回灌井的水量还要小一些。但  $W_2$  基本上是补给本区地下水的（在引水初期，渠道和池子渗漏的水量中，要扣除湿润包气带的水分），只是表现为区内渗漏补给和直接注入补给两部分。地下水资源评价或井灌规划时，如果区内的渠系长度不长和池面不大，为简单起见可取  $W_2$  来计算。

关于水面蒸发，可取实测水文资料或按水文学中的经验公式来进行估算。有关渠道渗漏，见下节。

### § 3-6 灌 溉 回 归 水

地下水从井泉提出后，经过渠道灌溉农田，在这一过程中，地下水要通过渠道周边下渗，有一部分会回归到地下水中去。一般井灌渠道不长，相对来讲这部分回归水量是比较

小的。大量的回归水是水到达田面后，经过土壤垂直下渗，然后回归又成为地下水。特别是用漫灌的灌水方式，而在农

田表土疏松且包气带土壤的渗透性能较强时，回归水量是很大的。

水在井灌渠道中的渗漏，通常为自由渗流，如图3-12。下面介绍较常用的两种方法。

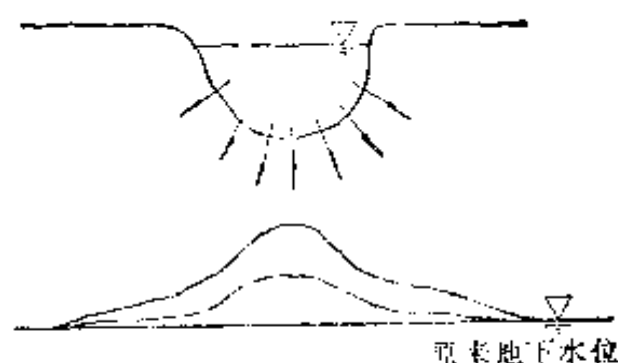


图 3-12 渠道水的自由渗漏图

### 一、测定法

取长度大于 1 公里的渠道，两端断面上设量水堰（或其它合适的量水设备），测得两断面的流量差，此即渠道在该段距离上的渗漏损失量（略去渠道的水面蒸发）。设流入上断面的流量为  $Q_1$ ，流出下断面的流量为  $Q_2$ ，流量差额  $\Delta Q = Q_1 - Q_2$ 。通常以每公里渠长损失流量占流入该渠段流量的百分数  $\eta$  来表示，即

$$\eta = \frac{\Delta Q}{LQ_1} \quad (3-19)$$

式中： $L$ 为渠段的长度（公里），可经多次试验来确定适宜于当地的  $\eta$  值。具有防渗措施的渠道  $\eta$  等于或近于零。当  $\eta$ 、 $Q_1$  及  $L$  已知时， $t$  时间内的渠道渗漏量为：

$$W_1 = \eta Q_1 L t \quad (3-20)$$

渠道渗漏量并不全部回归补给地下水，尚需扣除渠道渗水范围内去湿润土壤或存蓄于土壤中的水量。在灌渠送水时间较长后，可近似把渠道渗漏量作为补给地下水量。

必须加以说明，当试验的渠道不长时， $\Delta Q$ 值较小，易出现较大的误差，致使 $\eta$ 值不可靠。因为在测量 $Q_1$ 和 $Q_2$ 时常含有测量误差，如果 $Q_1$ 及 $Q_2$ 值非常接近，若 $Q_1$ 有负误差而 $Q_2$ 有正误差， $\Delta Q$ 还会出现负值的不合理情况。

## 二、经验公式法

每公里渠长的渗流流量 $q$ 的近似计算公式为<sup>[4, 5]</sup>：

$$q = 10AQ^{1-m} \quad (3-21)$$

式中： $q$ 的单位为公升/秒/公里， $Q$ 为渠道中的流量（米<sup>3</sup>/秒）， $A$ 和 $m$ 为与土壤透水性质有关的参数，其值见表3-4。

表 3-4 土壤透水参数 $A$ 和 $m$ 值表<sup>[5]</sup>

渠 床 土 壤	透 水 性	$A$	$m$
重粘土及粘土	弱	0.7	0.3
重粘壤土	中下	1.3	0.35
中粘壤土	中等	1.9	0.4
轻粘壤土	中上	2.65	0.45
沙壤土及轻沙壤土	强	3.4	0.5

现在再来谈谈田面的灌溉回归水，这也可根据试验来确定。划定一定范围的农田（例如不小于10亩），在该块农田中间打观测孔。将水均匀而较快地灌入田间，经常观测田面中心观测孔的地下水位。经过一定时间 $t$ 后，可测得最大的地下水位升幅 $h$ ，这样就可求得灌溉回归水系数为：

$$\beta = \frac{\mu h F}{Qt} \quad (3-22)$$

式中： $\mu$ 为给水度， $Q$ 为进入田面的平均流量， $F$ 为取定的农田面积（即灌水面积）。当灌水量 $Qt$ 已知时，可算得田面

的灌溉回归水量为：

$$W_2 = \beta Qt \quad (3-23)$$

如果缺乏灌溉回归水的试验资料，我们可以从短期降雨来近似分析灌溉回归水系数。所选资料必须具备下列条件，以尽可能同灌溉时的情况相符。这些条件是：1) 前期基本无雨；2) 降雨历时较短；3) 降雨在时间和空间上分布比较均匀；4) 无产流；5) 降雨量同一般采用的灌溉定额相应；6) 在垂直向和侧向无地下水的排泄和补给。现取某区资料，例见表3-5。其中把降雨量 $P$ 乘以1亩的面积数(666.7米<sup>2</sup>)经适当化算作为折合的灌水定额，地水平平均埋深 $\Delta$ 取涨水前后埋深的平均，水位涨幅 $h$ 取实测值， $\mu$ 用0.04。

表 3-5 用短期雨量分析 $\beta$ 值表

日 期	$P$ (毫米)	折合灌水 定 额 (米 <sup>3</sup> /亩)	$\Delta$ (米)	$\mu h$ (毫米)	$\beta$ (%)
1968.9.18~19	44.5	29.7	1.06	18.4	41.3
1973.9.27~28	25.7	17.1	0.96	7.6	29.6
1974.5.12~13	17.4	11.6	0.90	4.6	26.4
1974.9.11~12	31.2	20.8	0.94	6.9	22.1
1969.8.7	42.8	28.5	0.60	20.6	48.1
1970.8.13	42.0	28.0	0.63	18.1	43.1
1971.9.23~24	60.2	40.1	0.56	37.2	61.8
1972.10.1~2	39.2	26.1	0.66	22.4	57.1
1973.6.15~18	45.1	30.1	0.42	22.8	50.6

由表3-5的结果进行综合，大致有以下的关系：

当 $\Delta = 0.5$ 米时，折合灌水定额为40米<sup>3</sup>/亩， $\beta = 60\%$ ；  
折合灌水定额为30米<sup>3</sup>/亩， $\beta = 50\%$ 。

当 $\Delta = 1.0$ 米时，折合灌水定额为30米<sup>3</sup>/亩， $\beta = 40\%$ ；

折合灌水定额为16米<sup>3</sup>/亩， $\beta = 25\%$ 。

表3-6列出灌水定额为每亩30和40米<sup>3</sup>时的 $\beta$ 系数，其中有些埋深时的 $\beta$ 值是估计值。

表 3-6                      某 区 的  $\beta$  ( % ) 值 表

L (米)	灌      水      定      额	
	30米 <sup>3</sup> /亩	40米 <sup>3</sup> /亩
0.5	50	60
1.0	40	50
2.0	20~30	30~40
3.0	10~20	20~30

这个方法，相当于灌溉在时间和空间上非常均匀。但在灌溉时，不可能象降雨那样普遍和均匀，故实际的灌溉回归水系数应比表列值要大一些。

## 第四章 地下水消耗项的计算

### § 4-1 农业灌溉用水

农业灌溉用水量，可根据计划中所确定的指标来进行计算。在一定的计划均衡时间内，灌溉用水总量等于灌溉亩数和灌水定额（米<sup>3</sup>/亩）的乘积。如果在该均衡时间内是分次灌溉的，则灌溉用水总量等于各次灌水量（次灌溉亩数与次灌水定额的乘积）之和。

这里需要说明三个问题：

第一，灌水定额分毛灌水定额和净灌水定额两种。毛灌水定额是按井口取水计算的每亩用水量，净灌水定额是以进入田间（进入畦或灌水沟）来计算的每亩用水量。这两者的差额主要是井灌渠道的水量损失，如果灌渠短且防渗性较好，可以忽略此种损失。

第二，在计划的均衡时间内，如有降雨则田间的实际净用水量应等于田间所需净用水量减去降雨利用量。

第三，计算用水量时，必须考虑井灌化的程度。井灌化的程度以百分数来表示，主要为实际运行井数与计划总井数（或实际灌溉亩数与计划灌溉亩数）之比，结合考虑实际灌溉定额与计划定额的因素。

因此，在具体计算农业灌溉用水量时，必须考虑这些情况。采用时，应为实际用水量。

从井泉中提取地下水后，地下水位要降低，故开采水量同地下水位的降幅有一定的关系。分析这种关系，一般有两



种方法，即相关法和地下水动力学法，现分别叙述于后。

### 一、相关法

目前有些地区开展了农业灌溉开采量的调查，根据多年调查累积的资料，可点绘开采量与地下水位降幅的关系，如果关系较好，能用图解（目估）相关法或统计相关法定出关系进行预测和计算。

这种方法必须具有较可靠的开采量实测和调查资料，一般只能在比较小的区域内才有可能。另一方面，相关法用于内插较好，若要去外延（如外延至远远大于目前开采水平的情况），则效果不好。

### 二、地下水动力学法

当具有水文地质资料时，可根据地下水非稳定流理论来推求单井开采量（以开采的流量来表示）与地下水降深的关系，简述于下。

当地下水为承压水时，得泰斯（C.V.Thies）公式为：

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} W(u) \quad (4-1)$$

式中：S为降深，Q为流量，K为渗透系数，M为含水层厚度，W(u)为井函数，见附录一，其中

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

式中：a为压力传导系数等于 $KM/\mu$ ， $\mu$ 为给水度，t为抽水时间，r为抽水井中心至各计算点（或观测孔）的距离，当欲求抽水井的降深时，r等于井的半径 $r_w$ 。

如抽水时间较长，u就变小（例如说 $u \leq 0.05$ ），式（4-1）简化为：

$$S = \frac{0.183Q}{KM} \left( \lg t - \lg \frac{r^2}{2.25a} \right) \quad (4-3)$$

