目　录

一、液体在裂隙-岩溶储集层中渗透的主要特点 …… 1

二、裂隙及岩溶储集层中地下水开采储量的形成条件及地下水源的分类 …… 9

（一）地台型自流盆地中的水源 …… 10

（二）河谷中的水源 …… 12

（三）面积有限的构造中或裂隙、裂隙-岩溶岩体和构造破碎带中的水源 …… 14

三、裂隙及岩溶储集层中地下水开采储量评价方法的特点 …… 22

（一）水动力学法 …… 23

1．解析计算 …… 25

2．相似模拟 …… 41

（二）水力学方法 …… 43

（三）均衡法 …… 45

（四）根据泉水流量的观测评价地下水的开采储量 …… 50

（五）水文地质比拟法 …… 52

四、裂隙及岩溶储集层中地下水补给与排泄的研究 …… 56

五、在裂隙-岩溶含水层中进行抽水试验和资料整理方法的特点 …… 83

（一）确定计算的水文地质参数 …… 83

（二）复杂水文地质条件下试验-开采抽水成果的解释 …… 98

（三）在确定计算的水文地质参数时对含水层非均质性的考虑 …… 100

（四）裂隙及裂隙-岩溶含水层中进行抽水试验的方法 ……111
六、裂隙及裂隙-岩溶地下水源开采储量的勘探及评价实例 ……118
（一）用模拟方法勘探和评价自流盆地翼部的裂隙-岩溶水的储量（季曼，波日尼亚叶利-谢吉尤水源） ……119
（二）用模拟法勘探和评价河谷的裂隙-岩溶水的储量（乌拉尔，谢尔加水源）……130
（三）用综合参数法勘探和评价封闭构造中的裂隙水储量（中亚） ……143
（四）用均衡法和水力学法评价岩溶地块的地下水储量（俄罗斯地台，鲍克西托戈尔斯克水源）……149
（五）用水力学方法评价裂隙－脉状水的储量（北哈萨克斯坦，休钦水源）……153
（六）根据阿卢普卡城区（克里米亚山区）的泉流观测评价地下水的开采储量 ……158

一、液体在裂隙-岩溶储集层中渗透的主要特点*

在裂隙介质中，液体的渗透条件取决于介质结构的下列主要特征。

（1）岩石的裂隙发育得极为强烈，使得在解决渗透问题时，在大多数的情况下可以把它作为连续介质看待。

（2）在岩石中裂隙主要按一定的方式排列。

（3）每一裂隙可以看作是与缝隙相类似的渗透通道。

（4）岩石的渗透和储集性能决定于两种空隙类型，即孔隙（空洞）及裂隙（大型岩溶）。

（5）在一系列情况下，存在着相对稀疏的大裂隙、岩溶暗河、岩洞网，不可把渗透场视为连续介质，这导致线性水流及径向水流特点的变异，有时也导致水流连续性的明显破坏。

（6）当液体沿大型溶洞及裂隙运动时，可能违背线性渗透定律。

目前，形成了研究液体在裂隙岩石中渗透过程的两个主要方向。

（1）把裂隙岩石视为连续介质。此时，可以把单个裂隙在空间中的规模、形状及排列略而不计(Г. И. 巴连勃拉特，Ю. П. 热尔托夫等)。

（2）把裂隙岩石视为被呈几何图形有规律排列的裂隙系统所分割的介质。这种处理要求预先考虑单个裂隙的形状、规模及排列，研究裂隙参数和建立裂隙介质的水动力模型（E. M. 斯麦霍夫，E. C. 罗姆，Б. В. 波津年科等）。从渗透理论观点来看，第

---

* 原书的第一章§3节。

二种处理远没有第一种处理那样简单。

为了确定液体在裂隙岩石中流动的规律性，在表示单个裂隙模型的缝槽中完成了大量的实验。实验主要是用来确定达西线性定律的适用范围。Г. М. 罗米捷最详尽地研究了液体在缝槽中的运动。他研究了缝槽壁的粗糙度、它们的弯曲、张口为0.5到5—10毫米的缝槽上变化的断面值的影响，并把结果与粒状土石中的实验资料作了对比。对于光滑缝槽中的水流，曾得到临界雷诺数等于600，作为达西定律的应用上限。当增大裂隙壁的粗糙度及裂隙的弯曲时，液体在裂隙及粒状介质中运动的规律性渐渐相近。当减小缝槽的张口及增大缝槽壁的粗糙度时，由于存在结合水及惯性力而偏离线性渗透定律。在这种情况下，偏离线性渗透定律和在孔隙介质中发生的一样。

根据Г. М. 罗米捷进行的研究得出结论：在大多数情况下，裂隙及孔隙介质中的渗透条件相类似。对 b* 值小于 0.1 厘米，当水头梯度 I 小于0.5—1时，实际上线性渗透定律总是得到遵守的。

为了确定裂隙张口 b 的限度（低于该限度会明显地表现出结合液体的存在），Е. С. 罗姆曾在超窄缝槽（张口从 100 到 0.25 微米）上作过实验。结果确定：在张口达到 0.25 微米前的缝槽中，运动服从线性渗透定律。此时，结合液体的厚度不超过0.06微米。大量结合水在岩石中的存在取决于毛细力的作用及存在不连通的孔隙，而不取决于表面张力。

由此可见，实验表明：在天然环境中所遇到的大多数情况下，液体在裂隙岩石中的运动服从线性渗透定律。

平方阻力定律(此时哲才-克拉斯诺波利斯基公式是正确的)对张口大于 0.1 厘米的裂隙，在梯度超过 1—30 时有效。因此，可在大裂隙中，于液体进入钻井或矿山巷道的入口处（这里的运动速度大）观察到产生紊流动态。

---

* b 为裂隙张口，即裂隙壁之间的平均距离——译者注。

为了分析在径向流中紊流动态产生的条件，P. Д. 别凯尔进行了实验室实验。在一个张口从 1.27 到 10.16 毫米的补给裂隙中，于不同的流量下，他得到下列的紊流动态带的半径值（R_T）。

Q（米³/昼夜）	159	795	1590	2385	3180
R_T（米）	0.08	0.385	0.770	1.155	1.540

可见，紊流动态带的作用极小。

В. Д. 巴布什金有分析地研究了这个问题。他确定了当存在有很大的岩溶通道或构造裂隙并以每昼夜几十万立方米集中取水时，紊流带半径可达几百米。但是，就是在这种条件下，由于未考虑违背线性渗透定律而产生的误差也不大于20—50%。当从单个的点上以每昼夜不超过几万立方米实际取水时，计算误差在百分之几的范围内，而且紊流带半径极小。

与孔隙介质比较，液体在裂隙介质中运动的主要不同之点取决于：

（1）在多数情况下，裂隙介质的渗透性能具有明显的各向异性。

（2）由于压力对裂隙张口的明显影响，在压力变化与透水性之间存在着较孔隙介质中更强的关系。

（3）在具有“双重”孔隙度的介质*中，孔隙与裂隙之间存在着越流。

（4）存在着稀疏的、破坏地下水径向水流或平面水流特点或者水流连续性的大裂隙。

正如已经指出的那样，液体在裂隙介质内渗透的过程中，起主导作用的构造裂隙的典型特征是裂隙的系统性和固定的方向性。此种方向性就较大的裂隙而言，多半与岩石的走向一致。在天然条件下，岩石的构造裂隙总是由几组裂隙形成的。不论是在

* 这是指岩石中的裂隙及岩块的孔隙二者都是液体的储存所和传导体——译者注。

稠密度上，还是在方向上，这些系统的分布是极不均匀的。但是，通常还是可以区分出裂隙性相对来说比较相同的规模不等的较大地段，在其范围内各向异性可认为是直线的、均质的。

对直线、均质的各向异性岩层中的非稳定渗透条件来说，当

$$a_x=\frac{K_xh}{\mu},\quad a_y=\frac{K_yh}{\mu},\quad a_z=\frac{K_zh}{\mu}$$

时，液体运动的基本微分方程式的形式为

$$a_x\frac{\partial^2H}{\partial x^2}+a_y\frac{\partial^2H}{\partial y^2}+a_z\frac{\partial^2H}{\partial z^2}=\frac{\partial H}{\partial t}\qquad(1)$$

式中，a_x、a_y、a_z及K_x、K_y、K_z——主坐标轴上的压力传导系数及渗透系数；μ——岩石的给水度；h——岩层的厚度。

各向同性空间变形法是解各向异性岩石中渗透问题的基本方法。

在变换一个坐标轴的条件下，方程（1）变为在各向同性介质中的渗透方程式（对平面流而言）

$$a_y\left(\frac{\partial^2H}{\partial x_1^2}+\frac{\partial^2H}{\partial y^2}\right)=\frac{\partial H}{\partial t}\qquad(2)$$

式中，$x_1=\varepsilon\cdot x$；ε——各向异性系数$\left(\varepsilon=\sqrt{\frac{K_y}{K_x}}\right)$。

И. К. 加维奇对径向流条件得到方程（2）的解

$$s=\frac{Q}{4\pi h\sqrt{K_x\cdot K_y}}\left[-E_i\left(-\frac{r'^2}{4a_yt}\right)\right]\qquad(3)$$

式中，r'——x、y坐标系中的动径，

$$r'=\sqrt{y^2+\frac{K_y}{K_x}x^2}$$

s——水位降深；

Q——钻井水量。

E. C. 罗姆得到了类似的、但是在变换两个坐标轴时的表达式。方程（2）的解表明：各向异性岩层中，在似稳定渗透动态条件下，水位下降速度与渗透方向无关，而取决于渗透系数的

几何平均值。

$$K_{cp}=\sqrt{K_x K_y}$$

各向异性岩层中的水位降深值取决于降深地点相对于泉（径流）的位置及各向异性主轴的位置。

裂隙介质的非常重要的特点是参数极大地依赖于岩层中的压力。改变作用于岩块上的压力会导致裂隙张口的变化。与岩块的规模比较，裂隙的横向规模小，因此，甚至不大的岩块弹性变形可以导致裂隙张口极其明显的改变。考虑到岩石透水性与裂隙张口的立方关系，应能预料到岩石透水性与压力的相互关系。这在钻井试验时得到证实。在使用压水井时，常发现吸收系数增长，这可用裂隙张口增大来解释。Ю. П. 热尔托夫最详尽地研究了透水性随压力的变化。压力变化与钻井水量之间的关系是非线性的。压力下降快于水量增长。提出了通过引进表征该值的系数 δ 来考虑透水性随压力而变化的方法。为了整理钻井研究的结果，利用方程式

$$Q=a(\Delta P)+b(\Delta P)^2 \qquad (5)$$

$$a=\frac{2\pi K_{(P_0)}h}{\ln\frac{R_K}{r_c}}$$

$$b=a\frac{\delta}{2}$$

式中，$K_{(P_0)}$——初始层压下的渗透系数。

根据A. 班的资料，对开采井，系数 δ 等于（0.0065÷0.0281），对压水井，系数 δ 等于（0.1563÷0.284）。

具有“双重孔隙度”的岩石，当发生非稳定渗透时，在裂隙及孔隙介质中表现出极其重要的渗透差别。Г. И. 巴连勃拉特及Ю. П. 热尔托夫提出了液体在裂隙岩石中非稳定渗透理论的基本原理。为了考虑裂隙储集层中不同类型的空隙对渗透过程的影响，他们引进了具“双重孔隙度”介质的概念。他们建议把裂隙极为发育的岩石看成具有双重孔隙介质（它们的孔隙大小不同，

一种镶入于另一种之中）。此时，可以把液体在分割孔隙岩块的裂隙系统（介质1）中及在相互沟通的孔隙岩块系统（介质2）中的运动分开来研究。此时，两种介质之间将发生液体的强烈交换。

在所假定的前提下，Г. И. 巴连勃拉特和Ю. П. 热尔托夫用下列微分方程组描述均匀液体在裂隙-孔隙岩石中的渗透。

$$\left.\begin{aligned}\frac{K_1}{\mu_0}\triangle H_1&=(\beta_{c_1}+n_1\beta)\frac{\partial H_1}{\partial t}-\alpha(H_2-H_1)\\ \frac{K_2}{\mu_0}\triangle H_2&=(\beta_{c_2}+n_2\beta)\frac{\partial H_2}{\partial t}+\alpha(H_2-H_1)\end{aligned}\right\}\qquad(6)$$

式中，H_1 及 H_2，K_1 及 K_2，n_1 及 n_2——分别为介质（1和2）中的压力、透水性及孔隙度；μ_0——液体的粘滞性；β_{c_1}，β_{c_2}，β——分别为介质（1及2）和液体的可压缩性；△——拉普拉斯算子符号；α——表征介质之间液体交换强度的无因次系数。系数 α 类似于热交换理论中的热传导系数。

α 值与裂隙的比表面 σ 成正比，与单个岩块的平均大小 l 成反比。

$$\alpha\approx K_2\sigma^2\approx\frac{K_2^*}{l^2}$$

由此可见，液体在裂隙-孔隙介质中的非稳定运动方程式与用于通常孔隙介质的方程式的区别在于考虑到孔隙与裂隙间液体交换的补充项。

在压力极其平稳改变的条件下，从孔隙向裂隙中的越流强度可以认为是与时间无关的，而越流过程可以认为是似稳定的。此时，越流强度表达式的形式为

$$q=\frac{\rho\alpha}{\mu_0}(H_2-H_1)\qquad(7)$$

式中，ρ——液体的密度。

---

* 原文误为 $\frac{K_2}{l_2}$——译者注。

由于通常 $n_1 \ll n_2$ 及 $K_1 \gg K_2$，则方程组（6）的某些项小得可忽略不计，方程组的形式可采用

$$\frac{\partial H_1}{\partial t} - \eta \frac{\partial (\triangle H_1)}{\partial t} = a \triangle H_1 \qquad (8)$$

$$a = \frac{K_1}{\mu_0 (\beta_{c_2} + n_2 \beta)}; \quad \eta = \frac{K_1}{a} = \frac{K_1}{K_2} l^2$$

当系数 η 趋近于零，这相应于增大 a，亦即减小岩块的大小和增大岩石的裂隙程度时，方程式（8）与弹性动态下孔隙介质中的渗透方程式趋于一致。系数 η 具有面积的因次。根据 Г. И. 巴连勃拉特和 Ю. П. 热尔托夫的估计，系数 η 在非常大的范围内变化，从几到 10^{16} 平方厘米。

液体在裂隙岩石中流动的最有代表性的性质，是一种时间上的滞后$\left(\tau = \frac{\eta}{a} \right)$，这关系到弱透水岩块中存有大量的液体。因此，在研究裂隙岩石的渗透过程时，只是当研究过程的时间 t 比滞后时间 τ 大得多（$t \gg \tau$）时，方可利用孔隙介质中常用的渗透方程式。在相反的情况下，应该考虑液体在裂隙-孔隙介质中运动的特点。

对于具有张口极为不同、但裂隙强烈发育的两组裂隙系统的岩层来说，上述一切也都是正确的。

当大裂隙或岩溶通道间的距离很大时（这是很经常遇到的），不可忽略它们的规模及形状，因为它们之间的距离与所研究的渗透区的规模十分相近。这些具有很高渗透性能的裂隙对保存在小裂隙中的液体来说，起着排水渠的作用。大裂隙与“岩块”间的液体交换特点依然存在，但在解决渗透问题时，必须考虑单个大裂隙的规模和形状。但是，这种基于考虑大裂隙形状的处理方法，在大多数情况下是不适用的，因为不但裂隙的形状、规模及其渗透性能通常是未知的；而且计算这种条件下的渗透的数学复杂程度是难以克服的。

通过整体考虑大裂隙的作用可以部分地解决这个问题。大裂

隙可以看作是廊道型的、独特的天然地下排水渠。如果集水钻井揭露一个或一些这样的裂隙，则在钻井取水时，沿着这些裂隙及与它们相交的大裂隙，水位变化传递很快（几乎常是瞬时传递），在裂隙中形成了水位降深，这是从裂隙岩石基本体积中吸取水量（相等于取水量）的必然结果。然后，水沿着大裂隙进入钻井。

集水钻井及与其相关的大裂隙可以看作是引用半径为$r_{0.ap}$的辐射集水建筑物类型的一种“综合”的引水系统。和任何的集水建筑物工作时一样，经过一段为建立该系统(钻井-裂隙）中的似稳定动态所必须的时间，水位下降速度将仅仅取决于岩石基本体积的渗透性能，与大裂隙的分布及形状无关。大裂隙的分布及形状将只影响集水（试验）井及观测井中的绝对水位降深值。由于入口阻力值急剧减小，该绝对水位降深值比通常条件下的要小些。

当到试验井和集水井的距离极大地超过大裂隙间的距离时，“综合引水系统”的效应可以不加考虑。

很显然，由于“岩块”的规模很大，在这种条件下，有代表性的滞后时间比在通常的裂隙-孔隙岩石中的要大得多。

由此可见，当研究过程的时间不长时，独特的液体运动特点表现得最明显。随着时间增长，它们开始服从在通常的粒状介质中同样的规律性。

因而，在确定含水岩层所要计算的水文地质参数时，最重要的是考虑渗透在裂隙岩石中的特殊性。下一步与预测降水装置和集水建筑物历时工作有关的计算，则可以用孔隙介质的一般关系式来完成。

当裂隙发育极不均一、水流连续性被破坏时，对实用目的来说，水动力学计算很不适用。

二、裂隙及岩溶储集层中地下水开采储量的形成条件及地下水源的分类*

对裂隙及岩溶储集层中不同地下水源的地质及水文地质资料进行研究和综合，可以区分出决定开采储量值的主要因素，剖析开采储量的形成条件，进行水源的分类。

决定所研究的水源的地质-水文地质条件的基本因素有：

（1）水源所属构造的地质类型。

（2）含水岩层在平面上的分布及水源的平面边界的特征（包括几何形状）。

（3）含水介质的裂隙和岩溶特征及其在平面和剖面上的变化规律。

（4）含水岩层的覆盖条件（含水层的顶板是隔水和含水岩层，在弱透水盖层中存在岩性天窗，含水层之间的相互联系等）。

（5）在水源范围内存在地表水体和水流，它们的水文动态，地下水与地表水相互联系的条件。

（6）地下水的补给与排泄条件。

（7）环绕主要储集层的岩石含水性（对封闭构造而言）。

（8）水源区的水化学特征。

由于同时根据上述所有特点很难分类，我们仅根据下述三个特点来分类，在我们看来，这些特点足以反映任一水源的特殊性。（1）水源的构造-成因类型及含水层在平面上的分布。（2）形成地下水开采储量的主要来源。（3）储集层的非均质特征及非均质在平面上的变化规律。

---

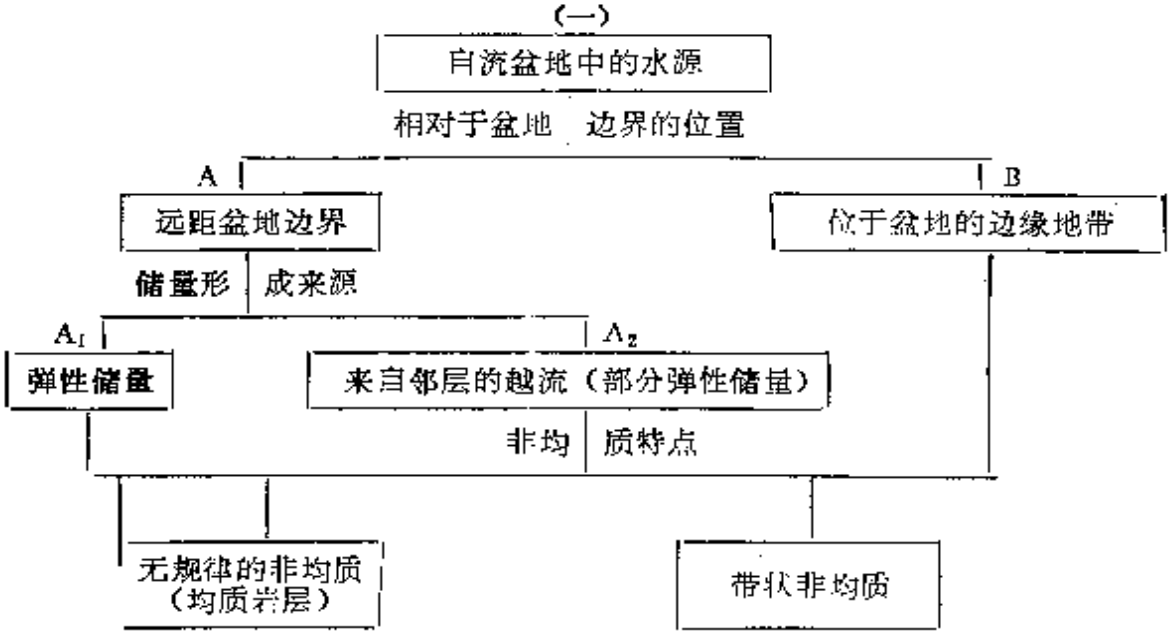
* 原书的第二章。

根据构造-成因特征，可以区分三种基本的地下水源类型：地台型自流盆地中的水源；河谷中的水源；面积有限的构造中、裂隙和裂隙-岩溶岩块中及构造破碎带中的水源。

所列举的水源类型首先是根据平面及剖面上的边界条件，因而也是根据开采储量的形成条件来区分的。

（一）地台型自流盆地中的水源

根据相对于盆地边界的位置，将地台型自流盆地中的地下水源划分为下列亚型（见图表）。



A：水源远距盆地边界。在开采过程中，降落漏斗不会扩展到含水层地表露头区的边界。水源可在一个含水层中，也可在多个或层状含水岩层中。

根据地下水开采储量的形成条件可以分为两个组：

A_1：开采储量主要靠岩层的弹性储量形成。集水建筑物的其它补给源或者不存在，或者其作用甚小（粘土的弹性压缩，通过弱透水岩层来自其它岩层的越流）。位于莫斯科自流盆地中央部位的下石炭世碳酸盐岩沉积及北克里米亚新第三纪的石灰岩-介壳

灰岩中的水源就是具有这种特征的代表*。

A_2：开采储量在很大程度上靠通过隔水岩石中的岩性天窗或通过弱渗透沉积从上覆含水层中的越流而形成，弹性储量具有次要意义。莫斯科州中央部位的中石炭世碳酸盐岩沉积、莫尔达维亚中部的萨尔马特**石灰岩及波罗的海沿岸的泥盆纪砂岩中的水源都是典型的代表。

B：水源位于自流盆地的边缘部位。在这种条件下，开采储量可由以下各项形成：岩层露头区无压带中的岩层疏干、覆盖于开采含水层之上的含水岩石的疏干、通过水力天窗或弱渗透沉积来自上覆含水岩石中的地下水越流、通过水力天窗或弱渗透岩石对地表河水径流的吸收，以及在未受破坏的条件下，地下水排泄发生在降落漏斗发育带内时，对地下水天然资源的吸收。

该亚型水源极为广泛地发育于莫斯科自流盆地的石炭纪沉积、外乌拉尔始新世蛋白土、波罗的海沿岸古生代石灰岩及其它许多地区中。波日尼亚叶利-谢吉尤水源及鲍克西托戈尔斯克水源可属此类型***。

但是，当岩层在地表出露区为河流所切割或者在岩层向自流盆地中央倾伏而含水岩层的裂隙及岩溶急剧减小时，该亚型水源常失去独立的意义。在这种情况下，所述水源的条件与河谷或狭小构造中的水源条件相近。

根据含水介质的非均质程度，所划分的每一亚型水源可分为：

1．相对均匀透水的含水岩层中的水源，或者其非均质性为无规律的非均匀透水岩层中的水源（当降落漏斗发育区远远超过非均质单元的规模，在计算中可把岩层视为均质时）。

2．带状非均质岩层中的水源。根据非均质特征区分含水岩

---

* 该组水源的特点是水化学环境复杂，这与补给条件不良有关。

** 中、上更新统下部——译者注。

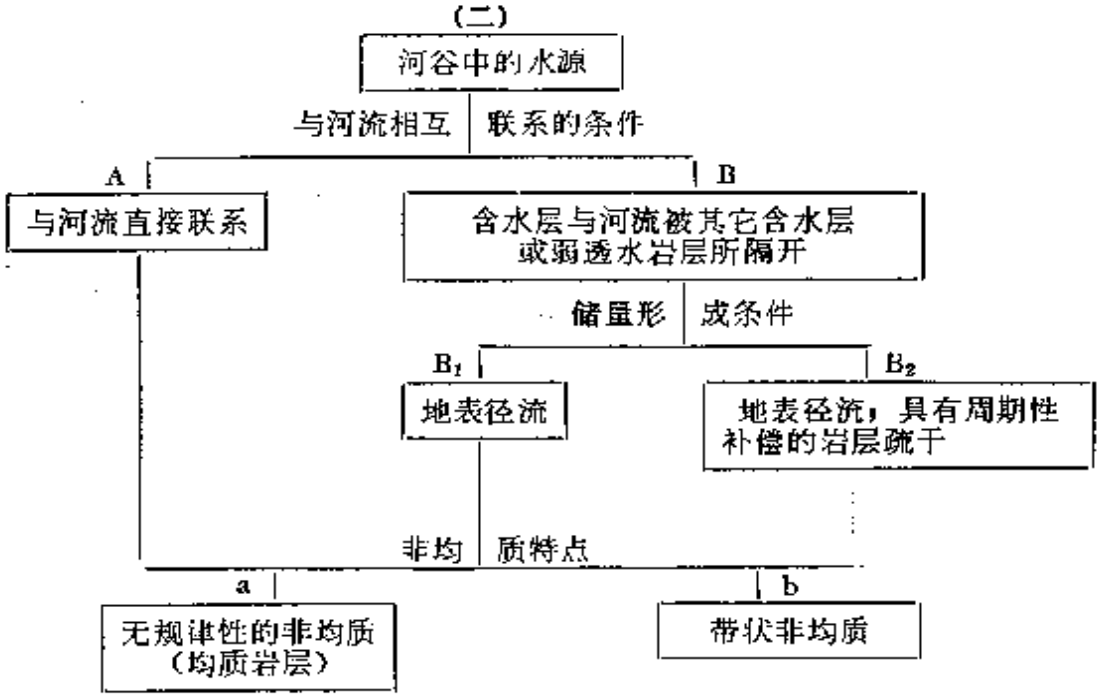
*** 详见六（一）及六（四）——译者注。

层的原则将在后面详细阐明*。

对自流盆地，例如对莫斯科自流盆地的石炭纪岩石来说，带状非均质性是较具代表性的。带状非均质性以斑状或条带状为特别常见。呈斑状时，各向相等或不规则状的较强的渗透带通常被弱渗透岩石环绕。当河流与裂隙-岩溶层被弱渗透岩层隔开时，条带状非均质常是由于河谷中的裂隙性升高所引起。当含水层与河流有直接联系时，水源应归属为河谷型。

（二）河谷中的水源

根据河谷结构及地下水开采储量形成来源的不同，这一类水源可分为如下的类型（见图表）。



A：水源位于裂隙或岩溶基岩的含水层中，基岩直接被河床切割（纯渗漏型集水建筑物）。由于含水岩石的天然（容积）储量有限，地下水的开采储量实际上完全由地表河水径流所保证。这种亚型的水源相对少见，它们见于乌拉尔、西伯利亚南部、乌克

* 详见五——译者注。

兰结晶地盾范围内及苏联的其它一系列地区。

B_1：水源埋藏于裂隙或岩溶基岩的含水层中，含水层与河流被弱渗透层或其它含水层所隔开。当含水层与河流被其它含水层所隔时，含水层之间亦可为弱渗透的沉积所分开。

根据开采储量的形成条件，这种亚型又可以划分为两组：

B_{11}：开采储量完全由地表径流保证，但是，地表径流是通过上覆的冲积沉积物或弱渗透沉积物进入含水层之中的。这种亚组的代表性水源广泛见于莫尔达维亚的德涅斯特尔河谷、莫斯科南部近郊、前乌拉尔、沃雷尼及苏联的其它地区。

B_{12}：在平水期或枯水年份周期内，开采储量主要靠疏干上覆的冲积物（有时亦靠疏干基岩）来形成。此时，地表径流对集水建筑物的补给作用不大，或者地表径流根本不参与补给。在洪水期，消耗的储量全部或部分地得到补偿。这类水源在顿巴斯和库尔斯克磁力异常区的泥灰岩-白垩沉积以及在其它许多地区有广泛的发育。乌拉尔的谢尔加水源也属于此亚组*。

和在自流盆地中一样，根据含水介质的非均质性进一步划分水源。对这些岩层来说，河谷本身范围内不同程度的无规律性的非均质是最典型的。带状非均质通常表现为从河谷到分水岭方向上裂隙极为迅速地单调或跳跃式衰减。在分水岭处，岩石实际上常是整块的。除此而外，当河谷勘探地段延伸较大时，在地段中亦可划分出含水介质具有不同透水性能的块段。

所述的两种类型的水源与相类似的、但位于粒状储集层中的水源的主要区别仅在于含水介质的结构上，这在地下水勘探及储量计算时必须加以考虑。

所划分的第三种类型反映了在裂隙及岩溶储集层中水源的最显著的区别，因为在这些水源中，含水介质的结构决定着开采储量的形成和集水建筑物工作条件的特点。

---

* 详见六（二）——译者。

（三）面积有限的构造中或裂隙、裂隙-岩溶岩体和构造破碎带中的水源

这种类型水源的特征是地质-水文地质条件极其不同、颇为复杂，因此对它们作较详细地讨论。

这种水源可赋存于面积有限的岩溶及裂隙岩体中；封闭、半封闭及条带状构造中（上叠凹地、短轴背斜、地垒-背斜、地堑-向斜、单斜）；赋存于小河、溪流、河谷上游处的裂隙及裂隙-岩溶带中，在这里全部地表径流直接形成于水源范围内；赋存于在弱裂隙岩石环境中发育的具面状或线状特征的构造破碎带中（在褶皱区和古老地盾范围内的裂隙-脉状水源）。

由于构造的地质类型和成因的关系，水源最常见的有下列几何形态：圆形、椭圆形或等轴伸长的封闭岩层；常在一侧或两侧封闭的条带状岩层；扇形岩层；条带状环形岩层。水源的边界清晰（岩性界线、断裂破碎、形态成因边界）或不清晰（当裂隙逐渐衰减时和在裂隙强烈非均匀地带中）。

强裂隙发育深度及其在剖面上的变化特点是最重要的因素。通常用裂隙强烈发育的贯穿深度来确定含水层的厚度。强含水岩层的最常见的厚度从30—50米变化到150—200米，这就允许在集水建筑物开采过程中造成大的水位降深。

围绕此种类型地下水源的岩石可能是弱含水的和隔水的。最为广泛发育的是各种不同的沉积岩、侵入岩、喷出岩及变质岩类的弱裂隙岩石。钻井的单位涌水量从每秒千分之几升到每秒十分之几升。含水岩层厚度及裂隙强烈发育的贯穿深度一般比组成水源的岩石中的要小。较少数的围岩是相对隔水的，它们是泥质岩或实际上为整块的页岩及其它变质岩。在一系列情况下，在一些地段上，岩石是弱含水的；而在另一些地段上，岩石是相对隔水的。在环绕水源的弱裂隙岩石范围内，见有裂隙发育较高的个别地带或地段，但是，这些岩石整体的面积裂隙强度很小，而这些

地带对水源的影响是不足道的。根据含水岩石的覆盖条件，封闭水源可分为未覆盖的和覆盖的。在第一种情况下，裂隙岩石于局部地形低洼处，在厚度不大的砾石-小碎石或亚粘土-小碎石及亚砂土-小碎石堆积层之下出露地表。这种条件对 中央 哈萨克斯坦及乌拉尔是非常有代表性的。第二种情况，裂隙含水岩石的覆盖物可以有：（1）含水或无水的砂(无间隔层)；(2)有粘土隔层的砂；（3）有砂层透镜体的亚粘土、亚砂土、粘土；（4）风化壳的含小碎石的粘土；（5）致密的海相或湖积-冲积粘土。

覆盖岩石的特征决定着水源的地下水补给条件。此外，含水的上覆松散岩石可以是地下水开采储量形成的重要来源。此时应区分两种情况：（1）砂的发育范围实际上与水源的范围相重合；（2）含水砂的分布远远超出水源的范围，实质上可视为无限或半无限岩层。

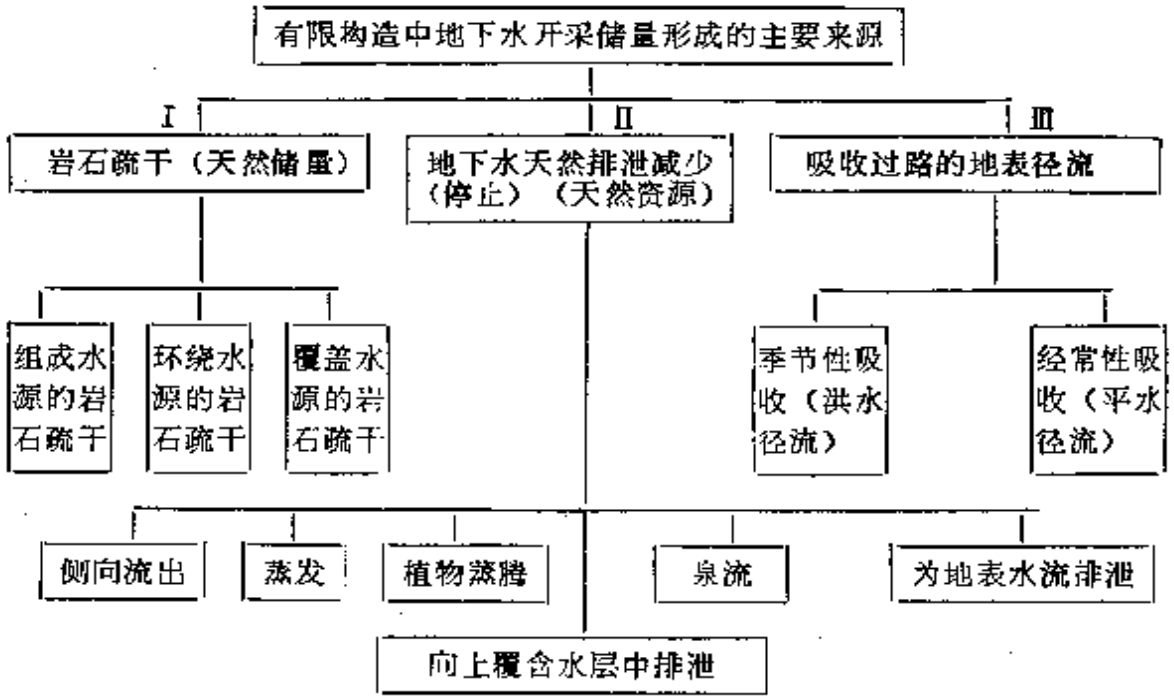
在封闭构造范围内，地表水流存在与否是确定水源工业价值的重要指标之一。切割封闭构造的河流显著地改善着地下水的补给与补偿条件。在表征地表水流时，应考虑：（1）在 平 面上河流相对于水源边界的位置（河流切割构造还是 沿 其边界通过）；（2）地表径流的动态(季节性或经常性径流)；(3)河谷结构(河流切割裂隙岩石还是被其它透水或弱透水岩层所隔开)。

在平水期，重要的是区分哪一部分径流是过路径流，哪一部分径流是在构造范围内由于水源中的地下水排泄而形成的。这种径流组分的划分使得有依据确定在天然条件下及在开采期间地下水的补给和排泄值。根据洪水特点，应区分漫滩被淹没或未被淹没的河流。洪水通过的时间、其频率和周期性、平水期持续时间也都具有重要意义。

封闭构造中的地下水靠大气降水渗入、吸收地表径流以及来自相邻弱裂隙岩石的侧向径流和来自上覆松散沉积的越流得到补给。排泄的途径有：地表水流、泉流、地表与土层蒸发、植物蒸腾、向覆盖层的越流以及部分向构造范围外流出。最后一项流出量通常很小。所述水源的显著特点在于水源实质上是封闭的均衡

系统。由于环绕水源的岩石的渗透性能低，通过它们的侧向流出量是不大的。在大多数情况下，主要是在所研究的构造范围内或沿其边缘排泄，这就造成了由于减少地下水的天然排泄量而把地下水引向集水建筑物的有利条件。

依据所研究的水源的水文地质条件，可以把形成地下水开采储量的主要来源分为三种基本组别（见图表）。



（1）含水岩石（包括组成主要含水层的岩石，也包括上覆或环绕主要含水层的岩石）中的天然储量。

（2）地下水的天然资源（在水源范围内天然排泄停止或部分减少）。

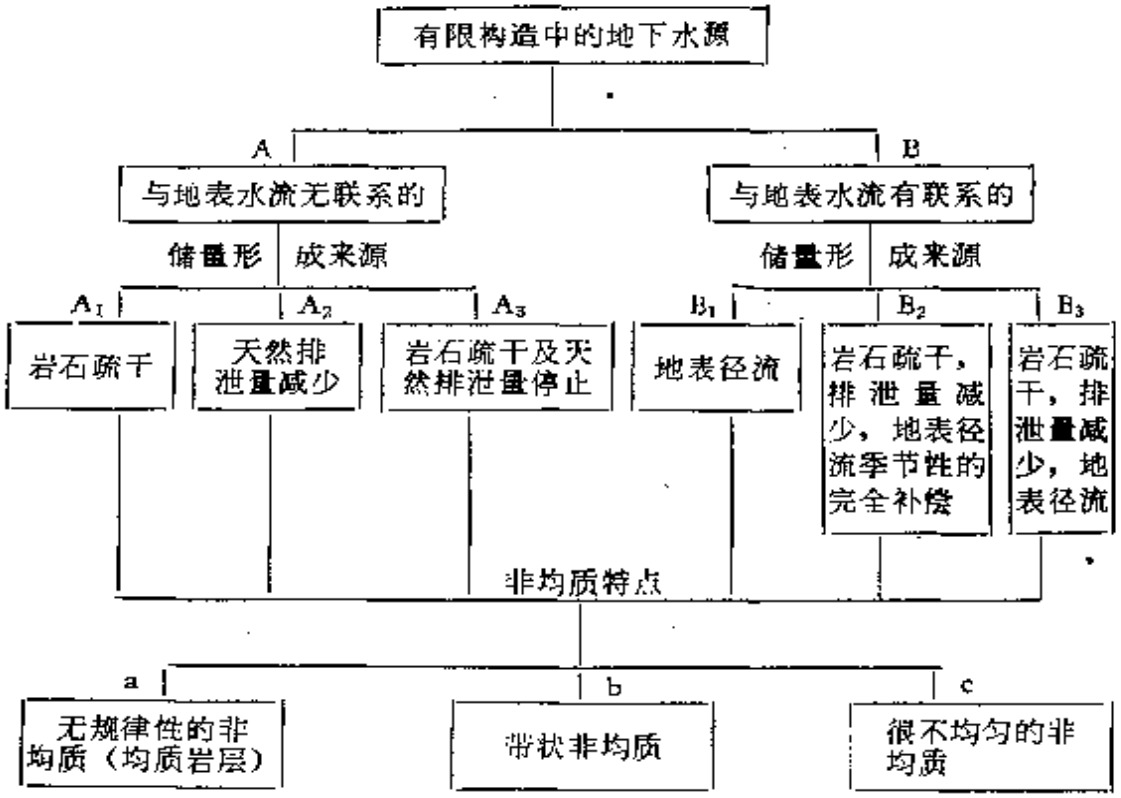
（3）在水源范围内吸收的经常性或季节性水流的过路地表径流。

从多年的观点看，第一组可在有限的时间段内保证开采储量，而第二、第三组可在无限长的时间段内保证开采储量。

与这三个组相对应的有三个基本的地下水源亚型。但是几乎得不到补给而又含有淡水（其开采储量仅靠天然储量保证）的孤立构造相对少见。较多的是储量靠疏干岩石或减少天然排泄来保

证。因此，有限构造中的全部地下水源可分为两种主要亚型（见图表）。

（三）



A：与地表水流无联系的水源。开采储量依靠地下水的弹性和容积储量及减少天然排泄量（吸收的天然资源）来形成。依据水源的水文地质条件，可以仅是第一种或第二种组分参与储量的形成（第一种情况相对少见，而第二种情况是最广泛存在的）。小河及溪流上游处的水源也属于这一亚型，这里的全部平水径流是水源本身的地下水天然资源在排泄时形成的。

B：与地表水流和水体有联系的水源。过路的地表径流在保证开采储量中起主要作用。如果河水径流是季节性的，或平水径流低于集水建筑物的可能出水量时，疏干岩石及减少天然排泄量有着重要意义。在这种情况下，动用的储量可在洪水时部分或全部地得到补偿。在水文地质条件上，这种亚型的个别水源与具双层含水岩层结构的河谷中的水源相近。

由此可见，A亚型水源开采储量的保证依靠前两组形成来源；而类型B的保证则依靠所有三组形成来源，但在大多数情况

下，第三组起着主要的作用。在图表上把这两种亚型进一步划分为组，并将对它们作详细一些的讨论。

在区分这些组时假定：（1）如果某一地下水开采储量的形成来源在储量总均衡中所占的比例小于10%时，则不作考虑；(2)水源的最大开采储量以25年期限来评价。

A_1：这一组水源相对少见。它们是在地下水的天然补给（与天然储量相比）实际上微不足道时，或者由于地下水的流出条件好，其排泄是在水源范围以外很远处进行时才形成的。在第一种情况下，地下水源与地表之间应被隔水岩石良好隔离，此时水源通常含有盐水或咸水。当组成水源及环绕水源的岩石导水性差别不大（数值相差在5—10倍内），或者流出是沿覆盖的松散岩石进行的，而且在水位降低的情况下流出不会显著减小时，才是所说的地下水有流出的良好条件。这种条件在相对来说不大的允许水位降深下是可以具有的。这些水源的开采储量可以靠主要的裂隙强烈发育的储集层、覆盖于其上的粒状岩石和周围的弱裂隙岩石的天然储量来保证。只是当有可能疏干上覆的或（较少）周围的岩石时，所述的水源才具有实践意义。

A_2：由于缺少覆盖的粒状岩石、裂隙强烈发育的岩石分布面积不大、裂隙强烈发育带厚度有限而使地下水天然储量很小时，形成这一组水源。地下水的排泄通常是靠地表水流排泄或泉流外溢来实现的。尽管见有具隐伏排泄的水源，但其它形式的排泄很少起重要作用。这类水源尽管在其它地区也常可见到，而对乌拉尔来说是非常具有代表性的。它们的水文地质条件是很不相同的，阿鲁普金、鲍克西托戈尔斯克*及列麦佐夫斯科-佩列梅什梁等水源的例子证明了这一点。当泉流集中时，常常直接引泉水来开采这种水源。

A_3：该组水源最广泛地分布于A亚型水源中，例如中央哈萨克斯坦的大多数封闭构造（向斜、短轴背斜、地堑-向斜）均属

* 鲍克西托戈尔斯克水源可归属于该组，亦可归属于自流盆地边缘部位的水源。

这种水源。这些水源具有A_1及A_2组水源的特征，靠减少天然排泄量及疏干岩石形成开采储量。由不同来源取得保证的储量之间的相互比例可在很大范围内变化。例如，对中央哈萨克斯坦的大多数封闭的短轴背斜而言，这些来源间的有代表性的比例为1:1.5—2。即对应于减少排泄量所形成的每1升/秒水，需要由疏干岩石而形成的1.5—2升/秒水。

在同一地区，对位于上叠凹地翼部的水源来说(其补给区位于围岩之中)，不同储量组分间的比例达到3—4:1，即天然资源部分显著增加。它还随着降水量的增加而增大。中央哈萨克斯坦的扎奈水源和北哈萨克斯坦的休钦水源就是该组水源有代表性的实例*。

B_1：该组水源通常在有河流的构造带中见到。如果构造带本身形成不了比较显著的天然储量和资源的话，则开采储量靠过路的地表径流保证，并根据其平水期的值来确定。这些水源与A亚型（河谷中）的水源相近，其不同的特征是裂隙带局限于河谷不大的宽度内。

在水源范围内可以全部或部分地形成地表水的平水期径流，此时，地表水流排泄量的减少也将参与对开采储量的保证。如果河流或小溪直接发源于水源分布区，则地下水的开采储量只有依靠减少天然排泄量来形成。该组水源中的洪水径流实质上不参与开采储量的形成，因为可以补偿的天然储量极其微小。

根据下面所说的两项理由，从地表平水径流总量中把在水源面积上形成的那一部分划分出来是适宜的。

（1）过路径流可能污染，而在裂隙岩石中自净作用很缓慢。

（2）在计算河床的可能过水能力时，不应考虑靠排泄形成的那部分径流。

B_2：该组水源对于旱区，其中包括中央哈萨克斯坦以及其它

---

* 详见六（五）——译者。

有季节性河流的地区是很有代表性的。在平水期河流完全干涸或者流量甚小。在短时间的融雪和降雨洪水期时，河流流量几十倍、几百倍地增大。如果有平水径流，通常直接在水源范围内形成，过路的平水径流较少起明显的作用。此时，与总开采储量比较，平水径流值一般很小。

在这种条件下，间洪水期*间地下水的开采储量依靠疏干(组成及覆盖水源的，尤其是冲积的）岩石、减少天然排泄（最常见的是向河的泄流、植物蒸腾、蒸发）以及偶而靠过路地表径流来保证。在洪水期，当河流泛滥而超过河漫滩并通过河床渗透时，地下水储量依靠地表径流得到完全补偿。河漫滩淹没对地下水的补偿较为有利。

在间洪水期间，天然储量具有最大的意义，因为强化取水的可能性与天然储量值有关。

靠减少排泄量及过路的平水径流量形成的开采储量与消耗和补偿条件无关，在一系列情况下，这些储量实际上可以不存在。

B_3：这一组水源与上述的相近，开采储量也是靠B_2组中的来源保证的。但由于较为不利的条件，在洪水期仅进行着储量的部分补偿。

从多年的观点来看，这种水源上的集水建筑物将在非稳定渗透动态下工作。但在洪水期，根据补偿的规模可以见到水位的下降速度变慢、水位暂时稳定乃至明显上升。与可能的补偿相比有较大的天然储量存在的水源比较少见。乌拉尔的苏哈雷什水源可作为一例。

除此而外，有限构造中的水源也和自流盆地及河谷中的水源一样，可以依据含水介质的非均质特征来划分（无规律的非均质及带状非均质)。扎奈及艾多斯短轴背斜是在主要的储集层中表现为无规律的非均质占优势的例子；列麦佐夫-佩列梅什梁水源具有两种形式的非均质。根据非均质特征，在第三种类型中可以

---

* 间洪水期的延续时间有时可达2—3年或更长些。

划分出很不均匀的非均质水源，其中赋存裂隙-脉状地下水及少量岩溶地下水。这种水源通常在古老地盾及褶皱山区范围内发育。休钦及别尔吉切夫水源，对岩溶地块来说鲍克西托戈尔斯克水源均为实例。

列举的水源分类带有实用性的特点，可以帮助阐明在勘探工作及储量评价中可资考虑的水源的普遍特征。与此同时，每一水源又以其特殊性而相互区别。这就要求不仅考虑水文地质条件的普遍的典型特征，亦需考虑其具体特征。讨论各个地下水源时，将举例说明这一原则。

三、裂隙及岩溶储集层中地下水开采储量评价方法的特点*

裂隙及岩溶储集层中地下水开采储量的评价特点（与粒状储集层相比较）首先在于含水岩石的渗透性能变化强烈，边界条件极为复杂以及对原始的水文地质参数和地下水开采储量的主要形成来源评价的精度不高。这就决定了难以对自然环境有根据地加以概括和选择开采储量的评价方法。

