中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 10 期: 1420 ~ 1430
www.scichina.com earth.scichina.com

《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

输水条件下考虑土壤水和地下水相互作用的河流剖面地下水埋深估计方法

狄振华[①②], 谢正辉[②*], 袁星[②], 田向军[②], 罗振东[③], 陈亚宁[④]

① 北京交通大学理学院, 北京 100044;
② 中国科学院大气物理研究所, 北京 100029;
③ 华北电力大学数理学院, 北京 102206;
④ 中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011
* 联系人, E-mail: zxie@lasg.iap.ac.cn

收稿日期: 2009-04-30; 接受日期: 2010-01-15
国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2010CB428403, 2009CB421407)、国家高技术研究发展计划(编号: 2007AA12Z144, 2009AA12Z129)资助

摘要 干旱区通过河流输水抬升地下水至临界生态水位以维持自然河道的生态系统, 其地下水埋深及土壤含水量的估计在河流剖面上归结为考虑土壤水与地下水相互作用的二维运动边界问题. 将其土壤水流分解为以垂向流为主的非饱和土壤水运动和以侧向流为主的地下水运动, 并结合参数优化方法SCE-UA, 发展了考虑河流输水条件下土壤水垂直运动和地下水水平流动的地下水埋深估计方法. 通过对模型的河水水位、水平导水率和地表通量的敏感性试验及分析, 并结合 SCE-UA 参数优化方法对塔里木河下游生态输水下的英苏断面地下水位进行模拟验证, 结果表明该模型能比较合理地模拟地下水位变化情况.

关键词
河流输水
土壤水与地下水模型
SCE-UA 方法

对干旱区来说, 水是一个重要的生态因子. 地下水位的变化会直接影响土壤含水量改变, 进而影响天然植被的生长发育. 地下水位较低的干旱区域可通过向自然河道输水, 在河流两岸产生地下水的侧向补给, 抬升地下水至临界生态水位, 使地表植被能获得充足水分以维持沿河两岸的生态平衡[1~4]. 合理输水抬升地下水位的关键问题是准确预测河流输水条件下考虑土壤水和地下水相互作用的地下水埋深, 并由此估计自然河道输水所需水量及持续时间, 这对水资源管理具有重要意义. 有多种方法考虑土壤中水流的运动, 如谢正辉等[5]用有限元质量集中法发展了非饱和土壤水流的数值模型, 罗振东等[6]和谢正辉等[7]用混合有限元法建立了非饱和土壤水分含量和通量计算的数值模型, 但都没有考虑地下水的动态变化. 对于地下水埋深估计, Yuan 等[8]利用入渗与地下水埋深的相关发展了大尺度地下水埋深估计方法并应用于中国区域的埋深估计, 陈亚宁等[9]利用河流或流量与埋深的相关所建立的统计模型估计埋深, Xie 等[10]利用 Darcy 定律建立河流水位与埋深相关的统计-动力模型估计埋深, 这些研究均没有考虑土壤水与地下水的相互作用过程. Liang 等[11,12]基于谢正辉等[5]将地下水动态表示问题归结为运动边界问题

引用格式: Di Z H, Xie Z H, Yuan X, et al. Prediction of water table depths under soil water-groundwater interaction and stream water conveyance. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-4050-8

求解, 发展了考虑土壤水与地下水相互作用模型, 杨宏伟等[13]将地下水运动边界问题转换成固定边界问题求解, 但均没有考虑地下水侧向流动的影响.

本文将输水条件下河流剖面土壤水与地下水相互作用问题归结为二维运动边界问题, 发展以垂直流为主的土壤水运动和以水平流为主的地下水运动相耦合的拟二维模型, 并进行理想试验及对模型主要参数进行敏感性分析. 最后, 结合塔里木河下游生态输水实例, 运用发展的拟二维模型, 针对干旱区塔河下游的英苏断面进行模拟验证.

1 河流输水条件下土壤水地下水相互作用模型 GSIM

本节先后介绍河流输水条件下土壤水和地下水相互作用的二维理论模型、拟二维模型框架以及其数值模型.

