

地下水资源评价 及数值模拟

中国地质大学（武汉）环境地质研究所

陈崇希

电话：010-8232 2725

(一) 地下水资源评价的理论基础

—地下水动力学(广义)的研究内容

提纲:

- 1.1 流体:
- 1.2 含水介质:
- 1.3 研究方法:
- 1.4 当前课程设置——主要考虑流体类型
和研究方法的组合

1.1 流体

1.1.1 均匀流体 (物理性质: 密度, 粘滞系数)

1.1.2 不均匀流体;

(1) 可溶混流体 (淡水与海水)

(2) 不可溶混流体 (水与油或气)

1.2 含水介质

1.2.1 孔隙介质

1.2.2 裂隙介质、裂隙-孔隙双重空隙介质

1.2.3 岩溶管道、岩溶管道-裂隙-孔隙三重空隙介质

1.3 研究方法

1.3.1 解析法

1.3.2 物理模拟

1.3.3 数值模拟(数值仿真)

1.4 当前课程设置

- 1.4.1 地下水动力学(狭义) ——均匀流体解析法+ 物理模拟
- 1.4.2 地下水流动数值方法 ——均匀流体数值方法
- 1.4.3 地下水溶质运移理论及水质模型 ——可溶混流体解析法、
数值方法
- 1.4.4 地下水非饱和动力学 ——不溶混流体解析法、数值方法以
及包气带溶质运移问题
- 1.4.5 地下水优化管理 ——地下水动态预测+最优化方法

(二) 有关地下水定量的其它若干方法

2.1 统计方法

2.2 系统方法(黑箱方法)

2.3 灰色系统方法

2.4 模糊数学方法

2.5 神经网络方法

上述诸法一般不宜作为定量评价地下水资源的**主导**方法，可作为**辅助**方法，如边界处理等。

(三) 地下水资源-环境系统定量评价中的应用

地下水资源评价的关键是抓什么？

[地下水开采(水利工程运转)-地质环境演变]

流场(动态) ——等水头线。

解决：三水转化及地质环境的演变（生态环境退化、地面沉降、海水入侵、污染地下水的迁移、及岩溶塌陷 等等）。

什么方法能获得流场？

提纲:

3.1 “统计类”的方法

3.2 水文地质水均衡法

3.3 解析法

3.4 数值模拟法

3.1 “统计类”的方法 (仅就地下水资源-环境而言)

3.1.1 统计方法

3.1.2 系统方法(黑箱法)

3.1.3 灰色系统方法

3.1.4 模糊数学方法

3.1.5 神经网络

共同的缺点:

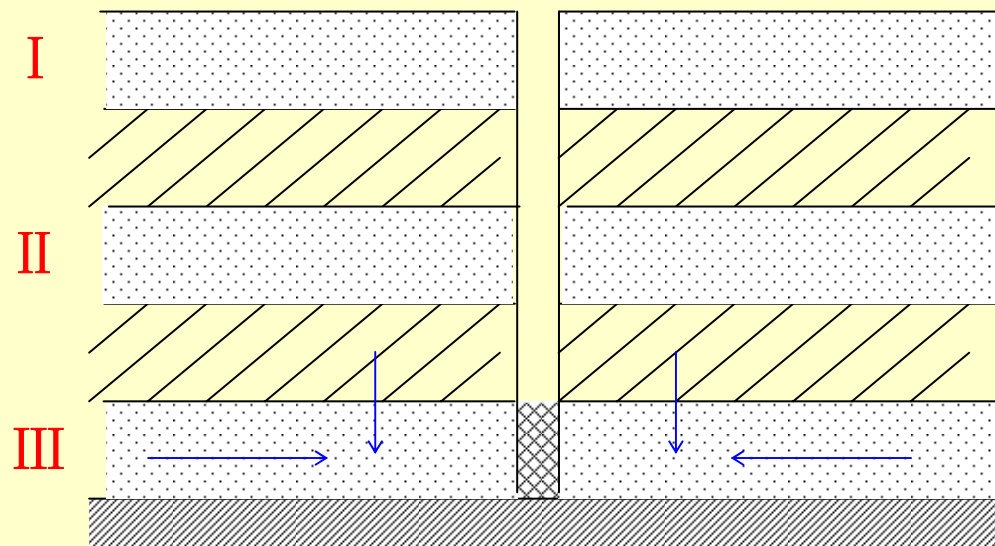
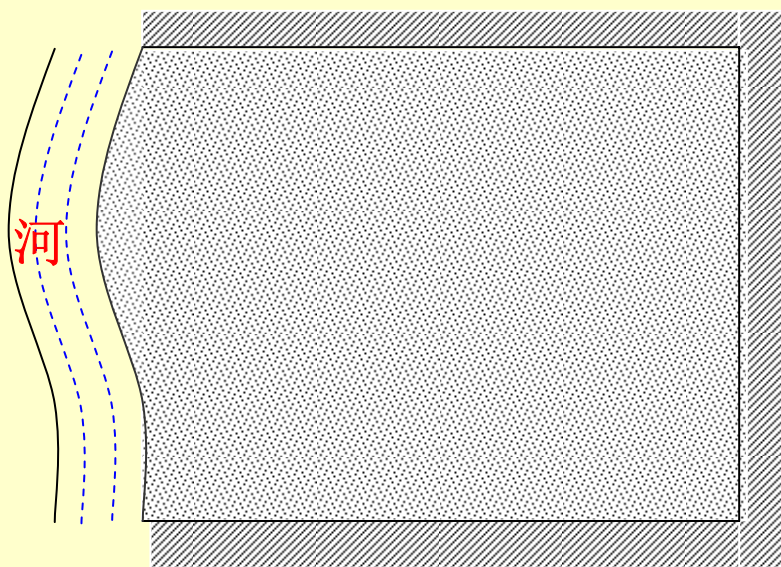
①不讲机理(模型识别时,其参数不受约束);

②不能给出流场。

优点: 资料要求相对较少

3.2 水文地质水均衡法

3.2.1 原理：
$$Q_{\text{补}} - Q_{\text{泄}} = \mu \cdot \frac{H_2 - H_1}{\Delta t} \cdot F$$



3.2.2 可用来确定历史上某个未知量(当其它量已知时)；

但一般不能用来预测地下水开采动态——允许开采量

3.3 解析法

3.3.1 优点：

- ① 建立在一定机理之上；
- ② 能给出流场和开采井中的水位；

3.3.2 缺点：

应用条件苛刻，许多问题尚无解析解。

3.3.3 解析法是非常重要的方法。

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国 地下水资源评价理论上的失误▲

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价

理论上的失误（1）

Dupuit 模型是地下水稳定井流**最基本**的模型（1863年由法国学者 J. Dupuit 提出），其它稳定井流模型以该模型为基础派生而成；它也是**地下水资源评价的理论基础**。平原和盆地地区普遍采用的“**平均布井法**”——井距等于 2 倍影响半径——**计算地下水的可采资源量**（允许开采量、可持续开采量），就是对 Dupuit 模型的直接应用。因此，Dupuit 模型在水文地质学中具有极其重要的地位。

然而，20 世纪 50 年代它由**前苏联**以“**影响半径模型**”传入我国。这个 Dupuit “影响半径模型”作为**地下水最主要的模型**在我国沿用了数十年。

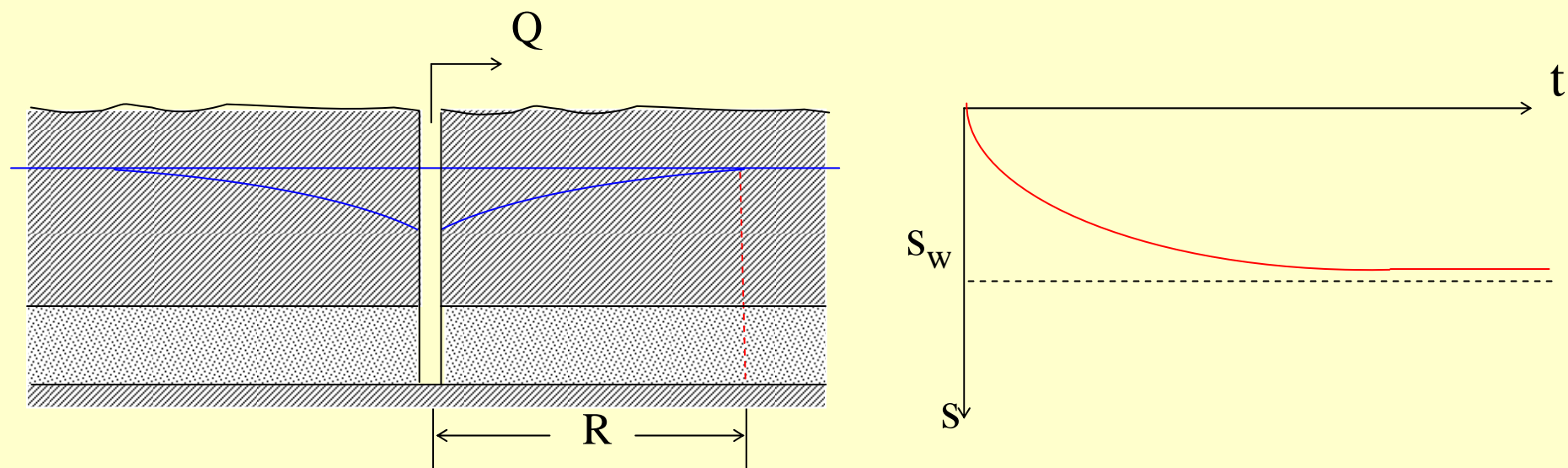
后来了解到，当时**欧美**也将 Dupuit 模型刻画为“影响半径模型”。直至 1972 年，国际顶级学者 **J. Bear** 著的《**多孔介质流体动力学**》也还如此提法。

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价

理论上的失误（2）

(2) 1954年我国《地下水动力学》（苏·卡明斯基著）教材，

裘布依稳定井流模型是“影响半径模型”



3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——

我国地下水资源评价理论上的失误 (3)

(3) 1961年去广东凡口矿实习出现一件怪事:

按裘氏公式:

$$Q_D = \pi K(2H-s) s / \ln(R/r_w) \quad R=6000 \text{ m}$$

按福氏公式:

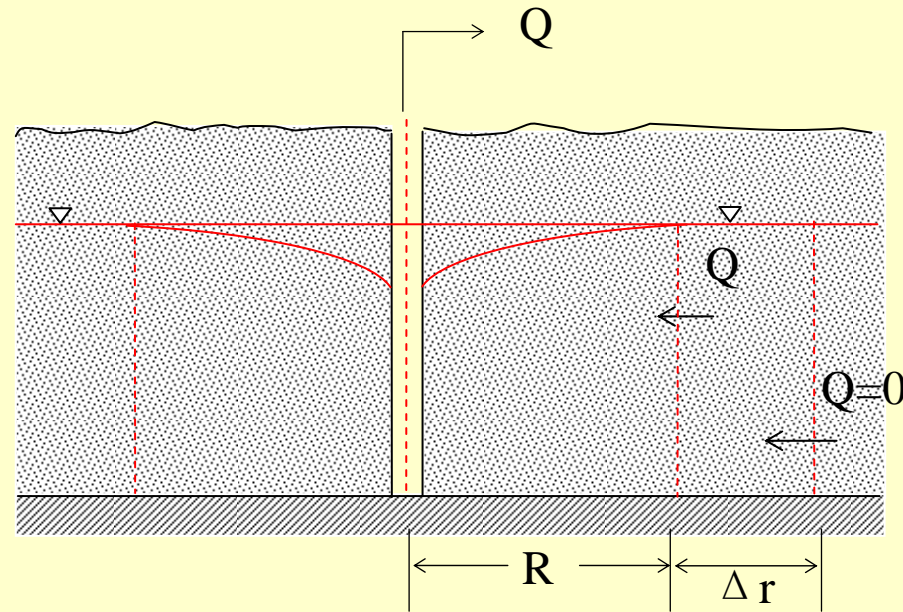
$$Q_F = \pi K(2H-s) s / \ln(2\lambda/r_w) \quad \lambda=4000 \text{ m}$$

矛盾: 考虑河流补给的福氏公式计算的流量反而
小于 不考虑河流补给的裘氏公式 !!!

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——

我国地下水资源评价理论上的失误（4）

(4) 教材中裘布依稳定井流模型的错误 “影响半径模型”



3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价

理论上的失误 (5)

(5) 地下水流中的抽水井流能否稳定？

裘布依稳定井流方程可否用于地下水流中的抽水井？

不少论文认为：“抽水初期以消耗储存量为主，逐渐增加侧向补给量，直至抽水量全部来自侧向补给量就稳定了。”(?)

3.3.4 历史上对**裘布依稳定井流模型**的**误解**——

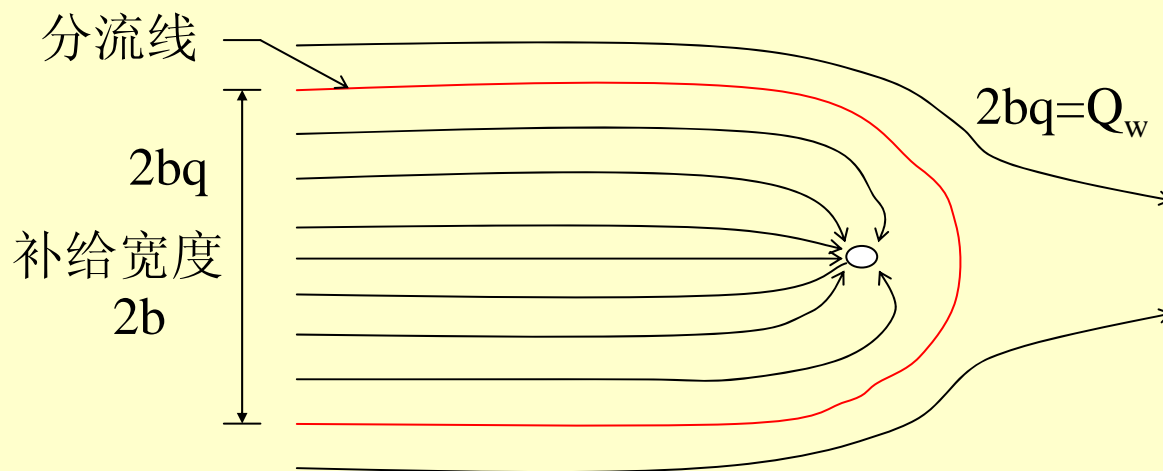
我国地下水资源评价理论上的失误（6）

(6)“可持续开采量=天然补给量”(?)

上世纪五、六十年代，由**前苏联**著名学者**彼图什科夫**和**普洛特尼柯夫**提出地下水资源评价理论、方法认为：**当地下水的开采量小于天然径流量（即该断面以上的天然补给量）时，地下水流可形成稳定流。即，天然补给量就是允许开采资源——可持续开采量。欧美也有类似的见解。这个地下水资源评价的理论、方法，在我国产生极大的影响，所谓用Dupuit公式（平面布井法）计算允许开采量，再用补给量作为其保证的论证，就是上述理论的具体应用。**

3.3.4 历史上对**裘布依稳定井流模型**的**误解**——**我国地下水资源评** **理论上的失误** (7)

经典文献中的
经典井流图!



当 $2bq=Q_w$ 时，流量均衡， \therefore 形成**稳定地下水**流! ?

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——

卜我国地下水资源评价理论上的失误 (8)

(7) 陈崇希1966年《地下水动力学》证明:

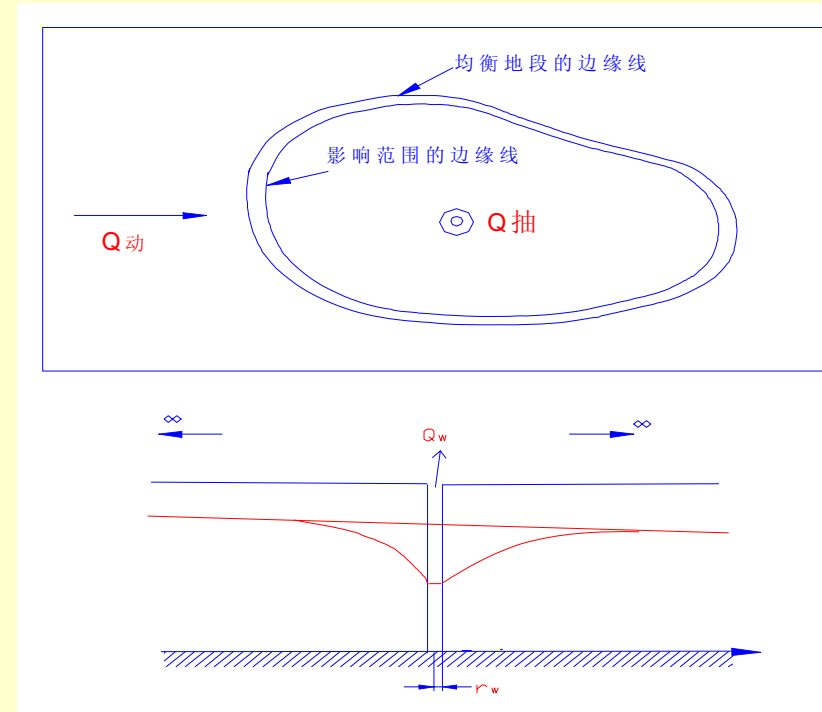
1) 抽水未影响边界

假定: i) 无入渗、无蒸发补排;
ii) 初始地下水流稳定。

依水均衡: *

$$Q_w t = -\Delta V_{\text{储}}$$

即, 抽出的水全部由储存量的消耗所提供! 地下水径流量不能提供开采量(就水均衡而言)。地下水径流量是为了维持漏斗区之外天然动态的, 利用了它, 便破坏了天然动态, 地下水位下降。



3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价理论上的失误（9）

同样，若：ii) 有稳定入渗补给，则水均衡

$$\Sigma (q_{in, I} l_i) t - \Sigma (q_{ou, I} l_i) t + \underline{RFt} - Q_w t = \Delta V_{\text{储}}$$

∵ 抽水前为稳定流，即

$$\Sigma (q_{in, I} l_i) + \underline{RFt} = \Sigma (q_{ou, I} l_i)$$

∴ 同样得

$$Q_w t = -\Delta V_{\text{储}}$$

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价理论上的失误（10）

2) 抽水已明显影响边界

$$\Delta V_{\text{抽}} = \Delta V_{\text{补}} - \Delta V_{\text{泄}} - \Delta V_{\text{储}}$$

开采水量 = 补给增量 + 排泄减量 + 储存量的消耗量

当 $\Delta V_{\text{补}} = 0$ 和 $\Delta V_{\text{泄}} = 0$ 时

上式转为 $\Delta V_{\text{抽}} = -\Delta V_{\text{储}}$

只有当 $\Delta V_{\text{补}} - \Delta V_{\text{泄}} = \Delta V_{\text{抽}}$ 时

才能使

$\Delta V_{\text{储}} = 0$ 即, 形成稳定井流。

这是地下水资源评价中极重要的指导原则。

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价

理论上的失误 (11)

$\Delta V_{\text{补}}$ 与 $(-\Delta V_{\text{泄}})$ 的分析

补给:非地下水转化为地下水;

排泄:地下水转化为非地下水。

A) $\Delta V_{\text{补}}$

a) 地表水补给地下水的增加量(图);

b) 降雨补给地下水的增加量(图)。

B) $-\Delta V_{\text{泄}}$ (排泄量的减少量)

a) 地下水蒸发量的减少量(图);

b) 排泄到地表水的量的减少量(图)。

3.3.4 历史上对**裘布依稳定井流模型**的**误解**——**我国地下水资源评价**

理论上的失误（12）

$\Delta V_{\text{补}}$ 与 $(-\Delta V_{\text{泄}})$ 的分析应注意的几个问题

- A) **越流**：是属于含水系统内部的流动，属于径流；
不宜单独评价承压含水层地下水资源（如苏锡常，上海，西安等）
- B) 流场中“**侧向补给增量**”：实质上是地下水漏斗的扩大、加深，是外围储存量的消耗。

3.3.4 历史上对**裘布依稳定井流模型**的**误解**——**我国地下水资源评价理论上的失误**（13）

报告人（1978年我国首届地下水资源评价学术会议）（1）：

“在分析排泄的减少量中，必须区分是‘白捞的’还是有代价的。对于后者，收益与代价应作对比。例如，对于蒸发和入海等排泄减少量，可认为是‘白捞的’，但对于泉流量的减少是要付出相当代价的。”

对于一个相邻含水层以越流形式补给的增量，将增加该相邻含水层的排泄量为代价；同样，对于一个相邻含水层以越流形式排泄的减量，将减少其补给量为代价。

3.3.4 历史上对**裘布依稳定井流模型**的**误解**——**我国地下水资源评价理论上的失误**（14）

（1978年我国首届地下水资源评价学术会议）（2）：

“关于与地表水相联系的含水系统的补给增量或排泄减量，……，必须把**地下水与地表水** **统一考虑**”。

“从补给增量与排泄减量评价开采储量（可开采资源）的原则来看，在补给增量不大而排泄减量又要付出相当代价的地区，**人工补给**看来是**必要的措施**，在规划阶段最好就给予考虑”。

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价理论上的失误（15）

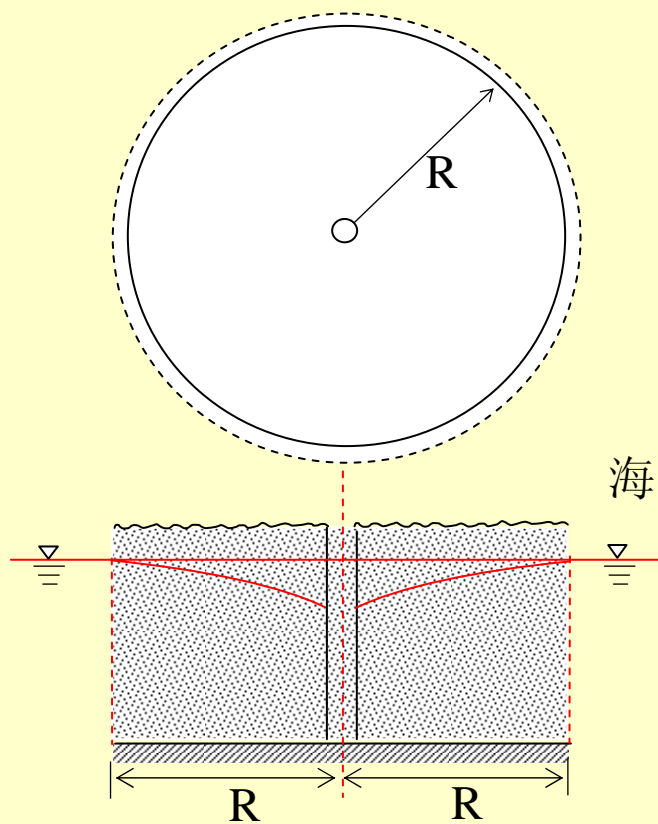
(8) 欧美情况：

美国著名学者 **Bredehoeft J. D.** 最近在 **GROUND WATER** (2002年No.4 340-345) 发表论文批评水文地质界，述：“水文地质界坚持一个观点，就是人们若能确定地下水系统的补给量，那么就能确定可持续开采的最大量。”文中，**Bredehoeft** 用园岛模型证明：可持续开采量（允许开采量）等于地下水的补给增量减去排泄增量。这与本人 1966年 在地下水任何流场内（存在天然径流）证明的结论完全相同。

Bredehoeft 又述：“在和其他地下水专家讨论中，我发现他们的概念并不清楚，尽管他们已经60岁了。”

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——我国地下水资源评价理论上的失误（16）

(9) 1974年3月报告人提出：裘布依模型应是“园岛模型”



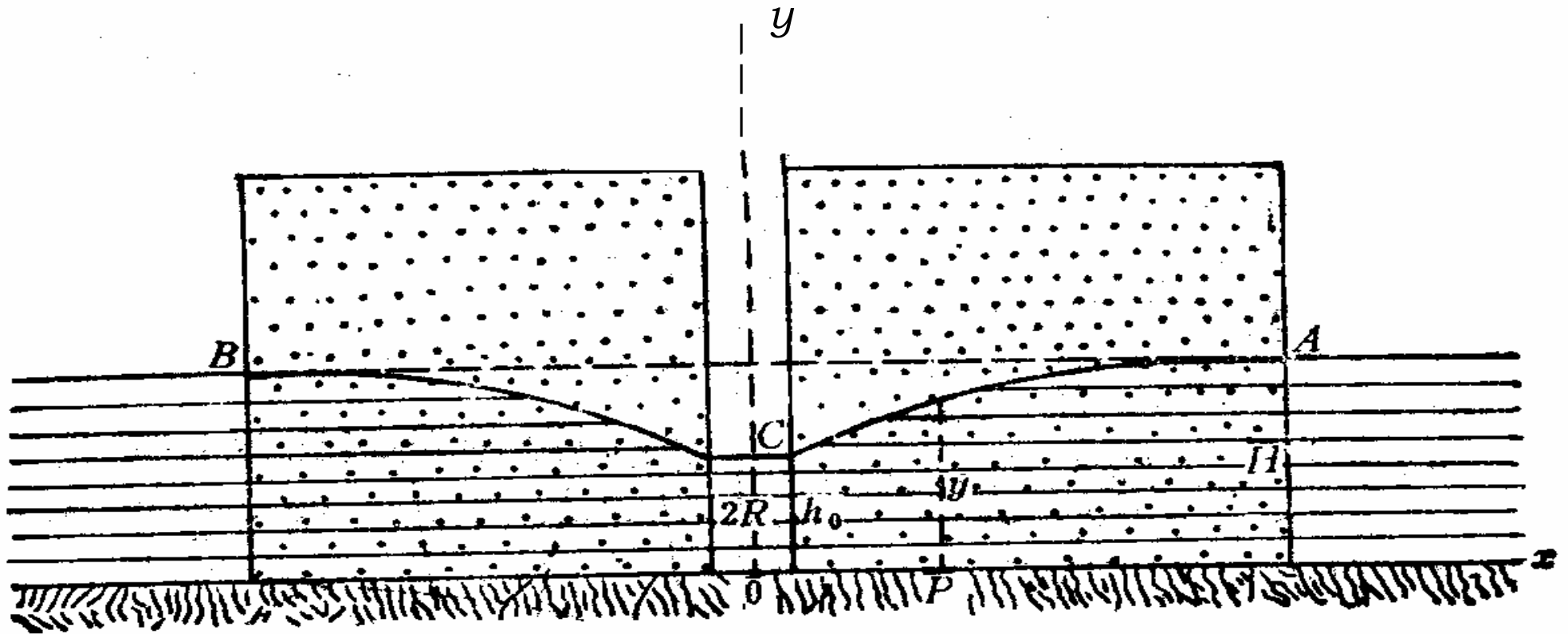
3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——

我国地下水资源评价理论上的失误（17）

(10) 查历史文献：

在国内寻找裘布依原著，未果。1981年从法国复印来裘布依原著。原著表明，裘布依模型刻画的正是所论证的“园岛模型”。从而纠正了水文地质文献中一个重大的错误。同时为地下水资源评价理论提出了新观点和评价方法。

•3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解——
我国地下水资源评价理论上的失误（18）



裘布依稳定井流图式

（据J. 裘布依，1963）

3.3.4 历史上对**裘布依稳定井流模型**的**误解**-
我国**地下水资源评价理论**上的**失误**（19）
——导致**地面沉降**!!!