当研究过程的延续时间较短时，裂隙和岩溶岩层中液体渗透的特点是与存在特有的滞后时间τ有关的（见一）。只有在确定计算的水文地质参数时，应该考虑上述特点。而对集水建筑物运转的预测，可根据求解粒状介质的一般方程式来完成。但当裂隙极不均匀以致不能忽视单个裂隙的排列和形状时，则是例外。

只是在直接靠近集水钻孔的地方才可能出现违背线性渗透定律的情况。这时可以根据试验工作的资料来考虑它们。发生在上述条件下的主要差别，使得集水建筑物运转的预测计算多半具有定性的特点。我们就是从这个观点出发，在本章中对它们进行研究的。

不管地下水开采储量的评价方法如何，评价的可靠性首先都取决于对自然环境的正确解释和概化。因此，在绝大多数的情况下，应于评价开采储量之前，在分析全部已有的地质-水文地质资料的基础上，编制水源的水动力图。

解释水源的地质-水文地质环境是评价地下水开采储量的首先和必要的步骤。这时，应阐明开采储量的主要形成来源，确定水源的边界条件，以及含水岩石渗透性的不均匀特点及其在平面

---

* 原书的第三章。

和剖面上的变化规律。这一系列解释应贯穿在每一勘探阶段中——从预测到最终评价储量。而且在所有情况下，对于实际的自然环境都要作一定的简化。

为了论证这种简化（概化），对地下水源加以分类，对每一类型扼要地研究了地下水开采储量的主要形成来源及影响其数量的基本因素（见二）。

在分析具体水源的水文地质条件的过程中，必须评价每一个因素的作用；然后，决定在计算各种不同近似程度的储量时必须考虑其中的哪些因素；这样才能有足够依据地选择地下水开采储量的计算图式和评价方法。

为了评价前述条件下的地下水开采储量，可以利用水动力学法、水力学法、均衡法以及水文地质比拟法。此外，在一系列情况下，还根据泉流的动态观测资料来评价储量。

（一）水动力学法

虽然裂隙和岩溶岩层中的地下水源复杂，以解析计算和相似模拟形式表示的水动力学法是评价开采储量的主要方法。在评价大型水源的储量时，这些方法的作用更大。在电子计算机上进行的数值计算法目前尚未广泛采用，毫无疑义，今后这种方法的意义将会增长。

相似模拟比解析计算具有更大的优越性，因为它能在很大程度上克服与非均质性和边界条件的多样性有关的复杂性。尽管解析计算所得到的资料是近似的，但是仍然被广泛采用。对于进行预测来说，还是非常重要的。同时，由于技术上的原则（生产单位缺少模拟机），并非任何时候都能应用模拟方法，而解析计算在一系列情况下可以给出足够可靠的成果。当需水量远远小于开采储量值时，也不宜采用模拟。

下面我们研究一下，在用水动力学法评价裂隙和岩溶岩石中的地下水开采储量时，某些对各种类型的水源来说都共有的特

点。

查明集水钻井布置带中岩石的渗透性 由于裂隙及岩溶岩层的非均质性，以至把岩层当作相对的均质岩层看待，但是钻井布置带内的参数（$Km_{\text{скв}}$）可能与岩层的平均参数（$Km_{\text{ср}}$）有很大的差别。因为总是力求把集水钻井放在最富水的点上，所以，这种差别通常趋向好的方面。当钻井的有效半径（r_0'）大于钻进半径，有时可达几十米时，便产生与之有关的“正向趋肤效应”。

如果我们不知道钻井布置带的边界（根据导水性），则可以用下列的方法来计算它的影响。

（a）在计算中引进钻井的有效半径

$$r_0' = r_0 e^{-\varphi_1} \tag{9}$$

式中，φ_1——由趋肤效应引起的附加“阻力”。

r_0'可按下面的公式确定

$$\ln r_0' = \ln r_н - \frac{2\pi Km(s_н - s_н)}{Q} \tag{10}$$

$$r_0' = r_c \sqrt{\frac{a'}{a}} \tag{11}$$

式中，$s_н$和$s_н$——试验井与观测井中的水位降深；$r_н$——试验井与观测井的间距；a'和a——根据试验井和观测井确定的导压系数。此外，还可以对比试验井中的实际与计算降深值，根据S—$\lg r$曲线确定r_0'。

（b）比较在任一抽水瞬间试验井中的水位计算降深值(s_p)和实际降深值（s_ϕ），向进一步的计算中引进与计算涌水量（Q_p）和试验涌水量（Q_{on}）的比值成比例的修正值$\pm\Delta s$。

$$\Delta s = (s_\phi - s_p)\frac{Q_p}{Q_{on}} \tag{12}$$

（c）如果钻井布置带的边界是已知的，但难以将它的数值引入计算的话，则Δs可按下式确定。

$$\Delta s = \frac{Q}{2\pi}\left(\frac{Km_{\text{ср}} - Km_{\text{скв}}}{Km_{\text{ср}} \cdot Km_{\text{скв}}}\right)\ln\frac{r_н}{r_0} \tag{13}$$

式中，$r_0=\sqrt{\frac{F}{\pi}}$——钻井布置带的等值半径（F——该带的面积）。

选择允许的水位降深 允许的水位降深值是这样计算给定的，即要求动水位以下的含水段能保证钻井的设计涌水量。根据分段抽水或钻井测流资料可以最有成效地解决这一问题。

考虑含水层在剖面上的非均质性 这种考虑对于无压含水层或水位下降到低于承压含水层的顶板时是必要的。当渗透系数值随着深度有规律地变化时，对于最简单的图式可以采用Л. В. 鲍列夫斯基提出的关系式。当渗透性在剖面上无规律地变化时，应该引入与疏干带的渗透系数相应的假定引用厚度（h_{np}），或者与含水层厚度相应的引用渗透系数（K_{np}）。随着假定引用的形式不同，计算结果将有所差异，因为，在无压的条件下，水位降深与渗透系数呈线性关系，而与厚度呈抛物线关系。

用K_{np}计算时，预测的降深将偏低；而用h_{np}（相应于K_{max}的）计算时，则偏高。因此，在计算地下水具有一定储备的开采储量时，应使用相应于上部疏干带渗透系数的引用厚度值

$$h_{np}=\frac{\sum_{i=1}^{n}K_ih_i}{K^*} \tag{14}$$

式中，K_i和h_i——第i区段的渗透系数和厚度；

K^*——换算厚度值所对应的渗透系数。

在采用含水层的假定引用厚度时，应考虑到与之有关的、在计算中利用允许降深的引用值的可能性。在模拟过程中，含水层在剖面上的非均质性亦可用水位下降时的网络电阻值的变化加以考虑。

用任何一种水动力学方法评价储量时，都必须注意到上述诸因素。

1．解 析 计 算

当水源的水文地质条件可以大致概化成典型的计算图式，而

这种图式已有相应的水动力学解时，应该采用解析计算法来评价地下水的开采储量。苏联和其他国家的学者们获得了大量的解，这些解考虑了水源在平面和剖面上的边界条件，即岩层的外边界。而把集水建筑物、泉等作为内边界。

考虑含水层在剖面上的边界特征的典型图式 根据含水层上覆及下伏岩石的性质，可以把裂隙和岩溶岩层划分出下列最具代表性的典型图式。

（1）具有不透水顶板和底板的岩层。在解有关水位降深的问题时，对潜水自由表面上具有渗入的无压含水层，也作同样方式的简化。通常，还要结合研究含水层的平面边界图式。

（2）双层结构的岩层，上部补给层中没有具定水位或变水位的弱渗透间隔层。

（3）同上，但具有弱渗透间隔层。

（4）研究层通过隔水层中的岩性天窗（圆形或线状天窗）与上部的补给层相连通。在天窗处可给出定水位或变水位。

这些图式还有适用于某些有限岩层的解。例如，对封闭的圆形岩层的Φ. M. 鲍切维尔的解。

考虑含水层在平面上的边界特征的典型图式 含水层的分布边界，岩性和构造接触带，河流，渗透性能上的非均质边界等都属于这一范畴。对它们可以给出下列条件：

（1）定流量（q =常数），其中，在概化时最常见的情况是不透水边界（q =0）。

（2）定水头（H =常数或 s =0）。

（3）在渗透或容积非均质边界上水流的连续性（$H_{L_1}=H_{L_2}$；$q_{L_1}=q_{L_2}$）。

对于前两种类型的边界已得到了大量的解。划分出下列的计算图式：

（1）平面上无限的岩层。边界距集水建筑物如此之远，乃至可以忽略边界的影响。

（2）半有限岩层。有一条直线边界。

（3）象限岩层。有两条相互垂直的性质相同或不同的边界。

（4）条带状岩层。有两条平行的性质相同或不同的边界。

（5）圆形岩层。封闭的周边，通常呈各方向相等的形状。

（6）楔状岩层。有两条性质相同或不同的、交角不为直角的边界。

（7）半条带状岩层。条带状岩层的一侧有与之垂直的第三条边界。

（8）矩形岩层。两组相互垂直的边界，其中任一组边界可以属于上述类型中的任一种。

Ф. М. 鲍切维尔以及Ф. М. 鲍切维尔和Н. Н. 维里金对各种集水建筑物系统的前五种图式作了最详尽的介绍，并取得了相应的解。上面的几种图式，尤其是半条带状岩层（图1，a，b）对于裂隙及岩溶层来说是很有代表性的，因此对它们进行扼要的讨论。

在按半条带状岩层图式对集水建筑物进行计算时，可以采用条带状岩层的公式，并用相应的符号考虑位于第三条边界周围的替代这种图式的钻井无限系列映射。鉴于通常到第三条边界的距离比条带的宽度要大，因此第二个井列可以用单位流量 $q=\frac{Q}{L^*}$（L：条带宽度）的无限长廊道来替代。

当第三条边界是隔水的时候，集水建筑物中的附加降深按下式计算

$$\Delta s=\frac{Q\sqrt{at}}{KmL}F(\nu) \qquad (15)$$

函数 $F(\nu)$ 根据 Ф. М. 鲍切维尔的著作中所提供的曲线图或按下面的公式确定

---

* 原文误为 Z——译者注。

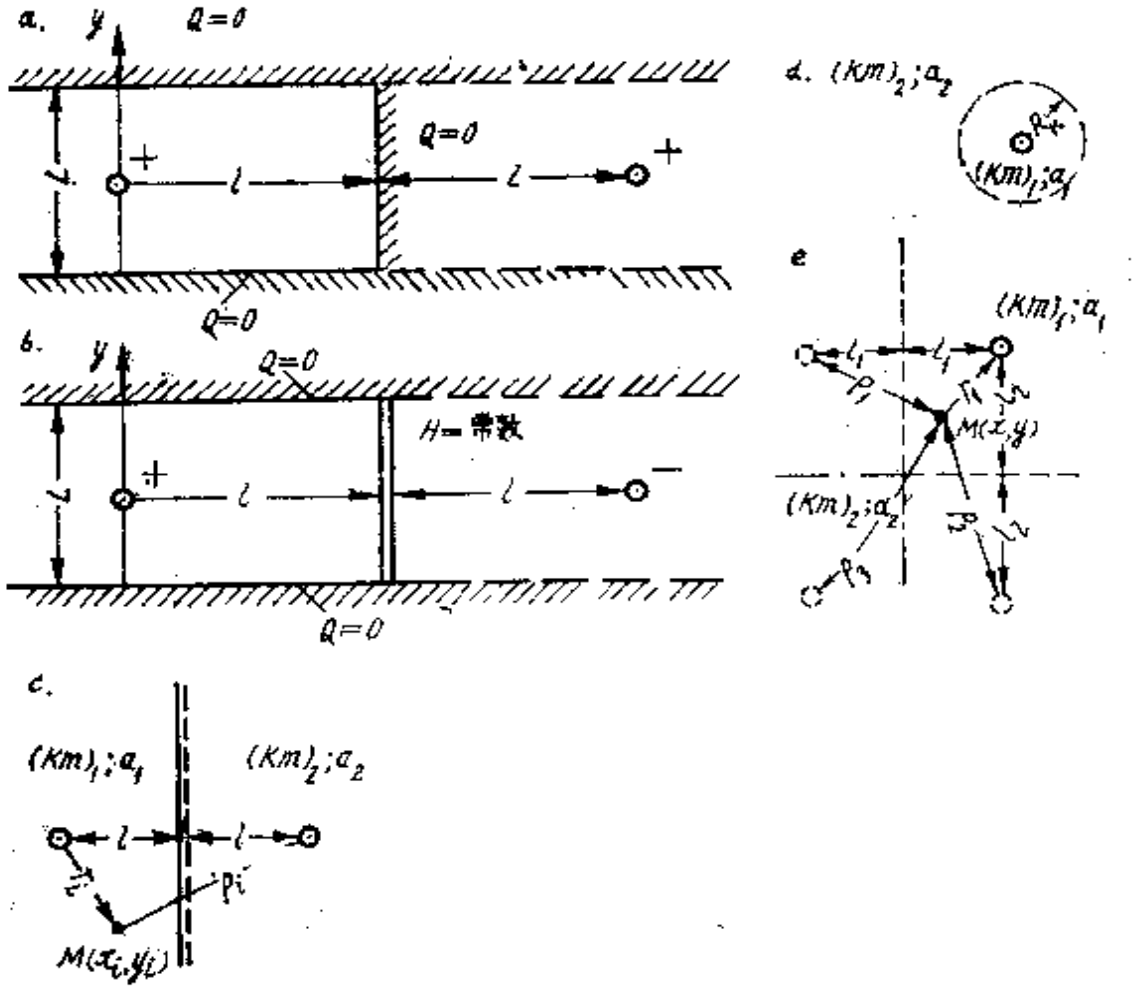


图 1　典型的计算图式

a—具有不透水侧翼的半条带状岩层；b—被河流切割的半条带状岩层；c—具有直线边界的非均质岩层；d—具有圆形边界的非均质岩层；e—具有两个相互垂直边界的非均质岩层

$$F(\nu)=\frac{1}{\sqrt{\pi}}e^{-\nu^2}-\nu\operatorname{erfc}(\nu);\qquad \nu=\frac{x}{2\sqrt{at}}\qquad(16)$$

式中，$x=\rho=2l$——实际与映射的集水建筑物的间距；

l——集水建筑物到第三条边界的距离。

如果横向边界是河（$H=$常数，$s=0$），也可利用公式（15）来计算降深减小的修正值，但是要考虑到河床的不完整性 ΔL 来选取到边界的距离值。在这种情况下，经过由条件 $\frac{x}{2\sqrt{at}}\leqslant 0.05$ 决定的一定时间后，地下水的运动实际上稳定了。

单个集水建筑物工作时，还可以利用马斯凯特-列宾宗公式计算极限水位降深值。对于半条带状岩层，该公式的形式如下：

$$s=\frac{Q(l+\Delta L)}{KmL}+\frac{Q}{2\pi Km}\ln\frac{L}{2\pi r_0} \tag{17}$$

楔状岩层中的水位降深在似稳定动态条件下按下面简化了的公式计算。

$$s=\frac{MQ}{Km}\lg\frac{2.25at}{(r\rho_1\rho_2\cdots\rho_n)^i} \tag{18}$$

$$n=\frac{360^\circ}{\theta}-1;\qquad M=0.183\ (n+1);\qquad i=\frac{2}{n+1} \tag{19}$$

式中，r，ρ_1，ρ_2，……，ρ_n——从确定降深的点到试验井及各映射井的距离；

n——映射的次数；θ——两条相交边界间的夹角。

确定矩形岩层中降深的计算式极为复杂。通常，可以按照面积相等的原则，用圆形岩层的图式来代替这种图式。在矩形的边长比值低于5:1时才允许这种替代。否则，最为适宜的是把矩形适当地划分成若干部分，使圆形岩层图式对任一部分来说都是正确的。

考虑了岩层在平面上的带状非均质性的那些解，对于解析计算裂隙和岩溶岩层中地下水的开采储量来说具有很大的意义。但是，仅仅对于最简单的图式获得了便于实际应用的解。以下两种图式研究得最多：(1) 具有直线边界的岩层（图1,c)；(2) 具有圆形边界的岩层（图1,d)。

一般情况下，为了计算非均质岩层中的集水建筑物，可以采用下列方法：

（1）拉普拉斯与傅立叶变换的数值法。这种方法适用于研究很复杂的图式。它们的缺点在于计算工作极为繁重。在大多数情况下，进行计算必须有电子计算机。数值法的应用前景是很广

阔的。

（2）映射法。该法是以相对于边界对强度为q的实际井进行镜象映射的原则为基础的，但是强度为Aq。系数A取决于相应岩层带的参数间的比值。Л. В. 鲍列夫斯基采用过这个方法，他对于具有直线和圆形边界的图式以及象限岩层的图式提出了近似解。

（3）把所研究的钻井布置带看作是已形成的水流的过路带的方法。这时，假定岩层外带的参数对形成集水建筑物的工作动态有着主要的影响。这种方法可以用来计算非均质、封闭的及部分封闭的岩层（圆形岩层、条带状岩层、半条带状岩层）中的集水建筑物*。Г. Б. 培哈契夫对具有圆形边界的岩层首次提出了这种方法。当岩层内带的容量特征无实际意义时，可以获得足够好的成果。

（4）近似方法。作为该法基础的原理是假设把非均质岩层转化成等值的均质岩层。对傍河集水建筑物进行计算时就是这样作的，把水边线的距离平移ΔL，其渗透阻力就等值于河床沉积的阻力了。

由于相应的解在文献中发表的不够广泛，我们援引其中主要的最适用于实际计算的解。

非均质半有限岩层（直线边界） 除了Л. К. 戈赫别尔格及H. H. 拉普申的精确解以外，还可推荐Л. В. 鲍列夫斯基的近似解

$$s=\frac{Q}{4\pi(Km)_1}\left[-E_i\left(-\frac{r^2}{4a_1t}\right)-\psi E_i\left(-\frac{\rho^2}{4a_1t}\right)\right] \tag{20}$$

$$\psi=\frac{(Km)_1E_i(-\alpha_2)e^{-\alpha_1}-(Km)_2E_i(-\alpha_1)e^{-\alpha_2}}{(Km)_1E_i(-\alpha_2)e^{-\alpha_1}+(Km)_2E_i(-\alpha_1)e^{-\alpha_2}};$$

$$\alpha_1=\frac{l^2}{4a_1t};\qquad \alpha_2=\frac{l^2}{4a_2t} \tag{21}$$

* 这些图式被理解为具有这样的特征，即其边界能把岩层区分为具有不同渗透性或不同容量的地带。

经过一定时间后，$\psi \to$常数，并按下面的表达式确定

$$\psi = \frac{(Km)_1 - (Km)_2}{(Km)_1 + (Km)_2} \tag{22}$$

在导水性相等而水位传导值不同时，当 $t \to \infty$，则 $\psi \to 0$。公式（20）看作是涌水量为 Q 的实际钻井相对于强度为 ψQ 的边界映射的结果。在相应于 $\frac{r^2}{4a_1 t} \leqslant 0.1$；$\frac{\rho_2}{4a_1 t} \leqslant 0.1$ 及 $\alpha_i \leqslant 0.1$ 的条件下，公式（20）及（21）中的指数函数可以用其对数近似值替代。通常根据叠加原理或相应于一个综合的集水建筑物来计算集水建筑物群的降深。

非均质象限岩层 见图 1e。Л. В. 鲍列夫斯基用对上述图式相类似的方法，得到了适用于非均质象限岩层的公式。

$$s = \frac{Q}{4\pi (Km)_1}\left[-E_i\left(-\frac{r^2}{4a_1 t}\right) - \psi_1 E_i\left(-\frac{\rho_1^2}{4a_1 t}\right) - \right.$$

$$\left. - \psi_2 E_i\left(-\frac{\rho_2^2}{4a_1 t}\right) - \psi_1 \psi_2 E_i\left(-\frac{\rho_3^2}{4a_1 t}\right)\right] \tag{23}$$

式中，ψ_1 和 ψ_2——系数，与到相应边界的距离及这些边界之外的参数有关，按公式（21）确定。

非均质圆形岩层（圆形边界） 见图 1，d。Г. Б. 佩哈切夫提出的公式最简单，并便于用来计算。

$$s = \frac{Q}{2\pi}\left[\frac{1}{(Km)_1}\ln\frac{R_x}{r_0} + \frac{1}{(Km)_2}\ln\frac{R}{R_x}\right];$$

$$R = 1.5\sqrt{a_2 t} \tag{24}$$

式中，R——引用影响半径；

r_0——集水建筑物的半径。其余符号见图 1，d。

在 $t \geqslant \frac{r_1^2}{0.4a_2}$ 的条件下，公式（24）给出对实际计算来说足够的精度。当内带的范围大且 $a_1 \gg a_2$ 时，引用影响半径 R 值应该采用 $R = R_x + 1.5\sqrt{x_2 t}$。如已指出的那样，公式（24）的缺点在于忽略了岩层内带的容量特点，有时这可以导致地下水储量偏低的巨大误差。Л. В. 鲍列夫斯基提出的、基于前述映射原理的近

似解没有这个缺点；但是，这个解很繁琐，并且还要进行大量的映射计算。

如果内带的范围小、在试验工作过程中该带全都已处在漏斗之内的话，则可以对比 t 时刻的实际降深与计算降深（后者按外带的参数用无限岩层的图式算得），用确定修正值 Δs 的水力学方法考虑内带的影响。

在内带的参数高出外带的参数好多倍、而且内带的容量相当大的情况下，可以使用И. С. 帕帕多普洛斯和И. Н. 库佩尔的解来计算大口径钻井中的水位降深。这种解能考虑内带的容量，它的适用条件是水流从边界向集水建筑物运动时、在岩层内带形成的降深不超过总降深的 10%*。用公式（24）方括号中的第一个被加数确定这部分降深。在用该法计算时，由于在该岩层部分（岩层边界到集水建筑物之间）中的水位降深增量比起总降深值来说是不关重要的，可把具有高渗透性能的岩层内带看作是一个大口径的钻井。但是，应该注意，相应于岩石的给水度值，这种“钻井”井筒中的水体积（$V_в$）比起井筒的体积（$V_{вд}$）要小得多。这时，$V_в=\mu V_{вд}$。自然，上述处理方法仅适用于岩石给水度很高的无压条件。

大口径钻井中的水位降深值按下面的公式计算。

$$s=\frac{Q}{4\pi(Km)_2}F(U_w,\alpha) \tag{25}$$

$$U_w=\frac{r_к^2}{4a_2t};\quad \alpha=r_к^2\frac{l_2}{r_c^2} \tag{26}$$

各项符号见图2，а。

函数F（U_w, α）在И. С. 帕帕多普洛斯和И. Н. 库佩尔的著作中已被制成图表。该函数的图表示于图2，с**上。

α 值包含了产生水流的区段内及井筒疏干区段内钻井直径的差异。这可以用来计算在疏干高渗透的岩层内带（它可看作是一

---

* 所得误差与通常的误差相称，因此，假定地取10%的值。

** 原文误为b——译者注。

个钻井）时的抽水量，要小于此带的体积，其差值与岩石的给水度（μ_1）成比例。

$$\alpha = r_к^2 - \frac{\mu^2}{r_c^2 \mu_1} \tag{27}$$

如果内、外带中（在井的边界上）的允许水位降深值不同，则可把表达式（27）改写如下：

$$\alpha = \frac{r_к^2 \mu_2 S_{2доп}}{r_c^2 \mu_1 S_{1доп}} \tag{28}$$

最为常见的情况是$r_к^* = r_c$。这种图式示于图2，b 上。

由图2，c可见，当U_w值足够大时，函数$F(U_w, \alpha)$曲线变为直线，这些直线符合方程式

$$s_к = \frac{Q\alpha}{4\pi (Km)_2 U_w} = \frac{Qt}{\pi r_c^2} \tag{29}$$

对于具有圆形边界的岩层来说

$$s_к = \frac{Qt}{\pi r_c^2 \mu_1} \tag{30}$$

在这种情况下，所有的水来自岩层的内带。

当$t > 2.5 \times 10^2 \times \frac{r_c^2 \mu_1}{(Km)_2}$时，用幂函数来近似表示函数$F(U_w, \alpha)$就足够精确了，即可以不去考虑从岩层内带释放的水体积，而把计算简化成确定岩层内带边缘处的水位降深，内带被看作是半径为$r_к$的一般钻井。

例：具有参数$(Km)_1 = 3000$米²/昼夜及$\mu_1 = 2\%$的、半径为$r_K = 5000$米的含水构造，被具有参数$(Km)_2 = 25$米²/昼夜，$\mu_2 = 0.1\%$，$t = 10^4$昼夜的弱渗透岩石所围绕。构造范围内的允许水位降深$s_{1доп} = 100$米（图2，b**）。在构造边壁或在外带处，$s_{2доп} = 50$米。计算在该构造上的集水建筑物的可能的生产能力。

$$a_2 = \frac{(Km)_2}{\mu_2} = \frac{25}{0.001} = 2.5 \times 10^4$$

---

* 原文误为r_1——译者注。

** 原文误为a——译者注。

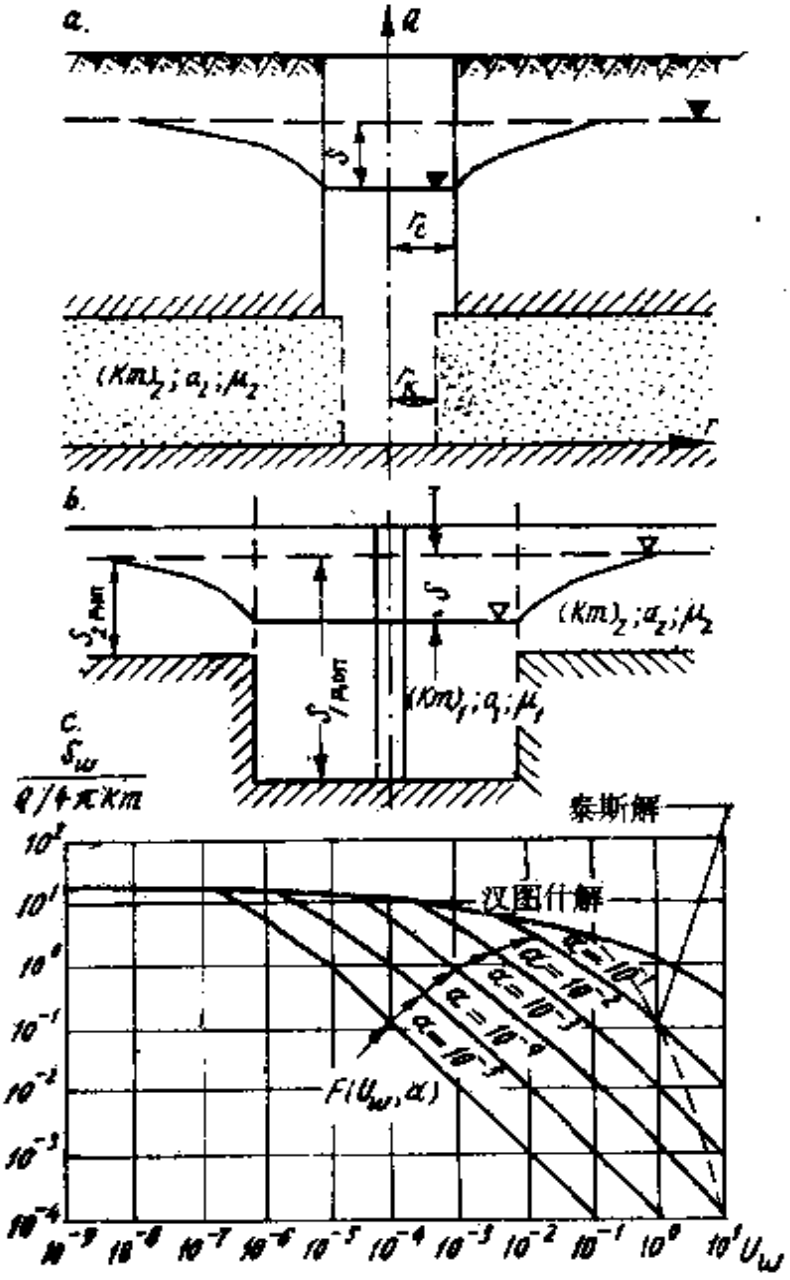


图 2　确定“大口径钻井”中的水位下降值的图解

a—在钻井本身之中；b—在为弱渗透岩石所限制的封闭构造中；
c—函数$F(U_w, \alpha)$曲线

$$U_w = \frac{r^2_k}{4a_2 t} = \frac{(5000)^2}{4 \times 2.5 \times 10^4 \times 10^4} = 2.5 \times 10^{-}$$

根据式（28）确定α_1：

由于$r_k = r_c$。

$$\alpha=\frac{l'_2}{l_1}\cdot\frac{s_{2\text{пол}}}{s_{1\text{пол}}}=\frac{0.001}{0.02}\cdot\frac{50}{100}=2.5\times10^{-2}$$

根据曲线（见图2,c*）$F(U_w,\alpha)=0.72$

$$Q=\frac{4\pi(Km)_2 s}{F(U_w,\alpha)}=\frac{12.56\times25\times50}{0.72}=21800\text{米}^3/\text{昼夜}$$

同时，由于疏干内带，可得

$$Q=\frac{s_{1\text{пол}}\pi r^2_{\text{к}}\mu_1}{t}=\frac{100\times3.14\times25\times10^6\times0.02}{10^4}$$

$$=15700\text{米}^3/\text{昼夜}$$

相应地从岩层外带流来的水量为6100米^3/昼夜。

根据泰斯公式计算流入岩层内带的水量时，获得相近的结果

$$Q=\frac{4\pi(Km)_2 s_{2\text{пол}}}{-E_i\left(-\frac{r^2_{\text{к}}}{4a_2t}\right)}**=\frac{12.56\times25\times50}{-E_i\left(-\frac{5000^2}{4\times2.5\times10^4\times10^4}\right)}$$

$=5100\text{米}^3/\text{昼夜}$

由此可见，在所给的条件下，可以简化对集水建筑物生产能力的计算，首先确定疏干岩层内带时释放的水体积，然后根据泰斯公式计算流入岩层内带的水量。但是，计算水位随时间的下降进程时，必须利用帕帕多普洛斯-库佩尔的解。

非均质条带状岩层 对裂隙及岩溶含水层来说，条带状非均质很有代表性。这种非均质带状岩层在所有类型的地下水源地中，尤其是在河谷和封闭构造以及自流盆地的边缘部位常常遇到。最典型的图式示于图 3 上。在每一图式上表明了导水性的可能关系，而集水建筑物则布置在Km值较高的地带。

虽然非均质条带状岩层分布广泛，但是，对这些图式的水动力学的解法研究得显然不够，这就使所得到的成果极为复杂。

Ф. М. 鲍切维尔得出了计算位于 I 带内的、延续很长的直线

---

* 原文误为b——译者注。

** 原文误为$\left(\frac{r_{\text{к}}^2}{4a_2t}\right)$——译者注。

井列（图 3,a、b、c）的生产能力的解。可以把这些解看作是把强度为q的源点相对于边界映射的结果，但强度已为Aq，而且系数A取决于相应岩层中的参数的比值。

$$A=\frac{(Km)_1\sqrt{a_2}-(Km)_2\sqrt{a_1}}{(Km)_1\sqrt{a_1}+(Km)_2\sqrt{a_2}} \tag{31}$$

系数 A 的值可从 $A=1$（定水头边界）到 $A=-1$（隔水边界）。

但是，尽管这些解很重要，它们未被广泛采用，这是因为它们要考虑“无穷”次映射。此外，这些解仅对无限长的廊道才是正确的。既然，已知的解仅包括少量的天然图式，因此，可以采用一系列近似的方法来估算地下水的储量。

如果非均质边界位于集水建筑物与其它边界（$q=0$，$H=$常数或者仍是一个非均质边界）之间时，可以采用近似的方法把集水建筑物与此边界之间的非均质转化为等值的均质岩层，后者具有集水建筑物布置带的参数（例如，图 3，b、c、d、e）。在计算引入了参数ΔZ的渗入集水建筑物时，广泛使用了这种方法。

存在定水头边界时，与集水建筑物布置带渗透性不同的地带，其宽度可以在渗透阻力相等的基础上确定

$$L^*=L\frac{(Km)_{\text{расч}}}{(Km)_{\text{факт}}} \tag{32}$$

式中，L^* 和 L——地带的引用宽度与实际宽度；$(Km)_{\text{расч}}$ 和 $(Km)_{\text{факт}}$——引用带的计算与实际导水性。

当为隔水边界时，地带的引用宽度为

$$L^*=L\frac{(Km)_{\text{факт}}}{(Km)_{\text{расч}}} \tag{33}$$

因此，如果在集水建筑物与$H=$常数或$q=0$的边界之间有渗透性能变低的地带，则$H=$常数的边界相应地远离集水建筑物；而$q=0$的边界相应地靠近集水建筑物。某些位于集水建筑物与相应周边之间的非均质边界可以类似地进行计算。严格地讲，这种方法只适用于稳定的平面流。

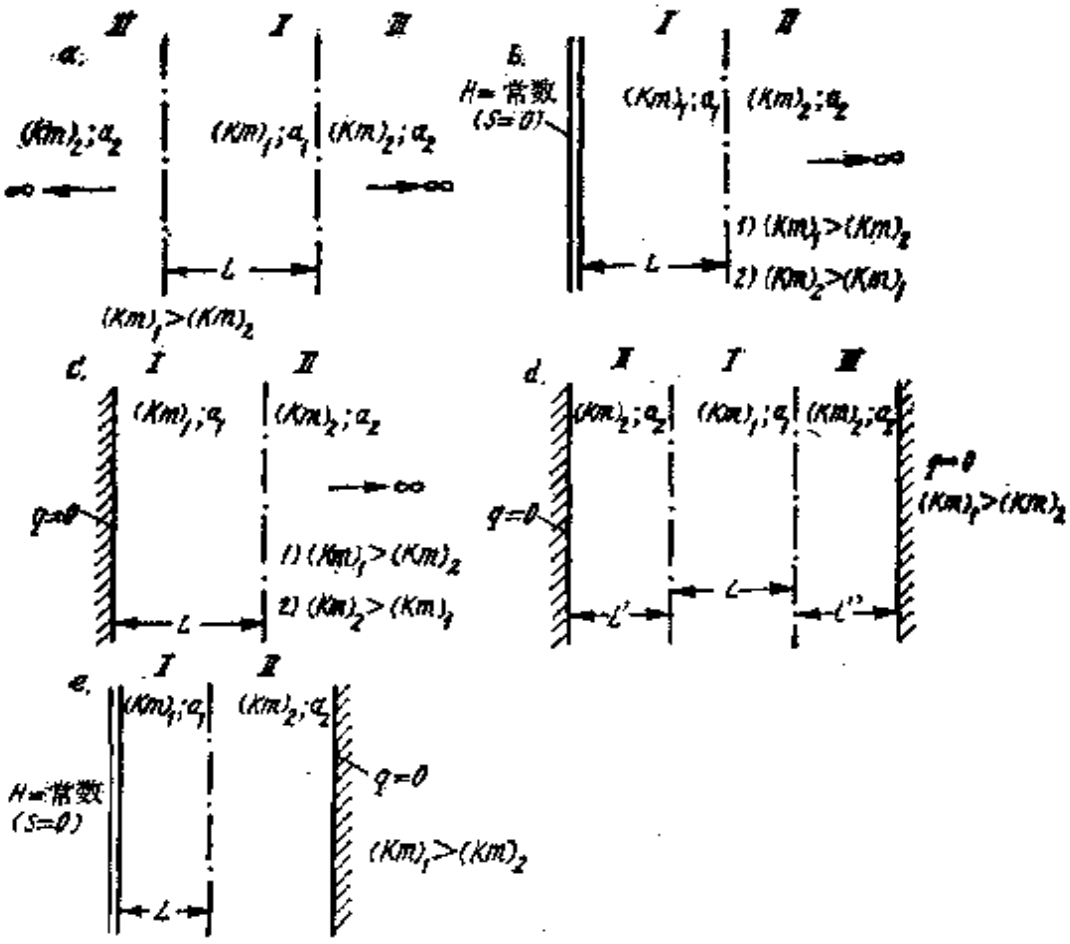


图 3　条带状非均质岩层的典型图式

IO. O. 泽耶戈费尔和B. M. 舍斯塔科夫对单个钻井，而M. 格雷鲍夫和Д. 莫尔洛夫对更为一般的情况，研究了计算岸边集水建筑物时应用附加层ΔL方法的条件。应用这种方法产生的误差（1）与引入某一实际上不存在的附加容量有关；（2）与径向渗透特征有关。第一种误差随着时间延续而趋于零。在通过钻井垂直于河流水边线的断面上，当$\Delta L=(0.5—1.5)L$时，第二种误差为5—10%，而当$\Delta L=(1.5—7)L$时，则为10—20%（L——钻井到河的距离）。

当

$$t \geqslant \frac{(\Delta L)^2}{a} \tag{34}$$

时，引入附加容量所造成的误差不超过10%，可以忽略不计。

在上述条件下，当存在H＝常数的边界时，由于水流形态的歪曲较小，计算的误差比所列举的值稍许小一些。

在集水建筑物开采的整个计算期内，具有不稳定动态特征的$q=0$的边界图式（图3，c、d）中，在假定换算到边界的距离值时，仍然保留着与岩层容量变化相关的某种误差。假设，岩层容量的变化与导水性成比例。实际上，岩层容量的变化总是要小些。但是，由于计算地下水的开采储量（与图式相适应）时，集水建筑物总是放在导水性较好的地带内，在换算时，岩层的容量比实际的小些。由此而产生的误差在计算中给出了一定的工程安全系数。对于图式3,d来说，当$L'\gg L$，$L''\gg L$时，这种系数可能大得不适当了。

当渗透性变高的地带宽度不大时（图3,a、d），可以忽略其容量，而把该带看成是廊道，并按均质岩层的公式计算流入其中的水量。在把排水渠中的水位降低值换算成实际分布的钻井时，应当考虑钻井分布带的实际渗透性。类似于以上所研究的方法适用于具有圆形边界的非均质岩层。

可以根据具有两条H＝常量边界的条带状岩层的公式，或者根据Ф.М.鲍切维尔的用来对于综合系统计算钻井附加降深的公式来完成换算。上面所探讨的、考虑条带状岩层中带状非均质的方法，对于平面渗透是正确的。而在评价储量时，经常遇到的是径向渗透。因此，在计算时，宜于采用В.С.乌先科提出的基于渗透阻力的原理把径向渗透转化成平面渗透的方法。

形式上对比完整井和完整渠道的渗透流量，我们得到，当$L=\ln\frac{R}{r_0}$时，径向流的渗透阻力与同样边界条件下单位宽度的平面流的阻力是等值的（L——于其上产生水头损失的水流长度）。

如果把$L=\ln\frac{R}{r_0}$值看作是径向流的引用长度，则径向流的渗透阻力与其长度的关系式和平面流的一样。

在集水建筑物系统成片分布的情况下，对于比较复杂的非均

质图式，有时用不透水边界来代替非均质边界更为方便。这时，对每一块体单独按封闭的圆形岩层的图式计算开采储量。

靠近局部排泄中心的地段 对于裂隙及岩溶岩石中的地下水源来说，流量为Q的集水建筑物靠近局部排泄中心工作的条件是很有代表性的。在这种情况下，集水建筑物的部分流量是靠停止排泄得到补偿的，并且经过一段时间后，可以使水位不随时间而下降。

在$Q_{вод}>Q_{доп}$和$Q_{доп}\approx$常数的条件下，可按下面的公式计算水位降深值。

$$s=\frac{0.183(Q-Q_{доп})}{Km}\lg\frac{2.25at}{r^2}+\frac{0.366Q_{доп}}{Km}\lg\frac{R^*}{r} \tag{35}$$

式中，R^*——某一假定的补给半径。它取决于排泄中心的规模和形状以及集水井群相对于排泄中心的位置。

通常，直接确定R^*值是困难的。因此，在一般情况下，宜于分几步进行开采储量评价。首先计算稳定动态条件下取水量等于排泄量（诱导补给量）时的相应降深；然后计算非稳定动态下相应于不考虑内侧补给源图式的附加降深。

如果把地下水的排泄中心看做是假定的压水井——排泄的“反向”的话，在一系列的情况下，在一般的计算图式中还可以直接地考虑附加（诱导）补给的存在。Ф.М.鲍切维尔，Н.Ф.古尔金娜，Н.Н.拉普申采用了这个方法计算冲积锥中泉流尖灭带的泉水倒流。Л. В. 鲍列夫斯基和Н. В. 叶弗列莫奇金得到了无限岩层中环状排泄源的解。在计算傍河的集水建筑物时（河的水量小于集水建筑物的流量，例如小于为河流切割的条带状岩层图式的集水建筑物的流量），可以采用类似的方法。

在一般情况下，于集水建筑物工作初期，当$Q_{вод}\geqslant Q_{разгр}$时，在排泄周边处保持着$H=$常数的条件；然后，转化成$Q=$常数的条件。

在第一阶段或者当$Q_{вод}\leqslant Q_{разгр}$计算集水建筑物时，邻近半

径为 R_0 的圆形泉的钻井在稳定动态下工作的解具有重要意义。Л. К. 戈赫别尔格用积分变换法，Н. Н. 拉普申用保角映射法分别得到解的形式为

$$s=\frac{Q}{2\pi Km}\ln\frac{\rho l}{rR_0},\quad\left(\frac{R_0}{l}<0.1\right)\tag{36}$$

式中，l及ρ——分别为集水建筑物和计算点到泉中心的距离。

对于相互干扰井群，根据叠加原理导出类似的关系式。

为了使用公式（36），必须确定泉的有效半径R_0值。后者可以这样确定，使 R_0 相等于一个完整注水井的半径，而且这个井的流量也与泉相等。

在径向流向泉的情况下，下列表达式是正确的。

$$Q_p=\frac{2.73Km\,(H-H_p)}{\lg r-\lg R_0}\tag{37}$$

$$\lg R_0=\lg r-\frac{2.73Km\,(H-H_p)}{Q}\tag{38}$$

式中，H和H_p——分别为泉的流量为Q时、观测井与泉的记录水位。

例：在波日尼亚叶利-谢吉尤水源范围内有一泉（见六）。调查时，$Q=70$ 升/秒；$Km=2200$米^2/昼夜；$H=121.5$ 米；$H_p=121.15$米；$r=160$米。向泉的运动假定是径向的。这时，根据公式（38），$R_0=62$米。

在复杂的条件下，当对自然条件的概化极为粗略时，宜于根据不同的图式来完成解析计算。一些图式使用的条件较严格；另一些图式在与相应的自然环境相近时采用。相近的成果可以判断出忽略某些因素的可能性。在成果有差异时，差值可以反映在储量的级别上。相应于较严格图式的储量归属于较高的级别。

为了有依据地简化自然界的图式，Л.В.鲍列夫斯基编制了一些曲线图，这些图表明在什么样的傅里叶参数值$\left(f_0=\frac{at}{r^2}\right)$下可以按无限岩层的公式进行有限岩层（半无限岩层，条带状岩层和

圆形岩层）中的集水建筑物的计算，而误差不超过10%。

在某种限度上，解析法可以用来计算所有类型水源的储量。但是，所得成果的误差随着岩层渗透性能非均匀程度和边界条件复杂程度的增加而增长。在复杂的带状非均质时，以及对于具有很不均匀的非均质性的水源来说，由于所得成果的可靠性很低，通常不能采用解析计算。在这种条件下评价地下水的开采储量时，较常见的错误是力图把这种条件凑合成某种简化的水动力学图式，而后者与给定的水文地质环境实质上是不相符合的。

2. 相似模拟

由于相似模拟可以充分地考虑带状非均质性与边界条件的任意组合，因此大大地扩大了用水动力学方法评价复杂的水文地质条件下地下水开采储量的范畴。此外，在求解逆向和反演的问题时，特别是在重现使用着的集水建筑物的开采动态方面，模拟可以更加准确地确定自然环境，论证计算的水动力学图式及原始的计算参数。

由于在裂隙-岩溶岩层中和粒状岩层中，集水建筑物的计算是依据同样的方程来完成的，因此，模拟的理论和方法总的来说也是一样的。主要的差异与正确地概化自然条件和论证采用的水动力学图式时十分复杂有关。相似模拟的理论、技术和方法在文献中多有阐述，因此本文就不作探讨。

B. B. 巴布什金详细地研究了在裂隙-岩溶岩层条件下利用模拟计算矿坑涌水量和集水建筑物生产能力等问题的特点。在他的领导下，完成了一系列裂隙-岩溶固体矿床的水量预测工作(库尔斯科磁力异常区，北乌拉尔铝土矿，斯柳江卡，克里沃依罗格，米尔加利姆赛矿山)。象全苏水文地质工程地质科学研究所，有色金属勘探总局，第二地质管理局（2ГУ)，莫斯科地质勘探学院以及其它一些机构积累了十分丰富的评价裂隙-岩溶型水源的地下水开采储量的模拟经验。用得最广泛的是R-R和R-C电网络。

用模拟方法评价地下水的开采储量时，可以有两种处理方法。其中最常用的是根据对未破坏及已遭破坏条件下的水文地质条件的复现，通过求解逆向及反演的问题，初步地使自然条件更加准确。在模型上复现集水建筑物的开采情况或最大型的抽水及试验-开采抽水。然后在解反演及逆向问题过程中，于更加准确了的模型上完成全部预测性的评价。象解析计算时一样，当按不同的图式（较为“严格”或较不“严格”的图式）进行预测计算时，可以有不同的处理方法。在六（二）中，以谢尔加水源为例说明了这种方法。

以波日尼亚叶利-谢吉尤水源为例说明了第二种处理方法。同时，考虑到逆向问题解的非唯一性，其变化未引入到原始的水动力学图式中去。在模拟资料的基础上，对比模型与实际的水位降深速度或降深值。根据它们之间的关系综合地评价地下水的补充开采储量值，该值按较低的级别进行评定。

在复杂的条件下，对于实用来说，完全可以推荐用这种处理方法来评价模拟的成果。

对于自流盆地中、特别是在边缘地带〔(一)-B亚型〕，河谷地区〔(二)-B亚型〕以及有限构造〔(三)-$B_{2,3}$-a,b亚组〕中的地下水源来说，相似模拟最为有效。

应当指出，随着水文地质环境的复杂程度的增高，为了有依据地制作水源的电力或水力模型所必须的信息数量也急剧增加。同时，在很复杂的条件下，采用模拟在经济上是不适宜的。

在其它条件下〔例如，(三)-C亚型的水源〕，于勘探过程中，实际上不可能取得有成效地完成模拟所必须的全部资料。此外，在很复杂的水文地质条件下，在模型上求解逆向和反演问题的非唯一性急剧增加。

在这种条件下，采用模拟来评价开采储量是无实效的、不适宜的。较为有前途的方法是水力学方法或水文地质比拟法。

（二）水力学方法

在评价地下水的开采储量时，于稳定运动的条件下，采用水力学方法来确定水位降深与涌水量的关系式，用M. E. 阿里托夫斯基提出的削减法计算相互干扰井系统。在非稳定运动条件下，水力学方法根据试验-开采抽水过程中确立的经验公式用来预测集水建筑物中的水位变化。

在最复杂的水文地质条件下，主要是在很不均匀的无规律的非均质岩层中或复杂的带状非均质岩层中，当渗透系数实际上无法确定或者用其平均值可能导致重大误差时，以及在边界条件复杂的狭小岩层中，采用水力学计算方法。水力学方法最广泛地用来评价有限构造〔类型(三)〕中的水源的储量；对于河谷地区的水源〔(二)-A-a亚型〕则用得较少。必须强调指出，所有的水力学预测，特别是按照试验流量外推集水建筑物的设计流量时，应在地下水开采储量的总保证值的范围内进行，而且，形成开采储量的各个来源的相互关系应保持不变，或者在计算时应考虑其变化。否则，预测降深中的误差可能很大。

自然，在稳定运动的条件下，有关开采储量的保证问题更加具有意义。开采储量的总均衡值乃是外推集水建筑物的总流量的上限。因此，**用水力学方法评价地下水的开采储量务必同时用均衡法或根据比拟法计算其保证程度。**