1.1 河流输水条件下的土壤水和地下水相互作用二维运动边界问题

自然河道在输水条件下, 由于水势的作用, 从河床入渗的河水在河道周围作环形运动, 使得河道周围先呈现饱和, 这样从河床到不透水基岩层出现饱和土壤水区Ω_1, 非饱和土壤水区Ω_2 和地下水区Ω_3 三层. 我们考虑河道垂直剖面土壤水流的运动, 忽略其沿河道平行方向的运动, 这样就归结为一个二维饱和与非饱和运动边界问题(如图 1).

图 1 是河水入渗的土壤剖面图. 在饱和土壤水区Ω_1中, 水势$\psi[L]$满足如下方程:

$$S_s\frac{\partial\psi}{\partial t}-\nabla\cdot\left(K_s\nabla\psi\right)-g=0\,,\tag{1}$$

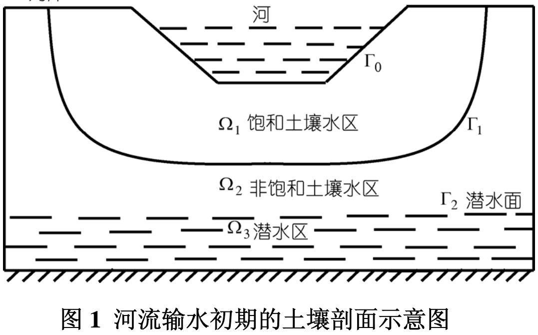

图 1 河流输水初期的土壤剖面示意图

这里 $S_s[1/L]$为单位储水系数, $K_s[L/T]$为饱和导水率, $g[1/T]$为源汇项.

在非饱和土壤水区Ω_2 中, 土壤含水量$\theta\,[L^3/L^3]$满足如下方程:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}-\nabla\cdot\left(D\left(\theta\right)\nabla\theta\right)-\frac{\partial K\left(\theta\right)}{\partial z}=g,\tag{2}$$

这里 $D(\theta)[L^2/T]$为非饱和土壤水的扩散率, $K(\theta)[L/T]$为非饱和导水率, $g[1/T]$为源汇项.

在二维运动边界线Γ_1 上, Ω_1 中的通量 $q_s[L/T]$与Ω_2 中通量 $q_u[L/T]$有如下关系式:

$$V_n=\left(q_s-q_u\right)\cdot n\left(t\right),\tag{3}$$

其中 $q_s=-K_s\nabla\psi$, $q_u=-D(\theta)\nabla\theta$, $n(t)$为运动边界线Γ_1上的外法向量, $V_n[L/T]$为运动边界上的法方向水流速度. 方程(1)~(3)加上初始条件和边界条件及水势与含水量之间的关系式就构成二维运动边界问题.

1.2 河流输水条件下土壤水垂向运动和地下水侧向流动的拟二维模型框架

在实际问题中, 随着河水水位高低的变化, 运动边界线也在不断变化. 当我们考虑河流输水条件下地下水侧向流动时, 在地下水较浅或河水持续存在较长的情况下, 河水能在相对短的时间内入渗到潜水面. 因此, 我们假设河床附近是饱和的, 考虑河水入渗一段时间后饱和土壤水和潜水面相连接的情况(如图 2), 通过在运动边界Γ_1 上的垂向通量和地下水的侧向流动影响地下水的动态变化. 后面的实际资料验证中也能说明假设的合理性.

如图 2, 以不透水基岩为 x 轴, 以垂直不透水基岩的河岸为 z 轴, H 为不透水基岩到地表的高度, L 为研究区域的水平长度, 不透水基岩上面为饱和地下水的潜水区, 潜水面Γ_1 分区域为上面的非饱区和下面饱和区.

