

水文地质学 实习教本

И.Ф.布茨 В.С.薩馬林娜 合著

地质出版社

水文地质学实习教本

Ш.Ф. 布 茨 合著
B. C. 薩馬林娜

黄 乃 安 译

地质出版社

1958·北京

Ш. Ф. БУТЦ и В. С. САМАРИНА
ПОСОВИЕ

К ПРАКТИЧЕСКИМ ЗАНЯТИЯМ
ПО ГИДРОГЕОЛОГИИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО ЛЕНИНГРАДСКОГО УНИВЕРСИТЕТА. 1956

書中分別敘述了岩石的某些物理性質及水理性質，地下水的物理性質和化學成分的測定方法。為了便於閱讀，正文中還包括有說明各種方法實質的理論知識。

本書適合大學地質系的学生閱讀，亦可供研究水文地質一般問題的工程技術人員參考。

水文地質学實習教本

著 者	Ш.Ф.布茨、В.С.薩馬林娜
譯 者	黃 乃 安
出版者	地 質 出 版 社
	北京宣武門外永光寺西街3号
	北京市書刊出版業營業許可證出字第050號
發行者	新 華 書 店
印刷者	天 津 人 民 印 刷 厂

印数(京) 1—3,200册	1958年6月北京第1版
开本 31"×43 ¹ / ₃₂ "	1958年6月第1次印刷
字数 150,000	日張 6 ²² / ₂₅ 插頁 1
定价(10) 0.95元	

目 錄

原 序	7
第一章 岩石的水理性質和地下水运动的規律	
岩石的水理性質	9
岩石中地下水运动的基本規律	16
第二章 測定岩石某些物理性質和水理性質的方法	
岩石比重的測定	19
非鹽漬岩石比重的測定	20
鹽漬岩石比重的測定	21
岩石容重的測定	22
粘結岩石容重的測定	22
用切筒法測定容重。 用浸蜡法測定容重。 用測量法測定容重。	
疏松岩石（砂）容重的測定	25
砂在密度極大時容重的測定。 砂在密度極小時容重的測定。	
岩石含水量的測定	26
岩石孔隙度的測定	27
孔隙度和孔隙比的計算	27
孔隙度的試驗測定	31
岩石最大分子水容度的測定（按照 A. Ф. 列別捷夫）	31
湿体法。 高柱法。	
岩石給水度的測定	33
岩石中水的毛細管上升高度的測定	33
在管內用直接观测法測定毛細管上升高度	34
岩石透水性的測定（滲透係數）	34
按照經驗公式求滲透係數	34
按照經驗公式和圖表計算滲透係數。 加晉公式。 斯里赫傑尔公式。 克留格爾公式。 加晉公式的圖解。 斯里赫傑尔公式的圖解。 克留格爾公式的圖解。	

利用仪器测定渗透系数.....	48
-----------------	----

砂类岩石渗透系数的测定。用于变水头的仪器。卡明斯基仪(管)。保格丹诺夫仪器。用于常水头的仪器。威姆仪。专门地质仪(管)。卡别兹基仪。用渗压仪测定粘土类岩石的渗透系数。

第三章 地下水的物理性质和化学成分

地下水的物理性质及其测定法.....	68
--------------------	----

温度。透明度。颜色。味。臭。

地下水的化学成分.....	66
---------------	----

水的化学成分的主要组份.....	68
------------------	----

碱金属离子($\text{Na}^+ + \text{K}^+$)。碱土金属离子(Ca^{++} 和 Mg^{++})。氯离子(Cl^-)。硫酸根离子(SO_4^{--})。重碳酸根离子和碳酸根离子(HCO_3^- 和 CO_3^{--})。

水的化学成分的主要组份.....	71
------------------	----

氮的化合物(NH_4^+ ; NO_2^- ; NO_3^-)。铁(Fe^{++} ; Fe^{+++} 胶状的Fe)。二氧化碳(CO_2)。硫化氢(H_2S)。