这是雅各布 (C·E·Jacob) 公式。

当地下水为潜水时, 可根据不同情况来计算。

1) 如果忽略潜水含水层重力给水的滞后作用 (相应于抽水时间较长), 可近似用承压水公式。

当降深  $S < 0.1H$  时, 仍用泰斯公式 (4-1)。其中  $H$  为抽水前潜水含水层厚度, 只是将  $M$  换成  $H$ 。

当  $0.1H < S < 0.3H$  时, 用修正降深  $S_e$  值, 即

$$S_e = S - \frac{S^2}{2H} = \frac{Q}{4\pi KH} W(u) \quad (4-4)$$

就是在泰斯公式中用  $S_e$  来代替  $S$ 。求出  $S_e$  后, 可得  $S$  值。

2) 如果考虑潜水含水层重力给水的滞后作用, 在抽水初期可以用布尔顿 (N·S·Boulton) 公式, 即

$$S = \frac{Q}{4\pi T} W\left(u_e, u_d, \frac{r}{B}\right) \quad (4-5)$$

式中:  $T = KH$  称为导水系数,  $W\left(u_e, u_d, \frac{r}{B}\right)$  为井函数, 其中

$$u_e = \frac{\mu_e r^2}{4Tt} \quad (4-6)$$

$$u_d = \frac{\mu_d r^2}{4Tt} \quad (4-7)$$

式中:  $\mu_e$  为弹性给水度,  $\mu_d$  为重力给水度, 以及系数  $B$  为:

$$B = \sqrt{\frac{KH}{\alpha\mu_d}} \quad (4-8)$$

式中:  $\alpha$  为经验系数, 其倒数  $1/\alpha$  称为滞后指数。

在抽水初期时是弹性释水, 式 (4-4) 可简化为:

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} W\left(u_e, \frac{r}{B}\right) \quad (4-9)$$

在抽水后期是重力释水，故式（4-4）可为：

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} W\left(u_d, \frac{r}{B}\right) \quad (4-10)$$

上两式中的井函数见附录二及附录三。

使用上述公式时，必须注意规定的条件：1） $Q$ 为定流量；2）土层必须均质各向同性；3）含水层等厚和伸展无限远；4）无越层补给及侧向补给；5）抽水井为完整井；6）井径很小。

当群井抽水时，可按照线性叠加原理将单井所影响到的降深相应地加起来。

## § 4-2 潜 水 蒸 发

浅层地下水受土壤毛细管作用沿着毛细管向上升。一部分受气候（如气温、湿度和风力等）的影响蒸发散失，一部分润湿土壤成为土壤水，还有一部分被植物根系所吸收供其生长所需。在实际分析时常常不可能详细分项来计算，所以只能得出综合的潜水蒸发值。

潜水蒸发的能力取决于气象条件和土壤输水能力。在土质较粘重（如粘土、亚粘土）的土层中，潜水蒸发的最大速率不会超过土壤的最大输水能力 $K_s$ （饱和土壤的渗透系数）。在透水能力较强的土层中，潜水蒸发的速率小于地表土壤饱和时的最大蒸发速率。

潜水蒸发通常可用两种方法来获得。一种是用地下水动态观测资料，一种是潜水蒸发场的地中渗透仪实测资料。其中又分地表无作物与有作物的情况。现分述于后。

## 一、利用地下水动态观测资料的计法方法

### 1. 地表无作物的情况

当潜水蒸发能力小于土壤输水能力时，可用阿维扬诺夫（С.Ф.Аверьянов）于1956年推荐的公式<sup>[3]</sup>：

$$E = E_0 \left( 1 - \frac{\Delta}{\Delta_M} \right)^n \quad (4-11)$$

式中： $\Delta$ 为埋深（米）， $\Delta_M$ 为潜水蒸发的临界埋深（即在该埋深以深不再发生蒸发，以米计）， $E_0$ 为地表土壤饱和时的蒸发值（用E601型蒸发皿观测的水面蒸发值来近似代替，单位取毫米/日或毫米/5日）， $E$ 为相应于埋深 $\Delta$ 时的潜水蒸发量（单位与 $E_0$ 相同）， $n$ 为因气候和土质而异的指数（据多次分析为1~3）。上式的物理意义是：当地下水位到达地面（ $\Delta = 0$ ）时，潜水蒸发相同于地表土壤饱和时的蒸发值（近似有 $E = E_0$ ）；当地下水埋深达到蒸发的临界深度（ $\Delta = \Delta_M$ ）时，潜水蒸发等于零。

我们常把 $E$ 与 $E_0$ 的比值称为潜水蒸发系数 $C$ ，即

$$C = \frac{E}{E_0} \quad (4-12)$$

可知当 $\Delta = 0$ 时， $C = 1$ ； $\Delta = \Delta_M$ 时， $C = 0$ 。

这里需要说明一个问题，就是地表土壤饱和时的蒸发值 $E_0$ 是否近似于水面蒸发值 $E^*$ 。现取某试验站月实测资料的 $E_0$ 与 $E^*$ 点相关图，见图4-1。由图可知，点据散布在45°线两侧，用 $E^*$ 近似代替 $E_0$ 是可以的。

由式（4-11），可得

$$\lg \frac{E}{E_0} = n \lg \left( 1 - \frac{\Delta}{\Delta_M} \right)$$

若在双对数纸上点绘 $\frac{E}{E_0}$ 与 $\left( 1 - \frac{\Delta}{\Delta_M} \right)$ 的关系，根据所配出

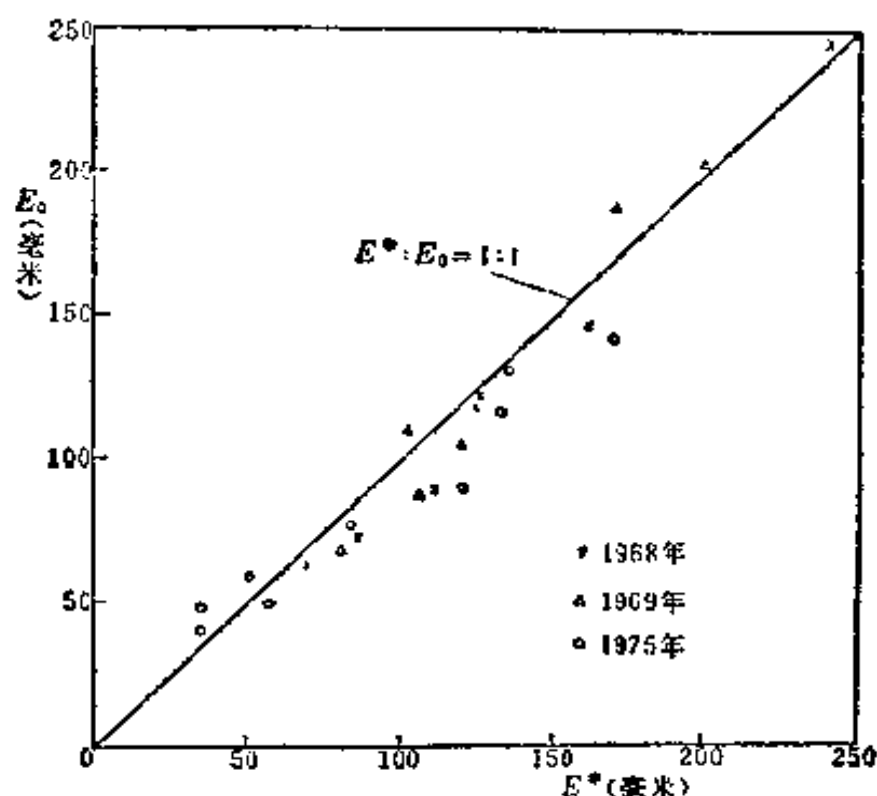


图 4-1 某站  $E_0$  与  $E^*$  相关图 (取月资料)

直线的斜率即可定出  $n$  值。现取某站某年 9 ~ 10 月的五日观测资料为例, 如表 4-1。其中  $\Delta$  取五日平均埋深, 地下水位降幅  $h$  和水面蒸发  $E_0$  均为五日的总量, 且  $E = \mu h$ 。再取  $\mu = 0.04$  及  $\Delta_M = 3.1$  米 (  $\Delta_M$  的确定见 § 5-1 之四 )。

按照表 4-1 中的资料及计算值, 在双对数纸上点绘  $\frac{E}{E_0}$  与  $\left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_M}\right)$  的相关图, 用目估定出相关直线, 求得其斜率  $n = 1$ 。对于此例的潜水蒸发公式为:

$$E = E_0 \left(1 - \frac{\Delta}{3.1}\right)$$

注意, 按此式算出的  $E$  值, 系五日的潜水蒸发量。照此法计算出各时候的潜水蒸发量, 然后累加出均衡期内的潜水蒸发

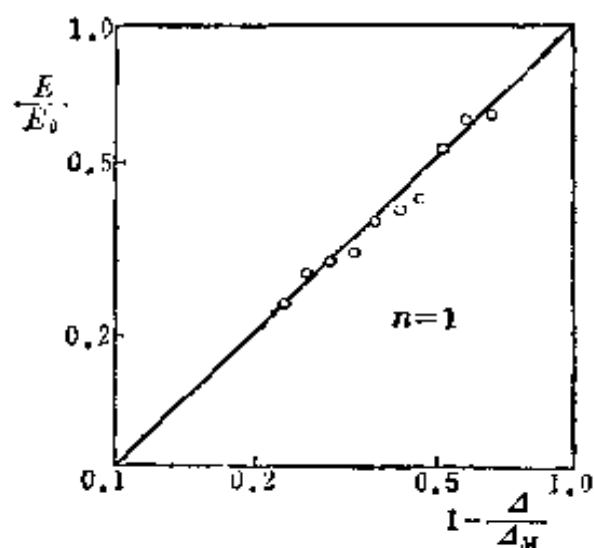


图 4-2  $\frac{E}{E_0}$  与  $\left(1 - \frac{\Delta}{\Delta_M}\right)$  相关图

表 4-1 推求  $n$  值的计算表

日 期	$\Delta$ (米)	$h$ (毫米)	$E$ (毫米)	$E_0$ (毫米)	$\frac{E}{E_0}$	$1 - \frac{\Delta}{\Delta_M}$
9.1~5	1.08	240	9.6	15.4	0.623	0.652
6~10	1.32	230	9.2	15.2	0.605	0.574
11~15	1.53	200	8.0	15.0	0.533	0.506
16~20	1.70	150	6.0	14.8	0.405	0.452
21~25	1.85	140	5.6	14.6	0.384	0.403
26~30	1.98	130	5.2	14.4	0.361	0.361
10.1~5	2.10	110	4.4	14.2	0.310	0.323
6~10	2.20	100	4.0	13.7	0.292	0.290
11~15	2.30	90	3.6	13.2	0.273	0.258
16~20	2.38	70	2.8	12.0	0.233	0.232

