

山溪性河流水动力学耦合模型研究

赖锡军,汪德

(河海大学水文水资源及环境学院,江苏 南京 210098)

摘要:根据山溪性河流特点,提出了符合实际的断面概化方法.考虑河流与地下水的交换作用,将渗流量作为联接条件,利用迭代法解决了河道水流与地下水流模型的耦合.计算实例表明,模型设计是合理的.

关键词:山溪性河流;断面;河道水流;地下水流;耦合模型;有限差分

中图分类号:TV121 文献标识码:A 文章编号:1000-198X(2002)03-0057-04

山溪性河流共同特点是:枯水季节河道间断有水,丰水季节流量大(受降雨影响),主流在主河槽内运行,河道断面复杂多变,河道底坡变化大,而且水文资料缺乏.这造成了河流水量水质模拟的困难,常用的计算程序很难直接应用于这类河流的水动力学模拟.本文从实际出发,考虑河底地下水与河流的交换作用,对河流进行了模拟.尽管当前地表水与地下水联合模拟与调度的研究取得了很大进展^[1],但是将众多复杂的过程引入山溪性河流计算显然与简化问题的目标相背离,而且由于资料的稀缺,这些模型的结果也未必有理想的结果.因此,合理利用简化模式进行计算不但是必要的也是实际可行的.有鉴于此,从系统观点出发,考虑山溪性河流渗漏、地下水溢出的影响,利用一维河道水流耦合地下水流模型对水量进行模拟,客观地反映了河道内水流与地下水流的交换作用,并取浙江颜公河的河道特征资料,利用本文模型进行了水量模拟.

1 基本方程

1.1 河道水流的基本控制方程

河道水流的基本控制方程是一维 Saint-Venant 方程组:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} - q = 0 \tag{1}$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial h}{\partial x} + S_f + S_e \right) + L = 0 \tag{2}$$

式中: Q ——流量; h ——水位; A ——有效过水断面面积; x ——沿主流向的纵向距离; t ——时间; q ——侧向入流或出流(入流为正,出流为负); β ——动量校正系数; g ——重力加速度; S_f ——河道的阻力坡降; S_e ——河道突扩或收缩引起的坡降; L ——侧向入流的动量.

1.2 地下水流基本方程

地下水流的基本控制方程为

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left[Kh_{gw} \frac{\partial (h_{gw} + Z_{gw0})}{\partial x_i} \right] + q_x = S \frac{\partial h_{gw}}{\partial t} \tag{3}$$

式中: h_{gw} ——潜水含水层水深; Z_{gw0} ——潜水含水层底部不透水层的高程; K ——潜水含水层水力渗透系数; S ——给水度; q_x ——补给量(流进取正值,流出取负值).

1.3 地表水与地下水的交换关系

由于在天然条件下,地表水与地下水之间构成一个水资源系统,地表、地下水的交换作用动态地发生变化,此时可以是地表水补给地下水,彼时是地下水补给地表水.对于河道流量变化较大的河流,如山溪性河流,这种现象尤其明显.河道渗流量与河道断面形状、河道水位、河床床质的透水性和厚度、地下水水位以及

含水层的渗透性能等特性有关,其关系^[2]:

$$q_s = C [Z - (h_{gw} + Z_{gw0})] \tag{4}$$

式中: C ——反映水量交换能力的系数,它决定于含水层和河床的性质,Morel-Seytoux 推导得

$$C = KL \frac{P/2 + h_{gw}}{5P + b/2} \tag{5}$$

式中: L ——河段长度; P ——河道过水断面的湿周; b ——潜水含水层厚度; Z ——河段处的地表水位。

通过式(4)就可将含水层与河流系统结合起来,构成一个完整的河流含水层系统,实现了河流与地下水动态交换的平衡计算。

2 地表水与地下水耦合求解

2.1 方程的离散及求解^[3]

河道水流方程离散采用流行的 Preissmann 四点加权隐格式,利用该格式离散式(1)(2)可得离散方程,线性化后,利用追赶法求得 Q_j^{n+1}, Z_j^{n+1} 。为简化计算,采用一维地下水流方程,利用变权隐格式离散求解方程,先将式(3)写成:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K h_{gw} \frac{\partial (h_{gw} + Z_{gw0})}{\partial x} \right] + \frac{q_s}{B_{gw}} = S \frac{\partial h_{gw}}{\partial t} \tag{6}$$