水的反应(pH).....	73
---------------	----

水的总矿化度.....	74
-------------	----

第四章 地下水简易化学分析法

简易分析用的水样的选取.....	75
------------------	----

各种不同水文点中水样的选取.....	75
--------------------	----

水样的保存.....	76
------------	----

测定二氧化碳总含量用的水的保存。测定硫化氢用的水的保存。测定铁用的水的保存。

定量(容量)分析的某些基本原理.....	78
----------------------	----

质量作用定律.....	80
-------------	----

容量分析测定法.....	82
--------------	----

基于离子化合物的方法。中和法或去质子法。沉淀法。基于电子转移的方法。氧化-还原法

容量分析测定时的计算.....	89
-----------------	----

对进行容量分析的某些实际指示.....	90
---------------------	----

地下水的定性分析法.....	91
----------------	----

主要组份定性的测定.....	91
----------------	----

碱土金属离子。($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$)。氯离子(Cl^-)。硫酸根离子(SO_4^{--})。重碳酸根离子和碳酸根离子(HCO_3^- 和 CO_3^{--})。

次要組份定性的測定.....	93
銨離子 (NH_4^+)。亞硝酸根離子 (NO_2^-)。硝酸根離子 (NO_3^-)。	
低價鐵 (Fe^{2+})。氧化鐵 (Fe^{3+})。硫化氫 (H_2S)。	
水的反應的確定 (pH)	97
地下水的定量分析法 (野外簡易分析)	97
主要組份定量的測定.....	98
碳酸根離子和重碳酸根離子 (CO_3^{2-} 和 HCO_3^-)。碳酸根離子的測定 (CO_3^{2-})。	
重碳酸根離子的測定 (HCO_3^-)。碱土金屬離子 (總硬度—— $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$)。	
用軟脂酸鹽法測定總硬度。用脫利隆量法測定總硬度。硫酸根離子	
(SO_4^{2-})。用軟脂酸鹽法測定 SO_4^{2-} 。用脫利隆量法測定 SO_4^{2-} 。氯離子	
(Cl^-)。氫的銀量測定。鈣離子 (Ca^{2+})。用脫利隆量法測定鈣。	
鎂離子 (Mg^{2+})。用軟脂酸鹽法測定鎂。用脫利隆量法測定鎂。	
某些次要組份定量的測定.....	115
二氧化碳 (CO_2)。游離二氧化碳总量的測定。侵蝕性二氧化碳的測定。	
硫化氫 (H_2S)。 H_2S 的碘量測定。	
pH 值的定量測定.....	119
用通用指示劑大致測定 pH，用 ГИИ 標度測定 pH。	
水的總礦化度的定量測定.....	120
用液體比重計測定水的比重.....	122
地 分析資料的表示形式.....	122
鹽類形式。含氧氫形式。離子形式。	
水中 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Ca^{2+} , Mg^{2+} 測定的計算方法.....	126
$\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 的計算。 Ca^{2+} 的計算。 Mg^{2+} 的計算。	

第五章 地下水分析資料的整理及其化學分類

為地下水分類分析結果的系統化.....	128
按照占多數的組份的分類。舒卡列夫的分類.....	129
按照特種組份的分類。蘇林的分類.....	131
按照占多數的組份和按照離子間的比例的分類.....	136
阿列金的分類。帕里麥爾的分類。帕里麥爾特性圖的描繪。羅哲爾斯圖	
表。托爾斯齊欣圖表	
亞歷山大洛夫的礦泉醫療分類.....	145
分析結果系統化的其他方法.....	146
庫爾羅夫公式。係數法。	

第六章 生活用水，工業用水和灌溉用水的評價

日常生活用水.....	150
供給汽鍋用的水.....	154
水对混凝土的侵蝕作用.....	155
灌溉用的水.....	157

第七章 定性和定量分析地下水用的試剂的制备

定性分析用的試剂.....	159
定量分析用的試剂.....	160
附 錄.....	167
参考文献.....	171

原 序

这一“教本”是按照榮獲列宁勳章的 A.A. 日丹諾夫國立列宁格勒大学地質系普通水文地質学實習課程的教学大綱編寫的。直到目前为止，这門課程的實驗室作業，还是按照1940年出版的 Н.Я. 維尔哈罗和 B.A. 謝尔盖耶夫所著的“水文地質学實習指導”來進行的。自从該書問世以后，水文地質科学已經增加了許多新的材料，因而使得該“指導”已不符合于水文地質知識的現代水平和这門課程的材料範圍。

