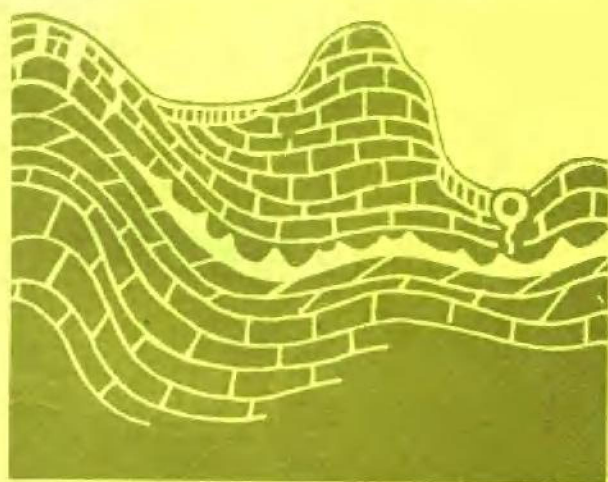


裂隙-岩溶地区 地下水源开采 储量评价



地质出版社

裂隙-岩溶地区 地下水源开采储量评价

〔苏〕B.B. 鲍列夫斯基等著

成都地质学院

水文地质教研室“储量评价”编译组选译

地质出版社

**裂隙-岩溶地区
地下水源开采储量评价**
〔苏〕B. B. 鲍列夫斯基等著

成都地质学院
水文地质教研室“储量评价”编译组选译

地质矿产部书刊编辑室编辑

责任编辑：沈树荣

地质出版社出版

（北京西四）

地质出版社印刷厂印刷

（北京海淀区学院路29号）

新华书店北京发行所发行·全国新华书店经售

开本：850×1168¹/₃₂·印张：5³/₈·字数：136,000

1983年6月北京第一版·1983年6月北京第一次印刷

印数：1—3,585册 定价：1.00元

统一书号：15038·新960

前 言

我国是世界上裂隙及岩溶岩石分布最广泛的国家之一。由于裂隙及岩溶发育，蕴藏着非常丰富的裂隙水及岩溶水资源，它们是整个地下水资源中极为重要的组成部分。

对裂隙及岩溶水资源做出科学的评价，以便合理地开发利用裂隙及岩溶水，对发展我国的工农业生产、实现四个现代化具有重要的意义。

本书是根据《裂隙-岩溶岩层中地下水源开采储量的勘探与评价》(B. B. 鲍列夫斯基等著，1976年版)一书中的有关内容选译的，着重介绍了与评价地下水开采储量有关的问题——地下水在裂隙及岩溶含水岩层中渗透的特点；裂隙及岩溶地下水开采储量的形成来源及地下水源的分类；开采储量的评价方法；抽水试验及资料整理的方法等，并选择了部分地下水源勘探及开采储量评价的实例，供作参考。

(一)

