

傍河强采地下水的渗透机理研究*

刘国东

李俊亭

(四川联合大学水利系, 成都 610065) (西安地质学院水利工程系, 西安 710054)

摘要 针对强采机理展开研究. 首先制作一个砂槽实验模型模拟傍河强采地下水的物理过程, 然后应用饱和-非饱和流理论建立其数学模型, 通过计算机进行理论模拟. 物理实验和理论模拟结果一致, 并得到了一些新的认识和发现: 剖面上的浸润曲线不是上凸的抛物线形状而是一条下凹曲线, 随着傍河抽(排)水强度增大, 地下水与河水产生脱节, 脱节点不位于河床面而在河床下含水层内部; 河床下形成上下两个饱和区.

关键词 傍河取水 地下水脱节 饱和-非饱和流 浸润曲线 悬挂饱和层

傍河布井开采地下水是我国北方城镇、工矿企业集中供水的一种常用模式. 自 80 年代以来, 由于我国工农业生产的突飞猛进和人民生活水平的迅速提高, 导致用水量逐年递增, 为了满足不断增长的需水量要求, 大部分水源地都加大开采量, 施行强采, 由此而产生了一系列不良后果, 如资源枯竭、区域地下水位急剧下降、开采井吊泵、水井间歇出水等现象. 对傍河布井而言, 造成这些后果的一个重要原因是对傍河强采地下水的机理认识不足. 为此, 本文从傍河强采的物理概念出发, 用砂槽实验和计算机技术模拟傍河强采的物理过程, 根据模拟结果从理论上探讨傍河强采时地下水的运动规律.

1. 研究现状

傍河开采地下水已有相当悠久的历史, 在傍河取水理论和实践上都积累了大量的研究成果^[1~8]. 在早期研究中, 假设河流完全切穿整个含水层, 即完整河流^[9], 便于应用解析法的镜象原理. 后来(本世纪四五十年代), 人们认识到完整河流的假设过高地估算了地下水资源, 容易导致水源枯竭, 因而引入“径向流阻”的概念来修正镜象法, 比较客观地反映了傍河开采地下水的状况. 近年我国的开采实践表明, 随着傍河井开采强度加强, 开采降深增大, 河床下地下水位与河水位产生脱节, 失去饱和水力联系. 李俊亭等于 1989 年利用砂槽实验研究了地下水与河水脱节时临界水力坡度及其影响因素^[10], 获得了实验尺度下临界水力坡度与河水深度之间的经验公式, 但对产生脱节的渗透过程未作深入研究. Reid 和 Dreiss^[7]采用数值模拟技术研究了间歇河流在涨水期河水与地下水由脱节到联系的规律, 本文研究则相当于河流退水期, 地下水与河水由联系到脱节, 且采用物理实验与数值模拟相验证的方法.

1996-08-09 收稿

* 国家“八五”科技攻关资助项目

2 砂槽模型的物理实验

2.1 实验方法

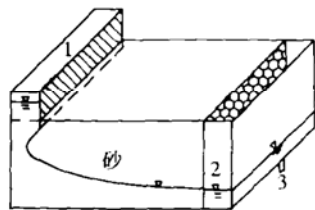


图1 砂槽实验装置的骨架图

1——供水槽, 2——排水槽, 3——
排水阀

根据傍河强采地下水的一般现象, 我们设计了一个砂槽模型模拟取水的物理过程。砂槽长 60 cm, 宽 40 cm, 高 50 cm, 主体分为 3 个部分(图 1), 左侧顶部是一个供水槽, 表示河流, 通过水槽的水深模拟河水深浅; 右侧是一个排水槽, 表示排水渠或抽水井排, 水槽下有一阀门与排水口连通, 可控制排泄水位; 砂箱内充填砂样, 表示含水层。在砂箱四壁及底板安装了 73 个测压管和 19 个水银负压计用于测量砂层中的饱和水压和非饱和水势。详细装置可参见科研报告。

在供水槽里设定一个水深开始实验, 起初排水槽水位与砂面一致, 然后分段降低排水槽的水位(设计 6 个排水位), 观测记录每个稳定排水位下砂层中地下水流的稳定水头和水势分布, 测量由排水口排出的稳定渗流量。重新设定供水槽的水深, 重复上述步骤。对于一种砂样设定 3 个水深进行实验, 共有 3 种砂样。这 3 种砂样分别是均匀粗砂(粒径 0.5~1.0 mm)、含泥质细砂以及黄河粉细砂(取自潼关水文站)。图 2 是黄河砂介质中 3 次实验的渗流量(相当于河流入渗量)与排泄水位的关系曲线。图 3 是在供水槽水深(D_w)为 8.5 cm 时, 黄河粉细砂介质中剖面渗流场(垂直水槽方向)随排泄水位(H_d)的变化过程, 其他 8 次实验成果与此相似, 因篇幅所限不再一一给出。