在水文地質調查的實踐中，拟制并采用了研究岩石水理性質和地下水化学成分的一些新方法。其中最重要的是增加了水文化学的調查方法。因此作者認為有必要來擴大水文化学章節的篇幅：在这“教本”中敘述了水化学成分中的主要組份和次要組份，水样保存的方法；扼要地說明了水的容量分析的原理，和分別說明了測定鈣、鎂水的总硬度和硫酸鹽的脫利隆法；引述了前些时期所出現的 O.A. 阿列金和 B.A. 苏林的水的化学分类。当然，水文地質学實習的內容并非完全局限于这一“教本”內。在水文地質学的實習大綱中，尚須熟悉水文地質圖：实际材料圖，地下水等高綫圖，等水压綫圖，含水性圖，出水性圖，水文化学圖等的編制方法。这些圖的編制法在本“教本”中沒有進行描述。1945年出版的 И.К. 查依采夫著的“綜合水文地質圖的編制方法”一書，便可作为这些圖的實習指導。

最近出現了測定岩石滲透係数的新仪器，虽然是用这些仪器來進行工作，但这种仪器在本“教本”中同样不加以敘述。随着水文地質学今后的發展，实际的知識必然会更广泛和深入。

作者謹向列宁格勒礦業学院和列宁格勒大学水文地質教研組的同志們，在出版本書的过程中給予許多宝貴的指導，表示衷心的感謝。

第一章 岩石的水理性質和 地下水运动的規律

岩石的水理性質

所有的岩石（岩漿岩、沉積岩和變質岩）都具有不同种类的空隙，而且这些空隙可能为水所填充。按照岩石空隙的成因，可以分为原生空隙和次生空隙两种。与岩石同时形成的空隙称为原生空隙。其中包括①：

- （1）沉積岩各个顆粒之間的間隙；
- （2）存在于沉積岩中的有机体腐爛后在岩石中所形成的空隙；
- （3）層理面之間的間隙；
- （4）在火成岩中，当气体从岩漿中逸出时所形成的气孔狀空隙。

岩石形成以后，在岩石中所產生的空隙称为次生空隙。其中包括：

- （1）由于組成岩石的顆粒被水所溶解和土粒流失的結果所形成的空隙——溶解孔隙；
- （2）由于某种原因，使岩石体積縮小而產生的裂隙；
- （3）在構造因素影响下所形成的裂隙；这种裂隙有时深入的深度相当大，并且具有一定的方向。这种裂隙的总体積可以是很大的；
- （4）由于風化的結果而產生的裂隙和空隙。这种裂隙和空隙通常沒有一定的方向，深入的深度也不大。

空隙的形狀、大小、它們之間的相互关系和空隙的总量决定于許多因素。岩石的成因就是这些因素中的一种。如所周知，某些致密的

①空隙的分类引用自 H.O. 布罗特和 H.A. 叶列明科著的“石油和天然气地質学原理”一書（1950年）。

岩漿岩僅有為數不多而且很小的空隙——孔隙，它們之間是互不連通的；而在碎屑岩石中，顆粒之間則存在着相互連通的間隙。岩漿岩、變質岩和致密的沉積岩中，我們都能看到空隙——孔隙。

空隙的大小和形狀的變化範圍很大。按照空隙大小的不同，可以分為：非毛細管空隙（超毛細管空隙），毛細管空隙和亞毛細管空隙。空隙直徑大於0.5公厘的稱為非毛細管空隙；毛細管空隙的直徑為0.5公厘至0.0002公厘；小於0.0002公厘的為亞毛細管空隙。

疏松岩石其單位體積內所有空隙的總體積稱為總孔隙度^①。孔隙度以小数或岩石總體積的百分數來表示。單位體積岩石內的孔隙體積和與同一體積岩石中固體顆粒之比稱為孔隙比，并用字母 ϵ 來表示。

$$\epsilon = \frac{n}{1-n},$$

式中 n ——單位體積岩石中孔隙的體積。岩石的體積與孔隙體積採用同一單位。

疏松岩石孔隙度的數值決定於組成岩石各個顆粒的大小、形狀和排列的性質。研究家的觀察已經指出；顆粒小的岩石，其總孔隙度要比顆粒大的岩石大。不同成因的岩石，其孔隙度的變化範圍很大（表1）。

