

56.581083
02237

01422

水文地质工程地质选辑



水文地质译文选

581083

地质出版社

水文地质译文选

水文地质工程地质选辑第八辑

地质出版社

水文地质译文选

水文地质工程地质选辑第八辑

水文地质工程地质研究所选编

(限国内发行)

•

国家地质总局书刊编辑室编辑

地质出版社出版

地质印刷厂印刷

•

新华书店北京发行所发行·各地新华书店经售

•

1977年3月北京第一版·1977年3月北京第一次印刷

印数1—5,200册·定价0.35元

统一书号:15038·新191

毛主席语录

中国人民有志气，有能力，一定要在不远的将来，赶上和超过世界先进水平。

自力更生为主，争取外援为辅，破除迷信，独立自主地干工业、干农业，干技术革命和文化革命，打倒奴隶思想，埋葬教条主义，认真学习外国的好经验，也一定研究外国的坏经验——引以为戒，这就是我们的路线。

打破洋框框，走自己工业发展道路。

目 录

区域地下水运动的特性和表现形式·····	1
为地下水流数学模型使用的水文地质参数的区域化·····	12
用数字模型估算温尼伯市区碳酸盐岩上部含水层的产量·····	30
巴西东北部为生活用水在变质岩地区进行地下水勘探的问题 ·····	41
南斯拉夫波波伏灰岩盆地岩溶地下水流的勘探方法·····	49
裂隙岩石水文地质特性的确定·····	60
延伸到海底的承压含水层中的潮汐波动·····	72
评价古生代高地地下水循环的概念模型·····	81
水资源最优开采方案中的水文地质参数·····	93

区域地下水运动的特性和表现形式

[加拿大] J·托思

摘 要

文中为排泄流域推算的地下水水流型式是有用的。对这些型的分析表明,区域地下水运动的如下特性和表现形式是存在的:(一)流入区、横流区和流出区;(二)在三个不同类型的地区内,当水井深度增加时,水位下降、稳定或上升;(三)流出区自流井的条件,没有必然存在的封闭层;(四)潜水带从分水岭向谷底逐渐变薄;(五)大气圈和饱和带之间水的转换速率的变化,从分水岭处最大的需入量到谷底最大的流出量;(六)补给区短而浅的系统中地下水矿化度较低,排水区长而深的系统中地下水浓度较高;(七)水流系统边界两侧水的类型差别很大;(八)滞水带中溶解物质、悬浮物质、乳浊物质和胶体物质的聚积;(九)与流入区相对的流出区中的湿度条件,因植物的不同,泉、渗流、土壤侵蚀和盐渍化的分布和强度而反映出来;(十)复合盆地中的几个地下水流出和流入区;(十一)近地表处水流方向的倒转;(十二)反映深部渗透性差别的异常地下水位;(十三)直接流入河流的微不足道的地下水水流。

水位、水平衡研究、出水量的计算、地下水的化学成分,碳氢化合物的分布范围和天然出露的野外现象证实了上述推断。

引 言

区域地下水水流是:以人类时间标准可觉察的速度和在与通常地形相称的距离内,天然势差引起的地表以下的水的运动。水流的几何形态和强度要视由地形、地质和气候所形成的水文地质

环境而定。反过来，地下水的运动又产生、保持和影响了一系列地表的和地下的自然条件，包括水流位势的分布、温度、溶解的矿物质、土壤湿度、植物类型和岩石物质的稳定性，等等。

综合考虑（一）数学边界值问题之解，（二）地下水位、温度和水质的野外数值，（三）自然出现的野外现象等，能进一步了解区域地下水流和环境之间相互作用的原则。应用作出的综合图可以预测在特定条件下地下水动态和水文地质环境对重叠的自然和人工应力的反应。了解这些反应有助于解决水文预算、排水和灌溉、矿山排水、土壤改良、造林、土壤力学、废物处理和污染、碳氢化合物和矿产的勘探以及其他等问题。