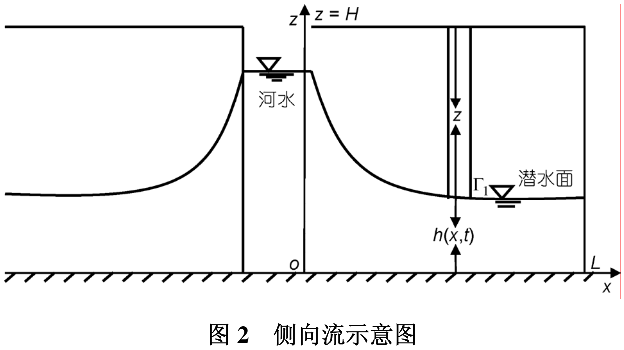

图 2 侧向流示意图

由于受重力作用影响，非饱和土壤水受河水侧向流的影响小，水分传导主要在垂直方向起作用. 饱和区地下水流缓慢近似为水平流动. 对土壤剖面地下水流土壤柱水平剖分，将水平网格[0, L]剖分 n 个单元，依次为 $I_1, I_2, \cdots, I_n$，这样上面的非饱和区被分成 n 个垂向的土柱. 如图 2 对每个土柱 $x\in I_i$ (i=1, 2, $\cdots$, n)满足垂向非饱和土壤水流定解问题[14~16]:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial z}\left[D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z}\right]+\frac{\partial K(\theta)}{\partial z}+f(x,z,t),$$
$$h(x,t)<z<H, \tag{4}$$

$$\theta(x,z,0)=\theta_0(x,z),\ h_0(x)<z\le H, \tag{5}$$

$$q_{z=H}(x,t)=P-E-R,\ z=H,\ t>0, \tag{6}$$

$$\theta=\theta_s,\ z=h(x,t),\ t>0, \tag{7}$$

这里 $f(x, z, t)[1/T]$为源汇项，$h(x, t)[L]$是 $t\,[T]$时刻水平离河岸 $x[L]$处的潜水面高度，$P[L/T]$为降水，$E[L/T]$为蒸发，$R[L/T]$为地表径流，$q_{z=H}(x, t)[L/T]$为 x 处地表通量，$\theta_s[L^3/L^3]$为饱和含水量，$h_0(x)[L]$为初始的地下水位，$\theta_0(x, z)[L^3/L^3]$为初始的土壤含水量，土壤水导水率和水分扩散率分别为 $K(\theta)[L/T]$和 $D(\theta)[L^2/T]$.

在潜水(饱和)区，对饱和土壤水方程(1)从基准面到潜水面垂向积分平均，并基于 Dupuit 假设得到水平网格[0, L]内地下水流连续性方程[17]:

$$n_e\frac{\partial h}{\partial t}=\frac{\partial}{\partial x}\left(K_s h\frac{\partial h}{\partial x}\right)-q_{z=h(x,t)}(x,t),$$
$$0<x<L,\ 0<z\le h(x,t), \tag{8}$$

相应的初边界条件为

$$h(x,0)=h_0(x),\ 0\le x\le L,\ t=0, \tag{9}$$

$$h(0,t)=h_r,\ t>0, \tag{10}$$

$$q_{x=L}(L,t)=0,\ x=L,\ t>0, \tag{11}$$

这里 $h(x, t)[L]$既是 $t\,[T]$时刻离河岸 $x\,[L]$处的潜水面高度也是该处潜水横断面上水势平均值，$K_s[L/T]$是饱和导水率，$n_e[L^3/L^3]$是潜水面上方非饱和土壤饱和度(或给水度)，$q_{z=h(x,t)}(x, t)[L/T]$是潜水面垂直向上的补给通量，$h_r[L]$为河水水位，$h_0(x)[L]$为初始地下水位.

对(4)沿着 z 方向在($h(x, t)$, H)上积分，并利用 $q_z(x,t)=-D(\theta)\dfrac{\partial\theta}{\partial z}-K(\theta)$，得

$$q_{z=h(x,t)}(x,t)=\int_{h(x,t)}^{H}\frac{\partial\theta}{\partial t}\mathrm{d}z+q_{z=H}(x,t),\ x\in I_i, \tag{12}$$

其中 $q_{z=H}(x, t)[L/T]$是上表面的入渗(蒸发)通量. 等式(12)构成了非饱和土壤水流问题(4)~(7)和地下水流问题(8)~(11)的联系方程.

1.3 考虑侧向流动的土壤水地下水相互作用的数值模型 GSIM

基于 1.2 发展的拟二维模型框架，本节给出垂向一维土壤水模型和水平一维地下水模型以及土壤水与地下水联系方程的离散算法，拟二维模型的数值算法及基于该模型和参数优化的地下水埋深估计方案.