总量，即可应用。

当土壤输水能力小于潜水蒸发能力时，可用下式：

$$E = \frac{K_s}{(1 + \Delta)^m} \quad (4-13)$$

式中： $m$ 为土质参数。从上式看来似乎没有蒸发的临界埋深，但在 $\Delta$ 稍大时， $E$ 就趋于零。

## 2. 地表有作物的情况

当潜水蒸发能力小于土壤输水能力时，可对式（4-11）略作改进，即

$$E = \lambda E_0 \left( 1 - \frac{\Delta}{\Delta_M} \right)^n \quad (4-14)$$

式中： $\lambda$ 为因作物而加大潜水蒸发的系数。无作物时 $\lambda = 1$ ，有作物时 $\lambda > 1$ 。

由式（4-14）可得：

$$\lg \frac{E}{E_0} = \lg \lambda + n \lg \left( 1 - \frac{\Delta}{\Delta_M} \right)$$

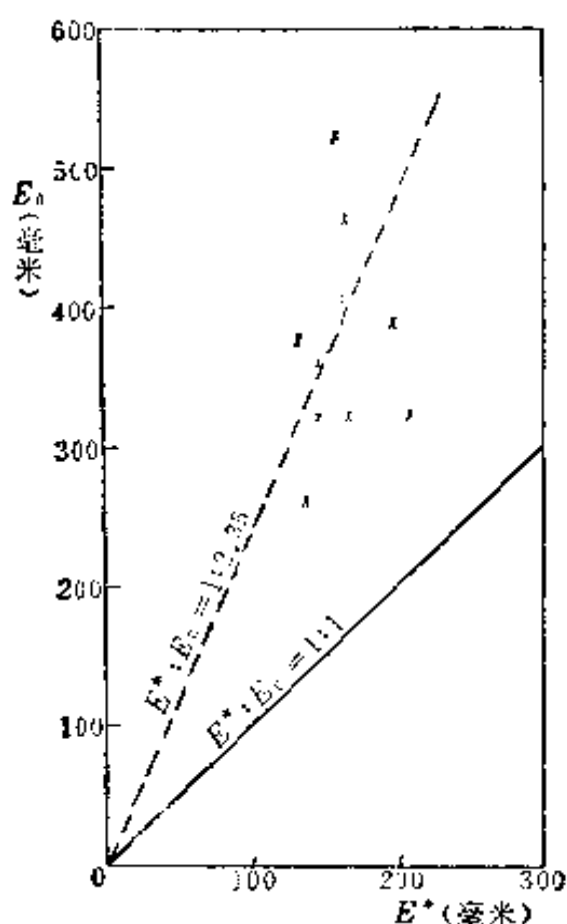


图 4-3 某站种水稻的 $E_0$ 与水面蒸发 $E^*$ 关系图（取月资料）

同样可用图4-2的方法求得  $n$  值, 所配出的相关线在  $1 - \frac{\Delta}{\Delta_{st}} = 1$  时的纵座标上截距即为  $\lambda$  值。如图4-3, 种水稻后的蒸发  $E$  远较水面蒸发  $E^*$  为大, 这是由于饱和土体中除水分的蒸发外, 还有水稻的蒸腾散发。当然, 不同的作物情况是不同的。

当土壤输水能力小于潜水蒸发能力时, 可把式(4-13)调整为:

$$E = \frac{\lambda K_s}{(1 + \Delta)^m} \quad (4-15)$$

## 二、利用地中渗透仪资料的计算方法

安徽省五道沟径流试验站有14年潜水蒸发的资料(土质为砂质粘土), 其中5年地表未种作物, 9年种有作物, 见表4-2。

表 4-2 五道沟径流试验站年潜水蒸发量(毫米)资料

无 作 物			有 作 物		
$\Delta$ (米)			$\Delta$ (米)		
年 份	1.5	2.0	年 份	1.5	2.0
1966	28.3	21.3	1970	251.4	89.6
67	18.0	11.0	71	251.4	172.1
68	25.7	19.4	72	347.0	221.3
69	26.0	21.8	73	200.1	59.0
75	0.0	0.0	74	73.1	26.0
			76	170.2	163.7
			77	85.7	—
			78	286.4	226.3
			79	174.8	39.3
			80	106.9	80.9
均 值	19.6	15.7	均 值	194.7	119.8



从表4-2可见,有作物时的潜水蒸发量较无作物时大得多。井灌规划和地下水资源评价时,应取有作物时的情况,多年平均值可作为取用值。

另外,据[3]所载,河南省封邱曾有两年(1964及1965年)潜水蒸发实测资料,列于表4-3。

表 4-3 封邱潜水蒸发量(毫米)资料

土 质	埋 深(米)							
	年 份							
	1964	1965	1964	1965	1964	1965	1964	1965
粉 细 砂	20	21	15	11	10	7	10	5
轻 粘 质 砂 土	330	450	200	300	125	190	50	100
粘 质 砂 土	50	75	40	59	35	47	32	36
轻粘质砂土夹粘土	115	165	83	165	55	90	25	40

### § 4-3 其 它 消 耗 项

其它消耗项为侧向流出、流入河沟及越层排泄等。

当区外的地下水位低于区内时,本区的地下水通过周界流向外区,其计算方法相同于侧向流入,见§ 3-3。

当河沟水位低于岸边地下水位时,地下水补给河沟、蓄存或流走。其计算方法相同于河渠补给地下水,见§ 3-2。

越层排泄为越层补给之逆,计算方法见§ 3-4。

别的消耗,如民用饮水,在农村饮水量比起农灌水量来相对很小,可以略去不计。一般湖洼占地面积相对较小,且当湖洼水位较低时,地下水位也较低,此时地下水很少能补

给湖洼，故也可不计入。但靠近城市的工业用水，有时需要加以考虑。城市工业用水，不仅影响到城区的地下水位，当来不及恢复时就形成漏斗。漏斗如不断扩大，就会影响到农村的地下水位，也就增加了农村的地下水消耗量，其计算方法相同于 § 3-1，这里不再一一叙述了。

## 第五章 水文地质参数的确定

在补给项及消耗项的计算中，经常要用到给水度和渗透系数。这些水文地质参数，不少文献中已列出了参考数值，在缺乏当地实测资料时可以移用。在有条件时，应当进行有关的试验研究，定出适合于当地的水文地质参数。

本章先介绍几种确定给水度的常用方法，然后叙述由抽水试验确定水文地质参数（包括渗透系数、给水度、井的影响半径、有效井径和水跃值）的方法。

### § 5-1 给水度的确定方法

给水度有重力给水度与弹性给水度之分。

对于潜水含水层，在饱和土体（或岩石）内，能借重力作用自由疏干排出的水量与该饱和土体体积之比，称为重力给水度。

对于承压含水层，压力水头降低 1 个单位（如取 1 米），在单位面积（如取  $1 \text{ 米}^2$ ）上能释放通过的水量与水头降低造成的体积（即单位水头与单位面积的乘积）之比，称为弹性给水度。

下面在没有特别指明时，给水度均指重力给水度。

确定给水度的方法很多，现介绍几种如下。

#### 一、筒测法

利用测筒（如地中渗透仪的测筒或特制的测筒）可以测

定给水度 $\mu$ 。在进行 $\mu$ 的试验时，必须注意到土壤释放水量的滞后作用。

设装土样的测筒体积为 $V$ ，使水灌入，水同土样表面平。然后在筒底装一管子，使水流入于容器中。记录各时刻流出水量，例如 $t_1$ 时的水量为 $V_1$ ， $t_2$ 时的水量为 $V_2$ ，……， $t_k$ 时为 $V_k$ 。显然，各时刻的给水度为 $\mu_1 = V_1/V$ ， $\mu_2 = V_2/V$ ，……， $\mu_k = V_k/V$ 。

点绘相应的 $t$ 和 $\mu$ 值，如图5-1。可以发现 $\mu$ 值随着时间的增长而增长，这是由于土壤滞水的作用。一直要等到 $\mu$ 值稳定至 $\mu_d$ 时，才是真正的给水度值 $\mu_d$ 。所以试验时，时间 $t$ 要取得长一些。

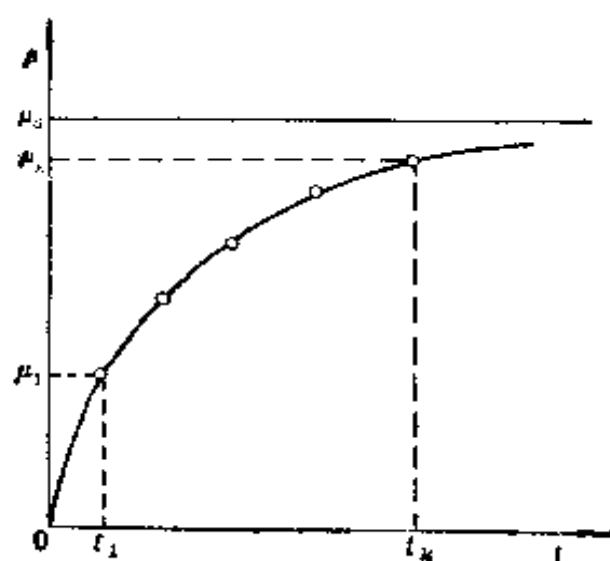


图 5-1  $\mu$  与  $t$  的关系图

给水度 $\mu$ 与时间 $t$ 的关系，可推导如下。

设 $t=0$ 时从测筒中流出的流量为 $q_0$ ，由于土壤的滞水作用，时间愈长，流量愈小。根据水文系统中土壤高阻尼性质，时间 $t$ 的流量 $q$ 符合指数律，即

$$q = q_0 e^{-\alpha t} \quad (5-1)$$

式中： $a$ 为折减指数。因此真正的给水度值为：

$$\mu_a = \frac{1}{V} \int_0^{\infty} q dt = \frac{q_0}{V} \int_0^{\infty} e^{-a t} dt = \frac{q_0}{a V} \quad (5-2)$$

则相应于时间 $t$ 的给水度为：

$$\mu = \frac{1}{V} \int_0^t q dt = \frac{q_0}{V} \int_0^t e^{-a t} dt = \frac{q_0}{a V} (1 - e^{-a t})$$