以往确定地下水开采层位的指导思想及其依据？！

(1) 以强导水层为开采层

以往水文地质界往往寻找**导水系数**(渗透系数与含水层厚度的乘积)**大的含水层**作为**开采层**，认为这种含水层的出水量大。

对于平原区第四系沉积层来说，由于剥蚀堆积规律，作为含水层的沉积物一般宏观规律是下部粗又厚，往上变细、变薄，如华北平原，长江三角洲等地区大多如此。开采深部承压含水层还有一个优点，由于自然条件下区域地下水流的特点，在沉积盆地的低洼处，地下水往往自下而上地循环，即深部含水层的水头高于浅部，钻孔愈往深处延伸，井中的水位愈高，当条件合适时，井中地下水还能自流(初期)。这一规律又支持了从深部承压含水层取水的思路。

(2)“富水性”与被误解了的“裘布依稳定井流模型”的误导

上述思路、倾向还找到水文地质学中“富水性”和被误解了的“裘布依稳定井流模型”“理论上”的依据。

“富水性”本应是含水层导水性(反映含水层过水能力)与补给-排泄条件(补增-排减)的总和。与外界补给-排泄隔绝的强导水含水层不能是富水的，傍河的极弱透水介质中也抽不出大的流量，因此两个条件缺一不可。

然而长期以来许多水文地质文献以井孔的单位(降深)流量 q 为富水性的具体指标，而获得 q 的抽水试验的延续时间，短者8h~3d，长者3d~10d，超过10d的属个别特殊情况。不管抽水试验的时间是较长还是较短，它总归是一种试验的时间。

对于承压含水层，特别是对于深部承压含水层做抽水试验，在这段时间内提供抽水井流量的主要是含水系统储存量的释放。这种情况下抽水试验所得的单位降深流量 q 并不反映含水系统的补增-排减条件，主要反映含水系统的过水能力(和有效井径)，称它为“富水性”就不合适了，以它为标志来选择深部承压含水层(虽然是强导水层)为地下水水源地开采层的依据则更不恰当了。

作为地下水水源地的开采是长期的，而长期地抽取地下水，其漏斗必定会向四周、上下发展，并影响到补给边界和排泄边界，然而地下水系统的补给(降雨入渗、地表水等)、排泄(蒸发、地表水等)基本上都在地表和浅层。当开采深部承压含水层，该层的水头降深向表部发展以改变补给量、排泄量时，每通过一粘性土层，由于其渗透系数很小，便产生一个很大的水头损失，累积的水头损失就相当可观了。这就是在深部承压含水层开采地下水导致水头大幅度的降深(图1)的原因。如果各土层的压缩系数不是过小，则每层具一定的压缩量，各层累积起来，导致明显的 地面沉降 !!!

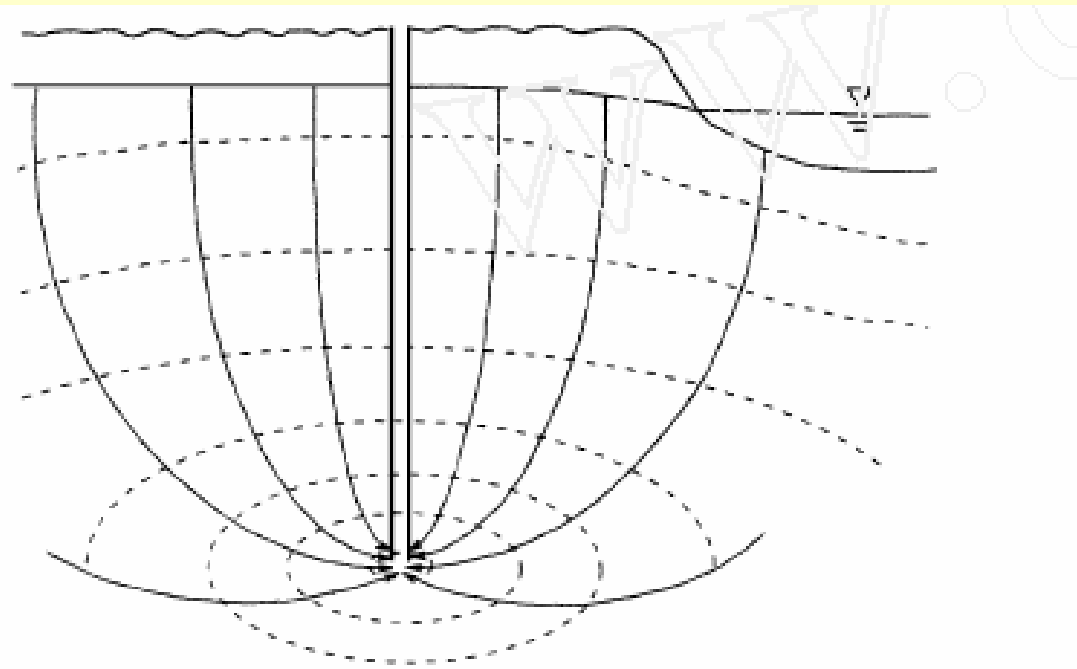


图1 深部开采地下水的流网示意图

然而被误解了的“**裘布依稳定井流模型**”^{[1][2]}是在平面上无限延伸的含水层中用一个“**影响半径**”将其圈定，而“**影响半径**”处的水头保持常量，即**水头降深为零**。这就将“**补增-排减**”原本发生在**浅表层**的补-排边界，**人为地、错误地**下移到深部开采层中 离抽水井不远的位置，从而不费多大力气(抽水井**无需很大的水头降深**)即可得到“**影响半径边界**”处获得**大量的“补增-排减”**。这是由于开采井与“**影响半径补给边界**”之间无粘性土隔开。

正是“富水性”指标——单位降深流量 q ——成为从深部承压含水层取水的“理论”依据。

而“富水性”指标——单位降深流量 q ——的“理论基础”是被误解了的“裘布依稳定井流模型”(“影响半径”模型)。

对此由裘布依方程改写可看出，

$$q = \frac{Q}{s} = \frac{2\pi KM}{\ln R / r_w}$$

另外，基于此“理论”的“平均布井法”(80年代前应用十分广泛)，依它计算的地下水允许开采量可能很大，然而一旦实施，便产生区域性的、大降深的漏斗，甚至地下水水头持续性地下降，引发了环境地质问题。

综上所述，在深部承压含水层做抽水试验，由于抽水持续时间有限，提供抽水流量的主要是弹性储量的释放，通常不会造成位于浅层的地下水补给量和排泄量的明显变化；由抽水试验获得的“单位降深流量 q ”实际上主要反映的仅仅是含水层的过水能力(和有效井径)，因此不能以它来确定地下水的开采层位的依据。

依我们提出的可持续开采资源的概念，是补给增量与排泄减量之和。地下水开采层位的选取，不能以传统的“单位降深流量 q ”来定位。

只有当开采量等于补给量的增量与排泄量的减量之和时才能形成地下水的稳定井流[1]，而某一流量的开采后能否形成稳定流场及由此流场所决定的是否引起地质环境问题是确定含水系统可持续开采量——地下水资源评价的核心内容——的理论基础。笔者一再强调必须严格区分不稳定井流与稳定井流两种状态，千万不要混淆两种状态，否则会导致地下水资源评价上的失误。

稳定井流是有**条件**的，若抽水相当长的时间之后仍是不稳定流动，尽管地下水**水头降速已很慢**，但意味着开采量的一部分或全部仍依靠**储存量**的**释放**来提供。

这里可能存在一个**误解**：把抽水初期地下水**水头降速快**，后期变慢的现象误认为得到了**补给**(补给增量与排泄减量)，有的甚至解释为获得“动储量”的补给。实际上即使没有任何补给时，其**s-t曲线**的类型也是如此。这时降速变小是由于漏斗范围扩大，单位时间内一个小小的水头降深所释放的储量就可满足同时间内井的抽水量。就这个意义来说，抽水(开采)没有一点稳定的倾向，因为抽取的全部是**储量**。

3.3.4 历史上对裘布依稳定井流模型的误解 — 我国地下水资源评价理论上的失误(20) 小结:

- (1) 裘布依稳定井流是园岛模型，应用受限。
- (2) “影响半径”模型是德国土木工程师Thiem所提出。他认为：在水平方向无限延伸的含水层中的R值可以近似取为从抽水井中心到实际上观测不出地下水位下降处的水平距离，这样就引出“影响半径”的概念。*
- (3) 地下水开采量由3部分组成：补给增量、排泄减量和储存消耗量。
补给增量+排泄减量属于“可持续开采资源”；
储存资源不属于“可持续开采资源”；
- (4) “影响半径”模型可能导致地下水资源枯竭，地质环境恶化。
- (5) 地下水深部资源问题

3.4 数值模拟法 (2)

3.4.2 特点:

(1) 模拟工作量大, 主要是模型识别的工作量大。

模型识别正是对水文地质条件的再认识的过程。(如: 山东顾家台大型抽水试验模型西此边界的识别, 发现岩性天窗; 渭北岩溶水, 等)

(2) 要使用好, 其难度较其它方法大; 要求:

- ① 善于分析水文地质条件;
- ② 具有较扎实的地下水动力学基础(地下水运动机理);
- ③ 有较好的数学和计算机基础;
- ④ 具有一定模拟经验。
- ⑤ 具有责任心。

(四) 数值模型设计及其对水文地质 勘查的要求 (略)

水文地质勘查应考虑建立数值模型的需要；
数值模型设计要考虑已有的和可能获取的资料。

4.0 概述

4.1 资料搜集

4.2 模型设计

4.0 概述

建立数值模型的三个阶段

概念模型 (下面重点讨论)

数学模型 (一维、二维、准三维、三维与稳定流、不稳定流的组合)

数值模型

数值模拟一般分两个阶段:

反演 (模型识别或模型校正, 模拟求参只是其中一个重要内容);

正演 (模拟预测)。

4.1 资料搜集

4.1.1 模型范围、边界；

① 原则

- i) 模型范围内水文地质条件基本清楚(与勘查阶段相适应)
- ii) 边界尽可能取自然边界；人为边界尽可能取远一点。
- iii) 反演模型的范围尽可能与正演的一致。

咸淡水的分界线是否应作为模型的边界？

② 要求

为了求准 $T(K)$ ，要求 J 不得太小；

为了求准 K_z ，要求 $\delta H / \delta z$ 不得太小；

为了求准 μ ，要求 $\delta H / \delta t$ 不得太小；

③ 模拟时段： 一般要求一个水文年以上

4.1 资料搜集 (2)

4.1.2 各含水层、弱透水层(软、硬土层)的顶、底面等高线;

(可进一步要求含水层中的砂层等厚线;弱透水层中的粘性土等厚线)

4.1.3 各含水层、弱透水层的岩性,非均质分区(岩性天窗)及参数上下限;

4.1.4 初始等水头线(各含水层,甚至各弱透水层)

$$H_{(x, y, z, t=0)} = H_0$$

4.1.5 边界条件

$$HBI(NPB1, NDT); QB2(NPB2, NDT)$$

4.1 资料搜集 (3)

4.1.6 源汇项

二维模型的某些源汇,对于三维模型则成为上边界条件

① 降雨入渗补给 RA30(RA5)

α 分区(包气带厚度、岩性), α 值上下限

② 潜水蒸发

③ 水田入渗

④ 地表水入渗补给或排泄

⑤ 抽水井(回灌井)

类型(垂直井、水平井;点井、面井);

性质(完整井、非完整井;混合井、非混合井);

流量

4.1 资料搜集 (4)

4.1.7 观测数据

① 观测孔:

i) 分混合孔和非混合孔(平面孔位、层位、井结构)

ii) 观测孔水位动态

② 泉流量动态及泉口标高

③ 自流井流量动态及井孔结构、井口标高

④ 抽水井动水位动态及流量动态

⑤ 混合井的井孔结构(含井径)及流量动态

4.2 模型设计

4.2.1 水文地质概念模型的确定(极其关键的一步)

根据水文地质条件(含水系统结构、补排条件和地下水流
动特征)、所研究问题(纯水流或沉降问题)及资料占有情况等
来确定。

(1) 原则

- ① 要简化;
- ② 不失真。

(2) 流动模型分类:

- ① 二维流、准三维流和三维流模型;
- ② 稳定流和不稳定流模型。

(3) 模型设计注意事项及防止模拟失真种种(第(五)部份将重点分析)

4.2.2 流动微分方程和定解条件

4.2.3 剖分原则

谢谢!

联系电话:

(北京)010-8232 2725

河西走廊 疏勒河流域
地下水三维流数值模拟

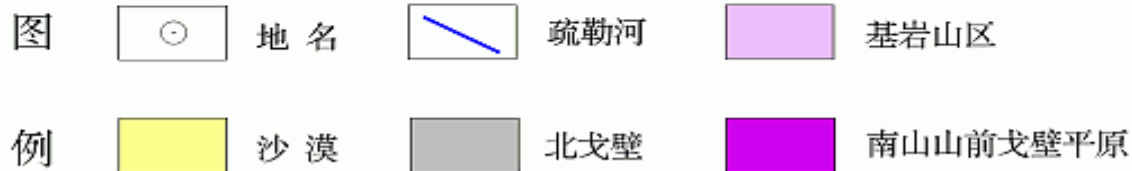
陈崇希

中国地质大学

目 录

- 自然地理及地质-水文地质条件
- 水文地质概念模型
- 模型的特色
- 数学模型
- 模型识别
- 模拟预测
- 结论

疏勒河流域研究区位置图



自然地理条件

1. 地形地貌

南部：祁连山；北部：北山；中间：河西走廊平原区，被宽滩山和北截山分割成花海盆地、玉门-踏实盆地和安西-敦煌盆地。区内地形总的特点是南高北低和东高西低。

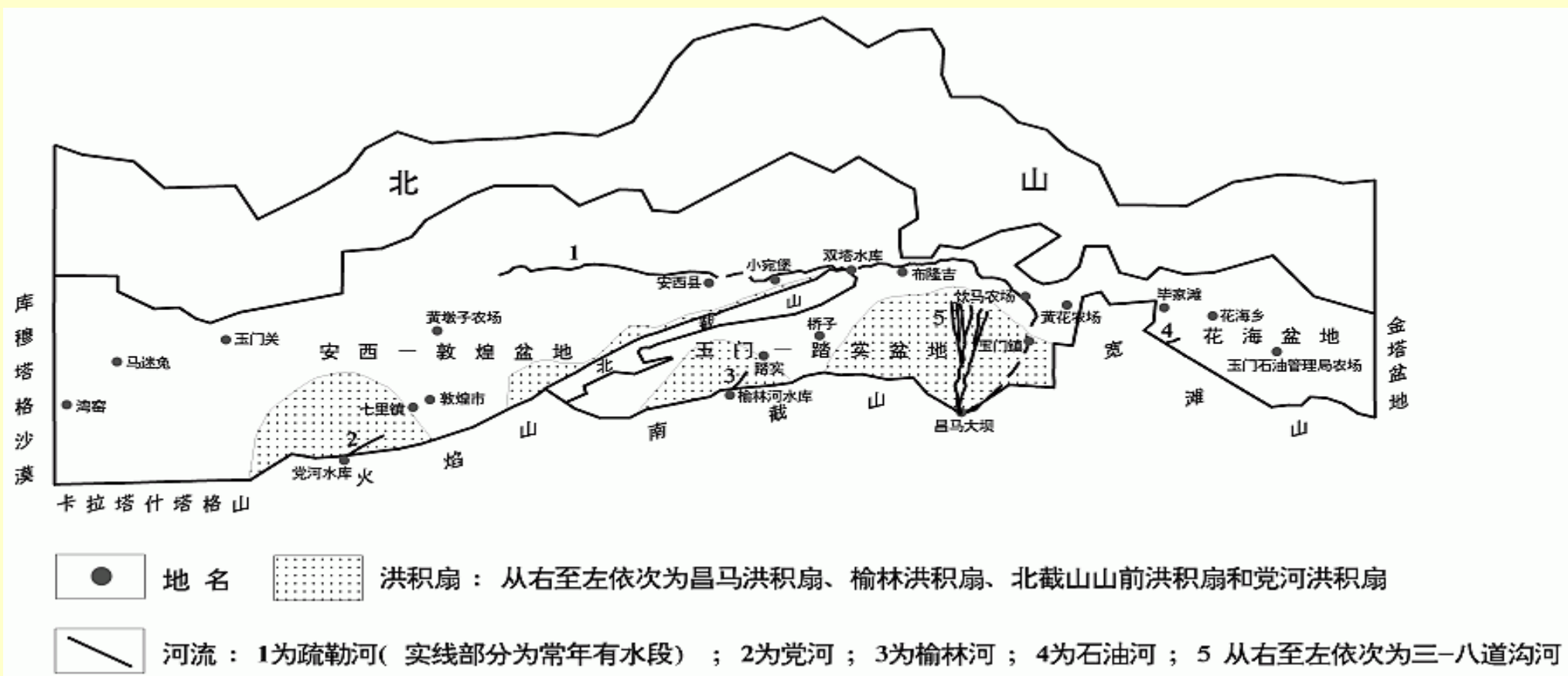
2. 气象

气候特点：降水稀少，蒸发强烈
多年平均年降水量为36.8-62.0 mm，
多年平均蒸发强度2490-3240mm，

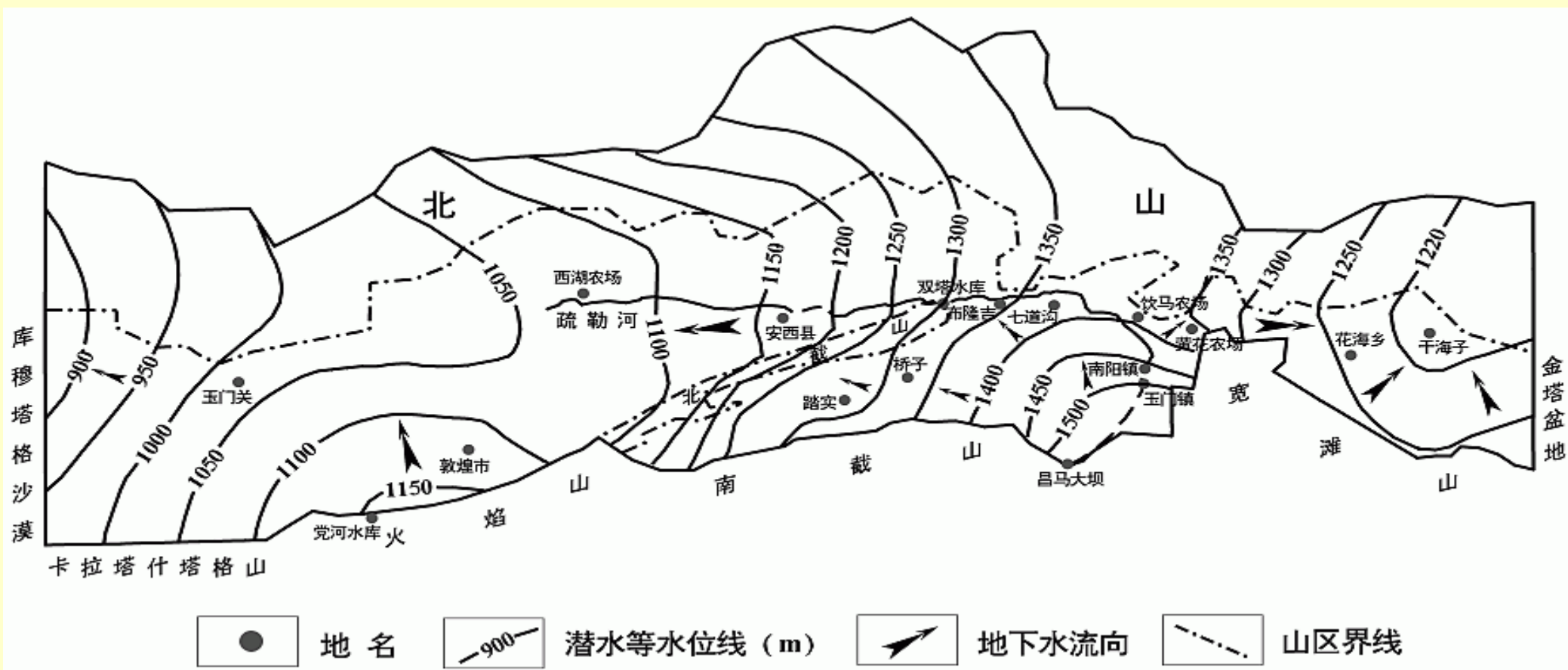
3. 水文

区内河流主要有疏勒河、党河、榆林河、石油河。

研究区位置图



研究区地下水等水位线示意平面图



第一节 水文地质模型

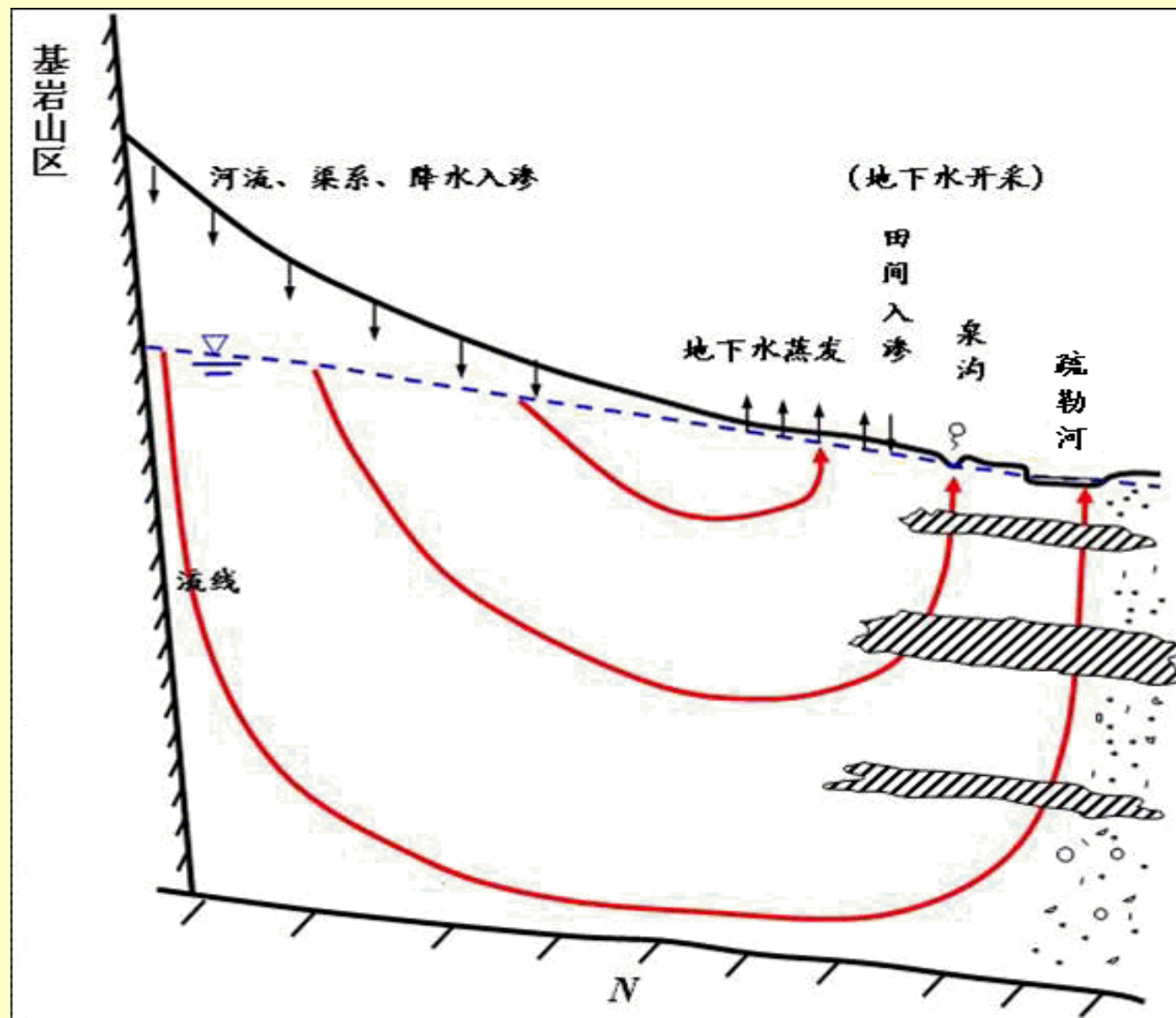
一、概念模型

(一) 基本模型

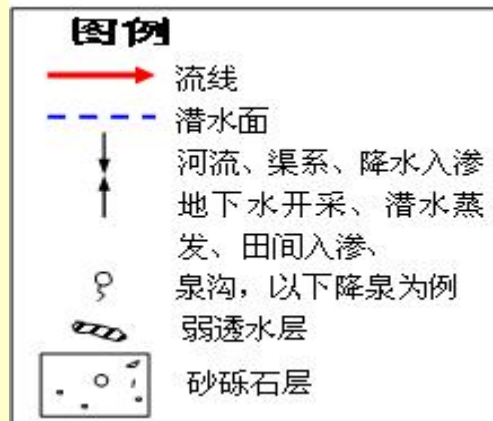
本区历史上曾做过两次模型，分别由水环所（2000年6月）及清华大学水利系（2004年10月）完成的，两者都是地下水二维流模型，且对研究区建立了三个模型分别模拟三个盆地。

本研究如何设计模型？

地下水补给、径流和排泄示意图



地下水属三维流!