從上列的數值可以看出，致密岩石的孔隙度很小；而疏松沉積岩的孔隙度則要大得多，並且隨顆粒直徑的減小而增大。

處在岩石空隙（毛細管空隙和非毛細管空隙）中的水份，是在各種不同力的作用下面在空隙中移動的。

A. Ф. 列別捷夫把岩石中的水分為下列各種類型（狀態）：

1. 填充在空隙內並包含在空氣中的氣態水。這種水以氣體狀態從水蒸汽彈性大的地方向彈性小的地方移動。

2. 吸着水，這是從空氣吸附於岩石顆粒表面的水蒸汽。吸着水只能在蒸汽狀態的時候才能移動，並且要加熱到 105—110°C 時才能從

^①總孔隙度（空隙性或多孔性）可以理解為：無論是疏松的或者是致密的任何一種岩石，其單位體積內所有空隙的體積（這里包括孔隙、空洞、裂隙）。

表 1

岩 石 名 称	孔隙度 (以%表示)
花崗岩, 片麻岩, 石英岩, 輝綠岩, 輝長岩	0.2—0.8
結晶片岩	0.5—2.15
石灰岩, 大理岩, 白云岩	1.5—6.12
白堊, 泥灰岩	3.0—8.75
砂岩	10.0—17.2
均勻的中粒砂	36.0—38.0
顆粒大小不等的冰川砂	30.0—32.0
粗粒砂	28.0—30.0
均勻的細粒砂	42.0—48.0
均勻的礫石	29.0—30.0
冲積粘土	48.0—52.0

岩石中脫出。吸着水不受重力的影响。岩石中吸着水的数量决定于空气的湿度和岩石比面積的数值；表面愈大，吸附水也就愈多。

当空气的相对湿度等于 100 % 时，岩石的顆粒被一層厚为一个分子的薄膜水所包圍。在这种情况下，岩石的湿度就和最大吸着度相符合。

3. 薄膜水，乃是在岩石顆粒和水分子之間的分子凝聚力作用下的水膜。这种水既不受重力的影响，也不傳遞靜水压力，在温度低于 0°C 时才冻结，它的移动是从水膜厚度較大的顆粒移向水膜較薄的顆粒（圖 1）。

在分子引力的作用下，薄膜水保持在岩石顆粒上所能达到的最大水量称为最大分子水容度。当顆粒直徑愈小时，这一数值就愈大（表 2）。

4. 毛細管水，这种水是填充在吸着水和薄膜水之上的毛細管間隙

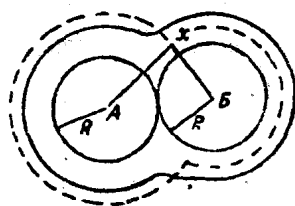


圖 1. 薄膜水移动示意图
(按 A. Φ. 列別捷夫)

R —顆粒的半徑； A , B —顆粒； X —顆粒連水膜的半徑

表 2

岩石名称		顆粒直徑 (以公厘計)	最大分子水容度 (以干燥岩石重量的%表示)
粗	砂	1—0.5	1.75
中	砂	0.5—0.25	1.00
細	砂	0.25—0.1	2.73
粉	砂	0.1—0.05	4.75
淤	泥	0.05—0.005	10.18
粘	土	<0.005	44.85

中。它在岩石中的两种力——表面張力和重力的作用下，从湿度大的地方向湿度小的地方运动。根据它的物理性質，毛細管水接近于普通的自由水，当温度稍低于 0°C 时便冻结，并傳遞靜水压力。包含在所有毛細管空隙中的最大水量称为毛細管水容度。

5. 自由水或重力水，这种水填充在岩石大的空隙和裂隙中，它具有普通滴狀液态水的性質，只是在重力作用下才能移动（所以称它为重力水），并傳遞靜水压力， 0°C 时便冻结（如果它是淡水）。当所有的孔隙完全为水所饱和时与岩石的饱和水容度相符合。

按照 A. Ф. 列別捷夫，水的某些类型（状态）可繪成圖 2。

吸着水和薄膜水称为物理的結合水，而毛細管水和重力水則称为自由水。

岩石水理性質的研究指出，不是所有和最大分子水容度数值相符的水，都像 A. Ф. 列別捷夫所說的那样，同样牢固地与岩石顆粒相結合的。例如 С. И. 多尔戈夫从大量的試驗得出这样的結論，最大分子水容度是各不相同的，而依赖于測定的方法。并查明了最大分子水容度（或者用 MMB 來表示）决定于压力和加压的时间。可見 MMB 乃是一个有条件的数值。由于这些緣故，С. И. 多尔戈夫提出了他自己的水的分类，而和 A. Ф. 列別捷夫的分类有某些区别。