或 
$$\mu = \mu_a (1 - e^{-a t}) \quad (5-3)$$

这就是给水度与时间的关系式。采用试验资料，可以定出 $a$ 与 $\mu_a$ 值。方法如下。

设时间 $t$ 及 $t'$ 时的给水度为 $\mu$ 及 $\mu'$ ，分别代入式(5-3)，使两式左右端相比，消去 $\mu_a$ ，得

$$\frac{\mu}{\mu'} = \frac{1 - e^{-a t}}{1 - e^{-a t'}} \quad (5-4)$$

常用试错法来求解 $a$ 值，如果 $t$ 及 $t'$ 取得合适，容易求解上式。例如有试验资料如表5-1，其中 $t$ 以时段（数小时或天）为单位。

表 5-1 给 水 度 试 验 资 料

$t$	1	2	3	4	5	6
$\mu$	0.0180	0.0280	0.0334	0.0364	0.0380	0.0389

取 $t = 1$ 及3的情况，代入式(5-4)，有

$$\frac{0.0180}{0.0334} = \frac{1 - e^{-a}}{1 - e^{-3a}}$$

因 $1 - e^{-3a} = (1 - e^{-a})(1 + e^{-a} + e^{-2a})$ ，故有

$$e^{-2a} + e^{-a} + (1 - \frac{0.0180}{0.0334}) = 0$$

$$\text{或} \quad e^{-2a} + e^{-a} - 0.856 = 0$$

取合理解为  $e^{-a} = 0.552$ , 即

$$a = -\ln 0.552 = 0.594$$

在计算时, 最好再取其它两个  $t$  时的情况来核算已得的  $a$  值。现另取  $t = 3$  及  $6$ , 有

$$\frac{0.0334}{0.0389} = \frac{1 - e^{-3a}}{1 - e^{-6a}}$$

因  $1 - e^{-6a} = (1 - e^{-3a})(1 + e^{-3a})$ , 故有

$$e^{-3a} + \left(1 - \frac{0.0389}{0.0334}\right) = 0$$

$$\text{或} \quad e^{-3a} = 0.165$$

得

$$a = -\frac{1}{3} \ln 0.165 = 0.601$$

前后两次求得的  $a$  值 ( $0.594$  和  $0.601$ ) 十分接近, 可取  $a = 0.6$ 。然后取某一  $t$  及  $\mu$  代入式 (5-3) 中求得:

$$\mu_d = \frac{\mu_t}{1 - e^{-at}} \quad (5-5)$$

现取  $t = 1$  得

$$\mu_d = \frac{0.0180}{1 - e^{-0.6}} = \frac{0.0180}{0.451} = 0.0399 \text{ (取 } 0.04 \text{)}$$

于是算得稳定后的给水度  $\mu_d = 0.04$ 。

## 二、漏斗疏干法

用抽水试验的资料, 得给水度为:

$$\mu = \frac{Qt}{V_t} \quad (5-6)$$

式中:  $Q$  为  $t$  时间内的平均抽水的流量,  $V_t$  为  $t$  时的漏斗抽空体积。同时可绘出如图 5-1 的图, 用上述的方法来分折稳定

后的给水度。

漏斗体积 $V_i$ 的近似法如下。假定漏斗为圆锥体，并把它分成若干个小的圆锥体，如图 5-2。取出其中第  $i$  个小圆锥体，其高为 $h_i$ ，上面的圆形直径为 $d_{i+1}$ ，下面的圆形直径为 $d_i$ 。平均直径为 $\bar{d}_i = \frac{1}{2}(d_i + d_{i+1})$ 。

该小圆锥体的体积为：

$$V_i = \frac{1}{4} \pi \bar{d}_i^2 h_i$$

把各个体积加起来，即为 $V_i$ 。对于 $h_i$ 的确定，可以取同一数值或自下而上逐渐减小。

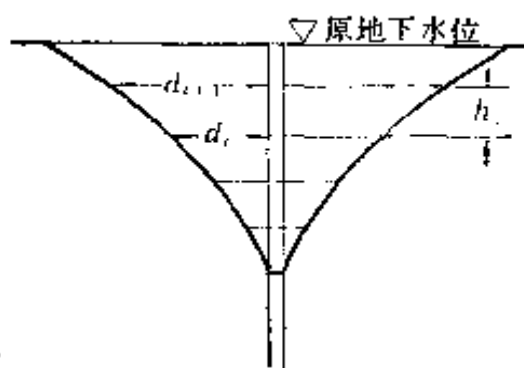


图 5-2 漏斗体积计算用图

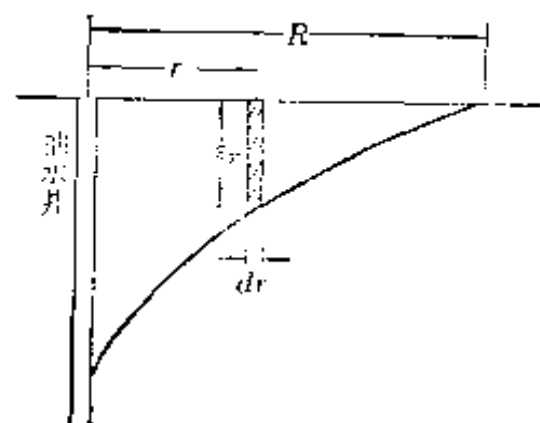


图 5-3 抽水井一侧的漏斗曲线

当抽水时间较长，漏斗渐趋于稳定时，求漏斗体积还可近似使用另一种方法（适用于 $s_r$ 同潜水含水层之比相对小时）。已经知道，稳定流时的裘布依公式为：

$$s_r = \frac{Q}{2\pi T} \ln \frac{R}{r} \quad (5-7)$$

式中： $s_r$ 为 $r$ 处的降深， $r$ 为观测孔离抽水井中心的距离， $R$ 为影响半径， $Q$ 为抽水流量， $T$ 为导水系数。

图5-3为抽水井一侧的漏斗水位曲线。设漏斗为圆锥体，

则其体积为：

$$V = \int_0^R 2\pi r s_r dr \quad (5-8)$$

把式(5-7)的关系代入，得

$$V = \frac{Q}{T} \int_0^R r \ln \frac{R}{r} dr = -\frac{Q}{4T} R^2 \quad (5-9)$$

其中  $R$  的确定方法见 § 5-2，由于

$$\frac{Q}{T} = \frac{i}{0.366} \quad (5-10)$$

该关系见式(5-22)，其中  $i$  为在半对数纸上距离  $r$  和降深  $s_r$  线(直线)的坡度。最后得

$$V = \frac{i}{1.464} R^2 = 0.683iR^2 \quad (5-11)$$

用这种方法时，如果有侧向补给或越层补给，会使所得的给水度偏大。如果漏斗体积不是圆锥体，也会使给水度的计算结果有偏差。

### 三、水量平衡法

用均衡试验区的资料，计算一次降雨后的地下水量平衡帐：

$$P - R_1 - R_2 - R_3 - R_4 - R_5 = \mu h \quad (5-12)$$

式中： $P$  为降雨量， $R_1$  为径流量， $R_2$  为蒸发量(土壤蒸发等)， $R_3$  为降雨后与降雨前土壤水分之差， $R_4$  为洼地蓄水量， $R_5$  为其它拦蓄量(包括植物、房屋和不透水场地上的截流量)， $h$  为该次降雨所引起的地下水位升幅，单位均化为均衡区上的水柱高度(一般用毫米)。由上式可得：

$$\mu = \frac{P - (R_1 + R_2 + R_3 + R_4 + R_5)}{h} \quad (5-13)$$



这个方法在理论上是成立的，但由于洼地蓄水量和其它拦蓄量无资料，或略去计算，或近似估计，都会使 $\mu$ 值的结果有误差。

另外，用单次计算的结果常常有片面性。因此，必须用多次资料进行综合分析。

#### 四、动态资料相关法

根据式(4-11)，经化算(知 $E=\mu h$ )后得：

$$\sqrt[n]{\frac{h}{E_0}} = \sqrt[n]{\frac{1}{\mu}} \left( 1 - \frac{\Delta}{\Delta_M} \right) \quad (5-14)$$

由此可见，当用 $\sqrt[n]{\frac{h}{E_0}}$ 和 $\Delta$ 点绘直线关系时(如图5-4)，

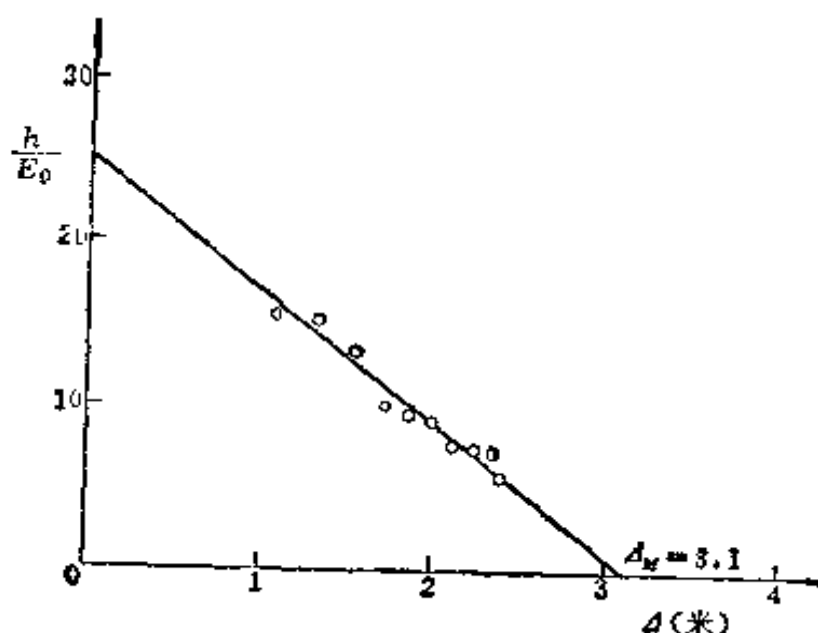


图 5-4 某站五日潜水蒸发的 $h/E_0$ 和 $\Delta$ 相关图

其横坐标上的截距为 $\Delta_M$ ，在纵坐标上的截距为 $\sqrt[n]{\frac{1}{\mu}}$ (由此可求得 $\mu$ 值)。

这个方法可同时求得 $\mu$ 和 $\Delta_M$ 值，但必须要求图上点子的散布范围不大。

现举一例，取表4-1的资料，计算见表5-2。先使  $n = 1$  点绘  $h/E_0$  和  $\Delta$  的关系于图 5-4 上，用目估配出直线，得  $\Delta_{\mu} = 3.1$  米， $1/\mu = 25$  即  $\mu = 0.04$ 。

表 5-2  $h/E_0$  计 算 表

日 期	$\Delta$ (米)	$h$ (毫米)	$E_0$ (毫米)	$\frac{h}{E_0}$
9.1~5	1.08	240	15.4	15.6
6~10	1.32	230	15.2	15.1
11~15	1.53	200	15.0	13.3
16~20	1.70	150	14.8	10.1
21~25	1.85	140	14.6	9.6
26~30	1.98	130	14.4	9.0
10.1~5	2.10	110	14.2	7.7
6~10	2.21	100	13.7	7.3
11~15	2.30	90	13.2	6.8
16~20	2.38	70	12.0	5.8

