

# 非均质介质中地下水流动与溶质运移模拟 ——问题与挑战<sup>①</sup>

Chin-Fu Tsang

(美国劳伦斯—伯克利国家实验室地球科学部,伯克利,加利福尼亚 97420)

**摘要:** 对大空间尺度和长时间跨度的地下水流动及污染物质运移进行预测的需求,使水文地质研究面临异乎寻常的挑战. 这些需求来自于对核废料地质储放方法的安全性评价、地下水污染状况评价及其治理方案的选择. 流动系统的非均质性是地下水流动及物质运移模拟中最主要的困难之一,这种困难来自对非均质系统进行特征描述(通过原位观测实现)、概念化及模拟. 评述了非均质介质中流动运移模拟的一些重要问题与挑战,讨论了解的途径. 讨论的主题包括:动力流动的沟道化,示踪剂穿透曲线,裂隙岩石中流体流动的多尺度,观测的不同尺度,模拟、预测与非均质性以及系统特征描述和预测性模拟的分析.

**关键词:** 地下水;污染;模拟;非均质介质;多尺度.

中图分类号: P641.2 文献标识码: A

文章编号: 1000-2383(2000)05-0443-08

**作者简介:** Chin-Fu Tsang,男,研究员,1969年获美国加州大学博士学位,现任美国 Lawrence Berkeley 国家实验室地球科学部主任,主要从事核废物地质处置、地下水流和溶质运移数值模拟研究.

## 0 引言

核废料地质储放的安全评价、地下水污染及修复设计,都需要对大空间尺度和长时间跨度的地下水流动及其中污染物质的运移进行预测. 很多国家都不得不面对这些问题. 在这些预测中需要计算几十至几百 km 空间距离、一万至十万年时间跨度的地质系统中地下水的流动及运移. 这就对水文地质学提出了异乎寻常的挑战. 地下水流动和运移模拟中最主要的困难是流动系统的非均质性,无论通过原位观测对系统特征进行描述,还是系统的概念化及模拟都遇到此问题. 这是水文地质学中一个重要的基础科学问题. 本文在回顾非均质介质中地下水的流动与运移的有关研究的基础上,提出解决这一问题可能的途径.

地下水的流动系统的非均质性可从大、中和小

尺度来研究. 大尺度的非均质性特征包括大断层带、层状结构或具有不同水力传导系数及渗透性的区域性分区. 小尺度的非均质性特征表现为其渗透性变化的规模小于观测范围. 中尺度的非均质性特征是指渗透性变化尺度与观测尺度相当的特征. 显然大尺度的非均质性特征对流动运移有显著影响. 通过细致的地面地质和地球物理勘查、大量的井下观测、短期及长期的水力学测试,这些特征能够为我们所认识. 一旦我们认识了这些大型特征,就可以用数学的方法计算地下水的流动与运移,如有限差分或有限单元法. 这类方法与技术得到了很大发展,如地球物理 X 线断层摄影法与水文地球物理数据联合反演法<sup>[1~13]</sup>.

对于小尺度的非均质性特征,由于它们的尺寸远小于观测间距,故常用平均的方法加以处理. 一个有名的例子是弥散系数,它被用来描述由于流动速度变化(由小尺度的非均质性引起)导致的溶质浓度分布. 很多学者发展了基于渗透性变化和相关性长度的弥散度表示方法<sup>[14~21]</sup>. 然而,对于中尺度的非均质性特征(典型的情况是 0.1~0.5 倍于流动距离)来说,情形就没有这样简单了.

收稿日期: 2000-06-20

基金项目: 美国能源部环境管理厅和日本科学技术厅的 JNC/DOE 合作协议;美国能源部项目(No. DE-AC03-76SF00098).

<sup>①</sup>本文英文版权归 IAH2000 年主办的 CapeTown 国际水文地质会议和由 A. A. Balkema 出版的该会议论文集.

原则上讲我们知道如何处理大尺度和小尺度的非均质性特征。对前者的研究可以利用原位调查及井下观测结果与确定的模型相结合；对后者则可采用某种平均和再现的方法。对中尺度非均质系统的研究是主要的科学挑战。以下将讨论大量的相关事例。

## 1 动力沟道式流动

非均质介质中(甚至包括中尺度的非均质介质)流动和运移的常规研究方法,是假定众所周知的对流—弥散方程适用。该方程如下:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left( D_{ij} \frac{\partial c}{\partial x_j} \right) - v_i \frac{\partial c}{\partial x_i} = \frac{\partial c}{\partial t}.$$

其中:  $v_i = -\frac{\bar{k}}{n} \frac{\partial h}{\partial x_i}$ , 并且  $\frac{\partial^2 h}{\partial x_i^2} = 0$ 。

式中:  $c$  为溶质浓度,  $v_i$  为  $x_i$  方向上的平均孔隙流动速度,  $D_{ij}$  为弥散系数张量,  $n$  为有效孔隙度,  $h$  为水头,  $\bar{k}$  为平均水力传导系数,  $x_i$  为笛卡儿坐标系。