研究地下水在裂隙及岩溶岩层中的运动特点及规律，具有重要的理论与实践意义。

地下水在裂隙及岩溶岩层中的运动有着下列不容忽视的特点。

(1) 由于裂隙和岩溶发育及分布不均一，使裂隙及岩溶岩层的渗透性能具有明显的非均匀性和各向异性。

(2) 裂隙及岩溶岩层的渗透性能极大地依赖于岩层中的压力，这是因为不大的岩层的弹性变形可以导致裂隙张口的明显改变。

(3) 当岩石中的裂隙与岩块的孔隙均能透水时,即具有“双重孔隙度”时,孔隙与裂隙之间存在着水的交换,它们都是地下水的储存和运动的场所。

(4) 同博尔顿效应相类似的抽水滞后时间,是地下水在裂隙及岩溶岩层中运动的很有代表性的性质。

(5) 大型的裂隙及岩溶形态有时会导致地下水的运动特点及规律性的显著改变。

这些特点决定了地下水在裂隙及岩溶岩层中的运动更为复杂。

但是,大量的实验及理论研究表明,在天然条件下所遇到的大多数情况中,地下水在裂隙及岩溶岩层中的运动服从线性渗透定律。P. Д. 别凯尔的实验得到了很有说服力的成果:在径向流的条件下,当水量为 $3180 \text{ 米}^3/\text{昼夜}$ 时,紊流带的半径仅为 1.54 米 。显而易见,紊流带的影响甚微,可略而不计。根据B. Д. 巴布什金的研究认为:即使存在有大型岩溶暗河或构造裂隙,以每昼夜几十万方的水量抽水,紊流带的半径可以达到几百米时,由于未考虑背离线性渗透定律所产生的误差也不大于20—50%。当从单个的点上以每昼夜几万方抽水时,紊流带的半径更小,计算误差仅在百分之几以内。

因此,在本书的第一部分中所列举的表示地下水在裂隙、岩溶岩层中的运动方程式都是以线性渗透定律为基础而建立的,同时考虑了地下水运动时的上述有关的特点。

(二)

赋存于裂隙及岩溶岩层中的地下水源具有不同的地质构造和水文地质条件,因而在开采储量的形成条件上及开采储量的勘探与评价方法上都有所不同。为了便于研究,有必要对裂隙及岩溶岩层中的地下水源加以分类。对水源的分类要有助于阐明在水源的勘探和储量的评价中需要考虑的带有普遍性以及特殊性的问

题，也要有助于选择相应的计算图式及计算方法。

在本书的第二部分里，重点讨论了水源的分类。对每一类型水源的地下水开采储量的主要形成来源及其影响因素作了扼要的介绍。

这里推荐的是根据水源的构造-成因类型及含水层在平面上的分布特点，即根据平面及剖面上的边界条件进行分类的方法。将水源划分为：

- (1) 地台型自流盆地中的水源；
- (2) 河谷中的水源；
- (3) 面积有限的构造中、裂隙及岩溶岩块中和构造破碎带中的水源。

其次，根据形成地下水开采储量的主要来源及岩层的非均质特点，进一步划分亚型和亚组。

(三)

研究裂隙及岩溶水的最终目的，就是要定量地评价地下水的开采储量，而这正是水文地质计算中的一大难题。

裂隙及岩溶岩层的渗透性能很不均一，边界条件极为复杂，参与计算的水文地质参数的可靠性不高，这些都决定了研究和评价裂隙及岩溶地下水开采储量的难度，难以对自然条件作有依据的简化、选择合理的水文地质计算图式和开采储量的评价方法，因而也就难以准确地确定地下水的开采储量。

裂隙-岩溶地下水源的复杂的地质-水文地质条件，使得无法找到一个可以适用于各种条件下的评价地下水开采储量的方法。目前存在着的各种极为不同的评价方法，就是这一状况的必然结果。根据水源的地质-水文地质条件(开采储量的形成来源，水源的边界条件，含水岩层的渗透性能及其变化特征等)，水源的勘探程度及开采要求，采用不同的方法评价地下水的开采储量。

在本书的第三部分，介绍了几种常用的方法。

(1) 水动力学法：包括解析计算和相似模拟法。这是评价地下水开采储量的主要方法，在评价大型地下水源的储量时，其作用尤其重要。

根据典型的计算图式进行解析计算得到的成果往往是近似的，因为计算时无法全面地考虑裂隙及岩溶岩层的非均匀的渗透性能及复杂的边界条件。计算成果的精度随着渗透性能的非均匀性和边界条件的复杂程度的增大而减小。对一些复杂条件下的水源来说，计算成果的可靠性很低。该法仅仅对于最简单的一些图式可以给出便于实际应用、满足精度要求的解。

在利用解析计算评价地下水的开采储量时，决不要把实际复杂的水文地质条件勉强地套用某一简化的水文地质图式来计算，以免得出不可靠的计算成果。

相似模拟易于考虑岩层的不均匀的渗透性能和复杂的边界条件。它扩大了用水动力学法评价复杂的水文地质条件下的地下水开采储量的范围。目前使用广泛的是 R-R 和 R-C 电网络模拟。