从这例看来似乎凑巧了。因为用这个方法算得的结果正好与表4-1的结果相等。如果不符我们必须另行假定  $n$  值，反复试算，直至  $n$ 、 $\mu$  和  $\Delta_{\mu}$  值在一定精度条件下相符为止。

采用动态资料相关法时，必须注意以下各点：

1) 潜水位埋深较浅（即  $\Delta$  较小）时，潜水蒸发值  $E$ （反映在潜水位降幅  $h$  上）常常受作物吸水和水平排泄等因素的影响，点子会偏高些。如果有这种情况，相关线可适当通过这些偏高点的下部。

2) 取样问题。对于一次退水段，常常只受一种气候、作物、季节和环境等条件的影响，所以这次退水只能反映这些条件组合的结果。在取样时需要限定在一次退水段上所取的次数，一般取一次，如果退水段较长可以取两次，以使所

取样本能代表多种条件组合的情况。

3) 水面蒸发值 $E_0$ ，必须取接近大于水体积和比较稳定的蒸发皿的实测值，现在规定用E601蒸发皿。如果 $E_0$ 得自其它尺寸的蒸发皿，必须进行换算后才能使用。

4) 如有侧向补给和越层补给的资料。也可用图 5-4 的方法来推求，但此时的 $h$ 比无补给时的 $h$ 要小，这样定出的 $\mu$ 和 $\Delta_0$ 就有误差。所以，在取样时应剔除有补给情况的资料。

5) 不同的 $n$ 值，会得出不同的 $\mu$ 和 $\Delta_0$ 值。一般 $n$ 值增大， $\mu$ 值减小，而 $\Delta_0$ 加大。

6) 土壤输水能力小于潜水蒸发能力时，不能应用此法。

另外，从图5-4可见，用此法求 $\mu$ 值是由经验相关线外延而得。一般，外延段较长，外延效果不好。因此，这个方法不能成为确定 $\mu$ 值的主要方法，只能作为与别法比较之用。

## 五、复相关法

根据均衡区内的降雨量 $P$ 、开采量 $V$ 和地下水的升降幅 $\Delta h$ ，并设降雨入渗补给系数 $\alpha$ 为常数，可建立下列关系：

$$\mu \Delta h = \alpha P - \frac{V}{F} + c \quad (5-15)$$

式中： $\Delta h$ 和 $P$ 均以毫米计， $F$ 为均衡区面积， $\frac{V}{F}$ 亦应化为毫米， $c$ 为其它影响项。

如果 $\Delta h$ 的变化主要受 $P$ 和 $q$ （等于 $V/F$ ）控制， $c$ 值影响较小，就可建立 $\Delta h$ 倚 $P$ 和 $q$ 的复相关关系，即

$$\Delta h - \overline{\Delta h} = a(P - \overline{P}) + b(q - \overline{q}) \quad (5-16)$$

式中： $\overline{\Delta h}$ 、 $\overline{P}$ 、 $\overline{q}$ 各为 $\Delta h$ 、 $P$ 、 $q$ 的均值，以及

$$a = \frac{\alpha}{\mu}, \quad b = -\frac{1}{\mu} \quad (5-17)$$

根据相关原理, 得  $a$  及  $b$  值为:

$$a = \frac{r(\Delta h, P) - r(P, q)r(\Delta h, q)}{1 - r^2(P, q)} \frac{\sigma_{\Delta h}}{\sigma_P} \quad (5-18)$$

$$b = \frac{r(\Delta h, q) - r(P, q)r(\Delta h, P)}{1 - r^2(P, q)} \frac{\sigma_{\Delta h}}{\sigma_q} \quad (5-19)$$

式中:  $r(P, q)$ ,  $r(\Delta h, P)$ ,  $r(\Delta h, q)$  分别为两两相关系数,  $\sigma_{\Delta h}$ ,  $\sigma_P$ ,  $\sigma_q$  分别为  $\Delta h$ ,  $P$ ,  $q$  的均方差。使式(5-18)和式(5-19)的计算值同式(5-17)中的值相应, 即可求出  $\alpha$  和  $\mu$ 。

取江苏徐州微山湖湖西地区的资料, 列于表5-3, 计算结果除均值和均方差列于表中外, 相关系数  $r(P, q) = 0.338$ ,  $r(\Delta h, P) = 0.964$ ,  $r(\Delta h, q) = 0.218$ 。代入式

表 5-3

单位: 毫米

时 期		$\Delta h$	$P$	$q$
1973年	上 半 年	594	269	19
	下 半 年	2585	546	28
1974年	上 半 年	103	246	31
	下 半 年	3204	582	23
1975年	上 半 年	296	207	24
	下 半 年	1736	534	25
1976年	上 半 年	819	140	30
	下 半 年	2546	604	34
总 和 值		10245	3129	204
均 值		1280.6	391.1	25.5
均 方 差		1437	192.4	4.92

(5-18)和式(5-19), 得  $a = 7.52$ ,  $b = -35.5$ , 继而代入式(5-17)得:

$$\mu = -\frac{1}{b} = \frac{1}{35.5} = 0.0282$$

$$\alpha = a\mu = 7.52 \times 0.0282 = 0.212$$

这种方法求出的  $\mu$  和  $\alpha$  值均为平均情况, 并且要求开采量资料可靠, 否则计算的精度不高。

上面介绍了几种重力给水度的确定方法, 各有优缺点可

表 5-4 重力给水度的经验数值

土 层 名 称	粘 土 砂质粘土	砂质粘土 (含砂礓)	粘质砂土	粉 砂
给 水 度	0.01~0.02	0.03~0.05	0.06~0.08	0.10~0.12

土 层 名 称	细 砂	中 砂	粗 砂	砾 石
给 水 度	0.12~0.16	0.18~0.22	0.22~0.26	大于0.26

表 5-5 比弹性给水度的值

土 层 岩 性	比 弹 性 给 水 度 (1/米)
塑 性 粘 土	$1.9 \times 10^{-3} \sim 2.4 \times 10^{-4}$
固 结 粘 土	$2.4 \times 10^{-4} \sim 1.2 \times 10^{-4}$
稍 硬 粘 土	$1.2 \times 10^{-4} \sim 8.5 \times 10^{-5}$
松 散 砂 层	$9.4 \times 10^{-5} \sim 4.6 \times 10^{-5}$
密 实 砂 层	$1.9 \times 10^{-5} \sim 1.3 \times 10^{-6}$
密 实 砂 砾	$9.4 \times 10^{-6} \sim 4.6 \times 10^{-6}$
裂 隙 岩 层	$1.9 \times 10^{-6} \sim 3.0 \times 10^{-7}$
固 结 岩 层	$< 3.0 \times 10^{-7}$

视具体条件来选择。为了使用上的方便，表5-4列出重力给水度的经验数值，供作参考。

弹性给水度的值，列于表5-5。表中所列的值系单位含水层的弹性给水度，亦称为比弹性给水度（以1/米计）。

顺便说一下，有的文献中把给水度称为释水系数（疏干时）和储水系数（注水时），其值是相等的。

## § 5-2 用稳定流方法确定参数

当抽水持续较长时间之后，地下水位漏斗曲线形成稳定（或相对稳定）状态。这时可用裘布依公式来表示降深同距离的关系：

$$S = \frac{Q}{2\pi KM} (\ln R - \ln r) \quad (5-20)$$

式中：\$S\$为降深，\$Q\$为流量（不一定是定流量，可取平均流量），\$M\$为含水层厚度，\$R\$为影响半径，\$r\$为观测孔到抽水井中心的距离。把自然对数化为常用对数，并把\$2\pi\$化出来，上式又可为：

$$S = \frac{0.366Q}{KM} (\lg R - \lg r) \quad (5-21)$$

由上式可知，\$S\$和\$r\$在半对数纸上成直线关系，其斜率\$i\$（不计负号）为：

$$i = \frac{0.366Q}{KM} \quad \text{或} \quad i = \frac{0.366Q}{T} \quad (5-22)$$

式中\$T\$为导水系数，等于\$KM\$。当\$Q\$及\$M\$已知时，渗透系数为：

$$K = \frac{0.366Q}{iM} \quad (5-23)$$

再由式(5-21)知, 如  $S = 0$ , 则  $r = R$ , 即在  $r$  轴上的截距为影响半径。

在实际抽水试验结果中, 常有下列三种情况:

第一种情况是  $S \sim r$  线通过  $A(r_w, S_m)$  点, 如图5-5, 其中  $r_w$  为井的半径,  $S_m$  为抽水井的最大降深。这种情况在实际试验时很少见。下面说一下  $i$  的求法, 为方便起见  $r$  轴取相邻一个数量级。例如取  $\lg 10 - \lg 1 = 1$ , 再取相应于  $\lg 1$  及  $\lg 10$  的  $S$  值之差, 即为  $i$ 。

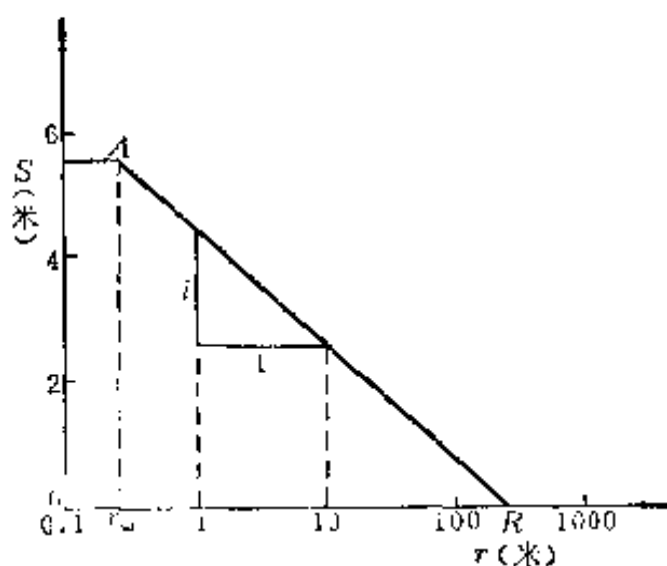


图 5-5 第一种情况的  $S$  和  $r$  关系线

第二种情况是  $S \sim r$  线通过  $B(r', S_m)$  点, 如图5-6, 其中  $r' > r_w$ , 说明井的半径已实际扩大到  $r'$ , 我们称此  $r'$  为有效井径。有时候  $S \sim r$  线通过的是  $C(r'', S_c)$  点, 其中  $r'' > r_w$  及  $S_c$  略小于  $S_m$ 。此时有效井径近似扩展到了  $r''$ , 这  $r''$  称为近似有效井径。这类情况说明成井工作做得好, 井管和滤料不阻水, 洗井洗得彻底并已影响到井周围的土层, 也即改变了井周围的地层结构, 安徽省的大骨料井, 就有这种情况。