对于二维空间的情况,如果在  $x$  方向的流速为  $v$ , 则  $D_{ij}$  可分解为沿主要流动方向  $x$  的  $D_1$  及垂直主要流动方向的  $D_c$ 。据此得到众所周知的示踪剂羽状体分布的解, 即当  $t=0$  时, 垂直流向  $2a$  长度的溶质线浓度为  $c_0$  [22]。

$$c(x, y, \tau) = \frac{c_0}{4(\pi D_1 \tau)^{1/2}} \exp\left\{ -\frac{vx}{2D_1} \right\} \cdot \int_0^t \exp\left\{ -\frac{v^2 \tau^2 - x^2}{4D_1 \tau} \right\} \tau^{-5/2} \cdot \left[ \operatorname{erf}\left\{ \frac{a-y}{2(D_c \tau)^{1/2}} \right\} + \operatorname{erf}\left\{ \frac{a+y}{2(D_c \tau)^{1/2}} \right\} \right] d\tau.$$

这表明沿  $x$  方向流动的示踪剂的简单羽状体在  $x, y$  方向上的浓度分布分别取决于参数  $D_1, D_c$ 。

然而, 在一个压力梯度作用下的中尺度非均质系统中, 地下水将会沿阻力最小的路径流动, 所产生的示踪剂羽状分布将不再为简单体, 而是沿许多穿过非均质介质的特殊路径分布。这些路径具有最小的总阻力, 地下水的这种行为被称为流动沟道化 [23~25]。由于主要流动路径不但取决于非均质域, 而且取决于压力梯度的方向, 因此我们将其称为“动力沟道化”(dynamic channeling) [26]。

为了描述这种现象及其与非均质性的关系, 设想一个能通过地质统计的方法产生的非均质域。水

力传导系数  $k$  符合对数正态分布:

$$n(k) dk = \frac{1}{\sqrt{2\pi\sigma} \ln 10} \cdot \exp\left[ -\frac{(\lg k - \lg \bar{k})^2}{2\sigma^2} \right] \frac{dk}{k}.$$

其中:  $k$  为某一空间位置的水力传导系数,  $\sigma$  为  $\lg k$  在平均水力传导系数  $\bar{k}$  附近的标准偏差。空间变化的结构可用以下指数协方差函数加以描述:

$$E[\lg k(r_1) - \lg \bar{k}][\lg k(r_2) - \lg \bar{k}] = \sigma^2 \exp\left[ -\frac{2|r_2 - r_1|}{\lambda} \right].$$

其中:  $E$  为期望值,  $r_1, r_2$  为两个空间点,  $\lambda$  为空间的相关性长度。对于指数方差图, 有效空间相关性范围是相关长度的 3 倍 [27]。若定义有效空间相关性范围与总的线流动距离之比  $\lambda' = 3\lambda/L$ , 我们就能用 3 个参数  $\bar{k}, \sigma$  及  $\lambda'$  来描述非均质系统的特征。

有了非均质域的概念后, 假设没有侧向流动发生的情况下, 我们可以利用上下边界之间的压力差异, 直接用有限差分或有限单元法解决。

图 1 是二维空间的典型例子。流场被离散化为  $200 \times 200$  的格子, 有效空间相关性范围  $\lambda'$  是流动距离的 0.15 倍。线条表示流动最快的 90% 的微粒的轨迹。渗透率自然对数的标准偏差小,  $\sigma = 0.5$ , 故基本为垂直流动。在所有路径中的路程—时间反差都小(如图 1a)。然而, 随着  $\sigma$  增大, 路程—时间反差显著增大, 此时的流动变成沟道式流动(如图 1b, 1c), 流体出口越来越集中在更低边界的个别地方。

流动沟道也依赖于空间相关范围与流动距离的比  $\lambda'$ , 如果  $\lambda'$  很小, 虽然产生流动沟道, 但沟道间的距离小, 在流场内有很多这样的沟道, 以致于它们的影响被平均化。然而, 当  $\lambda'$  大于 0.1 时, 流动沟道变得重要, 同时对准确的  $\lambda'$  值变得不太敏感。  $\sigma = 2.0$ ,  $\lambda'$  分别为 0.015, 0.15 及 0.3 时的典型结果如图 2 所示。

综上所述, 中尺度非均质性引起沟道式流动, 因此溶质在这些快速路径中的运移速度较平均速度快得多。此外, 流场的低压出流区存在着强烈的溶质浓度变化。如何处理溶质运移中这种变化是一个悬而未决的问题。