本文根据数学模型提出了区域地下水流系统的基本规律。结合使用理论和实地观测对所选择的野外课题进行了研究。

水流模型和推理

众所周知的达西定律

$$\vec{q} = -\partial \text{grad} \phi \quad (1)$$

是水文地质学的基础。该公式把驱动力场 $\text{grad} \phi$ 和水运动场 $\vec{q}$ 联系起来，成为一种因果关系。这种关系的性质受岩石构造和液体特性的控制。这些特性综合在水力传导率的因数 σ 之中。如果水流区的几何形态和流体特性是已知的，那么，平均水流位势的分布（ $\phi = gh$ ）一般可以通过下列公式计算：

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x} \left[K(x, y, z) \frac{\partial h}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(x, y, z) \frac{\partial h}{\partial y} \right] + \\ + \frac{\partial}{\partial z} \left[K(x, y, z) \frac{\partial h}{\partial z} \right] = 0 \end{aligned} \quad (2a)$$

在均质、各向同性的环境中可以通过下面的方程式计算：

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = 0 \quad (2b)$$

其中 h 为水头 (Freeze and Witherspoon, 1966)。

方程式 (2a) 和 (2b) 的分析解和数字解 (Tóth, 1962, 1963; Freeze and Witherspoon, 1966, 1967; Shahbazi and Todd, 1967) 产生许多理论水流型式, 包括图1, 图2所示的型式。以这些图式为基础, 在地形上为简单和复合的、地质上为均质和非均质的流域盆地中, 可以鉴别出下列区域地下水水流的主要特性:

(一) 简单盆地中, $\frac{\partial h}{\partial z}$ 的数值在分水岭、斜坡中部和谷底分别为正数、零和负数。

(二) 在盆地的上述三个不同地区, 形成的水流方向分别为下降、横向流动、上升。

(三) 地下水面与任意的地下水位的测势面在中线区相交。

(四) 复合盆地中 (图1) 可能出现三种类型的水流系统: 局部的、中间的和区域的。它们的补给区和排泄区位于邻近的丘陵和洼地 (被一个或多个局部系统所分割), 或分别位于主分水岭和大河谷底。