式中 B_{gw} 为地下水与河道水流相互影响的潜水含水层部分的宽度,采用变权隐格式离散,利用追赶法求解离散的地下水流方程。

2.2 耦合步骤

将地下水计算程序通过河道水流的侧向入流项 q_s 与河道水流通用计算程序相连接,利用式(4)作为潜水含水层与河道水流的联结条件,进行耦合迭代求解。两模块联合迭代求解算法:(a)设定初始条件,利用初始地表、地下水位计算初始侧向入流项 q_s 并令下一时刻侧向入流 $q_s = q_s^o$ 等于初始时刻值;(b)分别计算河道内水位和地下水位;(c)根据计算得到的新的河道内水位和地下水位,由式(4)计算出新的 q_s^n ,与 q_s^o 比较,若有

$$\max \left(\left| \frac{(q_s)_j^n - (q_s)_j^o}{(q_s)_j^n} \right| \right) \leq \epsilon \quad j = 1, 2, \dots, m$$

则进入下一时步计算,否则令 $q_s^o = q_s^n$ 继续迭代,直至收敛。尽管该算法每次迭代均须调用整个模块重新计算,但是试验过程表明,迭代收敛过程很快,一般只需几次迭代就可收敛,能适用于小流域河流计算。

3 断面概化

3.1 河道断面概化

在河道水力计算时,河道断面通常被直接概化为简单的矩形或是梯形,该种概化应用于这一类型的河道会引起明显的问题。在枯、平水季节小流量的情况下,流量的水力、水质模拟与断面概化合理与否密切相关,该类型河道断面变化剧烈,河道内具有众多卵石,因此在水流量较低时,常发生河道内主水流只在河床底部较低处河槽内流动,而不能漫布到整个河床;随着过流量的增加,水流迅速地扩展到整个床面,就如同大江大河的漫滩情形一样,而后随着流量的增加水面宽度随岸、堤的陡、缓而变化。常用的矩形、梯形概化显然造成断面概化的不合理。

笔者依据山溪性河道特点,对断面进行了简单的概化,见图1。参照窄缝处理方法^[4],利用下式进行概化:

$$B = \begin{cases} B_0 \left[1 + \frac{2m(Z - Z_b - a)}{B_0} \right] & Z > Z_b + a \\ B_0 \left[\epsilon + (1 - \epsilon)e^{\alpha(Z - Z_b - a)} \right] & Z > Z_b + a \end{cases}$$
$$B_b = B_0 \left[\epsilon + (1 - \epsilon)e^{-\alpha a} \right]$$

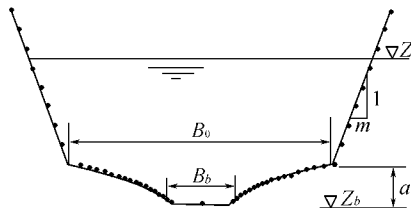


图1 断面概化
Fig.1 Generalization of cross section

式中: B ——水面宽; B_0 ——河道岸堤址线处底宽; Z ——计算点水面标高; Z_b ——床底标高; a ——河道主槽底与岸堤址线处标高垂向距离; m ——边坡; α 参数决定主槽随深度束窄快慢; ε ——主槽参数. 实际应用时, 只须增测距离 a 和河床主槽底宽 B_0 .

3.2 地下水断面概化

考虑到地下水流流动的复杂性,需要应用地下水一维模型来合理地模拟实际问题,使其能反映问题的实质,很重要的一个环节就是合理地概化地下水流道. 本文将地下水流道断面概化为矩形. 河道临近的地下水流受河流状态的影响,但河道渗流或补给只在一定范围内影响地下水水位的波动,由于水流的水头损失,在离河中心足够长的距离 L 处,地下水位波动较小,趋于常数. 为此,定义 $2L$ 为地下水流道断面宽. Ernst 将流速分解为垂向、水平和径向后分析了灌渠的渗流. 由总水头损失等于各方向组份水头损失之和得到^[5]:

$$D_w = \frac{q_s}{K} \left[\frac{1}{\pi} \ln \frac{4(D_i + H_w)}{\pi B_s} + \frac{0.5L}{D_i + H_w - 0.5D_w} \right]$$

(7)

式中: D_w ——河道水面至地下水面的垂直距离; D_i ——河道床底至底部不透水层的距离; B_s ——河道宽; H_w ——河道水深. 根据式(7)试算,即可确定地下水流道断面宽度 $2L$,一般 $L = 10B_0$ 可以满足要求.

4 计算实例

应用该模型,借助浙江颜公河的河道特征资料作了水流计算模拟. 主河道全长 13.6 km,沿途有 13 条小支流汇入主河道,使颜公河水量呈逐级递升趋势. 下游受黄墩港潮流影响,潮流可上溯 1~3 km. 颜公河整体坡度较大,平均达 0.2%. 在计算时,将 13 条支流概化为 8 条. 同时,为测算模型中地下水与河道水流交换过程,给定上游流量过程(如图 2 所示)对河道进行了计算,给出了河道水流与地下水流的交换过程(如图 3 所示)在 13.6 h、33.2 h 和 39.1 h 的沿程水位值(如图 4 所示)和流量值(如图 5 所示). 概化断面的参数 $\alpha = 3.0$, $\varepsilon = 0.01$, $a = 0.5$. 在高水位时,河道中水流补给地下水,而在低水位时,地下水流补给河道水,表现在图 4 中即为流量线沿程缓慢递减或递增.