三维系统中有相似的结果 [24, 26]。此外, 非饱和系统中也会发生沟道式流动。在这种情况下, 沟道式流动也是流场饱水度的函数。

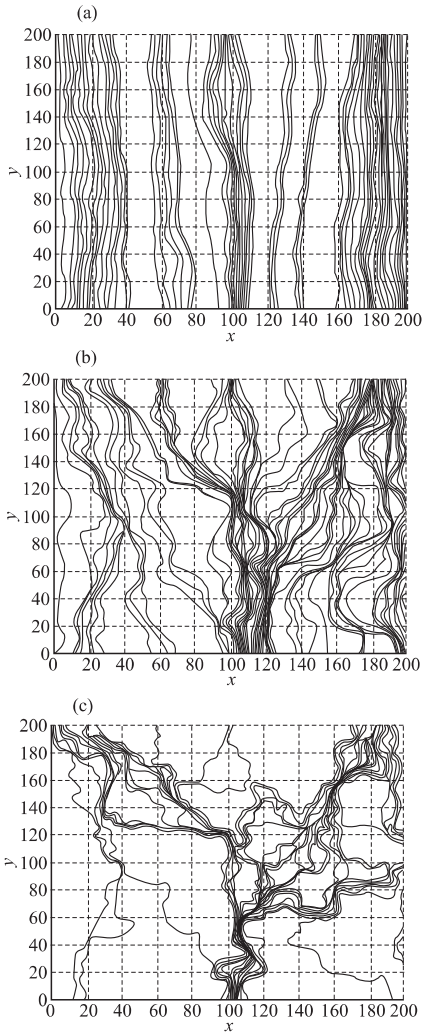


图 1 二维非均质介质中流动沟道化随  $\sigma$  的变化

Fig. 1 Emergence of flow channeling, under pressure step applied from the top to the bottom boundary, as a function of  $\sigma$  for a 2D heterogeneous medium

a.  $\lambda' = 0.15, \sigma = 0.5$ ; b.  $\lambda' = 0.15, \sigma = 2.0$ ; c.  $\lambda' = 0.15, \sigma = 6.0$

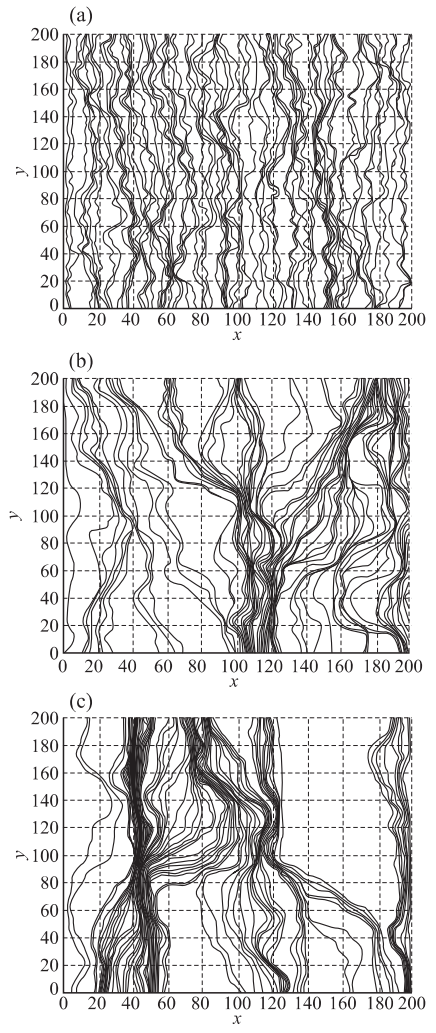


图 2 二维非均质介质中流动沟道化随  $\lambda'$  的变化

Fig. 2 Emergence of flow channeling, under pressure step applied from the top to the bottom boundary, as a function of  $\lambda'$  for a 2D heterogeneous medium

a.  $\lambda' = 0.015, \sigma = 2.0$ ; b.  $\lambda' = 0.15, \sigma = 2.0$ ; c.  $\lambda' = 0.3, \sigma = 2.0$

## 2 示踪剂穿透曲线

沟道式流动的一个特点是在流场出流边界上示踪剂穿透曲线高度不对称. 当时间  $t=0$  时, 在上部入流边界施加一溶质脉冲 (见图 1 或图 2), 并以微粒或示踪剂追踪变化过程. 然后在下部出流边界监测溶质随时间的变化, 在下部边界区域上对其进行积分. 对到达的微粒求和以建立示踪剂穿透曲线, 该曲线可用于描述上部边界释放的溶质到达下部的情况.

图 3 给出了具有不同渗透性分布标准偏差及不同的相关性范围与流动距离之比的三维流场穿透曲

线. 对于大的相关性范围 ( $\lambda' = 0.30$ , 图 3b), 小尺度非均质体的穿透曲线在  $t=1.00$  时 ( $t$  为相对期望时间标准化的到达时间), 有一个清晰的峰, 且峰形狭窄,  $t=1.00$  是均一的渗透系数的多孔介质中溶质到达的时间. 当非均质性增大时, 峰形加宽并向更短的流动时间方向移动, 同时流动时间越长, 拖尾越长. 如果非均质性变得非常强 ( $\sigma = 4.00$  或  $6.00$ ), 曲线在很短的流动时间也呈现出一个狭窄的峰形, 且拖尾长. 当相关长度很小时 ( $\lambda' = 0.075$ , 见图 3a), 只有在非均质性小的多孔介质中才能在  $t=1.00$  时得到一个清晰的峰. 在  $\sigma \leq 1.00$  的情况下, 常规的对流