地下水属于三维流类型！

若采用二维流模型将会 模拟失真！

这将：

- 非完整河被视为完整河（切入数百米）
- 泉被视为无水流阻力的完整井（数百米）
- 潜水面的蒸发被视为整个含水介质（数百米）内的蒸发
- 非完整井的抽水被视为完整井的抽水
- 洪积扇首部及细土平原垂向为主的渗透阻力完全被忽略，
别是细土平原处存在大量的粘性土层

特

三维地下水流问题 采用
准三维流模型？
三维流模型？

本区属各向异性弱透水介质，（1：10）准三维流模型误差超过30%（2001）

采用 三维流模型

上述的2000年和2004年完成的两个模型都将北山山前戈壁 紧贴苏勒河处 作为零流量边界。（认为北部无来水）

考虑到：

1、北山山前戈壁为巨厚的砂卵石层，具很大的调节地下水能力，即使北山无地下水的补给水，也不应其排除在模型之外；

2、北山仍得到降水入渗补给；

为此将模型范围向北扩至北山地下水分水岭处，北山地下水分水岭以南的北山山区均概化入模型内。

考虑到分隔玉门-踏实盆地和安西-敦煌盆地的北截山较为狭形，若作为弱透水边界处理，则难以给定边界流量，因此将北截山作为非均质的一个分区概化入模型内处理，如此三个盆地即作为一个整体模型研究。

为此，我们所建基本模型与前两者的差别：

1. 三维流模型
2. 将北边界向北推至北山地下分水岭
3. 三个盆地作为一个整体模型

槽形边界示意图



模型的特色（与MODFLOW比较）

—— PGMS ——

- （一）混合抽水井的模拟
- （二）混合观测孔的水位
- （三）自流井流量的模拟
- （四）河流(渠系)-地下水补、排量的模拟
- （五）河流、渠系和降雨等入渗补给地下水滞后性的刻画
- （六）泉流量的模拟
- （七）初始水头分布的确定
- （八）其它
 - 1. 剖分
 - 2. 非均质
- （九）本模型外的模拟要素：
 - 1. 海底边界
 - 2. 抽水井由水位
 - 3.

“渗流-管流耦合模型”

及其应用

一、问题的提出

自然界的含水系统，绝大多数具**多层性**。对于多层含水系统，为增大出水量,简化施工工序和降低成本,普遍采用**混合井开采地下水**，甚至利用混合井做抽水试验。不仅如此，还有不少**观测孔也是混合的**。

因此，如何建立**混合井的模型**，来**求取分层水文地质参数**、预测各含水层**地下水漏斗的发展**；如何利用混合观测孔水位作为**初始水头分布**条件的基本信息和**模型识别的拟合对象**；等等，是地下水数值模拟十分**关键**的问题，是**近半个世纪**来水文地质学家关注的问题。

1.1 关于常规观测孔和混合观测孔中水位的形成及其方程 观测孔是:

- 1) 天然或人类活动作用下地下水动态监测的主要手段;
- 2) 数值模型反演求取水文地质参数用于拟合的主要对象;
- 3) 水化学取样(含测温等)的主要对象;

因此, 观测孔在地下水获取基础数据方面具有极重要作用。

观测孔分两类:

- 1) 测压计式观测孔, 理论上它只有一个点与含水介质相通, 反映该点的水头值;
- 2) 常规观测孔, 它有一定的长度与含水层相连通。通常所谓观测孔是指这类。

常规观测孔中的水位

如何形成？

反映什么？

承压含水层三维流问题，美国学者**Hantush(1961)**和前苏联学者Б о ч е в е р和В е р и г и н (1961)都认为观测孔中的水头降深 $s(r, l', d', t)$ 反映该孔滤水管中各点降深 $s_p(r, z, t)$ 的平均值，即：

$$s(r, l', d', t) = \frac{1}{l' - d'} \int_{d'}^{l'} s_p(r, z, t) dz \quad (1)$$

式中， l' 、 d' 是观测孔滤管顶点、底点的标高。我们称之为**Hantush-Б о ч е в е р**方程。

潜水三维流的研究，美国学者Neuman(1972) 也认为，观测孔中的水头降深可视为滤管内各点降深的平均值，即

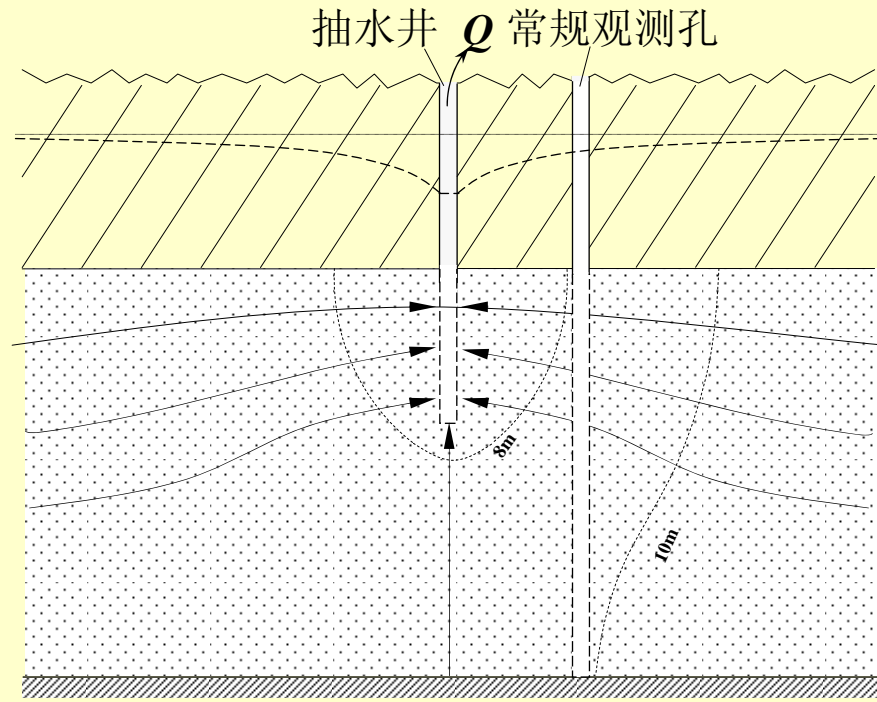
$$s(r, z_1, z_2, t) = \frac{1}{z_2 - z_1} \int_{z_1}^{z_2} s(r, z, t) dz \quad . \quad (2)$$

式中， r 是观测孔至抽水井的距离； z_1 、 z_2 是观测孔滤管顶点、底点的标高。

上述见解与观测孔水位方程，

是否符合水流机理

？



 等水头线  流线

三维流中的垂直观测孔，由于观测孔滤管中的水头不等，会发生垂向流动，而水的流动则会导致水头的再分布，并引起井孔周围地下水的运动与水头再分布。常规观测孔水位就是孔内垂向流动、水头再分布的结果。

Hantush、Б о ч е в е р 和 В е р и г и н 及Neuman的见解和方程没有建立在流动机理的基础上。至少，流动与井径有关，而上述方程不涉及井径。

Sokol D. (1963)提出混合井水位方程

Sokol曾证明：混合观测孔的水位是以含水层导水系数为权的各层水头的代数平均值。

$$h_w = \frac{T_1 h_1 + T_2 h_2 + \cdots + T_n h_n}{T_1 + T_2 + \cdots + T_n}$$

实际上，**Sokol**提出的方法是将上述 **Hantush**、**Бочевер**、**Веригин**和**Neuman**方法延伸到层状非均质介质。

D. Sokol (1963) 提出的混合井水位方程是否可取？

他所建方程存在几个问题：

- ①Thiem“影响半响”模型是不能形成稳定流的（陈崇希 1966, 1975, 1983, 1999）；
- ②Sokol隐含假定，两含水层的“影响半响”相等；
- ③Sokol还隐含着假定，井管内处处水头相等。

在这些假定条件下得出的结论是难以接受的。

1.2 关于混合抽水井各层流量的分配

由美国地调局提出的、在国际上得到普遍推广应用的**MODFLOW**软件（地下水三维流有限差分模型）建议：“多层井的流量必须以某种方式人为地分配给每一单层，……把井流量按每层的导水系数大小分配，即 $Q_i / Q_w = T_i / \Sigma T$ ”。其中 Q_i 和 Q_w 分别为第*i*层流量和总流量, T_i 和 ΣT 分别为第*i*层导水系数和总导水系数。

MODFLOW分配多层井流量的思路与方法

符合流动机理吗？

为了便于讨论，又不失其一般，我们以贯穿两个含水层的混合井(多层井)为例进行讨论。如此，上式可表述为

$$Q1 / Q2 = T1 / T2$$

MODFLOW对**混合井**的这种处理方法**缺乏理论依据**，应用中与实际也不符。这是因为^[6-8]

(1) **导水系数**对**井孔流量**的影响不会如此简单。例如：混合井附近**岩性(渗透系数)**发生变化；混合井打在**岩性透镜体**上；含水层**厚度**发生变化等如何分配流量的？

(2) **含水层的参数**影响混合井**流量**的分配，导水系数只是其中一个因素，含水层的**弹性给水度**（储水系数）也应该起作用。

(3) 井管的**流量分配**不仅与含水层的**水文地质参数**分布有关，还与**外边界条件、井径、水泵吸水口的位置**及其它抽水井的干扰等有关，

(4) 按**MODFLOW**，一个混合抽水井的 Q_1/Q_2 始终是个常量。然而在模拟过程中，该混合抽水井附近可加入或关闭抽水井，在这种井群干扰下，原混合井的流量比还会保持常量吗？

(5) 混合观测孔是混合抽水井的特殊情况 ($Q_w = 0$)，对于两层混合的观测孔，其孔中水位(混合水位)必界于两含水层水位之间，即混合观测孔对于其中一含水层(例如1含水层)起抽水作用 ($Q_1 > 0$)，对于另一含水层(2含水层)起注水作用 ($Q_2 < 0$)。如此， $Q_1/Q_2 < 0$ 。而两含水层的导水系数的比值肯定是正值，即 $T_1/T_2 > 0$ 。如此，两个比值怎能相等？！

WRR审稿者云：“**MODFLOW**并没有说可用于混合观测孔”。对此，笔者可以非常容易地论证：当混合抽水井的抽水量足够小，足以保持混合井中的水位介于上下两含水层的水头之间，上述的论证不是一样成立吗！

显然，用**导水系数**的比值预先给定各分层的**流量**是不妥的。实质上，这种方法不是模拟，而是“处理”，一种**与机理不符的“处理”**。

“防止地下水模拟失真，提高仿真性”^[9]是水文地质模拟工作者的**核心任务**，而地下水流系统中普遍存在的**混合井**，又是当前国内外模拟失真的主要问题之一，应当引起我们的足够重视。

1.3 关于水平井中流量分配的问题

地下水水平井流和对辐射井流的研究（可视为一组水平井），研究者们基本上都采用热传导理论中的“线汇”来刻画水平井管的作用，例如M.S.Hantush and I.S.Papadopoulos (1962)，M.S. Beljin (1992)，T. G. Cleveland (1994)，Zhan Hongbin and J. Cao (2000) 等。然而，用线汇刻画水平井管的适用性并未得到证明。

当前采用的井管边界，不是等水头就是等强度条件，显然这不是严格意义上的提法。

从机理上分析：

井管中水的流动，便会产生水头损失；有水头损失则水管不可能是等水头边界。

同样，若将水平井井管刻画为等强度分布，其结果将是，其最低水头点位于水平井管的中部，而实际井管中水头分布最低点却是在出水口点处。

因此，进水井壁既非等水头分布，也非等强度分布。实际上，水平井井壁处的水力条件是不可能预先给定的。

1.4 自流井流量动态的模拟

自流井是重要的人类活动-水文地质现象。自流量是自流井对周围环境（气象、水文、地下水的开采等因素）的响应。模型中如何刻画自流井是一个重要的水文地质问题，MODFLOW没有自流井模块。长期以来不能合乎机理地模拟自流井，而无可奈何地采用人为地给定自流量。

抽水井人们一般可以人为给定抽水流量，而井中水位是作为其响应；当井中水位降至井底时，人们就不能自由地抽取多少流量了。

自流井就更不能人为地给定自流量了，因为自流量是自流井对周围环境的响应，自流井的流量是属于预测范畴，是输出信息，而不是输入信息。

自流井尚有如下特征：往往随井孔深度的增大，地下水的水头愈高，因此它一般属于三维流问题，用二维模型是难以刻画的；另外，自流井一般涉及中、深孔，在地下水进入井管向上流动的过程中，其水头损失不能忽略不计。这两个特征，使得自流井的模拟更加复杂化。

二. “渗流-管流耦合模型”

▲ 基于上述分析，促使我们去思考地下水井流问题中由热传导引入的源汇理论似乎还存在某些科学问题。

传统地下水井流模型都是纯渗流模型，因此以井孔的滤管井壁为其边界(因为水进入滤管井壁后已不是渗流)，为此必需给出滤管井壁的边界条件——流量分布或水头分布。于是出现了上述诸问题。

▲ 我们的思路是：为了避免难以给定的滤管井壁的边界条件，将井管内的水流与井外的地下水流一起作为模拟对象，从而把模型的边界从滤管井壁移至井口；滤管井壁的流量分布或水头分布是模拟的结果，而无需人为预先给定。

所建的新模型称之为“渗流-管流耦合模型”，渗流刻画地下水流，管流刻画井管中的水流。

▲关于“**渗流-管流耦合模型**”的求解，

把管流部分视为**渗透系数很大的园柱形透镜体**，并对管流引入“**等效渗透系数**”，从而将**渗流-管流模型**视为含有**圆柱形“透镜体”**的新的“**渗流**”系统。

对于这个新“**渗流**”系统，**关键**问题是如何确定**圆柱形“透镜体”**的“**等效渗透系数**”。

从流体力学知识可知，圆柱管中的水头损失为

$$\Delta H = f \frac{l}{d} \frac{u^2}{2g} \quad (3)$$

式中： H 是水头损失(m)； f 是摩擦系数； l 是管长(m)； d 是管内直径(m)； u 是管内平均流速(m/d)； g 是重力加速度(m/d2)。

当管流为层流时

$$f = 64 / \text{Re} \quad (4)$$

式中： Re 是雷诺数。而

$$\text{Re} = ud / \nu \quad (5)$$

$$\nu = \mu / \rho \quad (6)$$

式中： ν 是流体运动粘度； μ 是流体动力粘度； ρ 是流体密度。

将 (4) 至 (6) 代入 (3) 式, 得

$$u = \frac{d^2}{32} \frac{\gamma}{\mu} \frac{\Delta H}{l} = \frac{d^2}{32} \frac{\gamma}{\mu} J \quad (7)$$

式中: J 是水力坡度; γ 是流体重度。

将上式写成渗透流速的形式, 对于管流, 其空隙率 $n=1$, 则渗透流速

$V=nu=u$, 故有

$$V = \frac{d^2}{32} \frac{\gamma}{\mu} J \quad (8)$$

将此式与达西定律 $V = KJ$ 对比，写为

$$V = K_l J \quad (9)$$

可得圆管“渗透系数”的表达式

$$K_l = \frac{d^2}{32} \frac{\gamma}{\mu} \quad (10)$$

其中， K_l 定义为层流状态下管流的等效渗透系数，方程（10）已分别由陈崇希（1966）和J.Bear（1972）分别获得。

当管流呈紊流状态时，方程（3）可改写为^[1]

$$V = u = \frac{2gd}{uf} \frac{\Delta H}{l} = \frac{2gd}{uf} J \quad (11)$$

如果定义紊流状态下管流的等效渗透系数 K_n 为

$$K_n = \frac{2gd}{uf}$$

则

$$V = K_n J \quad (13)$$

该式也具有达西定律的形式。

本来，紊流的运动规律有别于达西定律，而且不同流态区具有不同的形式。引入等效渗透系数后，将5个流态分区（1个层流区和4个紊流区）的运动规律统一为达西定律形式，且与地下水渗流定律一致。即

$$V=KeJ \quad (14)$$

其中

$$K_e = \begin{cases} K & \text{含水层孔隙介质达西流的渗透系数} \\ K_l & \text{井管层流（线性流）的等效渗透系数} \\ K_n & \text{管紊流（非线性流）的等效渗透系数} \end{cases} \quad (15)$$

于是，对于承压含水层“**渗流-管流耦合模型**”的**数学模型**可简便地表述为：

$$\left[\begin{array}{l}
 \frac{\partial}{\partial x} \left(K_e \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_e \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_e \frac{\partial H}{\partial z} \right) = S_s \frac{\partial H}{\partial t} \quad (x, y, z \in D, \quad 0 < t \leq t_e) \\
 H(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = H_0(x, y, z) \quad (x, y, z) \in D \\
 H(x, y, z, t) \Big|_{B1} = H_1(x, y, z, t) \quad 0 < t \leq t_e \\
 K \frac{\partial H}{\partial n} (x, y, z, t) \Big|_{B2} = v(x, y, z, t) \quad 0 < t \leq t_e \\
 Q(x, y, z, t) \Big|_{wout} = Q_w(t) \quad 0 < t \leq t_e
 \end{array} \right. \quad (16)$$

三. “渗流-管流耦合模型”的应用及发展

3.1 北海市混合抽水试验场(1992)

3.2 郑州市黄河滩地 3 个含水层混合抽水试验求取分层水文地质参数(1995)

3.3 岩溶管道-裂隙-孔隙三重空隙介质地下水流模型(1995)

3.4 广西环江县北山岩溶管道-裂隙-孔隙三重空隙介质地下水流模型(1998)

3.5 地下水水平井流模型 (2002)

3.6 自流井流量动态的模拟 (2003, 2006)

3.7 渗流-管流耦合模型的砂槽物理模拟之检验(2004)

3.8 常规观测孔水位模拟研究 (2003)

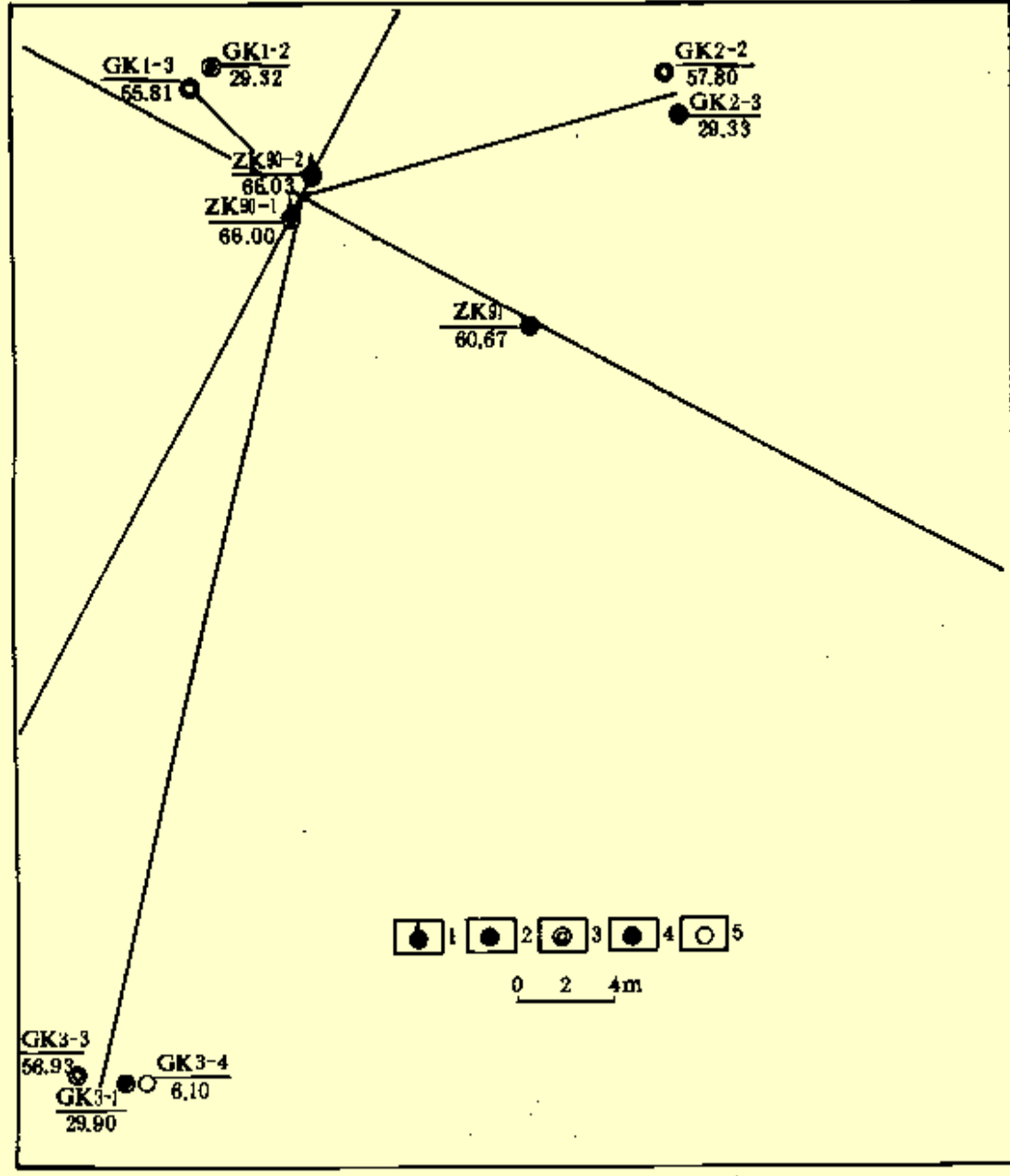
3.1 北海市混合抽水试验场[1992, 1998]

北海市混合抽水试验场的含水系统由潜水层、I承压含水层、II承压含水层及其间的两层弱透水层组成，设计施工了两个I、II承压含水层的混合抽水井和7个观测孔，其中有I、II承压含水层的单层观测孔和混合观测孔(图1)。抽水持续4.5d时间后，恢复水位5d。

3.1 北海市 混合抽水试验场(1992, 1998)

1 试验场简介:

试验场由潜水层、I承压层、II承压层及其间的两层弱透水层组成，设计施工了两个I、II承压含水层的混合抽水井和7个观测孔，其中有I、II承压含水层的单层观测孔和混合观测孔(图1)。抽水持续4.5d时间后，恢复水位5d