1.3.1 垂向一维非饱和土壤水方程离散

对于每一个非饱和土壤柱 $x\in I_i$ (i=1, 2, $\cdots$, n)，从地表到潜水面分为 m 层，每层厚度依次Δz_1, Δz_2, $\cdots$, Δz_m. 图 3 给出三层土壤 j–1, j, j+1，土壤水含量定义在每层节点深度 z_j(j=1, 2, $\cdots$, m)处，节点深度 z_j(j=1, 2, $\cdots$, m)定义为界面深度 $z_{j-\frac12}$ 和 $z_{j+\frac12}$ 的中间值，而土壤水导水率 $K(\theta)$，水分扩散率 $D(\theta)$和土壤水通量 q 均定义在界面深度处，土壤水通量 q 取向上为正方向.

对于时间步长Δt，m 层的非饱和土壤水离散方程为

$$\frac{\theta_j^{k+1}-\theta_j^k}{\Delta t}=\frac{D_{j+\frac12}^{k+1}\left(\dfrac{\theta_{j+1}^{k+1}-\theta_j^{k+1}}{z_{j+1}-z_j}\right)+K_{j+\frac12}^{k+1}+q_{j-\frac12}^{k+1}}{\Delta z_j},\ j=1, \tag{13}$$

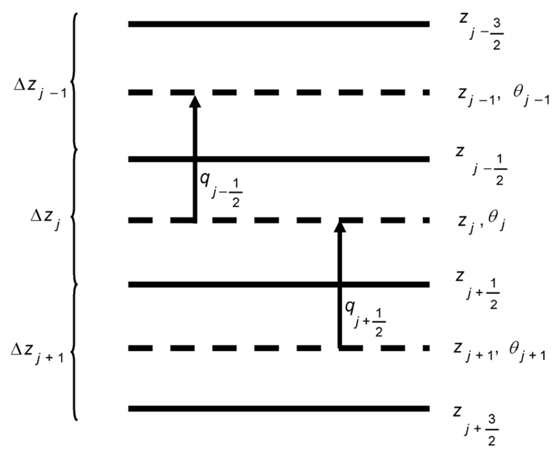

图 3　土壤水通量数值方案示意图

z_{j-1}, z_j, z_{j+1} 为节点深度，$z_{j-\frac12}$，$z_{j+\frac12}$，$z_{j+\frac32}$ 为界面深度

$$\frac{\theta_j^{k+1}-\theta_j^k}{\Delta t}=\frac{D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{\theta_{j+1}^{k+1}-\theta_j^{k+1}}{z_{j+1}-z_j}\right)-D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{\theta_j^{k+1}-\theta_{j-1}^{k+1}}{z_j-z_{j-1}}\right)}{\Delta z_j}$$

$$+\frac{K_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}-K_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j},\quad j=2,3,\cdots,m-1. \tag{14}$$

通过在饱和区添加一个与第 m 层同样厚度的 m+1 层, 利用(4)式及饱和地下水边界条件, 对应第 m 层的离散方程可写为

$$\frac{\theta_j^{k+1}-\theta_j^k}{\Delta t}=\frac{D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{\theta_s-\theta_j^{k+1}}{z_{j+1}-z_j}\right)-D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{\theta_j^{k+1}-\theta_{j-1}^{k+1}}{z_j-z_{j-1}}\right)}{\Delta z_j}$$

$$+\frac{K_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}-K_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j},\quad j=m. \tag{15}$$

令

$$a_1=0,\ b_1=1+\frac{\Delta t D_{\frac{3}{2}}^{k+1}}{\Delta z_1\left(z_2-z_1\right)},\ c_1=-\frac{\Delta t D_{\frac{3}{2}}^{k+1}}{\Delta z_1\left(z_2-z_1\right)},$$

$$h_1=\theta_1^k+\frac{\Delta t}{\Delta z_1}\left(K_{\frac{3}{2}}^{k+1}+q_{\frac{1}{2}}^{k+1}\right);\quad a_j=-\frac{\Delta t D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j(z_j-z_{j-1})},$$

$$b_j=1+\frac{\Delta t D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j(z_{j+1}-z_j)}+\frac{\Delta t D_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j(z_j-z_{j-1})},\ c_j=-\frac{\Delta t D_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_j(z_{j+1}-z_j)},$$

$$h_j=\theta_j^k+\frac{\Delta t}{\Delta z_j}\left(K_{j+\frac{1}{2}}^{k+1}-K_{j-\frac{1}{2}}^{k+1}\right),\ j=2,3,\cdots,m-1;$$