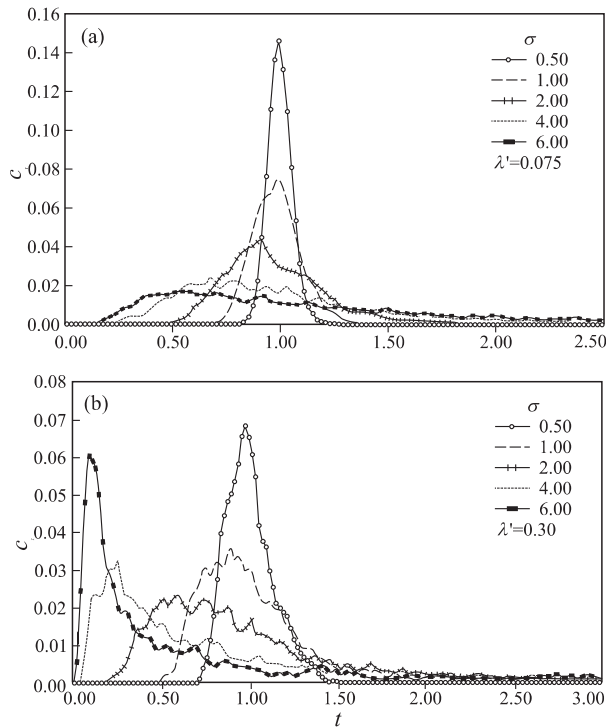


图 3 不同标准偏差  $\sigma$  值和和相关长度与路程长度比  $\lambda'$  为 0.075(a), 0.30(b) 对应的穿透曲线

Fig. 3 Breakthrough curves for different standard deviation  $\sigma$  values and for a ratio of correlation length to travel length  $\lambda'$  of 0.075 and 0.30 in figures a and b respectively

$x$  轴给出了如果介质的渗透系数为一正值, 相对期望时间(即以期望时间为单位)标准化的到达时间,  $y$  轴给出了浓度相对于脉冲输入浓度的比值

—弥散公式能够准确地描绘图 3a 或图 3b 所描绘的情况(见  $\sigma = 0.50$  及  $\sigma = 1.00$  的曲线)。流动速度在平均流动速度(即到达时间  $t = 1.00$  时)附近形成峰, 且该峰的峰形在平均流动速度的两侧对称分布。平均速度随  $\sigma$  增大而增大。但是, 随着  $\sigma$  增大, 当  $\sigma$  大于 1.00 后, 地下水的流动集中在很少的几个沟道内, 穿透曲线上的峰出现早得多, 与  $t = 1.00$  时的峰有很大差别, 同时拖尾长。此时峰到达的时间只有在恒定渗透率介质中到达时间的十分之一(见图 3b,  $\sigma = 6.00$  线)。类似现象已在大量野外试验中被观察到<sup>[28]</sup>。

以上结果有重要的应用价值。首先, 由于存在沟道式流动, 污染物羽状分布的峰到达时间较预期时间可能会早很多。这在污染物的潜在迁移评价中很重要, 在安全性评价中也很实用。第二, 由于强烈非均质体中沟道式流动的出现, 能否运用常规对流—

弥散公式分析此类示踪剂穿透曲线便成了问题。

### 3 裂隙岩石中流动与运移的多尺度

裂隙岩石中地下水的流动是沿着裂隙网络进行的, 其中存在着多种水平的非均质尺度。小尺度的非均质介质(即小于或等于裂隙网络中的一个单一裂隙的尺寸), 裂隙隙宽变化有一个空间范围。在这种情况下, 流动和溶质的运移受空间尺度的影响,  $\lambda_a$  表示简单裂隙面上裂隙隙宽的变化。另一个参数是平均间距  $s$ , 表示裂隙网络中连续裂隙间的平均距离。此外,  $d$  表示一个相关性范围内裂隙在空间上的密度变化。图 4 表示作为流动距离函数的弥散度(假设弥散度反映非均质的程度)。当流动距离小于单一裂隙的尺寸时, 溶质运移的弥散度应与  $\lambda_a$  相当。当流动距离大于平均裂隙间距时, 溶质运移的弥散度应与  $s$  相当, 这意味着溶质可以穿透距离大约为  $s$  的附近裂隙。当流动距离更大时, 弥散度将反映空间相关范围的裂隙密度变化。这样, 作为运移距离函数的弥散度应该显示一个多步骤的结构, 如果没有更高尺度非均质性的出现, 弥散度将在  $d$  附近稳定下来。实践中, 如果不同程度的非均质系统不能由单一值  $\lambda_a$ ,  $s$  或  $d$  表述, 而是由互相交迭的范围值表述, 那么这些步骤可以互相融合。

Nordqvist 等<sup>[29]</sup> 阐述了这一思路。在一个详细的计算中, 他们发展了裂隙网络模型, 该模型考虑了网络中裂隙隙宽变化对单个裂隙的影响。图 5 给出他们的一个研究成果——不同运移距离的示踪剂穿透曲线。裂隙间距范围为 4~8 m。请注意该图中不