(2) 水力学法：当边界条件极为复杂、计算的水文地质参数（如渗透系数）实际上无法准确确定时常采用此法。常用来评价有限构造中的地下水源的储量。

当地下水呈稳定运动时，根据试验工作资料，采用水力学方法确定水位降深与涌水量之间的关系；而呈非稳定运动时，则根据试验-开采抽水资料所确定的规律，预测未来集水建筑物的水位变化。

用水力学法评价地下水的开采储量时，务必用均衡法或根据比拟法论证其保证程度。

(3) 均衡法：在评价有限构造中的地下水源的开采储量时，该法具有重要的意义。

(4) 根据泉水流量观测计算地下水的开采储量：此法多用于地形切割的褶皱山区。一般是按照迈耶-布西涅斯克公式确定泉的最小流量，进行地下水开采储量的评价。储量评价的可靠程度取决于泉流观测的延续时间。

也可以利用二元或多元相关分析法,例如利用泉水流量与降水量之间的相关关系,预测地下水的开采储量。

(5) 水文地质比拟法:一般是在复杂的水文地质条件下,用其它方法往往得不到满意的结果时,根据比拟法确定的储量具有较高的可靠性。要求相比拟的水源在开采储量的主要形成来源和边界条件上相一致。

(四)

水文地质参数(渗透系数、导水系数、导压系数等)是利用水动力学法确定地下水开采储量的基础数据,其可靠程度对开采储量的精度有很大的影响。由于裂隙及岩溶岩层的“双重孔隙度”及渗透性能的各向异性,使得难以准确确定裂隙及岩溶岩层的参数;而在个别的情况下,当裂隙及岩溶很不均匀时,实际上不可能确定计算的参数值。

各种类型的抽水试验是确定参数的主要形式。最好是根据多井抽水的资料,用雅各布的 $S-\lg t$ 、 $S-\lg r$ 及 $S-\lg \frac{t}{r^2}$ 图解法确定参数。在复杂的水文地质条件下,宜于根据试验-开采抽水的资料确定参数。

在本书的第五部分中,详细讨论了在不同的边界条件下,利用不同类型的抽水资料,根据不同的图解法,确定参数的特点、方法、注意事项以及成果解释的主要特点等,并对抽水类型、试验井群的布置、抽水的强度及特点、抽水延续时间等进行了较详细的讨论。

本书的翻译工作分工如下:王家昌负责六(一)及六(二)部分;周柔嘉负责第三部分;王愈吉负责一、二、四、五、六(三)及六(五)部分;黄尚瑜负责六(六)部分;唐光洁负责六(四)部分,全文由王愈吉统校。

在组织本书的工作中,原水文地质教研室副主任 刘俊业 做

了大量的工作。

全部附图由水文地质系的季恒玉协助清绘，在此表示谢意。

书稿交给出版社后，出版社曾请李宝兴、孙昌仁作了审校。

成都地质学院水文地质教研室

“储量评价”编译组

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），E. C. 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。

B. 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

$$a_x = \frac{K_x h}{\mu}, \quad a_y = \frac{K_y h}{\mu}, \quad a_z = \frac{K_z h}{\mu}$$

时,液体运动的基本微分方程式的形式为

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

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)

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

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

$$s = \frac{Q}{4 \pi h \sqrt{K_x \cdot K_y}} \left[-E_i \left(-\frac{r'^2}{4 a_y t} \right) \right] \quad (3)$$

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水地点相对于泉（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。考虑到岩石透水性及裂隙张口的立方关系，应能预料到岩石透水性及压力的相互关系。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

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

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

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

式中， $K_{(P_0)}$ ——初始层压下的渗透系数。

根据А. 班的资料，对开采井，系数 δ 等于 $(0.0065 \div 0.0281)$ ；对压水井，系数 δ 等于 $(0.1563 \div 0.284)$ 。

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。

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

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; Δ ——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

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

式中, ρ ——液体的密度。

• 原文误为 $\frac{K_2}{l_2}$ ——译者注。