试验场钻孔布置平面图

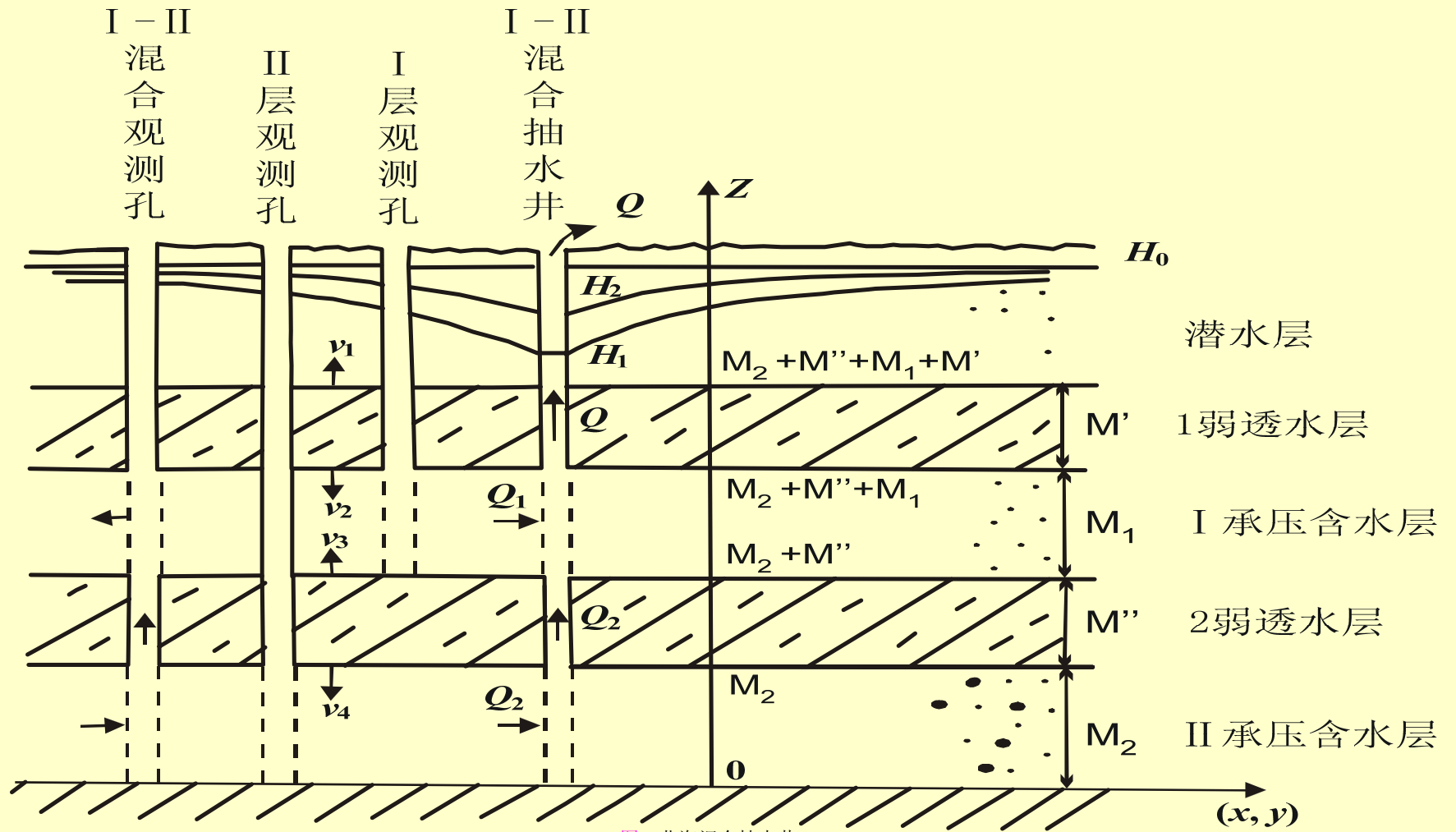
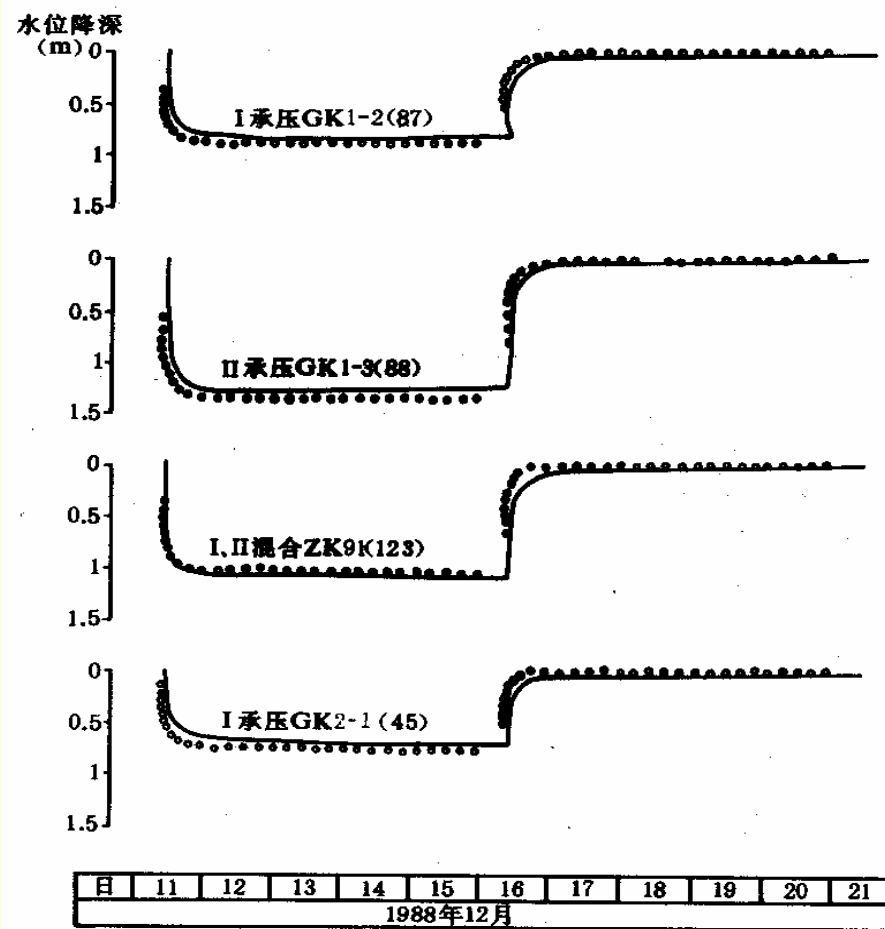
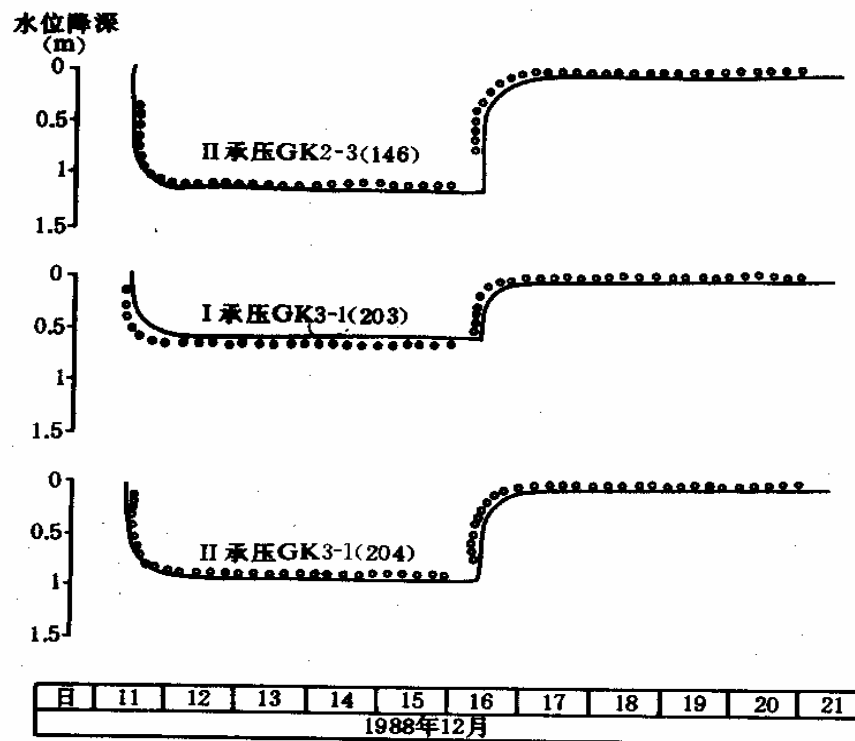


图1 北海混合抽水井

北海市混合抽水试验水头降深拟合



1 2



1 2

混合井孔分层流量 Q_1 、 Q_2 变化，以及流量比及导水系数比一览表

表 3-3 混合井孔分层流量 Q_1 、 Q_2 变化，以及流量比及导水系数比一览表

(单位: Q 为 m^3/d ; T 为 m^2/d)

混合井孔号 (结点号) 抽水时间 (d)	混合抽水井 ZK90-1 (9/10)			混合抽水井 ZK90-2 (3/4)			混合观测孔 ZK91 (123/124)		
	Q_1	Q_2	Q_1/Q_2	Q_1	Q_2	Q_1/Q_2	Q_1	Q_2	Q_1/Q_2
0.0007	625	1 072	0.58	630	1 067	0.59	5	-5	-1
4.5	658	1 039	0.63	663	1 034	0.64	22	-22	-1
导水系数及其比率	T_1 1 165.9	T_2 1 088.3	T_1/T_2 1.071	T_1 1 165.9	T_2 1 114.3	T_1/T_2 1.046	T_1 949.4	T_2 1 080.5	T_1/T_2 0.879

(1) 两含水的导水系之比 $T1/T2=$ 常量，但两层流量之比

$Q1/Q2$ 为变量，这个事实与**MODFLOW**不符；

(2) 依**MODFLOW**：导水系数大者其流量亦大；但试验结

果是： $T1>T2$ ，而 $Q1<Q2$ ；

(3) 依**MODFLOW**： $Q1/Q2= T1/T2$ ，即 $(T1/T2)/(Q1/Q2)=1$ ；

但实际**混合抽水井ZK90-1**的模拟结果：

对于抽水初期， $(T1/T2)/(Q1/Q2) = 1.071/0.58 = 1.85$ ；

对于抽水末期， $(T1/T2)/(Q1/Q2) = 1.071/0.63 = 1.70$ 。

就本实例而言，**MODFLOW**误差达**70%~85%**。

(4) 对于**混合观测孔**： $T1/T2 = 0.879$ ， $Q1/Q2 = -1$ 。

(4) 对于本实例而言，通过**混合观测孔的流量**竟然由抽水初期的**5 m³/d**

增至抽水末期的**22 m³/d**。

3.2 郑州市黄河滩地3个含水层混合抽水试验求取分层水文地质参数(1995)

开采70~80 m以浅3个含水层组的地下水，黄河为非完整河(切至I含水层)。施工了3个三层混合抽水井，并有三层混合、两层混合和单层观测孔，其中一个核心3层混合观测孔位于3个抽水井的形心。3个混合抽水井的流量1.38万m³/d，抽水历时7 d。

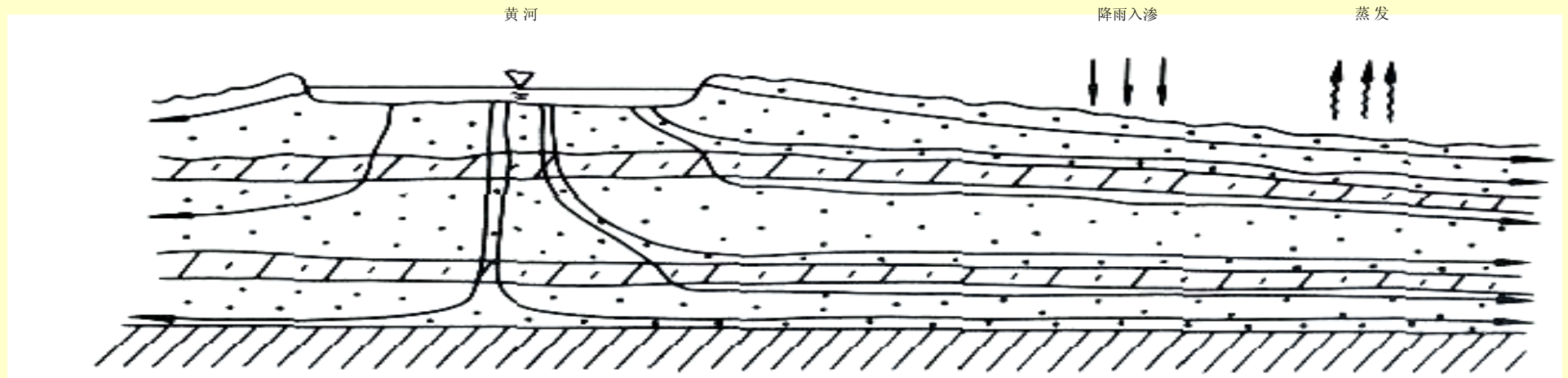


图4 地下水补给、径流和排泄示意图

如何设计模型？

该水源地主要靠切至I含水层的黄河补给，若采用平面二维流模型，则实际上假定黄河切至70~80m深，此将导致模拟失真。 ▲（完整河，单层抽水井，核心观测孔水位的拟合误差很大）

我们（1995）利用渗流-管流耦合模型求得5层的水文地质参数。其中核心观测孔的实测混合水位降深10.75 m，拟合最大误差为0.74 m，平均误差0.33 m，总体效果较好。

3.3 岩溶管道-裂隙-孔隙三重空隙介质地下水 流模型 (1995)

岩溶含水介质及岩溶水动态的复杂性为水文地质工作者所共识，对岩溶水流的模拟问题，人们望而却步。自从 **Б а р е н б л а т т Г И (1960) [23]** 提出**双重空隙介质模型**以来，对**弱岩溶化**含水系统地下水动态的刻画取得**重要的进展**，然而该模型却**不能解决强岩溶化**含水系统的地下水运动问题。特别是**岩溶管道水流**的刻画及岩溶水**非线性流泉流量**动态的模拟，数十年来一直困扰着地下水流模型在**该领域**的推进。

1995年^[24]在“**渗流-管流耦合模型**”的基础上，发展为**岩溶管道-裂隙-孔隙三重空隙介质**，以作为**岩溶含水系统地下水流的**基本模型****

。

这个模型能较好地刻画：

基质的存储性

线性流

裂隙的导水性

线性-非线性流

管道的控水性

线性-非线性流

岩溶含水系统地下水流的**基本特征**。

做了一个理想模型，该模型是对我国西南地区某强岩溶化含水系统的一种理想概化，具基本条件及模拟结果为：浅部是层状含水层，下部有一倒虹吸岩溶管道，管道出口为一岩溶泉，浅部为岩溶基质孔隙、微裂隙构成的岩块， $K_1 = 5.0 \text{ m/d}$ ，下部岩块 $K_2 = 0.5 \text{ m/d}$ ，内部存在4条宽为0.5 cm的裂隙，侧边有一直径为2.0 m、长2000 m的岩溶管道，四周为隔水边界。该岩溶含水系统在连续5 d降雨入渗补给的作用下(降雨量150 mm，入渗补给系数 $\alpha = 0.5$)，形成的高地下水位(水头)作为初始条件，模拟102 d的地下水位(水头)和泉流量的动态，其结果反映了强岩溶化含水系统地下水动态的典型特征。

- (1) **泉流量动态**：岩溶管道泉的流量由初始的2 611 m³/d衰减到末期(102 d)的637 m³/d，前期6.3d的衰减量与后期95.7d的衰减量几乎相等，这种动态是岩溶管道泉的一个重要特征。
- (2) **雷诺数Re**：位于泉口上游100m管道处的地下水流的雷诺数Re由初始时刻的19031减至末期的4686，都处于紊流状态，但尚未达到紊流的阻力平方区($Re \geq 100\ 000$)。而岩溶管道上游末端以下100 m管道处地下水流的雷诺数在927至293之间,处在层流状态。两种流态并存于岩溶管道中。

(3) **水头分布**：流场内某点虽然比另一点更接近排泄口——泉，但在雨后的一段时间内水头却比前者高，这种动态特征在均匀的孔隙介质中是不可能出现的。这是由于岩溶管道和中宽裂隙的控制形成的特征。

(4) **裂隙水流态**：隙宽**0.5cm**的裂隙,在雨季为**非达西流**,在旱季为**达西流**
加图?

3.4 广西环江县北山岩溶管道-裂隙-孔隙三重介质地下水流模型 (1998)

3年之后，将上述模型用于相当复杂的岩溶含水系统实例——北山岩溶管道-裂隙-孔隙三重空隙介质地下水流模型，较好地拟合了观测孔水位和泉流量动态（图3，4）

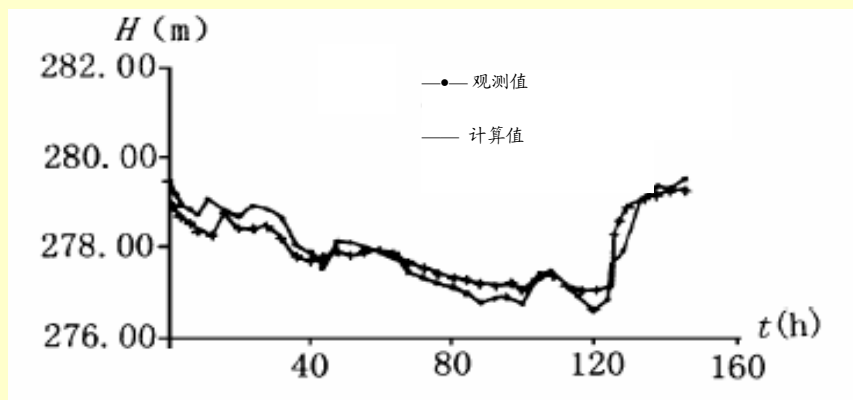


图3 S803孔观测水头与计算水头对比曲线

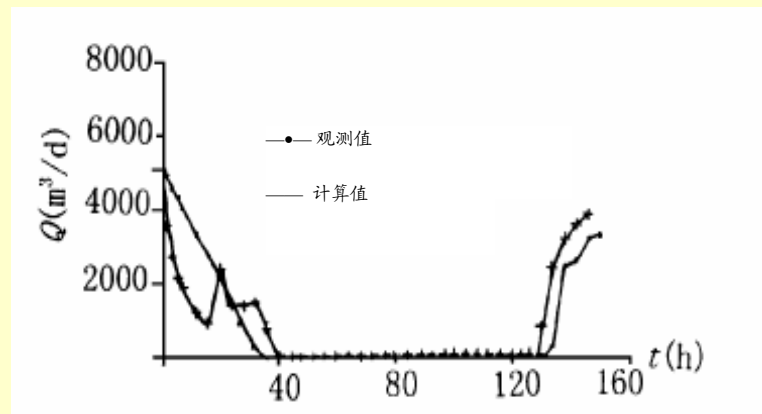


图4 1号泉群流量观测值与计算值对比曲线

3.5 地下水水平井流模型 (2002, 2004)

以往的水平井流问题，都将井管视为边界，且基本上都刻画为均匀入流或等水头分布。我们将**渗流-管流耦合模型**用于水平井流问题，该模型考虑了井径及管内流态对水流阻力的影响，并以河下水平井流问题作为**理想模型**，其**基本参数**为：含水层长度 l 为**116 m**，宽度 w 为**3777.4 m**，厚度 b 为**13.8 m**；含水层是均质、各向同性，渗透系数 K 为**1.0 m/d**；单位储水系数 S_s 为**0.00001 m⁻¹**。水平井位于含水层正中并与其长度 l 相同，**水平井的直径为0.05 m**。含水层除顶面为河流外，其它四个侧面和底面均为隔水边界；顶面河流保持**10.0 m**的水头。初始水头为**10.0 m**。水平井的出水口为已知水头边界，它以**10.0 m/d**的速度下降。要求模拟**1.0 d**的地下水向水平井流动的动态。

水平井管入流强度分布

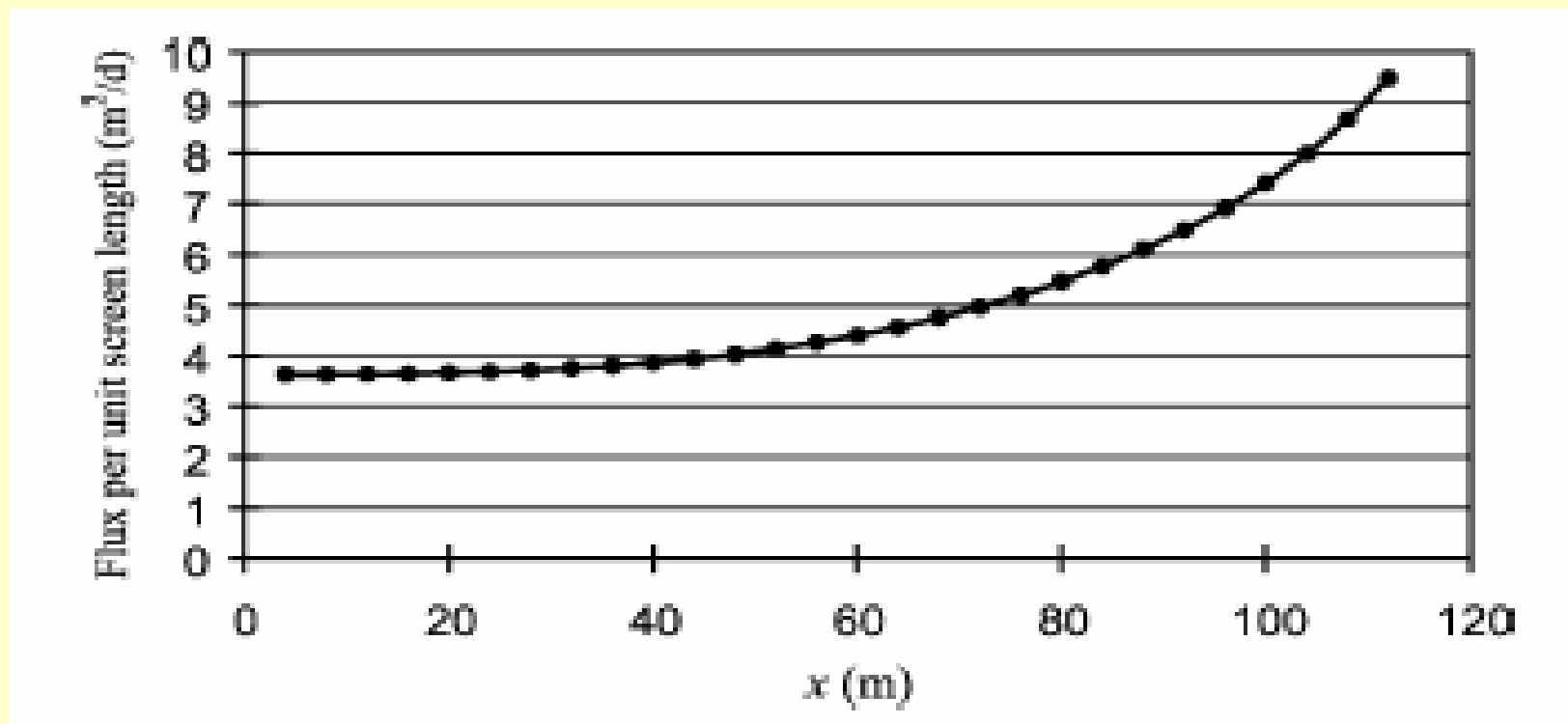


图5 模拟的第 $t=1.0$ d 单位长度流量

水平井管水头降深分布

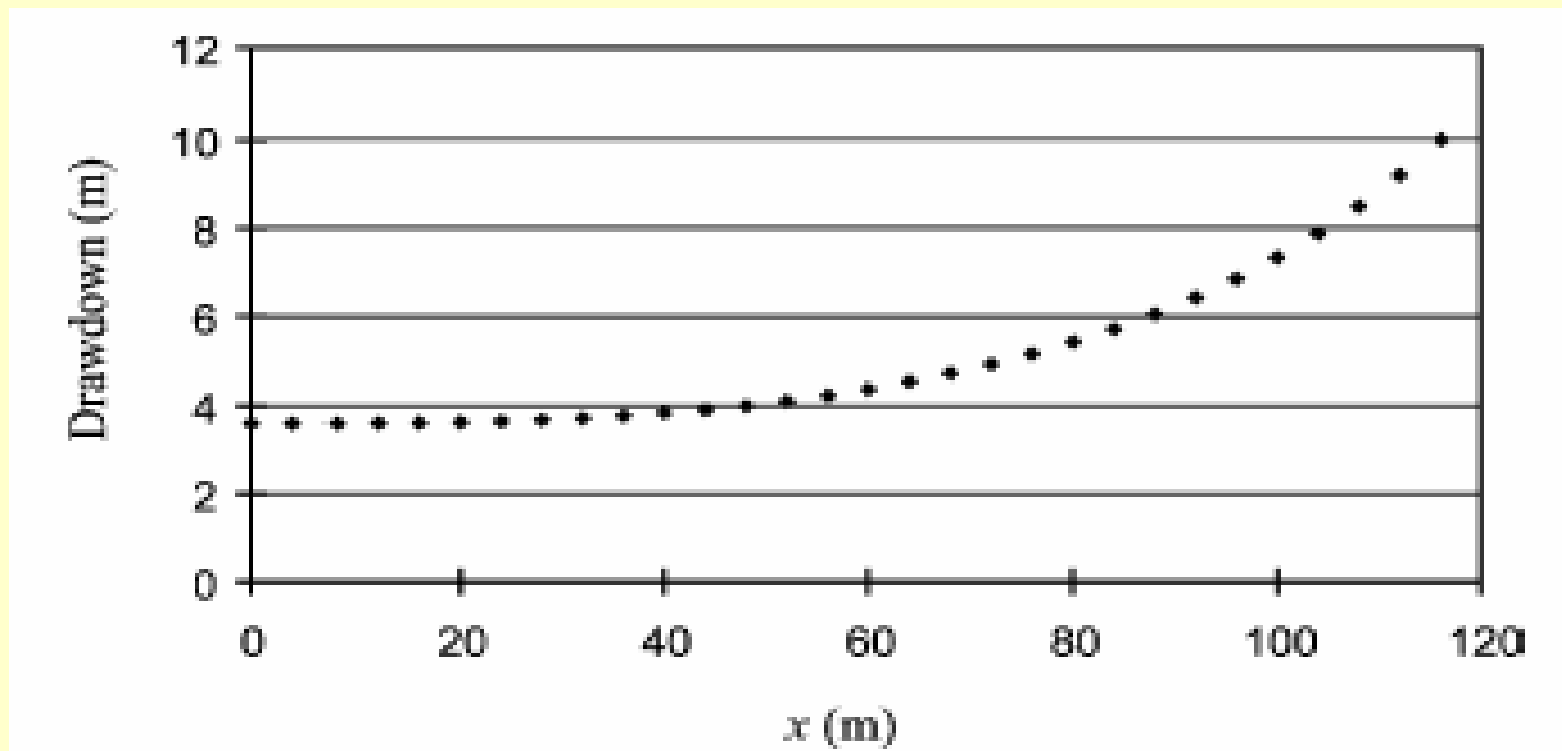


图6 模拟的第 $t=1.0$ d 水平井降深分布曲线

模拟结果:

单位长度的流量:模拟末时刻,由第1段的**3.63 m²/d**增加到最后段的**9.50m²/d**,后者是前者的**2.6倍**。这种条件下用**等强度的线汇**刻画水平井井管是**不允许**。

水头降深s: 模拟末时刻, 第1结点的**3.5 8 m**, 增加到第30结点的 **10.0 m**,后者水头降深是前者的**2.8 倍**。这种条件下用**等势的线汇**刻画水平井井管也是**不允许**。

等效渗透系数**K_e**: 是随抽水延续的**时间**和沿水平井管的**位置**而变化, 就抽水末时刻而言, 最小值为**1.46*10⁶ m/d**, 最大值为**6.116*10⁷ m/d**, 后者是前者的**41.8倍**。 [28]

如果上述参数 $d=0.05\text{m}$ 改为 $d=0.1\text{m}$ ，其它参数不变：

单位长度的流量：由第1段的 $22.68\text{ m}^2/\text{d}$ 逐渐增加到最后段(第29段)的 $92.22\text{m}^2/\text{d}$ ，后者是前者的**4.07倍**（原2.6倍）；

水头降深s：由第1结点的 2.24 m 逐渐增加到第30结点的**10.0 m**，后者水头降深是前者的**4.47倍**^[29]。（原2.8倍）

通过上述常见条件理想模型的模拟说明,至少在某些条件下,既**不能用等强度的线汇**刻画水平井井管,也**不允许用等势的线汇**刻画水平井井管。还**不可用固定不变的渗透系数**刻画水平井井管,但可用“渗流-管流耦合模型”模拟。