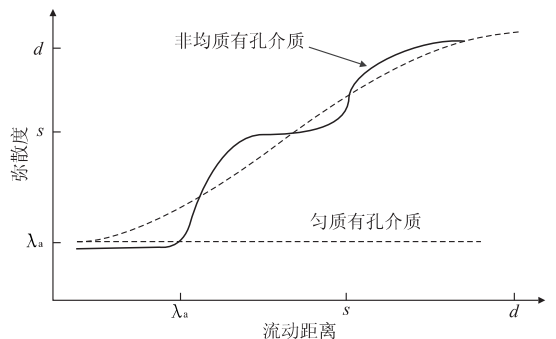


图 4 裂隙岩石中流动和运移的多步骤弥散度

Fig. 4 Schematic diagram of multiple-step dispersivity for flow and transport in fractured rocks  
 $\lambda_a$ . 单裂隙尺寸;  $s$ . 平均裂隙尺寸;  $d$ . 裂隙密度变化

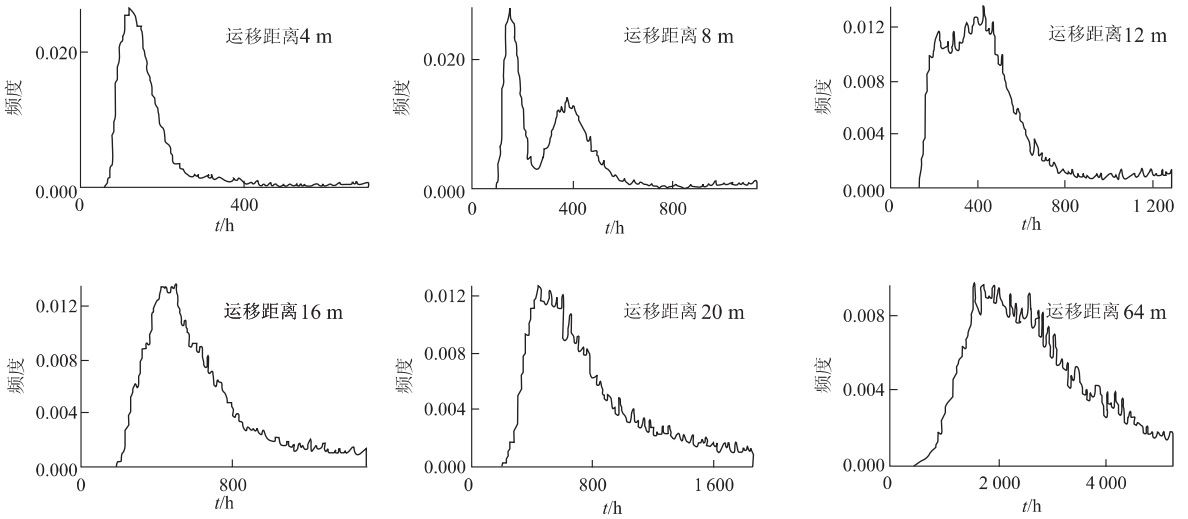


图5 隙宽变化的裂隙网络中示踪剂穿透曲线(裂隙间距在4~8 m范围变化)

Fig. 5 Tracer breakthrough curves for a fracture network with variable apertures for each fracture

同的曲线对应不同的  $x$  轴. 当运移距离很小时 ( $< 6$  m), 穿透曲线呈现出延伸范围很小的陡峭峰形, 对应于  $\lambda_a$ . 当运移距离大于  $s$  时 (8~12 m), 呈现双峰结构. 两峰间的距离符合被  $s$  分割的网络中两种可选择的路径所得结果. 在这些计算中, 没有裂隙密度的空间变化. 因此当运移距离大于  $s$  时, 穿透曲线呈一光滑的单峰结构, 其分布对应于裂隙间距. 这些交替类型的示踪剂穿透曲线已经在野外试验中得到证实<sup>[28]</sup>.

#### 4 观测、模拟、预测与非均质性的不同尺度

非均质介质中流动、运移的预测模拟涉及到非均质性本身以外的很多方面——从观测尺度到输入参数的获得、模型的格子单元大小、样品的采集或预测观测的大小. 图6为相关示意图.

图中, 非均质尺度  $S_h$  是两个灰色圆形区域之间的距离, 这两个灰色圆形代表渗透性非均质. 观测中采集该系统的不同区域的样品, 将此表示为观测尺度  $S_m$ . 若观测数据是来自岩心的渗透性数据, 则  $S_m$  将与岩心尺寸相近, 此时  $S_m$  很小; 若观测数据来自测井试验, 则  $S_m$  将会增大; 若观测数据来自长期的干扰试验,  $S_m$  将变得很大. 用不同的  $S_m$  观测时采集到的渗透性特征相差很大, 这种渗透性特征的差异取决于  $S_m$  与  $S_h$  的相对值. 在进行模型预测时, 还需要考虑两个附加的因素: 一个是用于数字计算的