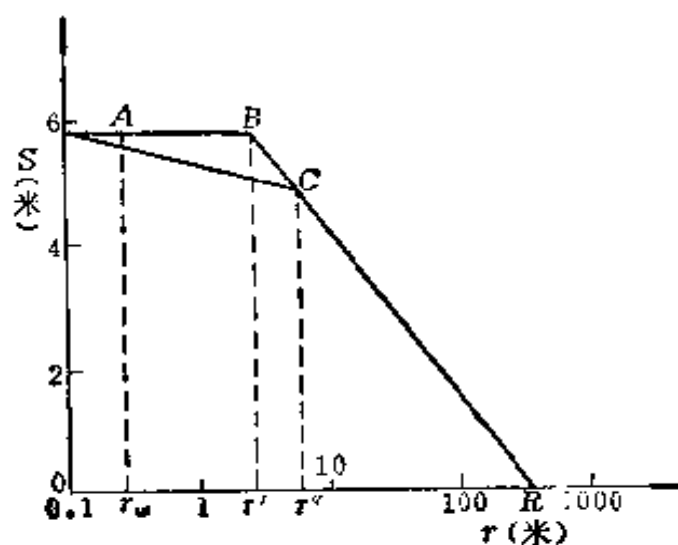


图 5-6 第二种情况的  $S$  和  $r$  关系线

第三种情况是  $S \sim r$  线通过  $D(r_w, S_D)$  点，如图5-7，其中  $S_D < S_m$ ，这种情况说明出现了水跃值 ( $S_m - S_D$ )。有水跃值的井，就不能充分发挥井的有效作用。

根据稳定流的抽水试验资料，可以求得  $K$ 、 $R$  和有效井径。

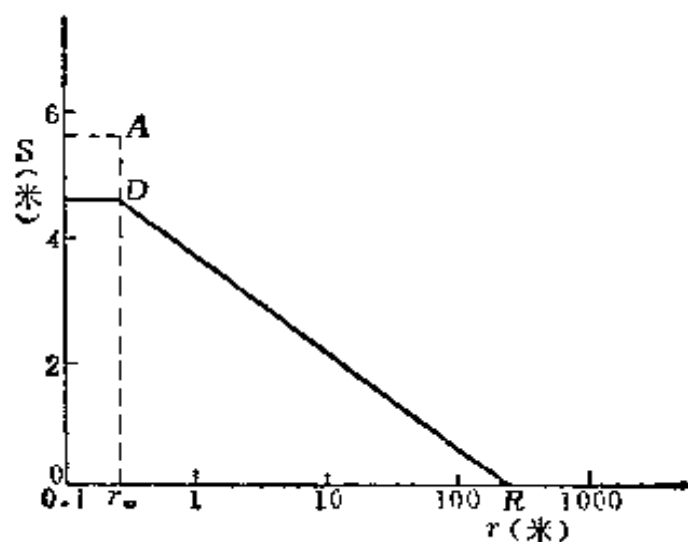


图 5-7 第三种情况的  $S$  和  $r$  关系线



### § 5-3 用非稳定流方法确定参数

根据承压水的非稳定流理论，可用泰斯公式：

$$S = \frac{Q}{4\pi KM} W(u) \quad (5-24)$$

式中： $Q$ 为定流量， $W(u)$ 为井函数，及

$$u = \frac{r^2}{4at} \quad (5-25)$$

$$a = \frac{KM}{\mu} \quad (5-26)$$

式中： $r$ 为观测孔到抽水井孔中心距离， $a$ 为压力传导系数， $t$ 为抽水时间。当抽水时间较长， $u$ 就较小（例如说 $u \leq 0.05$ ），泰斯公式（5-24）可简化为雅各布公式：

$$S = \frac{0.183Q}{KM} \left( \lg t - \lg \frac{r^2}{2.25a} \right) \quad (5-27)$$

显然此式的 $S$ 和 $t$ 在半对数纸上成直线关系，即在 $t_0$ 较长时间之后的部分（如图5-8），其斜率 $i$ 为：

$$i = \frac{0.183Q}{KM} \quad (5-28)$$

则得渗透系数为：

$$K = \frac{0.183Q}{iM} \quad (5-29)$$

再由式（5-27）可知， $t$ 轴上的截距（ $S = 0$ 时的 $t$ 值） $t_0$ 为：

$$t_0 = \frac{r^2}{2.25a} = \frac{r^2 \mu}{2.25KM} \quad (5-30)$$

于是得到：

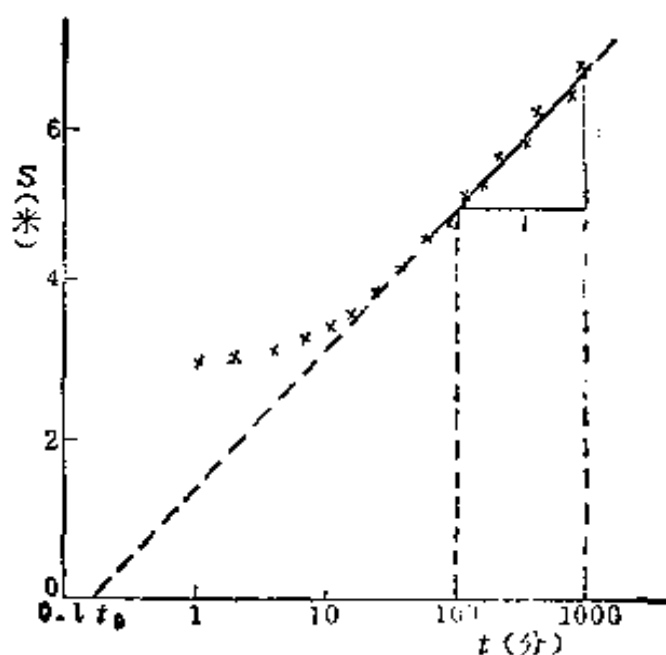


图 5-8 抽水期  $s$  和  $t$  关系图

$$\mu = \frac{2.25KMt_0}{r^2} \quad (5-31)$$

上面讲的是用抽水期的资料来求参数，我们也可以用抽水停止后水位恢复期的资料来推求参数。根据线性叠加原理，当水位恢复到一定长时间后，有关系为：

$$S_R = \frac{0.183Q}{KM} \lg \left( 1 + \frac{t_P}{t_R} \right) \quad (5-32)$$

式中： $S_R$ 为剩余降深， $Q$ 为抽水时的定流量， $t_P$ 为抽水持续时间， $t_R$ 为抽水停止后经过的时间，如图5-9所示。由上式可知， $S_R$ 和 $\left( 1 + \frac{t_P}{t_R} \right)$ 在半对数纸上成直线关系，如图5-10，其斜率  $i$  为：

$$i = \frac{0.183Q}{KM} \quad (5-33)$$

因而得渗透系数为：

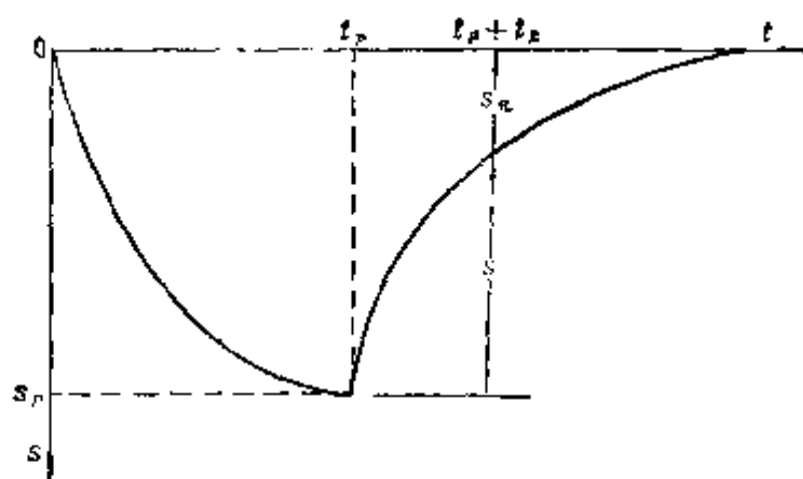


图 5-9 恢复期  $S$  和  $t$  关系图

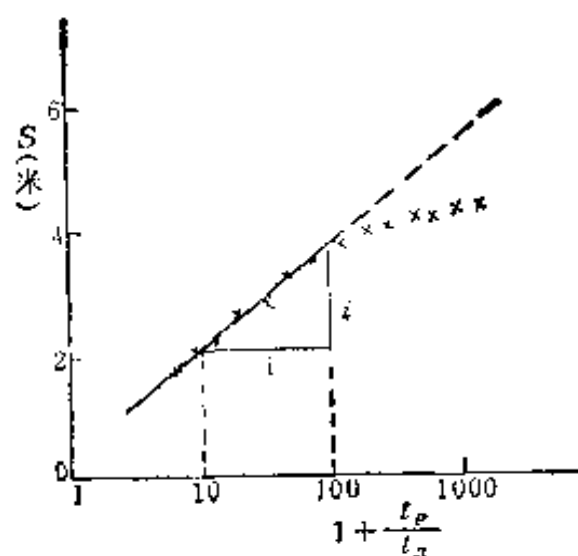


图 5-10 恢复期  $S$  和  $1 + \frac{t_p}{t_R}$  关系图

$$K = \frac{0.183Q}{iM} \quad (5-34)$$

注意： $t_R$  必须取直线段上的值。另外，如果抽水终了时的水位已稳定（或接近稳定），还可用于法求得水位恢复较长时间后的剩余降深  $S_R$  与时间  $t$  的关系。

由式（5-32）知：

$$\begin{aligned}
S_R &= \frac{0.183}{KM} [\lg(t_P + t_R) - \lg t_R] \\
&= \frac{0.183}{KM} \left[ \lg(t_P + t_R) - \lg \frac{r^2}{2.25a} \right] \\
&\quad - \frac{0.183}{KM} \left( \lg t_R - \lg \frac{r^2}{2.25a} \right) \\
&= S_P - \frac{0.183}{KM} \left( \lg t_R - \lg \frac{r^2}{2.25a} \right) \\
&= S_P - \frac{0.183}{KM} \lg \frac{2.25at_R}{r^2} \quad (5-35)
\end{aligned}$$