根据试验工作资料用水力学法计算集水建筑物的生产能力的普遍关系式具有如下的形式*

$$s=s_0+\sum_{i=1}^{n-1}\Delta s_i\frac{Q_i}{Q'_i}+\Delta s(t)\frac{\sum_{i=1}^{n}Q_i}{\sum_{i=1}^{n'}Q'_i} \qquad (39)$$

* M.E.阿里托夫斯基，Н.Н.宾杰曼，Ф.М.鲍切维尔探讨了用水力学方法计算集水建筑物的原理。

式中，s——由n个钻井组成的集水建筑物中任一钻井的计算水位降深；s_0——抽水结束时该钻井中的水位降深，它是根据涌水量曲线相应于设计涌水量Q_i计算而得的；Δs_i——从i号井中抽水结束时，在计算的集水钻井中的水位削减值；Q'_i——抽水试验时i号钻井中的涌水量；Q_i——i号钻井的设计涌水量；$\Delta s(t)$——在同一钻井中，从抽水结束到集水建筑物设计的工作期限内，附加降深值随时间的变化；n'——同时进行抽水试验的钻井数量。

在稳定渗透动态下，公式（39）中的最后一项等于零。在这种情况下，可以通过对每一个试验井绘制$\Delta s=f(r)$曲线，利用图解完成水位削减值Δs_i的计算。这种处理方法最适宜于计算河谷地区内直线排列的集水建筑物。在六（二）中说明了确定$\Delta s(t)$值的方法。

非稳定运动时，如果试验水量和设计水量相当，在试验-开采抽水过程中对未来集水建筑物的全部钻井都作了试验，在相互干扰条件下所有试验井都达到了似稳定状态的话，则可以最有依据地进行降深计算。在这种情况下，方程式（39）具有如下的形式

$$s_i = s'_i + \Delta s(t) \qquad (40)$$

式中，s'_i——群井试验-开采抽水结束时第i号钻井中的水位降深。

当水位呈对数规律变化时，$\Delta s(t)$值与$\lg\frac{t_p}{t_{on}}$成正比（t_p和t_{on}——分别为集水建筑物的计算的工作期限和试验的时间）。

当未来集水建筑物的钻井试验时间不同、抽水的延续时间不等时，单位取水量不一定能达到相同的水位下降速度。在这种情况下，可以按下列方式确定某一时刻的水位总削减值$\Delta s(t)$。

（1）根据延续时间最长、强度最大的抽水成果计算某时刻的总削减值。其它抽水造成的随时间的削减，只在与这些抽水延续时间的差值相对应的时期内进行计算。

（2）按照各个井群或单井的试验成果所确定的规律性，把

水位削减值 $\Delta s(t)$ 作为某时刻的削减值之和$\left[\sum_{i=1}^{K}\Delta s_i(t)\right]$来计算。

$$\Delta s(t)=\sum_{i=1}^{K}\Delta s_i(t)\,\frac{Q_i}{Q'_i} \qquad (41)$$

式中，Q_i 和 Q'_i——分别为单井或同时试验的群井的设计流量和试验流量。

B. A. 格拉鲍夫尼科夫和Б. M. 齐尔别尔什捷英提出的综合参数法是非稳定渗透时水力学计算的最方便的形式。但是，在应用该法时，必须考虑到总的水流图式，以便避免水位随时间下降的规律可能发生变化时产生的误差。

考虑到广泛采用水力学方法与其它方法配合来评价非均匀裂隙岩层中地下水的开采储量，在第六部份中以鲍克西托戈尔斯克和休钦水源为例，研究了水力学法的各种变化形态。

采用水力学方法时的主要误差在于：（1）由于缺乏保证开采储量的各种形成来源的资料，因而不正确地论证试验流量外推的界限；（2）无根据地外推所确立的水位随时间的变化规律。

（三）均　衡　法

评价地下水开采储量的均衡法是以分别确定地下水开采储量的各种形成来源及其总和为基础。众所周知，地下水的天然资源和天然储量，诱获资源，人工储量和资源都属于地下水开采储量的形成来源。

地下水的开采储量与其各个形成来源之间存在如下的关系式

$$Q_{\text{э}}=\alpha_1 Q_{\text{е}}+\alpha_2\frac{V_{\text{е}}}{t}+\alpha_3 Q_{\text{и}}+\alpha_4\frac{V_{\text{и}}}{t}+Q_{\text{пр}} \qquad (42)$$

式中，$Q_{\text{э}}$——地下水的开采储量；$Q_{\text{е}}$和$Q_{\text{и}}$——天然资源和人工资源；$V_{\text{е}}$和$V_{\text{и}}$——天然储量和人工储量；$Q_{\text{пр}}$——诱获资源；t——计算的开采期间；α_1，α_2，α_3，α_4——各种形式地下水储量和资

源的利用系数。

目前，地下水的人工储量和人工资源在极为有限的情况下才可能有意义。因此，方程式（12）右边余下的三项在形成地下水开采储量中起着主要的作用。

公式（42）中的天然资源是含水层中有补给保证的年进水量。在天然条件下，流向地表水流和水体中的径流、泉流、蒸发和植物蒸腾、向其它层位的越流都消耗着天然资源。在开采地下水时，地下水的排泄可能减少或完全终止。于是，全部的天然资源都形成开采储量。在开采过程中，由于地表水流和水体对地下水加剧补给（吸收过路的地表径流）而形成诱获资源。诱获资源还与毗邻含水层中越流水的增大有关。

在第二种情况下，毗邻层的天然资源和天然储量是诱获资源的形成来源。

如果地下水的开采储量不超过地下水的天然资源、在大多数情况下亦不超过诱获资源的话（当诱获资源依靠过路的地表径流或其它层的天然资源而形成时），则可认为地下水的开采储量在无限长的期间内是有保证的。在诱获资源是靠消耗邻层地下水的天然储量而形成的条件下，开采储量在有限的期间内是有保证的。

采用均衡法的复杂性往往在于实际上不可能根据均衡方程式确定天然储量和天然资源的利用系数以及诱获资源值。均衡法仅仅能给出研究地区地下水水位变化的平均值，而不能给出集水钻井中的水位降深值。严格地讲，均衡法只能用于边界已经确定的特定均衡区。在某些情况下，均衡区的周边实际上和含水层的分布边界相重合。褶皱山区的自流盆地、冲积锥具有这种特点，而对裂隙和岩溶岩石分布区来说，则是有限构造（中央哈萨克斯坦、乌拉尔等）和不大的集水盆地（前喀尔巴阡、志留纪高原地区），在这些地区内，地下水具有补给和完全的排泄。

在这些条件下，可以利用均衡法确定开采储量的保证程度。而在由强岩溶及裂隙岩石组成的、天然储量是开采储量的主要形

成来源的有限封闭构造中，也可用均衡法计算集水钻井中的水位降深值。这是因为在具有高导水性的含水岩石的有限构造中，整个构造范围内水位降深的变化不大。例如，对半径为若干公里、水位降深为几十米的构造来说，当比值$\frac{Q}{Km}$小于10、精度不小于10%的情况下，已经可以忽略由导水性值引起的阻力，并可以认为在整个构造范围内降深是相同的。

如果开采储量的形成区比含水层的分布范围小的话，圈定均衡区的边界就有很大的假定性。在这类情况下，均衡法具有辅助意义。但是，特别是在数学模拟时，宜于采用均衡法来检验地下水开采储量的总均衡。于六（二）中，在研究谢尔加水源时列举了均衡法的这种应用实例。

由此可见，在评价裂隙和岩溶岩石中的地下水源的开采储量时，于下列条件下可采用均衡法。

（1）用于含水层的天然储量是开采储量的主要形成来源的有限构造中。用均衡法确定开采储量的保证程度及集水钻井中的降深。

（2）用于开采储量的形成来源除了天然储量外还有天然和诱获资源的有限构造中，以及在其范围内进行着地下水补给和完全排泄的不大的集水盆地中。用均衡法确定开采储量的保证程度，而集水钻井中的降深值用水动力学法或水力学法确定。

（3）用于具有周期性径流的河谷中及地台型的自流盆地中。当利用数学模拟作为主要方法时，均衡法乃是一种核查的方法。在第四部份中描述了确定地下水各个均衡组分的方法。我们以杰兹卡兹干地区的科扎姆西特短轴背斜（图4）为例，来研究用均衡法评价开采储量的保证程度。

构造是椭圆形的、由石灰岩组成的南北向褶皱。北部沿着构造断裂带，石灰岩与前古生代的结晶岩石相接触。维宪-纳缪尔期的弱渗透的砂岩、粉砂岩和泥质岩从三个方向环绕着石灰岩。褶皱长约14公里，宽约6公里。多内昔期的裂隙和岩溶石灰岩的

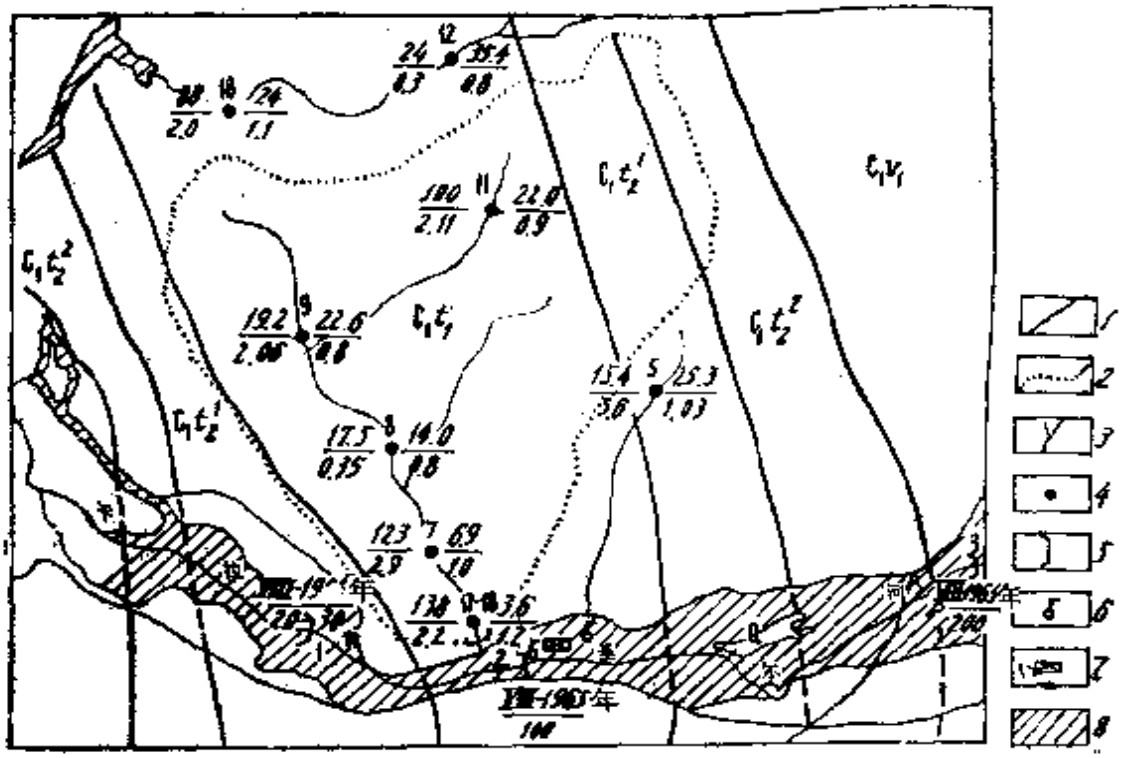


图 4　科扎姆西特构造南部略图

1—地质界线；2—试验的径流盆地的界线；3—水文网；4—勘探钻井，上方数字为编号；左侧分子——流量（升/秒）；左侧分母——降深（米）；右侧分子——地下水埋深（米）；右侧分母——矿化度（克/升）；5—卡拉肯基尔河上的测流断面，数字为编号；分式中的分子——测量日期；分母——流量（升/秒）*；6—安装有自记水位仪的浅井；7—气象站；8—植物蒸腾区

总面积为84平方公里。含水的石灰岩强烈岩溶化和裂隙化。渗透性能的非均匀性是无规律的。当水位降深为0.3—3米时，相应的钻井涌水量为23—138升/秒。在南部，石灰岩被卡拉肯基尔河谷切割。此河每年洪水季节时约有40昼夜的径流，其余时间高出石灰岩的河段全部干涸，低于石灰岩的河段由于排泄地下水及岸边调节作用全年保持有水流。夏季平水时（八至九月）的水量为1万米³/昼夜（数值按年计算所得，下同），冬季为2.2万米³/昼夜。河床、河谷的高、低漫滩上有着稠密的水生和潜水湿生植物的中亚泛滥地丛林。这些植物在其生长期间强烈地蒸腾水分。在勘探工作中，用均衡法完成了该构造中地下水开采储量的总保证值的

* 原图注说明与图面不尽相符，按图面作了适当改正。——译者注。

估算。根据钻探和物探工作的资料，并利用扎奈集水建筑物开采经验的成果，含水层的计算厚度采用了偏低值，为100米；石灰岩的给水度采用了0.03。当α值等于0.5时，公式中的$\frac{\alpha V}{t}$项为1.26万米^3/昼夜（$t=10^4$昼夜）。在构造范围内进行了两年观测：（a）观测了构造范围内形成的卡拉肯基尔河的地表径流和平水径流；（b）观测了大气降水量，其中包括（冬春的）有效降水量以确定渗入系数及裂隙-岩溶水得到渗入的大气降水的补给，进行了景观测雪及根据小的集水区定量地评价地表径流。根据最邻近的气象站（杰兹卡兹干，乌鲁陶，卡尔萨克派）的平均资料和哈萨克斯坦水文气象科学研究院（НИГМИ）野外考察研究（1958—1960年）的成果资料选取蒸发量，并根据各种经验关系式（Б. Д. 扎伊科夫，П. С. 库津，В. А. 谢苗诺夫以及其它人的关系式。见第四部份）作了计算。利用钻井中的动态观测，根据地下水水位变化幅度及到达含水层水面的湿度层，对均衡研究中确定的渗入补给量进行了校核。此外，还研究了植物蒸腾的水量值。所有这些使之有可能确定了换算为多年系列的年天然资源值为2.2万米^3/昼夜，其中14000米^3/昼夜是大气降水渗入形成的，而8000米^3/昼夜由岸边调节即吸收洪水时的地表径流形成。天然资源的排泄均衡如下：生长期间的蒸腾量达17000—18000米^3/昼夜或更多些，在构造范围内形成的平水地表径流量为4000—6000/米^{3}昼夜。在蒸腾量等于零的深秋和冬季，地表径流量增加到22000—25000米^3/昼夜。在包括流量为330—430升/秒的群井抽水在内的试验工作基础上，国家储委按照高的工业级别确认了科扎姆西特构造中的地下水开采储量。构造中总的水资源（开采储量的保证程度）是用均衡方法评价的，它是天然储量（12600米^3/昼夜）和天然资源（22000米^3/昼夜）的总和，天然资源靠大气降水渗入及岸边调节形成，而其排泄途径则是植物蒸腾（每年440万米^3）和向卡拉肯基尔河谷的尖灭溢出。由于所有的排泄区都位于未来集水建筑物的影响带之中，因此在评价开采储量的

保证程度时可以全部考虑天然资源。应该指出，在开采过程中将出现在计算该构造的地下水储量时未曾考虑到的两个附加补给因素，那就是由于开采而腾出了空间时对洪水的吸收量增大了，以及含水石灰岩中的地下水位下降20—30米时来自相对弱渗透的维宪-纳缪尔期沉积物的越流量增大。扎奈集水建筑物的开采经验证实了这一点。

把列宁格勒省的鲍克西托戈尔斯克水源作为利用均衡法评价潮湿地区内地下水的总储量的实例（详见第六部份）。在这里，由于地质-水文地质条件的特点，地下水的开采储量几乎完全由向皮亚尔多姆利河谷的排泄量和铝土矿露天采矿场的排水量确定的天然资源来保证。在这里，补充的检验方法可以建议对下石炭统岩溶化碳酸盐岩中的地下水补给量进行均衡研究，补给的来源是地下水天然资源形成区内的大气降水渗入。补给量（大气降水渗入）和排泄量（向河谷尖灭，露天采矿场排水）之间近乎一致，提高了计算天然资源的客观性和精度，因而，在这种具体的条件下也提高了计算地下水开采储量的客观性和精度。

Ф. М. 鲍切维尔，А. В. 列别捷夫，Н. Н宾杰曼，М. А. 霍尔季凯年等探讨了利用均衡法评价地下水开采储量的问题。

（四）根据泉水流量的观测评价地下水的开采储量

在地形切割的褶皱山区，通常广泛发育着泉水。因此，在这些地区，特别是存在有足够大的泉时，可以通过直接引泉来开发地下水。应该根据泉水动态的长期观测资料来评价地下水的开采储量。储量评价的可靠性取决于对某一泉点流量观测期限的长短。

根据观测期限的长短可以分为：（1）多年（不少于3年）的系统观测；（2）1—2年的系统观测；（3）泉水流量的多次非系统观测；（4）泉水流量的单次测定。

相应地可以按照A、B、C_1、C_2级来评价地下水的开采储量。泉

水的开采储量是指保证率为95%的年份在30昼夜期间的最小平均流量。自然，在对每一泉点评价的期间，只能划定一个储量级别。与开采储量相应的泉水流量，当它为A级和B级时，可以根据不同的观测周期直接测定；对于C_1级，可以根据具有较长观测周期的同类泉水与它的关系来确定。

还可以利用大气降水量进行类比。这时，应确定泉水流量与降水量之间的相关关系（如果存在相关关系的话），并在此基础上建立较长时期的观测。

当存在具有长时期观测的类比泉时，可以根据H. A. 普洛特尼科夫公式对被研究的泉进行计算。

$$M_x=\alpha M_a;\quad \alpha=\frac{m_x}{m_a} \tag{43}$$

式中，M_x和M_a——被研究的泉和类比泉的多年期间要探求的特征；m_x和m_a——被研究的泉和类比泉的观测期间要探求的特征；α——校正系数。

在缺乏枯水位的测量资料时，可以按照迈耶-布西涅斯克公式来确定泉的最小流量

$$Q=Q_0e^{-\alpha(t-t_0)} \tag{44}$$

$$Q=\frac{Q_0}{[1+\alpha(t-t_0)]^2} \tag{45}$$

式中，Q和Q_0——相应于t时刻的最小未知流量和t_0时刻的测定流量；α——该泉的常系数。在方程式(44)中，它可根据下式确定

$$\alpha=\frac{\ln Q_1-\ln Q_2}{t_2-t_1} \tag{46}$$

式中，Q_1及Q_2—t_1及t_2时刻的泉水流量。

按方程式（45），也可根据t_1及t_2时刻的Q_1及Q_2值计算α值。

方程式（44）—（46）用于流量均匀衰减期间是正确的。与水位变化幅度相比，当含水层的厚度很大的，建议采用方程式(44)；否则，应利用方程式（45）。

泉水的涌水量具有短期观测时，可以用二元或多元相关法进行预测。这两种方法广泛用于地下水动态的长期和短期预测。

（五）水文地质比拟法

应用水文地质比拟法的依据一般是：有资料足以判明，两个被研究的对象在要转用的特性方面具有相似性，因此可以把某些含水层特征，和能决定工程建筑物运转条件的其它因素，从研究得较多的客体转用到研究得较少的客体上去。在这样的理解下，水文地质比拟法广泛地用于水文地质实践中。编制水文地质图与水文地质剖面图，编制导水性图、集水建筑物及降水设施设计等，在某种程度上都是建立在类比基础上的。因为，任何外推与内插都必须以两个试验点之间的被研究的性质的类比为前提。

因为要求两个客体在各指标的总体上相似或一致，故较少用比拟法进行水文地质预测。对于评价地下水的开采储量来说，这些预测包括将计算的单位面积或单位长度上的比出水量，从研究得较多的对象上转用到位于相同的地质-水文地质条件下的新进行评价的对象上去。这种类比称为完全类似或综合类比。

在用其它方法评价储量时，同样还可以利用水文地质比拟。这时，仅仅把一些在勘探过程中不能足够可靠地加以确定或从经济上看确定它们是不合理的个别因素（参数、边界条件等），从研究得较多的地下水源转用到新进行评价的水源上去。计算所需的其他原始资料则根据勘探成果获得（部分类比）。

例如，在研究区内已有固体矿床的开采经验时，相当广泛地用水文地质比拟法预测流入坑道中的水量。这种方法目前还较少用来估算地下水的开采储量及评价集水建筑物的生产能力。这很明显，因为在第一种情况下，采用比拟法的条件较为有利，这是由于在大型固体矿床或矿床群的范围内总是有大量的坑道，这就有可能在已有坑道的工作经验的基础上预测流入新坑道中的水量。地下水的集水建筑物在一个地区内总是较稀少的，另外，通常对它们的工作动态不作观测。虽然如此，对于预测集水建筑物的生产能力，尤其是预测复杂水文地质条件下的集水建筑物的生

产能力来说，这个方法是极有发展远景的。

水文地质比拟法与水力学法有些相似，因为这两种方法都综合地评价各种因素对集水建筑物工作动态的影响。

在那些开发得很好，而且集水建筑物长期开采动态资料很多的地区，用比拟法进行计算，可以获得最可靠的成果。

在水文地质预测中采用类比法包括以下几个基本问题：（1）选择具有多年开采资料的、用作类比的集水建筑物；（2）论证研究地段与开采地段的类似程度和特征；（3）拟订考虑到类比对象的开采经验的水文地质计算方法。

在解决最后一个问题时，应该把那些不能用比拟法评价的因素区分出来。

通常是在研究地区和被研究对象的地貌、地质-构造和水文地质特征以及分析集水建筑物工作动态的形成规律以后，对能否类比加以论证。为了对识别研究对象和比拟物的具体参数的相似性和意义进行论证，必须对被研究对象进行专门的水文地质调查，以取得论证资料。进行预测时，应考虑两个客体在渗透系数、层厚、允许水位降深等方面的差异。

对采用比拟法来说，重要的不在于两个客体的参数绝对值相近，而在于它们在平面与剖面上的变化规律以及边界条件的相近。

在水文地质调查的初始阶段，于复杂的条件下及在最终评价储量时，当用其它方法不能给出足够可靠的成果时，采用本法最为适宜。自然，只有当存在有类比的集水建筑物时才可能采用此法。为了论证两个地下水源之间的类比，必须对能决定地下水开采储量形成的主要因素加以对比。例如，如果根据类比来选取裂隙及岩溶岩石的给水度的话，则必须对它们的岩性、裂隙及岩溶的规律、含水介质的空隙性较高地带的成因加以对比。如果根据类比来选取通过弱渗透沉积物的越流时，则应确定在进行对比的水源区域内，沉积物的岩性成分、补给含水层的分布条件和储量补偿、以及构造有何相似之处。

只有当开采储量的主要形成来源和边界条件相同时才能采用

比拟法。这时，决定着开采条件的参数（厚度、水头、导水性）可以不同。

在最终评价地下水的开采储量时，仅宜用比拟法取得那些在勘探工作过程中无法可靠地加以确定的资料。其余的资料应该根据勘探工作成果来确定。

通常，比拟法多用来评价开采储量的总保证值，而用其它方法计算集水建筑物中的设计降深值。在复杂的条件下，后一问题亦可利用类比来解决。但总是存在和集水钻井分布带的导水性有关的某些差异。

在评价地下水的开采储量时，利用比拟法的主要方向如下：

（1）为了判断储量的保证程度，对形成地下水开采储量的某种过程作出定性论证（例如，证明两次洪水期间被消耗的天然储量，在漫滩被洪水淹没时能得到完全的补偿）。

（2）论证地下水开采储量的形成条件，以便选定计算图式，此种图式具有同时使用的、表征这一过程的、根据工作着的集水建筑物的开采经验选取的参数。例如，根据类比可以选取有上覆沉积物越流补给的含水层计算图式，并根据开采资料确定越流系数的数值。

（3）根据类比选取某些根据勘探工作资料不能确定的含水层参数（例如，在评价具有裂隙-岩溶水的封闭构造的开采储量时，确定裂隙和岩溶岩石的给水度）。

（4）根据表征开采储量的全部形成条件的综合参数评价开采储量。根据工作着的集水建筑物的运转资料所确定的面积的或线性的开采储量模数，可以用来作为这种综合参数。

（5）根据类比确定地下水开采储量的各个组分（天然资源、天然储量、诱获储量），然后在开采储量均衡评价时应用这些资料。

（6）预测集水建筑物中的开采降深。

在很多情况下，根据比拟法确定的储量具有很高的可靠性，并可用来论证投资额的分配。

在确定开采储量模数时，最好能有一些类比的集水建筑物的

资料，以便获得平均值。因此，对于裂隙水和裂隙-岩溶水广泛发育、以开采储量保证程度的评价条件复杂为特征的地区（哈萨克褶皱区、乌拉尔、乌克兰结晶地盾、前喀尔巴阡、顿巴斯）来说，必须系统地积累工作着的集水建筑物的资料。这就可以对一些典型条件获得有代表性的地下水开采储量的模数值。用来论证模数的集水建筑物越多，则模数值越可靠。

在复杂的水文地质条件下，水文地质比拟法或者Л. Б. 罗佐夫斯基称之为的自然比拟法应该成为评价地下水开采储量、首先是评价其保证程度的主要方法之一。

四、裂隙及岩溶储集层中地下水补给与排泄的研究*

在评价有限构造中的地下水源的开采储量时，均衡法具有首要意义。同时，在确定裂隙-岩溶含水层中的开采储量的各个均衡组分时会遇到很大困难。因此，在这里专门讨论勘测水源时那些最重要的地下水均衡项的野外研究方法。

在天然条件下，地下水的补给主要来自大气降水渗入；比较次要的为侧向水流、上覆含水层越流、洪水时的地表径流；而来自水分凝结的就更少。通过流向地表水流及水体的地下径流、泉流以及蒸发和植物蒸腾进行排泄；侧向流出水流则起着次要的作用。

研究渗透性能在平面和剖面上具有非均质特征的储集层中地下水的补给是个极其复杂的问题，因为一些方法要利用研究条件下难以可靠确定的给水度值；而另一些方法则仅限于在含水层为粘性松散土（例如厚度有时达到150—180米以上的碳酸盐岩风化壳）覆盖的条件下使用，因为在这种情况下就难以计算包气带湿润部份的水分损失了。某些评价补给的通行方法、例如有限差分法，由于含水介质渗透特性各异，也只能得出极为概略的结果。

但是，有着一系列评价补给的方法，可以给出近似的、但通常能满足实践需求的补给模数或地下径流层厚度。C. K. 卡鲁金于五十年代初采用的均衡-水文法是干旱及半干旱地区最广泛使用的一种方法。该法如下：在由岩溶或裂隙岩石组成的研究区域上选择控制（试验）盆地，其面积可不同，从1.5—2到几百平方公里，最常用的是从7—10到100—150平方公里。为了向降水量、蒸发量及

* 原书的第六章。

温度值中引进可能的对高程梯度的修正值，必须在分析大比例尺地形图的基础上确定汇水的平均高程。在选定的盆地内，根据在水文气象站中采用的三角形法、平行路线法、地形景观法等，于冬末测雪1—2次，以便确定雪盖层的最大厚度和密度、雪中最大的储水量。在汇水面积上安置一个或几个雨量计，用来观测春季融雪期的降水量。这时必须根据1969年水文气象站管理局（УГМС）的指南向所测值中引入修正值。把雪中的储水量与融雪期间的降雨量相加，由此得到均衡的收入部分，即参与形成地下径流和地表洪水径流的年大气降水总和部分。这部分年降水总量称为有效降水量。为了使所得成果有较大的可靠性，宜于确定有效降水率：对每一试验盆地分别找到有效降水量与春季径流值之间的相关关系。关系方程具有直线形式

$$Q_0 = aS \pm b \qquad (47)$$

式中，Q_0——有效大气降水量，毫米；a——直线对横轴倾角的正切；S——春季径流值，毫米；b——当$S=0$时曲线的纵坐标值。

通常可观察到有效大气降水量与春季径流值之间有着密切的关系（图5）。

为了得到春季径流率，在试验盆地中测定春季径流量的基础上，确立试验盆地中的春季径流与某一相对大河径流〔其径流率根据水文气象站管理局(УГМС)的资料是已知的〕之间的相关关系。图6是根据1956—1960年对纳尔赛试验盆地春季径流观测所编制的、反映该盆地春季径流与卡拉肯基尔河（杰兹卡兹干区）之间相关关系的图形。

在封闭盆地的出水口处设置水文站。根据径流体积和最大强度安置堰或测水桥，用标尺（于堰傍）或流速仪测地表径流。

蒸发是下一个应当确定的均衡要素。这比确定雪中储水量、大气降水及地表径流更为复杂，得到的结果更不可靠。在地质机构里用实验来研究蒸发遇到各种方法上及工艺上的复杂性。因此建议根据毗邻的气象站的资料选取或根据不同的经验公式计算蒸发值。

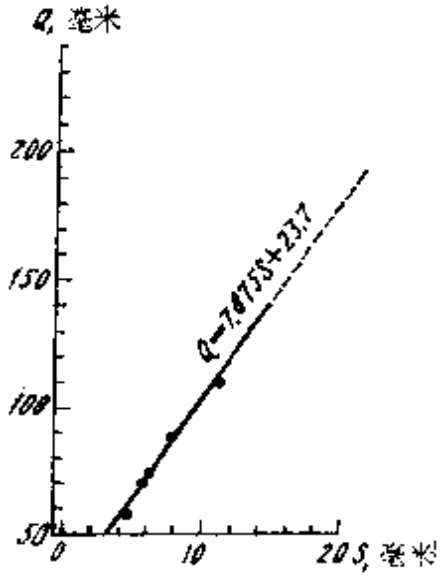


图 5　卡拉干达州西部河谷盆地（扎奈峡谷）保证形成春洪的有效大气降水量（Q）与春季径流层（S）之间的关系曲线。1956—1960年的观测

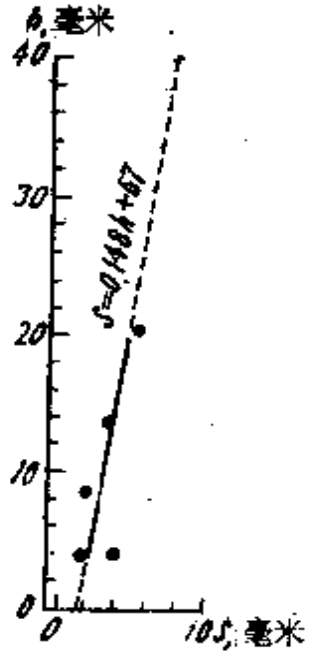


图 6　卡拉干达州西部（纳尔赛-埃斯库雷峡谷）卡拉肯吉尔盆地春季径流（h）与河流及暂时性水流的春季径流（S）之间的关系曲线

对于水面蒸发常用Б. Д. 扎依科夫公式

$$\varepsilon = 0.15 C D_{200}^{0.7} (1 + 0.85 W_{100}) \qquad (48)$$

式中，ε——昼夜蒸发强度，毫米/昼夜；C——地理常数；D_{200}——距地表200厘米高度处的湿度饱和差，毫巴；W_{100}——距地表100厘米高度处的风速，米/秒。

雪的蒸发值可根据B. A. 谢明诺夫公式计算

$$E = 2n\ (0.36d - 0.09) \qquad (49)$$

式中，E——n个昼夜的蒸发值；d——湿度饱和差，毫巴。

利用П. С. 库津公式计算地面蒸发

$$Z_0 = a X_0^2 D_0 \qquad (50)$$

式中，Z_0——地面蒸发，毫米；a——主要与当地纬度有关的地理常数；X_0——大气降水，毫米；D_0——湿度饱和差，毫巴。

由于扎依科夫公式以及其它的经验关系式给出的是蒸发的昼夜平均值，所以为了确定水面蒸发，必须知道以昼夜表示的径流

持续时间。如果被研究的盆地中的径流持续时间是未知的，则应根据用已知资料的盆地所编制的径流持续时间与汇水面积的关系曲线来确定。根据$T=f(F)$关系式确定径流持续时间，式中，T—径流持续时间（昼夜）；F—汇水面积（平方公里）。

例如，对于卡拉干达州西部（图7）来说，该关系式用两个数值表示：当$F<600$平方公里时，$T=F^{0.16}+6.3$；当$F>600$平方公里时，$T=0.0022F+16.1$。

通常，在布置调查时，选择封闭的盆地，但也可选择有水流通过的盆地，在这种情况下不得不安置两个水文站，在河溪流入调查范围的入口处及从调查范围流走的出口处测量径流的体积。

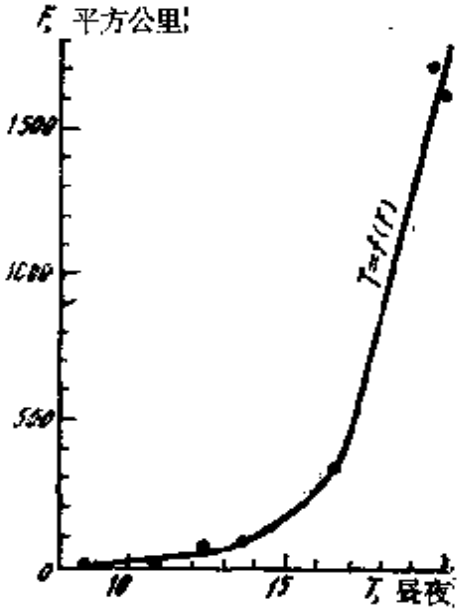


图7 卡拉干达州西部河流及暂时性水流试验盆地的春洪持续时间与汇水面积间的关系$T=f(F)$

渗入值可根据C. K. 卡鲁金推荐的封闭河谷盆地水均衡的简化方程式确定

$$Q_{впф}=Q_{оф}-(q_s+q_i) \tag{51}$$

式中，$Q_{впф}$——渗入值；$Q_{оф}$——有效降水量；q_s——地表径流；q_i——蒸发。所有数值均取以毫米表示的水层厚。

在中央哈萨克斯坦（杰兹卡兹干、谢米巴拉京斯克州西部地区、巴尔哈什湖西北岸等），这种确定裂隙及岩溶岩石中的含水层和含水综合体补给的方法得到广泛应用。仅在中央哈萨克斯坦的西南部，目前杰兹卡兹干地质勘察队及哈萨克斯坦水文气象科学研究院（НИГМИ）的水文勘察队对53个控制（试验）盆地进行着110多个渗入量测定，观测时间为1至8年，研究盆地的面积从2到56500平方公里，平均汇水高程从830到228米。积集的资料根据类比可以利用渗漏系数确定包括中央哈萨克斯坦在内

的渗入量。

渗漏系数表示大气降水量（一般指年降水量，于干旱地带通常指有效降水量）通过地表渗入到土石之中的部分。我们将较详细地讨论这一定义。H. A. 普洛特尼科夫认为，渗入（渗漏）系数考虑的是渗漏到潜水位的那一部分大气降水量，并在此基础上把渗漏系数等同于地下径流系数。但在包气带中渗入水量的消耗为未知的条件下（以后将详细地谈及此事），则意味着要解逆向的问题，即已知向含水层中渗漏的水量（而这也正是必须确定的），来确定渗漏系数。但是，如果我们想根据已知的渗漏系数（我们用均衡研究确定的这个参数是地表的而不是对地下水面的）求含水层的补充、即地下水的补给，则我们应该知道在包气带中的消耗。因此，把渗漏系数与地下径流系数等同起来是不合适的。

为了确定渗漏系数α，C. K. 卡鲁金提出公式

$$\alpha=\frac{Q_{э\phi}-(q_i+q_t)}{Q_{э\phi}} \tag{52}$$

该式亦未考虑在包气带中的消耗，因而大大地缩小了其应用范围。后来，通过向均衡方程式引进考虑消耗于植物蒸腾及使包气带饱和的附加支出量，将该式加以完善。

$$\alpha=\frac{Q_{э\phi}-(q_t+q_i+q_r+q_{кр})}{Q_{э\phi}} \tag{53}$$

式中，$Q_{э\phi}$——有效降水量；q_t——蒸腾；$q_{кр}$——包气带中的毛细水吸收。不可否认，尽管该式较为准确，但式中有进行野外工作时很难在大范围内测定的$q_{кр}$值。必须注意，用均衡-水文法评价的是地面的、而不是含水层水面的水均衡。对于这两个面所进行的计算是相同或是有所差异，取决于包气带的特征，即组成包气带岩石的岩性、厚度等。

大气降水渗入值与土层的冻结深度也有关系。当秋季过分湿润时，土层的冻结深度很大。在春季融雪时期来不及完全融化，这就导致地表径流增大，冬-春季水分渗入减少。当秋季湿润较小时，地表径流与渗入量有着相反的关系。这些可用杰兹卡兹干

区扎奈集水建筑物的钻井中的地下水动态观测资料（图 8 ）加以说明。从图 8 可以看到，在1961及1963年，秋季（9—11月）有效降水量为55—65毫米，而且很湿润。当平均取水量为125升/秒时，春季钻井中的水位上升不大。在1962和1964年，秋季降水量为15—25毫米，土石层实际上未被湿润，下一个春季在同等的有效降水量值之下，取水量也相同，但水位强烈上升。然而，这种规律性不能认为是通用的。最近的研究正好表明，在一定的条件下，秋季包气带的湿润可以是潜水补给的主要因素，而有效降水量在春季的渗入起着次要的作用。

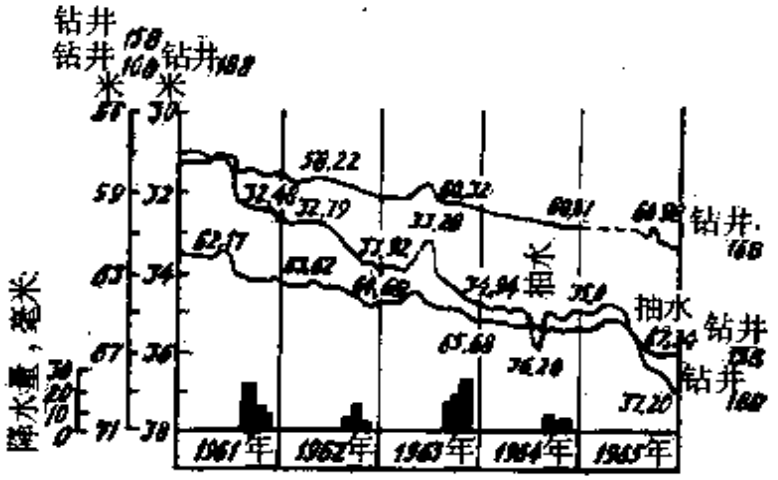


图 8　扎奈构造的地下水动态与秋季湿润情况（9—11月间的降水量）的关系曲线

在野外调查的进程中，对于各个含水的地质构造要阐明有效降水量和渗入值（渗漏系数）之间的关系。从图 9 可见，随着有效降水量增大，渗漏系数亦增大。这一现象从物理上可解释为当有效降水量偏高时，与有效降水量相比较，地表径流与蒸发值的变化甚小。正如许多研究、其中包括在中央哈萨克斯坦及库斯塔奈州的研究表明，有效降水量增长（正常值与偏高的极值之间）的很大部分消耗在渗入上。

对钻井中的地下水动态观测及试验盆地中的渗漏系数测定确立了各个试验盆地及勘探地段的地下水水位波动幅度与大气降水渗入值（渗漏系数）的关系（图10）。

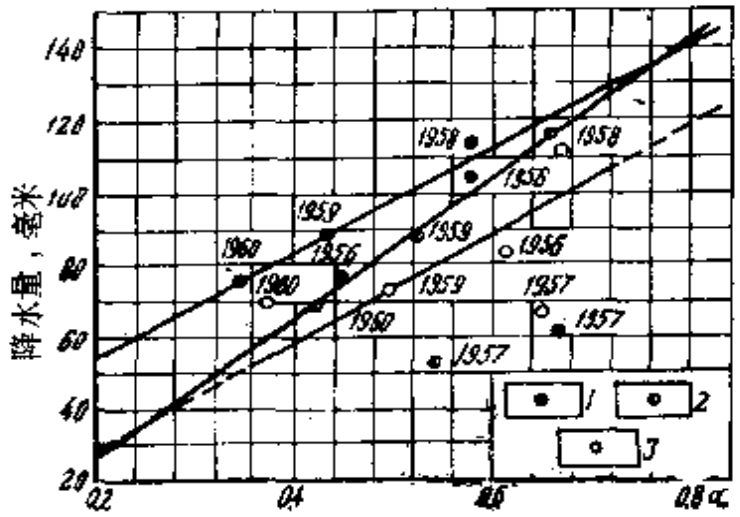
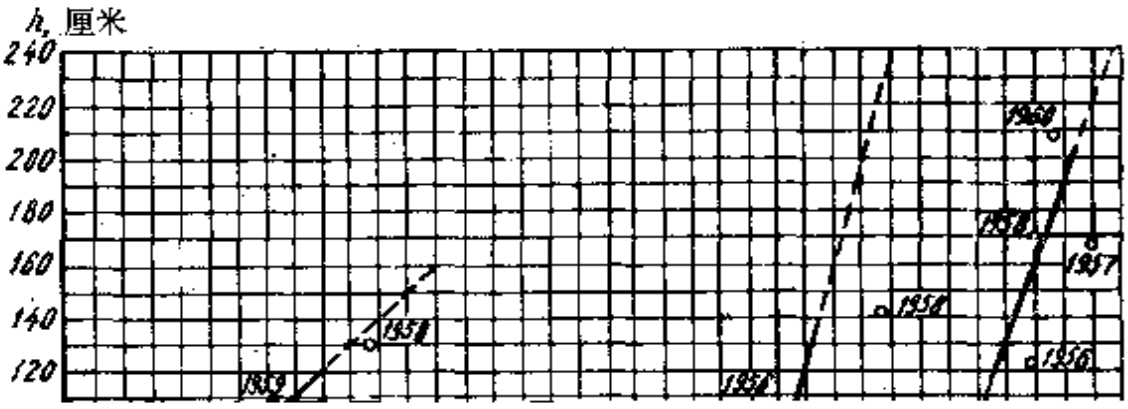


图 9　根据1956—1960年调查资料确定的渗漏系数与大气降水量 $\alpha = f(Q$，毫米）的关系曲线

构造：1—扎奈；2—埃斯库雷；3—威塔斯



渗漏系数值是决定某一地段补给模数（天然资源模数）的重要指标。但是，把从径流试验地段得到的资料用之于均衡-水文法，只有当地下水埋藏相对不深（5—20米）时才是可能的，或许更为重要的是包气带要由坚硬的裂隙岩石组成，岩石中与最小分子水容度及毛细力相应的水分消耗最低。通常，由松散粘性土组成的包气带厚度为20—50米时，因为没有考虑包气带中的消耗，利用均衡法会导致较大的误差，这个问题即使提出来了，用实验来计算包气带中的吸收量也是非常困难的。我们认为，如果水位波动带中的给水度已知，最简单的是把均衡-水文法及动态-气象法所得到的补给之间的差值用来确定吸收量。

动态-气象法是在地下水水位急剧上升的条件下（春季融雪时期、强烈降雨之后等），当水位波动带内的给水度已知时，通过测定地下水的水位波动幅度确定含水层的补给。

用几个例子对所述的加以说明。在勘探杰兹卡兹干区威塔斯和埃斯库雷构造中的裂隙-岩溶水时，根据两种方法计算的补给模数相差5—10%。在具有厚风化壳的地下水源中（扎奈、乌尔塔卡格利及其它构造），计算结果的差值达到20—40%以上，这在一系列情况下导致天然资源显著偏大。1965年埃斯库雷穹窿的补给模数，根据动态观测资料等于1.55升/秒；而根据渗入法确定的等于1.65升/秒，即相差6.8%。在科扎姆西特背斜上，对季节波动带观测了二年（1965—1966），波动幅度为1.285米。当该带的加权平均给水度等于0.050时，补给模数为2.04升/秒·平方公里。用均衡法估算的补给模数等于2.07升/秒·平方公里。不用说，如此小的差异在一定程度上是很偶然的。这可解释为所有参与估算的数值均是在野外条件下实验确定的，而主要的是地下水埋藏相对不深，包气带由强岩溶化的坚硬石灰岩组成，所有水分实际上都通过石灰岩渗漏到了潜水面上。如果渗漏系数是相对于年大气降水总和计算的话，则在这种条件下，把渗漏系数与地下水径流系数视为相同是合理的。同时，扎奈背斜未受破坏时用动态-气象法确定的补给模数（1953—1956年间的平均模数）为1.22升/秒，

而用均衡-水文法确定的为1.84升/秒。从列举的资料看出，在科扎姆西特背斜上，全部渗入水实际上都到达了地下水面；在埃斯库雷穹窿中，渗入水几乎全部到达了地下水面（消耗为6.8%）；而在扎奈构造中，用于湿润和饱和包气带的消耗占用均衡法估算的33%，即多到五倍，使扎奈构造的天然资源随着计算面积偏大而偏高到3倍以上（1957年评价的257升/秒与以分析开采经验为基础所得到的80升/秒相比较）。

在杰兹卡兹干区碳酸盐岩构造中，渗入值从绍蒂巴斯单斜南部的25毫米变化到阿曼丘宾槽地的90毫米，这与补给模数0.80—2.86升/秒·平方公里相对应。这些资料是通过测量各个钻井中的春季水位上升幅度并考虑冬-春的降水量和岩石的给水度取得的。

前面提到过根据类比确定裂隙及岩溶储集层的补给值的合理性。但是在每一具体条件下，应该清晰地确定相似程度和论证采用这一方法的合理性。应该研究和比较：(a) 径流盆地范围内含水基岩的岩性及渗透性能；(b) 盆地范围内包气带的岩性及渗透性能；(c) 包气带的厚度；(d) 平均汇水高度，以便在必要时引进对高度梯度的修正值；(e) 控制（试验）盆地的排列及地表占优势的坡度；(f) 存在（或缺失）决定雪量富集、融化程度、土石漏水强度等的附加因素，即地表被冲沟、洼地、峡谷、地表岩溶形态（漏斗、凹地、落水洞、塌陷）的切割程度，控制盆地内的植被特征，地形起伏和主要携水风向之间的定向关系（包括冬季的）等等。当条件完全相似时，由这种方法确定的补给的可靠性就高；而当部分相似时，可靠性就低。

从上述看出，应用均衡-水文法有一定的限制，这主要取决于包气带的结构及厚度。但是，因为均衡-水文法简便、低廉，而且是独立的，即与其它地质勘探、水文地质工作类型(钻井钻进、抽水等）无关，可以推荐使用该法。此外，均衡-水文法不是确定一个点上的、而是确定面上的岩溶及裂隙含水层补给的唯一可能的野外方法。

其次，必须谈谈渗漏系数值与组成集水面积的岩石的岩性之

间的关系。

经过详细分析所得的资料证明这种关系实际上并不存在。但是，存在着一种看法，认为渗漏系数直接取决于岩性，例如，岩溶化的石灰岩的渗漏系数等于0.60，砂岩为0.22，结晶片岩、喷出岩等为0.17。卡拉干达州西部详细的野外工作没有证实这一点。如同在图11上所见，岩石的空隙极不相同、即岩性极不相同时，渗漏系数仍大体相等。