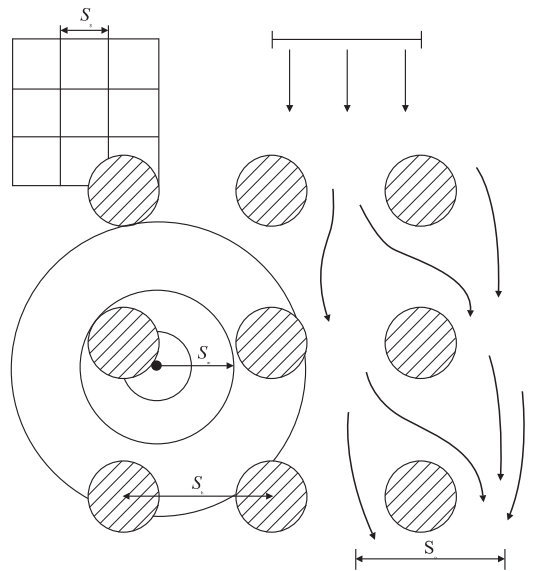


图6 预测性模拟中不同尺度的图示

Fig. 6 Schematic diagram of different scales in predictive modeling

$S_h$ . 非均质尺度;  $S_m$ . 观测尺度;  $S_g$ . 模型网格尺度;  $S_o$ . 观测或预测区域尺度

模型网格尺度  $S_g$ ; 另一个是观测或预测区域尺度  $S_o$ , 在该区域内计算预测或观测值. 若  $S_g$  与  $S_m$  相差很大, 那么从原位观测中提取参数值并将它们赋值到格子单元上去并非易事. 在所谓的尺度升级 (upscaling) 方面已做了大量工作<sup>[7,20,30~37]</sup>, 即把格子单元特征与更小尺度 (即  $S_g \geq S_m$ ) 的数据结合. 然而, 也有一些  $S_g < S_m$  的事例, 或许应该对  $S_m$  更小

或  $S_m$  与  $S_g$  相当的情况做进一步观测。 $S_m$  是否应该远大于  $S_h$  仍是一个有待解决的问题。这主要取决于观测尺度为  $S_o$  的预测的需要。

需要汲取的教训是,我们在模拟时必须注意  $S_h, S_m, S_g$  和  $S_o$  的差异。在用输入参数进行模拟计算时,严重的错误根源往往是没有理解且常常忽视这 4 个方面。总的来说,这 4 个方面的相互影响及在预测模型中如何正确处理它们是非常重要的问题。

用弥散度计算溶质运移可作为一个例子来说明上述问题的重要性。弥散度可以粗略地被用来反映非均质性的效应,且与  $S_h$  相当。如果我们用对流—弥散方程解决这个问题,而所用的观测规模  $S_o$  远小于  $S_h$ ,那么所得结果将会误差很大,因为对流—弥散方程会把  $S_h$  尺度的溶质浓度作平滑处理。换句话说,常规的对流—弥散方程的解只在  $S_o \geq S_h$  时有效。我们可以在过去的文献中找到对流—弥散方程被错误运用的例子。

## 5 系统特征描述与预测模拟分析

地下水系统中流动与溶质运移的预测需要对系统进行特征描述,以便区分相关特征和过程,并获取模型的输入参数值。原位观测的类型取决于将要计算的预观测。Tsang 等<sup>[37]</sup> 讨论了这种关系。这不是一个简单的问题,因为我们必须确保所有重要的特征和过程都被包括在模型中。近年来,许多国家都努力发展能确保对特定场地进行足够和完整的特征描述的程序和方法。人们努力使模拟包括适当的不确定性评价,目的是对储存时间超过几十、几百甚至几千年的核废料存放安全性进行预测。英国 NIREX95<sup>②</sup>、瑞典的 SKI 和 SKB<sup>③、④</sup> 及芬兰的 Posiva<sup>⑤</sup> 等核废料管理机构在这方面都作出了努力。

大体上可将这些机构形成的研究程序分为以下的关键步骤:(1)识别研究场地有关的特征、事件和

过程(FEPs);(2)评价特征、事件及过程(FEPs)的相互作用和相互影响;(3)地质勘察和场地评价,尤其是对主要断层和裂隙的识别;(4)运用多学科数据和信息,如地质的、地球物理的、水文学的及地球化学的数据与信息,查明在揭示场地特征方面这些数据与信息之间的一致性;(5)分析在今后 10 ka 到 100 ka 间可能出现的不同条件下系统演化规律;(6)在预测计算中综合运用 3 种模型:数据解释模型、有效参数观测模型和区域流动模型;(7)利用具有不同复杂度的替代模型分析系统及对比结果;(8)评价参数值的不确定性,并对描述系统的 FEPs、可能对系统产生影响的情形和外部过程的不确定性进行评价;(9)对特定场地缺乏的参数和信息采用“专家意见”;(10)采用随机和概率的模拟方法。

从以上所列步骤可以看出这是一个复杂的过程,但对于非均质体中流动和运移模拟结果经得住争辩是必要的。总的看来,这些都是运用尚处于不断完善和进步之中的技术所作的初步努力。只有待将来取得更大进步之后,我们才能对系统行为的预测充满自信。