式中：\$S\_P\$为停抽时的最大降深。显然，上式在半对数纸上也成直线关系。同样可求得直线段斜率\$i\$，仍用式(5-34)来求得\$K\$值。给水度的求法如下，由式(5-35)，并使式(5-33)的关系代入，则

$$\begin{aligned}
S_P - S_R &= i \lg \frac{2.25at_R}{r^2} \\
2.303 \frac{S_P - S_R}{i} &= \ln \frac{2.25at_R}{r^2} \\
-2.303 \frac{S_P - S_R}{i} &= \ln \frac{r^2}{2.25at_R} \\
e^{-2.303 \frac{S_P - S_R}{i}} &= \frac{\mu r^2}{2.25KMt_R}
\end{aligned}$$

注意：其中 \$a = \frac{KM}{\mu}\$。由此得：

$$\mu = \frac{2.25KMt_R}{r^2} e^{-2.303 \frac{(S_P - S_R)}{i}} \quad (5-36)$$

上述系用于承压水的方法，如果是潜水，又降深同含水层厚度比较相对地小时，亦可应用。

其它尚有配线法来确定参数，这里不再叙述。

## § 5-4 渗透系数的经验公式

对于承压含水层和潜水含水层的完整井的渗透系数，可

以根据前面已介绍的一些理论公式来推求。对于非完整井，可以采用下列经验公式。

当为承压含水层的非完整井时（井壁进水），则

$$K = \frac{0.366Q(\lg 1.6l - \lg r_w)}{lS_w} \quad (\text{米/日}) \quad (5-37)$$

式中：\$l\$ 为透水管的长度。用此公式时要注意，透水管上部要紧接含水层顶板及 \$l < 0.3M\$（其中 \$M\$ 为含水层厚度）。

当为潜水非完整井时（非淹没透水管井壁进水），则

$$K = \frac{0.73Q}{S_w \left( \frac{l_1 + S_w}{\lg \frac{R}{r_w}} + \frac{l_1}{\lg \frac{0.66l_1}{r_w}} \right)} \quad (\text{米/日}) \quad (5-38)$$

式中：\$l\_1\$ 为动水位至透水管底部的距离（米）。用此公式时注意：透水管在含水层上部，\$l\_1 < 0.3H\$，含水层厚度很大。

为了使用方便，在表 5-6 中列出渗透系数的经验数值供参考。

表 5-6 渗透系数 \$K\$ 的经验数值<sup>[1]</sup>

地 层	地 层 颗 粒		K (米/日)
	粒 径 (毫米)	所 占 重 量 (%)	
砂质粘土			0.1~0.25
粉土质砂			0.5~1
粉 砂	0.05~0.1	<70	1~5
细 砂	0.1~0.25	>70	5~10
中 砂	0.25~0.5	>50	10~25
粗 砂	0.5~1.0	>50	25~50
极细砂	1~2	>50	50~100
砾石夹砂			75~150

## 第六章 地下水均衡计算方法

### § 6-1 总 述

把均衡区内一定时段的所有补给和消耗项的值分别总加起来，得到补给总量和消耗总量。如果补给总量大于消耗总量，说明在这个时段内地下水得到补充，时段末的地下水位高于时段初的地下水位。反之，若补给量小于消耗总量，则地下水亏损一部分，时段末的地下水位低于时段初的地下水位。

令均衡区指定时段内的补给量为  $w_1$ ，消耗总量为  $w_2$ ，则得：

$$w_1 - w_2 = \mu h \quad (6-1)$$

式中： $w_1$  及  $w_2$  的单位以深度计（例如以米或毫米计，即总水量除均衡区面积）， $h$  为时段始末地下水位的升幅或降幅（也以深度计）。升幅时  $h$  取正值，降幅时  $h$  取负值。

均衡时段的选取，主要视分析计算的需要而定。一般时段不宜取得太短，因为作物的需水量在短时间内是难以确定的。同时，时段取得太短，计算工作量大，在一般的工作中没有必要。因此，时段不要少于十天。在初步计算中，可把作物生长期划分为少数几个时段来计算，有时也可用灌溉年（如有些地区为10月至第二年9月）作为时段。

评价地下水资源，常采用典型年法和多年调节法。典型年法中又采取按降雨量的典型年法和按灌溉需水量的典型年法。

典型年一般取干旱年、一般干旱年、平水年和丰水年四种典型，分别相当于保证率为95%、75%、50%和20%，即按干旱年计的相应重现期为二十年一遇、四年一遇、两年一遇和五年四遇。典型年也可取其它一些比较严重的年份，或者用多少天不雨期的年型作典型。这里采用保证率法。

## § 6-2 按降雨量选典型年法

按降雨量来选取典型年的方法如下。以某站的年降雨量（取日历年）系列为例，自1951年至1977年共有27年资料，列于表6-1。

表 6-1 某站年降雨量系列和经验频率表

$m$	年 份	年 雨 量 (毫米)	$P$ (%)	$m$	年 份	年 雨 量 (毫米)	$P$ (%)
1	1954	1342.9	3.6	15	1974	797.3	53.6
2	63	1281.9	7.1	16	69	762.0	57.1
3	56	1225.3	10.7	17	57	752.9	60.7
4	72	1092.6	14.3	18	51	737.7	64.3
5	62	1013.2	17.9	19	59	733.1	67.9
6	60	978.9	21.4	20	73	717.8	71.4
7	58	923.8	25.0	21	77	669.1	75.0
8	71	911.6	28.6	22	55	632.0	78.6
9	52	879.2	32.1	23	68	592.2	82.1
10	70	851.7	35.7	24	61	581.6	85.7
11	75	827.9	39.3	25	66	571.7	89.3
12	67	815.5	42.9	26	53	534.0	92.9
13	65	809.3	46.4	27	76	517.7	96.4
14	64	809.1	50.0				

把该站年雨量系列，自大而小进行排列，并用下列公式计算其相应的经验频率：

$$P = \frac{m}{n+1} \times 100(\%) \quad (6-2)$$

式中：P为经验频率或保证率（%），n为总年数，m为年雨量自大而小排列的序次。经验频率的计算值同列于表6-1中。

从表中可见，1976年的年雨量为517.7毫米，其保证率为96.4%；1953年的年雨量为534.0毫米，其保证率为92.9%，均可取作95%的典型年。在地下水资源评价或井灌规划中，可分别按此两年的实际资料进行计算，取其中地下水均衡后亏损较多的一年（或对农作物灌溉需水表现为不利的一年）选作典型年。

同样，可对保证率为75%、50%和20%的情况来挑选典型年，1977年的年雨量为669.1毫米，其保证率为75%。

1964年的年雨量为809.1毫米，其保证率正好等于50%。1962年的年雨量为1013.2毫米，其保证率为17.9%；1960年的年雨量为978.9毫米，其保证率为21.4%，均接近于20%，可视具体情况来选定。

这种方法的优点是：1）计算简便，特别是各地的雨量站较多，资料也较长，选取容易；2）典型年的选取，不随农作物安排和灌溉制度而变。但其缺点为：1）不能考虑各年降雨的年内分配，以及对农作物需水的影响；2）年雨量的保证率不一定与灌溉需水量的保证率相同；3）不能考虑多年的情况。



### § 6-3 按灌溉需水量选典型年法

根据灌溉需水量来选取典型年，需要逐年算出各年的灌溉需水量。所谓灌溉需水量的计算，不是按当年的灌溉情况来定，而是按计划灌溉用水的情况来定。选取典型年的方法与上节所述的一样。

这种方法的优点是考虑了降雨的年内分配，因为在灌溉需水量的计算过程中，已扣除了降雨的可利用量，但其计算工作量较大，必须一年一年的进行有关项的计算。多年的情况也不能加以考虑。

### § 6-4 多年调节法

上两节所提供的方法，只在初步估算时有用，因为不能充分反映出现连续干旱年后地下水位逐年下降的情况，同时也看不出丰枯交替年份地下水以丰补欠的情况。多年调节法可以在一定程度上解决这个问题。

具有较多年份的地下水均衡计算有关资料时，可以仿照地面水库的调节方法进行多年调节。如果有10年以上的资料，并根据计划用水的情况，可按历年年的顺序逐一对地下水位进行连续的调节演算。

现将某均衡区的地下水多年调节计算结果列入表6-2。年份取灌溉年，即自当年10月至第二年9月（如1950~51年为1950年10月至1951年9月）。表中各项说明如下：

补给和消耗量按第三章和第四章的方法进行计算，凡有关的项均应计入。

灌溉年度中补给量与消耗量之差，列入水均衡差值栏，有余和不足分别填入。

按有余和不足的水量，用给水度（本例中设为 0.075）去除，得到地下水位上升或下降的变化值，分别填入相应栏中。

假定1950年10月初的地下水埋深为3.00米以（3.00）表示之，并写在多年调节的地下水埋深栏的最上面，作为起调水位。此起调水位加上本年度上升值（为负值）或下降值（为正值），即为该调节年度末的地下水位埋深。如果年度末的埋深小于3.00米，作3.00米计。这是假定地下水埋深小于3.00米后被蒸发或损耗掉。把上年度末的埋深作为下一年度的起调水位，一直算到最后一个年度。例如，1950~51年度起调水位为3.00米，该年度中水位上升0.11米（为负值），至年度末应为 $3.00 - 0.11 = 2.89$ 米（小于3.00米），故年度末的水位仍取为3.00米并作为1951~52年度的起调水位。再演算下去，得1951~52年度水位下降0.51米（为正值），即年度末的埋深为 $3.00 + 0.51 = 3.51$ 米。接着1952~53年度末的埋深为 $3.51 + 1.79 = 5.30$ 米。如此计算下去，得到1971~72年度末的埋深为5.07米。

年调节的地下水位变化值，最严重的情况是：当补给量大于消耗量时，相当于消耗量的水位下降值（即消耗量用 $\mu$ 除）；当补给量小于消耗量时，相当于补给量的水位下降值（即补给量用 $\mu$ 除）。

在干旱地区，雨量稀少，且雨季和旱季有明显分界，则可应用上述最严重的情况作为年调节的值。但在比较湿润的地区，在一个年度内地下水位有几次升降，即地下水有一定复蓄的情况，所以年调节的地下水位变幅是小于上述最严重

的极端值。实际工作中最好按实际情况对各年作出年内调节计算。本例中为简单起见，我们取上述极端值的一半，列于表6-2的倒数第二栏中。最末一栏为年度末地下水的总埋深，系多年调节的地下水埋深加上年调节的水位下降值。由表可