3.6 自流井流量动态的模拟

自流井不能人为地给定自流量，自流量是自流井对周围环境的响应。

笔者有幸，在2001~2003年的地质调查任务中第一次接触到自流井问题（陈崇希、刘文波，2003）[30]，十分顺利地将渗流-管流耦合模型用于自流井流量的预测。将自流井的井口标高作为第一类边界条件，即可获得自流井的流量。为此将自流井的流量作为模型识别的拟合对象，增加了求取水文地质参数的可靠性。

刚刚完成的疏勒河流域水资源合理配置研究（陈崇希、韩巍，2006）^[31]，由于事先要求观测好自流井的流量动态，效果较好，并预测了不同管理方案下自流流量的动态。

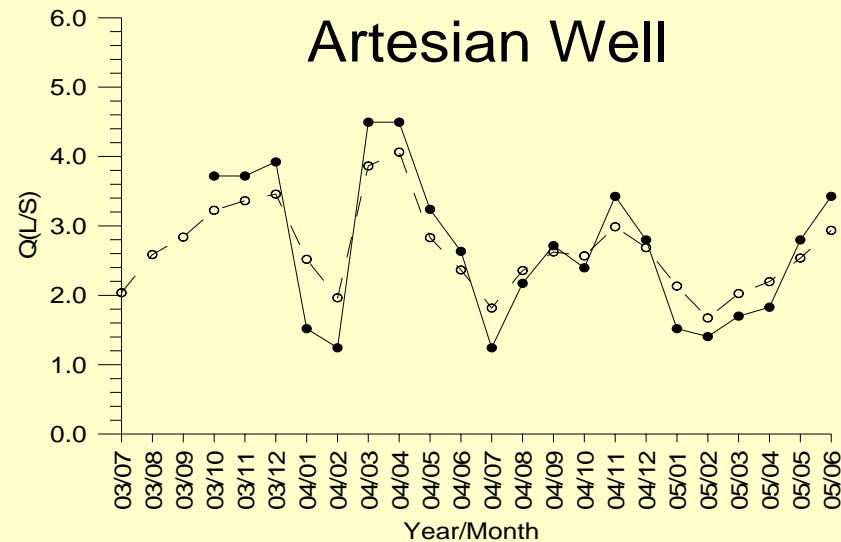


图4-20 疏勒河流域 自流井流量拟合曲线

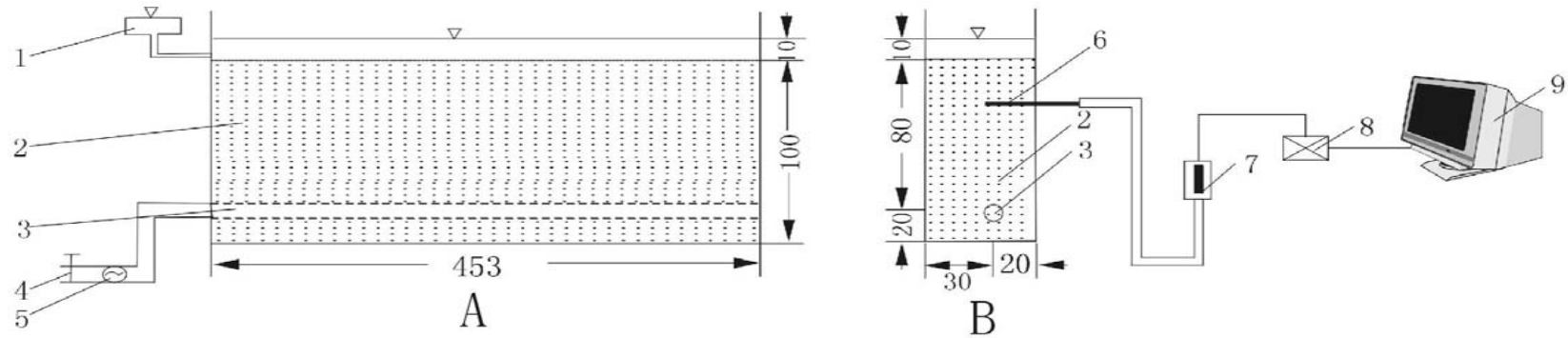
3.7 渗流-管流耦合模型的砂槽物理模拟之检验

1992年提出的“渗流-管流耦合模型”和“等效渗透系数”在理论上初步解决若干水文地质问题，也用于几个实例，但考虑到现场水文地质边界条件及内部非均质体等难以准确刻画等因素，在我国国家自然科学基金(编号：40172085)和美国国家科学基金(编号：DMI-BES-9909964)资助下,合作完成“‘渗流-管流耦合模型’的砂槽物理模拟及其数值模拟研究”(陈崇希等2003^[32], Chen Chong-xi et al. 2004^[28]), 旨在用砂槽物理模拟检验其可靠性。

项目采用具有典型意义的河床下水平井或傍河垂直井地下水流问题做了砂槽物理模拟,并用基于“渗流-管流耦合模型”和“等效渗透系数”的数值方法仿真了此条件下地下水流的规律。成果表明,数值模拟水平井放水流量及观测孔水头动态较好地再现了物理模拟结果(图8, 9)。

砂箱物理模型外貌





A-正视图 B-侧视图

1、 溢水装置 2、 渗流槽 3、 水平井 4、 阀门 5、 电磁流量计

6、 点式测压计 7、 压力传感器 8、 AD转换器 9、 电脑

砂箱物理模型装置示意图

模拟与实测结果

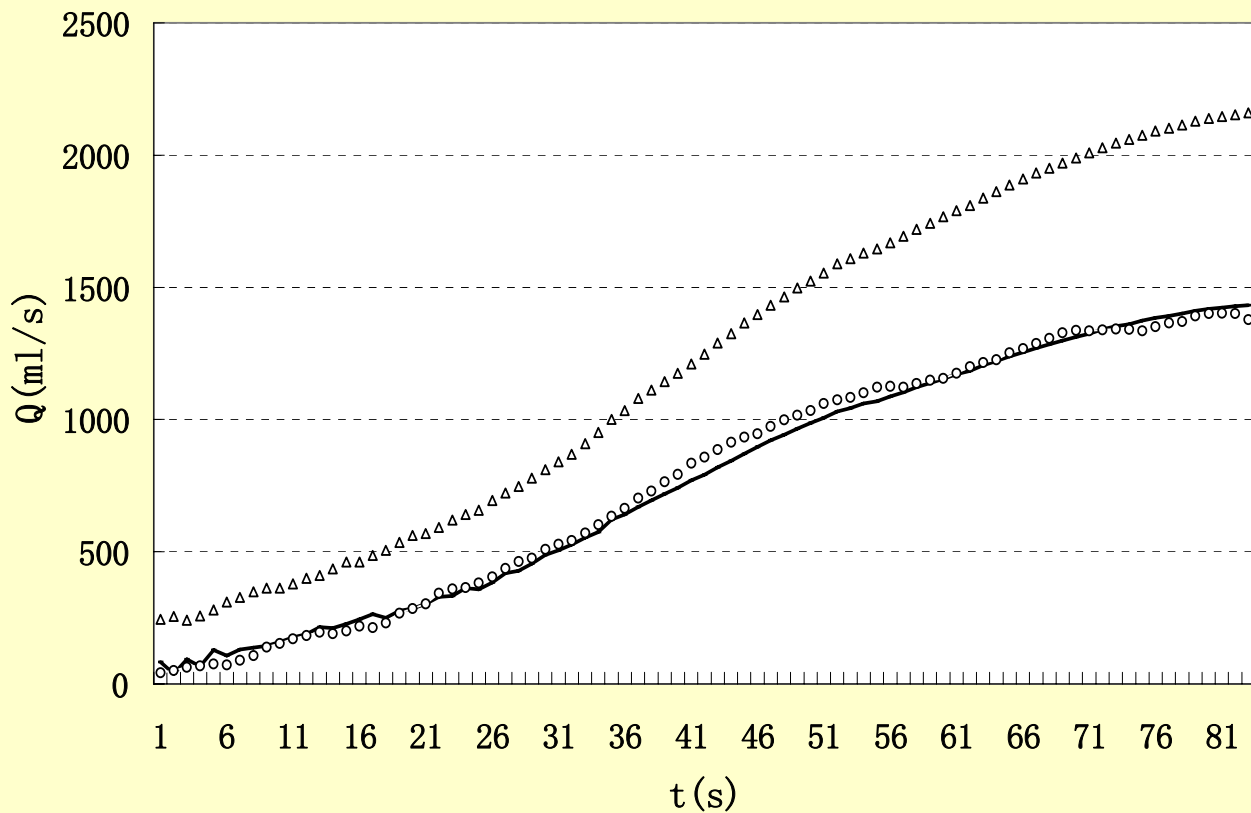
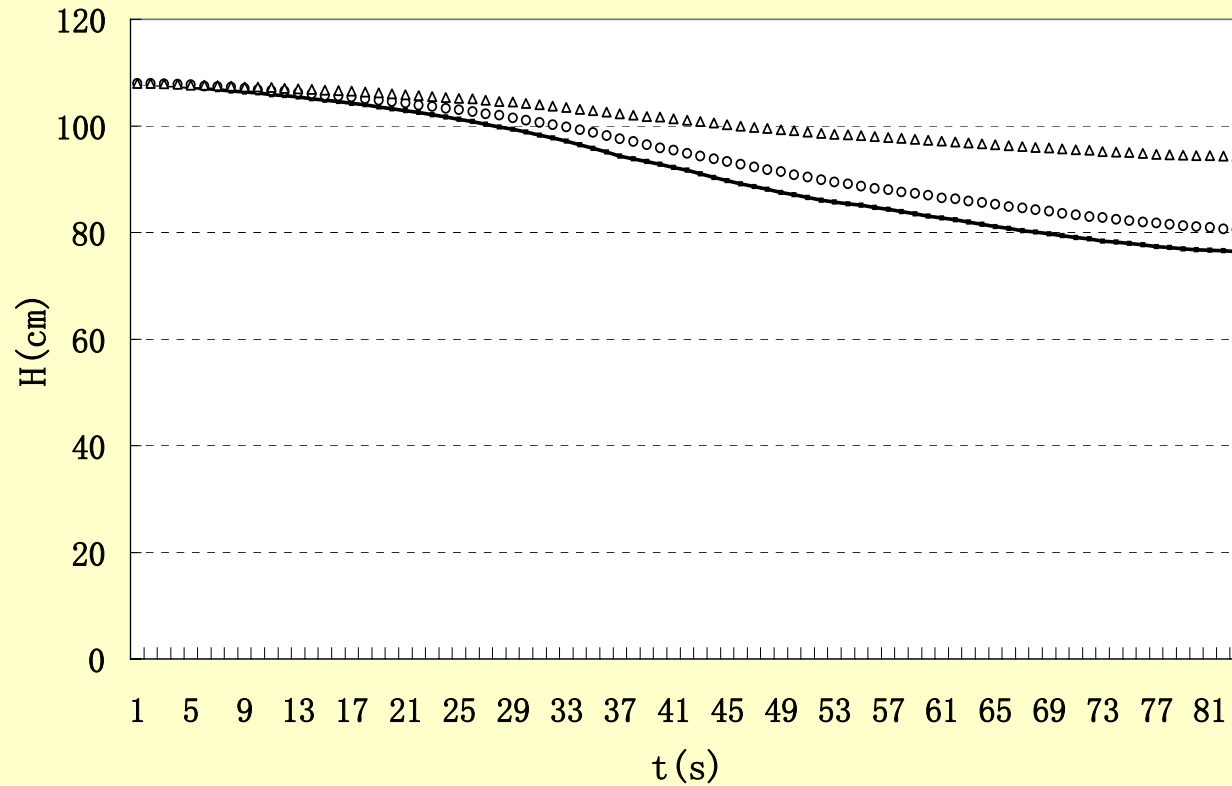


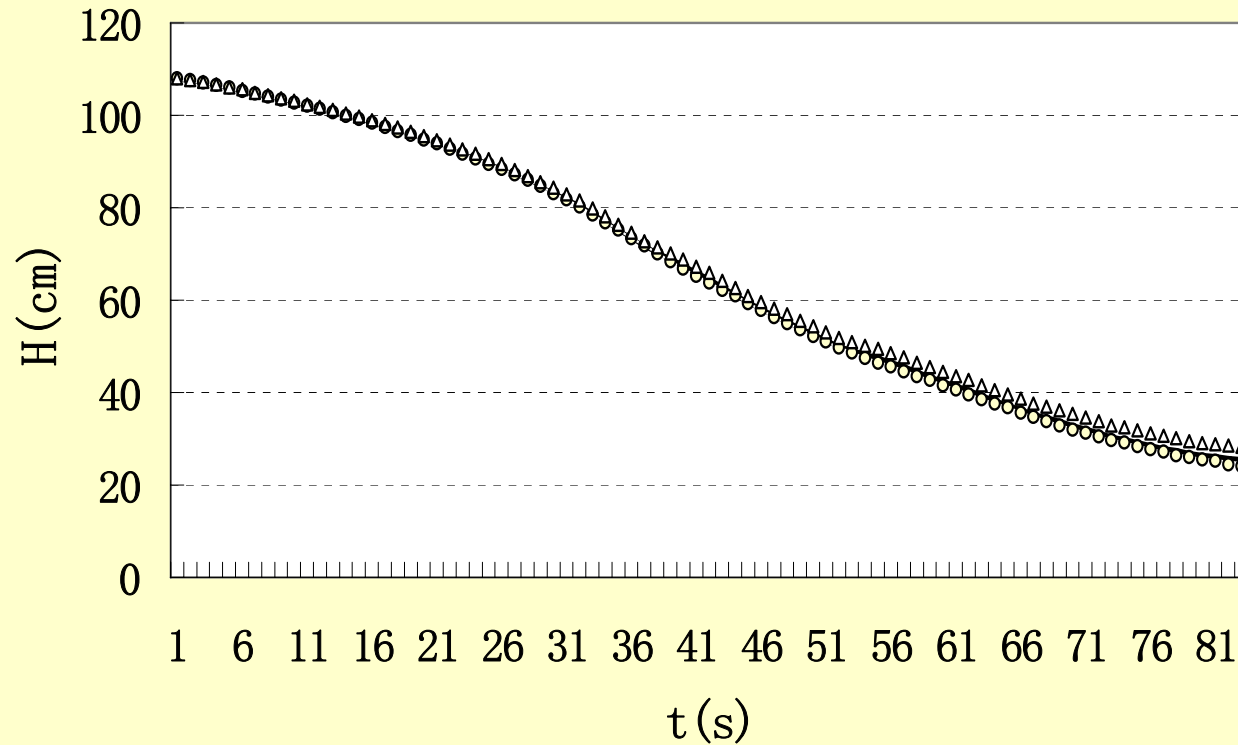
图2 水平井出口流量曲线
(圆点为实测值、实线为 K_Z 分层的计算值、
三角点为 K_Z 不分层的计算值)



1# 观测点水位曲线

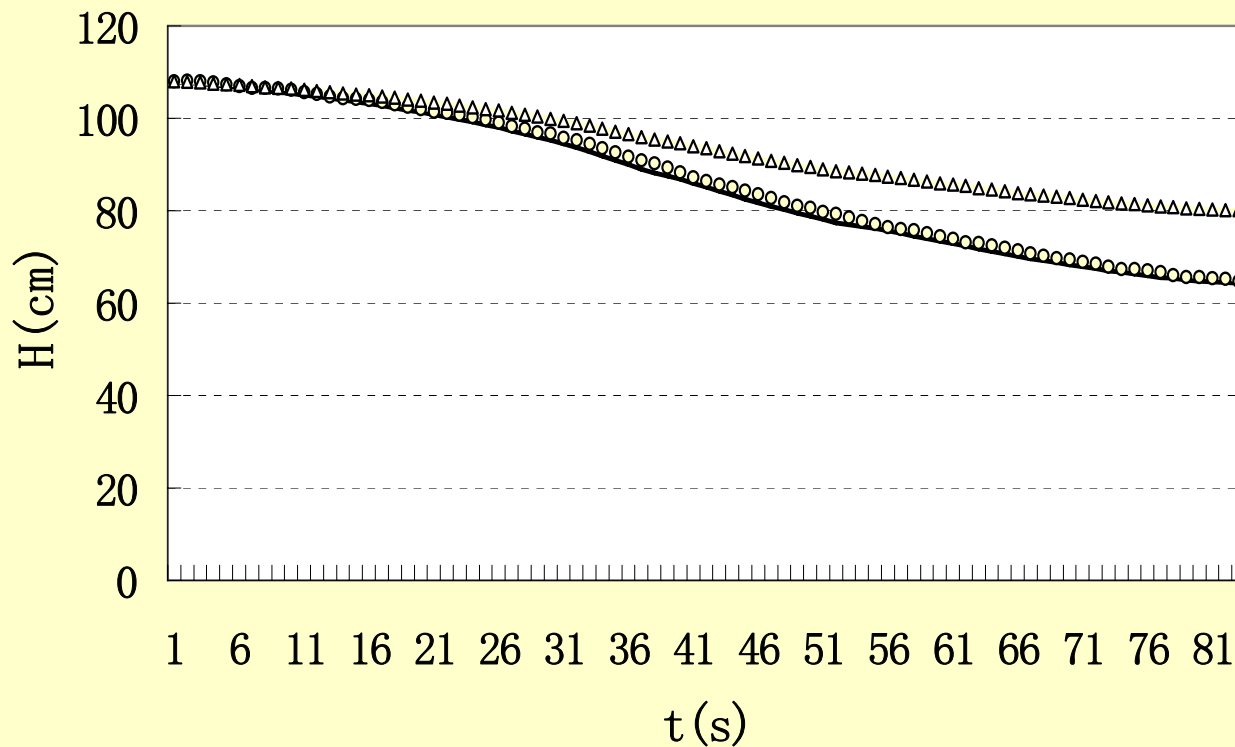
(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、

三角点为 K_z 不分层的计算值)



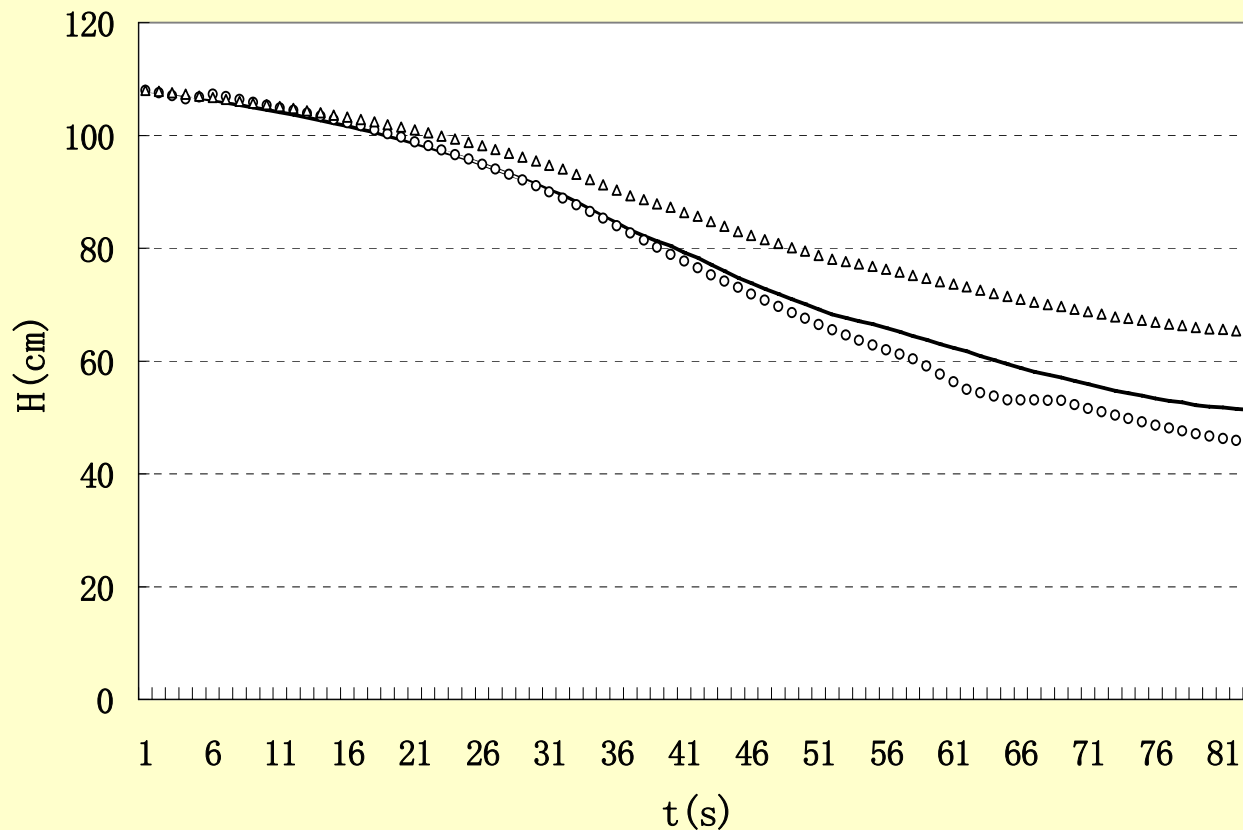
2# 观测点水位曲线

(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、
三角点为 K_z 不分层的计算值)



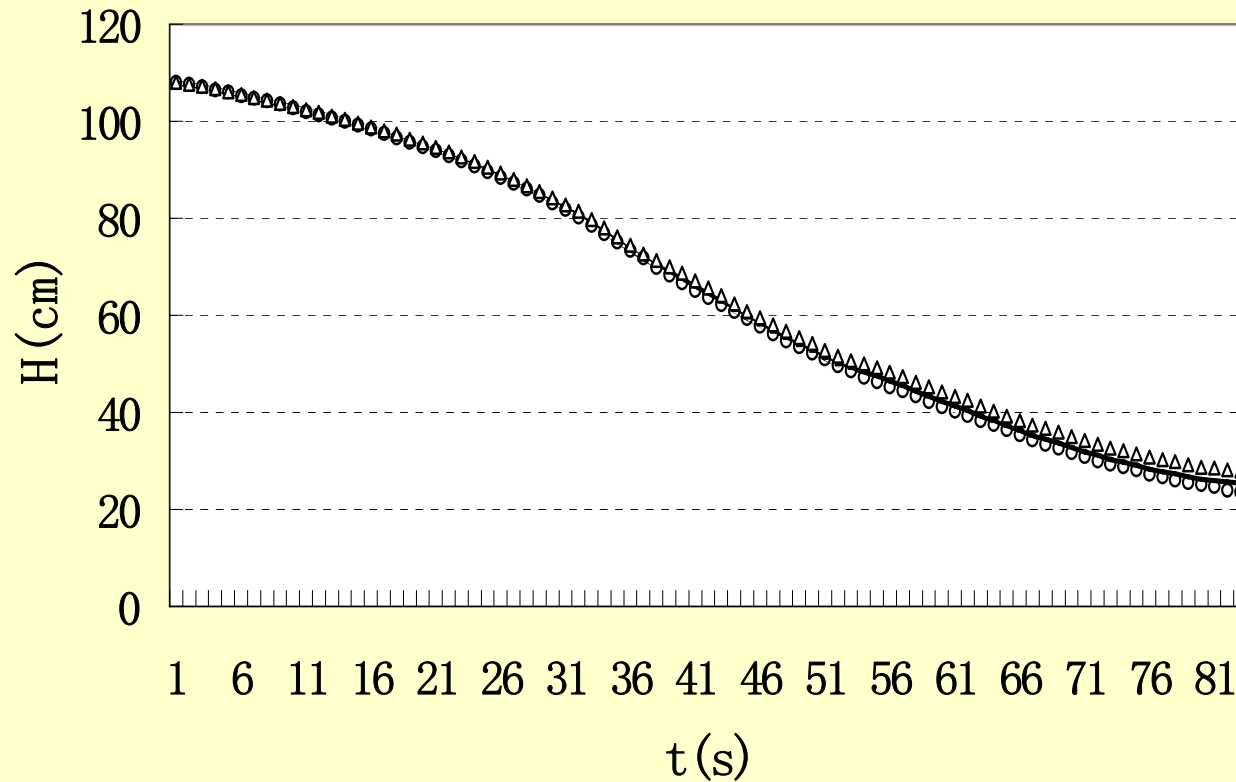
3# 观测点水位曲线

(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、
三角点为 K_z 不分层的计算值)