2.2 实验成果分析

由图 3 分析可见, 进行傍河强采地下水时, 近河处的地下水流具有如下特点: (1) 排泄水位 H_d 较高时, 饱和区连续分布, 并与河流相连, 非饱和区位于河岸旁侧的潜水面以上, 排水渠或井排与河水具有饱和水力联系(图 3(a)~(c))。这与过去人们关于傍河取水时渗流场的基本认识一致。(2) 排泄水位 H_d 逐渐降低时, 河水浸润曲线(也即饱和区与非饱和区界线)在河岸处随之变陡进而向河流中心弯曲, 河床正下方出现部分非饱和区(图 3(d))。(3) 排泄水位 H_d 更低时, 浸润曲线继续向河心弯曲, 直到分裂成上下两条曲线, 两条曲线之间是非饱和区, 隔断了河水与地下水即潜水的饱和水力联系(图 3(e)、(f)), 并形成上下 2 个饱和层。上部与河水紧连的饱和层, 我们定义为悬挂饱和层, 分布范围较小, 是河水进入潜水的渗流通道; 下部与抽水井或排水渠相连的饱和层是潜水含水层, 是地下水赋存和运动的主要场所。(4) 从图 2 可以看出, 尽管当排泄水位 H_d 很低时, 潜水与河水已经发生脱节, 河水与潜水失去饱和水力联系, 但河流入渗量仍在增大, 可见强采地下水仍能激发河水入渗。从不同河水深度的渗流量曲线可知, 河水越深, 相同抽水降深条件下河流的入渗量越大。(5) 根据裘布依假设, 对于稳定状态在平行地下水流方向的剖面上潜水面是一条抛物线。然而, 我们的实验结果表明, 排水位 H_d 较高时剖面上河

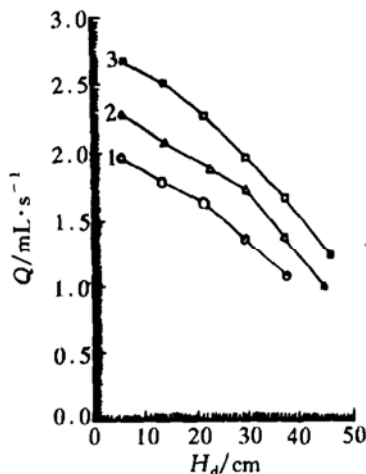


图2 砂槽实验的渗流量 Q 与
排泄水位 H_d 的关系曲线

(黄河粉细砂)

1 为 $D_w = 3.6$ cm; 2 为 $D_w = 8.5$
cm; 3 为 $D_w = 13.7$ cm

流浸润曲线(即潜水面)并不是一条上凸的抛物线而是一条下凹曲线(图 3(a)~(c)), 后面的理论计算结果也与此一致, 表明了这一现象的普遍性, 而抛物线的认识可能是由于采用了剖面一维流近似所造成的。除了第一条规律外, 其他均为本次研究的最新成果。