表 6-2 某区地下水多年调节计算表

年 份	补 给 量 (毫米)	消 耗 量 (毫米)	水 均 衡 差 值 (毫米)		地 下 水 位 变 化 值 (米)		多 年 调 节 的 地 下 水 埋 深 (米)	年 调 节 的 地 下 水 位 变 幅 (米)	地 下 水 总 埋 深 (米)
			有 余	不 足	上 升	下 降			
1950~51	234	226	8		0.11		(3.00)* 3.00	1.51	4.51
51~52	229	267		38		0.51	3.51	1.53	5.04
52~53	146	280		134		1.79	5.30	0.97	6.27
53~54	570	215	355		4.73		3.00	1.43	4.43
54~55	195	251		56		0.75	3.75	1.30	5.05
55~56	537	170	367		4.89		3.00	1.13	4.13
56~57	176	224		48		0.64	3.64	1.18	4.82
57~58	370	202	168		2.24		3.00	1.35	4.35
58~59	147	265		118		1.57	4.57	0.98	5.55
59~60	455	241	214		2.85		3.00	1.51	4.51
60~61	139	260		121		1.61	4.61	0.92	5.53
61~62	334	252	82		1.09		3.52	1.68	5.20
62~63	570	132	438		5.83		3.00	0.88	3.88
63~64	184	270		86		1.14	4.14	1.23	5.37
64~65	264	245	19		0.25		3.89	1.63	5.22
65~66	137	307		170		2.27	6.16	0.91	7.07
66~67	308	266	42		0.56		5.60	1.77	7.37
67~68	159	334		175		2.34	7.94	1.06	9.00
68~69	244	218	26		0.35		7.59	1.45	9.04
69~70	262	250	12		0.16		7.43	1.67	9.10
70~71	290	210	80		1.07		6.36	1.40	7.76
71~72	347	250	97		1.29		5.07	1.67	6.74

\* 为多年调节开始时的地下水位。

见，1967~68年度之后，连续三年出现地下水埋深达9米之多，这是22年之中最严重的情况。除此之外，埋深大于7米的连续出现六年，也比较严重。对于主要配备离心泵的地区，吸程接近于埋深，有时甚至吸不上水。多年调节后，就容易发现这些问题。

这里必须加以说明：表6-2中所列的消耗量，是按100%的井灌化程度而计算的，如果实际达不到这个水平（例如只能达到70%），则需水量尚要打折扣，另一方面我们还可根据实际情况，对补给量和需水量进行调整。例如，在地下水位降至一定深度后，考虑使用一定数量的深井。其它如省水措施，作物重新安排，都可减少消耗量。

多年调节法要求有较多年份的资料，如果观测系列太短和水均衡有关资料太少，进行调节是有困难的。为了更好地摸清地下水资源，在缺乏资料的地区，应尽速安排地下水试验研究和长期观测工作。

附录一 井函数 $W(u)$ 值表

$N \backslash u$	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$N \times 10^0$	0.219	0.049	0.013	0.0038	0.0011	0.00036	0.00012	0.000038	0.000012
$N \times 10^{-1}$	1.81	1.22	0.91	0.70	0.56	0.45	0.37	0.31	0.26
$N \times 10^{-2}$	4.04	3.35	2.96	2.68	2.47	2.30	2.15	2.03	1.92
$N \times 10^{-3}$	6.33	5.64	5.23	4.95	4.73	4.54	4.39	4.26	4.14
$N \times 10^{-4}$	8.63	7.94	7.53	7.25	7.02	6.84	6.69	6.55	6.44
$N \times 10^{-5}$	10.94	10.24	9.84	9.55	9.33	9.14	8.99	8.86	8.74
$N \times 10^{-6}$	13.24	12.55	12.14	11.85	11.63	11.45	11.29	11.16	11.04
$N \times 10^{-7}$	15.54	14.85	14.44	14.15	13.93	13.75	13.60	13.46	13.34
$N \times 10^{-8}$	17.84	17.15	16.74	16.46	16.23	16.05	15.90	15.76	15.65
$N \times 10^{-9}$	20.15	19.45	19.05	18.76	18.54	18.35	18.20	18.07	17.95
$N \times 10^{-10}$	22.45	21.76	21.35	21.06	20.84	20.66	20.50	20.37	20.25
$N \times 10^{-11}$	24.75	24.06	23.65	23.36	23.14	22.96	22.81	22.67	22.55
$N \times 10^{-12}$	27.05	26.37	25.96	25.67	25.44	25.26	25.11	24.97	24.86
$N \times 10^{-13}$	29.36	28.66	28.26	27.97	27.75	27.56	27.41	27.28	27.16
$N \times 10^{-14}$	31.66	30.97	30.56	30.27	30.05	29.87	29.71	29.58	29.46
$N \times 10^{-15}$	33.97	33.27	32.86	32.58	32.35	32.17	32.02	31.88	31.76

# 附录二 $W(u_e, \frac{r}{B})$ 值表

$$\frac{1}{u_e} = N \times 10^n \quad (A \text{ 组曲线})$$

$\frac{r}{B} = 0.01$			$\frac{r}{B} = 0.1$			$\frac{r}{B} = 0.2$			$\frac{r}{B} = 0.316$		
N	n	W	N	n	W	N	n	W	N	n	W
1	1	1.82	1	1	1.80	5	0	1.19	1	0	0.216
1	2	4.04	2	1	3.24	1	1	1.73	2	0	0.544
1	3	6.37	1	2	3.81	5	1	2.95	5	0	1.153
5	3	7.82	2	2	4.30	1	2	3.29	1	1	1.655
1	4	8.40	5	2	4.71	5	2	3.50	5	1	2.504
1	5	9.42	1	3	4.83	1	3	3.51	1	2	2.623
1	6	9.44	1	4	4.85				1	3	2.648

$\frac{r}{B} = 0.4$			$\frac{r}{B} = 0.6$			$\frac{r}{B} = 0.8$			$\frac{r}{B} = 1.0$		
N	n	W	N	n	W	N	n	W	N	n	W
1	0	0.213	1	0	0.206	5	-1	0.046	5	-1	0.0444
2	0	0.534	2	0	0.504	1	0	0.197	1	0	0.1855
5	0	1.114	5	0	0.996	2	0	0.469	2	0	0.431
1	1	1.564	1	1	1.311	5	0	0.857	5	0	0.715
5	1	2.181	2	1	1.493	1	1	1.050	1	1	0.819
1	2	2.225	5	1	1.553	2	1	1.121	2	1	0.841
1	3	2.229	1	2	1.555	5	1	1.131	5	1	0.842

$\frac{r}{B} = 1.5$			$\frac{r}{B} = 2.0$			$\frac{r}{B} = 2.5$			$\frac{r}{B} = 3.0$		
N	n	W	N	n	W	N	n	W	N	n	W
5	-1	0.0394	3.33	-1	0.0100	5	-1	0.0271	5	-1	0.0210
1	0	0.1509	5	-1	0.0355	1	0	0.0803	1	0	0.0534
1.25	0	0.199	1	0	0.114	1.25	0	0.0961	1.25	0	0.0607
5	0	0.301	1.25	0	0.144	2	0	0.1174	2	0	0.0681
2	0	0.413	2	0	0.194	5	0	0.1247	5	0	0.0695
1	1	0.427	5	0	0.277	1	1	0.1247	1	1	0.0695
2	1	0.428	1	1	0.228						

# 附录三 $W(u_d, \frac{r}{B})$ 值表

$$\frac{1}{u_d} = N \times 10^n (B \text{ 组曲线})$$

$\frac{r}{B} = 0.01$			$\frac{r}{B} = 0.1$			$\frac{r}{B} = 0.2$			$\frac{r}{B} = 0.316$		
N	n	W	N	n	W	N	n	W	N	n	W
4	2	9.45	4	0	4.86	4	-1	3.51	4	-1	2.66
4	3	9.54	4	1	4.95	4	0	3.54	4	0	2.74
4	4	10.23	4	2	5.64	2	1	3.69	4	1	3.38
4	5	12.31	4	3	7.72	4	1	3.85	4	2	5.42
4	6	14.61	4	4	10.01	1.5	2	4.55	4	3	7.72
						4	2	5.42			
$\frac{r}{B} = 0.4$			$\frac{r}{B} = 0.6$			$\frac{r}{B} = 0.8$			$\frac{r}{B} = 1.0$		
N	n	W	N	n	W	N	n	W	N	n	W
1	-1	2.23	4.44	-1	1.586	2.5	-2	1.113	4	-2	0.844
1	0	2.26	2.22	0	1.707	2.5	-1	1.153	4	-1	0.901
5	0	2.40	4.44	0	1.841	1.25	0	1.264	4	0	1.356
1	1	2.25	2.67	1	2.448	2.5	0	1.387	4	1	3.140
3.75	1	3.20	4.44	1	1.255	9.37	0	1.938			
1	2	4.05				2.5	1	2.704			
$\frac{r}{B} = 1.5$			$\frac{r}{B} = 2.0$			$\frac{r}{B} = 2.5$			$\frac{r}{B} = 3.0$		
N	n	W	N	n	W	N	n	W	N	n	W
7.11	-2	0.444	4	-2	0.239	2.56	-2	0.1324	1.78	-2	0.0743
3.55	-1	0.509	2	-1	0.283	1.28	-1	0.1617	8.89	-2	0.0939
7.11	-1	0.587	4	-1	0.337	2.56	-1	0.1988	1.78	-1	0.1189
2.67	0	0.967	1.5	0	0.614	9.6	-1	0.3990	6.67	-1	0.2518
7.11	0	1.569	4	0	0.111	2.56	0	0.7977	1.78	0	0.5771

## 参 考 文 献

- [1] 《供水水文地质手册》编写组 《供水水文地质手册》第二册, 水文地质计算 地质出版社, 1977年。
- [2] 张宏仁等 《地下水非稳定流理论的发展和应用》 地质出版社, 1975年。
- [3] 河北省地质局水文地质四大队 《平原井灌区地下水开发利用》 科学出版社, 1977年。
- [4] 陕西省水利科学研究所 《渠道防渗》 水利电力出版社, 1978年。
- [5] 武汉水利电力学院《农田水利》编写组 《农田水利》下册 人民教育出版社, 1978年。
- [6] В.И. Островский; К методике расчёта испарения грунтовых вод (论地下水计算的蒸发公式)。Водные Ресурсы, №. 3, 1979.



## 参 考 文 献

- [1] 《供水水文地质手册》编写组 《供水水文地质手册》第二册, 水文地质计算 地质出版社, 1977年。
- [2] 张宏仁等 《地下水非稳定流理论的发展和应用》 地质出版社, 1975年。
- [3] 河北省地质局水文地质四大队 《平原井灌区地下水开发利用》 科学出版社, 1977年。
- [4] 陕西省水利科学研究所 《渠道防渗》 水利电力出版社, 1978年。
- [5] 武汉水利电力学院《农田水利》编写组 《农田水利》下册 人民教育出版社, 1978年。
- [6] В.И. Островский; К методике расчёта испарения грунтовых вод (论地下水计算的蒸发公式)。Водные Ресурсы, №. 3, 1979.