该图是根据钻探，岩心空隙性、给水度（用H. H. 宾杰曼法或根据开采经验确定的）、由不同岩性组合组成的峡谷的试验盆地中的渗漏系数测定资料以及文献资料编制的。在中央哈萨克斯坦西部卡格利穹窿，扎奈和艾多斯背斜上的试验盆地由多内昔建造的石灰岩组成，埃斯库林穹窿上的纳尔赛由前寒武纪的结晶片岩和侵入岩以及泥盆纪的砂岩组成，科克多姆巴克峡谷（也在埃斯库林穹窿上）由维宪期及纳缪尔期的砂岩、泥质岩和粉砂岩组成，最后，卡尔萨克帕亚区的别列克峡谷由前寒武的结晶片岩组成。所有这些在岩石的岩性和含水性上不同的地段，在图上却如此明显地都具有同一数量级的渗漏系数。根据我们的看法，可以这样解释，在近地表地带缺少厚的松散盖层时，所有的岩石由于风化而破碎、开裂，并具有足够的空隙体积（主要为裂隙体积）来吸收渗入的水分。另一个问题是渗入的水分滞留在岩石中还是迅速流失。在岩溶灰岩中，由于含水带的厚度大、给水度相对高，渗入的水分得以储集。向渗透性低的岩石中渗漏的水迅速被小的泉流、蒸发和蒸腾等消耗（因为结晶片岩、喷出岩及砂岩的裂隙带厚度在10—30米范围内变动）。这点可由下述情况来证实。在多内昔期的岩溶石灰岩分布面积上，几乎不存在不与构造破碎带相关的泉点。可是区内的绝大多数泉点出露在弱富水岩石的分布面积上，消耗着春季融雪时渗入的水量。对不同岩性组合给出不同渗漏系数值的研究者，没有考虑水向岩石中渗入的可能性并不取决于裂隙带全部厚度上的岩石渗透性，仅仅取决于表层的孔隙性和裂隙性，而表层则所有的岩石都没有厚的盖层，吸收水的条件发

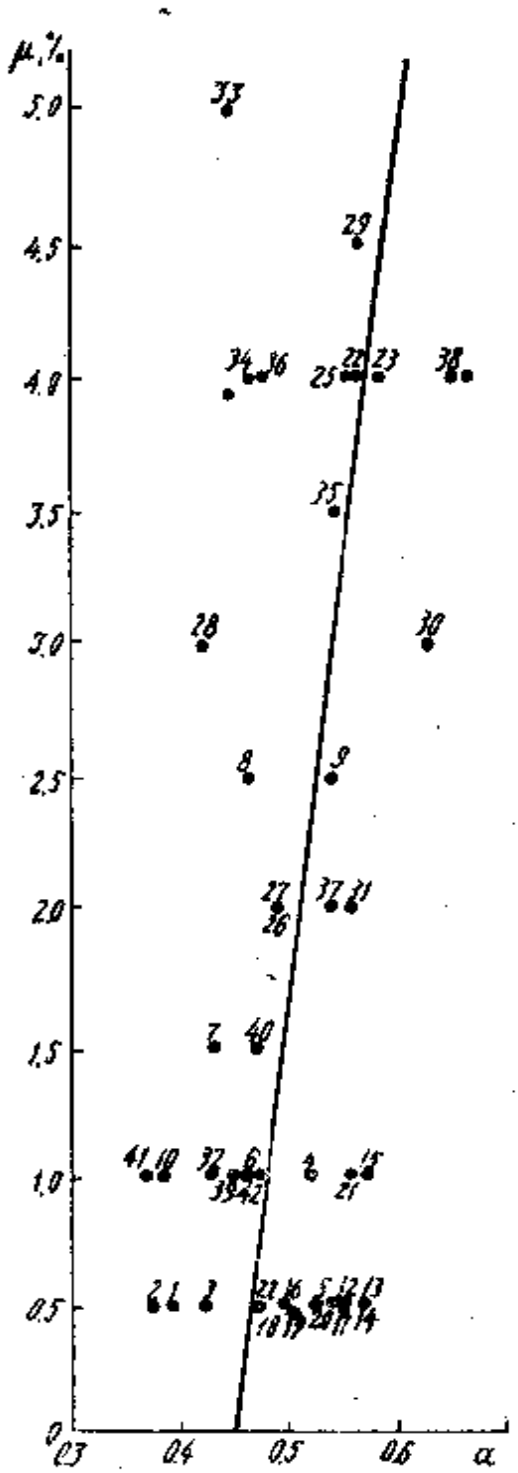


图 11　渗漏系数与岩石含水性的关系

试验盆地：1—卡拉干达-1；2—卡拉干达-2；3—塔姆迪；4—日兰迪；5—阿克塔斯；6—纳尔赛；7—科克多姆巴克；8—莱姆别克；9—科斯布尔赛；10—乌利肯-杰兹迪；11—别兹缅峡谷；12—别列克峡谷；13—卡尔萨克派峡谷；14—库莫拉河-Ⅰ；15—克列格塔斯峡谷；16—库莫拉河-Ⅱ；17—巴依科努尔；18—久谢姆巴伊河；19—布尔马沙河；20—若萨河；21—杰兹卡兹干峡谷；22—扎奈峡谷；23—别兹缅峡谷；24—西峡谷；25—铁路峡谷；26—卡拉肯基尔河；27—萨雷肯基尔河；28—卡拉库杜克赛峡谷；29—日兰迪赛；30—别兹缅峡谷；31—萨雷布拉克；32—巴伊赛峡谷；33—别兹缅峡谷；34—乌隆赛；35—卡拉干赛；36—别兹缅峡谷；37—阿尔海峡谷；38—阿戴峡谷；39—肯基尔河；40—萨雷-库杜克峡谷；41—日兰迪河；42—基列河。为编制该图，对具有多年观测系列的径流面积取平均结果值

（译者注：此图上缺11及24号，22号重号，个别点的符号与点号不符。）

育得很好。应该指出，当有松散的亚粘土质盖层时，渗漏系数减小，但此与基岩的含水性质无关。例如，在巴斯卡格利背斜上（多内昔期的石灰岩被厚度大于100米的风化壳所覆盖）渗漏系数（0.30—0.35）低于由古老的弱裂隙岩层组成的地段上的渗漏系数（纳尔赛，别列克等地，渗漏系数为0.45—0.50）。

在北乌拉尔铝土矿区内进行水文地质调查时，于裂隙及岩溶储集层中应用了确定补给值或地下径流模数值的独特的方法。在这里，对开启的岩溶形态吸收地表水作了多年的观测，用汇水-类比和确定水的吸收与汇水面积上岩溶形态的密度及径流的几何条件间的关系这样两种方法，整理所得到的成果。

汇水-类比法的实质如下：在相同的地貌及气候条件下选择汇水面积近于相等的试验盆地，而且其中之一的地面应由岩溶岩石组成；而另一个的地面由非岩溶岩石组成。在每一汇水区内，用水文法确定地表径流，然后计算地表径流模数。这些汇水区的地表径流模数间的差值与吸收模数相一致。

Н. Ф. 翁科夫斯卡娅选取卡利依河上游索瑟文斯克组非岩溶火山岩、火山碎屑岩中面积为133平方公里的汇水区作为确定北乌拉尔铝土矿山的吸收模数的类比对象。由此而确定的北乌拉尔铝土矿区岩溶沉积物中的吸收模数在平水年分（保证率为50%的年分）等于5.56升/秒·平方公里。

但是，所述的方法具有很大的缺陷，没有考虑岩溶及非岩溶汇水面积上的大气降水在蒸发上的差异。

И. И. 普洛特尼科夫的方法是用一些单个的岩溶形态确定小型河溪被吸收的水量。为此，选取不同的地表岩溶现象，它们具有不同的汇水面积和不同的径流几何条件（即某一岩溶形态的汇水面积的半径R与汇水面积上的平均坡降I之比）。用水文法并通过“瓦尔戴”自记水位计观测地下水水位，计算了6年之内被岩溶漏斗吸收的水量。

在整理观测资料的过程中，对每一吸水形态确定了表征径流条件的R/I系数和单位年吸水体积（一平方公里汇水面积上，在

一年内吸收的水体积），后者用最大可能值的百分比P表示。

$$P=\frac{W}{W_{max}}\cdot 100 \qquad (54)$$

此外，还确定了岩石的地表岩溶模数$M_{зак}$（一平方公里面积上的岩溶形态数量）。根据这些资料绘制$P=f(R/I,\ M_{зак})$关系曲线。它既可确定单个水源、亦可确定整个北乌拉尔铝土矿山吸收地表径流的概略平均值。在所进行的测量及以后的计算的基础上，И. И. 普洛特尼科夫编制了岩溶区面积上的地表径流吸收模数图，图上的吸收模数从1.8变化到12.5升/秒·平方公里。

所述的岩溶及裂隙含水层中补给的评价方法有着不容置疑的意义。与此同时，该法还有某些缺陷。那就是汇水面积上的大气降水不仅可在吸收源，即漏斗、落水洞、凹地处，亦可在全部汇水面积上进行渗入，这是И. И. 普洛特尼科夫提出的方法没有考虑到的。其结果是消耗于吸收的地表径流有些偏小。把根据所述方法计算的补给量与坑道排水的实际观测资料加以对比，表明计算值稳定偏小约10%。

П. А. 谢雷利用与此法稍有不同的方法确定米尔加利姆赛矿区（卡拉陶山脉）岩溶体的补给，该法实质上是汇水-类比法的变形。谢雷把它称为“地表径流模数差法”。该法的实质如下：在卡拉陶的条件下，选择了几个面积从70到320平方公里的径流盆地作为均衡区，选择的径流盆地有些位于岩溶石灰岩发育区内，而有一个盆地则靠近山脉的主要分水岭，发育着弱渗透的砂页岩和泥质岩。在闭合断面处确定地表径流，然后比较试验盆地和地表由弱渗透沉积物组成的盆地的地表径流模数。地表径流模数值上的差值就是渗入量。确定了地下径流模数，再乘以面积就确定了径流面积和全部均衡面积范围内的天然资源值。如同在汇水-类比法中一样，岩溶及弱渗透岩石汇水区上的蒸发取为相等，而事实上并不是这样。此外，弱渗透沉积物的控制盆地位于相对较高处（1400米），因此，地下水天然资源的主要形成因素（和地表径流一样，也是大气降水）被外推到较大的高程上了，这自然

会降低所得成果的可靠性。

如果水位波动带中的给水度及水位波动幅度已知，并可以算出进入含水层表面的水层时，地质-水文地质条件也都清楚，则可推荐使用动态-气象法来评价裂隙及岩溶含水层的补给。但是，这种方法仅当给水度能十分可靠地确定时方可使用。这里可能有两种情况：（1）地下水的水位波动带位于裂隙及岩溶岩石中，其给水度已经有过研究，譬如说是根据集水建筑物的开采经验或矿山的排水经验确定的；（2）主要的裂隙储集层为砂层覆盖，而水位则在砂层中波动。在这些条件下不难确定给水度，进而不难确定补给量。在用动态-气象法评价补给时，当然可以利用岩溶及裂隙岩石的给水度的近似值，譬如，取之文献资料的值。但补给值的可靠性很低，因为这样误差可能为100—200%，甚至更大。

包括干旱和半干旱地带在内，大气水分的凝结是均衡计算中的一个补给因素。但时至今日，凝结的问题、尤其是在定量上没有很好地研究。绝大多数研究水分在坚硬基岩的裂隙及空隙中凝结的研究者引用的凝结值很小。在 T. H. 乌斯京诺娃的著作中，我们见到克里米亚洞穴中的凝结值稍微大一些（从 4 到 56 毫米厚）。Л. C. 索科洛夫指出了这个问题的研究程度差及已有资料矛盾性。整个说来，考虑到凝结值资料的矛盾性、为了定量确定凝结补给进行专门调查的复杂性和困难性，在地下水均衡研究中暂不宜于考虑凝结的因素。

有关地表径流组分的研究和评述，即进入均衡区的流入量和从其中的流出量问题，将在本部份结束时加以讨论。

此外，对补给的评价，还可推荐用于渗透性均一的松散土的方法，这些方法曾为 H. H. 宾杰曼、Ф. M. 鲍切维尔等、A. B. 列别杰夫、A. B. 列别杰夫与 E. H. 雅尔采娃叙述过，即有限差分法、水的总均衡法、河流水文图的成因分割法、潜水非稳定运动微分方程的解析解法、关系方程式法、根据一个钻井中的水位波动近似评价降水渗入法。在不同情况下应用上述方法的可能性应由工作的执行者来决定。我们要指出的是这些方法中的每一种

都有优点，也有缺点。例如，由于在坚硬基岩中安置地中渗透仪很昂贵，很少使用地中渗透仪法；使用有限差分法要求具备很密的动态观测井网。所述各法在许多著作中都有详细说明。

与均衡-水文法比较，这些方法的缺点是依据测量单个点上的水位波动来计算补给。在含水岩石的非均质性很大的条件下，这能使结果相差甚大。均衡-水文法则可以得到所研究的径流盆地单元全部范围内的确定地下水补给的综合指标值。

我们来探讨地下水排泄的主要因素和途径，以及研究它们的方法。靠蒸发和植物蒸腾（在干旱及半干旱带这通常是潜水均衡的主要支出项），泉流，流向河、湖的地下径流及流出评价区域范围之外的流出量来实现地下水的排泄。

从土壤表面、潜水面、水面及雪层上的物理蒸发是最难以确定的水均衡要素之一。这些观测本身是复杂的、繁重的，要求一套仪器，要有熟练的专家和相应的技能。研究蒸发的方法是十分详尽的。我们可举出利用水力和重量蒸发器、地中渗透仪、根据气象站网观测到的梯度测量资料计算蒸发等等。这些问题在A. P. 康斯坦丁诺夫的附有详尽书籍目录的专著中有详尽地叙述。这里我们要指出的是在评价地下水储量的勘探工作中，为了均衡计算，宜于从最邻近的气象站获取蒸发的资料。在普查阶段和路线踏勘时，必须确定地下水通过蒸发而强烈集中排泄的地带（盐泽及碱土、湿地、沼泽地等）。大量的实地调查表明：当地下水埋深在3米以下时，实际上停止了从地下水表面的土层内的蒸发。

植物蒸腾是排泄的重要途径（地下水均衡的支出项）。在干旱地带，喜水植物——水生植物（在水中生长的植物）、潜水湿生植物（其根系达到潜水位的植物）及毛细水植物（其根系达到潜水位之上毛细带边缘的植物）在设计的覆盖为100%时、于生长期间蒸腾掉的水层厚为300—500乃至700毫米，即一年内约为10—20升/秒·平方公里。因此，B. H. 库宁指出："至少对中亚的沙漠来说，蒸腾是消耗来自大气圈中的水分的决定性因素。"这不仅对中亚、亦对整个干旱地带都是十分正确的。实际上，因为在坚

硬岩石中，集水建筑物的勘探地段通常是向着被强烈消耗水分的多汁植物盖着的河谷、大型峡谷及断裂破碎带延展的，所以在干旱气候条件下，消耗于蒸发和蒸腾的水量是天然条件下集水建筑物地段水均衡的决定性因素。

通常，水文气象单位不研究某一地域分布最广的植物群的蒸腾消耗量。因此，在需要的情况下，这些实验调查只得由水文地质队本身来进行。已知有近20多种测定蒸腾的方法。为了应用于生产条件，可以推荐Л．А．伊凡诺夫提出的快速称量法，以及根据潜水位微小波动测量蒸腾的方法。第一种方法是在剪摘下样品（树枝、带叶的茎、某一种类型的草等等）之后，略待片刻，对样品称重，光照两分钟后再次称重。为了避免断茎及植物导水管应力消失后产生的蒸腾急剧增大，在剪摘及第一次称重之间间歇一分钟是必需的。假定，临近第二分钟开始时，蒸腾接近天然的正常数额。蒸腾强度用除法来计算，把树枝质量在光照时间（通常为 2 分钟）内的消耗值，除以光照时间和叶子的质量，叶子的质量是在最后一次称量之后立即算出的。这个方法很简单，也不需要确定蒸腾强度的笨重设备和仪器。目前它用于各种不同的气候条件下。

测量潜水位微小波动的方法如下。很明显如果植物的根系达到潜水位，或者那怕是达到毛细带边缘的话，植物就制约着地下水水位波动的昼夜节律。这是在加利福尼亚进行调查的W．N．怀特首次发现的。在曲线图（图12）上，水位变化具有正弦曲线的形状，这是在蒸腾的影响下潜水位于白天下降、在夜间当蒸腾实际上停止时水位上升的结果。由于24时到凌晨 4 时之间蒸腾等于零，此时的水位上升速度表示潜水流入量的强度。根据1932年由怀特提出的、1962年由B．H．奥斯特洛夫斯基补充的公式进行蒸腾量计算（更确切地说是蒸发蒸腾量、即蒸发与蒸腾总和的计算）。

$$U=\mu(24rN\pm\Delta s)+mn\alpha \qquad (55)$$

式中，U——蒸发蒸腾量，毫米；μ——潜水位波动带中岩石的

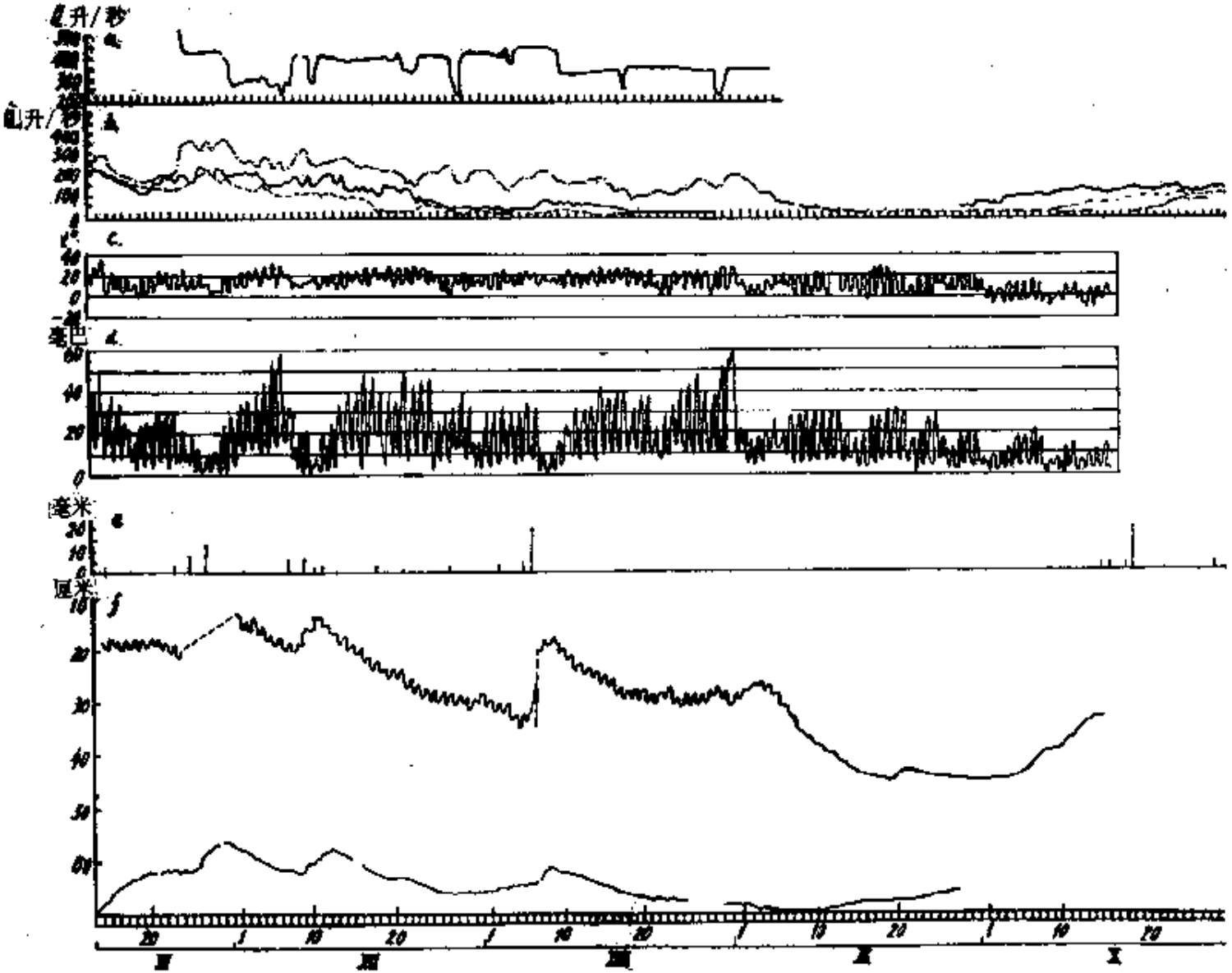


图 12 科扎姆西特构造上1966年均衡蒸腾的观测结果

a—群井抽水量；b—1、2、3断面的卡拉肯基尔河的有效水流流量；c—气温；d—湿度差；e—大气降水；f—浅井中的潜水位波动

给水度；γ——潜水的底流，毫米/小时；N——观测时间，昼夜；Δs——在N昼夜内潜水位的变化，毫米；m——降水量，毫米；α——渗入系数。

在计算中，一般取超过4毫米的降水量，因为当数值较小时，降水量通常消耗于湿润包气带及继之而来的蒸发上。总之，有关估计最小降水量值的问题，应在每一具体情况下根据实验地段包气带的结构来解决。

按下列步骤完成实验调查。进行均衡面积的地植物测绘，并根据测绘结果选择具有代表性的地质-水文地质条件及植物群生态的实验地段。在这些地段上，于浅井及钻井中安置对水位波动进行观测的自记水位计。图14是中央哈萨克斯坦科扎姆西特含水构造实验地段的有代表性的水位变化曲线图（观测地段上的河谷剖面见图13）。

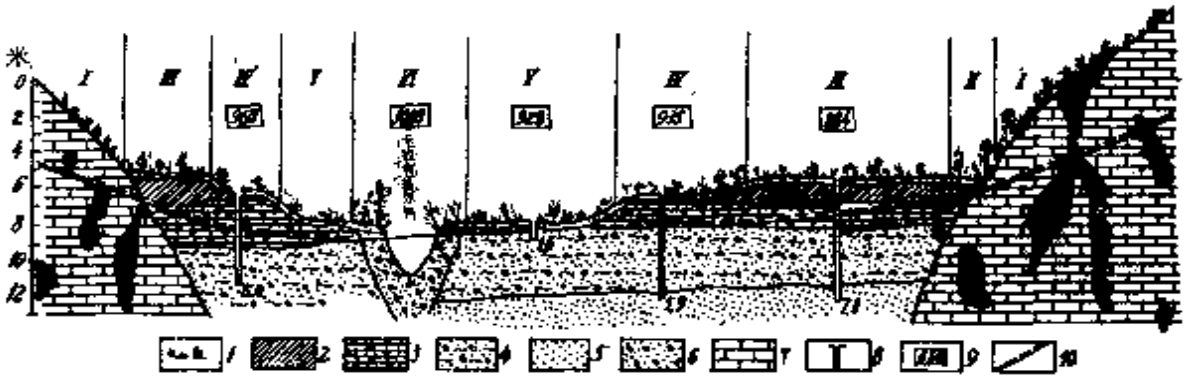


图 13　经过科扎姆西特构造卡拉肯基尔河谷的水文地质及地植物剖面

1—土壤-植物层；2—亚砂土；3—含石膏的砂质粘土；4—含泥质充填物的砂卵砾石沉积；5—不等粒砂；6—砾石，粗砂；7—岩溶及裂隙石灰岩；8—螺旋钻进的钻井，井底数字—深度，米；9—水的矿化度，毫克/升；10—潜水位；Ⅰ—石灰岩原生露头上的具有芥菜羽茅的灰蒿群丛（*Atriplex cana, Artemisia lerchcana, Stipa sareptana*）；Ⅱ—芨芨草（*Lasiagrostis splendens*）及水田芥（*Sophora alopecuroides*）的线状延伸带；Ⅲ—在第一超漫滩阶地上具有鸡毛菜（*Salsola laricifolia*）、优若藜（*Eurotia ceratoides*）及单个的芨芨草的黑蒿群丛（*Artemisia pausiflora*）；Ⅳ—沿着高漫滩具有鞑靼金银花（*Lonicera tatarica*）及黑海蒿（*Artemisia pontica*）的施连克蒿群丛（*Artemisia schrenkiana*）；Ⅴ—沿着低漫滩具有鞑靼金银花、野蔷薇及施连克蒿的黑海蒿群丛；Ⅵ—河床中的河滩林（Salix sp.）、香柳（*Elaeagnus angustifolia*）、芦草（*Phragmites communis*）、甘草（*Glycyrrhiza glabra*）、草地的杂类草

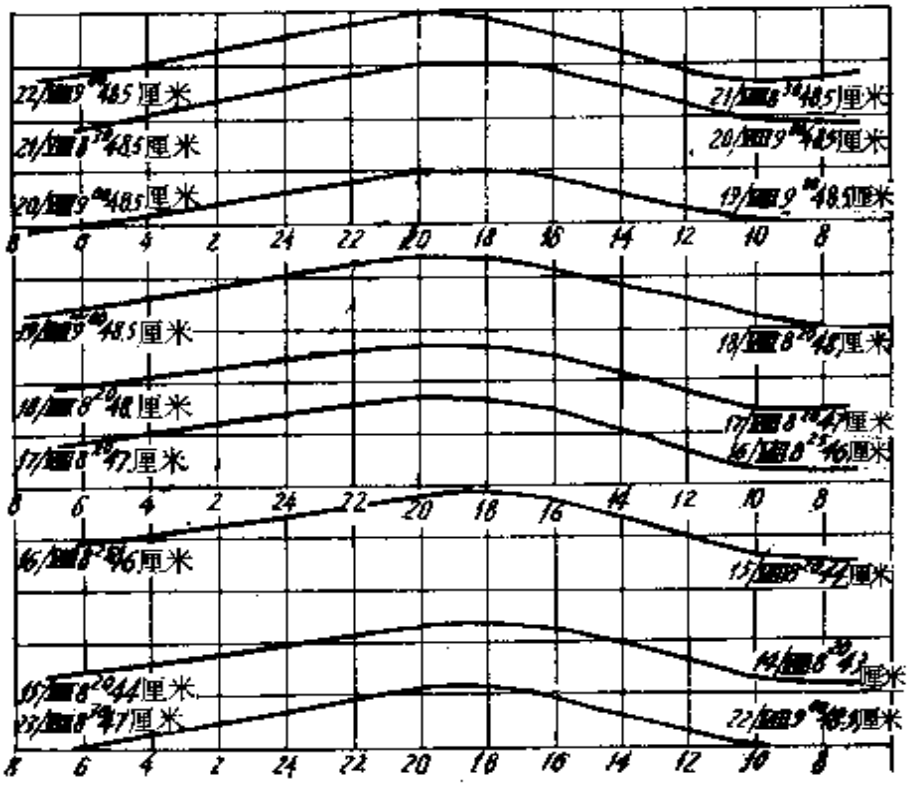


图 14　地下水自记水位计的工作曲线图，在植物蒸腾影响下的水位波动观察成果

（科扎姆西特，1966 年 8 月 14 日—23 日）

整理自记水位计的曲线图可以确定 r 及 Δs 值。如果在观测期间水位升高，则 Δs 取作负值；如果水位降低，则 Δs 取正值。给水度通过实验方法确定，在万不得已的情况下根据粒度分析来确定，因为在大多数的情况下，当潜水埋深较浅时，生长迅速的植物的根系位于覆盖着主要含水层的松散沉积物之中。渗漏系数用上面讲过的野外调查确定。大气降水根据雨量计或自记雨量计确定，或考虑当地的具体条件、根据最近的气象站的资料取平均值。除此而外，希望在试验地段上设置临时性的气象站，配备自记温度计、雨量计、湿度计、气压计。除了用于纯水文地质目的的资料（降水量、大气压力）外，气象站的资料能够可靠地判断影响植物蒸腾的气象参数，即温度、换算成湿度差的湿度等。这些测量可以用来外推不同时间的蒸腾量，即根据不完整观测期间的资料计算均衡区内整个生长期的蒸腾水量。图 15 上引用的是

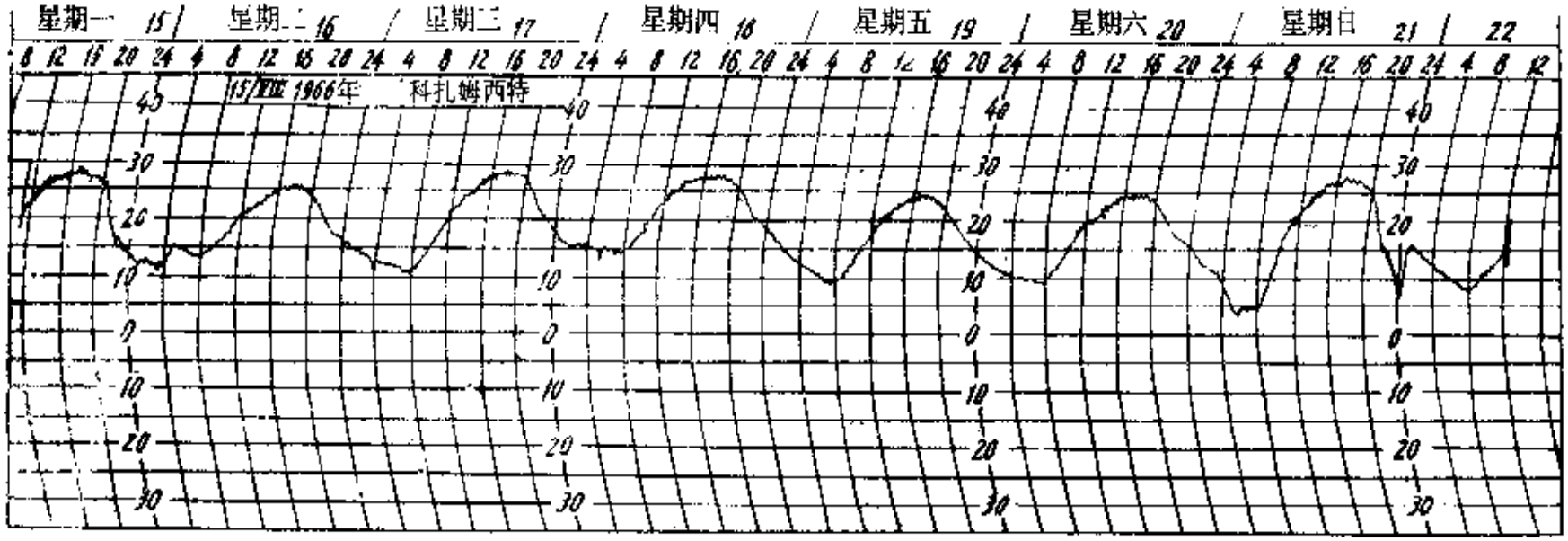


图 15　1966年8月14日至23日期间、距地表200厘米高处的温度曲线

（科扎姆西特构造）

1966年 8 月14日至23日的温度曲线图。在此期间的水位波动表示在图14上。如果由于某一原因不可能对蒸腾值组织实地实验调查，我们建议像 A. B. 杜宁-巴尔科夫斯基那样也采用布雷尼-克里德拉的经验关系式

$$U=25.4kF=25.4\Sigma kf \qquad (56)$$

式中，U——蒸发蒸腾量，毫米；k——与植物种类及气候干旱程度有关的年灌溉期间的经验系数，它从0.5变化到1.3（在干旱区大些，在较潮湿区小些）；F——在该期间的月需水量系数之和（该地区月平均温度与月平均日照小时占年总量的百分比的乘积之和）；$f=t\frac{p}{100}$——植物的月需水量系数；t——月平均温度，度（华氏）；p——该月日照小时占年总和（取为100%）的百分比。

布雷尼-克利德拉关系式吸引人的原因在于不需要进行野外调查，因为所有数值可在最近的气象站中获取（摄氏与华氏标度的关系式为 $t°F=1.8t°C+32°$），而经验系数在上述的布雷尼及 Л. B. 杜宁-巴尔科夫斯基的著作中可以援引。尽管1965—1966年在中央哈萨克斯坦所作的实验研究表明，根据这一关系式计算的蒸腾量与快速称量法及根据潜水位波动观测确定的值（后两者的结果十分相近）相比较，稳定偏高10—15%，但对近似的均衡评价来说，这一关系式是完全适用的。

最后，我们还要指出，正如第三部份中已经谈到的，在干旱地带，例如在中央哈萨克斯坦及中亚，广泛应用着确定蒸腾量的方法。中央哈萨克斯坦一个机构通过实验确定的蒸腾值，曾被国家储委用来作为保证地下水开采储量的一个组分。

通过观测泉流来研究裂隙水及裂隙-岩溶水的排泄，在方法上与研究均质、松散储集层发育区内的泉流并无区别。在教科书及许多方法指南中都引用有研究泉水流量的方法。这里需要指出由裂隙水及岩溶水补给的泉的某些特征。首先，与来自松散储集层中的泉水流量比较，裂隙及岩溶储集层露头区的泉水流量具有

高得多的水动力性。这可以用裂隙及岩溶储集层与砂相比其给水度较低以及沿开启裂隙及岩溶空洞水头迅速传递来解释。已知一些岩溶泉，其流量成几十和几百倍地变化。缺少大的调节容量导致天然资源（例如强烈吸收大气降水时形成的天然资源）迅速泄出。

其次，泉数众多、相对不大的流量、强烈补给期结束后流量急剧下降，都是裂隙基岩中泉的特征。在岩溶储集层发育范围内，泉点显著少见，但是泉的流量一般较大。构造破碎带或构造破碎带相交处的泉，与外生裂隙正常带的含水层中的泉相比，常具有较大的水量，而且比较稳定。准平原化地区（外贝加尔、中央哈萨克斯坦、季曼、穆戈贾雷）的岩溶泉是在大面积上（几十有时几百平方公里）形成的地下水天然资源的排泄口。因此，甚至在中央哈萨克斯坦的干旱地区，见有流量为20—100升/秒或更大的泉（圣泉，卡拉-布拉克泉，阿克特马泉等）；而在潮湿区（季曼，波罗的海沿岸）或低山区（乌拉尔，卡拉图），泉的流量达到每秒几百和几千升，常成为河流的起点。

应该指出，除了山区，不可以根据泉流总量来评价天然资源。必须仔细地分析评价区内的地下水补给来源及排泄途径，并根据野外工作成果阐明泉流在地下水总的泄出中所占的比重。经常是在勘探工作过程中见不到泉流或是流向河流的可见的排泄。但这完全不意味着地下水的天然资源也等于零，排泄可以通过地下径流、沿断裂带等进行排泄。但是，在以地形强烈切割为特征的山区，根据泉流总量评价地下水的天然资源是适宜的。用堰和其内装有管子的小坝测量泉水流量。当流量很大（每秒几百升）时，可以用流速仪测流量。万不得已时，用浮标法测流量，但成果较不准确。在观测初期，应每月测泉水流量5—10次；在流量变化最大的时期、例如岩溶地区春季融雪或降雨的强烈补给时期，每天都要观测。随着查明流量变化（动力）系数，当能有依据绘制$Q=f(H)$曲线时，以及有长时期观测的类比泉存在时，对要研究的泉水来说，流量测定的频率可以减少到每月1—3次；

而在流量变化最大的期间，可以减少到每月10次。

地下水向河流的径流是地下水排泄的很重要的因素。例如，在中央哈萨克斯坦的西部，当短期洪水一过，河流干枯时，在低于强烈含水的岩溶石灰岩被河谷地割的地段，到处见到流量从每秒几十到几百升的平水径流。它们部分是由岸边调节作用造成，但主要是由含水层排泄所致。

此外，必须指出通过覆盖沉积物的垂直渗透进行排泄的可能性。例如，在河谷中与河流无直接水力联系的含水层的天然资源可向河床排泄。在这种情况下是通过冲积物发生渗透的。这种通过覆盖层的排泄，特别是在干旱地带条件下，可在地表上表现为碱土、盐泽、强烈蒸腾水分的、多汁的绿色植物地段等等。因此在研究层状岩层时，必须知道在某一地段上是哪一层的天然资源在泄出。在分别对各含水层编制地下水的均衡时，才能取得最为可靠和正确的成果。

流出调查均衡区范围以外的地下水流出量是地下水排泄的一个途径。在研究补给因素时，曾涉及到在裂隙及岩溶储集层中可靠地确定水流流量的困难性。当然，所有这些都与确定流出量值有关。当涉及到由裂隙及岩溶岩石组成的面积有限的含水构造时，问题要简单些。在这种情况下，可以认为地下水流入量和流出量都等于零，这不会有较大的误差，并有一定的储备（评价中的储备取决于随着含水层中的水位降低，可以从外部、从弱渗透岩石来的水量）。

应着重指出，有时，在最复杂的自然条件下，所说的研究补给与排泄的方法是唯一可行的。此时排泄的研究一般要比补给得出更可靠的成果，而且既研究均衡的收入项又研究其支出项是最适宜的。在相当严格地和批判地对待所得到的成果的情况下认为：收入项和支出项的近似相等是正确建立均衡方程和评价方程各分量正确性的标志。

有时可以根据实验工作成果及开采资料确定钻井抽水影响带及集水建筑物作用带中的排泄量（见第五部份）。

简要地谈一谈水文及水文测量工作的基本要求。众所周知，许多裂隙及岩溶储集层中的大型地下淡水水源形成在河谷中。而且河谷可以常年有水或仅仅有暂时性的（春季的，而在山前地段为夏季的）径流。在地下水与地表水相互紧密联系的条件下，有固定的地表径流时，可能具备地表径流总是超出取水量的条件，此时集水建筑物像通常的渗入式集水建筑物一样进行工作。反之，在年周期的某一时期内，河中的径流小于取水量，集水建筑物的运转在一定程度上消耗着天然储量。这里可能有这样的条件，在下次洪水时被消耗的储量得到完全的补偿，水位得以恢复，也可能只有部分的补偿。在后一种情况下，可以观察到多年剖面上水位以正弦曲线持续下降的进程。讨论的情况表明了在小河（常与裂隙及岩溶储集层中的淡水水源有联系）上进行详细水文观测的重要性和必要性。此时，小河的平水径流常常决定着地下水的主要排泄量。

水文测量的目的是获取河流的径流特征、编制和计算某一地段地下水均衡或吸收地表水容积的资料，在地下水与地表水联系得相当密切的条件下，当裂隙及岩溶储集层被河床及河谷切割时，常可见到地表水被吸收的情况。最低的平水与最高的洪水之间河中的水位波动幅度有时达到5—6米。这样，在导水性和给水度（0.03—0.05)高的条件下，在天然条件下可以在洪水期间储存大量的水。例如，在杰兹卡兹干城周围的小型暂时性河上的观测表明：在天然条件下，于洪水期间（15—20昼夜），不同地段上的多内昔阶的石灰岩吸收了200万到1000万方水。

在集水建筑物进行开采的条件下，洪水时吸收河水的强度急剧升高。河水的补给量可用两种方法测定：（1）水文测量法，即根据河段的径流损失和动态来测定；（2）根据近河地区潜水位的波动幅度测定。在后一种情况下，水位波动带中岩石的给水度应该是已知的，并在吸收洪水径流而引起迴水的全部区域上布置观测井。

摆在水文-水文测量工作面前的上述任务，决定着进行地表径

流测量的文水站的布局要求。在封闭盆地的情况下（这种条件最常见），当汇水面积从1—2到几百平方公里时，在边界被水流切割的条件下，通常在含水的裂隙储集层与弱渗透岩石的边界上布置一测流断面。在必须计算具有过路河流的地段上的均衡时，为了评价地下水的排泄，或者相反，为了评价地表径流的吸收，必须设立两个断面。上断面在水流流入调查区的河床入口处；下断面位于从调查区流出的出口处。比较这两个断面上的径流体积，可以评定调查地段上作用的方向性（排泄或是吸收）以及其定量的特征。如果调查的面积很大（几百或几千平方公里），在具有过路水流的地段上及该地段范围内有大量的支流注入主河中，而且支流的径流量大于主河径流量的百分之几时，则必须在每一支流口处也设置测水站。这时，从下剖面的径流体积减去调查区内地表支流的总和，就有可能进行排泄地下水或吸收地表径流的均衡计算。在这里没有探讨选择断面的具体特点、剖面的结构及观测的方法，因为它们在相应的水文气象站管理局（УГМС）的规范中有详尽的说明。

通常，在水文测量调查中完成下列的工作：用流速仪测水流的流量；确定从任意选择的零点或与坐标系相联系着的点起算的水流水位；利用安置在水文测量断面附近或研究地段内的雨量计观测大气降水量；观测河床的雪封、冰结、河床中的水生植物，以及水温、气温、风速、风向、气象条件等。根据水文气象局的规范确定观测的方法和观测的时间，尽管在观测时间的问题上，在解决本文所探讨的问题时，依据具体的任务和条件可与这些规范不同。通常，在具有固定径流的小河上，每昼夜测一次流量。当水流动态稳定时，每八小时测一次水位；当水量急剧变化时，每昼夜测2—3次水量，每小时测一次水位。特别是在干旱地带的干涸河流上，于春季洪水时要特别频繁地测流，在这里有时需要不间断地测定流量，在任何情况下，每昼夜不得少于10—12次。绘制流量与水位的$Q=f(H)$关系曲线（图16）是测量流量与水位的目的。此时重要的是曲线的极值点，即最低水位时的最小流量，

特别是最高水位时的特大流量。所述的曲线绘制以后，可以缩减流量测量的频率，因为测量水位后，可以从图上量得流量值。此时必须考虑水流及河床的状态，因为它们的状态不同（自由河床、雪封河床、长有水生植物的河床、明流与冰结等），关系曲线将不同。在图16上表示的是根据1970年的测量编制的位于杰兹卡兹干区艾多斯地下水源范围内右卡拉干赛试验盆地的流量与水位的关系曲线。在图上可以很好地见到自由河床与雪封河床中流量与水位关系上的差异。

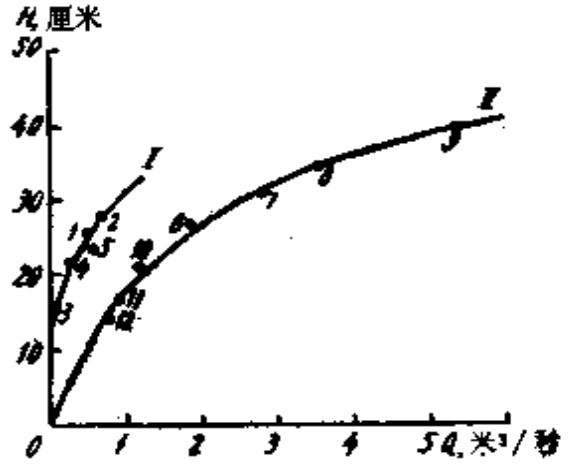


图 16 根据右卡拉干赛峡谷水文断面的$Q=f(H)$曲线

1—雪封河床中的径流；2—自由河床中的径流（艾多斯背斜）

如果在调查地段上观测到河床中的地表径流与地下水难以联系，或者在年周期的某一段（平水时）集水建筑物取的水大于在河中流动着的水，则会发生部分地消耗洪水期漫滩被淹没时得到补充的天然资源。此时，对水进到漫滩上的时期、水淹没的持续时间、漫滩上的水层厚度、河床的主要及次要支流中水流的产生和消失、新的支流产生、主河道的干涸或冻结、漫滩变干等进行观测，具有最重要的作用。根据这些观测的结果，编制漫滩浸淹范围及浸淹深度图，用以评价地下水由于吸收地表径流得到的补偿。此时必须研究漫滩沉积物的渗透性能。

通过水文测量工作和分析野外获得的资料及档案材料，根据水流类比关系，用延长观测系列的方法，可以得到正常水量年分及干旱年分径流的延续时间及径流体积的资料。在审核地下水储量时，国家储委认为，可以把保证率为95%的年分的河水最小月平均流量作为保证地下水开采储量的依据。在干旱地带，于裂隙储集层中勘探地下水时，主要是同小型河流打交道。对于所有的小型河流，不仅保证率为95%的年分的最小月径流量，而且年平

均径流量都等于零，这时需要确定保证率为75%的年分的最小月径流量及年平均径流量。

除此而外，如同前面所提到的，在所有情况下都必须计算保证率为50%的年分的正常径流量，还应确定保证率为95%、75%及50%的年分时无水期的延续时间，以及在上述保证率的年分中，河水径流量小于地下水取水量并部分消耗天然储量的延续时间。

在小型河流上进行水文测量调查时，为了评价河床沉积的最大过水能力，必须具有未来集水建筑物地段范围内的河床平均宽度及深度的资料。为此目的，在平水期应完成专门的大比例尺的河床测绘。

五、在裂隙-岩溶含水层中进行抽水试验和资料整理方法的特点*

测定裂隙-岩溶层参数的特点，按照液体在其中渗透的条件（已在本书第一部份中作过描述），与下列情况有关：含水介质具有“双重孔隙度”；渗透性能往往明显地表现为各向异性；由于存在一些大的裂隙和溶道，成为地下水的排泄通路，破坏了水流的径向性（有时是连续性）。此外，对于所研究的条件来说，具有不同种类的不透水边界及非均质边界是很有代表性的。总之，清晰显现的有规律的非均质还是变化复杂的非均质，实际上都是裂隙-岩溶含水层的必然的性质。

所有这些都使渗透试验的资料整理不好进行，难以确定计算的水文地质参数单值，而在个别的情况下，在裂隙很不均匀时，实际上不可能确定计算的参数值。

在一些著作中，对试验工作的成果解释及根据试验工作资料确定裂隙-岩溶含水层的水文地质计算参数有详细的讨论，因此，这里我们仅简要地谈谈这个问题。

（一）确定计算的水文地质参数

最好是根据多孔抽水资料，用雅各布的图解分析法，确定裂隙-岩溶含水层的参数。计算时要利用与超出滞后时间τ的时间相应的水位变化试验规律的渐近线区段。

此时，依据条件不同，可以利用雅各布法的全部三种类型或者是其中的一部分（水位变化的时间、面积及综合追索）。根据自

---

* 原书的第七章。

一个钻井（或者是数个、但相互排列极近的井）定流量的多孔抽水试验资料，依照下列公式确定计算参数。

时间追索　s–lg$t$

$$Km=\frac{0.183Q}{C},\quad \lg a=2\lg r-0.35+\frac{A}{C} \tag{57}$$

面积追索　s—lg$r$

$$Km=\frac{0.366Q}{C},\quad \lg a=\frac{2A}{C}-0.35-\lg t \tag{58}$$

综合追索　s—lg$\frac{t}{r^2}$

$$Km=\frac{0.183Q}{C},\quad \lg a=\frac{A}{C}-0.35 \tag{59}$$

式中，A及C——曲线图的直线段的初始纵坐标值及角系数；

r——试验井与观测井的间距；

t——从抽水开始计起的时刻，在此时刻绘制s-lg$r$曲线。

绘制几个抽水时刻（t_1，t_2，t_3）的s-lg$r$曲线；根据试验井群的全部观测井，在整个抽水期间、甚至水位开始稳定时，绘制s-lg$t$及s-lg(t/r^2)曲线。

尽管只有根据多井抽水方可得到裂隙-岩溶含水层的可靠的计算参数值，但在整理探水工作成果时，实际上经常是根据单井抽水确定参数的。作这样的计算时，应注意下列各点：

（1）根据中心井仅可以确定导水（渗透）系数，不应作压力（水位）传导系数的计算，因为误差可能达到几个数量级。

（2）根据水位下降及水位恢复的s-lg$t$曲线计算导水性时得到最好的结果，但是，常常难以确定计算的区段，应考虑多井抽水的结果来划定计算的区段。

（3）根据单井的裘布依公式计算给出概略的导水性值，它可以偏大（在强裂隙及岩溶化岩层中），亦可偏小（在弱裂隙岩层中）。因此，所得数值用来作初步的对比性评价和编制导水性

图〔见五(三)〕。在个别情况下，根据单井及多井抽水计算的 Ku 值可能相近。

（4）通常不必向裘布依公式中引进用来考虑钻井揭露程度的非完整性的H. H. 维里金修正值，因为裘布依公式只是对剖面上均质的含水层来说是正确的，而在裂隙-岩溶岩层中，即使钻井在含水层的顶板处揭露了一个不大的高渗透带就能保证主要的水量。为了有依据地引进H. H. 维里金修正值，必须按揭露段的渗透系数值换算含水层的引用深度，但是，实际上总是不存在这种换算的资料。