(五) 水流型式交叉点附近, 即在二个或二个以上水流系统汇集的地方, 水的运动缓慢 (图1)。

(六) 整个流域盆地下面的强渗透层使垂直水流增加和局部系统的强度和范围减小, 使深部系统强度增高和中部排水区加大 (图2A)。

(七) 强渗透的透镜体, 与岩石为均质者相比, 其上流一端的水流位势较低, 其下流一端的水流位势较高 (图2B和C)。

(八) 强渗透的透镜体能使与均质岩石骨架有关的补给区和排水区的水力性质完全改变 (图2B)。

根据概括出的区域水流分布特性, 可以预先估定地下水动态的下列性状和表现形式。

(一) 流域盆地的地表可以包含三种水力类型不同的地区: 补给区、径流区和排泄区。这些地区分别与地下水流的下降区、横流区、上升区相一致。

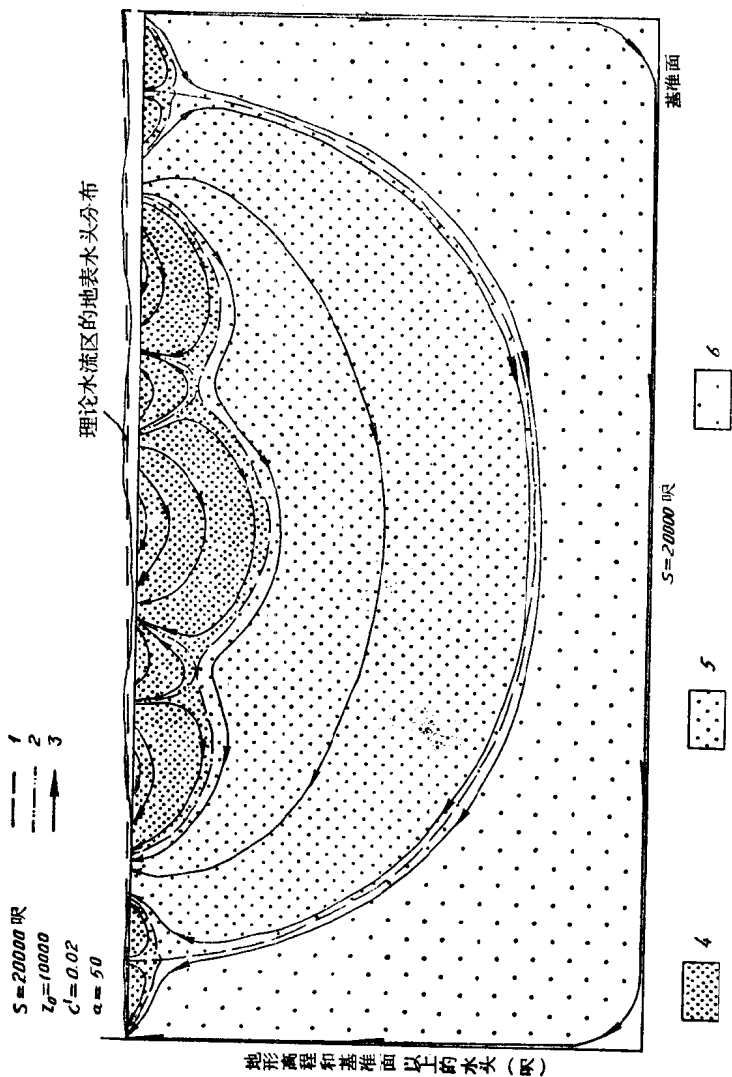


图 1 具有复合地形以及均质和各向同性水力传导率的流域盆地中二度空间的理论水流型式
(Tóth, 1963, p. 4807, 图 3)

1—不同等级水流系统之间的边界, 2—相同等级水流系统之间的边界, 3—压力线, 4—局部地下水水流系统范围, 5—中间地下水水流系统范围, 6—区域地下水水流系统范围

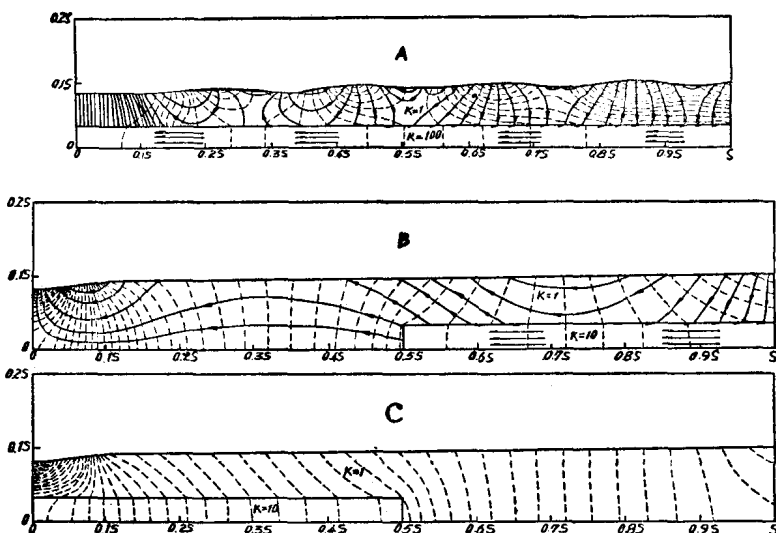


图 2 流经非均质介质的区域地下水流

A—底部强渗透的连续层； B—区域性补给区下的强渗透的部分地层； C—区域性排水区下的强渗透的部分地层（仿照Freeze和Witherspoon, 1967, 628页图3A, 629页图4A和B）