## 6 总结

本文讨论了在非均质介质(裂隙岩石为其特殊一类)中流动与物质运移模拟的关键性问题。流场尺度水平的渗透性的非均质性问题构成了一大挑战。这种挑战从动力沟道式流动、示踪剂穿透曲线的多峰现象、裂隙岩石的多尺度弥散度到与观测尺度、非均质尺度、数字格子尺度和计算预观测的尺度之间的相互关系有关的问题。所有这些都未得到解决,值得进一步研究。

最后要指出的是,为了对核废料的存放或被污染场地的修复作出安全性评价,对系统行为进行经得起争辩的预测及进行系统特征描述和分析是必要的,同时要对不确定性进行适当的评价。不同国家在这方面已做出相当多的努力,今后还将继续下去。这给我们研究本文中提出的问题,满足社会对真实地质系统进行长期和大尺度预测的需求提供了更多机会。

感谢 C. Doughty 和 T. N. Narasimhan 对本文的认真评阅,本工作得到了日本核循环发展研究所(JNC)的支持,同时感谢美国能源部科学处和基础能源科学处的支持。

(胥思勤译,王焰新校)

② NIREX95. A preliminary analysis of the groundwater pathways for a deep repository at Sellafield. Volume I and Volume II. United Kingdom NIREX Limited, Science Report 5/95/012, 1995.

③ Site94. Deep repository performance assessment project. Volumes I and II, Swedish Nuclear Power Inspectorate (SKI), Report 96; 36, 1996.

④ SR97. Post-closure safety. Deep repository for spent nuclear fuel. Volumes I and II. Swedish Nuclear Fuel and Waste Management Company (SKB), 1999.

⑤ TILA-97. Safety assessment of spent fuel disposal in Håstholmen, Kivetty, Olkiluoto, and Romuvaara. Posiva OY, Finland, 1999.

## 参考文献:

- [1] Alumbaugh D L, Newman G A. Three-dimensional massively parallel electromagnetic inversion: II. analysis of a cross-well experiment [J]. *Geophys J Int*, 1997, 128: 355~363.
- [2] Hyndman D W, Harris J M, Gorelick S M. Coupled seismic and tracer test inversion for aquifer property characterization [J]. *Water Resour Res*, 1994, 30(7): 1965~1977.
- [3] Karasaki K, Freifeld B, Cohen A, et al. A multidisciplinary fractured rock characterization study at Raymond Field Site, Raymond, California [J]. *Journal of Hydrology*, 2000 (accepted for publication).
- [4] Lee D S, Stevenson V M, Johnston P F, et al. Time-lapse crosswell seismic tomography to characterize flow structure in the reservoir during the thermal stimulation [J]. *Geophysics*, 1995, 60(3): 660~666.
- [5] Nekut A G. Electromagnetic ray-trace tomography [J]. *Geophysics*, 1994, 55: 371~377.
- [6] Rector J W. Crosswell methods [J]. *Geophysics*, 1995, 60: 627~920.
- [7] Rubin Y, Gomez-Hernandez J J. A stochastic approach to the problem of upscaling of conductivity in disordered media: theory and unconditional numerical simulations [J]. *Water Resour Res*, 1990, 26(4): 691~701.
- [8] Smith T, Hoversten M, Gasperikova E, et al. Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data [J]. *Geophysical Prospecting*, 1999, 47: 469~486.
- [9] Tichelaar B W, Hatchell P J. Inversion of 4-C borehole flexural waves to determine anisotropy in a fractured carbonate reservoir [J]. *Geophysics*, 1997, 62(5): 1432~1441.
- [10] Vasco D W, Peterson J E, Lee K H. Ground-penetrating radar velocity tomography in heterogeneous and anisotropic media [J]. *Geophysics*, 1997, 62(6): 1758~1773.
- [11] Vasco D W, Karasaki K K, Myer L. Monitoring of fluid injection and soil consolidation using surface tilt measurements [J]. *Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering*, 1998, 124(1): 29~37.
- [12] Walsh J J. Fracture estimation from parametric inversion of SV waves in multicomponent offset VSP data [A]. In: Society of Exploration Geophysicists, ed. Expanded abstracts with biographies, technical program; 63rd Annual Meeting and International Exhibition, Tulsa, OK [C][s. l.]:[s. n.], 1993. 140~142.
- [13] Wilt M J, Alumbaugh D L, Morrison H F, et al. Crosswell electromagnetic tomography, system design considerations and field result [J]. *Geophysics*, 1995, 60(3): 871~885.
- [14] Dagan G. Solute transport in heterogeneous porous formations [J]. *J Fluid Mech*, 1984, 145: 141~177.
- [15] Dagan G. Statistical theory of groundwater flow and transport: pore to laboratory, laboratory to formation, and formation to regional scale [J]. *Water Resour Res*, 1986, 22(9): 120S~134S.
- [16] Dagan G. Transport in heterogeneous porous formations: spatial moments, ergodicity, and effective dispersion [J]. *Water Resour Res*, 1990, 26(6): 1281~1290.
- [17] Gelhar L W. Stochastic subsurface hydrology from theory to applications [J]. *Water Resour Res*, 1986, 22(9): 135S~145S.
- [18] Gelhar L W, Axness C L. Three-dimensional stochastic analysis of macrodispersion in aquifers [J]. *Water Resour Res*, 1983, 19(1): 161~180.
- [19] Neuman S P, Winter C L, Newman C M. Stochastic theory of field-scale dispersion in anisotropic porous media [J]. *Water Resour Res*, 1987, 23(3): 453~466.
- [20] Neuman S P, Orr S, Levin O, et al. Theory and high-resolution finite element analysis of 2D and 3D effective permeability in strongly heterogeneous porous media [A]. In: Russell T F, et al. eds. *Mathematical modeling in water resources*, Vol. 2 [C]. New York: Elsevier, 1992. 118~136.
- [21] Rubin Y. Stochastic modeling of macrodispersion in heterogeneous porous media [J]. *Water Resour Res*, 1990, 26(1): 133~141.
- [22] Javandel I, Doughty C, Tsang C F. *Groundwater transport, water resources monograph 10* [M]. Washington D C: American Geophysical Union, 1984.
- [23] Birkhölzer J, Tsang C F. Solute channeling in unsaturated heterogeneous porous media [J]. *Water Resour Res*, 1997, 33(10): 2221~2238.
- [24] Moreno L, Tsang C F. Flow channeling in strongly heterogeneous porous media: a numerical study [J]. *Water Resour Res*, 1994, 30(5): 1421~1430.
- [25] Tsang Y W, Tsang C F. Channel model of flow through fractured media [J]. *Water Resour Res*, 1987, 23(3): 467~479.
- [26] Tsang C F, Moreno L, Tsang Y, et al. Dynamic channeling of flow and transport in saturated and unsaturated heterogeneous media [A]. In: Nicholson T, ed.