（5）在使用稳定运动的关系式按试验井的资料计算导水性时，如果要求得到近似的结果，最方便的是使用公式 $Km=Aq$（式中，q ——钻井的单位涌水量，升/秒·米*；A ——与钻井的引用影响半径及钻井半径有关的数字系数）。计算时大致可以推荐下列的 A 值：弱裂隙岩层为100；极强的裂隙及岩溶化岩层为150；其它情况为130。把要调查的每一种含水层在各个地区内的多孔试验计算成果（包括中心井和观测井的）加以对比，就可以较可靠地确定系数 A 值。此时要考虑钻井所揭露的含水岩石的特点。

（6）在所有的情况下，单井计算所得的 Km 值，应与根据多孔试验确定的值对比。

在解释根据多孔抽水绘制的水位变化过程曲线时，应该考虑的主要特点如下：

（1）在大多数情况下，裂隙及岩溶化岩石的特征是具有双重的天然给水度，这就引起试验过程中有效给水度的改变。因此，与通常的粒状岩层相比较，可用泰斯-雅各布方程式近似表示的曲线的渐近线区段是在具有某种滞后（τ）下形成的，这与潜水含水层在博尔顿效应下发生的情况一样。曲线进入到渐近线区段的滞后时间的变化范围较大，它是实际上无法预测的数值。

因此，从具有“双重孔隙度”的岩层中抽水时，s-lg$t$ 曲线

* 原文误为升/秒——译者注。

发生变形。通常把曲线分为三个区段（图17）。

第三区段是由于含水层的强非均质性或岩层外边界的影响所造成的，引起曲线变缓或其曲率增大。

在曲线图上出现前两个区段可以用裂隙及孔隙（或大裂隙及微裂隙）在液体渗透过程中的不同作用及“双重孔隙度”效应的影响来解释。此时，曲线初始区段的变形不仅对抽水井（这可能与趋肤效应有关）、而且对观测井都是有代表性的。由此可见，在 s-lg$t$ 曲线上已经存在的两个区段（图17上的Ⅰ及Ⅱ）证实：当不存在其它的变形因素（越流、边界等）时，被研究岩层的特征是具有双重的天然空隙度。

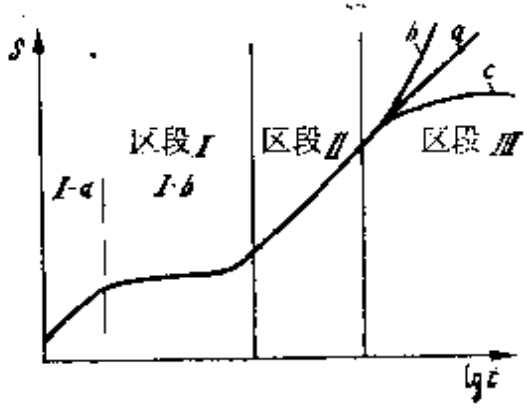


图 17　从裂隙-岩溶岩石中抽水时s-lg$t$曲线的有代表性的形状

由于 α 值是未知的，为了在 s-lg$t$ 曲线上选择计算的渐近线区段，应如同对双层岩层或无压含水层一样对它们进行定性解释。

典型曲线上的第一区段与假稳定渗透期相对应。理论上这个区段应具有陡的左分支，反映由大裂隙容积决定给水度的渗透期。根据该分支可以确定介质Ⅰ的渗透性和压力传导性。实际上很少能观察到曲线的陡的左分支，通常它已蜕变，在开始抽水时反映在观测井内的水位急剧跳动上。这种跳动的绝对值通常不超过40—60厘米（一般为10—30厘米）。当两种介质的孔隙度（弹性容量）值相近时，这个区段可完全不显现。区段Ⅰ的延续时间可从几分钟变化到几百小时。

区段Ⅱ相应于反映一般孔隙介质中的渗透条件的渐近线。根据区段Ⅱ也应该能确定表征含水介质平均渗透和容积特征的裂隙-岩溶层的计算参数。

（2）在判别曲线图的计算区段时，综合追索可以给出好的

结果。根据裂隙及裂隙-岩溶介质的构造和不同类型空洞的渗透和容积性能的关系，综合曲线可以是：

（a）当双重孔隙度效应不存在或实际上不显现时，为一般的半对数曲线，其初始部份实质上没有滞后现象（图18，a）；

（b）与博尔顿曲线类似，具有滞后形成的一般的渐近线区段（图18，b）；

（c）具有平行的渐近线区段的曲线束，这些区段是由滞后形成的（图18，c）。

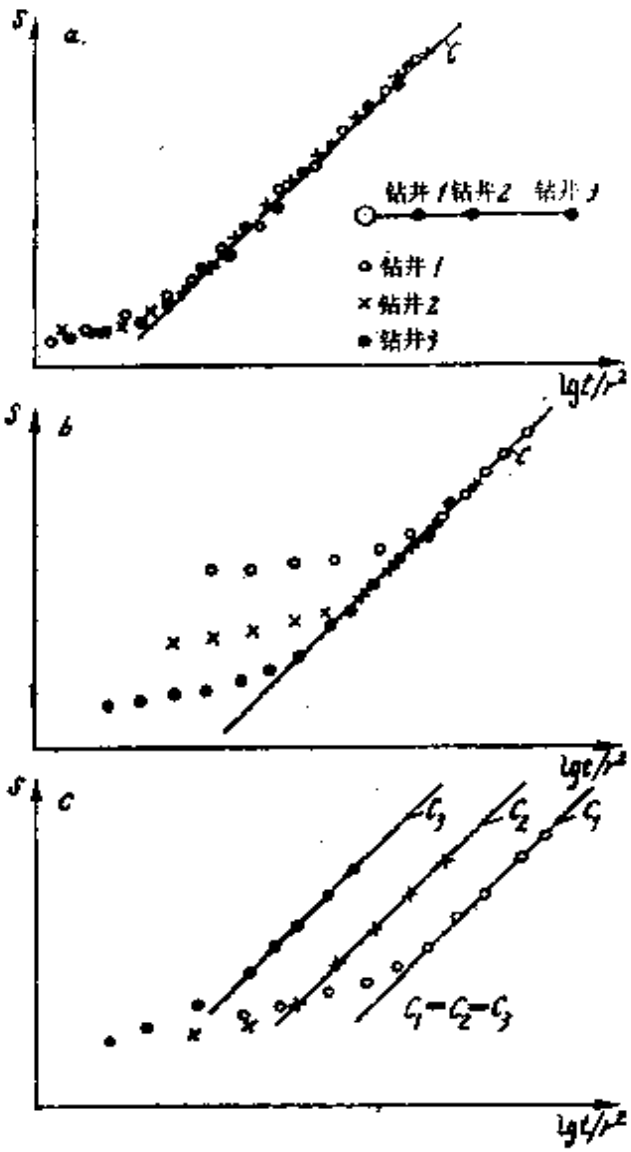


图 18　从裂隙-岩溶岩层中抽水时，取决于含水介质构造的$s=f\left(\lg\frac{t}{r^2}\right)$曲线的标准形式

在前两种情况下，和在一般的粒状介质中一样进行试验的资料整理。在对成果正确解释时，根据时间（综合）及面积上的曲线确定的参数应一致。

在后一种情况下，根据面积上的追索曲线计算给出偏大的结果，而且可以偏大许多倍。对于强裂隙及岩溶岩石来说，这些曲线是很有代表性的。随着岩层裂隙的特点及观测井相对于试验井的位置，水位传导（压力传导）系数可以显著偏大或偏小。在最靠近钻井周围，得到偏小的压力传导或水位传导系数值；在距钻井较远处，则得偏大值。观测井距试验井越远，计算所得的压力（水位）传导系数值明显地增大是裂隙强烈发育岩层的有代表性

的特点，这在根据苏哈雷什地段群井抽水资料绘制的 $a=f(r)$图（图19）上十分显著。对抽水资料的分析表明：观察到水位传导系数计算值偏低地带（相应为较平缓的降低）的半径，从裂隙弱发育岩层中的几米变化到强裂隙岩层中的150—200米和更多。这个带与大型裂隙的排泄影响有关，并可称之为“岩层的超导水性的地带”。

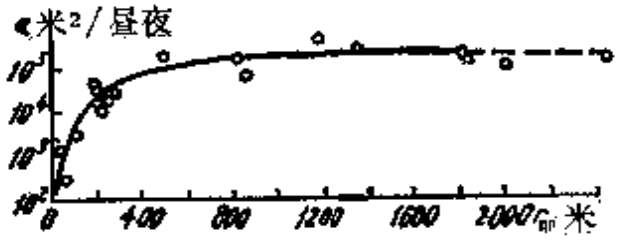


图 19　在裂隙-岩溶石灰岩中作群井抽水，抽水井和观测井间的距离 r 与水位传导系数计算值 a 的关系曲线

（乌拉尔，根据 M. B. 杰尼索娃的资料，1967年）

在图19上很好地见到：随着距离增大，水位传导系数值增大的速度逐渐消失，并大致从400米起增大已不明显了。因此，应该把离试验井的距离不小于1.5—2 h（h ——含水层的厚度）的观测井求得的压力（水位）传导系数值作为计算值。应注意这些值可能不同程度地偏高。可以根据 $a=f(r)$曲线上 a 值实际上停止增长或增长得不显著的区段，得到较为有依据的计算值。在有足够大量的、与试验井相距不等的观测井（不少于4—6个）时，才能作到这一点。

综合曲线的平行可能由于例如近河地段出现补充的补给所致。此时，与根据面积上的追索曲线所作的计算相比较，根据综合曲线进行的计算给出偏高的结果。

总之，根据面积上的和时间上的曲线所确定的参数成果互相吻合是可能的，但在整理裂隙介质试验成果时未必如此。

通常，在这种情况下选择计算参数时，应偏向于取较低的值，这是与所有提到的因素的影响都导致计算参数偏高有关的。

（3）时间曲线及综合曲线的计算区段，实际上是在对抽水试验的水位变化过程的规律性进行定性分析的基础上选择的，因为在该条件下，规定的时间准则是不适用的。

（4）在“双重孔隙度”效应与不同的边界异常因素相结合

的条件下，可能有下列情况：

（a）在时间和综合曲线上，边界的影响以终端较平缓或较陡斜区段的形式出现。计算的渐近线区段在边界影响开始之前形成。曲线具特有的形状。

（b）边界的影响不改变曲线的特有形状，只改变曲线的渐近线区段的角系数。

（c）边界的影响使曲线的特有形状发生变形。在时间和综合曲线上不能分出计算的渐近线区段。

在最后一种情况下，难以确定用雅各布方法计算的水文地质参数的可靠性。

在具有一组或两组空隙、但其渗透性能相近的裂隙介质中，有边界存在时，参数计算和在一般的孔隙岩层中一样。

（5）各向异性岩层的参数可以用一般的方法确定，但要考虑水流形状的畸变，即借助于一个或两个坐标轴的变形进行确定。因此，对位于不同的各向异性轴上的钻井应分别绘制所有的曲线。

（6）在裂隙很不均匀的岩层中，由于水流的径向性可能被破坏，只可能根据时间及综合曲线求得导水系数。但是，达到似稳定动态的时间可以很长。通常，不作面积上的水位追索，在这种条件下也不可能确定真实的压力传导系数。

上述各项都属于在无限岩层中整理试验工作成果的方法，在试验过程中实际上不显现地区边界的影响。在有限岩层中当抽水井群距边界在一定的位置上时，也可用这一方法来整理抽水资料。

Б. Г. 萨姆索诺夫得出了决定抽水井群与边界位置之间的关系准则，在这种位置时，水位降深在试验中的变化规律性可以不受边界的影响。按照确定参数的误差不超过10%这一准则，在下列的限制下，整理试验工作的资料时可以忽略边界的影响。

（a）在时间和综合追索水位变化时，使用在径向上距试验井0.3 l（l ——试验井到最近边界的距离）以内的观测井。

（b）在面积上追索水位变化时，利用在径向上不大于0.45 l 的观测井。

如果上述的限制条件能不费力地达到，这对确定计算参数最为有利。但在勘察实践中，经常是从抽水最初期，试验的规律性（抽水井与最邻近的观测井除外）就已经反映了边界的影响，或者时间曲线的初始区段很少有代表性。在分析封闭或局部封闭岩层中的工作着的集水建筑物的开采经验时，应该最常碰到这种情况，此时水位变化的规律性实际上不可能不受边界的影响。

因此，产生了这样的抽水资料的整理任务，即是根据不同边界（或是非渗透边界、或是渗透边界、或是定水头边界以及规模有限的排泄源）影响的关系，确定水位变化或计算参数的经验规律。在规模有限的局部排泄源的影响下，在试验过程中，边界上的条件可以变化（H＝常数的边界逐渐过渡为 Q＝常数的边界）。

在抽水时，作用着的边界的特点取决于天然的水文地质及地质环境（地下水的排泄源、含水层的尖灭、明显的岩性接触，存在有隔水和导水的断裂等等）。

受边界条件影响的试验资料，最好用换算成相应条件的泰斯-雅各布方程来整理，或者在这个方程不适用的地方，尽可能利用以分析水位变化的试验规律性为基础的比拟图解分析法。

在一些著作中，研究了用于下列图式的边界影响的参数确定问题：半有限及角状岩层、条带状岩层、封闭岩层、具有直线状或圆形非均质边界的岩层、具有定水头边界的岩层、双层岩层、局部排泄中心附近的地段。因此，在这里我们仅简略地谈谈对裂隙-岩溶型地下水源来说最重要和独特的图式，此类图式在试验过程中边界的影响不仅是所希望的、而且常是评价开采储量时获取必须资料的必要条件。

双层岩层 裂隙-岩溶含水层如果为其他含水层(通常由粒状岩石组成）所覆盖，进行试验时可能有两种情况：（1）在上层（补给层）中，$s=f(t)$；（2）在补给层中，$s=0$。

在第一种情况下，按照前面对无限岩层所介绍的方法来确定参数。此时，应注意所得到的参数是表征补给层及试验层总的渗透及容水性能的。由于通常是$Km_1 \gg Km_2$和$\mu_1 \ll \mu_2$，实践中一般是确定下层的导水性（Km_1）及上层的给水度（μ_2）。在解释水位的时间追索曲线时，必须考虑在双层岩层和具有"双重孔隙度"的岩层中，s-lg$t$ 曲线的异常在形状上是相同的。

在第二种情况下，抽水时应尽力达到水位稳定。此时宜于根据可以确定Km及越流参数B的s-lg$r$曲线计算参数$\left(B=\sqrt{\frac{Kmm_0}{K_0}}\right.$，式中，$K_0$及$m_0$——覆盖层的渗透系数及厚度)。$s$-lg$r$曲线的平均线在横轴上截取相应于纵坐标$s=0$的假定的补给半径值$R$。此时，把裘布依公式与补给层中$H=$常数时的越流条件下的极限公式进行形式上的对比，得

$$B=0.89R \tag{60}$$

如果水位未开始稳定，首先根据s-lg$t$曲线确定Km及a值，并根据s-lg$r$曲线对结果作验证。计算按越流影响还不明显期间的抽水来进行。然后，根据抽水末期的水位降深资料，依照汉土什公式用解逆向问题来确定越流参数B。

$$s=\frac{Q}{4\pi Km}W\left(\alpha,\frac{r}{B}\right),\quad \alpha=\frac{r^2}{4at} \tag{61}$$

式中，W——在许多手册中列成表格的汉土什函数。

此外，可以推荐B. A. 米罗年科及 Л. И. 谢尔久科夫的方法来确定双层岩层的参数。

具有定水头边界的地段　此类情况一般是在稳定渗透动态下进行抽水。导水系数（Km）及被 B. M. 格里戈里耶夫称为淤积层阻力系数的参数A_0是重要的计算参数。

$$A_0=\frac{m_0}{K_0} \tag{62}$$

式中，K_0及m_0——分别为淤积层的渗透系数及厚度。

在较为一般的情况下，可以认为这个参数表征水流及试验层

之间所有沉积物的水力阻力。其中，如果有冲积物把裂隙-岩溶含水层与河流隔开，则在此种岩层中进行试验时，参数A_0也可以认为是冲积物的渗透阻力。

此时

$$A_0=\frac{m_0}{K_0}+\frac{m_{0al}}{K_{0al}} \tag{63}$$

式中，K_{0al}及m_{0al}——分别为冲积物的垂直方向上的渗透系数及厚度。

在实际计算中，于稳定流渗透的条件下，利用B. M. 舍斯塔科夫提出的附加层方法较为方便和广泛。该法综合地考虑了河床沉积的阻力，并把到河流边线的实际距离延长ΔL值作为基础。此时，在长为ΔL的地段上，含水层的渗透阻力等同于未直接被河床切割的裂隙-岩溶岩层试验时的河床沉积及上覆冲积层的阻力。Ю. О. 泽耶戈费尔及B. M. 舍斯塔科夫指出，在$\Delta L<7L$（L——到河流的真实距离）时，该法给出足够好的结果。在M. 格雷鲍夫及Л. 莫洛夫的著作中较详细地讨论了附加层ΔL方法的应用范围。参数ΔL与A_0之间有下列相互关系：

$$\Delta L=\sqrt{KmA_0}\,\mathrm{cth}\,\frac{2b}{\sqrt{KmA_0}} \tag{64}$$

式中，b——河流宽度的1/2。

对宽的河流来说，式（64）中最后的乘数可认为等于1。为了计算方便，Е. Л. 明金编制了$\Delta L=f(KmA_0;\ 2b)$曲线。

在一些著作中阐述了确定参数ΔL的不同方法。在实践中广泛采用福希海默尔公式通过解逆向问题确定ΔL的方法。这些方法的主要缺陷在于计算是以一个点上的水位降深或位于河流与钻井之间两个点上的水位降深的相互关系资料为基础的。因此，一般在试验相对均质的含水层时，得到好的结果。

在极不均质的裂隙-岩溶层中抽水时，常常观察到所得的ΔL值相当离散，这是由于非均质岩层中某一点上的水位降深绝对值是一个随机量，甚至在近距离上可明显改变。因此，在整理

裂隙及岩溶岩石中的抽水资料时，用根据所有观测井的资料绘制的 s-lg$r$ 曲线确定 ΔL 的图解分析法是最适宜的。

考虑到Б. Г. 萨姆松诺夫提出的地区限制，在引平均直线时，可以考虑试验井周围相距 $0.45l'$ 以内的观测井（l'——到虚构的河流边线的距离）。但是，由于 l' 事先是未知的，通常利用 L^* 值。此时，要对各个井中的部分水位降深的绝对值进行图解平均。根据 Б. Г. 萨姆松诺夫准则，在该带中边界对水位降深值的影响可以略而不计。此时，对应于纵轴 $s=0$，s-lg$r$ 曲线的均值线在横轴上截得假定的补给半径值 R。这与裘布依及福希海默尔公式对比，得 $R=2(L+\Delta L)$。由此得

$$\Delta L=\frac{R-2L}{2} \tag{65}$$

如果最靠近试验井的观测井位于因抽水井的非完整性的影响所造成的流线变形带中则与其相应的点可能向上偏离均值线，这些偏离点就应该不予考虑。

该法的优点在于所取得的 ΔL 值与含水层的非均质性关系较小。除此而外，根据 s-lg$r$ 曲线同时确定岩层的导水性。此时，在计算的 Km 及 ΔL 值中的可能误差是不同意义的，并对预测性计算的结果无重大影响。自然，在抽水井群图式中应考虑上述的地区限制。

当含水层极不均质时，一组多孔抽水的观测井可能显得不够。此时，对变化复杂的非均质可根据 s/Q-lg$r$ 的总曲线图确定 Km 及 ΔL。图上绘出地段内全部多井抽水的资料。

在许多场合下，用三个钻井代表集水系列单元，并利用它们的群井抽水资料，ΔL 则按系列中心处的钻井计算。

所述的方法仅适用于迴水渗透动态（подпертый режим фильтрации）。因此，河流水边线上的水位降深值应反映条件

$$s\leqslant H_0+m_0 \tag{66}$$

---

* 可以很好地把表征钻井的、距河流较远的点放到均值线上，因为距河流的有效距离 $l'=L+\Delta L$ 远远大于计算的距离 l。

式中，H_0——河中水层厚度。

不等式（66）仅仅适用于深度只比河底或弱渗透层底板大几米的冲积含水层观测井中的水位降深。在解决实际工程问题时，要根据揭露裂隙-岩溶层的观测井的情况来检验是否符合式(66)的条件。这常常会导致不正确的结论，因为在河流与滤水管安置区之间，水在垂向渗透时有水头损失，故而裂隙-岩溶层在河流边线处的水位降深，总是比直接在河底之下的要大。水位降深值可以相差很多倍。

正是这个误差使河流的渗水能力（пропускная способность）急剧降低，渗水能力根据下式确定：

$$q = \frac{H_0 + m_0}{A_0} \cdot 2b \qquad (67)$$

式中，q——来自河水渗透的最大的单宽水量；

b——河流宽度的1/2。

由于按照Е. Л. 明金的建议，参数 A_0 是通过 ΔL 来评价的，那么在 ΔL根据布置在裂隙-岩溶层的钻井确定的情况下，A_0就不仅表征河床与淤积层的渗水能力，而且也表征河流与含水层之间垂直渗透时以及由于河床切入的非完整性引起的水头损失了。

因此，根据布置在裂隙-岩溶层的钻井确定的参数 ΔL，可用于计算集水建筑物中的水位降深或试验层顶板之上的全部岩层的总的渗透阻力。

为了计算表征河床过水能力的参数A_0'，应当从冲积含水层中进行专门的抽水，或在从下层抽水时根据布置在上层的观测井计算$\Delta L'$值。

对大厚度的单层含水层来说，当剖面下部的渗透性较高，或者水平与垂直方向上的渗透性能为各向异性时，上面所说的一切也是正确的。在这种情况下，为了评价 A_0' 及 $\Delta L'$，计算的观测井应布置在含水层的最上部区间或进行分段的多井抽水。

所讨论的整理傍河地段多井抽水试验成果的方法，仅适用于稳定渗透动态的条件下。如果在抽水过程中观察到非稳定渗透动

态的话，则宜于用模拟方法、通过解逆向问题确定河床冲积物的阻力。

作为例子，我们来讨论德涅斯特尔河谷中裂隙很不均匀的萨尔马特石灰岩的试验成果（Л. П. 沙拉耶夫斯基及 С. В. 鲍格丹诺娃的资料）。

在长为 8 公里的地段上作了 7 组多孔试验，其中大多数都有两个观测井。由于非均质，看得出计算的参数显著离散。各组井群依据裘布依公式或s-lg$r$曲线确定的Km值从 240 变化到 1160米²/昼夜，算术平均值为560米²/昼夜。根据各组井群计算参数 ΔL 的结果，显示出很大的离散。根据福希海默尔公式及动态观测资料计算的值从100变化到 2500 米，与根据一个试验井群的不同井所确定的值显著不同。只有 9 号井群（具有 4 个观测井）一例，按照s-lg$r$曲线评价的参数 ΔL相当一致（图20，a）。因此，根据地段上的所有抽水结果绘制了s/Q-lg$r$的综合曲线图（图20，b）*。

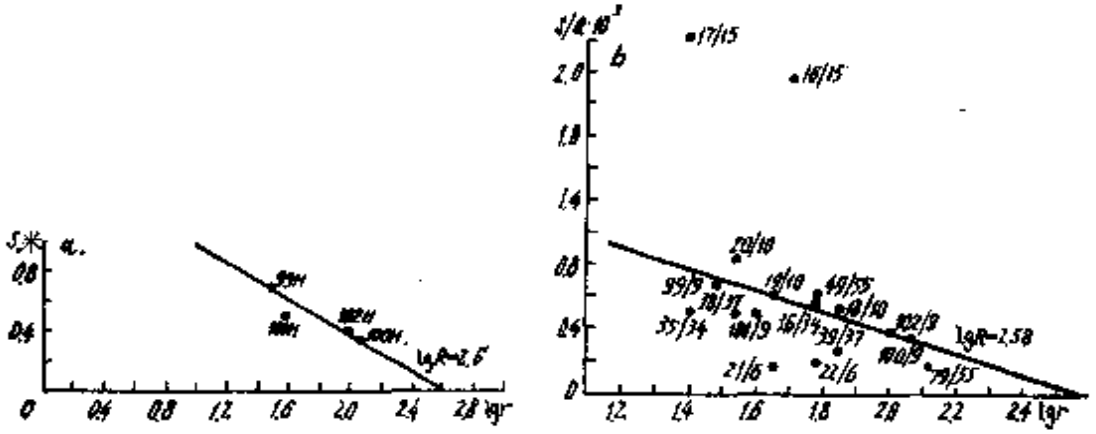


图 20　从德涅斯特尔河谷中的裂隙-岩溶石灰岩抽水时水位降深（单位降深）与距离（试验井和观测井的间距）的关系曲线

（根据Л. П. 沙拉耶夫斯基及С. В. 鲍格丹诺娃的资料，1972 年）

a—根据钻井 9 的多井抽水编制的 $s/Q=f(\lg r)$ 曲线（$C=0.62$，$Km=590$ 米²/昼夜，$L=100$米，$\Delta L=100$米）；

b—根据同一地段上的所有多井抽水编制的 $s/Q=f(\lg r)$综合曲线（$C=0.72\times10^{-3}$，$Km=510$米²/昼夜，$L_{cp}=120$米，$\Delta L=70$米）

* 为了便于对比各井群的资料，在曲线的每一点附近，在分子上注明观测井的编号；在分母上注明井群的编号。

尽管曲线图上的点极为离散，还是可以引出平均直线并确定地段的Km及ΔL的平均值。应该指出，由于岩石极不均质，造成点的离散，致使Km及ΔL的平均值是近似的。但是，还没有提出这种条件下的其它较为可靠的确定ΔL的方法。

局部排泄源附近的地段 当全部抽水量由弹性储量或容积储量形成时，上述计算参数的方法在一般情况下是正确的。实际上有不少情况是部分水量（$Q_{пол}$）由附加的补给水源所保证，并不引起水位随时间降低。在地下水排泄源附近（泉点，面上渗出地段，通过蒸发和植物蒸腾排泄的地段，河床中的有限排泄，来自地表水流和水体的局部渗透等等）长时间抽水时，可以观察到这些条件。

由此可见，水位随时间的下降仅与抽水（或集水建筑物）的部分总水量有关。这在分析试验工作的成果时应该考虑。此时，出现不仅要确定主要的计算参数，而且要确定附加补给值的问题。附加补给值可能是有限的和经过一段时间后就不再随时间变化了，或者在试验过程中逐渐增大，达到取水值。在后一情况下运动的动态已稳定。

在用雅各布方法整理抽水试验资料时，由于存在附加补给，使面积的、时间的及综合的曲线的形状可能显著歪曲。附加补给对时间及综合曲线的影响程度最大。可能有下列的基本情况：

（1）s-lg$t$ 曲线的直线性被破坏，出现与试验过程中的附加补给的增长相关的逐渐变缓，其极限是曲线平行于横轴（$Q_{отк} \approx Q_{пол}$）。

（2）保持着曲线的直线性，但其角系数C变小。而且，附加补给在钻井的总水量中所占的比重越大，曲线的倾斜就越小。当$Q_{пол}$值随时间为定值，或者与抽水时的总出水量比较其增长小到可略而不计时，可观察到曲线的这种变形（$Q_{отк} > Q_{пол} \approx$常数）。

第二种情况对计算附加补给有很大的意义，可用三种方法完成计算。

(a) 根据时间及面积的曲线对比

$$\frac{C_t}{C_r}=\frac{Q-Q_{доп}}{2Q};\qquad Q_{доп}=Q\left(1-2\frac{C_t}{C_r},\right)\tag{68}$$

式中，C_t及C_r——分别为s-lg$t$及s-lg$r$曲线的角系数。

(b) 抽水过程中的水量极为不同时，根据水位下降速度的比值。为此，在s-lg$t$曲线上，要有两个以上取水强度不同（Q_1及Q_2）的区段，并应满足$Q_{доп}<Q_1<Q_2$的条件。如果曲线在第一区段上是直线，可以认为这一条件满足，并且$Q_{доп}$＝常数。此时

$$\frac{(C_t)_1}{(C_t)_2}=\frac{Q_1-Q_{доп}}{Q_2-Q_{доп}};\quad Q_{доп}=\frac{(C_t)_2Q_1-(C_t)_1Q_2}{(C_t)_2-(C_t)_1}\tag{69}$$

式中，$(C_t)_1$及$(C_t)_2$——Q_1及Q_2时s-lg$t$的角系数。

例如，可能有这种情况，由于冲积物的弱渗水能力致使来自河流的渗透有限时，当附加补给实际上与抽水量的增长成比例增大时，那么不同抽水阶段的时间曲线的倾斜实际上是相同的，并且$Q_{доп}$不可能用上述的方法确定。

(c) 根据不同取水量的短期与长期抽水时的水位下降速度的关系。短期试验时，附加补给在初期实际上还没有反映到试验的结果上来，只是经过一定的持续时间，随着漏斗在平面上及向深度上发展，才开始表现出附加补给。

故而最初阶段的水位下降速度用总流量Q_1确定，第二阶段则用流量差$Q_2-Q_{доп}$确定。

$$\frac{(C_t)_1}{(C_t)_2}=\frac{Q_1}{Q_2-Q_{доп}};\quad Q_{доп}=\frac{(C_t)_1Q_2-(C_t)_2Q_1}{(C_t)_1}\tag{70}$$

用面积曲线及时间曲线计算所得的Km值一致，可以作为抽水初期没有表现出附加补给的标志。

在抽水过程中见到泉水消失或流量显著减小、小河溪地表径流被吸收或消失时，在这一系列的情况下，可以直接观察到存在有附加补给。有时只能靠间接标志，其中包括根据分析水位降深随时间及在面积上变化的半对数曲线，可以判断存在有附加补给。

在分析水位降深的变化曲线时，下列的特征表明抽水过程中有附加补给：

（1）无限岩层按时间及面积曲线计算的导水系数不同，而且按面积曲线计算的导水系数较小。

（2）所得到的导水系数值与涌水量值的关系，而且时间曲线的倾斜比涌水量的增长有较大程度的增加（根据条件69）。

（3）根据短时间及较长时间抽水计算的导水系数不同，而且按较长时间抽水计算的导水系数较大。

如果涌水量呈阶梯状增大，根据时间曲线确定的Km值固定不变、但超过面积曲线所得到的值时，则证明附加补给的增长与取水量的增长成比例。如果根据时间曲线计算的参数随涌水量增大而减小的话，则附加补给有限。

只是当时间曲线是直线，即在相应的试验时段内诱获补给量的变化不明显时，方可使用所提出的评价附加补给的方法。

在封闭或条带状岩层中长时间抽水时，当观察到降深与时间之间的线性或幂次关系时，可以利用不同涌水量时按相应坐标绘制的曲线的角系数，来计算附加补给。

在局部排泄源附近进行强力抽水、并在比较不长的时间内能够完全停止排泄时，评价附加补给时实际上可以获得较好的结果。在分散排泄时，一般在抽水时不可能完全截获它，这只能在集水建筑物开采过程中可以达到。

根据面积曲线确定Km时，应考虑总的抽水量；而根据时间及综合曲线确定Km时，要从总的抽水量中减去$Q_{补给}$。

（二）复杂水文地质条件下试验-开采抽水成果的解释

在许多情况下，实际的自然条件是极其复杂的，并不能被限定于已有的标准图式之中。这对岩石裂隙极不均匀的地区来说尤其有代表性。真实的或有效的参数或者实际上常常根本得不到，

或者由于计算图式的不确定性而不可能用它们来作评价。在这种条件下，一般就采用水力学方法。

在整理上述条件下的试验-开采抽水成果时，主要应注意：（1）确定水位随时间变化的经验规律；（2）确定在所得到的水位变化规律中在多大的程度上完全反映了实际的自然环境；(3)评价在外推抽水量或改变取水系统时利用确立的水位下降规律的可能性。解决上述问题就能在水文地质预测中用图解或解析形式的水力学方法去应用渗透试验工作的资料。

在一些著作中研究了确定水位随时间变化的规律性的问题。在一般的情况下，如果在半对数坐标上水位变化曲线不是直线的话，则应选取$s=f(t^C)$形式的幂指数关系式，式中$C<1$。

由此可见，在确定水位随时间变化的经验规律性时，应首先用选择法依次地在t的半对数坐标、二次方根坐标及线性坐标上绘制$s=f(t)$曲线。然后，在必要的情况下，绘制过渡性的幂指数曲线，根据曲线在$s-\sqrt{t}$坐标上偏离于直线的特点选取幂指数。如果曲线向下凸出，选取$1>C>0.5$；如果曲线向上凸出，选取$C<0.5$。

原则上这个方法可以解决所提出的问题。只是可能的曲线方案数的不确定性是其不方便之处。亦可用最小二乘法，根据水位变化曲线，确定方程式的形式。确定近于直线的$s=f(t)$关系式的形式之后，曲线的角系数可以作为独特的水力计算参数。

在降深随时间的变化服从幂指数关系式的条件下，曲线$s-\lg t$初期较平缓和后期较陡峻的趋向于直线的线段，其误差最大。在预测时，会导致计算的水位降深明显偏小。

B. A. 格拉鲍夫尼科夫及Б. M. 齐利别尔斯捷英提出的综合参数法，是当水位降深与时间的对数呈直线关系时，表征水位降深变化规律性的水力指数的一种表示形式。在利用该法时，为了预测，要把具有复杂边界形状的、实际的非均质岩层用某一假定的无限均质岩层来代替，该均质岩层有着根据$s-\lg t$曲线末端线段所确定的参数。由此可见，综合参数法应视为在复杂的水文地质

条件下，分析外推水位变化的试验规律性的一种方便形式。

根据试验-开采抽水的资料确定水位变化的经验规律及表示这一规律的水力指数（或综合参数）后，必须评价它们在多大程度上反映地段的水文地质条件（现有的全部边界），以及在外推抽水的水量及改变取水系统时可否利用它们。在附加补给有限的条件下，外推水量时应当考虑在取水增长时水位下降速度不成比例的变化。

第一个问题靠研究地段的水文地质条件及分析降落漏斗在平面上的发展来解决。如果某些边界在所确立的水位变化规律性中没有得到反映的话，则在利用综合参数时，预先要对它们加以分析考虑。但是应注意，在引进新的边界时，可能改变水位下降的规律，其中包括半对数规律变为指数规律。

第二个问题可在研究水源的地下水总均衡、并在外推水量时考虑该均衡的基础上加以解决。在休饮地段的例子中（见第六部份）就是这样做的。总的说来，在其它取水条件下，利用所得到的水位变化试验规律性的可能性是相近的。

（三）在确定计算的水文地质参数时对含水层非均质性的考虑

由于裂隙-岩溶含水层的渗透和储集性能的显著非均质性，具有重要意义的是：（1）对含水层的某一部份选择渗透参数的计算值；（2）对渗透试验工作所获得的计算参数，确定其在平面和深度上通用的可能性及分布的范围。

1．含水岩石在剖面上的非均质性

通常，裂隙随着深度较快地衰减。此时，可以区分两种主要的情况：（1）裂隙单调的衰减，（2）裂隙无规律的变化。

在分析单个钻井的资料时，可以观察到后一种情况。但是，根据地段上全部调查的钻井绘制渗透性变化的总体曲线图（Инте-

гральный график）时，通常也可以很清晰地见到裂隙有规律的，相对单调的衰减。

为了评价剖面上不同间隔中的渗透系数的关系，在钻井测流及分段抽水时可以得到足够可靠的资料。当岩层的总的导水系数由多井抽水试验测定而为已知时，按照单位涌水量的相互关系，可以确定每一间隔的渗透系数以及裂隙实际上消失的深度。

Л. В. 鲍列夫斯基为裂隙随深度单调衰减的条件提出了计算平均有效渗透系数的方法。

根据岩石的渗透性和容水性与裂隙参数之间的关系，可以作出裂隙岩石的给水度随深度变化的近似预测。

目前在石油的裂隙储集层方面大体上已积累了足够多的资料，它们证实了裂隙的稠密度与裂隙的体积强度实际上随着深度不发生改变。根据在深达100米的平硐中研究裂隙的王思敬的意见，裂隙孔隙度随着深度从1%变化到0.2%，而裂隙的密度实际上是固定不变的（每米4—5条）。

如果根据抽水及分段抽水（测流）的结果确定每一层段的渗透系数K_i及上部层段的给水度系数μ_1的话，则在上述对无压含水层的假设及条件（$\mu=n$）下：

$$\mu_i=\mu_1\sqrt[3]{\frac{K_i}{K_1}} \tag{71}$$

μ_1值根据多井抽水确定。

每一层段的K_i值只是在对比性评价时需要。因此，考虑到K_i与单位涌水量q_i成正比，则

$$\mu_i=\mu_1\sqrt[3]{\frac{q_i}{q_1}} \tag{72}$$

最后的表达式便于用来计算。从（71）式得出，裂隙岩石的给水度随深度变小要比渗透性的变小慢得多。因此，在岩石的渗透性能还很高、并可保证钻井的给定生产能力的层段中，岩石的给水度变化甚微。给水度随着深度的实际衰减比（71）及（72）式得出的要慢些，因为这些关系式是从具有平行平面壁的缝槽的

关系中得到的，没有考虑裂隙的弯曲和局部的收缩、扩展所引起的裂隙张开的变化。

在研究承压含水层时，当上部层段的给水度未知或根据物探资料近似确定时，上述方法可以作出给水度沿着深度可能变化的相对评价。

如果裂隙储集层的裂隙系统在剖面上是有规律变化的，上述关系式才是正确的。如果裂隙是无规律性的，单位涌水量随着深度的急剧变化与揭穿各个大裂隙有关，给水度变化的预测可以大体上按研究地段来进行，而不是对每一个钻井都做预测。为此，要利用渗透系数或单位涌水量随深度变化的总体曲线，这些曲线是整理研究地段范围内所有钻井的测流资料以后绘制的。

2．含水岩石在平面上的非均质性

依据平面上岩石渗透性能的变化特点，可以区分两种主要的非均质类型：有规律的及变化复杂的。第一种非均质与存在岩性-岩相边界、构造断裂等有关。在有规律的非均质岩层中，通常具有参数在其中变化不大的地带。变化复杂的非均质是裂隙及岩溶岩层最常见的非均质情况，此时，具有不同渗透性能的各个岩层单元无任何规律地分布着。

正如M. B. 拉茨正确指出的那样，“均质”和“非均质”的概念是相对的。根据非均质单元的规模与干扰区规模的关系，同一岩层地段可视为假设是均质的（非均质单元的规模大于干扰区的规模），亦可视为是非均质的（非均质单元的规模小于干扰区的规模）。

为了解决评价地下水开采储量的实践问题，区分两种变化复杂的非均质类型（根据M. B. 拉茨）——有效的非均质及低序次的非均质是适宜的。第一种非均质取决于非均质单元的不均匀的交替，非均质单元的规模小于试验带的规模 10—100 倍。第二种非均质是在非均质单元的规模和试验带的规模不相上下时区分出来的。通过短时间的单井抽水、而在某些情况下则是长期的多井

抽水（无压岩层）时，可以得到各种非均质单元在平面上的实际分布的认识，即关于低序次非均质的情况。在其它情况下（承压含水层），根据长期的多井抽水资料来表征有效的非均质；而根据抽水结果计算的参数是代表整体的、对干扰带内的非均质单元的分布作了综合考虑的。

简略地讨论一下在有规律的及变化复杂的非均质岩层中选择计算参数的方法，因为该问题在有的著作中有较详细的论述。

变化复杂的非均质含水层 由于在变化复杂的非均质层中导水性的分布是随机的，许多研究者建议利用随机量的数理统计法来分析非均质性。大量实际资料的整理表明，在大多数情况下，导水系数的实验总体的分布与对数的正态法则并不矛盾。导水性的对数的均方差 σ_{lgKm} 或变异系数 W 可以作为非均质的度量，它们之间存在着紧密的相关关系。

根据非均质的程度，可以把含水层划分为如下的类别。

非均质程度	均方差 σ_{lgKm}	变异系数 W（%）
均质的	<0.2	<40
非均质的	0.2—0.4	40—80
很不均质的	0.4—0.75	80—150
极不均质的	>0.75	>150

该分类具有实用特点，适合于确定主要的水文地质参数问题。

对裂隙及岩溶岩石的实验抽样的分析表明，与之相应的岩层最为常见的是后三类，这就有必要把局部的参数值加以有依据的平均。

在比拟的网络模型上进行非均质的实验研究，并对抽水试验的实际资料加以分析（这在有的著作中有详细讨论），可以在选择

计算的参数值方面提出下列建议。

（1）变化复杂的非均质（有效的或低序次的）的特点起着重要的作用。分析抽水试验资料及模拟的结果表明，在具体的条件下，常常甚至是在长期抽水时，非均质单元的规模与干扰区的规模相近（即为低序次的非均质）。这对无压层来说尤其有代表性。在这种情况下，根据水位变化的追索曲线确定的参数已经不是有效的*，在预测计算时，不能将它们扩及到全部开采降深区之上。

在分析所研究的地下水源的地质结构的基础上，可以解决有关非均质单元与干扰区规模相近的问题，以及有关埋藏于裂隙均匀的沉积物内的含水层、尤其是承压含水层中的非均质的特点。

同时，对于埋藏在不均匀的裂隙及岩溶岩石中的含水层来说，尤其是在无压的渗透动态下，实践上仅可根据试验工作的成果来确定非均质的特点（通过比较在不同的抽水井位置时确定的参数）。

（2）在变化复杂的有效非均质的岩层中，根据多井抽水成果绘制的时间追索曲线而得到的导水性值可以作为计算值。压力传导系数值应按各观测井的算术平均值确定。

（3）如果无法确定有效的参数值的话，则可根据短期的抽水资料，考虑分布规律选取导水性的计算值。正如比拟模型上的试验结果所表明的，在正态分布时，有效的参数值与算术平均值最相近，在对数正态分布时，则与几何平均值最相近，而在分布不确定时，不能用统计评价来核查。毫无疑问，这个以少量实验为基础的结论是很初步的，并应在进一步的实验中来证实。

对导水性的算术平均值与几何平均值的相互关系的数值分析表明：当 $\sigma_{lgKm}<0.3$ 时，它们之间的差别是不显著的。由此可见，在 $\sigma_{lgKm}<0.3$时，可以把导水性的算术平均值作为对数正态

---

* 所谓有效的参数，是指这样的均质含水层的导水性和导压性值，在一定的时刻，在似稳定动态带内，含水层中计算的水位降深值与所研究的非均质岩层中的降深值相近。

分布时的有效值。

（4）根据统计评价计算有效的参数值的可靠性取决于含水层的非均质程度及其确定参数的点的数量。非均质程度越大（σ_{lgKm}或W较大），则为了达到参数中值的某一可靠程度所需要的试验点数也越多。这一状况显著地影响着选择评价地下水开采储量的方法，因为当$\sigma_{lgKm}>0.4$时，为了可靠地确定中值，需要很大数量的钻井。因此，在$\sigma_{lgKm}>0.4$时，即对很不均质和极不均质的含水层来说，仅仅在得到以下的证明时，即当非均质是有效的、而且根据试验资料找到的有效参数值可以扩及用于整个干扰开采区时，方可利用水动力学法评价储量。但是，因为要得到这种证明，和按统计评价计算均值一样，常常需要钻进大量钻井和进行试验，所以水力学法是最适宜的。同时，对于承压含水层来说，即使很不均质的岩层（当$\sigma_{lgKm}=0.4—0.5$），可以利用水力学方法的情况也是不少的。

有规律的非均质含水层 在有规律的非均质岩层中，裂隙和岩溶发育程度不同的地段，其分布特点不是随意的，而是有规律的。在这种条件下，为了选择计算的参数值不能利用统计评价，而在大多数情况下，也不用表征整个研究渗透区的有效参数去作预测。在有规律的非均质时，应考虑具有不同渗透性能地段之间的界线。在有规律的非均质时，边界的位置可以根据决定研究对象的地质-水文地质条件的岩石-岩相、构造、地貌及其它特征来校核。此时，对每一地段或地带应确定计算的参数。在所区分的地带范围内，非均质性常可看作是变化复杂的、并根据前述的建议来选择参数的计算值。

区分具有不同参数的地带后，编制导水性图。在分析该图的基础上，可以选择在下一步的水文地质计算中考虑带状非均质的方法（解析计算或相似模拟）。区分非均质带的界线及编制导水性图常有显著的困难。当非均质的界线与岩性或地形（河谷、谷坡、分水岭）的界线重合时，这些问题解决起来最简单。但是，在含水岩石的岩溶及裂隙强度逐渐变化的地块中，区分非均质的界线

就有很大的假定性。

在解决各种水文地质问题时，对主要是依据单井抽水、少数是依据多井抽水资料确定的各个数值来说，一般都用插值法来编制导水性图。

编制成的图件根据是否充足，主要取决于钻井试验的质量和方法、钻井的结构和技术状况以及所得数值在平面上内插的可能性。同时，渗透性较高的地带通常与钻井试验数量大、质量较高的地段相一致。这种图常常不正确地反映导水性在平面上变化的规律性。

仅仅当图件是根据试验工作的资料编制的、并把这些资料与岩石-岩相、构造及地形资料结合起来了，即综合考虑形成含水岩石渗透性的成因基础时，方能取得足够可靠的结果。

简述一下在此基础上编制导水性图的重要原则。首先，区分含水岩石的岩石-岩相类别及其分布的界线。对多层含水系统来说，尽可能合理地区分各层的分布界线。其次，把根据试验工作结果得到的导水（渗透）系数值绘在图上。

在选择局部的导水性值时，需要考虑下列各点：（1）只有多井抽水给出可靠的数值，但一般此类抽水不足；（2）面上大量的资料一般是在装备往往不良的钻井中进行的单井抽水。此时，导水性一般是根据公式$Km=Aq$计算的。

最合理的是仅利用多井抽水的资料或单井与多井抽水成果的相关资料。在一般的情况下，应根据多井抽水时的观测井及这些试验井群（或者是主要的单位涌水量试验钻井）的中心井确定的导水系数值编制关系曲线。当存在相关时，已知单井的单位涌水量（或者根据单井确定的Km值），就可以计算与多井抽水资料相一致的导水性值。取决于关系的形式（曲线的还是直线的），可直接从图上得到该值或根据经验的直线方程式确定该值。

埋藏于裂隙石灰岩中的萨尔马特含水层的这种曲线的例子示于图21上。横轴上为根据关系式$Km=130q$确定的Km值；纵轴上则为根据试验井群的资料确定的Km值。看来，横轴上的Km