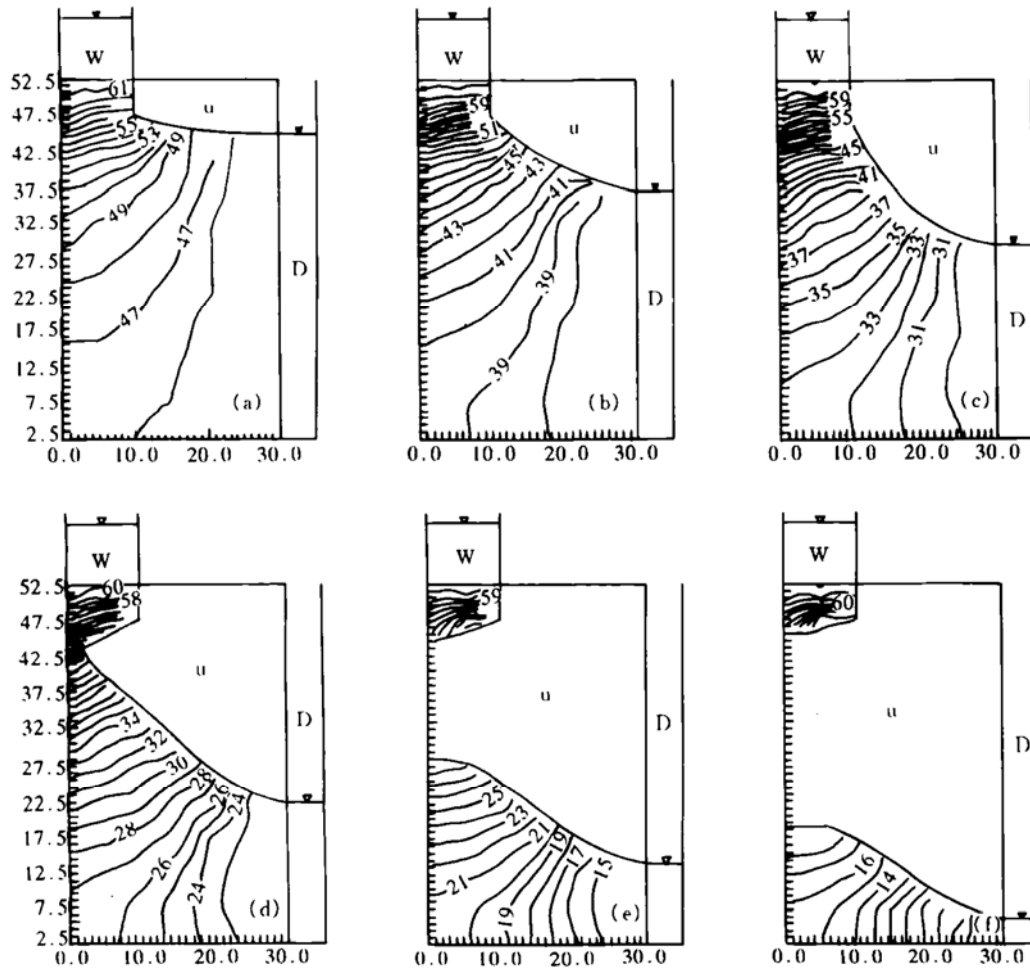


图3 砂槽实验的剖面流场随排泄水位 H_d 的演变过程(黄河砂, 水深 $D_w = 8.5$ cm)

W 为供水槽, u 为非饱和区, D 为排水槽; (a) $H_d = 45.1$ cm, (b) $H_d = 37.25$ cm, (c) $H_d = 29.8$ cm,

(d) $H_d = 22.35$ cm, (e) $H_d = 14.2$ cm, (f) $H_d = 6.5$ cm

3 计算机模拟模型

由砂槽实验获得了傍河强采条件下河水渗透的物理机理和地下水渗流的基本规律。本节将应用现代地下水运动理论, 建立傍河强采地下水的数学模型, 从理论上探讨此种开采模式下河流入渗机理。从砂槽实验结果看出, 在强采过程中河床下含水层出现了非饱和流, 饱和与非饱和流同时存在。显然单一的饱和流模型难以描述这种渗透现象, 必须采用变饱和流(又称饱和-非饱和流)^[1]模型进行研究。为使研究结果与砂槽实验结果具有可比性, 仍以砂槽结构为对象(图4), 建立其剖面二维稳定流数学模型如下:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K(\varphi) \frac{\partial \varphi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\varphi) \left(\frac{\partial \varphi}{\partial z} + 1 \right) \right) = 0, (x, z) \in \Omega (0 < x < L + W, 0 < z < M), \quad (1)$$

$$\varphi(x, z) = D_w, (x, z) \in \Gamma_1 (0 < x \leq W, z = M), \quad (2)$$

$$\varphi(x, z) = \varphi_1, (x, z) \in \Gamma_2 (W < x < L + W, z = M), \quad (3)$$

$$\varphi(x, z) = \varphi_2(z - H_d - S), (x, z) \in \Gamma_3 (x = L + W, H_d + S < z \leq M), \quad (4)$$

$$\varphi(x, z) = 0, (x, z) \in \Gamma_4 (x = L + W, H_d < z \leq H_d + S), \quad (5)$$

$$\varphi(x, z) = H_d - z, (x, z) \in \Gamma_5 (x = L + W, 0 \leq z \leq H_d), \quad (6)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = -1, (x, z) \in \Gamma_6 (0 \leq x < L + W, z = 0), \quad (7)$$