(二) 补给区、径流区、排泄区的井深增加时，井中的地下水位分别下降、保持不变、上升。

(三) 自流井的条件不一定必须具备含有被围闭的含水层的成层岩石结构。

(四) 由于地下水面的长期平均位置是不变的，因此水位上升的大部分地区是前一个季节性排水时期下降最深的地区。因而，地下水带在谷翼的上半部比分界线到底底之间更宽。在土冻期，这种现象最明显。

(五) 每年区域水交换速率，饱和带和大气圈之间为负数（流入），分水岭处较高，趋向中线时，逐渐下降到零（横向流动）。中线和谷底之间为正数（流出）。

(六) 众所周知，随着水在地表下停留的时间越长，沿水流线的方向，水中的溶解矿物质含量就越高。因此，在短距离和活

动系统中的补给区浅层，地下水中溶解的矿物质含量较低。相反，在排泄区和大范围的缓流系统中，地下水越深其含盐度越高。

(七) 流入系统中的水流，其分布能够在短距离内在横向和纵向上使地下水矿化的量和类型发生明显的变化。由于水流（来自不同补给区，或经过不同长度的流程，或兼有两种原因）可能齐头并进，结果穿越水流系统的边界可以看到明显的差异。

(八) 由于水流搬运能力的下降，在水流型式的节点上可产生溶解物、悬浮物、乳状物和胶状物的堆积。能被地下水搬运的物质包括：无机的离子、化合物和矿物；污染物质，如洗净剂、肥料、工业和生活废物、天然碳氢化合物；等等。

(九) 由于区域地下水运动的常见方向上的差别，流入和流出区可得到的含水量是根本不同的。与作为参考基础的中线区相比较，流入区的地表水分不足。然而，在排泄区，地下水增补了当地的降雨量，使水分的含量超过了该流域盆地的参考值。含水量补足的差别可以使植物、泉的分布、渗流、侵蚀特征、土壤类型、盐的地表积聚、干和湿的洼地等等产生明显的对比。

(十) 在复合流域盆地中可以出现几个呈交替次序或作为孤立区的地下水流入区和流出区。在区域补给区中，由于有局部系统的上升翼，可能产生排水岛，而在区域排泄区中，局部水流向下的地方则出现相对干旱的状态。

(十一) 岩石结构的非均质性也可引起水力特征的局部倒转。

(十二) 在水井中测得的流体高程分布的明显异常是由于岩体被透水性完全不同的岩石所包围而引起的。

(十三) 由于在简单的、均质和各向同性的流域中，相邻水流线以近似平行的状态存在，河流谷底线不一定是地下水集中排泄的场所。在这种情况下，地下水直接对河流的补充量很少或没有。

观测实例

(一) 水力连续性和区域水流的几何形状

如果流体位势的变化能够在所考虑的区域从任何一点传递到任何其它一点,那么,岩石结构就具有区域水流连续性。在这样的环境中,地下水在上述区域性不承压水流系统中运动。无数野外研究表明了区域水力连续性的普遍存在和以此为根据计算的水流型式的确实性 (Geraghty, 1960; Urbancsek, 1963; Pluhowski and Kantrowitz, 1964; Szebényi, 1965; Kolesov, 1965; Astié et al., 1967; Meyboom et al., 1966; 等等)。图 3 引证的观测分析可以证实下列假定的区域水流特点:水在通常被认为是隔水层的弱透水层中运动;水以三个主要的运动方向(下降、横向、上升)流入各个系统中,分别在流域地表上与流入区、中线区、流出区相符合;地下水面和任意的测势面在中线附近相交;在水流系统分支和汇合的地方滞水带发育。科雷索夫 (Kolesov, 1965) 在描述了苏联水文地质学家所观察到的这些现象中的几种之后,明确指出:“如果把不同地层的承压水看做是一个有水力联系的复合整体……”,这些现象就可以很容易地得到解释。