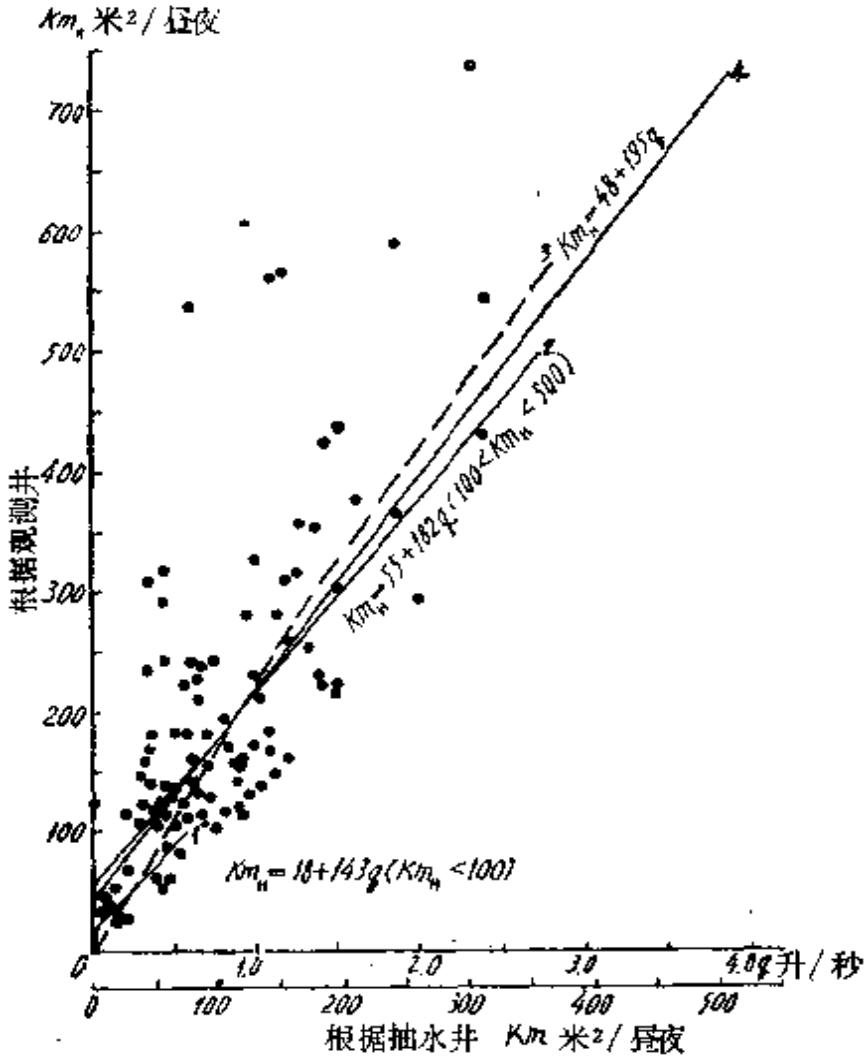


图 21　根据试验井群确定的导水性与根据试验钻井计算的导水性（单位涌水量）的关系曲线

（摩尔达维亚加盟共和国，Л. И. 沙拉耶夫斯基的资料）

1—Km<100米²/昼夜范围的平均直线；2—100<Km<500米²/昼夜范围的平均直线；3—全部抽样的平均直线；4—平均曲线

值偏小到1.5倍。对该地区求得经验关系式$Km=230q$的И. В. 泽列宁也得出类似的结论。可用曲线关系式来近似要寻求的最合适的关系。从图上看出，随着Km增大，相关系数r变小；而当Km值大于500米²/昼夜时，不再存在相关。在后一种情况下，不存在相关是不关重要的，因为高的导水性值代表个别的局部地段，这些地段一般在详勘过程中用多井抽水资料加以研究。

阐明导水系数与相应的地貌、构造及岩性因素，地下水的补给条件，上覆岩石的成分及厚度之间的相关关系是很有用的。

作为例子，在图22上引用了泥灰岩-白垩沉积的导水性与试验点超出当地侵蚀基准面的高度（Δh）之间的关系曲线。可以看到关系极为密切。在编制导水性图时，忽视这种关系可能导致极大的误差，甚至是原则上不正确的结果。

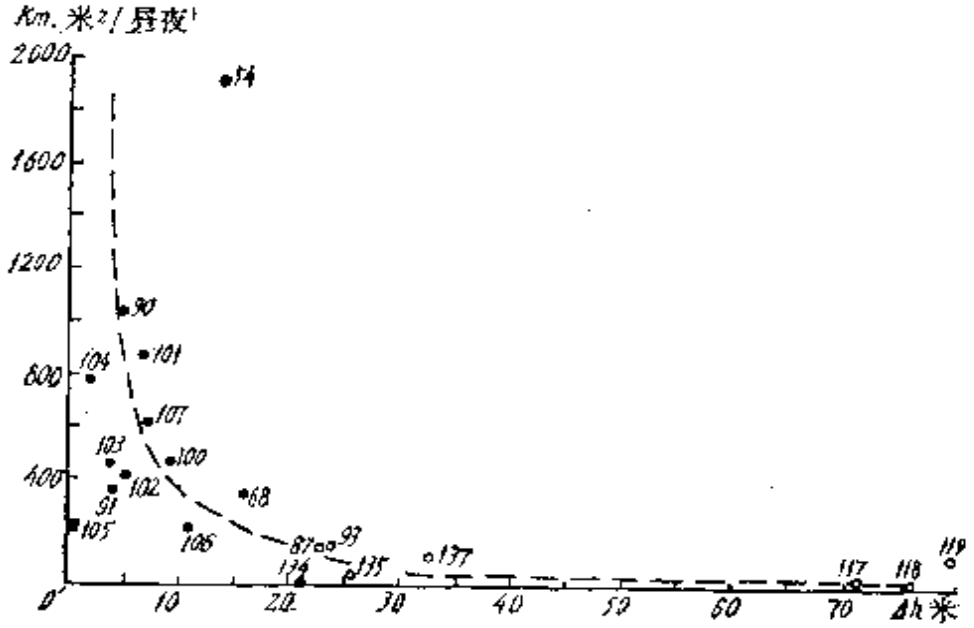


图 22　泥灰岩-白垩层的导水性与试验点超出河谷高度 Δh（米）的关系曲线

（前喀尔巴阡，Г. Г. 留托戈的资料）

在研究外乌拉尔的埋藏于裂隙蛋白土中的始新统含水层的渗透性能时，P. C. 什坚格洛夫确立了渗透系数与上覆岩石厚度之间的密切关系。

在导水性图上还应标上构造断裂，它们可以是：（1）传导性较高的地带；（2）实际上不渗透或弱渗透的屏障地带；（3）不具有专门的水文地质意义；（4）在很大的垂直断距时破坏含水层分布的完整性。

在不可能确定足够可靠的相关关系的情况下，当编制裂隙-岩溶层的导水性图时，必须广泛利用地区的物探调查与地质-构造综合分析相配合的资料。

应根据几何级数规则、而不是算术级数规则（这是相当常见的错误）选取不同导水性地带的分级。在各带的范围内，参数相

差不大于2—2.5倍是适宜的。以这样的考虑来选择地带的分级（例如$Km<100$，100—200，200—500，500—1000，1000—2000米^2/昼夜等等）。显然，当有重大的偶然的非均质存在时，对个别的成因带来说，部分的导水性值可相差很大。

可以把波日尼亚叶利-谢吉尤地下水源〔图23，参见六（一）〕的导水性图作为例子。

一般是根据单井试验资料，通过对比井的单位涌水量，按照导水系数值，对有规律的非均质岩层或条带状的非均质岩层进行初步分区。这样处理时必须注意：裂隙及岩溶岩层中，钻井的单位涌水量是很概略地估算的，并且主要取决于钻井揭露的单个裂隙及岩溶洞穴的条件以及它们的数目。因此，在具有相同的岩层导水性值的地段上，钻井的单位涌水量可以有比较大的差别。在用盐酸或爆破处理钻井时，单位涌水量相当急剧地增大就是常见的有代表性的例子。

在研究中央哈萨克斯坦陡倾斜的石灰岩的富水性时，M. A. 霍尔季凯年取得了很有意思的资料。在对倾角为60°—80°的石灰岩进行试验时，由于主要的裂隙沿着岩石的层理发育，垂直钻井的单位涌水量不大。此时垂直钻井仅揭穿了个别的裂隙。同样是在这些点上，在对切割较多数量裂隙的斜井进行试验时，它们的单位涌水量成几十倍地增加。在北哈萨克斯坦，Б. Г. 萨姆索诺夫得到过类似的结果。

相应地，在这种条件下，仅仅对比钻井的单位涌水量可能作出关于存在条带状非均质的不正确结论。例如，在对德涅斯捷尔河谷中的石灰岩进行试验时（其成果引于（二）中，见图20），同一装备类型的单井的单位涌水量相差10—15倍。与此同时，根据多井抽水资料计算的导水性值相差不大于2—3倍。

因此，根据单井的单位涌水量划分非均质带只能带有初步的特点，然后必须根据所划分的每一带中的多井抽水资料来检验。显然，只应该在参数值可能显著影响水文地质计算成果的那些带中进行多井抽水。因此，在初勘后，评价非均质的特点以及计算参

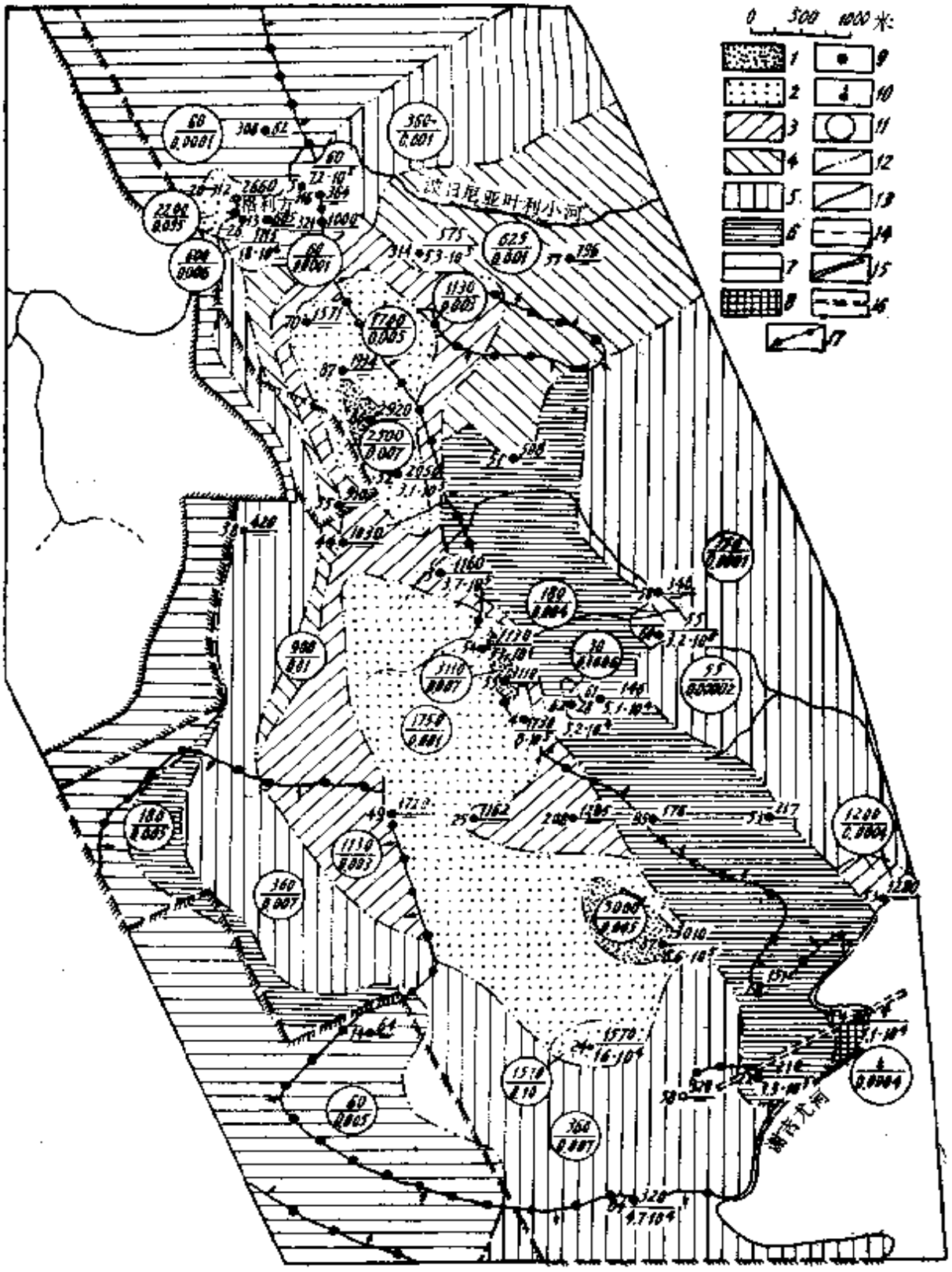


图 23　波日尼亚叶利-谢吉尤地下水源的水文地质参数图

岩石的导水性，米²/昼夜：1—大于2000；2—从2000到1500；3—从1500到1000；4—从1000到500；5—从500到250；6—从250到100；7—从100到10；8—小于10，9—试验钻井，左侧为钻井编号，右边分子为导水系数（米²/昼夜），分母为压力传导系数（米²/昼夜）；10—“格里方”泉群（在模拟时定流量为1万米³/昼夜的给定点）；11—各分带的平均水文地质参数值，分子为导水系数（米²/昼夜），分母为给水度；12—具有不同导水性和给水度地带的界线；13—岩层的不透水边界；14—模拟时取为不透水的周边；15—作为 H = 常数边界的河流地段；16—在模型上给出的 H = 常数的边界；17—承压线，箭头指向承压水的发育方向

数的平均值对预测性计算成果的影响是有益的。这种评价可以同时确定被研究的带状非均质岩层的必要的细节。

（四）裂隙及裂隙-岩溶含水层中进行抽水试验的方法

抽水（放水）试验是确定含水层的计算参数的水文地质研究的主要形式。根据抽水资料也可以得到研究对象的边界条件、地表水与地下水含水层相互联系的条件及参数的特征，以及根据水力学法用于预测的资料等。

在一般的情况下，试验工作的方法取决于：（1）试验工作的任务；（2）研究对象的水文地质条件。在有的著作中对不同类型的含水层（其中包括裂隙-岩溶含水层）详细地讨论了试验工作方法的问题。因此仅简略地讨论裂隙及岩溶含水层进行抽水试验时的主要特征。

抽水类型 （试抽、单井抽水、从一个井或一组井中的多井抽水、试验-开采抽水、分段抽水）的选择，首先取决于抽水的任务。

试抽 是为了取得含水岩石渗透性能的初步的、用作比较的特点及其在平面上的变化，以及评价钻井的可能生产能力。

单井抽水试验 是按几个不同的涌水量*进行的。主要是利用水力学预测方法，确定厚度不大的含水层中的钻井涌水量及其水位降深间的关系。

多井抽水试验 是用来确定水文地质计算参数及评价边界条件（含水层之间、地下水与地表水之间的相互联系）的含水层试验的主要形式。这种抽水可以在一个钻井或一组钻井中进行，取决于能否获得足够的水量，使降深达到要求的数值，以便可靠地解释抽水成果。

---

* 正确些说是按几个涌水量、而不是按几个水位降深进行抽水，因为在试验过程中，降深一般是变化的。在进行放水试验时，才应说几个水位降深。

试验-开采抽水 主要是在复杂的水文地质条件下在一个或几个钻井中进行，以便通过试验途径确定水位降深(削减)值及其随时间变化的规律性。

分段抽水 是为了对照评价渗透性能在剖面上的变化而进行的。

从裂隙-岩溶岩层中抽水时，应注意：

（1）有可能出现“双重孔隙度”效应及与其相关的似稳定动态开始的滞后时间。

（2）渗透性能明显的非均匀性（较大的变化系数W）。

（3）在靠近干扰抽水井的周围，a值显著歪曲。

（4）含水岩石渗透性能的各向异性。

试验井群的图式 是抽水的最重要的因素之一。它应保证能以足够的精度、用本部份建议的方法确定所需的计算参数。

由于岩层具有显著的非均质性，以及含水岩石的“双重孔隙度”所造成的液体渗透的特征，对裂隙及裂隙-岩溶含水层中的抽水试验进行解释通常是极复杂的。除了含水层的结构外，试验井群的图式取决于试验地段的水文地质条件的复杂性（具有含水岩石边界、上覆含水层、局部的排泄源)。图式应这样来选定，使之一定能获得资料，可以使用时间及综合追索曲线、并尽可能也利用面积追索曲线，以便确定计算的参数。因此，观测井应如此布置，使得所有的观测井达到似稳定的渗透动态，而且相邻钻井的水位降深差及远距离观测井的降深值要大大超过水位测量的精度，即不小于20—30厘米。

在布置观测井时，应该依照传统的射线系统。在试验裂隙及裂隙-岩溶层时，最少的观测井数是位于同一射线上的三个井。在各向异性岩层的条件下，观测井应沿两个相互垂直的射线、每一射线上按三个井来布置。从有限岩层中抽水时，也采用双射线井群，而且最好平行和垂直于边界布置射线。当岩层的变化复杂的非均质程度增高时，观测井的数量亦应增多。对很不均质的岩层来说，适宜的井数不少于5—6个，最多到10个或更多。

很显然，在决定观测井的数量时，应该考虑含水层的埋藏深度、它的厚度及利用地段上已有的勘探井作为观测井的可能性。在含水层埋藏很深时，选择最少数量的井。但应注意，当井数减少到最低数以下时，就得不到解释抽水结果所必需的信息了。

当含水层埋藏较深时，通过延长抽水的延续时间，并使较远的勘探井进入到漏斗的发育范围内，可以减少专门钻进的观测井的数量。

由于降深与距离呈对数关系，为了得到有代表性的面积曲线，应根据几何级数的规则来选取每一射线上的观测井到抽水井的距离，而且在不同的射线上，观测井相对于中心井的位置应不同，以便保证在面积曲线上点的分布较为均匀。从抽水井到相应的观测井的适宜距离（r_n）可以根据Б. Г. 萨姆索诺夫的半经验公式确定

$$r_n = r_1 \cdot \alpha^{n-1} \tag{73}$$

式中，r_1——到最近的观测井的距离；n——观测井的编号（从抽水井向外的方向编号增大，沿着一个射线，钻井编偶数号；沿着另一个射线编奇数号）；α——通过数值分析选取的系数，对无压含水层取1.5；对承压含水层取2.5。

在各向异性的岩层中，在不同的射线上取相同的到观测井的距离；而射线要沿着各向异性的主要轴向或者沿着岩层的倾向和走向布置。

为了消除钻井非完整性的影响及岩溶层“超传导”带中降深值的歪曲，最近的观测井应打在近似等于试验层厚度（m）的距离上（$r_1 \approx m$）；而在厚度不大的岩层中，$r_1 \approx (1.5—2)m$。当含水层的埋深大、厚度大时，为了获取压力传导性的计算值，即使是远的井，到抽水井的距离也应不小于（1.5—2）m。

当抽水延续时间为10昼夜、抽水井中的水位降深为3—4米，在无压岩层中距中心井为100米、在承压岩层中距中心井为1500米的最远观测井中的水位降深将不小于20厘米。

在双层裂隙-岩溶岩层中，尤其是在河谷中，应该在试验层

布置观测井的相同点上，也布置冲积覆盖层的观测井。为了确定ΔL，多孔试验的井群应由两个射线组成，并且要考虑使平行射线上的远观测井到抽水井的距离不超过抽水井到河的距离。在与河流垂直的射线上，于河边线处，应在试验层及上覆的冲积层中都布置观测井，以便评价裂隙-岩溶水的水位与冲积物的底板可能是不相接的，冲积层的水位与河边线也可能是不相连的。此外，在冲积层中还要布置一个仅揭露含水层最上部的井，以便考虑在不相连的条件下，剖面上的渗透性能各向异性的影响。为了评价冲积物中的参数A_0，亦应进行多井抽水。

多井抽水时的抽水井的数量首先取决于必须保证在远观测井中所要求的水位降深值，即取决于抽水的计算涌水量。这些钻井应尽可能密集地分布于各观测井射线的顶点处，即在必要时从几个井中进行抽水，井的间距对实际计算来说可以忽略不计。只是在未来的集水建筑物的范围内作多井抽水时，才按照这种图式布置抽水井。

抽水的特点 抽水试验时应力求在全部试验的过程中使涌水量值固定不变，这就简化了资料的整理，并增加了所得到的用于计算参数的成果的可靠性。因此，一般应在一个水量、井在所有的抽水井同时开动下进行抽水。仅在必须确定稳定渗透时钻井间的相互作用及削减值时，不同时间开动抽水井才是适宜的。仅仅为了编制涌水量曲线（用2—3个短时间的阶梯流量）及确定天然排泄量（用2个长时间的阶梯流量）的专门目的才进行几个阶梯流量的抽水。

抽水的程度 或抽水时的水量值取决于必须在远观测井中得到不小于20—30厘米的水位降深值。当抽水延续时间为10—15昼夜及到观测井的距离如同所建议的那样，则应以下列大致的水量进行多井抽水：(a)非岩溶的裂隙岩层($Km=50—500$米^2/昼夜)，$Q=5—25$升/秒；(b) 强裂隙及裂隙—空洞岩层($Km=500—1000$米^2/昼夜)，$Q=25—30$升/秒；(c) 强岩溶化及强裂隙岩层($Km=1000—3000$米^2/昼夜)，$Q=50—150$升/秒。

抽水的延续时间 首先决定于抽水的任务及水文地质条件。试抽的延续时间一般应为2—3个昼夜。在分段抽水以及为编制$Q=f(s)$曲线进行的抽水试验，每一阶次试验的延续时间可限制为2—3个台班。至于多井抽水与试验-开采抽水的延续时间则应保证抽水资料能为以后的水文地质预测取得所必需的信息。

多井抽水的延续时间应保证远观测井中达到必要的降深值，以及在为编制水位降深的时间和综合追索曲线所必需的时间内于远观测井中达到似稳定动态。根据对大量抽水试验资料的分析，可以按Б. Г. 萨姆索诺夫的建议，取这样的时间，即$t=5t_k$（t_k为远观测井中似稳定动态开始的时间）。

考虑到从裂隙及裂隙-岩溶层中抽水时可能的滞后效应，按上述建议的试验井群方案，多井抽水的平均延续时间可取10—15昼夜左右，这超过粒状岩层中的试验的平均延续时间约1.5倍。在确定地下水与地表水相互联系的参数时，亦可推荐用这一延续时间。应该指出，所推荐的试验延续时间是有条件的，而且主要在设计时才加以考虑。在试验过程中应依据滞后时间、似稳定动态开始的时间及对所有的观测井必须取得总的综合曲线或这些曲线达到明显的平行性来修正延续时间。因此，在多井抽水时，除了通常的资料外，包括编制$s=\lg(t)$，$s=\lg\left(\frac{t}{r^2}\right)$，$s=\lg r$曲线在内的例行的试验资料都是必需的。仅仅是在这些曲线上得到必需的渐近线区段后，方可停止抽水。

所述的建议是很概略的，因此在设计多井抽水时，必须进行多井抽水计算，以便确定与初步的试验资料相应的必需的水量、抽水的延续时间及到观测井的距离。

在复杂的水文地质条件下，当未能用通常的综合勘探工作清晰地确定水源的边界条件及非均质的特点，并难以将它们以某种可以进行解析计算或在模型上复现的渗透图式加以表示时，则进行试验-开采抽水。对裂隙-岩溶岩层来说，这种抽水与多井抽水一样是主要的试验形式之一。

试验-开采抽水的水量应尽可能选得与设计的集水建筑物的水量相近。这在含水岩石的渗透性能强的、不大的地下水源上一般可以达到。如果完成这个条件需要较大的物质消耗（必须同时在大量钻井中进行试验），则选取试验-开采抽水的水量应使水位降深值及其随时间的变化速度满足前面在论证抽水试验进行方法时所述的条件。此时，在任何情况下，流量值应不小于未来集水建筑物的水量的30—50%。常常在天然资源有限的地段上进行试验-开采抽水。在这种条件下，适宜于在两个最好相差到2—2.5倍的抽水阶次下进行试验-开采抽水，而抽水的第一个阶次的涌水量应接近或超过天然资源值。阶梯涌水量抽水可以确定有保证的补给值。不管是一个阶次的还是两个阶次的抽水，在每一试验阶次的过程中，希望能保持定流量。从一组钻井中抽水时，这一点可以用不同时间开动抽水井的方法容易地做到。

勘探和勘探-开采抽水井应布置在未来开采井的安置点上。选取抽水井的间距时要考虑它们可能达到的相互作用情况。假定在抽水时水位达到稳定状态的话，则不要求遵守这个条件。通常在钻井进行初步的单井试验时，就要解决各对抽水井的相互作用条件问题。

根据抽水井的数量、位置以及试验地段范围内的水文地质环境来选择观测井的排列图式。在一般的情况下，在每个抽水井近旁及抽水井之间都应有观测井。由2—4个观测井组成的射线应指向地段内已查明的或假定的边界。试验层的顶板上有含水或弱透水沉积时，对这些沉积上亦应布置2—3个观测井。

选择试验-开采抽水的延续时间是最复杂的。在水文地质的勘察实践中，这种抽水的延续时间一般为1—3个月，少数为5—7个月。

在确定试验的延续时间时，应遵循下列的基本要求：

（1）在所有的抽水井及观测井中水位变化都应达到似稳定动态，只有远处的观测井可以例外。

（2）在所有的抽水井相互作用时，应达到似稳定的状态。

按s-lg$t$坐标或者其它能保证直线特征的坐标，绘制试验井群中心地带全部钻井的水位随时间变化曲线，如果它们都是平行的，就是遵守了上述条件。

（3）在抽水过程中，水位变化的规律性应反映出所有靠近试验井群的已知边界和假定边界。

在规定条带状及圆形岩层中的抽水延续时间时，也需要考虑这些要求。通常，试验-开采抽水的适宜的延续时间不超过3—4个月。在选择试验井群方案时应注意这点。应在平水期进行试验-开采抽水，有时要包括洪水期，以便评价地下水的补偿条件。如果开采时假定疏干含水层的某一含水段的话，则在对钻井进行试验-开采抽水的过程中，这一段应该用无孔管封住。

六、裂隙及裂隙-岩溶地下水源开采储量的勘探及评价实例*

以具体水源的例子来研究不同水文地质条件下的地下水开采储量勘探及评价方法的特点。这些例子包括了最复杂的水源类型，并论证了地下水开采储量的各种计算方法及其主要变化的使用原则。

在编拟例子时，特别注意了选择储量计算方法的依据，计算方法本身，以及决定储量值的主要因素的划分问题。这对正确布置类似条件下的勘探工作是重要的。在许多例子中都专门研究了裂隙及岩溶较高地带的成因。

所列举的例子介绍了下述水源及地下水开采储量的计算方法。

（1）波日尼亚叶利-谢吉尤水源——自流盆地的翼部〔(--)-B-b亚型〕，用模拟法评价储量。

（2）谢尔加水源——冲积层中的地下水周期性消耗和补偿的河谷〔(二)-B_2-b亚型〕，用模拟法评价储量。

（3）封闭构造中的水源〔(三)-A_3-a亚型〕，在综合参数的基础上用水力学法评价储量（中亚）。

（4）鲍克西托戈尔斯克水源——岩溶地块〔(三)-A_2-a亚型〕，用水力学法评价储量。

（5）休钦地下水源——非均匀的裂隙岩块〔(三)-A_3-c亚型〕，用水力学法评价储量。

（6）根据阿卢普卡城区的泉流观测资料评价储量。

---

* 原书第八章的§1，2，6，7，8，9节。

（一）用模拟方法勘探和评价自流盆地翼部的裂隙-岩溶水的储量

（季曼，波日尼亚叶利-谢吉尤水源）

波日尼亚叶利-谢吉尤地下水源位于季曼向佩乔尔洼地逐渐过渡区内的东北坡上，在谢吉尤河与波日尼亚叶利小河的河间地区。水源赋存于大小为（12—14）×（5—7）公里的泥盆纪岩溶化白云岩地块中。水文地质参数图（参见图23）及水文地质剖面图（图24）表明了主要含水层的分布、含水与隔水岩石的相互关系及其岩性成分。

在水源范围内最富水的是下西拉乔伊含水层，地下水的主要储量赋存于其中。含水岩石是很不均质的裂隙、空洞及岩溶化的白云岩。无论是在平面上还是在深度上裂隙都不均一。在波日尼亚叶利小河区的北段，白云岩相变为致密块状的石灰岩。从谢吉尤河向南，地层剖面中所含的粘土夹层增多，而且裂隙也很快地消失。

在西面和西南面，含水层（此处是无压含水层）尖灭。在东部，此层倾伏于致密块状的石灰岩之下，并具有水头。随着向东移，水头值增加，可达 50—100 米。含水层的下面是不透水的别利戈普层碳酸盐-粘土类沉积。无论在含水岩石的倾向上还是走向上，含水层的厚度变化均很大，从北部的25—30米到东南部的180米（参见图24）。当水位降深为1—2米时，水源中部的钻井水量为30—40升/秒。最强的裂隙及岩溶化地段在水源的中部，从北向南延伸。在西部及西南部，含水层被不透水的别利戈普沉积所限；在东部及北部，含水层未被围闭，但渗透性能在此方向上迅速减弱。

南部，在谢吉尤河切穿下西拉乔伊白云岩及弱裂隙的上西拉乔伊石灰岩的地段上，地下水与河流的地表水有水力联系。平水期时，地下水向河流的排泄量为 400—500 升/秒。河流平水期的

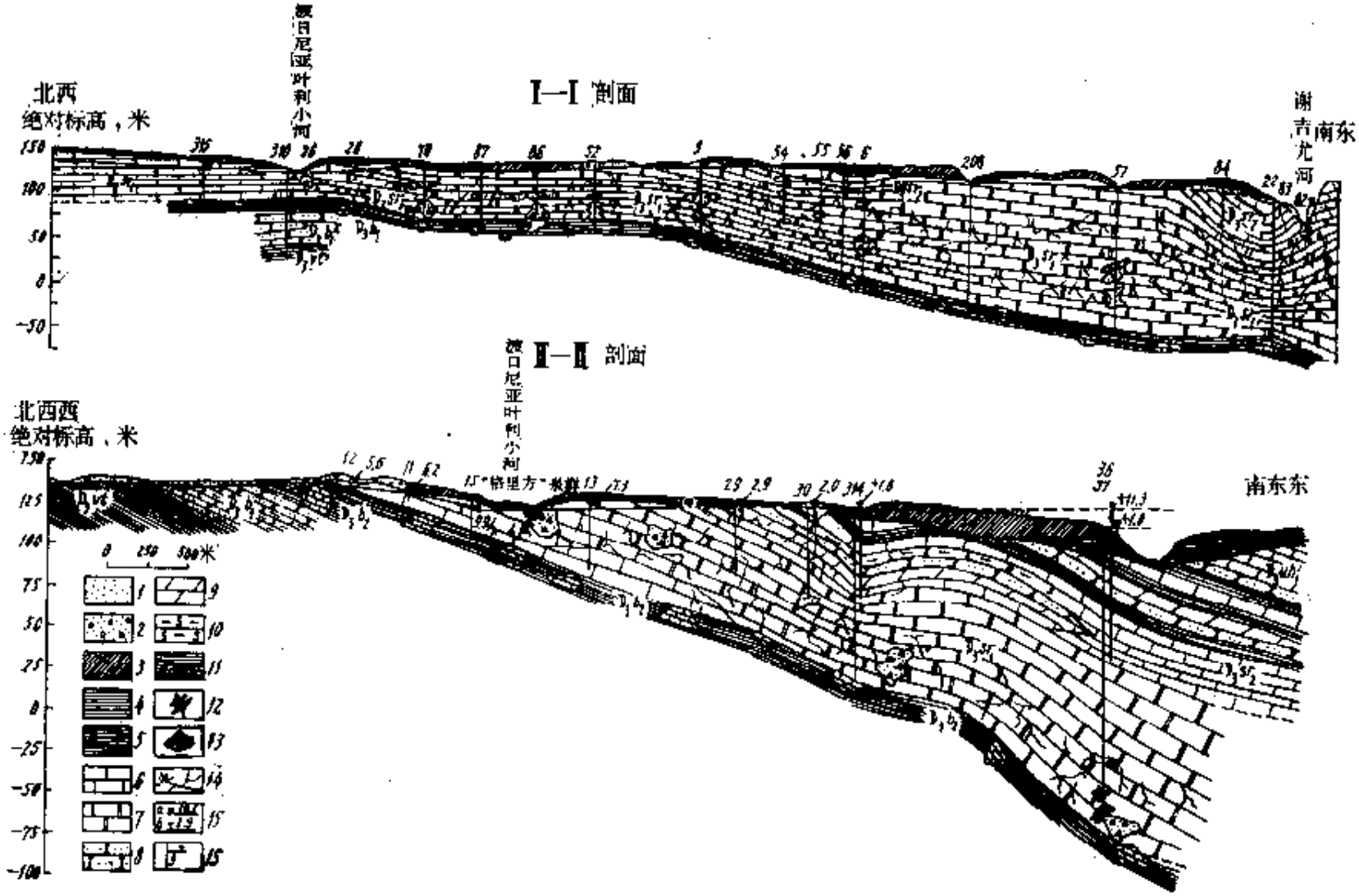


图 24　通过波日尼亚叶利-谢吉尤水源的地质-水文地质剖面图

1—砂；2—含卵、砾石的砂；3—亚粘土；4—粘土；5—带有粘土质充填物的角砾及碎石；6—石灰岩；7—白云岩；8—砂岩；9—泥灰岩；10—粉砂岩；11—粘土质"瘤"状石灰岩；12—未充填的岩溶洞穴；13—被砂、角砾、碎石充填的岩溶洞穴；14—最强的裂隙性；15—水位，a—自由水位，b—承压水位；16—钻井，箭头相应于地下水的水头

流量为4—5米^3/秒。

在北部，只在“格里方”泉群出露于河床的地段上，地下水与波日尼亚叶利小河的地表水有着活跃的联系。泉群的年平均流量约60升/秒，一年中流量变化8—10倍。泉群出露地段上游的、不考虑洪水期的小河年平均流量为120升/秒。

白云岩及石灰岩的裂隙、空洞及岩溶完全决定着它们的储集性能，并且也是形成波日尼亚叶利-谢吉尤地下水源的主要因素。含水岩石的裂隙与岩溶的强度，在很大的程度上与其岩性成分有关。白云岩的特点是裂隙性高，但不均一（从弱裂隙的到强裂隙的，乃至破碎的）。

白云岩的较高的裂隙性，与其形成的条件及对构造作用的稳定性较低有关。在地段上主要发育着次生的白云岩。在白云岩化的过程中，岩石的孔隙度增加，而在白云石结晶生长时生成的小裂隙会促使溶滤作用增强。

在白云岩向均质石灰岩倾伏的界面附近，这里进行着最为强烈的大气降水渗入作用，岩石的裂隙性最强，出现对溶滤和岩溶形成的最有利的条件。这就导致生成母岩几乎完全破碎的大片地区。单个岩溶洞穴的规模由几厘米到几十米。岩溶洞穴常直接被岩溶化的产物——白云质的砂和碎石所充填。

岩石的渗透及容水性能的变化规律与岩石在平面和剖面上的裂隙及岩溶的特点和强度相一致。

下西拉乔伊含水层的特点是渗透性能的非均匀程度高。导水系数值的变化可由30到3000米^2/昼夜。不同地段上的岩石的给水度由百分之几到百分之十。弹性给水度为十万分之几。以渗透试验和物探工作的资料为基础编制了下西拉乔伊含水层的导水性图（参见图23），此图很好地揭示了含水介质渗透性能的非均匀性。全部地段划分为几个带，在每个带内，各个水文地质参数值的变化不超过1—1.5倍。在选择各个带的参数在图上的间隔范围时，利用了几何级数的原则。

在编制岩石的导水性图时，由于水源外围地段的试验点不

多，把根据抽水试验结果获得的计算资料与电测工作的结果加以相关。划定不同参数带之间的界线时，考虑了电测剖面和电测深的资料，考虑了下西拉乔伊含水层的等水位线图和等厚度图，还考虑了岩溶及裂隙的发育条件。

所划分出来的带具有不规则的封闭状或条带状的形式，规模也不同。渗透性最强的岩石发育在水源的中部；而渗透性最小的岩石发育在水源的北部及西部。在北部，白云岩被石灰岩所取代；在西部，处在含水层的尖灭带内。

渗透性能不均匀也是所划分的各带本身的特点。在各带的内部可以见到渗透性较大的“空洞”及渗透性较小的“透镜体”，这都与裂隙及岩溶的非均匀发育有关。因此，所采用的计算参数值是各带的综合平均值，并且考虑到各带内部的渗透非均匀性。

分析导水性图并把所划分的各带的界线与测点的资料加以对比，就可直接证明在这样的条件下编图时，不允许使用线性插值法。

由于水位传导系数和给水度值的点数不多，划分等给水度带就有相当的假定性。当在某一带中缺少这些资料时，可以根据此带与具有相近的地下水埋藏条件的另一带（其给水度值已用直接的计算确定）中的导水系数值的相互关系来计算给水度。

注意到大部分无压水发育区内的给水度值相对较低，这与剖面上部的裂隙和空洞被粘土质的风化产物所充填有关。只是在上段中的白云岩破碎成砂、碎石、角砾的地方，才能获得高的给水度值（达10%）。

根据强裂隙和岩溶岩石区段在垂直剖面上的位置，进行分段抽水及矿场物探工作，钻井中的允许水位降深值就是按照这些资料确定的。在水源的北部，允许降深值为25—30米，在中部为40—55米，在东北部及南部由60到100—130米。在垂直剖面上，各个段的岩石渗透性能的变化可超过10倍。在剖面的中部可以见到明显的最大值。

地表广泛发育着沼泽化及不定期充水的第四系砂层(厚5—7

米)。在有些地段上，它们与下西拉乔伊白云岩含水层直接有联系。

地下水的补给主要靠伏于第四系之下的白云岩分布区的大气降水渗入，以及从西部来自不透水的粘土岩发育地区的地表径流渗入。根据水文测量工作确定的地段范围内的地下径流模数为10升/秒·平方公里。

地下水向谢吉尤河及波日尼亚叶利小河排泄，部分通过侧向径流流出地区范围以外。

波日尼亚叶利-谢吉尤水源的地下水开采储量可由下列的来源形成：

（1）流向谢吉尤河及波日尼亚叶利小河的地下水天然排泄量的减少；

（2）吸收波日尼亚叶利小河的过路的地表径流；

（3）疏干下西拉乔伊亚组的白云岩及上覆的局部沼泽化的第四纪沉积。

不可能吸收谢吉尤河的过路地表径流，因为河边线与适宜布置集水建筑物的水源中部的地下水位的绝对高程相差大于40米，此值接近于允许的降深值。

由于含水层渗透性能的带状非均匀性很强及边界条件复杂，选择相似模拟法*来评价地下水的开采储量。

以所编制的水文地质参数图为基础，在 MCM-1 模型上进行储量评价。

水源的边界条件概括如下（参见图 23）。在南部，谢吉尤河作为有限地段上的定水头周界给出，在该地段上含水的西拉乔伊沉积未被隔水岩石所覆盖，这个河段附近的岩石的渗透系数降低。

在“格利方”泉群出露于河床的地段，波日尼亚叶利小河与地下水有密切的联系。在天然环境下，此地段为定水头；而用集水建筑物开采时，泉干涸后为定流量。模拟时认为，当泉干涸后，

* 在第二地质管理局（2ГУ）由Л. К. 戈赫别尔格及Б. М. 齐利别尔什捷英并在Б. В. 鲍列夫斯基参加下完成了模拟。

从河床中自由地流入含水层中的水，其流量至少等于泉的年平均流量60升/秒，即边界条件为$Q=120$升/秒。

岩层的西及西南边界简化为不透水的（$Q=0$）。与原始图件的差别在于模型上的这些边界更靠近集水建筑物，差不多处处与含水层的40米等厚线一致，向“格利方”泉群略微偏西的方向上多少与该等厚线偏离。引起不透水边界的变异，原因在于根据初步的模拟资料，在临近开采期末时，此区内的岩层实际上将被疏干。

依照区域性的认识，下西拉乔伊含水层远远分布在详细工作地段以东。因此在模型的上述方向给定为“无限远”的区，此区的参数与勘探地段东部边缘带的参数相等。

在解决预测问题的过程中曾经确定，由于集水建筑物工作引起的漏斗在此方向上分布的距离很大。因此，考虑到在“无限远”的区内所采用的参数的论据不足（当继续向东下斜时，岩石的渗透性能可能有较大的减小），对比评价了“无限远”的区对形成开采降深的影响。发现，当在水源的东部（根据已勘探的地段范围，见图23）给定不透水边界时，各不同钻井中的开采降深的增加不大于5—6%。因而，远的区对集水建筑物工作动态的影响是微不足道的。所以，甚至是在一般的水文地质认识的基础上，将勘探地段边缘部位的参数扩及到“无限远”区是完全允许的。

由于在水源范围内存在有定水头的周界，“无限远”区的影响相对要小些。由于在УСМ-1上完成的方法研究，确定了在无定水头周界时，“无限远”区的参数的作用在同样的条件下就成为主要的了。

用模拟法确定地下水开采储量的任务包括：

（1）在模型上复现水源各个部位的钻孔所进行的时间最长的多井抽水试验和开采抽水试验，用这种方法对下西拉乔伊含水层水文地质参数原始图件的可靠程度，作出实验评价。

（2）在确定计算参数原始图件的可靠程度后，根据图件来完成水源的地下水开采储量的计算。

计算是按照所选定的集水钻井分布图式和各个钻井所确定的

允许下降水位来完成的。

为了评价原始的参数图的可靠性，在模型上复现了两组长期的多井抽水及两组由三个井和四个井组成的群井开采抽水试验。

把在模型上得到的资料与实际的资料加以对比，说明在大多数的情况下，模型上的水位降深及水位下降速度较大（图 25）。抽水后期的平均水位下降速度值是实际值的 1.4 倍，在抽水初期差别不大。除此而外，观测井距试验井远时，差别就增大。

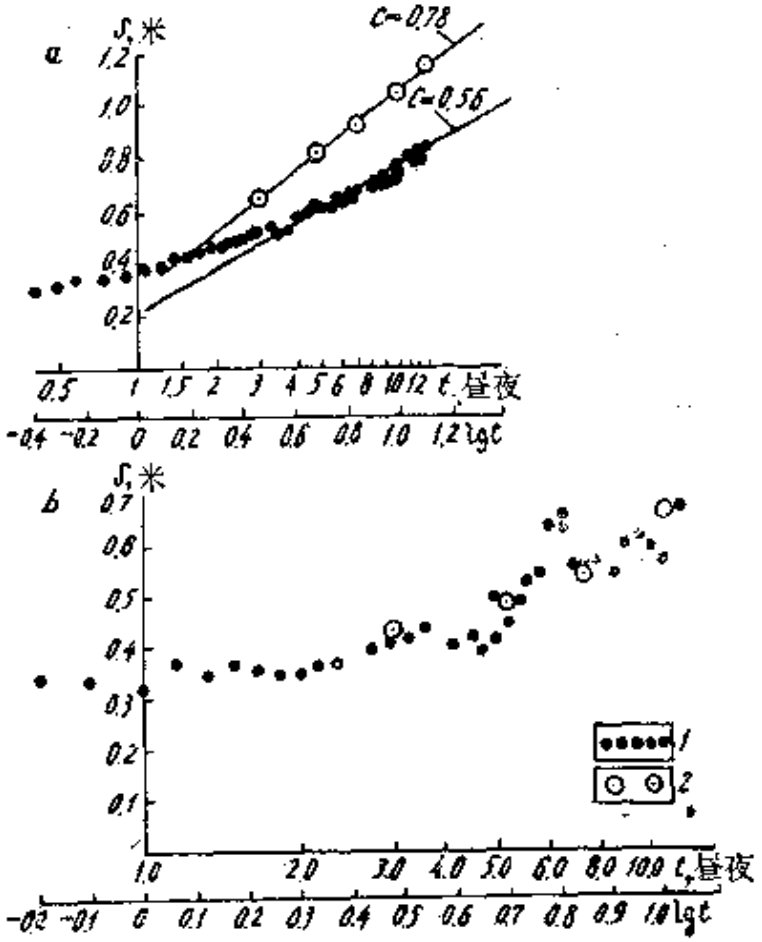


图 25　实际与模拟时抽水试验的$s=f(\lg t)$曲线

a —52 号井抽水—81号观测井；b —24 号井抽水—72 号观测井；
1—实际资料；2—模拟资料。

对抽水试验工作和模拟资料间的差异特点及差值进行分析的结果表明，所采用的岩石导水性值是可靠的。存在差异首先是因为有未考虑到的补充补给源（来自上覆的第四纪沉积和沼泽的水流），也因为岩石的给水度有些偏低。在模拟 24 号井的多井抽水

时，由于它位处水源的南部，没有补充的补给来源，机器上和实地的水位下降曲线实际上是一致的（见图25）。

在整理野外调查资料时，对未考虑到的补充补给因素不能加以评价。由于所具有的信息量小，在模型上也难以正确地复现这些因素。因此，在为以后作预测的模型中复现抽水试验时，将它们列入原始图式中去是不适宜的。

在这种条件下，预测集水建筑物的工作时，A＋B级储量的评价，以水文地质参数的原始图为基础，不考虑补充的补给因素，对此目的来说，用这种图是足够可靠的。

凡是对设计的集水建筑物的工作动态有影响的因素，而根据勘探工作的资料又不能定量地确定，在建立水源的电模型时也找不到反映的，那就根据实际抽水和在模型上复现的水位下降速度的关系来加以综合评价。所得到的补充补给值为A＋B级储量的40%，属于C_1级。

在用模拟法评价开采储量的过程中，找到了集水钻井的布置、井的数量以及每一个井在允许水位降深下的合理出水量的最优方案。此外，也确定了开采井及含水层其它点上的水位随时间下降的特点。集水建筑物开采到25年的年底时，水位实际上是稳定的。

因此，最适宜用相似模拟法完成对该类水源的地下水开采储量的评价，该法可以最全面和客观地考虑含水介质渗透性能的非均匀性、边界条件的复杂性以及在勘探过程中所取得的原始水文地质资料的可靠性。

是否具备计算储量所必需的和可靠的原始资料，取决于勘探工作的方法，所以我们将简要地研究一下所述水源的勘探方法。

根据水文地质测绘的成果选择勘探工作的地段，在测绘中已阐明了波日尼亚叶利-谢吉尤河间的下西拉乔伊岩石的特点是裂隙性较高。勘探工作本身分两个阶段，即按初步勘探和详细勘探进行的。

在第一阶段，对钻井的一个纵剖面及三个横剖面进行了钻探

和试验。沿着全部的地段进行了面积的双层电测剖面及电测深。同时研究了地下水和地表水的动态。在谢吉尤河及波日尼亚叶利小河上布置了水文测量断面。在两支水流的旁侧各钻有一组试验井群以便研究地下水和地表水的相互联系。为了确定岩溶带的成因，进行了大量的岩石及矿物研究。

此阶段的主要工作任务是：

（1）研究主要含水层（组）及隔水岩石的分布，确定其相互关系、厚度、岩性成分、特征类型及含水岩石的裂隙及岩溶成因；

（2）初步评价含水岩石的渗透性能及其在平面上和深度上的变化程度及规律性，阐明富水的地段和带；

（3）定性地确定水源的边界条件——谢吉尤河、波日尼亚叶利小河、“格利方”泉群，在北部白云岩相变为石灰岩，在西及南西部下西拉乔伊含水层的尖灭，在东部含水层倾伏到150—200米深，与沼泽及第四纪含水砂层在平面上的联系；

（4）阐明形成地下水开采储量的主要因素；

（5）根据获得的资料初步评价水源的地下水开采储量；

（6）根据初步勘探资料编制详细工作的提纲。

根据所完成的工作，对水源的水文地质条件作了详细研究，可以初步地评价地下水的开采储量和拟定进一步工作的规划。

必须指出，在此条件下，包括二或四层对称电测剖面及电测深的面积电法勘探工作的效率很高。剖面的间距为1公里，在最复杂的非均质地段上加密到0.5公里。根据取得的资料，编制了岩石的厚度与裂隙性的变化图；阐明了上、下西拉乔伊岩石的分布界线，断裂破坏；圈定了强、弱裂隙及岩溶岩石的发育地段；划分了高流量钻井的远景钻进地段。在岩层深部岩溶化强烈而不均匀的条件下，双层的（在个别地段为三层乃至四层）电测剖面是很有效的。利用电测剖面，在布置钻井时可以选择深部有岩溶的地段，以保证地下水的水位显著降低时有大的水量。在电测剖面上，这些点当大极距曲线深深地横切过小极距曲线时，呈现为