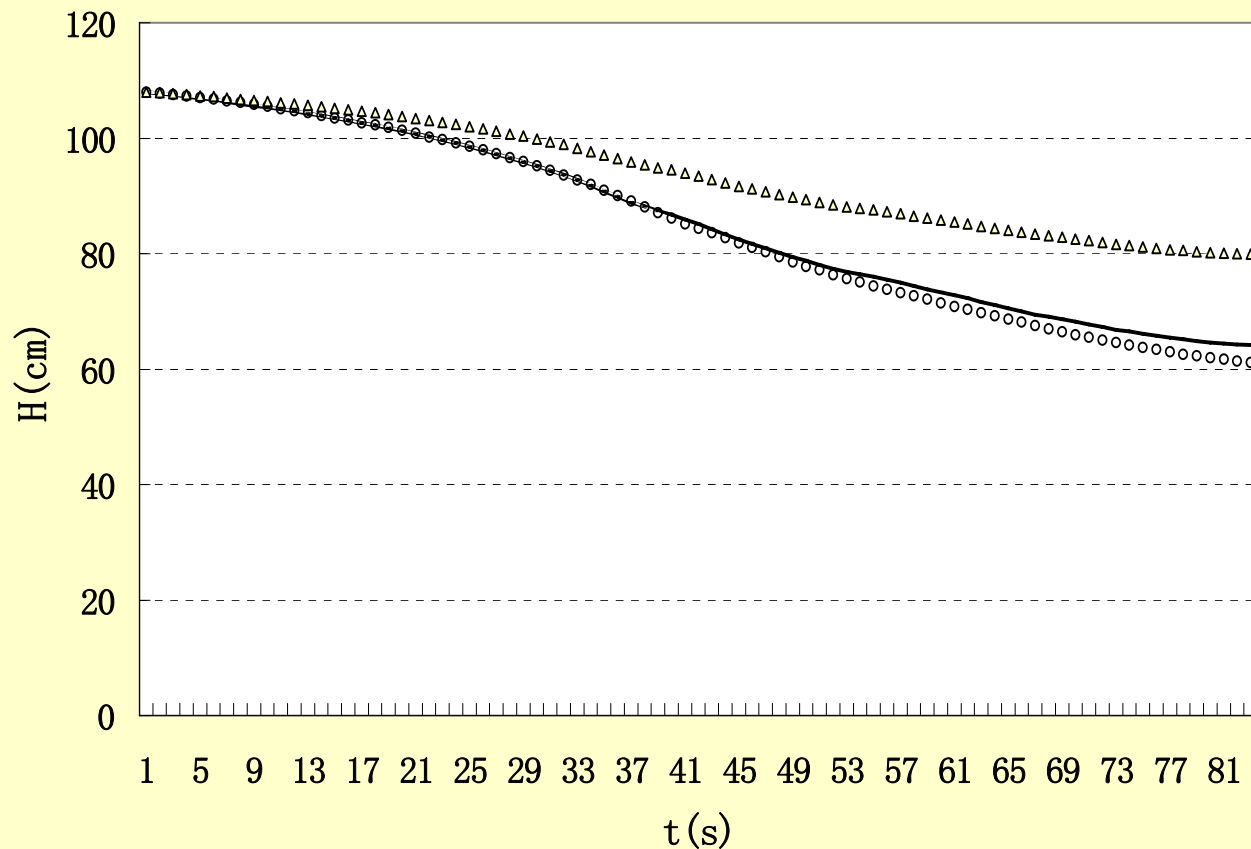
4# 观测点水位曲线

(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、
三角点为 K_z 不分层的计算值)



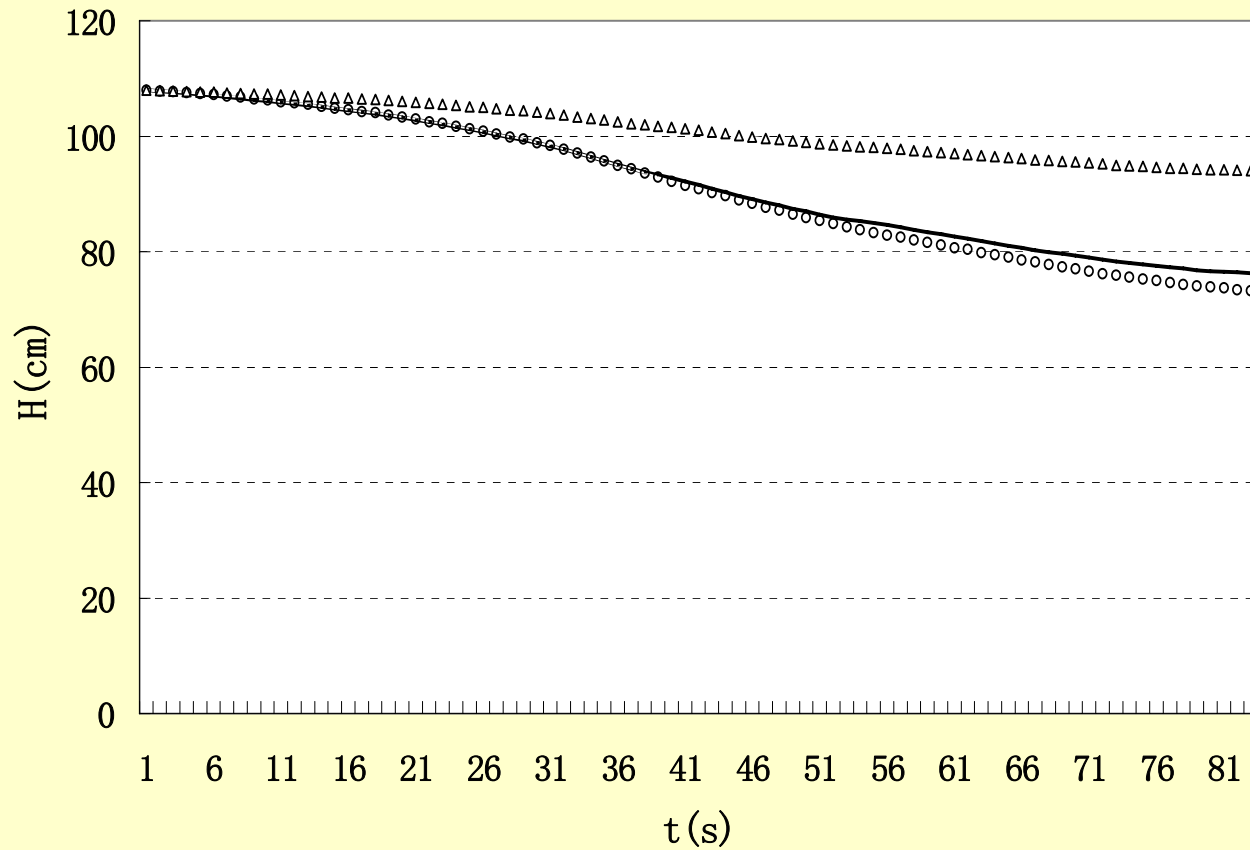
5# 观测点水位曲线

(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、
三角点为 K_z 不分层的计算值)



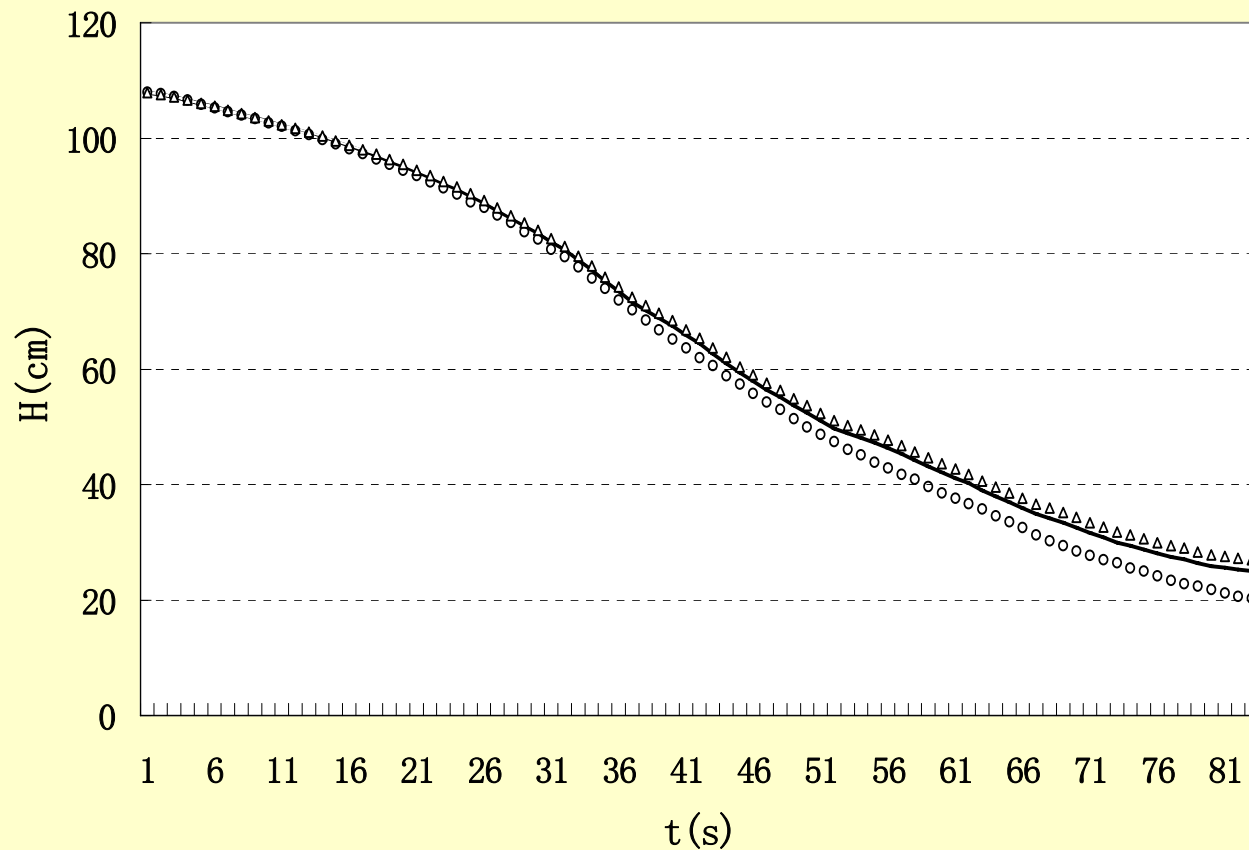
6# 观测点水位曲线

(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、
三角点为 K_z 不分层的计算值)



7# 观测点水位曲线

(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、
三角点为 K_z 不分层的计算值)



8# 观测点水位曲线

(圆点为实测值、实线为 K_z 分层的计算值、
三角点为 K_z 不分层的计算值)

3.8 常规观测孔水位模拟研究 (2003)

Hantush(1961) 和 Б о ч е в е р、 В е р и г и н (1961) 以及 Neuman (1972) 与 Sokol (1963) 等关于观测孔水位的见解和方程没有建立水流机理上。

图9表示均质承压含水层中有一非完整抽水井形成的三维流状况，穿入一根不抽水的滤管——观测孔，

三维地下水流中观测孔

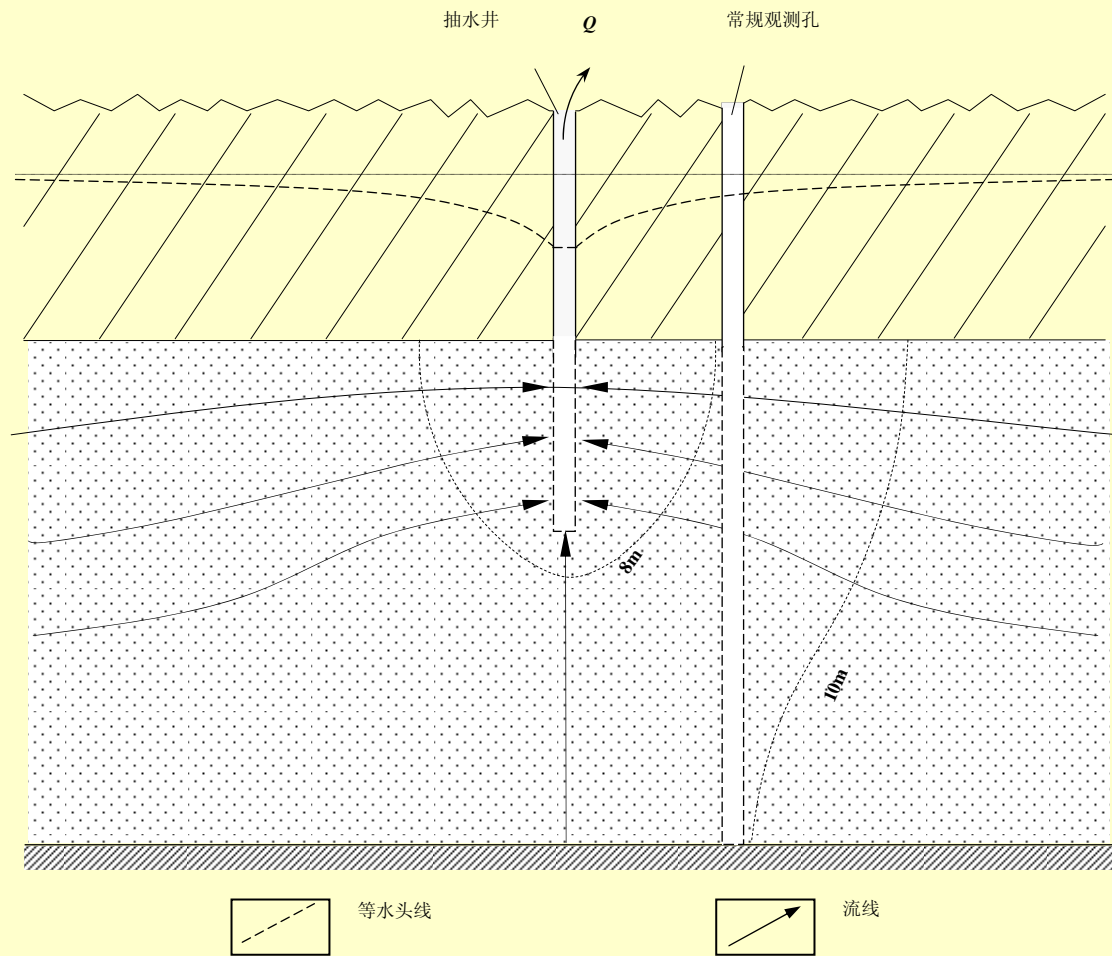


图9 三维地下水流中观测孔

图9:

原来流场中滤管位置处的水头值不相等（如图9所示下部水头值高于上部水头值），滤管穿入后，由于滤管的水流阻力远远地小于原来的孔隙介质，因此滤管中的原始水头差导致比原来孔隙介质条件下大得多的垂向流速和井筒垂向流量。如此，依水流连续性原理，井管下部必需从含水层中进水（抽水）；井管上部必需向含水层中出水（注水）——“观测孔非“观测孔”也！

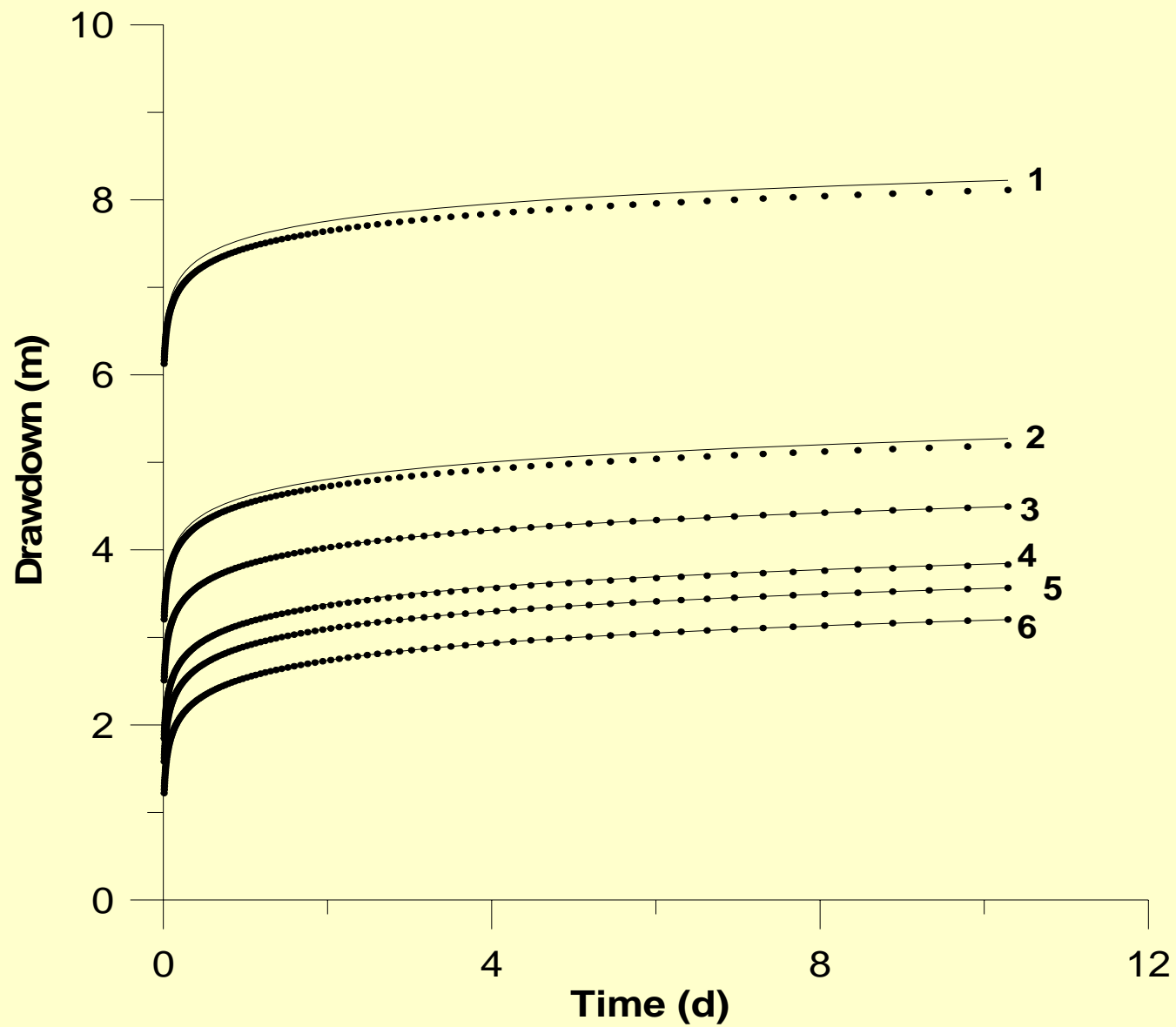
滤管中水流流速（流量）的增量（与设置观测孔之前的孔隙介质比较）和滤管与孔隙介质间水量的交换（抽水、注水）必导致观测孔内及其周围含水介质水头的再分布。由此可见，即使是均质含水层中的井孔，只要存垂直水力坡度分量，也使其具有多层井（**multilayer well**）（混合井）的基本性质——多层井不一定要求“多层”的条件，均质含水层也可存在“多层井”！

为了模拟三维地下水流观测孔中的水位及观测孔的存在对周围水头分布的影响，陈崇希（2003）[33]采用“**渗流-管流耦合模型**”及“**等效渗透系数**”的方法通过理想模型研究了此问题。

理想模型是，均质、各向同性、等厚的扇形（扇角为 10° ）承压含水层，扇形两侧、顶底面及径距 $R=86\text{万m}^+$ ，以保证扇外缘的边界对内部流场不产生明显的影响，四周均为隔水边界。在扇角处设一个穿入含水层顶面的点状非完整井，由此抽水形成地下水三维流，在距抽水井 r_g 处（扇形含水层的侧面上）打一个完整观测孔。

设含水层的厚度**M**为100 m，渗透系数**K**为100 m/d，单位储水系数 μ_s 为0.00001 1/m，抽水量**Q**为1000 m³/d，观测孔的内直径**Dg**（分别为0.00，0.02，0.05，0.10和0.20m，其中**Dg**=0.00者即为测压计式观测点）及至抽水井的径距**rg**（分别为2.58、5.19、11.8、21.2、30.9、45.0、65.2、94.4和113.4m），抽水持续时间**t**=10.0196d的条件下的模拟结果和对比。

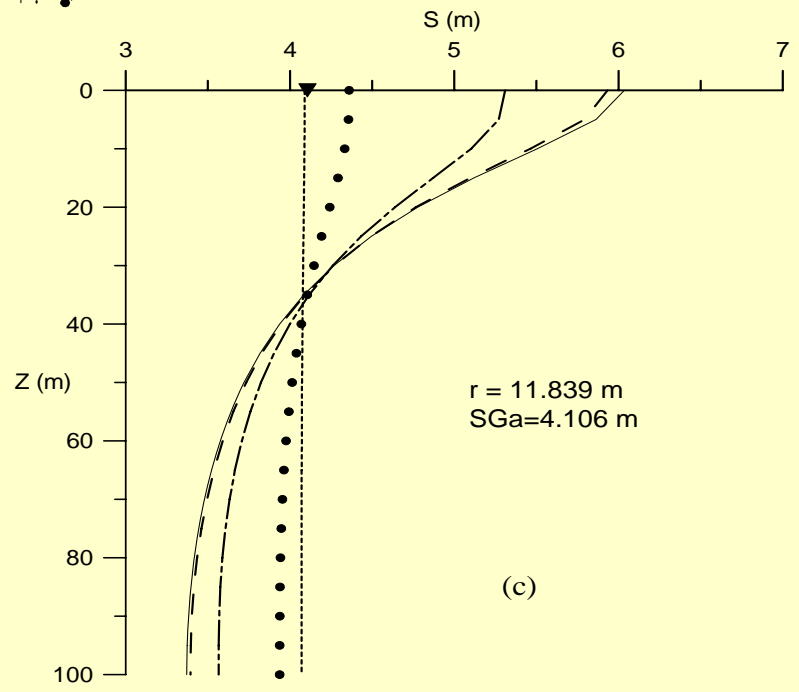
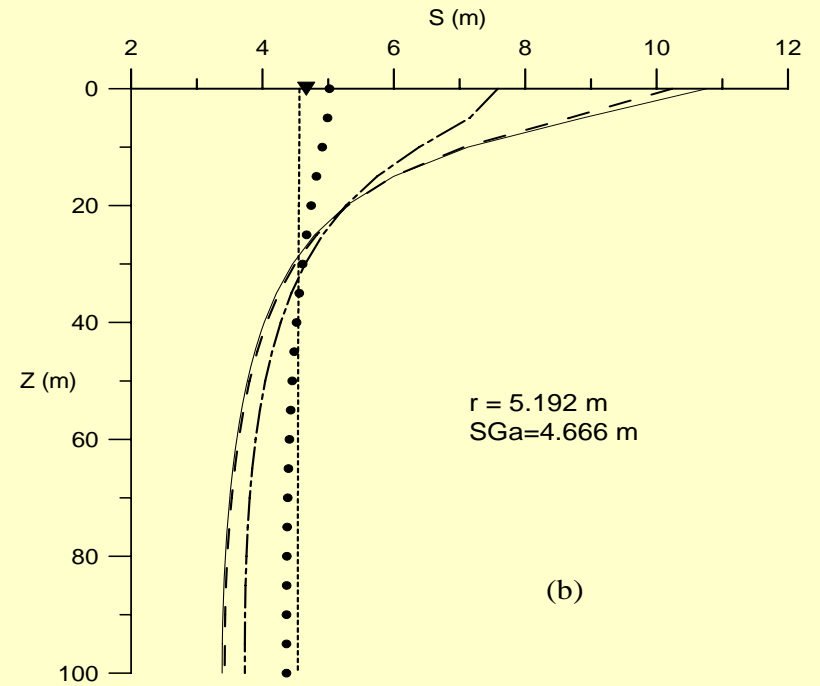
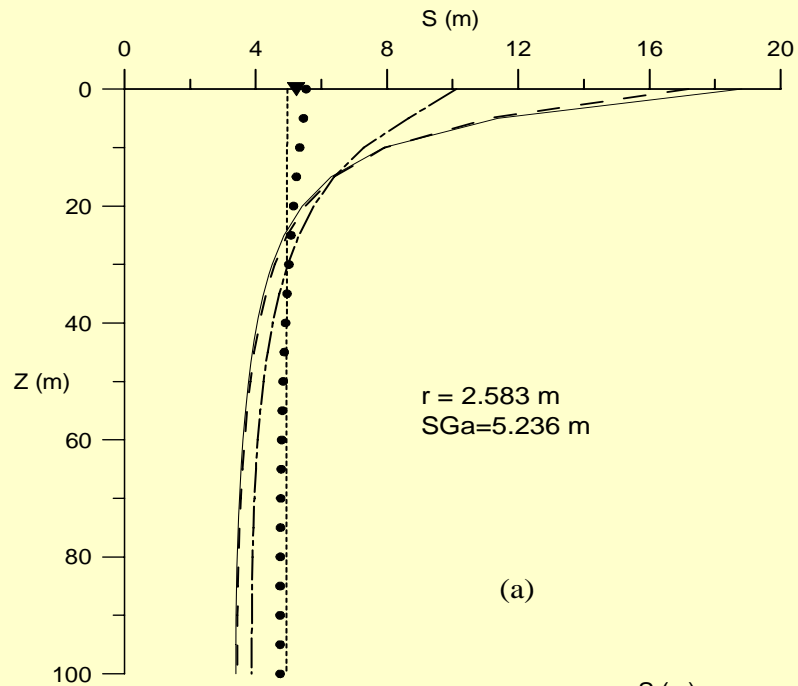
检验模型：有限元法与解析法对比