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0, (x, z) \in \Gamma_7 (x = 0, 0 \leq z < M), \quad (8)$$

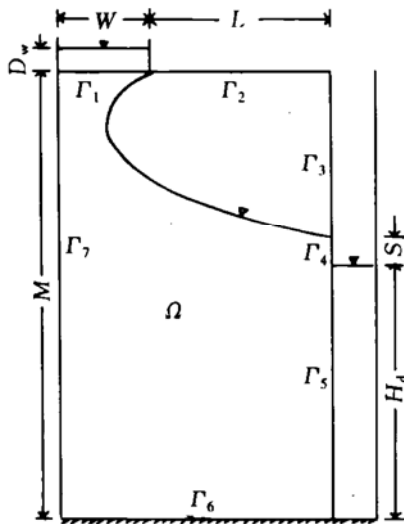


图 4 砂槽模型横剖面的概化图

D_w 为河水深度, H_d 为排泄水位, M 为砂层厚度, L 为排水渠或井排到河岸距离; W 为河流的半河宽; S 为渗出面高度, Γ_1 为常负压边界, 等于 Γ_3 端的负压值; Γ_2 和 Γ_3 为负压边界, Γ_4 为渗出面边界, Γ_6 和 Γ_7 为零通量边界, Ω 为由 Γ_1 到 Γ_7 围成的矩形区域

式中, $\varphi(x, z)$ 为区域 Ω 内的地下水压力势 (饱和时, $\varphi > 0$; 非饱和时, $\varphi < 0$) 分布, φ_1 为含水层上表面 (或地面) Γ_2 的负压势, 近似取为常数, $\varphi_1 = \varphi_2(M - H_d - S)$, φ_2 为排水沟靠含水层一侧地下水渗出面以上 Γ_3 的负压势, 它是位置高度的函数, x, z 为水平和垂向坐标; $K(\varphi)$ 为含水层的渗透系数, 取

$$K(\varphi) = \begin{cases} K_s, & \varphi \geq 0 \text{ 时}, \\ \frac{K_s \cdot A}{A + |\varphi|^B}, & \varphi < 0 \text{ 时}. \end{cases} \quad (9)$$

尽管国内在土壤非饱和流参数及特征的测试方面有了长足进展^[11], 但对砂性介质的测定还相当困难, 因而选用研究成熟的 Del Monte 砂和 Yolo 轻粘土^[7]作为替代介质, 它们的相对渗透率函数用 (9) 式表示, 其中的参数列于表 1. 根据地下水流和土层中非饱和流的运动规律^[12], 模型中各边界条件规定如下: 在 Γ_1 上压力等于河水的静水压力; Γ_2 是常负压边界, 等于 Γ_3 端的负压值; 在 Γ_3 上负压 φ_2 的绝对值随高度增加而增大, 可用一个线性函数近似表示, 即

$$\varphi_2(z') = a \cdot z' + b, \quad (10)$$

z' 是从渗出面顶端算起的位置高度, a, b 值载于表 1; Γ_4 是

渗出面, 压力为零; 在 Γ_5 上压力等于排水渠的静水压力; Γ_6 和 Γ_7 上通量为 0.

数学模型 (1~8) 是一个高度非线性模型, 我们采用有限差分法求解. 把砂槽实验模型的尺寸和实验条件代入上述数学模型, 对于每种介质, 分别模拟出 4 个河水深度下随排泄水位降低的稳定流场图 (图 5), 由于模拟结果的相似性和篇幅所限, 这里仅给出 Del Monte 砂在河水深度 (D_w) 为 5 cm 时的部分流场图 (图

表 1 模型介质的有关参数

渗透系数	$K_s/\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$	Del Monte 砂	Yolo 轻粘土
		2.5×10^{-2}	1.5×10^{-5}
参数 A	参数 A	1.174×10^8	124.6
	参数 B	4.66	1.77
渗出面高度 S/cm		1.0	2.0
Γ_3 边界负压函数 (10) 式中的系数	a	-0.994 21	-0.886 305
	b	-0.003 008	-0.043 661