$$a_m=-\frac{\Delta t D_{m-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_m(z_m-z_{m-1})},$$

$$b_m=1+\frac{\Delta t D_{m+\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_m(z_{m+1}-z_m)}+\frac{\Delta t D_{m-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta z_m(z_m-z_{m-1})},$$

$$h_m=\theta_m^k+\frac{\Delta t D_{m+\frac{1}{2}}^{k+1}\theta_s}{\Delta z_m(z_{m+1}-z_m)}+\frac{\Delta t}{\Delta z_m}\left(K_{m+\frac{1}{2}}^{k+1}-K_{m-\frac{1}{2}}^{k+1}\right).$$

因而(13)~(15)式可写为

$$\begin{cases}b_1\theta_1^{k+1}+c_1\theta_2^{k+1}=h_1,\\ a_j\theta_{j-1}^{k+1}+b_j\theta_j^{k+1}+c_j\theta_{j+1}^{k+1}=h_j,\quad j=2,3,\cdots,m-1,\\ a_m\theta_{m-1}^{k+1}+b_m\theta_m^{k+1}=h_m.\end{cases} \tag{16}$$

上面只是对一个土柱 $x\in I_i$ (i=1, 2, ⋯, n)内方程的离散化, 其他土柱内非饱和方程进行类似离散.

1.3.2　水平一维潜水面方程离散

基于 1.2 讨论, 将水平求解域[0, L]剖分为 n 个单元, 其单元长度分别为Δx_1, Δx_2, ⋯, Δx_n, 单元节点定义在单元中间位置, 它们距河岸依次为 x_1, x_2, ⋯, x_n, 节点上水位为 h_i(i=1, 2, ⋯, n), 单元界面的水位为 $h_{i+\frac{1}{2}}$(i=1, 2, ⋯, n), 时间步长Δt. 对任一单元 I_i, 结合边界条件按隐式差分格式写出方程(8)的差分方程.

靠河流岸边取第一边界条件 $h(0, t)=h_r$, 其第一个单元的差分方程可写为

$$\frac{n_e h_i^{k+1}-n_e h_i^k}{\Delta t}=\frac{K_s h_{i+\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{h_{i+1}^{k+1}-h_i^{k+1}}{x_{i+1}-x_i}\right)-K_s h_{i-\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{h_i^{k+1}-h_r}{x_i}\right)}{\Delta x_i}$$

$$-q_{z=h_i^k}^{k+1}(x_i,t),\quad i=1. \tag{17}$$

对任一内部单元 I_i (i=2, 3, ⋯, n−1), 差分方程可写为

$$\frac{n_e h_i^{k+1}-n_e h_i^k}{\Delta t}=\frac{K_s h_{i+\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{h_{i+1}^{k+1}-h_i^{k+1}}{x_{i+1}-x_i}\right)-K_s h_{i-\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{h_i^{k+1}-h_{i-1}^{k+1}}{x_i-x_{i-1}}\right)}{\Delta x_i}$$

$$-q_{z=h_i^k}^{k+1}(x_i,t),\quad i=2,3,\cdots,n-1. \tag{18}$$

远离河流岸边的边界取零通量边界条件, 添加与第 n 个单元等长的 n+1 单元, 第 n 个单元采用差分方程组形式:

$$\begin{cases}\dfrac{h_{n+1}^{k+1}-h_n^{k+1}}{x_{n+1}-x_n}=0,\\ \dfrac{n_e h_n^{k+1}-n_e h_n^k}{\Delta t}\\ =\dfrac{K_s h_{n+\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{h_{n+1}^{k+1}-h_n^{k+1}}{x_{n+1}-x_n}\right)-K_s h_{n-\frac{1}{2}}^{k+1}\left(\frac{h_n^{k+1}-h_{n-1}^{k+1}}{x_n-x_{n-1}}\right)}{\Delta x_n}\\ -q_{z=h_n^k}^{k+1}\left(x_n,t\right).\end{cases} \tag{19}$$