С. И. 多尔戈夫把水分为三种形式：

I. 吸着水（或者結合水，水化水，薄膜水）。这种水是由于水分子与岩石顆粒表面以及吸着离子的直接相互作用所產生的力的影响下，而在岩石中运动和

保持着的。

C. И. 多尔戈夫划出两种吸着水或结合水：

(1) 强结合水。这种水以达1万个大气压的压力保持在岩石颗粒的表面上。

(2) 弱结合水。它位于强结合水之上。弱结合水的表层受着1个大气压左右的压力。

Ⅱ. 自由水（或为液态水，毛细管重力水）。它在岩石中是在重力或毛细管（弯液力）的作用下而运动和保持着的，至于那一种力占主要，则要依水在孔隙中填充的程度而定。

C. И. 多尔戈夫将自由水分为下列几种状态：

(1) 毛细隔开状态（结合的）。当自由水很少，而且只是在最细微的毛细管中，集成成很小的凹形弯液面状的单独水滴时，这种状态才出现；

(2) 毛细流动状态（串珠状的）。当水量有些增加时，譬如单独的水滴发生相互结合时，这种状态才呈现；

(3) 毛细易流动状态。当毛细管孔隙完全充满水时才呈现这种状态，并在毛细水流中不会变薄；

(4) 下渗状态。这种状态当自由重力水份受着主要是重力影响而处在不断下降运动时才呈现；

(5) 潜水流状态。这种状态只是在自由的重力水沿着垫在不透水基底之上的含水层的坡度以水流的形式移动时才呈现。

Ⅲ. 汽态水。这是水蒸汽，它在没有液态水填充的岩石孔隙中运动，并且运动是扩散的或者是随气流而发生的。

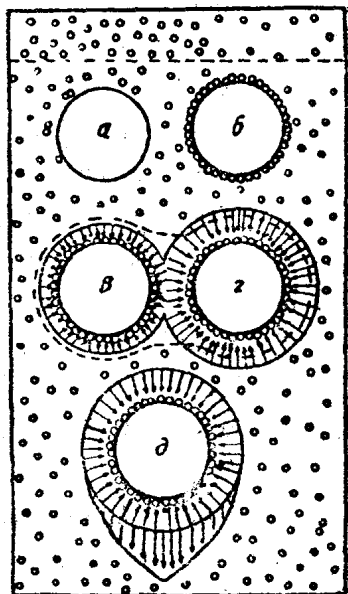


圖 2. 岩石中各种水的状态示意图（按 A. Ф. 列别捷夫）

1—土粒；2—气态水分子；a—附有不完全吸着水的颗粒；b—附有最大吸着水的颗粒；c 和 d—附有薄膜水的颗粒（水从包围水膜较大的颗粒，移至水膜较小的颗粒 e）；e—附有自由水的土壤颗粒

由于岩石内有孔隙存在，岩石便具有容纳水的可能性，这也就决

定着岩石的水理性質；这些水理性質中重要的有：水容度，給水度，透水性，毛細管上升。

岩石在其本身的空隙中包含和保持水的能力称为水容度。水容度的数值决定于孔隙度的数值。在單位体積的岩石內，空隙的总体積愈大，岩石所能容納的水也愈多。按照岩石的水容度可以分为：容水性強的岩石（泥炭、粘土、砂質粘土），容水性弱的岩石（砂土、疏松的砂岩等）和不容水的岩石（火成岩及塊狀沉積岩）。

水容度可以分为①：（1）饱和水容度。当为饱和水容度时，所有空隙都被水所填满，可見，饱和水容度与孔隙度或岩石的空隙性是相符合的；（2）相对水容度或毛細管水容度。这一数值决定于毛細管空隙的体積；（3）最大分子水容度；（4）最大吸着水量。

在重力作用下，从饱和水的岩石中以自由水方式流出水來的能力称为給水度。根据岩石完全水容度和最大分子水容度数值之差，可以求出給水度的数值②。通常用“相对給水度”來表示給水度的数值，这一数值相当于从1立方公尺岩石中所流出來的水量，以升計。岩石的空隙愈大，其給水度也愈大，因为它是随岩石中重力水量的增加而增加的。在水文地質学中，完全水容度和給水度具有很大的意义，因为它决定着岩石的透水性。

①以下，我們只叙述最大分子水容度的測定方法和相当于岩石完全水容度的孔隙度的計算，这个数值能表示出岩石給水度的特征。

②这种确定給水度的方法并不完全准确，因为水从岩石中倒流出來的时候，完全流出的只是重力水，毛細管水并不完全流出來，它的某一部分（除薄膜水外）仍为岩石所保持。水的这一部分，A. A. 罗捷建斯基称为懸着水份，也就是这种水能長期地保持在岩石中，它在岩層中的移动很不明顯。可以保持在岩石中的最大懸着水量称为最小水容度（H.B.）。按照說明，給水度的数值應該作为岩石最大水容度和最小水容度之差來确定。但是，由于目前尚沒有很好研究出測定最小水容度的方法，所以在以后的叙述中，我們仍然按照A. Ф. 列別捷夫計算給水度的方法，并采用我們已經研究出來的測定最大分子水容度的方法（高柱法和湿体法）。