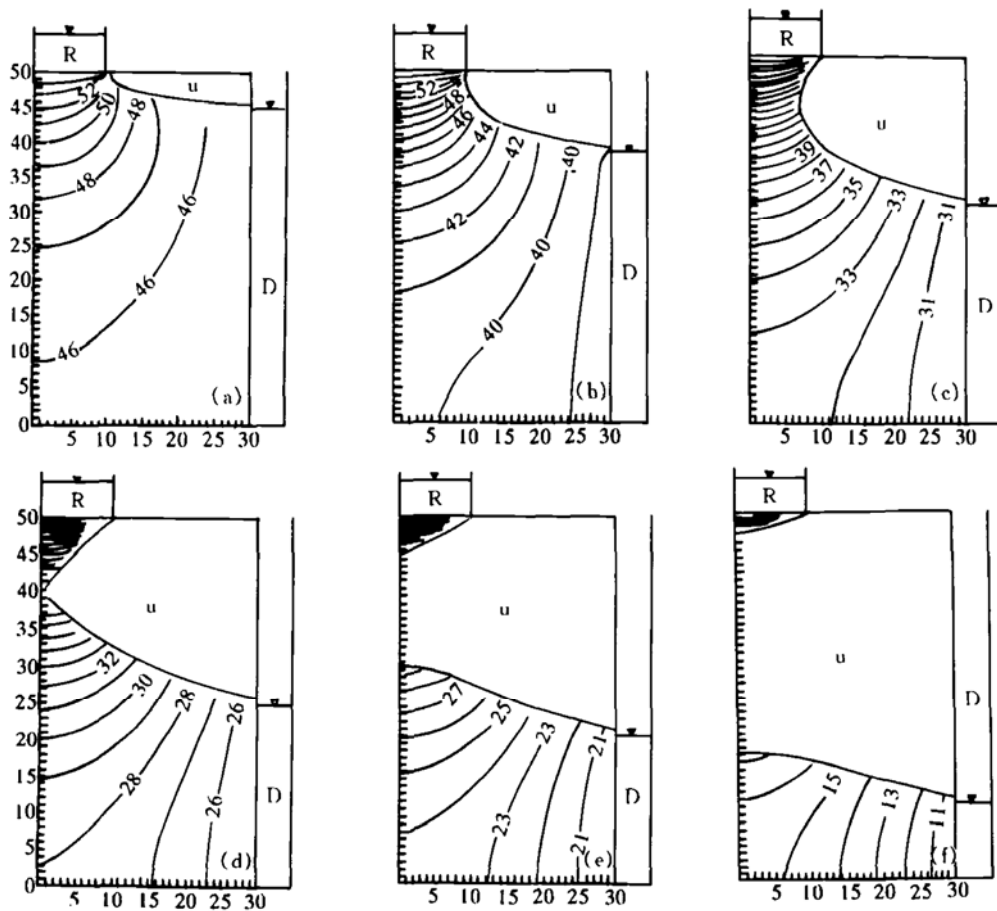


图5 计算机模拟的剖面流场随排泄水位 H_d 的演变过程(Del Monte 砂, 水深 $D_w = 5$ cm)

R 为河流, D 为排水沟, u 为非饱和区. (a) $H_d = 45$ cm, (b) $H_d = 38.6$ cm, (c) $H_d = 30$ cm, (d) $H_d = 24.89$ cm,

(e) $H_d = 20$ cm, (f) $H_d = 10$ cm

5) 和它的渗流量(河水入渗量)与排泄水位 H_d 的关系曲线(图6). 这些流场图及河水入渗量曲线所反映的渗流规律、特点与砂槽实验结果完全一致, 只是曲线光滑一些.

4 分析讨论及结论

理论计算和物理实验结果的一致性表明, 实验的结论具有普遍性, 反映了傍河强采条件下近河含水层中地下水运动的一般规律. 由于野外难以观测河床下剖面上的水头分布, 过去人们普遍认为随着傍河抽水强度增大, 地下水与河水将失去饱和水力联系而发生脱节, 脱节起始点位于河水与地下水的分界面处即河床面(图7(a)中的 D 点). 我们的研究结果表明这一认识是不正确的, 地下水与河水脱节的起始点不在河床面而位于河床下含水层内部、距河床面一定距离处(图7(b)的 D 点), 河床下尚

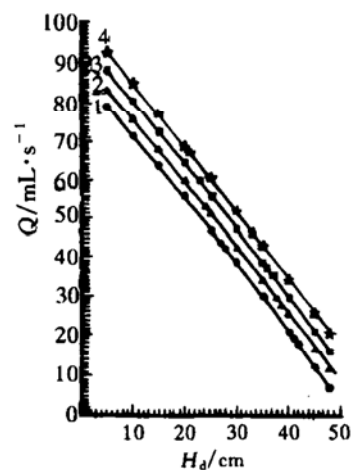


图6 计算机模拟的渗流量 Q 与排泄水位 H_d 的关系曲线(Del Monte 砂)