要回答的主要问题是，承压含水层地下水三维流中的完整观测孔中的水位（降深 s ）是否由Hantush-Б о ч е в е р 方程确定？

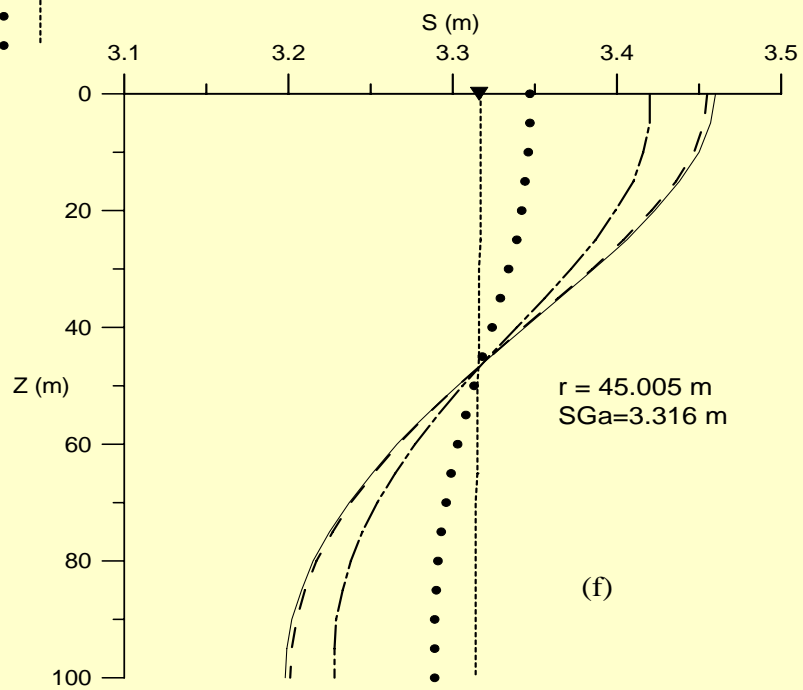
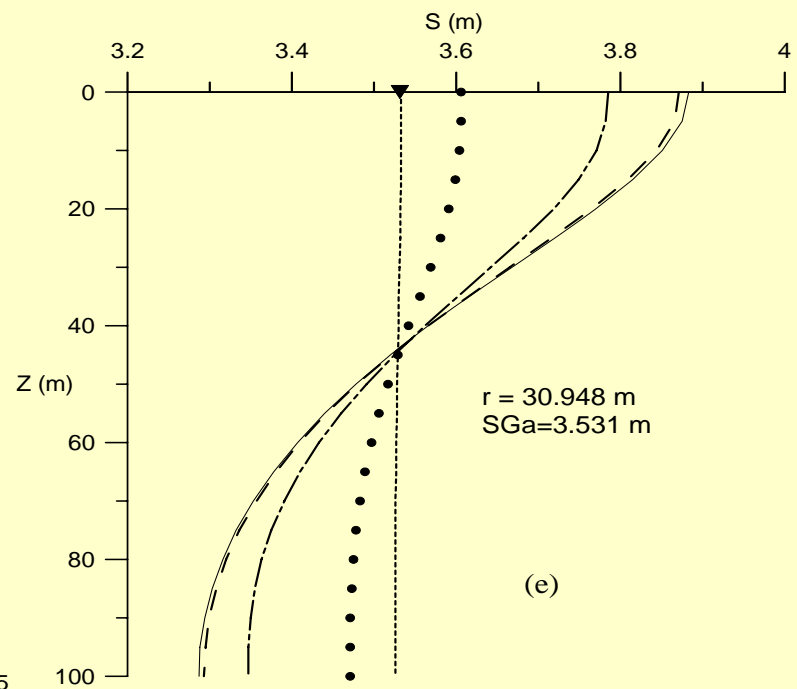
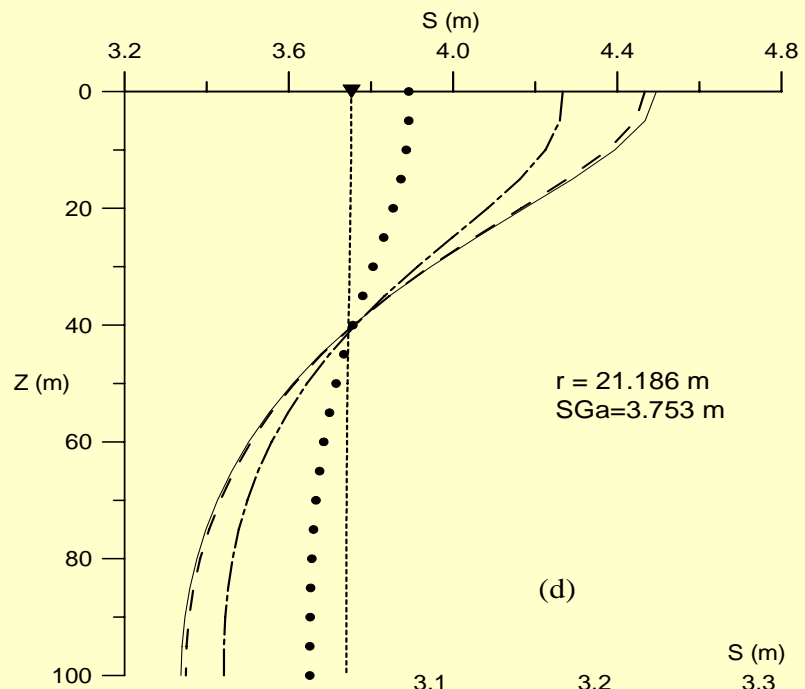
对此可以根据“渗流-管流耦合模型”，采用不同内径、不同径距的完整观测孔模拟试验加以证明。

图5 (a) ~ (i) 分别表示径距 $r_g=2.583、5.192、11.839、21.186、30.948、45.005、65.247、94.396$ 和 113.475m ，观测孔内径 $D_g=0.00, 0.02, 0.05, 0.10$ 和 0.20m ，其中 $D_g=0.00$ 者即为测压计式观测点）。



不同径距 r_g ,不同直径 D_g 观测孔中水头降深分布





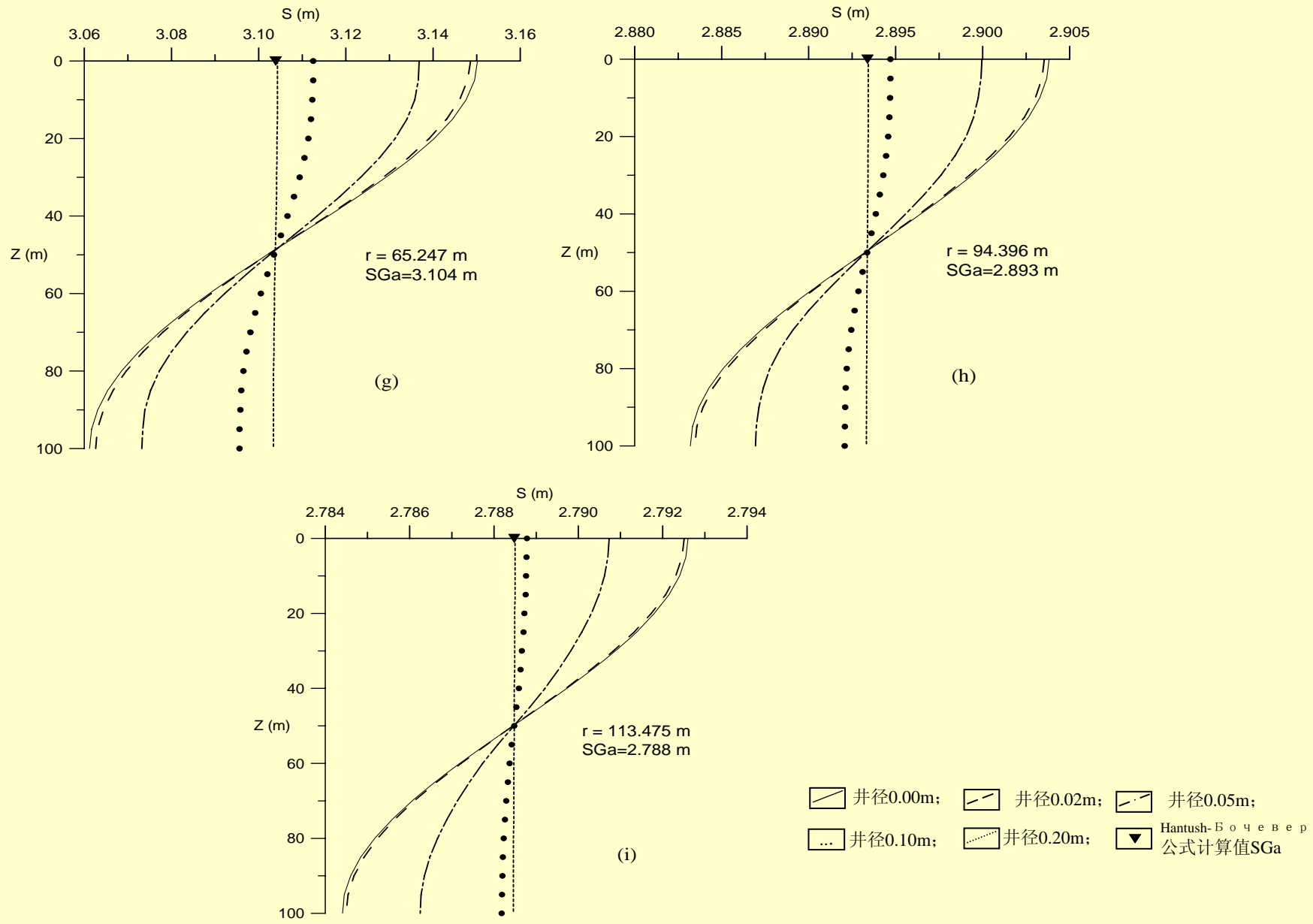


图5 不同径距 r_g 观测孔中水头降深分布及Hantush-Bochever公式计算值 SGa

由图5可见：

- (1) 观测孔中不同深度 z 处的水头降深 s 并不相等，其顶、底的水头降深差 Δs 随孔径的增大而变小。
- (2) 观测孔中顶、底层水头降深差 Δs 随观测孔径距的增大而减小。

(3) 观测孔中的水位与按Hantush-Бочевеp方程确定的值一般不相等。

以 $Dg=0.02m$ 的观测孔为例，当 $rg=2.583m$ 时，观测孔中的水位降深为 $17.2m$ ，而按Hantush-Бочевеp方程的计算值却仅有 $5.24m$ ，两者相差达 $11.96m$ 之多。

当 $rg=45.005m$ 时，观测孔中的水位降深为 $3.45m$ ，而按Hantush-Бочевеp方程的计算值为 $3.31m$ ，两者相差为 $0.14m$ ，仍然是个不可忽视的差别。

(4) 不同内径、不同径距 (a~d) 的观测孔内抽水末期流量分布的数值模拟试验结果 (图6)。

图中, 若流量沿井管向上增大, 表示此结点起“抽水”作用; 若流量沿井管向上减小, 表示此结点起“注水”作用。下、上相邻两段 (中点) 的流量差 ($Q_{上}-Q_{下}$) 即为两段 (中点) 间结点的“抽水”量, 负值为“注水”量。

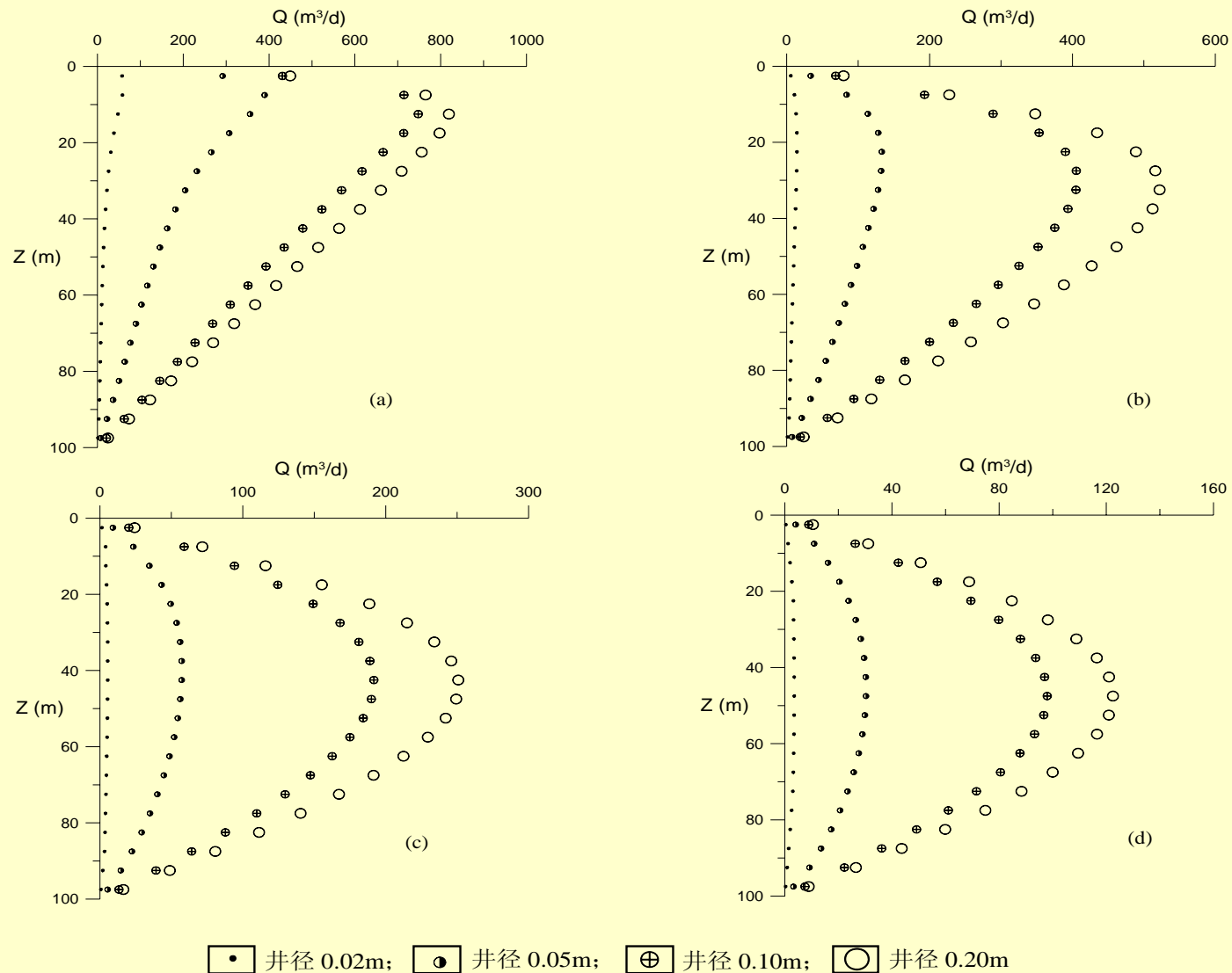


图6 不同径距观测孔中流量分布

(a)—径距5.19m; (b)—径距21.19m; (c)—径距45.01m; (d)—径距65.25m

(5) 沿观测孔井管水流雷诺数的分布：我们有趣地看一下不同径距、不同内径观测孔内水流雷诺数的分布。

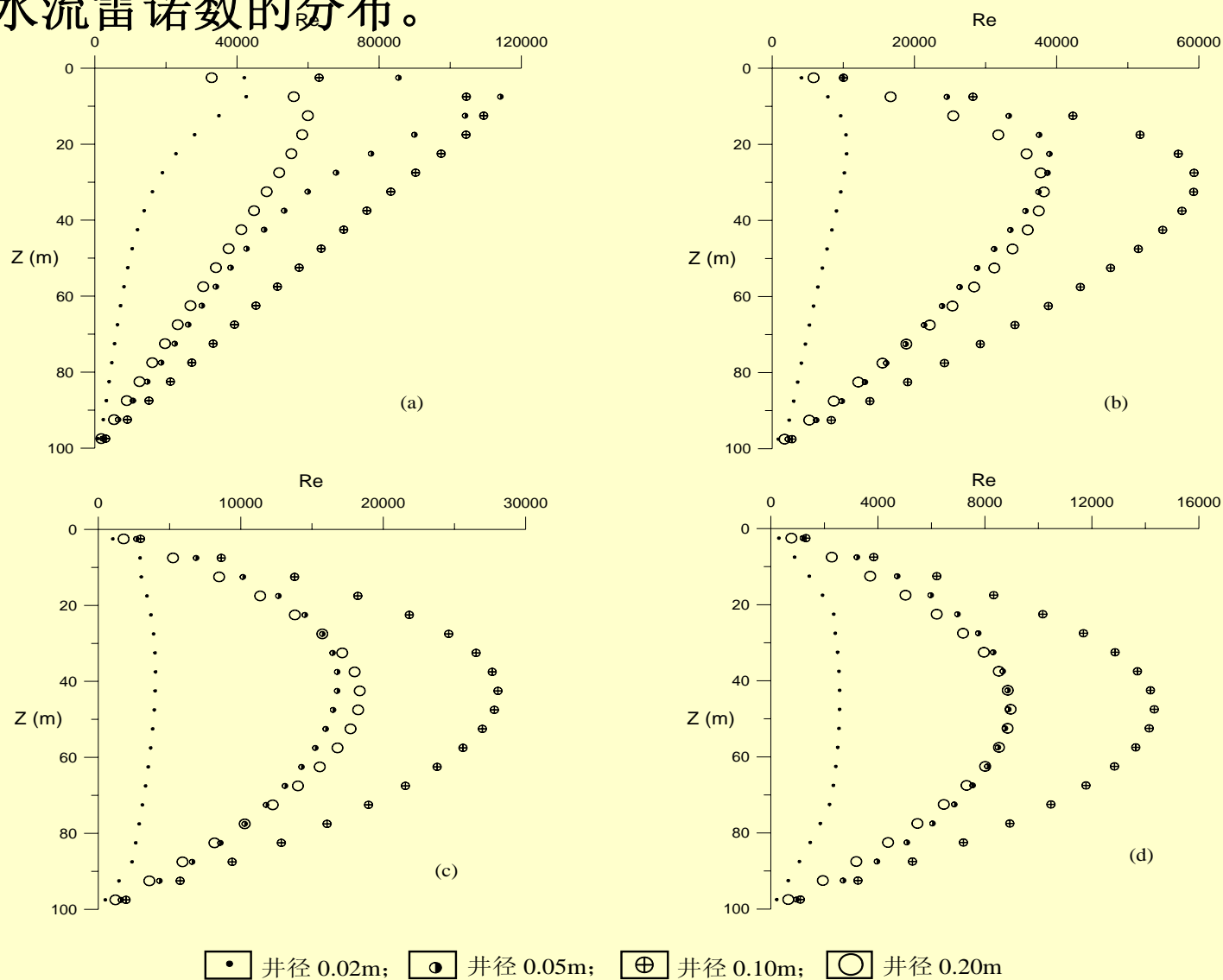


图7 不同径距不同内径观测孔中水流雷诺数的分布

(a)—径距5.19m; (b)—径距21.19m; (c)—径距45.01m; (d)—径距65.25m

值得注意的另一现象是，对于上述图7的各种条件下，没有一种条件能使观测孔中水流全段保持层流（线性流）状态的，即使象图7(d) $r_g=65.25\text{m}$ 和 $D_g=0.02\text{m}$ 雷诺数偏小的条件，全孔20段中也只有下部6段和上部4段为层流状态（ $Re \leq 2300$ ），其它段已为非线性流。由此可见，若采用Therrien和Sudicky（2001）孔内为层流（线性流）的假定来研究该问题，是受限制的。尽管这种条件下直径2cm的观测孔中的流量仅有 $3.192\text{m}^3/\text{d}$ ，已经出现非线性流了。

(6) 观测孔的“**通道效应**”(三维流中在垂直水力坡度作用下沿井管产生的**水流效应**)不仅涉及观测孔自身的水头变化，理论上要影响**整个流场**。

在本例中，最上的第一模拟层地下水**水头降落漏斗**中的**反漏斗**（图8(a) ~ (d)）——可称为**降落漏斗的畸变**。其中，随着观测孔径距的**减小**和孔径的**加大**，第一层的降落漏斗的**提高值**（与无观测孔相比较）**愈加明显**（例如图8(a)）。

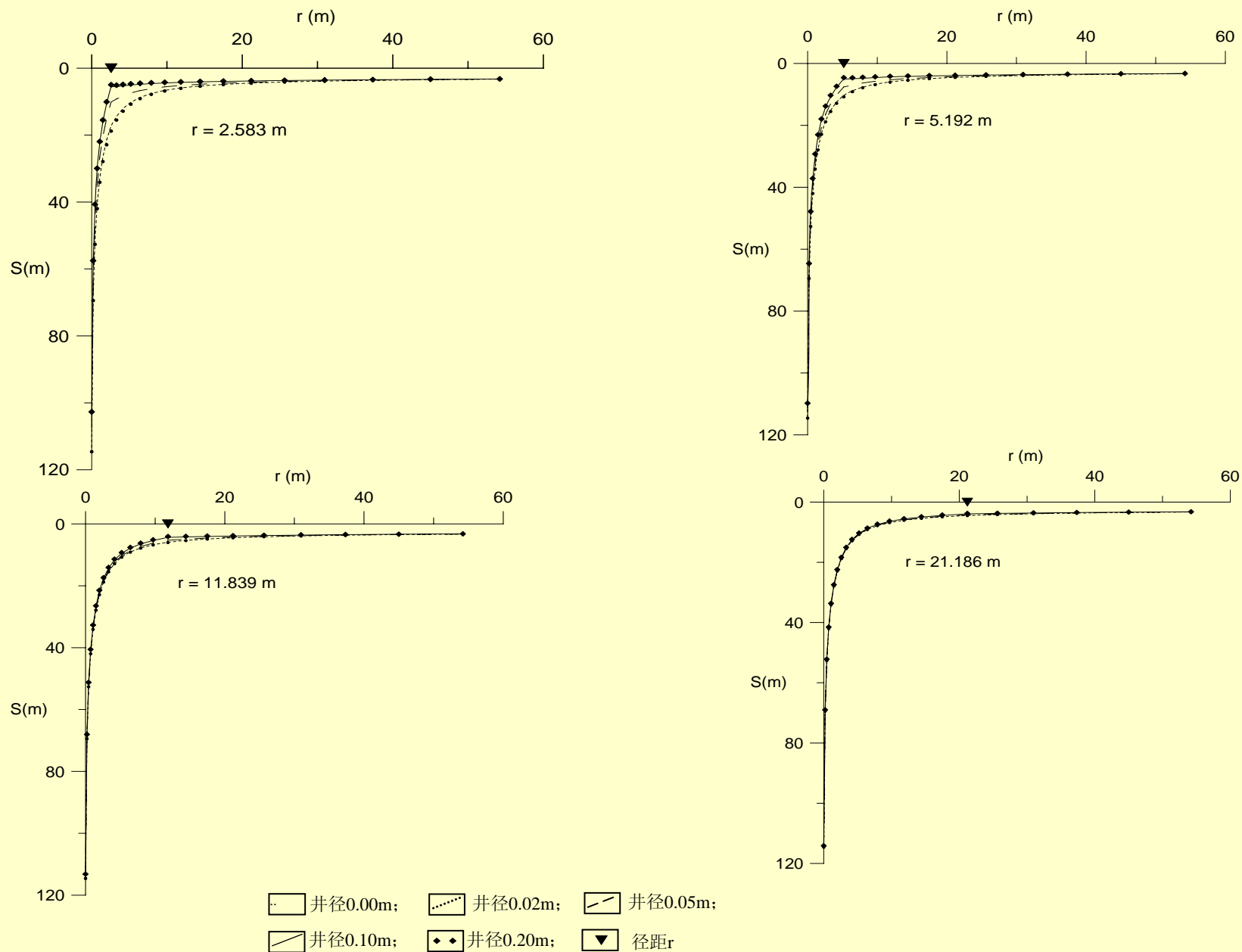


图8 不同径距观测孔的“通道效应”对第一模拟层地下水水头降落漏斗的影响

(7) 结论

- 1) Hantush (1961)、Бочевер和Веригин (1961) 及 Neuman(1972) 分别认为含水层三维流观测孔中的水头反映该孔滤水管中各点水头的平均值，这种提法未涉及水流的机理。Sokol(1963) 以含水层导水系数为权的各层水头的代数平均值的提法也有误。
- 2) 通过观测孔中水流的机理分析，三维流中的观测孔实质上是一部分滤管进水（抽水）而另一部分滤管出水（注水），它兼有“抽水”与“注水”作用的井孔，只是孔口的流量为零。观测孔非“观测”孔也！
- 3) 多层井不一定要要求“多层”的条件，均质单一含水层也可存在多层井的特征。

- 4) 模拟表明：观测孔中存在不同流态水流。
- 5) 模拟表明：混合井并不“混合”，观测孔中存在符合机理的水头分布和流量分布规律。
- 6) 观测孔的“通道效应”不仅涉及观测孔自身的水头变化，理论上要影响整个流场。就本文算例而言,若在45.0m范围内存在直径 $D_g \geq 0.05m$ 的完整观测孔,对径距 $r \leq 54.0m$ 范围内的水头都要产生厘米至米级(部分达十多米)的畸变；对于直径 $D_g \geq 0.02m$ 的完整观测孔,则产生毫米至米级的畸变。

四. 三维流观测孔中取水样的代表性问题

观测孔是水文地球化学取样的主要对象。然而依上述分析，三维流观测孔中存在明显的垂向流速（流量），孔中并存抽水与注水作用，通常的定深取水样方法，其样品的代表性尚需分析。

同样，对于如同北海混合抽水试验场实例，通过混合观测孔的流量由抽水初期的5 m³/d增至抽水末期的22 m³/d。在这种条件下提取的水样代表什么，给水文地质学家们留下很大的思考空间。

“渗流-管流耦合模型”及其应用

(完)

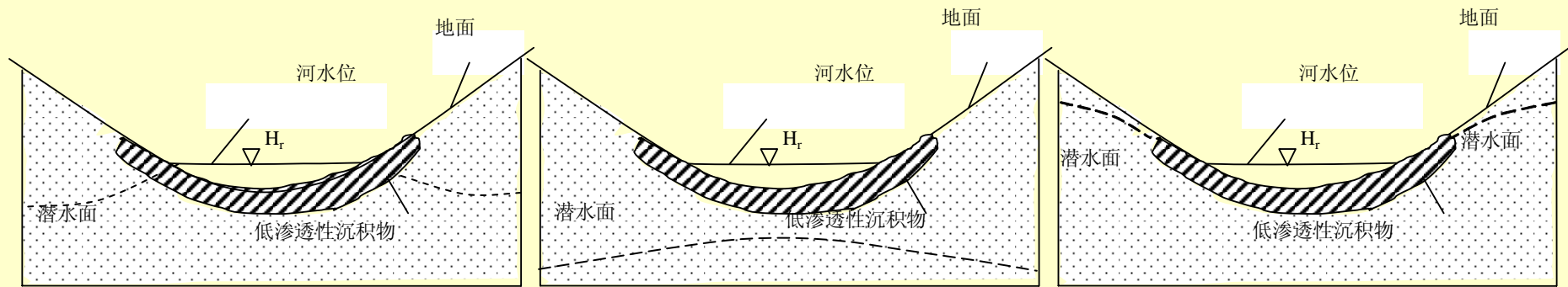
模型的特色（与MODFLOW比较）

—— PGMS ——

- （一）混合抽水井的模拟
- （二）混合观测孔的水位
- （三）自流井流量的模拟
- （四）河流(渠系)-地下水补、排量的模拟
- （五）河流、渠系和降雨等入渗补给地下水滞后性的刻画
- （六）泉流量的模拟
- （七）初始水头分布的确定
- （八）其它
 - 1. 剖分
 - 2. 非均质
- （九）本模型外的模拟要素：
 - 1. 海底边界 2. 抽水井由水位 3.