岩石透过水的能力称为透水性。岩石的空隙愈大，其透水性也愈大。按照透水性不同，我們可以把岩石分为三組：

(1) 不透水的岩石——其中可以包括容水性強的和弱的岩石，然而这一組岩石的特点是給水度实际上为零。属于这一組的岩石包括：容水性弱的有粘土，而不容水的岩石中有坚硬无裂隙的岩石；

(2) 半透水的岩石——給水度小而容水性強的岩石或容水性弱的岩石。属于这一組的包括粘土質砂，黃土，泥炭以及具有裂隙但寬度不大的致密岩石；

(3) 透水的岩石——所有非膠結的碎屑沉積岩：漂礫，礫石，砂以及裂隙發达并具有很大給水度的岩石。

上述岩石的各种不同的給水度，均决定于岩石中空隙的数量和形狀。不透水或沒有空隙的岩石也就不含水，或者，当孔隙度很大而孔隙的体積很小时，則在这些岩石中也只能存在着物理的結合水和局部的毛細管水。这些水的形式是以很大的力保持在岩石中而不可能自由地从其中流出。

半透水的岩石，按其本身孔隙的数量是介乎不透水与透水岩石之間的；在这类岩石中有为数不多的非毛細管孔隙，并可能含有少量的自由水。

透水岩石具有很大的孔隙度；它的空隙巨大并且在其中包含着自由水，这些自由水在重力的影响下很容易移动，这类岩石在其空隙中保持着大量的自由水，其特征是給水度很大。

由于毛細管力的作用，而使重力水表面上升的岩石的性能称为水升性能或毛細管上升。

以上曾經指出过疏松沉積岩具有很大的意义，是因为它可以作为地下水良好儲藏所的緣故。这些岩石的水理性質主要决定于顆粒的数量和形狀。表示疏松碎屑岩石在組成这类岩石顆粒大小方面的特征的称之为顆粒級配。按照顆粒級配，我們可以了解到不同大小的顆粒成分在岩石中所占的百分数（更确切地說就是粒組的百分数）。顆粒級配的确定，可以用求組成岩石各个粒組所占的重量的分析方法^①。

岩石中地下水运动的基本規律

填充在岩石空隙中的地下水是不停地在运动中的。根据水在某一种空隙，大的或者小的空隙中流动，控制其移动的規律是不相同的。当水在大空隙中移动的情况下，它的运动大多数好像在明渠中一样，具有渦流（紊流）的性質，并符合于舍集-克拉斯諾波里斯基定律。如果运动是發生在小的空隙——孔隙中，水流就成为平行的流束（層流），并服从于达西定律。当建造各种建筑物的时候，以及在許多为供水的情况下，絕大多数是研究空隙和孔隙很小的疏松沉積層內的地下水。所以达西定律在水文地質学中的实际应用很广。

这一定律是在十九世紀中叶由法國水利工程师达西通过試驗的方法得出來的，并且作了这样的叙述：在單位時間內，透过岩石的滲透水量与滲透層橫斷面積及水头落差的数值成正比例，而与滲透層的長度成反比例。

$$Q = KF \frac{H}{l},$$

式中 Q ——單位時間內的滲透水量，也就是水的流量； K ——滲透係數； F ——滲透層的橫斷面積； H ——水头落差的数值； l ——滲透層的長度。

达西公式中所包含的各个数值，除了 K 值之外，其余都是可以随時間改变的变数， K 称为滲透係數，对于某一种岩石來說它是一个常数，它决定于岩石和透过岩石的液体的性質，并表示岩石透水性的特

①在列宁格勒大学，学生在学习土質学課程时已熟悉了顆粒分析的原理。而在水文地質教学大綱中并没有包括顆粒級配的測定法，所以在本書中也就沒有加以叙述。但是由于進行某些水文地質測定时經常应用这种分析資料，所以学生就必须注意熟悉对水文地質性質有意义的研究岩石的顆粒級配資料的整理方法。为此，不僅是顆粒級配，而顆粒有效直徑或实际直徑的数值，均勻程度及其他許多常数等都具有重要的意义。