1— $D_w = 2.5$ cm, 2— $D_w = 5$ cm,
3— $D_w = 7.5$ cm, 4— $D_w = 10$ cm

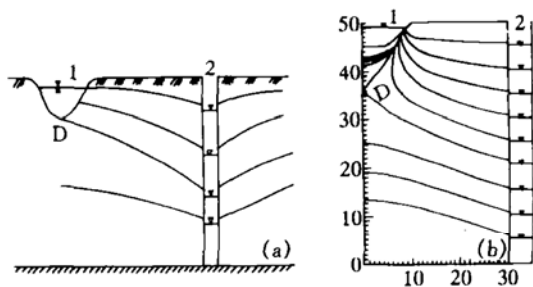


图 7 高强度开采地下水时河流浸润曲线的演变过程

(a) 普遍观点, (b) 本次研究结果. 1 为河流, 2 为抽水井

有一个饱和带, 定义为悬挂饱和层. 本次研究所用的砂槽模型尺寸较小, 可能存在边界效应问题, 但理论模型却是一个不计边界效应的理想模型, 其结论与实验结果一致, 表明尽管实验模型得到的脱节位置、流场等势线、渗流量等特征的具体数值可能有所出入, 但所反映的地下水渗流趋势和规律是正确的. 由于非饱和流问题的复杂性, 如何模拟实际的傍河抽水问题留待进一步研究. 在物理实验和计算机模拟中都进行了不同介质在不同河水深度下的脱节实验, 获得了脱节位置(高度)与介质类型、河水深度和宽度、抽(排)水距离以及河流切割深度的关系. 因篇幅所限, 将另文再论.

采用砂槽实验和计算机数值模拟对傍河强采地下水的机理进行研究, 二者得到了相同的渗流现象和规律, 并取得了与前人不同的新认识和新的发现: (1) 排泄水位较高时, 剖面上河流浸润曲线是一条下凹曲线而不是抛物线, 这与传统的关于潜水面形状的认识不同; (2) 随着开采强度增大, 地下水与河水将失去饱和水力联系, 产生脱节, 其脱节的起始点不在河床面而位于河床下距河床面一定距离的含水层内部, 这也不同于人们的普遍认识; (3) 研究发现当井水与河水产生脱节后, 在河床下形成两个饱和层: 一个与河水紧连, 定义为悬挂饱和层; 一个与井水相连, 是常见的潜水饱和层.

参 考 文 献

- 1 Winter T C. Numerical simulation of steady state three-dimensional groundwater flow near lakes. *Water Resources Research*, 1978, 14 (2): 245~254
- 2 Ernst L F. Groundwater flow to a deep well near a rectilinear channel. *J Hydrology*, 1979, (42): 129~146
- 3 符志元. 向阳机械厂傍河取水几个问题的讨论. *地下水资源评价理论与方法的研究*. 北京: 地质出版社, 1982. 637~639
- 4 Freyberg D L. Modeling the effects of a time-dependent wetted perimeter on infiltration from ephemeral channels. *Water Resources Research*, 1983, 19(2): 559~566
- 5 段真富, 王尧坤. 间歇性河流傍河水源地下水开采量的评价. *水文地质工程地质*, 1984, (6): 39~41
- 6 Newsom J M, Wilson J L. Flow of ground water to a well near a stream-effect of ambient ground-water flow direction. *Ground Water*, 1988, 26(6): 703~711
- 7 Reid M E, Dreiss S J. Modeling the effects of unsaturated, stratified sediments on groundwater recharge from intermittent streams. *J Hydrology*, 1990, (114): 149~174
- 8 Wilson J L. Induced infiltration in aquifer with ambient flow. *Water Resources Research*, 1993, 29(10): 3 503~3 512
- 9 贝尔 J. 多孔介质流体动力学. 李竟生, 陈崇希译. 北京: 中国建筑工业出版社, 1983
- 10 李俊亭编. 河流补给机理的试验研究(科研报告). 西安: 西安地质学院, 1990
- 11 沈 晋, 王文焰, 沈 冰, 等. 动力水文实验研究. 西安: 陕西科学技术出版社, 1991
- 12 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 1988