取 $h_{n+\frac{1}{2}}^{k+1}\approx h_n^{k+1}$ 并令

$$\alpha_1=-\frac{K_s\Delta t h_{\frac{1}{2}}^{k+1}}{x_1\Delta x_1},\quad \beta_1=n_e+\frac{\Delta t K_s h_{\frac{3}{2}}^{k+1}}{\Delta x_1(x_2-x_1)}+\frac{\Delta t K_s h_{\frac{1}{2}}^{k+1}}{x_1\Delta x_1},$$

$$\gamma_1=-\frac{\Delta t K_s h_{\frac{3}{2}}^{k+1}}{\Delta x_1(x_2-x_1)},\quad \delta_1=n_e h_1^k-q_{z=h_1^k}^{k+1}(x_1,t)\Delta t-\alpha_1 h_r;$$

$$\alpha_i = -\frac{K_s \Delta t h_{i-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta x_i (x_i - x_{i-1})},$$

$$\beta_i = n_e + \frac{\Delta t K_s h_{i+\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta x_i (x_{i+1} - x_i)} + \frac{\Delta t K_s h_{i-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta x_i (x_i - x_{i-1})},$$

$$\gamma_i = -\frac{\Delta t K_s h_{i+\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta x_i (x_{i+1} - x_i)},\quad \delta_i = n_e h_i^k - q_{z=h_i^k}^{k+1}(x_i, t)\Delta t,$$

$$i = 2, 3,\ \cdots, n-1;$$

$$\alpha_n = -\frac{\Delta t K_s h_{n-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta x_n (x_n - x_{n-1})},\quad \beta_n = n_e + \frac{\Delta t K_s h_{n-\frac{1}{2}}^{k+1}}{\Delta x_n (x_n - x_{n-1})},$$

$$\delta_n = n_e h_n^k - q_{z=h_n^k}^{k+1}(x_n, t)\Delta t.$$

则潜水面方程的离散形式为

$$\begin{cases} \beta_1 h_1^{k+1} + \gamma_1 h_2^{k+1} = \delta_1, \\ \alpha_i h_{i-1}^{k+1} + \beta_i h_i^{k+1} + \gamma_i h_{i+1}^{k+1} = \delta_i,\quad i = 2, 3,\ \cdots, n-1, \\ \alpha_n h_{n-1}^{k+1} + \beta_n h_n^{k+1} = \delta_n. \end{cases} \tag{20}$$

1.3.3 土壤水与地下水联系方程离散

在 $x \in I_i$ (i=1, 2, ⋯, n) 中联系方程(12)(或运动边界方程(12))的离散为

$$q_{z=h_i^k}^{k+1}(x_i, t) = \frac{1}{\Delta t}\sum_{j=1}^{m}\left[\theta_j^{k+1}(x_i) - \theta_j^k(x_i)\right]\Delta z_j + q_{z=H}^{k+1}(x_i, t). \tag{21}$$

1.3.4 拟二维模型数值算法

基于上述离散方法的讨论, 拟二维模型由 t 时刻的土壤含水率分布和地下水位高度, 求其下一时刻 $t+\Delta t$ 值的算法如下:

1) 假定已知 t 时刻土壤含水率和地下水位的分布, 分别记为 $\theta(x, z, t)$ 和 $h(x, t)$. 固定水平网格 I_i (i=1, 2, ⋯, n)上的地下水位 $h(x_i, t)$, 利用其上面的 $\theta(x_i, z, t)$ 分布, 对(16)式反复迭代直至前后两者之差小于某一个很小的数 ε, 求出 $\theta'(x_i, z, t+\Delta t)$.

2) 利用已知的 $\theta(x_i, z, t)$ 和所求的 $\theta'(x_i, z, t+\Delta t)$ 以及上表面的已知通量 $q_{z=H}(x_i, t+\Delta t)$, 通过对(21)式求解, 得出 $q'_{z=h(x_i,t)}(x_i, t+\Delta t)$.

3) 按水平离散的网格,逐一进行 1)和 2)计算,然后把所求的各个 $q'_{z=h(x_i,t)}(x_i, t+\Delta t)$($i$=1, 2, ⋯, n)代入(20)式, 用 $h(x_i, t)$(i=1, 2, ⋯, n)作为 $t+\Delta t$ 时刻的预报初值, 反复迭代直至前后两者之差小于某一个很小的数 ε, 此时求得 $h'(x_i, t+\Delta t)$(i=1, 2, ⋯, n).