(四) 河流(渠系)-地下水补排量的模拟

地表水-地下水的转化形式是多种的，河流既是地下水的补给来源，又是地下水的排泄去处。1978年，在“全国首届地下水资源评价学术会议”上笔者将非完整河补给地下水的形式分为“渗水式”补给和“注水式”补给，这是以其水动力特征如同水文地质勘查中的“渗水试验”和“注水试验”而命名。



(2) 注水式补给(反漏斗型)

(1) 渗水式补给(存在非饱和带)

(3) 地下水含水层向河流排泄

图1地下水与地表水转化的三种形式示意图

Fig.1 three typical types about the interaction between groundwater and surface water

很有意思的是，美国**MODFLOW**软件也注意到存在这两种补给形式，只是称其为**非饱和（非连续）**补给及**饱和（连续）**补给，而且两者的计算公式也相似。**不同的是**，对于“注水式”补给（饱和补给）形式，**MODFLOW**软件只考虑**河流的底面垂向**补给，而疏忽了河流的**边邦侧向**补给；同样，河流排泄地下水时，**MODFLOW**软件也疏忽了**侧向排泄**的存在。而**笔者**都考虑了**底面垂向**和**边邦侧向**补给的存在。

(五) 河流、渠系和降雨等入渗补给地下水滞后性的刻画

降雨、河流、渠系和灌溉等入渗补给是地下水的主要补给来源，若这些入渗补给处理不当，则会导致模型失真。因此应格外认真地对待。

就机理而言，最好采用饱和-非饱和模型，但就大尺度模型缺参数。下面以降水补给为例来分析，并用于河流、渠系和灌溉等的入渗。

目前地下水资源评价中降雨入渗补给量的计算主要采用下列两种方法：

常规的入渗系数法

该法对于潜水位小埋深区大体上可以用来刻画降雨对潜水的补给，但有些地区潜水埋深较大，若不考虑降雨补给的滞后特征，则会导致模型失真。

平移滞后入渗系数法

该法把潜水位出现高峰时段与降雨的高峰时段的时间差，作为统一的滞后时间。例如若该时间差为3个月，则1月份的降雨量都在4月份入渗补给，2月份的降雨量则在5月份入渗补给；若3月份无降雨，则6月份无降雨入渗补给。

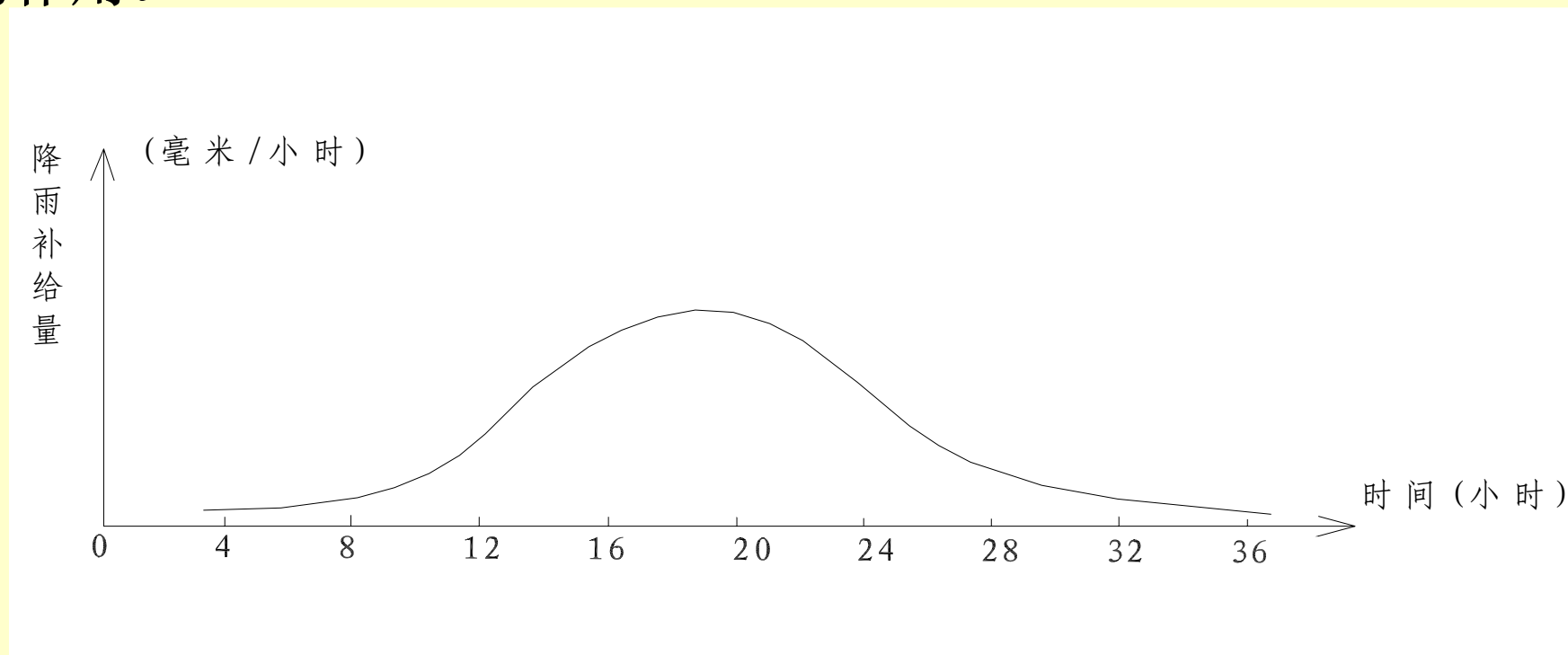
如此处理滞后补给也存在明显的**不合理**。因为**潜水位高峰出现的时间**，是所有影响地下水位动态**诸因素作用的总和**，除降雨补给外，还有地下水蒸发，灌溉入渗，和地下水开采等因素作用下产生地下水**不均衡**的结果，特别是**地下水开采**这个人为因素具有很大的能动性，具在大部分区域已经成为地下水**动态的主要控制因素**，它可能完全掩盖了地下水的天然动态，因此用该法研究降雨入渗补给的滞后性是不恰当的。

忽略降雨以外的其他因素对地下水动态的影响，仅就降雨入渗补给单一因素对潜水位动态的影响。

降雨过程是间断的，不连续的，但它对潜水的补给则是连续的，这是因为地下水流动，特别是非饱和流动，其介质有明显的储存性和低渗透性，从而具有调节功能；使补给具有滞后性及连续性。一年内虽然降雨仅有几十天，其余时间均无降雨，但在潜水位深埋区，补给却天天作用着（浅埋区由于存在强蒸发作用而使情况复杂化了），这种连续补给作用是不可能用一个时间差的平移来刻画其滞后性的。

为此，我们寻找一种即要比较能够反映客观实际情况，而又实用的描写补给滞后性的方法。

根据地下水非饱和流动理论，一次降雨过程对潜水补给量的分布曲线如图示。它是一单峰曲线。曲线的形态取决于潜水位埋深和包气带的岩性，当然还与包气带的初始含水率的分布有关。我们将后面的因素固定起来（因为对于长期问题可以忽略它），专门讨论前面因素的作用。

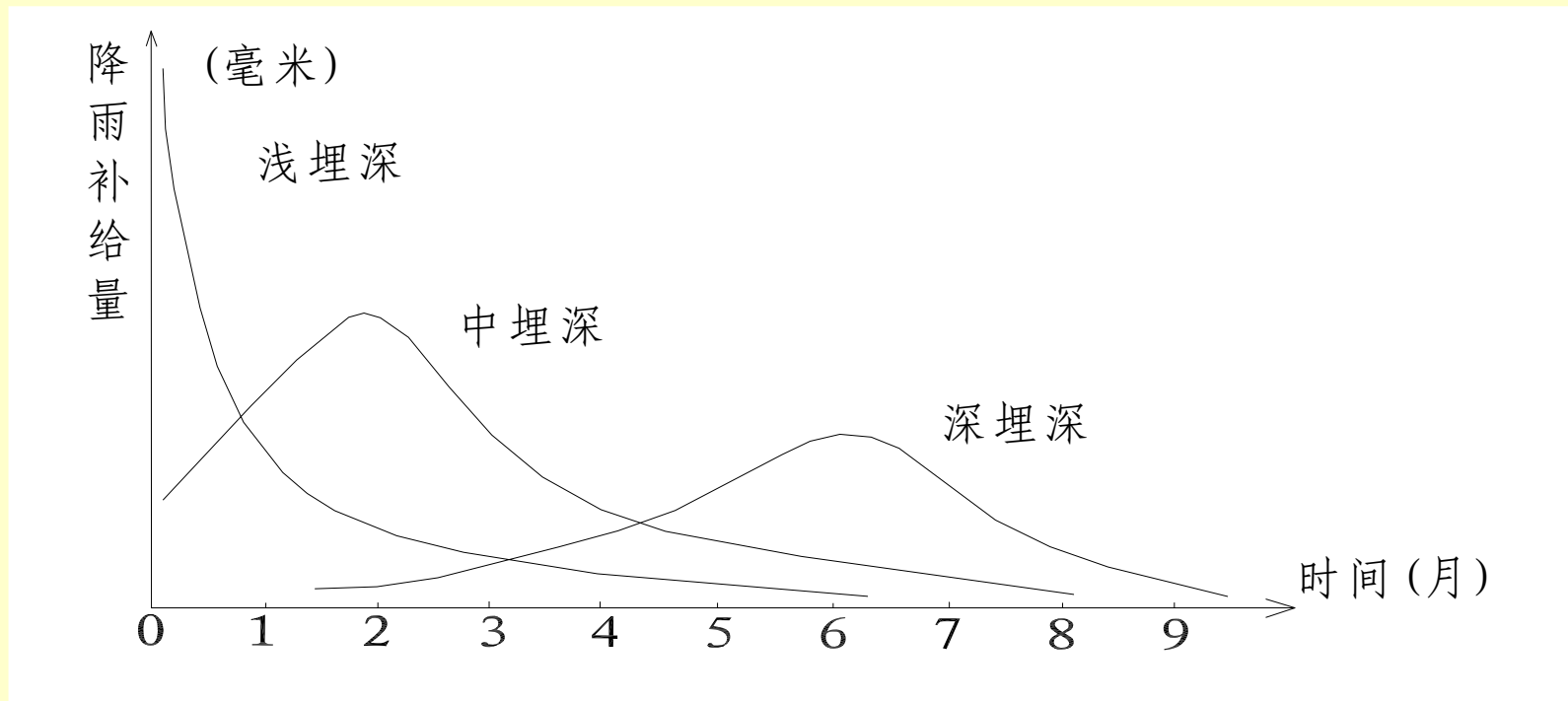


我们以包气带地下水非饱和流动理论为基础，考察不同水位埋深和岩性条件下，某时段（例如月）降雨对该时段及其后各时段补给强度的分布特征。

为了使问题的讨论能与地下水资源评价数值法相匹配，将连续的特征曲线改为离散点的形式（因为数值法在时间上是离散的）。不失一般性，我们将时段取为1个月。

对于潜水位埋深较大和（或）包气带渗透系数较小的条件，入渗强度分布是一**单峰函数**；

当潜水位埋深很小时，可能是**单调减函数**



若在0月有某降雨量 RA （毫米）作用，则该月及后各月降雨入渗补给量之和 RE_k （毫米）就是该时段降雨量形成的全部补给量。该值 RE_k 与0月的降雨量 RA 之比就是（总）入渗补给系数。各月份的入渗量与0月降雨量 RA 之比，则是0月降雨在各月的入渗补给系数 α_k 。即：

$$\alpha = \sum_{k=0}^{\infty} \alpha_k = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{RE_k}{RA} = \frac{RE}{RA}$$

月入渗补给系数组已能很好地反映降雨入渗补给滞后性的特征，为了使刻画滞后性的特征数组更通用，我们定义：

$$\omega_k = \frac{\alpha_k}{\alpha} \quad (k=0, 1, 2, 3, \dots)$$

存在关系：

$$\sum_{k=0}^{\infty} \omega_k = \sum_{k=0}^{\infty} \frac{\alpha_k}{\alpha} = 1$$

该式表明满足权的定义，所以我们称 ω_k ($k=0, 1, 2, 3, \dots$) 为滞后补给权系数(组)。

引入滞后补给权系数(组)的**优点**是，不同入渗系数的诸分区(不同区，同月的入渗补给量不等)，有可能取用同一滞后补给权系数来计算各月的补给量，也就是说，滞后补给权系数更具**通用性**。于是我们的**任务**转到**寻找**一个能满足上述条件的**特征函数**，即：

①它们是**单峰函数**或**单调减函数**，并随**峰值**出现时间的**后延**，其**峰值减小**；

②各权系数之和为1；

③**适应性较强**，能较好的与不同潜水位埋深，不同岩性条件下滞后入渗补给量相拟合。

经反复分析研究，我们确定采用下面的离散函数来表征滞后入渗补给权系数的分布。

$$\omega(j-i) = \frac{\left(\frac{D}{B}\right)^{(j-i)}}{(j-i)!} \cdot e^{-\left(\frac{D}{B}\right)} \quad (j-i=0, 1, 2, \dots)$$

式中：

$\omega(j-i)$ — i 月降雨， j 月补给的权系数；

D — 潜水位埋深(米)；

B — 与包气带岩性等因素有关的经验系数(米)，可称为埋深区间系数。该系数是包气带渗透系数的增函数。

该式中D是已知的，仅有一个与岩性等因素有关的经验系数B是待求的。这个系数可以通过模型识别来确定，这样就可以利用上式计算出滞后入渗补给权系数。各区(总)入渗系数也是通过模型识别来确定的，由此可计算出在某月*i*降雨量 $RA(i)$ 作用下，该月及其后各月*j*的补给量 $RE(j-i)$ ，即：

$$RE(j-i) = \alpha \cdot \omega(j-i) \cdot RA(i) \quad j=i, i+1, i+2, \dots$$

至此，我们分析了某月降雨量对该月及其后各月入渗补给的贡献。
对于实际问题—**多月降雨对某月j的补给量问题**，为了简化计算，我们近似用该月及其以前各月i降雨量对潜水补给贡献的代数和来计算该月j获得的总入渗补给量，即：

$$RES(j) = \sum_{i=j}^{-\infty} RE(j-i) = \alpha \sum_{i=j}^{-\infty} \omega(j-i) \cdot RA(i)$$

式中：

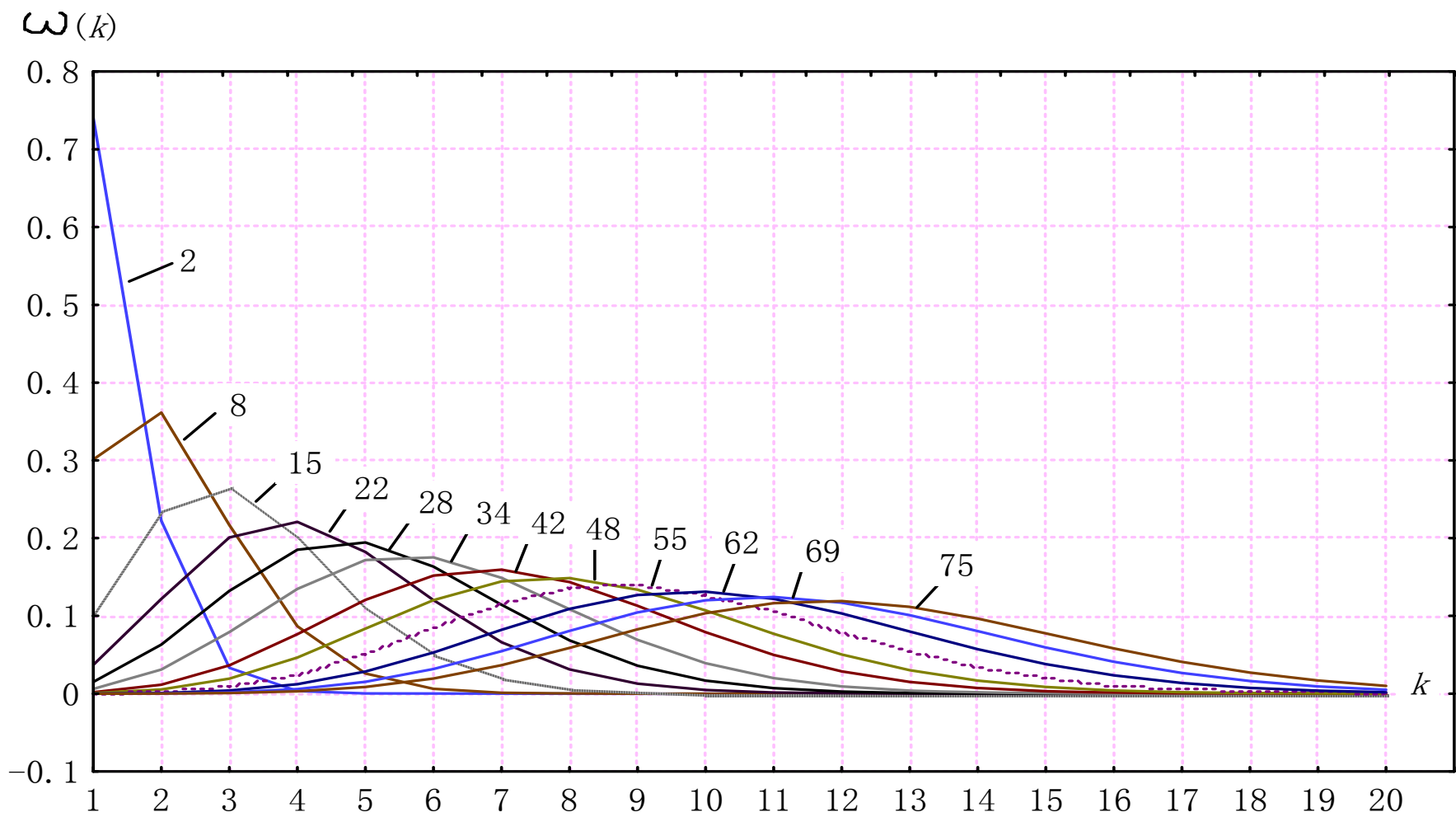
$RES(j)$ — j 月及其以前各月的降雨量在 j 月的总入渗补给量
(毫米)；

$RE(j-i)$ — i 月降雨对 $j(j>i)$ 月的入渗补给量(毫米)；

α — 入渗补给系数；

$\omega(j-i)$ — i 月降雨对 $j(j>i)$ 月的滞后补给权系数；

$RA(i)$ — i 月的降雨量(毫米)。



降雨入渗补给滞后权系数曲线

依方程(3-6)，获得的降雨入渗补给滞后权系数曲线共75条，它对应于75个潜水位埋深区间，每个区间埋深差B米(即埋深区间系数)即每增加埋深B米，换一条权系数曲线的序号)。图3-6中仅绘出12条典型的权系数曲线，而各两条曲线之间，尚有5-7条曲线图中并未绘出。

降雨补给滞后权系数法的提出和使用，不仅大大提高了模型的准确性，而且使用十分方便。

(六) 泉

泉是地下水-地表水（泉积河）的主要转化形之一，不同类型泉的出现及其流量动态，是水文地质工作者要重点分析的问题，因为这些资料为认识水文地质条件提供极重要的信息。

泉 是数值模型中重要的**模拟要素**；泉流量的预测是地下水资源评价、管理不可缺省的内容。**泉**，必需将其放在水文地质体中去研究其成因类型，才能正确模拟仿真^[24]。然而，在以往的地下水资源评价数值模拟中，对泉的模拟没有给予足够的重视。本研究中的泉，将在笔者以往几种类型泉的研究基础上，包括晋陕蒙交界处**天桥“面泉”**^[25-26]、岩溶管道**非线性流点泉**^[27-29]和渭北岩溶水**上升“点泉”**^[6]等，模拟本区孔隙水的**下降点泉**、**上升点泉**和**面泉**的流量动态，并将其作为一个重要的**拟合对象**用以求取含水系统的**水文地质参数**和**预测泉流量的变比**。

与MODFLOW的差别：

(七) 初始水头的分布如何确定

初始水头的分布是数值模拟不可缺少的条件。通常利用一定数量观测孔的水位通过插值获得各结点（格点）的初始水头值。然而，本研究区观测孔虽然有数十个，但观测孔所在的层位不一，且含有大量的混合观测孔，难以用插值的方法获得多层模拟层的初始水头分布。本研究拟采用我们提出(1988)的“参数-初始水头迭代法”（P- H_0 法），该方法已用于若干个模型并获得良好的效果，但工作量较大。为了做好本研究，仍采用此法。

八。其它问题

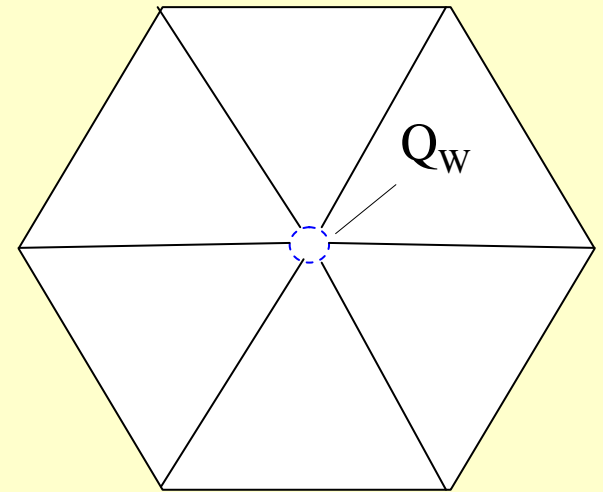
1. 抽水井的井中水位问题

抽水井的井中水位是预测的重要要素, 判断掉泵与否、抽水能量消耗等, 对于资源评价与管理都是必要的。

有限元、有限差分通常将抽水井置于结点或格点处(图), 那么解出该结点、格点水头值是否就是该抽水井的井中水位?

井中水位降深

$$s = f(Q, r_w, \dots)$$



2. 海底边界问题

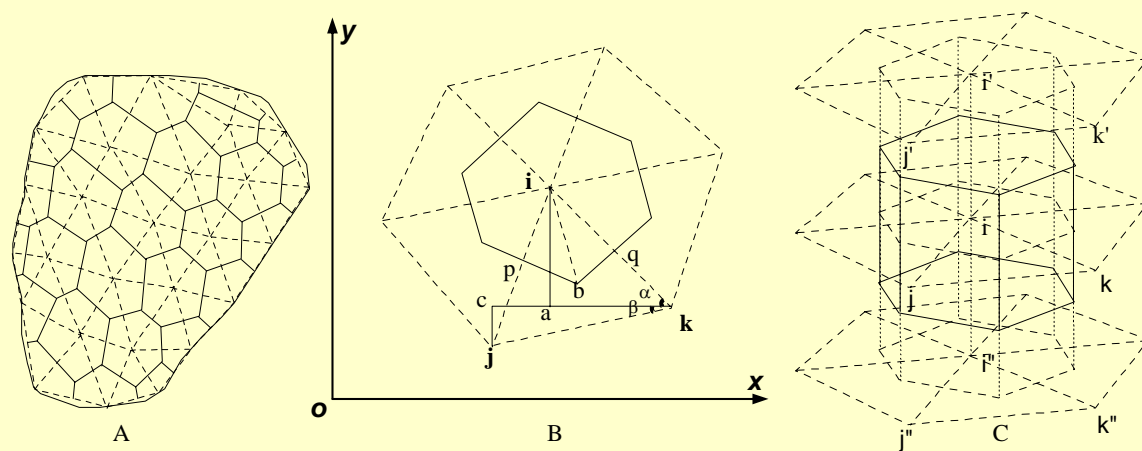
数学模型 (线性-非线性)

$$\left\{ \begin{array}{l}
 \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{z_e} \frac{\partial H}{\partial z} \right) + \frac{Q_w}{V_w} = \mu_s \frac{\partial H}{\partial t}, (x, y, z) \in D, t > 0 \\
 H(x, y, z, t) \Big|_{t=0} = H_0(x, y, z) \quad \text{初始条件} \\
 H(x, y, z, t) = z \\
 K_h \left(\frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 + K_h \left(\frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 - K_{z_e} \frac{\partial H}{\partial z} + w = \mu_d \frac{\partial H}{\partial t} \Big\}, p = 0 \text{ (潜水面处)}, t > 0 \\
 H(x, y, z, t) \Big|_{OUTsp} = Z_{sp}, \quad \text{泉排泄一类边}, t > 0 \\
 H(x, y, z, t) \Big|_{(x,y,z) \in B_1} = H_1(x, y, z, t), \quad \text{河流排泄一类边}, t > 0 \\
 K_n \frac{\partial H}{\partial t} \Big|_{(x,y,z) \in B_2} = q(x, y, z, t) \quad \text{二类边}, t > 0 \\
 K_{z_e} = \begin{cases} K_z \\ K_{zL} \\ K_{zN} \end{cases} \quad \begin{array}{l} \text{含水层达西流的渗透系数} \\ \text{混合井孔、自流井线性流状态的等效渗透系数} \\ \text{混合井、自流井非线性流状态的等效渗透系数} \end{array}
 \end{array} \right. \quad (3-1)$$

3.3 数值模型

本文采用任意多边形网格有限差分法求解^[33,34]。这是因为，矩形网格难以刻画不规则边界、不规则非均质区的分界线，而且更重要的是，水文地质关键点（抽水井、观测孔、泉、水库和河流等）难以独立地设置格点，或者为设置一个关键格点，南北向或/和东西向上所有网格均无必要地加密，并且变为窄长网格而影响计算精度。相对来说任意多边形网格法可以灵活地剖分网格，处理不规则边界和非均质分区的分界线，而且可以局部加密感兴趣地段（抽水井、观测孔和泉等）的网格。另外，与有限单元法比较，它是直接根据达西定律和水均衡原理建立差分方程，物理意义更明确。

图3-5 多边形网格均衡系统示意图



谢谢!

北京 010-82322725;

ccx33@126.com