看来,有足够的经验数据可以分别作为校正基本假设和有关区域地下水流最重要的理论推断(区域水力连续性,水流的区域分布型式)的依据。

(二) 区域性的水交换速率

理论推测的区域性水交换速率被证明确实是存在的,其中彼法尼 (Befani, 1961) 说:“分水岭附近入渗速度最大,与谷底距离呈函数关系,……”;莱兹福尔维 (Leczfalvy, 1963) 从他的泉水研究方面也说明了这一点。

(三) 水流型式分析对矿山排水的应用

在印度奈维利一个有远景的褐煤矿床进行排水可能性的研究

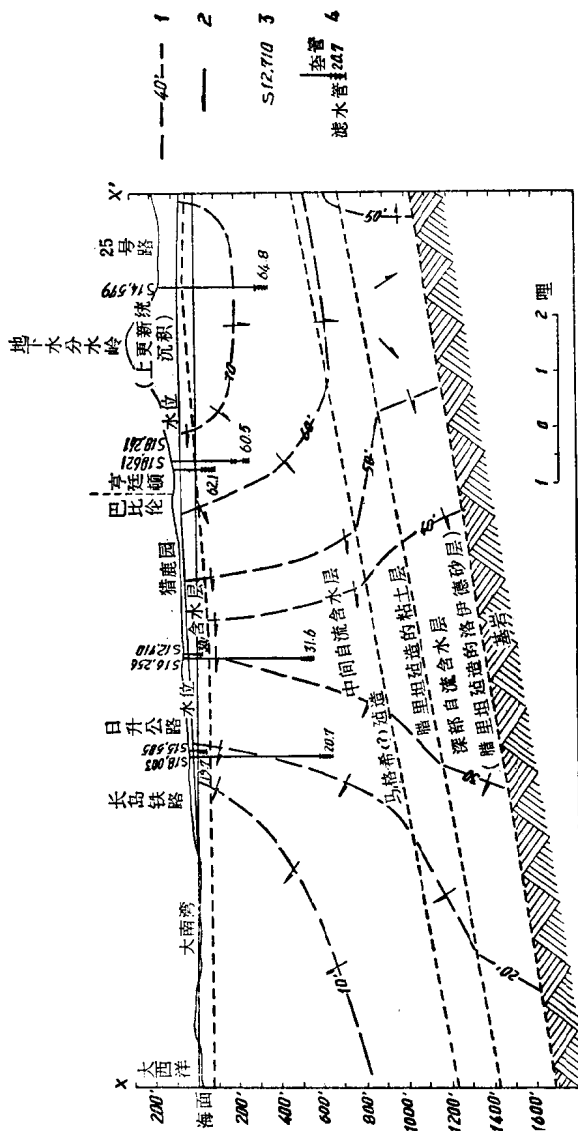


图 3 巴比伦-伊斯兰普地区下伏的地下水库中实测的近似水力剖面 (Plukowsky and Kantrowitz, 1964年, 图13, 41页)
1—等势面, 2—基本在剖面上的地下水流向, 3—井号, 4—水位 (平均海平面以上, 呎), 所有的井垂直投影至剖面上

期间所取得的出版资料 (Jones and Subramanyan, 1961) 使本文作者能以描绘出该地区的地下水流分布 (图4)。能分辨出在区域范围内不承压的简单盆地的水流系统的所有特征。推断的结论是, 计算矿山排水所要求保持的抽水速度必须以给水度的数值为依据, 即以 10^{-2} — 10^{-1} 数级计算, 而不是以 10^{-4} — 10^{-3} 数级的承压的储水系数为依据。正如1970年当地权威人士所证实的 (个人通讯), 使用抽水试验中取得的后者数字造成了对所要求的排水速度的低估。