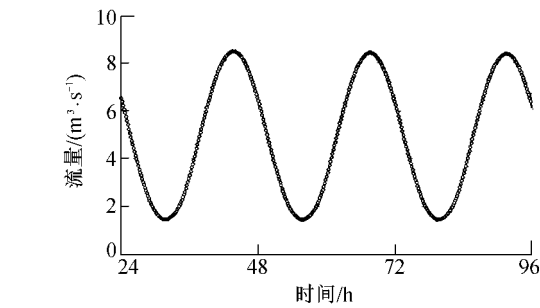


图 2 上游边界流量过程

Fig.2 Discharge at upstream boundary

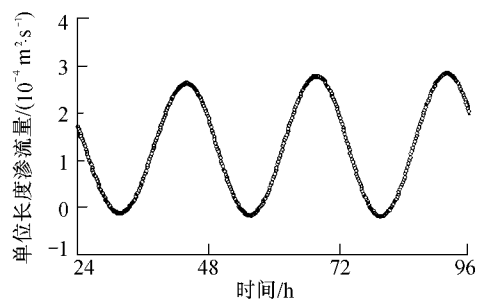


图 3 河流与地下水交换过程

Fig.3 Exchange between river water and groundwater

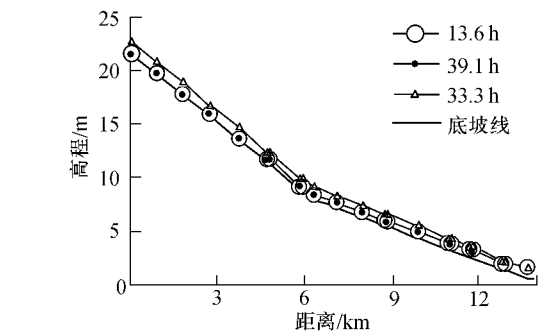


图 4 河道水位纵剖面

Fig.4 Longitudinal profile of water level

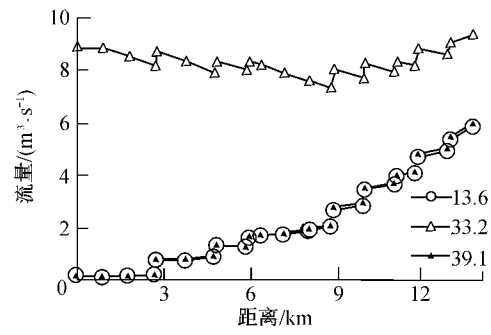


图 5 河道流量纵剖面

Fig.5 Longitudinal profile of discharge

本文模型具有较强的适应性,对山溪性河流极小流量的情况也能计算.

5 结 论

为解决受潮汐影响的山溪性河流的水量及水质的模拟计算,根据该类型河流的特点,本文提出了较为符合实际的新的概化断面方法,并考虑河道水流与地下水的交换作用,将源项(渗流量)作为联接条件,利用迭代法解决了河道水流与地下水流模型的耦合,可直接利用原有的程序模块,方便了程序的编制.而且,如果必要,可用二三维地下水计算程序直接替换一维程序.但是,模型在概化断面参数选取上尚须进一步验证.

参考文献:

- [1] 齐学斌,庞鸿宾,赵辉,等.地表水地下水联合调度研究现状及其发展趋势[J].水科学进展,1999(1):89~94.
- [2] 朱学愚,钱孝星,刘新仁.地下水资源评价[M].南京:南京大学出版社,1987.271.
- [3] 汪德.计算水力学理论与应用[M].南京:河海大学出版社,1989.158~166.
- [4] 何少苓,王连祥.窄缝法在二维边界变动水域计算中的应用[J].水利学报,1985(12):11~19.
- [5] Bouwer H. Theory of seepage from open channels[A]. In: Chow V T eds. Advances in Hydrosience[C]. New York and London: ACADEMIC PRESS,1969.121~170.

Study on Hydraulic Coupling Model for Mountainous Rivers

LAI Xi-jun, WANG De-guan

(College of Water Resources and Environment, Hohai Univ., Nanjing 210098, China)

Abstract: Based on the characteristics of mountainous rivers, a practicable method for cross section generalization is proposed, then a coupling model is developed for simulation of exchanges between river water and groundwater by use of the iteration method. A case study shows that the present model is reasonable for simulation of unsteady flows of mountainous rivers.

Key words: mountainous rivers; cross section; river flow; groundwater flow; coupling model; finite difference