- Geophysical Monograph 42 [C]. [s. l.]: [s. n.], 2000.
- [27] deMarsily G. Quantitative hydrogeology [M]. Orlando, Florida: Academic Press, 1986.
- [28] Tsang C F, Neretnieks I. Flow channeling in heterogeneous fractured rocks [J]. *Reviews of Geophysics*, 1998, 36(2): 275~298.
- [29] Nordqvist A W, Tsang Y W, Tsang C F, et al. Effects of high variance of fracture transmissivity on transport and sorption at different scales in a discrete model for fractured rocks [J]. *J of Contaminant Hydrology*, 1996, 22(1~2): 39~66.
- [30] Dagan C. Higher-order correction of effective conductivity of heterogeneous formations of lognormal conductivity distribution [J]. *Transp Porous Media*, 1993, 12: 279~290.
- [31] Desbarats A J. Spatial averaging of the transmissivity in heterogeneous fields with flow toward well [J]. *Water Resour Res*, 1992, 28(3): 757~767.
- [32] Desbarats A J. Spatial averaging of the hydraulic conductivity in three-dimension heterogeneous porous media [J]. *Mathl Geol*, 1992, 24(3): 249~267.
- [33] Desbarats A J. Geostatistical analysis of aquifer heterogeneity from the core scale to the basin scale: a case study [J]. *Water Resour Res*, 1994, 30(3): 673~684.
- [34] Dykaar B B, Kitanidis P K. Transmissivity of heterogeneous formation [J]. *Water Resour Res*, 1993, 29(4): 985~1001.
- [35] Indelman P, Fiori A, Dagan G. Steady flow toward wells in heterogeneous formation; mean head and equivalent conductivity [J]. *Water Resour Res*, 1996, 32(7): 1975~1983.
- [36] Paleologos E K, Neuman S P, Tartakovsky D. Effective hydraulic conductivity of bounded, strongly heterogeneous porous media [J]. *Water Resour Res*, 1996, 32(5): 1333~1342.
- [37] Tsang C F, Gelhar L, deMarsily G, et al. Solute transport in heterogeneous media: a discussion of technical issues coupling site characterization and predictive assessment [J]. *Adv in Water Res*, 1994, 17(4): 259~264.

## MODELING GROUNDWATER FLOW AND MASS TRANSPORT IN HETEROGENEOUS MEDIA: ISSUES AND CHALLENGES

Chin—Fu Tsang

(*Earth Sciences Division, Ernest Orlando Lawrence Berkeley National Laboratory, Berkeley, California 94720, USA*)

**Abstract:** The need for predictions of groundwater flow and contaminant transport in the subsurface over large distances and long time periods has imposed extraordinary demands on the field of hydrogeology. Such a need arises in assessing the safety of a geologic nuclear waste repository and in evaluating groundwater contamination and remediation designs. One of the main difficulties in modeling groundwater flow and mass transport is the heterogeneity of the flow system, both in terms of its characterization through in situ measurements and its conceptualization and simulation. The paper reviews some important issues and challenges in modeling flow and transport in heterogeneous media, and discusses approaches to address certain aspects of the problem. Topics discussed include dynamic flow channeling, tracer breakthrough curves, multiple scales for flow in fractured rocks, different scales in measurement, modeling, prediction and heterogeneity, and system characterization and analysis for predictive modeling.

**Key words:** groundwater; contamination; modeling; heterogeneous media; multiple scales.