窄而局部的低电阻异常。

广泛采用面积的电法勘探工作，不仅可以减少钻探工作量，也在相当程度上扩大了用其它方法不能解决的所研究问题的范围（其中包括岩石裂隙程度的平面特征）。

在编制水文地质参数图时，广泛利用了根据电法勘探工作的资料编制的含水岩石的真电阻率图及视电阻率图，这些图反映了含水岩石的裂隙程度的变化。

详细勘探阶段的工作规划取决于：

（1）所选择的评价地下水开采储量的方法；

（2）水源的某些参数及边界条件对地下水开采储量总值的影响程度；

（3）勘探工作过程中定量评价这些因素的可能性；

（4）选用的集水建筑物图式及提出的需水要求。

根据初步勘探的资料选择模拟法评价储量，这就要求对水源范围内的含水岩石的渗透性能作较详细的研究，包括不仅在渗透性好的、也在渗透性弱的地带中确定岩石的渗透性能；更详细地说明边界的轮廓；研究不同地段上的地下水与地表水相互联系的变化程度。

地下水的裂隙-岩溶类型，岩石的含水性在平面上及剖面上的极不均匀性，使得有必要在准备布置集水建筑物的所有点上都打勘探井，以便使每个井的允许降深值均有依据。

分析边界条件的特点表明，谢吉尤河及“格利方”泉群在对开采储量值的影响程度上是边界条件里最重要的。这就决定了与其它的边界比较，对谢吉尤河及“格利方”泉群的研究更为仔细。

经过初步勘探后确定，由于沼泽化及不定期充水砂层的疏干，不可能在勘探工作过程中对地下水的补给量作出工业储量级别所必需的充分的定量评价。因此，在详细勘探阶段，只是在某些点上对这些沉积物作了试验，而它们的作用是根据长期抽水的资料综合地加以评价的。同样，用钻探工作来进一步确定不同导

水性带的边界位置看来是不适宜的，因为边界位置的某些变化对地下水的总储量值不会有重大的影响。

在详细勘探阶段，不仅在集水建筑物的地段上，而且也在整个水源的部分面积上，其中包括在根据物探工作的资料划分出的具有不同岩石电阻率地带的范围内进行了钻探工作。进行了单井抽水、多井抽水、试验抽水、井群抽水及分段抽水，以便确定：（1）整个水源面积上的渗透参数（一共在40个点上测定了水文地质参数，一个试验井群视为一个点）；（2）参数随着深度的变化；（3）高、低渗透带中的地下水相互联系的特点；（4）地下水与地表水相互联系的水力指标；（5）“格利方”泉群出露地段上，地表水流入到集水建筑物中的可能性；（6）在开采时，第四系砂的充水性对上西拉乔伊含水层的水位下降值及特点的影响。

为了划分最富水的区段，在钻井中广泛地进行了综合性的矿山-物探调查。这包括电测井和γ测井、洞穴测量、电阻测量及温度测量。在含水和隔水岩石的边界轮廓复杂的地段上，以及在西南部的单个向斜低地中，粘土岩埋藏在下西拉乔伊白云岩之上的地方，加密了电法勘探网。为了追索断裂破坏和阐明深部的岩溶带，在一些局部地段上进行了详细的电法勘探工作。

综合勘探工作的结果，得到了在这种非常复杂的水文地质条件下用水动力学法（模拟）评价储量所必须的资料。

正如上述，在MCM-1上复现抽水试验及群井抽水，证实了在勘探过程中所获得的原始资料的可靠程度很高。勘探工作的目的性在很大程度上有助于作到这一点：（1）在详勘阶段，勘探工作与所选择的储量计算方法是适应的；（2）对不同的因素根据其对储量值的影响程度，作了不同详细程度的研究；（3）由于不可能详细地研究上覆第四纪沉积的富水性，在群井抽水试验时对它们的作用加以整体地评价，这在不同的储量计算方案及储量级别中都有反映；（4）综合性的工作特点保证了对地段的水文地质条件作充分全面的研究；（5）在详细勘探过程中进一步查明了全

部水源范围内的最重要的参数。

所描述的地下水开采储量的勘探工作和评价方法，可以推荐用来勘探自流盆地翼部的类似的水源。

（二）用模拟法勘探和评价河谷的裂隙-岩溶水的储量

（乌拉尔，谢尔加水源）

谢尔加地下水源分布在中乌拉尔的西坡。埋藏在志留-泥盆纪碳酸盐岩石带的岩溶及构造破碎最强烈的北部，此带被宽为500—1500米的谢尔加河谷所切割。谢尔加河谷具有非均质的结构。冲积物的一般厚度为10—15米，也见到厚度为40—60米的加深的地段。在水源的北部查明有被碎石-粘土沉积所充填的深侵蚀-构造低地。可用水文地质剖面图说明谢尔加河谷的结构(图26)。主要的含水层在石灰岩中。石灰岩带的分布宽度约为7公里，而在谢尔加河谷中，石灰岩的特点是富水性最大。在这里，当单位涌水量为20—80升/秒时，勘探井及勘探开采井的涌水量达到150—250升/秒。在分水岭处裂隙显著地减小，钻井的单位涌水量很少超过1升/秒。

河谷中的石灰岩的导水性是高的，平均为1000—3000米^2/昼夜，个别地段上达到5000—6000米^2/昼夜，分水岭处不超过100米^2/昼夜（见图27）。根据测流的资料，裂隙最发育的地带延续到约100米的深处。正如已指出的，在谢尔加河谷中，石灰岩被第四纪的砂卵砾石沉积所覆盖（见图26）。在一些地方，冲积物已粘性化，并含有粘土及亚砂土的夹层。冲积物的渗透性能和志留-泥盆纪石灰岩的渗透性能一样是很不均匀的和各向异性的。水平方向上的渗透系数由0.5变化到10米/昼夜，垂直方向上的渗透系数由0.03变化到1米/昼夜。

志留-泥盆纪沉积物及冲积物中的含水层有着水力联系。从石灰岩中抽水，冲积物中的水位也下降。发现地下水与谢尔加河

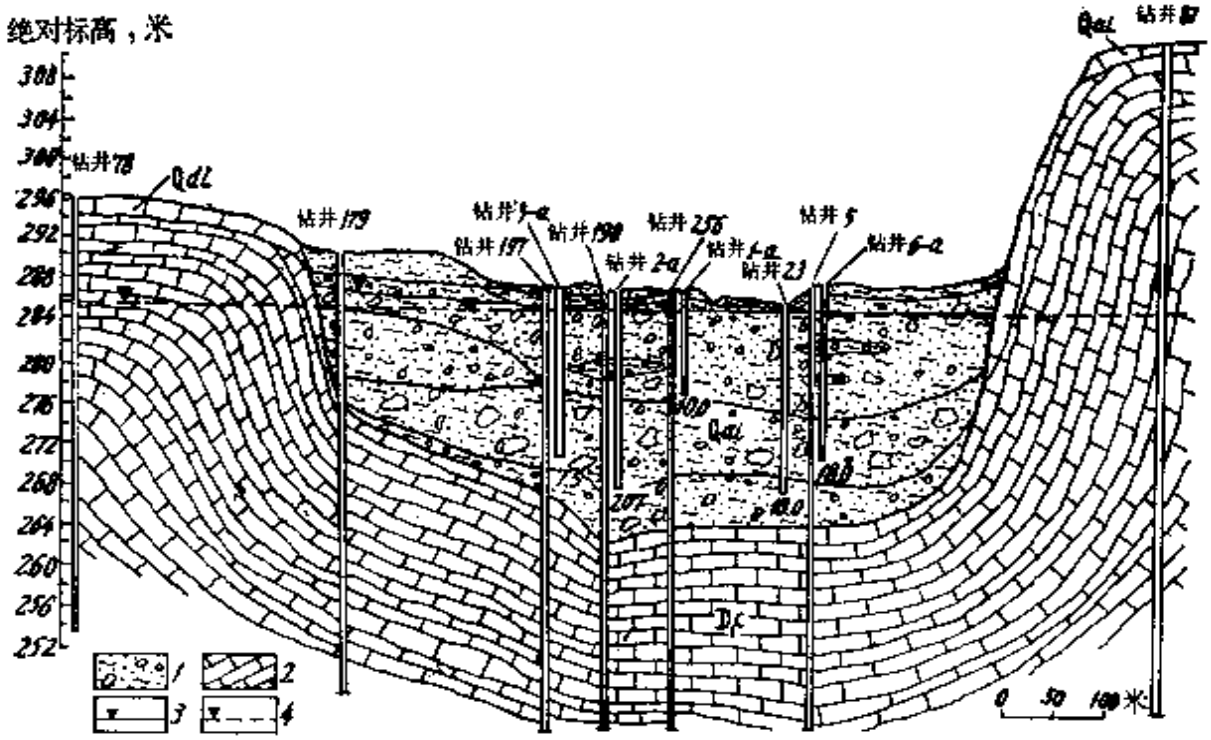


图 26　通过谢尔加河谷的地质-水文地质剖面图

1—冲积物，砂，砾石，亚砂土，粘土，漂砾粘土；2—岩溶化的礁灰岩；3—1967 年10月 5 日冲积层中的水位；4—1967 年10 月 5 日石灰岩中的水位，井底处的数字—深度（米）

的地表水有很好的相互联系条件。与此同时，在查明为侵蚀-构造低地的水源北部，相互联系困难，抽水试验说明了这一点。如果说在水源的中部及南部抽水时的地下水运动能很快稳定的话，则在北部未发现有明显的稳定。

在水源范围内，保证率为95%的年分的谢尔加河年平均流量为 7 米^3/秒。元月至三月期间的特点是径流量最小。保证率为95%的年分的三十昼夜期间内的最小流量等于0.92米^3/秒。

谢尔加水源属于河谷中的地下水源的类型，此处地表径流是形成地下水开采储量的主要来源。当地下水的取水量超过河流的平水径流量时，冲积物的地下水的天然储量可以作为补充的形成来源（而石灰岩的地下水的天然储量只在相当小的程度上可以作为补充的形成来源）。由于河流的年平均径流量比可能的取水量大得多，在洪水时可对所消耗的储量进行补偿。

勘探此类水源时，主要任务是：研究两个含水层中地下水的相互联系条件；地下水与地表水的相互联系条件；以及确定平水期消耗天然储量和洪水时得以补偿的可能性。

谢尔加水源发现于1961年。在1964年进行了初步勘探，根据初勘的资料，经苏联国家储委批准的$B+C_1$级地下水的开采储量为0.92米^3/秒。因为在勘探工作的过程中，未取得定量计算冲积物的调节容积的必要资料（即初步勘探未能最终完成自身的任务），所以采取储量值等于保证率为95%的年分的三十昼夜期间的谢尔加河的最小径流量。

谢尔加水源的详细勘探始于1966年，分两个阶段进行，以取得最大可能的地下水储量（1.5—1.6 米^3/秒）为目标。在第一阶段（实质上与初步勘探阶段相应），布置了研究志留-泥盆纪及冲积含水层的相互联系条件的专门调查。为此打了六个成对（在石灰岩及冲积物上）钻井的横断面，从中进行了抽水。此外，为了划分冲积物的不同厚度和不同粘性程度的地段，用电测深法完成了面积电法勘探工作。

虽然试验抽水有一系列的缺点（抽水时的涌水量不大，因而水位降深不显著），它们的资料可以作为初步评价开采储量的基础。

由于开采储量形成作用的复杂性（天然储量的季节消耗，随后在洪水期时又得到补偿，主要层及上覆层的含水岩石结构的非均质性），决定根据已进行的工作在УСМ-1机上用数学模拟法完成初步的储量评价。

这个评价的结果应在进一步的模拟之前，在编制水源的详细勘探设计时加以考虑。在这个设计中，主要的工作包括十个井的试验-开采抽水，取水量为1.5—1.6米^3/秒、延续时间为六个月。这应能证实消耗冲积物的调节储量以及随之补偿的可能性。

在模型上复现两个含水层的水位天然动态以及进行多井抽水，取得了初步的主要水文地质参数值。对所研究的水源来说，中心井的涌水量低，抽水的延续时间不够，决定了参数（主要是

冲积层的给水度及水平方向的渗透系数）计算的可靠性不高，但仍证实了基本上有可能获得 1.5 米³/秒的开采储量，并初步确定了集水钻井布置的最优方案。

详细勘探过程中，在钻完了一些勘探井、勘探-开采井及观测井后，改变了详细勘探的任务。集水建筑物的首期需水量由1.6—1.5减到 0.9 米³/秒，即相当于谢尔加河平水期的水量。由于这个原因，也考虑到模拟的结果，所以六个月的群井试验-开采抽水就不必要做了。

按照模拟的资料，把这一抽水改为在水文地质条件不同的三个地段（北部、中部、南部）上的多井抽水。这三个井群的影响带互相重叠，因而实际上能说明所勘探的集水建筑物的全部地区。为了使水位有明显的降深，在30—40昼夜中（一直到形成实际上稳定的降落漏斗为止）进行了大流量（达 300 升/秒）的抽水。观测网按平行和垂直河谷的断面布置，均由双测压管（冲积层及石灰岩中）组成。

详细勘探是用模拟法最终评价地下水开采储量的基础。与此同时，也利用了初步模拟的资料，其中包括谢尔加河谷勘探地段范围以外的石灰岩导水性的比较详尽的图件，该图是通过复现地下水的天然水位动态得到的。为了解决这一问题，利用了根据第一阶段的野外工作成果编制的比例尺为 1:25000 的导水性图和等水位线图。

解决的方法是，假定全部模拟区内有着相同的多年平均渗入补给值，通过改变石灰岩的导水性，使模拟的和实际的水位动态一致。这就能确定谢尔加河谷范围外的石灰岩的 Km 值（图 27）。

考虑到上述各点，采用了下列的模拟计划。

（1）为了掌握好谢尔加水源条件下渗透的模拟方法，要解决一些方法上的问题：（a）研究利用双承压层图式的可能性和方法（通过从石灰岩取水时解冲积无压含水层中的剖面上的平面渗透问题）；（b）制订出在示意模型上模拟抽水的方法。

（2）为了取得未来集水建筑物地段的有代表性的模型方

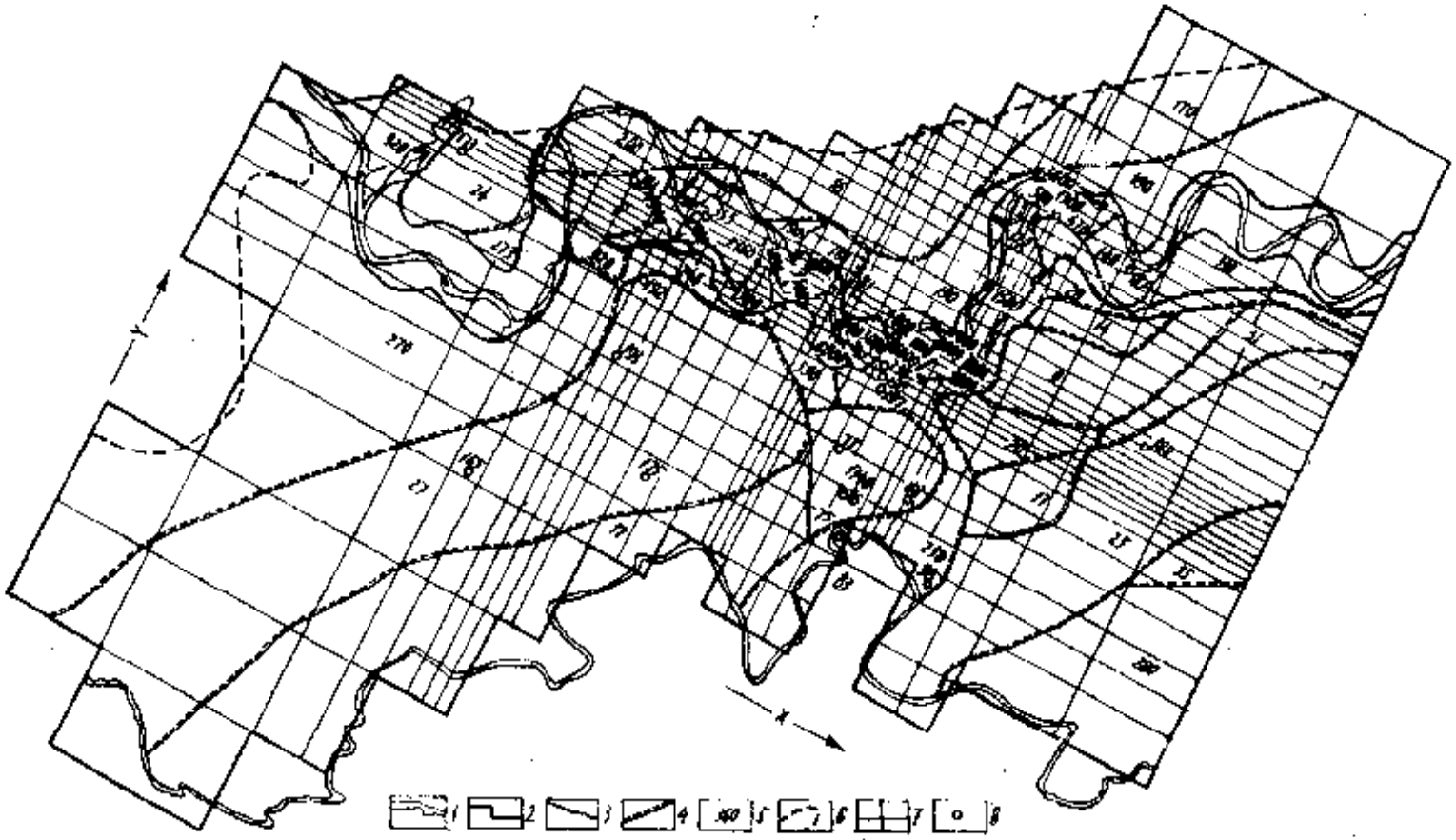


图 27　具有模型坐标网的下泥盆含水层的岩石导水性示意图

1—河流的周边；2—模型的边界；3—冲积含水层的分布界线；4—具有不同导水性的地段界线；5—导水性值，米²/昼夜；6—构造断裂线；7—模型的坐标网；8—钻井（上方为井号）

案，进一步确定水文地质参数（根据详勘时期三组多井抽水的动态复现求解逆向问题）。

（3）谢尔加水源地下水开采储量的预测性评价（决定第一、第二期集水钻井的布置方案）。

准备了下列资料作为模拟多井抽水的原始资料：下泥盆统含水层的导水性图；冲积物的等厚度图；冲积含水层水平和垂直方向上的渗透系数及给水系数图；三组多井抽水历程的动态观测曲线；钻井的地质-技术剖面及通过谢尔加河谷的水文地质横剖面图。

在研究多井抽水的渗流图式时，从在模型上解逆向问题方法的观点来看，应该注意两个重要的特点：（a）在抽水影响带范围内，所有的流线汇合于钻井分布的点上；（b）抽水末期在冲积和裂隙-岩溶含水层中形成了稳定的或似稳定的水位动态。

因此，根据复现多井抽水的动态，采用了下列解逆向问题的方法。

（1）根据复现两个含水层中的稳定的和似稳定的降落漏斗的稳定问题的解，确定介质的传导性参数（$Km_{нэл}$，$K_{0эл}$，$K_{\phi эл}$）。在模型上选择电位时，在中心钻井的结点上给定第一类边界条件。在获得了相一致的实际和模拟水位降深场之后，计算相应于中心井中的给定降深的流量及比例系数 K_R 和 K_l，模型的电阻 R_x、R_y、R_z 换算为 $Km_{нэл}$、$K_{0эл}$、$K_{\phi эл}$。在线性稳定动态时，这一方法给出精确的传导性值；而在似稳定渗透时，所得结果可视为精确结果的最好的近似值。

（2）按稳定问题求解结果的方式，完成了抽水全过程的直接模拟，这主要是为了确定石灰岩及冲积物含水层的给水系数。由于详细划分的需要，在谢尔加河谷不同地段的各个模型上复现了全部三组多井抽水。

这些问题的安排方案是相同的，它们是在从静水位计起的水位降深中解出来的。用电阻 R_z 联结起来的R－C网络*，模拟了冲积

---

* 阻容网络，原文误为Rc-网络——译者注。

及裂隙-岩溶含水层。解题时，在模型上设置了下列的边界条件沿每一层的模型的外周边，给定定流量（$Q=0$)的水流条件；沿谢尔加河床的周边，给出各次模拟抽水过程中观测到的谢尔加河水位波动 $S_p=(S\tau)$（见图 29，a)。开始瞬间的降深值 S_p 取为零。在模拟各次抽水时，按其实际的变化给定中央钻井的流量 $Q_{скв}=Q(\tau)$。

按照所述的方法在第一阶段解决了稳定的问题（复现抽水末期形成的降落漏斗)。这一问题的计算方案是上述方案的局部的情况。然后，在非稳定的动态下模拟了抽水的自身过程。

根据复现水源地区的多井抽水和地下水的天然动态解逆向问题的结果，用来作为地下水开采储量评价的原始资料。根据逆向问题的结果所编制的谢尔加水源地区的综合参数图，设计了在其上完成预测的电模型。预测的问题也和复现多井抽水的问题一样，求解时降深从静水位算起。在所有的方案中，模拟的集水建筑物均采取从元月一日——即从平水期初开始工作，以便在第一年里就把整个枯水期包括进去。

模拟区占据了广阔的领域（图 28)，分布在详细勘探地段以北和以南的相当大的距离上。在西部，杰米德河为模型的边界；在东部，碳酸盐岩沉积与不透水的陆源沉积的接触处是模型的边界。

模型为一阻容网络。它相当于下泥盆统的石灰岩含水层，用电阻 R_z 把该网络与模拟其分布带内谢尔加河冲积含水层的网络相联结。

在模型的外边界上采用了下列的边界条件：（1）沿杰米德河边界的周边采用了定水头（$S=0$)；（2）模型的其余的外边界上采用了定流量，在解水位降深问题时取为零流量（$Q=0$)。在模拟的集水钻井中给出了第二类条件（$Q_{скв}=$常数)。

预测问题中渗透区的划分，首先取决于必须正确地模拟每一单个钻井的工作；第二，取决于必须正确地模拟在两个含水层中水位的下降过程。在所有沿谢尔加河的、给予第一类边界条件的

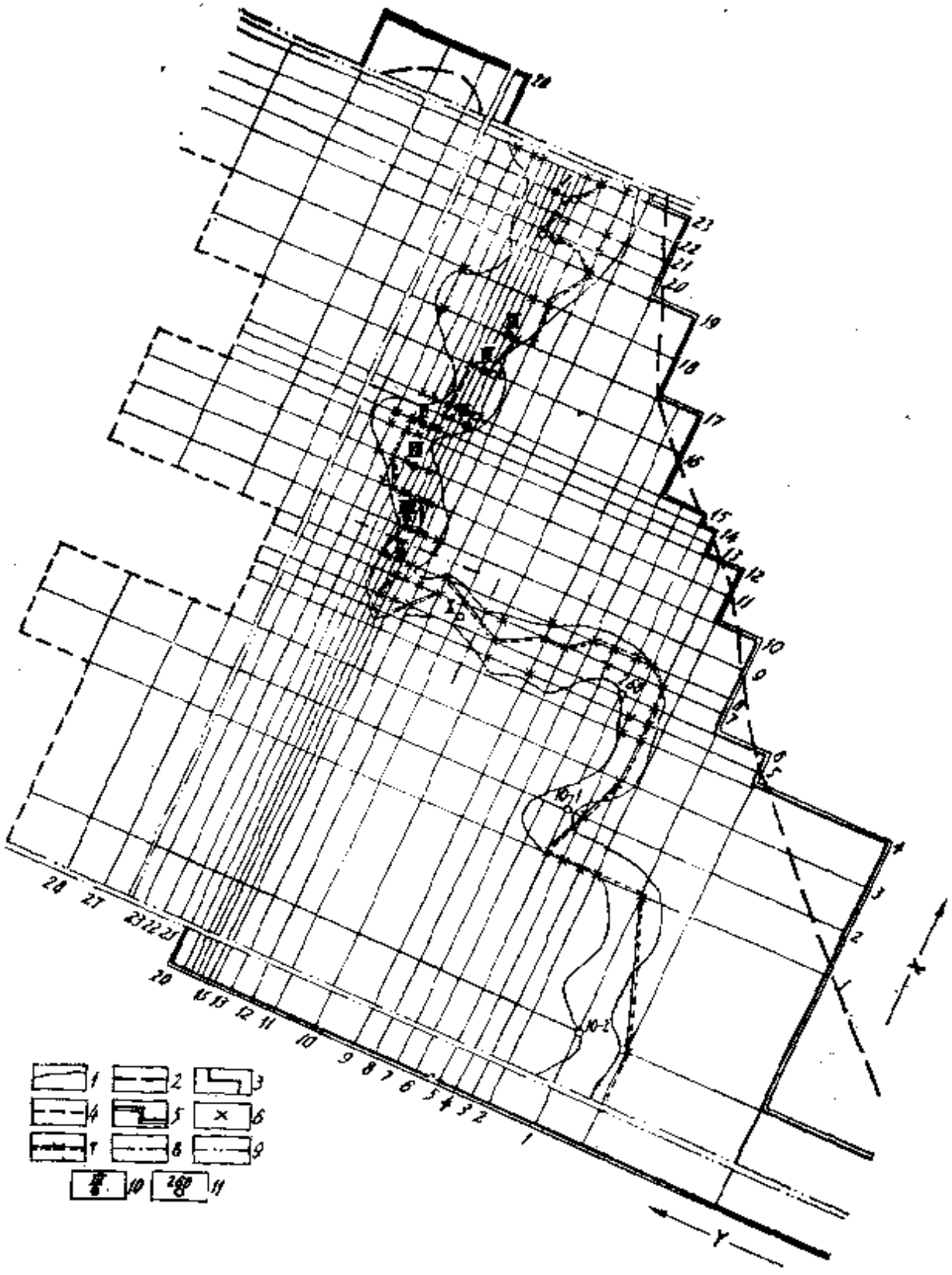


图 28　给定边界条件的示意图

（谢尔加地下水源开采储量的予测评价）

1—冲积含水层的分布界线；2—构造断裂线；3—具有条件 $Q/L_3=0$ 的冲积含水层的模型界线；4—沿着分布于模型外边界的河上给定第一类边界条件 $S/L_1=0$ 的周边；5—在模型的外边界上给定第二类条件 $Q/L_2=0$ 的周边；6—沿谢尔加河于高水位期给定第一类边界条件 $S/L=S(t)$ 的点，7—沿谢尔加河于高水位期给定第一类边界条件 $S/L=S(t)$ 的周边；8—当集水建筑物的水量为1505升/秒时，第一平水期水流末端的极限位置；9—当集水建筑物的水量为1505升/秒时，第二及第三平水期水流末端的极限位置；10—水量为920升/秒的集水建筑物的开采钻井（上方为钻井号）；11—水量为1505升/秒的集水建筑物的补充开采钻井（上方为钻井号）。

结点上设置了电阻R_x，这些电阻相应于根据复现多井抽水解逆向问题时所确定的渗透阻力。

模拟时，解决了谢尔加水源的地下水开采储量评价方面的下列问题。

（1）计算生产能力等于首期需水量的集水建筑物，在仅利用已有钻井的条件下选定开采钻井的流量和布置方案。在这样解决时，沿着谢尔加河谷固定给予第一类条件（$S=0$）。在计算谢尔加河周边的结点上的电阻值R_x、R_y、R_z时，采用了河床的平水期的宽度。

（2）计算详细勘探地段范围内水量最有保证的集水建筑物。在选择此集水建筑物的钻井布置方案时，也要力求利用现有的勘探-开采钻井网。

在完成该解时，洪水期（从四月到元月）沿谢尔加河周边采用了相应于平水期河床宽度的第一类条件。

在延续冬季三个月（元月到三月）的平水期中，设计的集水建筑物的总流量超过保证率为95%的年分的平水期河流量。因此，在集水建筑物开采时，平水期将疏干河床，直到洪水来临为止。所以在解此类预测问题时，模拟了河床周期性的疏干过程（图29，a）。把每年划分为两个时期：τ_1——平水期（$Q_p<Q_z$）及τ_2——洪水期（$Q_p>Q_z$）。正如上述，在τ_2时期沿谢尔加河的边界条件为$S=0$，即沿固定的内周边的第一类条件。在τ_1时期应该考虑到谢尔加河会被疏干，而且最终的有效水流点应该是游动的。当$L=L_1(\tau_1)$时，这样的条件有$S/L=0$的形式。根据集水建筑物开采时、在河床的周边距离上用来补给地下水的河流渗入损失（$Q_{вн\phi}$）与河流的平水期总流量（$Q_{исх}$）相等的条件，确定随时间而变的河床周边$L_1(\tau_1)$（图29，b）。当$Q_{исх}=Q_{вн\phi}$时，有限差中的$L_1(\tau_1)$值可按如下方法求得。

从模型的河流上游点开始，把谢尔加河给出边界条件的整个周边划分为一些段，各段的长度为$l_1,l_2,\cdots\cdots,l_n$。令每段范围内来自河床的渗入损失在单位河床长度上有着固定的、但随着时间而

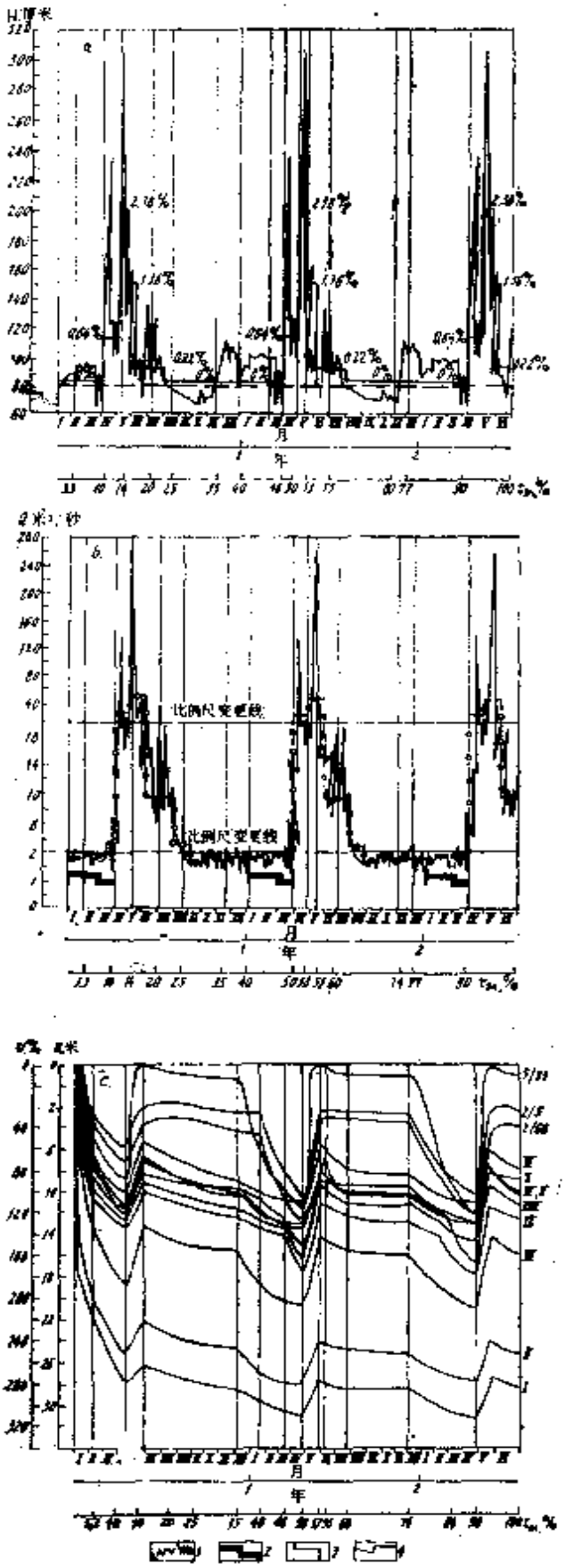


图 29　谢尔加河流量和水位变化曲线以及开采钻井中预测的水位变化曲线

a—河水位的多年平均变化，把绝对标高 287.07 米取为0%；b—河水流量的多年平均变化；c—集水建筑物的涌水量为 1505 升/秒时，开采钻井的水位变化曲线

1—河水流量及水位的月平均变化；2—平水期时在模型上给出的河水流量；3—在模型上给出的水位变化；4—集水建筑物的开采钻井中的水位变化

变化的值 $q_1(\tau_1), q_2(\tau_1), \cdots\cdots, q_n(\tau_1)$。此时，对于每一时刻$\tau_i$来说，应给出边界条件 $S=0$ 的周边长，用各段的总长度 $L_1(\tau_1)=\sum_{i=1}^{n} l_i$来确定，在此长度上渗入损失等于$Q_{\text{渗}}$。

洪水到来后，在谢尔加河周边的疏干部分，从某一时刻起重新成为第一类条件，确定此时刻要考虑渗漏期的延续时间，即洪水达到潜水面的时间。

（3）进行最后一组预测，是为了确定第二期集水建筑物的钻井布置方案及工作动态，此时，集水建筑物的生产能力应完全满足所提出的需水要求。在这些问题中，模拟了平水期河床的周期性疏干过程，其流量则与保证率为95%的年分相当。复现这一过程的方法与上述的类同。

以高水位期及平水期水体的多年平均规模的示意图为基础，模拟了高水位期间（从五月到十二月）谢尔加河河床的加宽。初期，在模型的补充结点上给出第一类边界条件。考虑到每一网格范围内的水面面积确定了这些点上的电阻$R_{\text{渗}}$。

从五月至元月，沿谢尔加河及在模拟河床加宽的结点上，布置了与谢尔加河水位的水文图一致的条件 $S=S(t)$。此时，在平水期 $S=0$。

也模拟了为时 14 昼夜的洪水期时河谷的补充淹没。当网格的面积等于相应的谢尔加河谷的淹没面积时，用冲积含水层的结点的电容瞬时充电来复现洪水。在确定模型上这些点的电位变化时，还考虑了通过冲积物的渗漏特点。在渗漏达到潜水位的延续时间小于14昼夜的那些模型结点上，电容的充电与洪水时的水位相应。在该延续时间超过 14 昼夜的点上，则把电容充电到$U+\Delta U$值，与洪水期末冲积层的水位位置相应。

因此，在顺次地考虑反映设计集水建筑物工作条件的因素同时，在模型上解决预测问题时确定了：

（1）第一期集水建筑物的钻井布置方案、钻井流量以及集水建筑物的工作动态。

（2）在详细勘探地段范围内布置集水建筑物时的总开采储量、钻井的布置方案及流量、水位降深的动态（图29,c）。

（3）第二期集水建筑物工作时的钻井布置方案、流量以及地下水的水位降深动态。

为了根据模拟的结果评价地下水储量的各种形成来源，完成了预测的开采储量的均衡计算，因而确定了来自谢尔加河和杰米德河的补给量及两层天然储量的消耗。

在谢尔加水源的条件下，地下水水位下降时的储量补偿来源的均衡方程式为：

$$Q_{вод}=Q_p C(t)+Q_p Д(t)+Q\mu_{al}(t)+Q\mu_{изв}(t) \qquad (74)$$

式中，$Q_{вод}$——集水建筑物的流量；$Q_p C(t)$——来自谢尔加河的补给；$Q_p Д(t)$——来自杰米德河的补给；$Q\mu_{al}(t)$——冲积层天然储量的消耗；$Q\mu_{изв}(t)$——石灰岩天然储量的消耗。

洪水期，当来自谢尔加河的补给总量超过集水建筑物的总流量时，流量的均衡关系式为：

$$Q_{вод}=Q_p C(t)+Q_p Д(t)-Q\mu_{al}(t)-Q\mu_{изв}(t) \qquad (75)$$

式中列出的所有数值，除了$Q_{вод}$外，都是这样得到的：计算不同解题时刻模型上相应结点的电流，而后将所得的结果加以累计。

每一计算时刻的取水量与$Q_p C(t)$,$Q_p Д(t)$,$Q\mu_{al}(t)$,$Q\mu_{изв}(t)$量的代数和的吻合情况是均衡计算正确与否的检验。

在第二期谢尔加集水建筑物开采储量的均衡曲线上，可以明显地看到形成水源的地下水开采储量在动力学方面的情景（图30）。

正如计算结果所表明的那样，在冬季平水期（元月至三月），两个含水层的容积储量被强烈地消耗，此时，来自谢尔加河的吸收水量迅速地增加，继而（三月）吸收量等于河流的平水期流量。在洪水期，当部分河谷被水淹没时，来自谢尔加河的吸收水量明显增加。此时，这些水的主要部分用来补偿冲积层的容积储量。洪水结束后，来自河的吸收量下降，一些容积储量又被消耗。继而停止消耗，来自谢尔加河的吸收量在高水位期结束前保

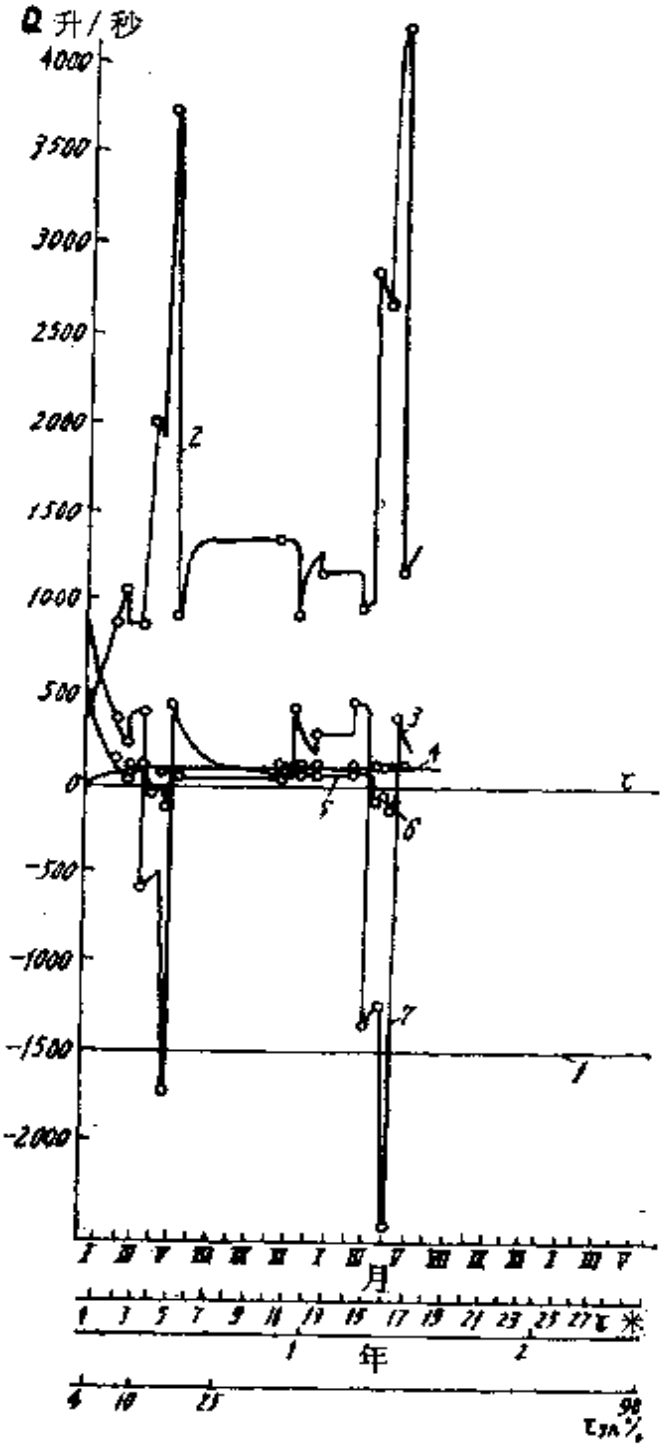


图 30　集水建筑物的流量为 1505 升/秒时预测的谢尔加水源地下水开采储量的均衡

1—集水建筑物的流量为 1505 升/秒；2—来自谢尔加河的补给；3—冲积层容积储量的消耗；4—来自杰米德河的补给；5—石灰岩容积储量的消耗；6—石灰岩容积储量的补偿；7—冲积层容积储量的补偿

持在固定不变的水平上。

在第二个保证率为95%的年分的平水期时，谢尔加河的径流被吸收，且吸收量等于平水期的流量。此时冲积层及石灰岩的容积储量发生强烈的消耗，这一消耗造成冲积层及石灰岩中的水位最大降深，它们在随后的保证率为 95% 的年分中重复出现。在第二个高水位期时，从谢尔加河吸收的水量迅速增加，其中的大部分用以补偿冲积层的容积储量。

整个计算期间来自杰米德河的补给变化不大。

模拟初步勘探后的谢尔加水源，可以更加明确为确定含水层的水文地质参数的详勘工作量及抽水试验方法。

模拟时，充分全面地考虑地下水储量形成的所有因素，有可能对水源的开采储量进行有依据的评价，对设计的集水建筑物的工作条件给以预测，并对集水建筑物取用的地下

水储量的补偿来源作定量评价。

（三）用综合参数法勘探和评价封闭构造中的裂隙水储量

（中亚）

所述的地区包括由中生代的沉积岩、变质岩及火成岩组成的山区边缘部分及毗邻的平原区域，在平原区的范围内古生代的基底被厚度从170到 500 米和更大些的中生-新生代的沉积盖层所覆盖（图31,32）。

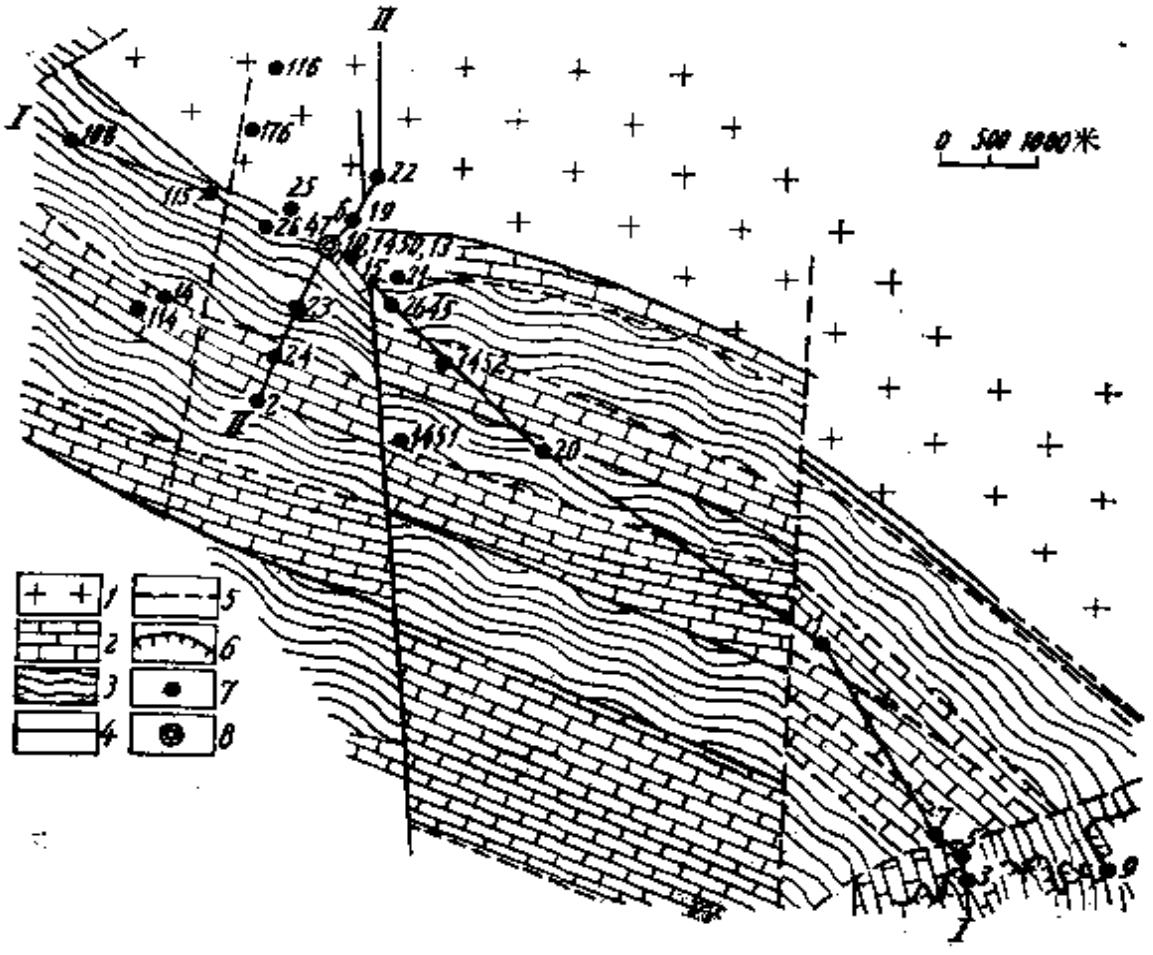


图 34　古生代基底的水文地质图

1—花岗岩；2—石灰岩（温洛克阶）；3—片岩（兰多维列阶）；4—已确定的构造断裂；5—推测的构造断裂；6—古生代基底岩石出露于地表的界线；7—单井；8—井群

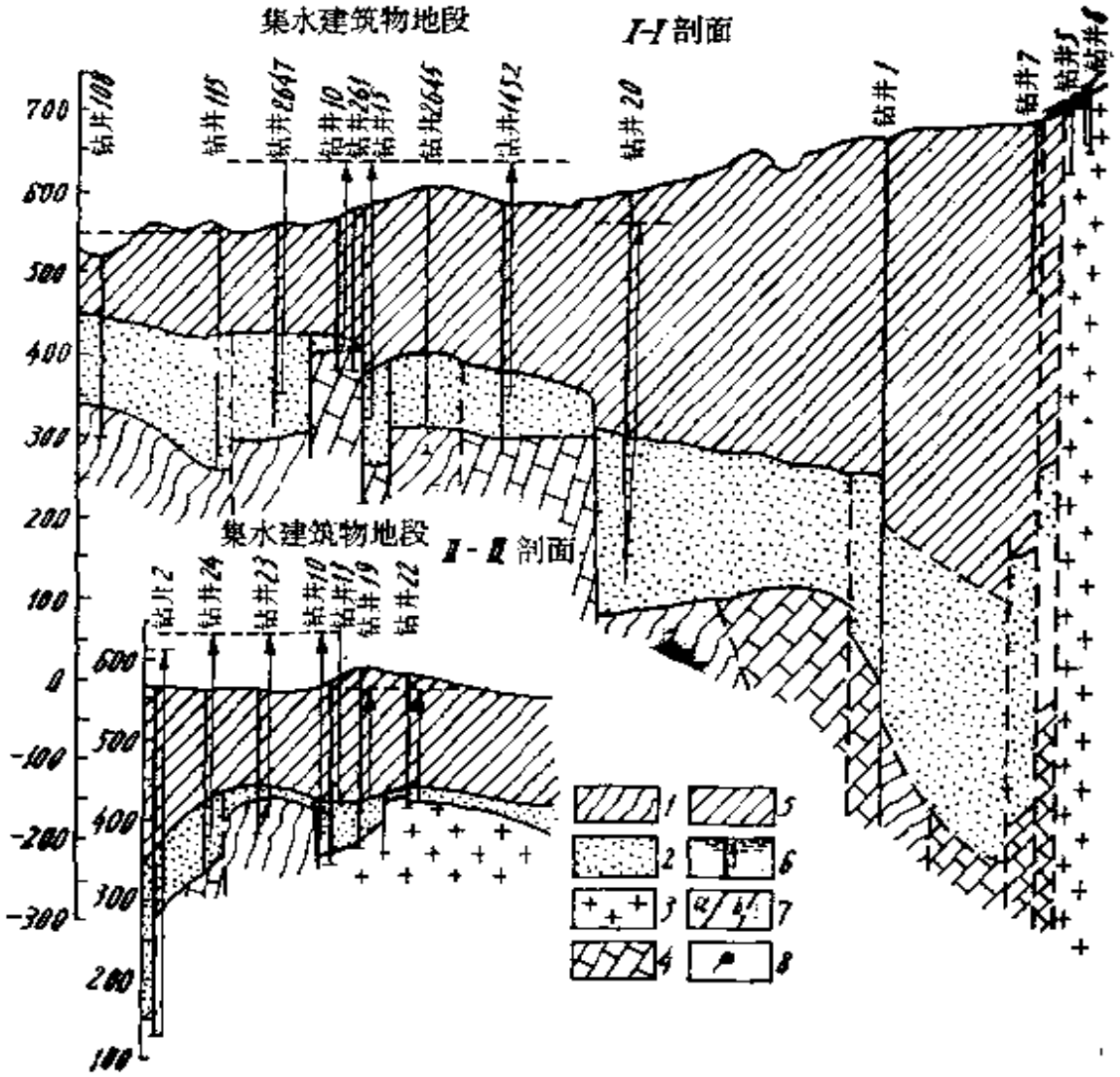


图 32　水文地质剖面图

1—老第三纪—第四纪的不透水岩石；2—上白垩统沉积层的含水综合体，古生代基底的含水岩石；3—花岗岩；4—石灰岩；5—片岩；6—钻井（箭头表示地下水的水头值，虚线表示承压面）；7—构造断裂；a—已确定的；b—推测的；8—区内山岭部位的下降泉