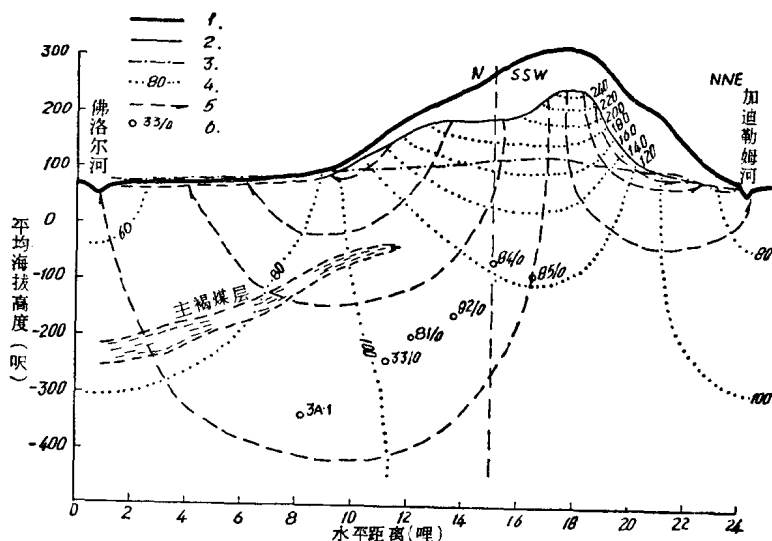


图 4 奈维利褐煤田的水力横剖面 (根据 Jones, Subramanyan 的资料, 1961)

1—地面; 2—“潜水面” (投影处用虚线); 3—测压水面;
4—等水头线; 5—流线; 6—井底位置及井号

(四) 地下水化学组分的分布

文中报导的并将化学组分与地下水运动相联系的突出实例之一一是巴克的水流示意图 (图5, Back, 1960)。这幅水流分配图是在应用其它研究工作者所建立的化学和地下水运动的关系 (Chebotarev, 1955; Schoeller, 1962), 在3000多次水分析的基

础上作成的。该水流型式,后来经水头测量所证实 (Back, 1966, 40页), 包括了复合盆地中区域地下水流最重要的、理论推断的特征;加在区域系统上的局部系统,补给-排泄区,中线,滞水带,等等。

正如在野外测量和电模拟模型的基础上重新复制的那样,区域地下水运动的分布充分地解释了阿尔伯塔的三山丘附近在地下水中观察到的溶解矿物质类型和浓度的主要和急剧差别 (Tóth, 1968)。按模型所测定的,不同类型地下水之间的边界,与强烈的局部系统的排泄区和缓慢的区域系统的排泄区之间的边界非常一致。

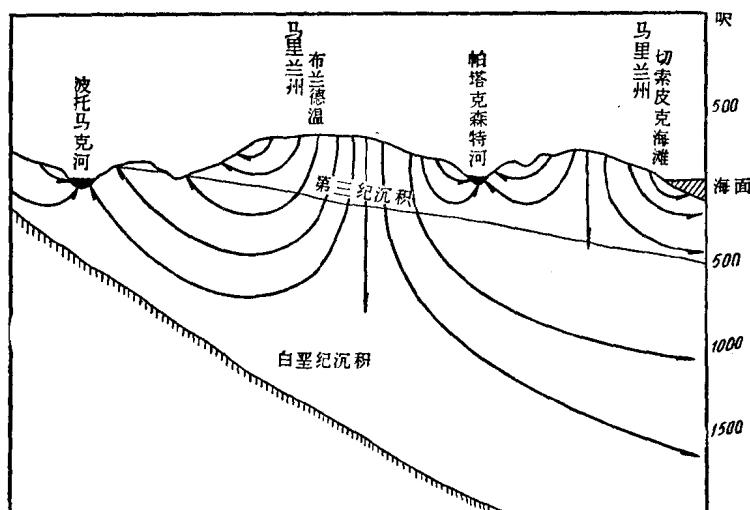


图 5 根据水化学观测推断的滨海平原水流型式示意图
(Back, 1960, 94页, 图5)

(五) 流体位势的异常分布

对阿尔伯塔的奥尔兹几眼井中测得的水位所作的解释 (Tóth, 1966a) 是,反映了一个区域范围内不承压水流场(局部受透水性较强的狭长的岩石带影响)的流体位势分布。在以后的抽水试验过程中观测到的下降漏斗形式明确地证实了预测存

在的一个强透水的岩石带。此外，也证实了如果没有这个岩石带，局部排泄区就会成为一个区域补给区——这种情况与图2B中的理论例子很相似。

（六）地下水对溶解物质和胶状物质的搬运

按照理论的推断：被搬运的物质可能在区域水流系统的滞水区堆积，发现碳氢化合物分布区的位置和模拟水流型式的节点区之间是相互关联的（Tóth, 1970）。

（七）地下水产生的野外现象

自流井、泉、渗流以及测到的水头分布表明，下列野外特征可能反映地下水的排泄：阿尔伯塔的维格利维尔地区碱土的发育；印度的苏尔坦普尔淡水砂丘之间，盐的季节性强烈堆积（Sett, 1958年；Williams, 1970）；植物的变化；上升水流区内非固结物质液化造成的皂孔（Soap holes）、流砂和砂涌现象；不同形式的侵蚀和泥土运动，例如耕地的冲蚀；冰冻冈陵和冰原，如阿尔伯塔的维格利维尔的季节性冰冻隆起所显示的那样；以及对工程建筑物的破坏，例如公路路面的破坏（Williams, 1968）。这些例子说明在上升的地下水运动地区内存在着相对过量的水分补给及其各种表现形式，从而证实了流域盆地的不同水力区其物理状态显著不同的理论推断。同样，也可以应用这些特征复制地下水动态（Tóth, 1966；Clissold, 1967；Lissey, 1968；Leskiw, 1971）。

结 束 语

对区域地下水运动的一般特性进行理论评价并根据其自然表现形式进行预测是可能的。本文介绍了这样识别并在野外得到证实的各种不同特性和表现形式。这方面的知识了解有助于在地质、工程、植物、水文、生态、农业和土壤的一般领域内解决一些理论和实际问题。

中国地质科学院情报所译

为地下水流数学模型使 用的水文地质参数的区域化

〔美〕R·艾伦·弗里泽

摘 要

应用测定地下水流数学模型最薄弱的环节在于缺乏可利用的资料以及缺乏可靠的方法从现有资料中抽出有代表性的参数。对稳定状态的饱和-非饱和水流系统所必需的水文地质参数是压力-水头变化函数 $K(\psi)$ 和 $\theta(\psi)$, K 是水力传导率, θ 是湿度。有效地把这些复杂函数简化为用两个参数 K_0 和 λ 表示是可能的, K_0 是饱和系统的水力传导率, λ 是可以根据 $\theta(\psi)$ 曲线确定的参数。数学模拟的输入值 K_0 和 λ 是从各种测量值中统计分析得到的最佳值。有时可能从本文的相关方法估算获得 K_0 。 K_0 数据通常构成对数正态频率分布。根据这些资料能够计算出给定地层 K_0 几何平均值的或两个邻近地层几何平均比的概率分布。这样就允许以统计概率函数的形式表示定量结果,而不是不知道可靠性程度的单值解。在统计研究方法表示的数值范围内对特殊情况进行反复模拟,构成了能够鉴定临界参数以及特殊参数临界范围的灵敏度分析。

引 言

在过去十年中测定地下水流的数学模型已普遍使用。这些模型是水文工作者的有力武器,但其弱点也是人所共知的。为了获得独特而准确的水文地质预测,就需要无限量的很小比例尺的理想资料,而通常可利用的是描述性的区域地质图和剖面,以及少量的分布不匀的不能直接使用的定量资料。