勘探地段位于该区的平原部位。在这里，地下淡水埋藏在白垩纪岩层的砂岩及砾岩夹层中和古生代基底的上部岩石带——花岗岩、片岩、石灰岩之中。水是承压的，在大部分地段上是自喷的。厚度大于 100 米的新第三纪粉砂岩层是上部的隔水层。承压地下水的天然水流方向来自山区，这证明山区是平原的承压水的补给区。古生代基底及中生代沉积岩层被相当稠密和复杂的断裂网所破坏。这些断裂限定着相互间的垂直断距达 200 米的各个岩

块。由于缺少稳定的、很厚的隔水层及存在着断裂，上白垩统含水层与古生界含水层有着水力联系，并组成统一的含水综合体，这对古生代基底由裂隙的、在某些地方由岩溶化的兰多维列*石灰岩组成的那些岩块来说表现得特别清楚。某些断裂把古生界-白垩系含水综合体的天然承压面分割成一系列地下水水位落差从25到90米的分割地段。这证明了许多相邻断块之间的水力联系是困难的（或实际上缺少水力联系）。

水源上的水文地质勘探工作包括在地段的面积上打填图钻井（2,13—15，19，20，22—24号钻井），接着要利用它们作为长时间试验时的观测井和用于大流量试验取水的中心井（10号钻井）。表示在图31上的其余钻井是以前在地质普查工作中钻进的。从全部的钻井中进行了短时间的单井放水。在勘探完成阶段，从10号及1450号钻井进行了为期94昼夜的双井试验-开采放水。在所有其余的钻井中进行了地下水的水位观测。

根据相应岩块中的试验工作资料确定的古生界-白垩系含水综合体的水文地质参数如下：（1）与花岗岩为邻的石灰岩东北块段，$Km=925—1050$ 米^2/昼夜，$a=5\times10^6$米^2/昼夜；（2）古生界基底为温洛克片岩的块段，$Km=2—10$ 米^2/昼夜；（3）古生界基底为石灰岩的其余块段，$Km=12—40$ 米^2/昼夜。

应该指出，一些测定在某种程度上可能反映了那些距试验井十分近的断裂的影响。实际上，它们的影响从一开始就反映到试验的结果上了。所述的设想就更难以利用上述列举的数值来评价地下水的储量了。

根据极少量的测定及文献资料，对全部渗透场来说，压力传导系数可取其等于 5×10^6米^2/昼夜。

根据10号及1450号钻井为期94昼夜的双井试验-开采放水的结果，编制了放水末期的可以补充评价断裂的水文地质作用的承压水面图。看来，虽然详勘地段上的一些断裂具有较高的导水

* 属志留纪——译者注。

性，在取水时实际上不对水的运动给予水力阻力，而另一些断裂是不透水的、起屏障作用的。最后，个别的断裂对降深的发展不起作用。正是那些在天然条件下沿着它们观测到相邻岩块之间的地下水落差的断裂是不透水的。因此，由于研究天然条件下地下水的承压水面而获得的岩块的水文地质特征得到了充分的证明，并为长时间的群井放水资料所补充。

在这种非常复杂的水文地质条件下，不仅用解析计算，甚至在模拟机上用模拟的方法，都不能对地下水的储量进行评价。当然，原则上在模型上也可复现更复杂的渗透场，但是，为此必须足够详细地研究自然界中的渗透场。所以，谈到在这种情况下不可能模拟，我们指的是实际上不可能得到断裂带中岩石导水性的定量评价，以及上面提到过的单个岩块的导水性成果是模糊不准的。

在上述的复杂条件下，利用综合考虑的渗透场非均质性的综合参数，实际上是唯一能客观地评价地下水开采储量的方法。

把从 10 号及 1450 号钻井中进行的为期 94 昼夜的双井试验-开采放水的结果，作为确定用于评价地下水开采储量计算参数的基础。在放水过程中，对中心井的水量及观测井中的地下水水位进行了观测。

在$\frac{S}{Q}=f(\lg t)$（根据放水时间的中心井及观测井）曲线图上，划分出$2<t<94$(昼夜)期间的最终的直线段。检查性的计算表明，所有那些将决定开采时的水位下降规律性的岩层内部因素和外部边界都反映在曲线图的这些段上了。我们以距中心井为10公里的最远边界，即古生代基底岩石出露于地表的边界为例来说明这一点。当压力传导系数等于 5×10^6米^2/昼夜时，这个边界的影响要在中心井及其附近的观测井中显现出来，应经过的时间为：

$$t=\frac{(2L)^2}{2.25\,a} \tag{76}$$

式中，L——到边界的距离。

在所举例子的情况下：

$$t=\frac{(2\times10^4\text{米})^2}{2.25\times5\times10^6\text{米}^2/\text{昼夜}}=36\text{昼夜}$$

因而，当 $t>36$ 昼夜时，在曲线段上反映了最远边界的影响，而且意味着也反映了其余边界的影响。

得出这些结果后，我们可以不考虑岩层的渗透性能在平面上相当复杂的变化，而可以利用根据曲线图上最终的直线段所确定的、综合考虑了这种非均质性的综合参数来评价储量。

根据编制的曲线图（图 33）确定了下列的参数：Km_{oc}——综合导水系数；$\lg\frac{2.25a}{r_0^2}$——考虑到综合压力传导系数、集水钻井数目、钻井结构特点、相互排列和相对于边界的位置的综合参数。

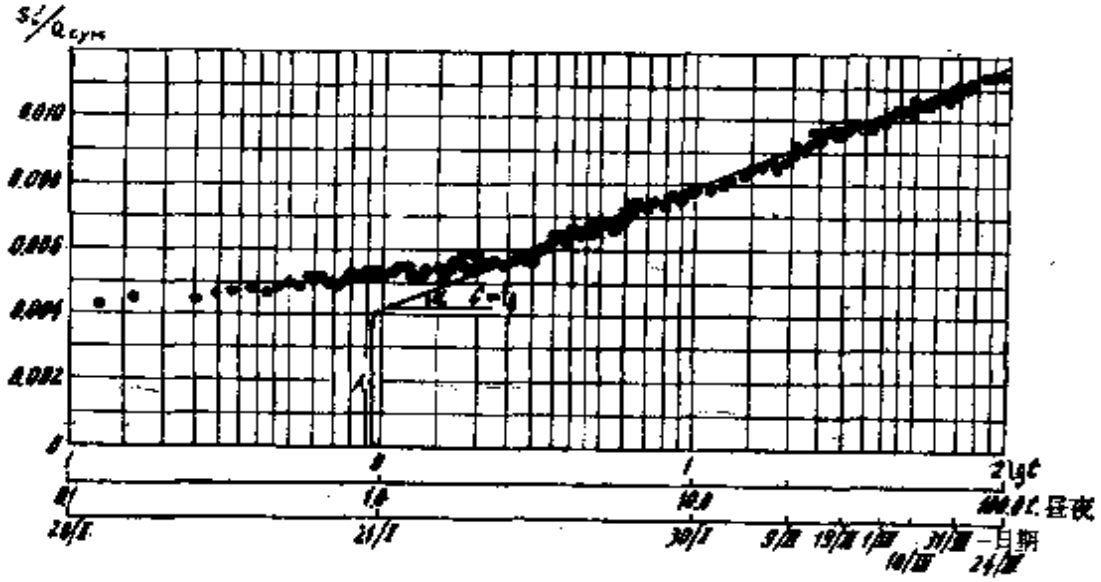


图 33　从10号及 1450 号钻井中进行双井试验-开采放水时的 $\frac{S_0}{Q_{сум}}=f(\lg t)$ 关系曲线图

应该指出，仅当对那些参与了试验的钻井进行储量评价的情况下，方可利用后一个参数。

利用下列的关系式确定参数：

$$\frac{S_0}{Q_{сум}}=\frac{0.183}{Km_{об}}\lg\frac{2.25a_{об}t}{r_0^2} \qquad (77)$$

式中，S_0——中心井中的定降深；$Q_{сум}$——中心井的随时间变化的总流量；$Km_{об}$——综合导水系数；$a_{об}$——综合压力传导系数；t——时间；r_0——（考虑集水钻井的数量、结构特点及相互排列的）集水建筑物的引用半径。

以这个关系式为基础，根据公式

$$Km_{об}=\frac{0.183}{C};\quad \lg\frac{2.25a_{об}}{r_0^2}=\frac{A}{C}$$

通过图解分析计算参数。式中，A及C——曲线的初始纵坐标值及倾角的正切值。

根据示于图33上的$\frac{S_0}{Q_{сум}}=f(\lg t)$曲线，当$S_0=64$米时，$A=0.0042$，$C=0.0038$。由此得$Km_{об}=48.2$米²/昼夜，$\lg\frac{2.25\,a_{об}}{r_0^2}=1.1$。

志留系石灰岩和上白垩统砂岩的承压地下水的开采储量，都能按相应的集水建筑物（由参与试验-开采放水的10号及1450号钻井组成）来评价。计算的开采期限取其等于集水建筑物的折旧期限，即25年（$t=10^4$昼夜）。钻井中允许的水位降深（$S_{доп}$）取其等于地下水高于隔水顶板的水头，即230米（高于地面的65米加上含水层顶板的埋藏深度165米）。

预计在整个开采期间钻井都按定流量的强制性取水进行开采。在这种条件下，该段地下水的总开采储量为

$$Q_{об}=\frac{Km_{об}S_{доп}}{0.183\lg\frac{2.25\,a_{об}\,t}{r_0^2}}=\frac{48.2\times230}{0.183\lg1.1\times10^4}=11900\text{米}^3\text{/昼夜}$$

由于储量是按相应的进行过试验的集水建筑物的图式进行评价的，在这种情况下，根据所采用的允许降深值，也可用简单的图

解外推法将$\frac{S_0}{Q_{cy\text{м}}}$值外推到计算期末，并从得到的$\frac{S_0}{Q_{cy\text{м}}}$预测值换算成预测的定流量值。十分清楚，所取得的结果与利用综合参数的解析预测所得到的一样。

根据综合参数评价地下水储量，使用这种方法的可能性在所举的例子中并未充分加以利用。作了预测的是与试验时相同的集水建筑物系统，但取水强度和取水方式与试验时不同。如果观测井与试验井位于同一岩块中，综合参数是根据观测井测定的，那么，集水的钻井数与试验条件不同时，也可以作出预测。

（四）用均衡法和水力学法评价岩溶地块的地下水储量

（俄罗斯地台，鲍克西托戈尔斯克水源）*

水源分布在俄罗斯地台的西北部，赋存于由非均匀岩溶化的下石炭统碳酸盐岩组成的高原上。在高原范围内划分出一系列的含水岩层：由裂隙及岩溶化的石灰岩及白云岩组成的普罗特文、斯捷舍夫、塔鲁斯和维涅夫含水岩层。单个含水岩层厚4—8米。它们被厚1—2米到5—7米的粘土质夹层所隔开。一些地段上粘土为微粒的粘土质砂所代替，这有利于各层地下水积极的相互联系。实质上，全部岩层是一个具层状结构的统一的含水综合体。埋藏在维涅夫层之下的含水层对供水来说没有重要的意义。

含水的石炭系岩石在地表被薄层的第四系沉积所覆盖。

通过大气降水的渗入和流入进行地下水的补给，积极发育的岩溶作用有利于这种补给。发现从上部的含水夹层向下部的含水夹层有连续不断的越流，随着单个岩层的埋藏深度增大，水头有所下降就证实了这一点。

在石炭系高原西部和西南部的台阶上，水流向皮亚尔多姆利

---

* 本例是根据Г.И.鲍格达诺夫及Ж.К.克兰茨费利德的资料编写的，1971年。

河谷溢出，以为数众多的泉点和片状渗出的形式进行着地下水的排泄。一部分排泄则是波德索斯年斯克铝土矿露天采矿场的排水，后者也发生在高原的台阶上。水源的示意图表示在图34上。

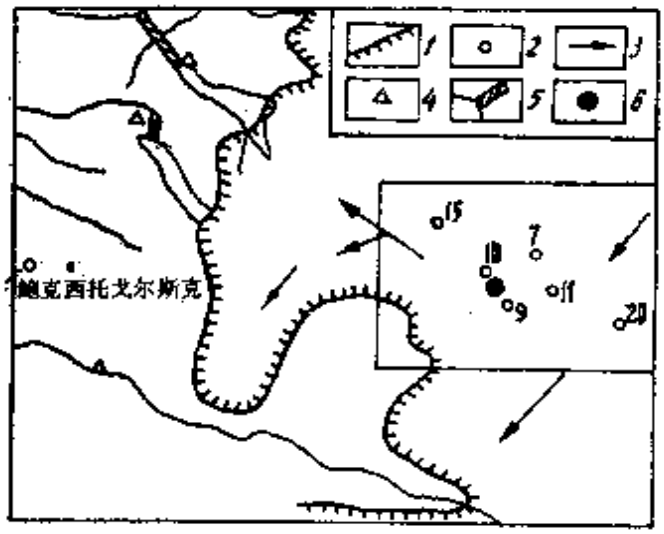


图 34　鲍克西托戈尔斯克地下水源的水文地质示意图

1—岩溶高原的台阶，短线指向碳酸盐岩石的分布方向；2—勘探钻井；3—地下水的运动方向；4—水文测量站；5—从露天采矿场排水的地段；6—设计的集水建筑物。

由于天然和人为地排泄地下水，在高原的台阶附近，含水层（特别是斯捷舍夫和普罗特文层）被局部疏干。

最有开采远景的是维涅夫和塔鲁斯层。在更上面的岩层中不适宜布置开采井，因为其中的天然水位波动幅度较大和剩余水头值较小。

塔鲁斯和维涅夫层含水岩石的特点是渗透性能强，但不均匀，这是由它们的不均匀的裂隙性和岩溶性所决定的。

根据地质-水文地质综合特征，划分出裂隙和岩溶最发育的地带，布置集水建筑物的地段就选择在此范围内。由于埋深较大，开采井只打算布置到维涅夫层。在这个地段上，维涅夫层的特征可以用下列资料说明：厚度4—8米，顶板埋深从西部的24—26米到东部的40—50米，顶板之上的水头高度从10到20米（直接在计划的集水建筑物地区内为11米）。水位降深 1.4—4 米时的最富水钻井的流量达到28—96升/秒，渗透系数100—300米/昼夜。与此同时，也有些渗透系数为10—20米/昼夜的地段。塔鲁斯层的参数接近于所援引的值，不同的只是埋藏深度较小和水头高度略小一些。

在该条件中，由于在含水层顶板之上的水头高度不大和含水

岩石的厚度小，在开采储量的形成中，水源的地下水天然资源起着主要的作用。弹性储量和容积储量在整个集水建筑物总均衡中的意义实际上微不足道。因此，应当把天然资源的保证率作为评价地下水开采储量的基础。根据岩溶高原台阶上的地下水排泄总量来确定天然资源最可靠。非常遗憾，在勘探过程中对这个问题没有给予足够的注意，因此，排泄量仅能近似地评价。在该条件下，也只能是很概略地根据水流流量或者根据大气降水对地下水补给的评价来确定天然资源值。

正如所指出的，流向皮亚尔多姆利河谷的泉水径流和从波德索斯年斯克露天采矿场排水是均衡中的主要支出项。在水源地区，皮亚尔多姆利河床切入到评价层的底板以下，所以在高于水边线处，从水源方面流向河流的地下径流实际上全部溢出。

在皮亚尔多姆利河谷中，从评价地段排泄维涅夫层及上覆层的泉水总量，在1967年8—9月的一次调查中为205升/秒。这个流量应该换算为保证率为95%的年分，并把它从夏季平水期换算为冬季平水期，同夏季平水期相比较，冬季平水期显得更长些。因为按地表径流的观测资料，1967年与保证率为95%的年分相符合，所以泉水径流的排泄量用从夏季平水期换算为冬季平水期来加以确定。皮亚尔多姆利河在夏季平水期的最小月平均流量为0.98米^3/秒，而在冬季平水期时为0.43米^3/秒。因此转换系数为0.44，平水期的泉水总排泄量即为205×0.44＝90升/秒＝7750米^3/昼夜。

在高原西部边界上的波德索斯年斯克铝土矿床的两个矿层中进行了露天采矿场的排水。在1967年3月（计算储量保证程度的时期）排水量为13800米^3/昼夜。在石炭系高原的西部边界上，露天采矿场的排水造成了维涅夫层的水面下降，在露天采矿场附近下降了5—6米，在勘探井分布地段的西部下降了0.5—1米。在所形成的降落漏斗的范围内，维涅夫层地下水的水位动态比较稳定。在排水影响带内，很多泉，其中包括在露天采矿场地区出露的、平水期的总流量为40升/秒的切列霍维茨大泉都消失了。

这样，按地段的地下径流值评价的冬季平水期的排泄总量为21500米³/昼夜。

由于水源的天然储量很小，开采储量不应超过所计算的保证率值，储量计算归结为在给定的取水量下确定钻井中的开采降深值。

在这些条件下，由于含水岩石的渗透性能非常不均匀，根据稳定动态下的足够强的试验-开采抽水结果，用水力学方法可以最可靠地确定开采降深。在流量为96升/秒的10号试验井群进行过这样的抽水（在5—7米的距离内，三个井筒同时进行试验）。仅在稳定动态下进行抽水时，方可利用这一抽水资料来计算开采的降深值。但是，在试验过程中流量常常变化，并且还发生水位的天然降落，这就难于直接确定动态的类型。

为了论证抽水时存在稳定的水位，引进了天然水位降落的修正值，根据不同的钻井，该值为9—58厘米。为了引进修正值，利用了抽水开始前的观测期，然后根据迈耶-布西涅斯克关系式，用外推水位的办法完成短期的水位变化预测。

$$H=H_0e^{-\alpha t} \tag{78}$$

式中，H——从测量水位H_0的时刻计起的t时刻的水位。

$$\alpha=\frac{\ln H_1-\ln H_2}{t_2-t_1} \tag{79}$$

对于每一钻井，根据抽水开始前的两个时刻的水位位置确定消耗系数α。在引进天然水位降落的修正值之后，为了考虑流量的变化，编制了S/Q-lg$t$曲线，可用它来确定在定流量的条件下水位动态是否与稳定动态相接近。

既然全部储量均可在试验井群处就地取出，所以，可根据10号试验井群的试验-开采抽水时的单位涌水量值完成降深的水力学计算。抽水时的单位涌水量约为30升/秒。因此，当取水量为21500米³/昼夜（250升/秒）及允许降深为11米时，计算的降深为8.3米。

为了检验，我们按半有限岩层的图式（沿地下水溢出线为定

水头边界）对集水建筑物作出水动力学计算。假如集水建筑物的流量不超过地下径流量的话，则这个图式是正确的。从集水建筑物到溢出边界的平均距离为4公里。根据试验-开采抽水的资料，用考虑了岩石的各向异性的S-lg$t$曲线确定导水系数。在面积曲线上点很分散的条件下，近似确定计算的导水性值，为2200米^2/昼夜。

根据所取的原始资料，半径为10米的集中的集水建筑物的预测降深为10.3米，与用水力学方法计算的降深很相近。

苏联国家储委在审批储量时，从其总的计算值中，仅把与露天采矿场的排水量相适应的储量作为开采储量区分出来。由于泉的径流量研究得最差（极少量的测量资料，近似换算为平水期的数字），不能把它用来论证开采储量。

因此，在类似类型的地下水源的条件下，主要的注意力应该放到评价天然资源的总量上。为此，必须有专门的均衡工作。可以根据试验-开采抽水的资料用水力学方法，或者如果在抽水过程中不能达到水位稳定的话，用水动力学方法，来完成对集水建筑物运转的预测。

（五）用水力学方法评价裂隙-脉状水的储量

（北哈萨克斯坦，休钦水源）*

休钦地下水源位于北哈萨克斯坦、在科克切达夫复背斜的范围内。地下水赋存于太古代的裂隙很不均匀、变质强烈的岩石中，它们是云母石英片岩、石英岩、角闪岩、花岗片麻岩。在地形关系上，该地段位于大小为15×15公里的盘形低地上，后者被厚达40—50米的第四纪亚粘土和粘土所充填。

靠环绕低地的略微隆起的地形单元处的大气降水渗入进行地

* 本例是根据Р. Г. 斯克利亚罗夫的资料（1968年）编写的。

下水的补给，在这些隆起处裂隙岩石在薄层的卵石-碎石沉积盖层之下出露地表。根据有效的秋-冬降水渗入值，估计总的补给量近似为25升/秒。低地范围内的主要排泄是通过粘土质沉积的向上渗透，在地表呈现为下湿地、小沼泽及盐泽地。

地段内钻井的涌水量变化很大。在总的裂隙很弱的岩石背景上（其钻井涌水量从十分之几到1—2升/秒），见有个别的裂隙较高的地带，这里的钻井涌水量为5—20升/秒，而48号钻井的涌水量在群井试验-开采抽水的初期达到80—90升/秒。毫无疑问，这些地带是构造成因的。与此同时，主要是在地段的边缘上也有一些完全无水的钻井，其中的某些钻井揭穿了被粘土质沉积物充填的屏障型断裂。一个这样的断裂从南东限定着地段。存在屏障型断裂使地段具有岩块结构，各个岩块之间的水力联系微弱。

休钦水源的水文地质略图及地段的剖面图表示在图35上。

尽管在地段内钻进并试验过100多口井，由于渗透性能很不均匀，未能足够可靠地阐明水源的水动力图式及确定含水综合体的有效参数。在深度上，裂隙发育也不均一。在大多数的钻井中，根据测流的资料，主要的水流带在深为30—60米的区段上，而且来水与某些裂隙带密切相关。与此同时，在一些钻井中主要的来水量见于80—90米和更大的深度处（例如，52号钻井）。

在勘探工作方面，主要的任务之一是在休钦水源的条件下寻找裂隙性较高的点和带，最大的困难是缺少选择这些点的任何地形成因上的标志。为此目的完成的区域物探工作没有给出有用的结果，这就导致了大大地增加钻探工作量。

在这种复杂的条件下，仅能根据长时间的试验-开采抽水资料，用水力学方法对开采储量进行比较可靠的评价。曾进行了两次这样的试验。第一次从34、40及44号钻井抽水持续时间约100昼夜，总抽水量约15升/秒，这次长时间的抽水是在稳定渗透动态下进行的。因而，15升/秒的水量为天然资源所保证。在抽水末期，增加了48号钻井（自喷），其水量在试验过程中从33升/秒降到19.5升/秒。此时，在周围的观测井中没有观测到水位稳定，

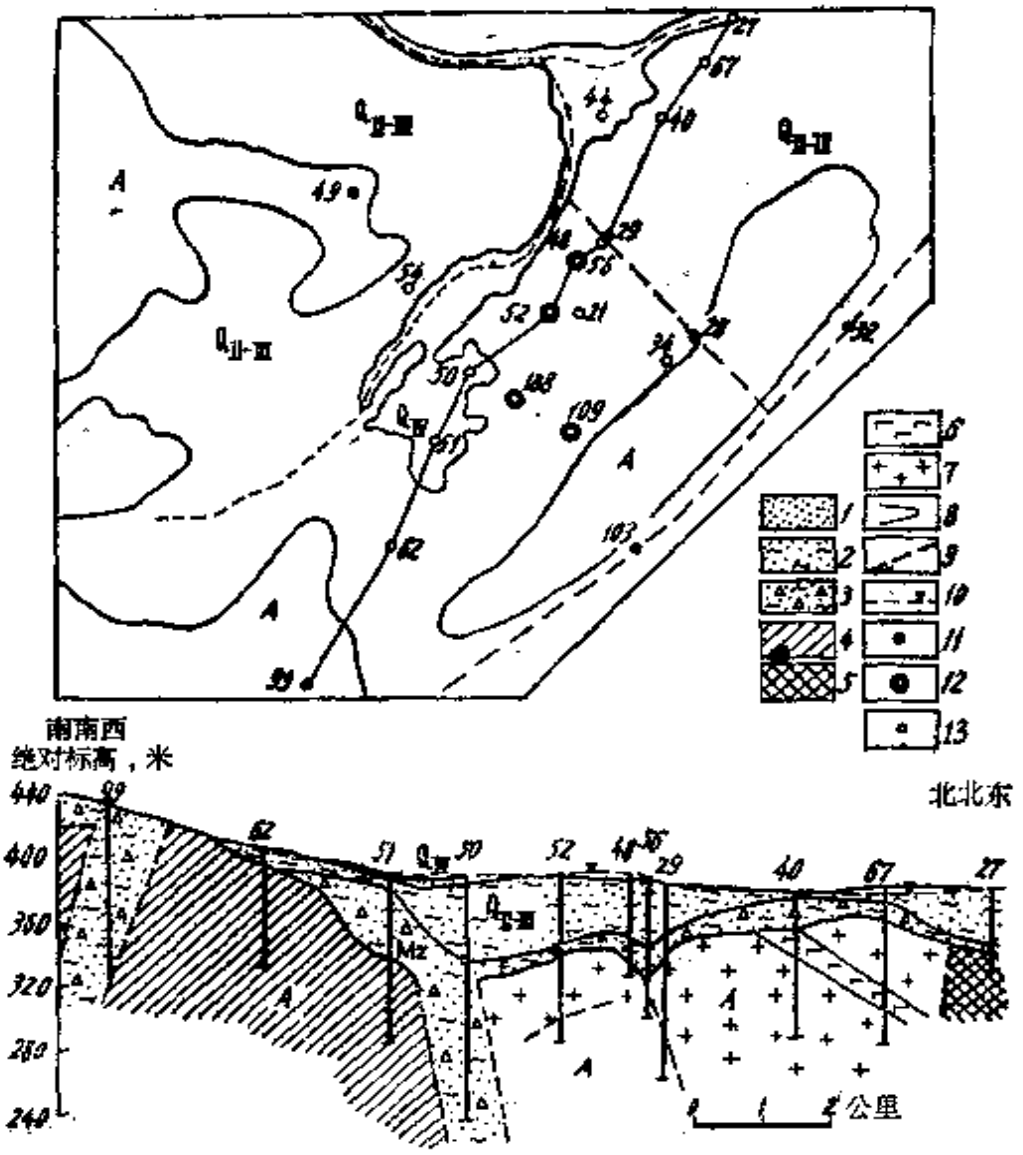


图 35　休钦水源的水文地质略图。试验井群：48，52，108，109号钻井

1—亚砂土；2—亚粘土；3—风化壳的碎石-粘土质沉积；4—云母石英片岩；5—石英岩；6—角闪岩；7—花岗岩；8—地层界线；9—构造断裂，10—地下水水位；11—无水钻井；12—下过试验-开采抽水的钻井；13—勘探和观测井

说明此时取水量超过了水源的保证资源。

为了确定总储量值，从48、52、108及109号钻井进行了再一次试验-开采抽水，持续时间约200昼夜。在抽水初期，水量达到115升/秒。全部抽水是在明显表现为非稳定水位动态下进行的。最初三个月，水量系统下降，而以后则稳定在87—90升/秒的水平上。这次抽水的主要目的是经验地确定水位随时间变化的

规律。在S-lg$t$及S-t坐标上绘制的此次抽水时水位变化的代表性曲线表示在图36上。

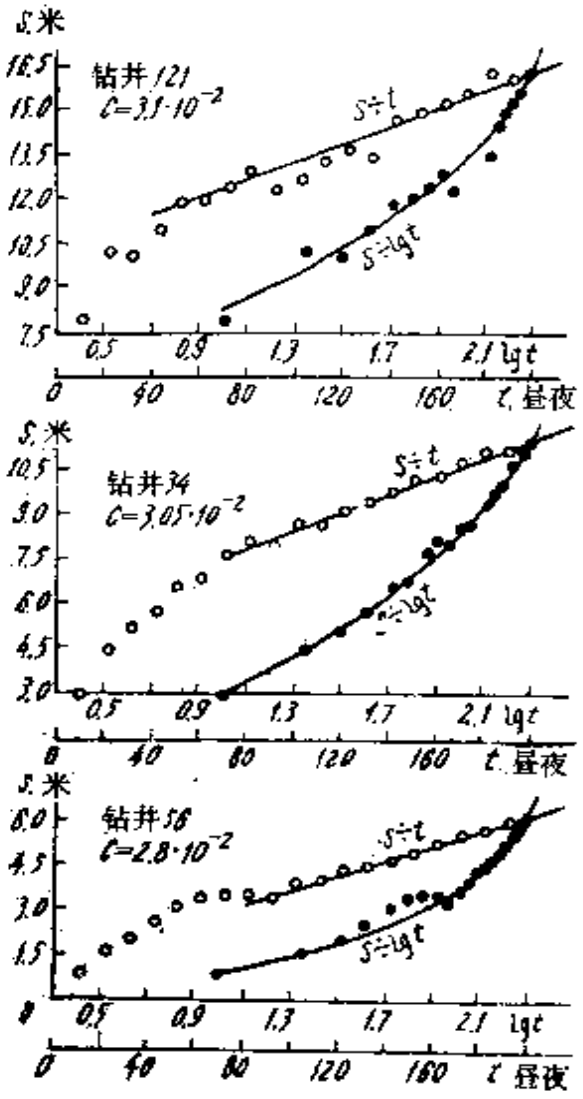


图 36 休钦水源试验-开采抽水时S-lg$t$及S-t水位变化曲线

井群：48、52、108、109号钻井

S-lg$t$曲线是向下凸出的平滑曲线，这证明降深与时间之间的幂次关系。S-t曲线是直线，这对封闭的圆形岩层是很有代表性的。抽水延续时间的选择，以能否在相应的坐标上得到足够典型而有代表性的直线图式为准。例如，后一个抽水最初设计了4个月的延续时间，推测在这个时间内将得到反映全部弱渗透地块影响的S-t直线图。事实上，在抽水初期就保持了图的直线性（由于这个时期中流量有变化，对S/Q-lg$t$曲线作了分析）。但是，临近抽水的第三个月月末，这些图开始具有明显的曲线形状，这就引起必须延长抽水的延续时间。在最后的100昼夜里，大多数观测井的S-t图有着清晰的直线形状。分析这些图表明，抽水延续时间有些偏长。

由此可见，在长时间的抽水过程中曾确定，尽管难以准确确定这个岩层的边界位置，封闭岩层的图式反映了地段的水动力条件。根据位于降落漏斗中心部位的16个观测井确定的S-t曲线的角系数值C在抽水的最后100昼夜里平均为3×10^{-2}米/昼夜。在降落漏斗的边缘部位上，水位下降的速度低1—1.5倍。当降落

漏斗中央部位的水位下降呈线性规律时，这证明：

（1）来自边缘的水量不大，并实际上不随时间增大。在面积约40平方公里、岩石裂隙最发育的地段的中央部位上，形成大部分的抽水量。

（2）地段的天然资源实际上在抽水过程中完全被截获，在总取水量中没有发生天然资源部分有明显地增长。由于在第一次抽水过程中，水量为15升/秒时曾达到稳定，可以认为，从90升/秒的总水量中至少有15升/秒是由与向上排泄的减少有关的补充补给所保证的，它不引起水位随时间变化。

用均衡法预测的25升/秒的补给量有些偏高，因为看来不是所有的补给区都与降落发育带有关的。所以，该带中的地下水的总天然资源可以认为与15升/秒（$Q_{доп}$）相近。

为了用水力学法评价储量，我们测定了水力指数C^*，它取决于封闭岩层的影响面积及岩石的弹性给水度。在封闭的岩层中，这个指数表示单位时间、单位取水量时的水位下降速度。

$$C^*=\frac{C}{Q-Q_{доп}}=\frac{3\times10^{-2}}{7700-1300}\approx4.7\times10^{-6}$$

总储量值将由弹性储量($Q_{упр}$)和有保证的天然资源($Q_{доп}$=1300 米³/昼夜）组成。

以25年（9.1×10^3昼夜）内允许的水位下降（$S_{доп}$）达到最富水区段顶板为条件来确定$Q_{упр}$值。根据48号钻井取$S_{доп}$等于60米。

水位随时间的直线变化规律，是经过100昼夜抽水才开始呈现的。此时，取水量为5200米³/昼夜时，48号钻井中的水位降深为16米。因此，当取与有保证的天然资源相应的1300米³/昼夜水量时，不随时间变化的降深（S'）不超过4米，剩余的允许降深为56米。

$$Q_{упр}=\frac{S_{доп}-S'}{C^*t}=\frac{60-4}{4.7\times10^{-6}\times9.1\times10^3}=1300\text{米}^3/\text{昼夜}$$

水源的总开采储量为2600米³/昼夜。它们可以从48号一个钻

井中全部取出。

由此可见，对于休钦类型的水源，基于长时间的试验-开采抽水资料的水力学法是计算储量的主要方法。应该或者是在两个流量阶次，或者是在一个流量阶次下进行这样的抽水，但是，取水量要与水源的总开采储量相近。可以根据譬如说由休钦水源确定的开采储量模数，然后用来计算邻近类似地段的储量，以便评价水源的总开采储量。当缺少这样的模数时，可以从下列的设想确定抽水的最大可能出水量。根据大气降水的渗入量评价有保证的补给。休钦水源及该区许多其它水源的勘探经验可以作出结论：总储量超过有保证的补给一倍左右。因此，抽水量可以定为等于两倍有保证的补给量。此时，给定的水量可以稍稍超出开采储量总值，这将导致较清晰地阐明水位随着时间变化的规律性。

在勘探过程中，主要的注意力应放在布置高涌水量钻井的勘查点上。

（六）根据阿卢普卡城区（克里米亚山区）的泉流观测评价地下水的开采储量*

在研究区内发育着许多泉，这些泉排泄岩溶化的侏罗纪石灰岩中的含水层，是多年调查的对象。所研究的泉集中在艾-佩特里高原牧羊草地的南坡上（克里米亚的南岸）。形成天然资源的最重要的来源是大气降水。在海平面上（雅尔塔气象站，绝对标高为4米），年平均降水量等于548毫米；埃里克利克气象站（458米）为752毫米；丘兹列尔气象站（707米）为1001.4毫米；艾-佩特里气象站（1180米）为1025毫米。每升高100米的平均高度梯度为40—43毫米。

在区内，根据流量的变化特征及流量值，区分出三种泉的类型：流动型、混合型和渗透型。

---

* 本例根据К. П. 扎里科娃和А. А 科贾斯皮罗夫的资料编写的。

流动型泉的特点是流量变化快而急剧，对降水的反应灵敏，其反应时间为1—3昼夜，很少到5—10昼夜。在年周期中观测到许多流量高峰，实际上，任何一次大气降水都与流量高峰相应。流量的波动幅度达到每秒几百升。最大与最小流量的幅度差很大，相应为1596和235升/秒，309和62升/秒（303/82*号泉）。泉的特点是较大流量的延续时间短暂。年平均流量最大的泉（几十和100升/秒以上）属于流动型。它们大多位于组成高原牧羊草地的碳酸盐岩的基岩露头处，或者在山脚附近的洪积-重力滑动的块状崩堆中。

混合型，即流动-渗透型泉的特点是流量变化很缓慢而且平稳。在这里，于早春（2—3月）观测到一个高峰，然后流量平稳下降。流量变化的幅度为4—10升/秒，最大和最小流量的幅度差不超过5—15升/秒。不同时间的最小流量相当稳定。流量较大的期间长得多，而且稳定。泉的一般流量是2—30升/秒。

渗透型泉的特点是流量波动幅度很小，而且对最大和最小值来说，波动的幅度是相等的。保证着泉水流量的地下径流的调节是多年的。泉水流量在一年期间几乎固定不变。相对于最小流量来说，这些泉有相当长的流量较高的期间。与流动型和混合型的泉相比较，渗透型泉的流量不超过4升/秒。

克里米亚综合地质勘探队的雅尔塔水文地质队进行了泉水流量调查。每月测十次泉水流量。对不同的泉连续观测的延续时间从3年到24年不等。除此而外，无论在枯水年份或是丰水年份的平水期，对许多泉都进行了单次测量。总共调查了85个泉。

用下述方法评价调查泉水的开采储量。把持续时间多于三年的观测换算到多年的系列上，保证率为95%的年份的最小月平均流量列为A级。对于一些只进行单次测量的泉，根据类比也建立了长的观测系列，保证率为95%的年份的最小月流量列为C_1级。

不同类型泉的月平均流量曲线表示在图37上。例如，北库鲁

---

* 原文误为303/87——译者注。

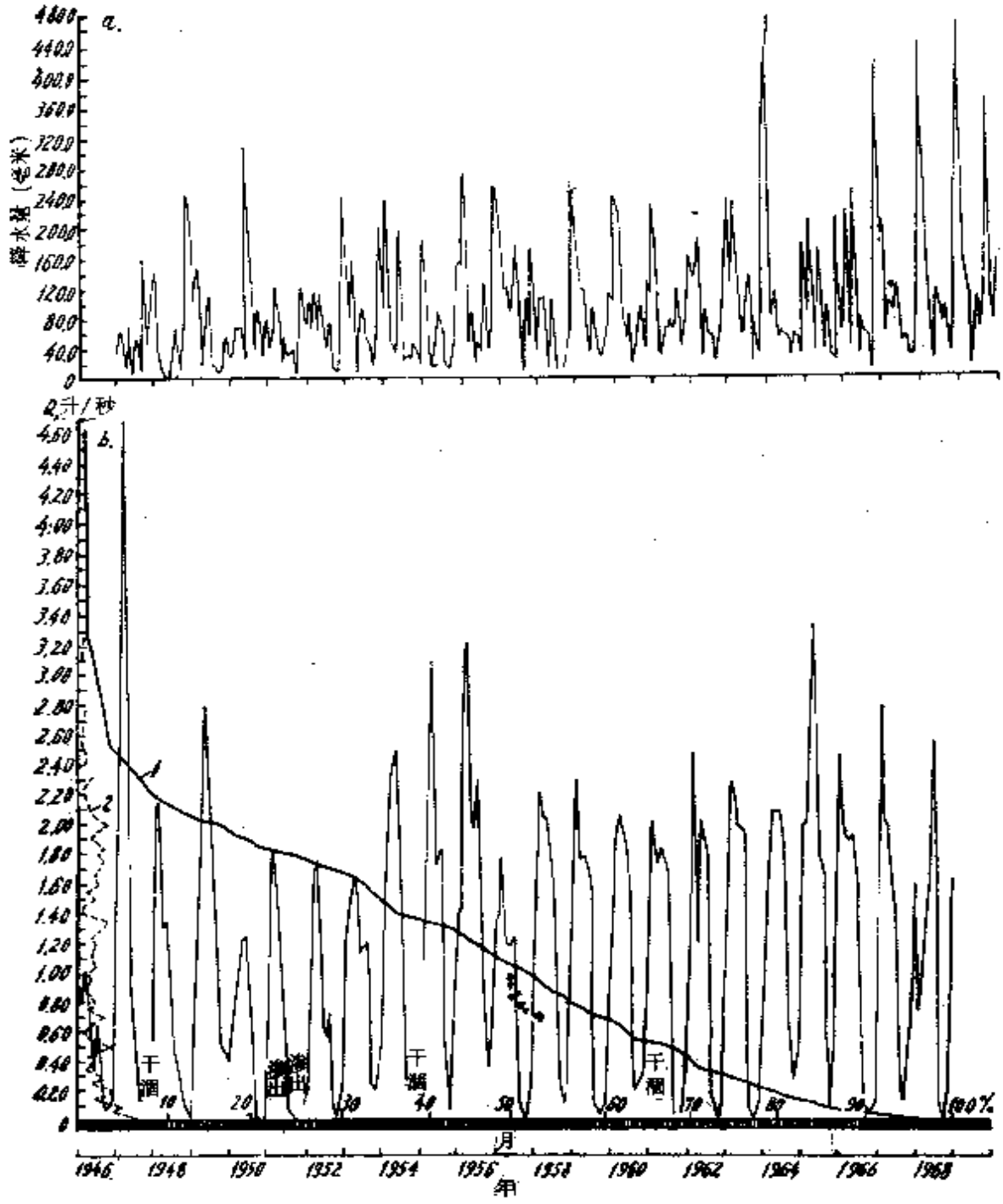
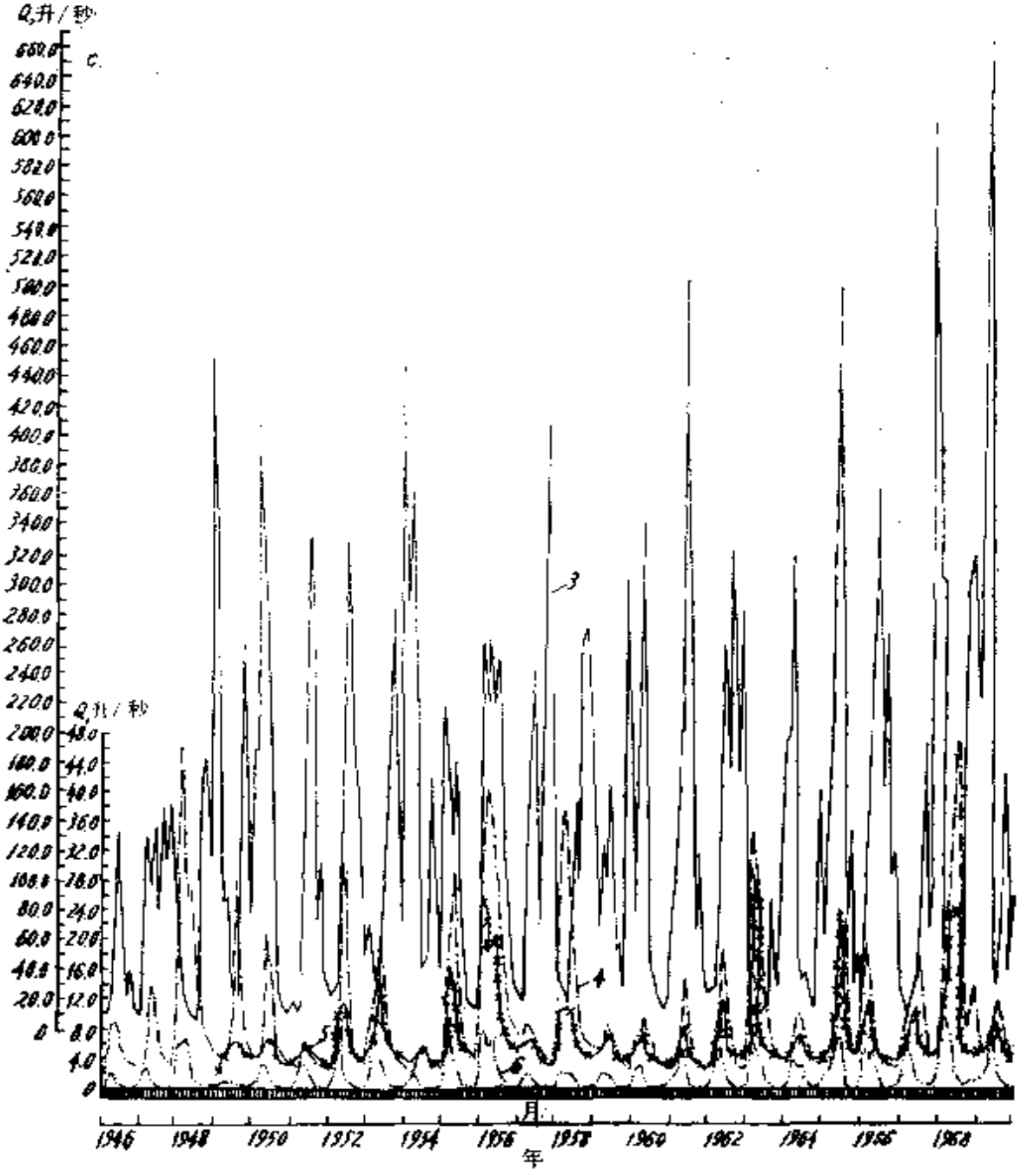


图 37　不同类型的泉水

a—根据艾-佩特里气象站资料的降水量，b—北库鲁什柳克357/152号渗透型（4）米海洛夫斯基694/111号混合型泉，（5）奥

什柳克的357/152号渗透型泉，当多年平均流量为 91.6 米³/昼夜时，保证率为95%的年份的最小月流量为2.16米³/昼夜。由于观测时间为23年，数量为2.16米³/昼夜的开采储量属于A级。



流量随时间的变化曲线

泉，(1)保证率(%)，(2)流量频率；c—(3)卡尔斯托维303/82号流动型泉，贾-切什麦705号混合型泉，(6)264/139号混合型泉

对于混合型来说，米海洛夫斯基694/111号泉在多年平均流量为897米³/昼夜时，保证率为95%的年份的最小月平均流量等于260米³/昼夜；奥贾-切什麦705号泉在多年平均流量为523米³/昼

夜时，保证率为95%的年份的最小月平均流量等于320米³/昼夜。这两个泉的观测时间分别为24年和16年，所以260米³/昼夜和320米³/昼夜的地下水储量均列为A级。

正如上面提到的，流动型泉的特点是流量变化最大。例如，根据卡尔斯托维303/82号泉，保证率为95%的年份的最小月流量为690米³/昼夜，在有24年观测期的条件下，该流量符合A级。这个泉的多年平均流量是26000米³/昼夜。

从列举的资料看出，在典型的岩溶区内，地下水的开采储量要比多年平均流量小得多，这个差异对于渗透型泉来说通常不超过2—10倍，对于混合型来说不超过4—20倍，对流动型来说则达到40—50倍（卡尔斯托维）。

阿卢普卡城区计算的地下水总开采储量为5800米³/昼夜，其中A级储量为4600米³/昼夜，C_1级储量为1200米³/昼夜。

夜时，保证率为95%的年份的最小月平均流量等于320米³/昼夜。这两个泉的观测时间分别为24年和16年，所以260米³/昼夜和320米³/昼夜的地下水储量均列为A级。

正如上面提到的，流动型泉的特点是流量变化最大。例如，根据卡尔斯托维303/82号泉，保证率为95%的年份的最小月流量为690米³/昼夜，在有24年观测期的条件下，该流量符合A级。这个泉的多年平均流量是26000米³/昼夜。

从列举的资料看出，在典型的岩溶区内，地下水的开采储量要比多年平均流量小得多，这个差异对于渗透型泉来说通常不超过2—10倍，对于混合型来说不超过4—20倍，对流动型来说则达到40—50倍（卡尔斯托维）。

阿卢普卡城区计算的地下水总开采储量为5800米³/昼夜，其中A级储量为4600米³/昼夜，C_1级储量为1200米³/昼夜。