4) 把求得 $h'(x_i, t+\Delta t)$(i=1, 2, ⋯, n)和其上的 $\theta'(x_i, z, t+\Delta t)$ 作为迭代预值, 重复 1)~3)直至 $h'(x, t+\Delta t)$ 收敛, 此时的 $h'(x, t+\Delta t)$ 与 $\theta'(x, z, t+\Delta t)$ 即为 $t+\Delta t$ 时刻的地下水位 $h(x, t+\Delta t)$ 和土壤含水量 $\theta(x, z, t+\Delta t)$.

5) 下一时间步重复 1)~4).

1.3.5 基于拟二维模型 GSIM 与参数优化方法 SCE-UA 的地下水埋深估计方案

基于上述所发展的土壤水和地下水相互作用模型, 采用 SCE-UA 参数优化方法率定对地下水埋深估计起主导作用的地下水水平导水率 K_s. SCE-UA 方法是 Duan 等[18~20]在求解概念性降雨径流模型参数自动率定的优化问题时, 针对问题的非线性、多极值、没有具体的函数表达式、区间型约束等特点所提出的并广泛用于水文预报的全局参数优化方法. 基于 SCE-UA 参数优化的地下水位预报方案见图 4. 地下水埋深可由地表高度减去地下水位高度得到.

2 模型验证

2.1 模型参数的敏感性分析

为了检验和验证所建立的土壤水和地下水相互作用模型 GSIM 的合理性, 首先进行理想试验来检验模型对主要参数的敏感性. 该模型有 3 个重要的参数: 河水水位 h_r, 地下水水平导水率 K_s, 以及上表面的地表通量 $P-E-R$. 把 L=35 m, H=4 m 的矩形区域作为研究对象. 初始地下水位 $h_0(x)$为 1 m, 水平空间步长 Δx

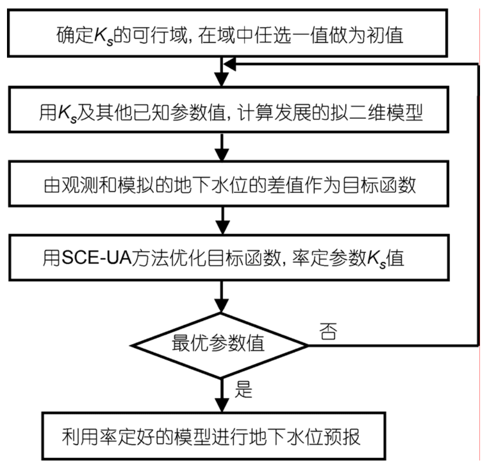

图 4 基于拟二维模型 GSIM 与参数优化方法 SCE-UA 的地下水位预报流程

统一为 1 m, 垂直空间步长Δz统一为 1 cm, 时间步长统一为Δt=0.5 h, 土壤水水分导水率 $K(\theta)$和水分扩散率 $D(\theta)$是土壤体积含水量的函数, 采用 Clapp 和 Hornberger 关系式[21]:

$$K(\theta)=K_{s1}\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{2b+3},\quad D(\theta)=\frac{-bK_{s1}\psi_s}{\theta_s}\left(\frac{\theta}{\theta_s}\right)^{b+2},$$

其中土壤饱和含水量θ_s, 饱和垂向导水率 K_{s1}, 土质参数b和饱和土壤水势ψ_s均为已知常数. 取土壤水力特性参数: θ_s=0.48, θ_0=0.1594, ψ_s=−200 mm, K_{s1}= 0.0063 mm·s^{-1}, b=6.0, n_e=0.25. 首先, 考察该模型对于河水水位 h_r 的敏感性. 分别取固定不变河水水位 h_r=1.5, 2.5 和 3.5 m, 水平导水率 K_s=0.544 m·h^{-1}. 图 5(a)~(c)给出地表零入渗情况下, 分别选取这三个固定河水水位时, 各水平节点随时间变化的地下水位. 很显然对于同样零入渗, 河水水位越高, 离河近的地方地下水抬升幅度越大, 这是由于对相同的水平导水率 K_s, 河水水位越高, 离河近的地方水力梯度越大, 它的流速越大; 其次, 再选用同样的土壤参数(K_s 除外)、初边值及零入渗, 不同的是河水水位固定为 3.0 m, 水平导水率分别选取 K_s=0.544, 1.088 和

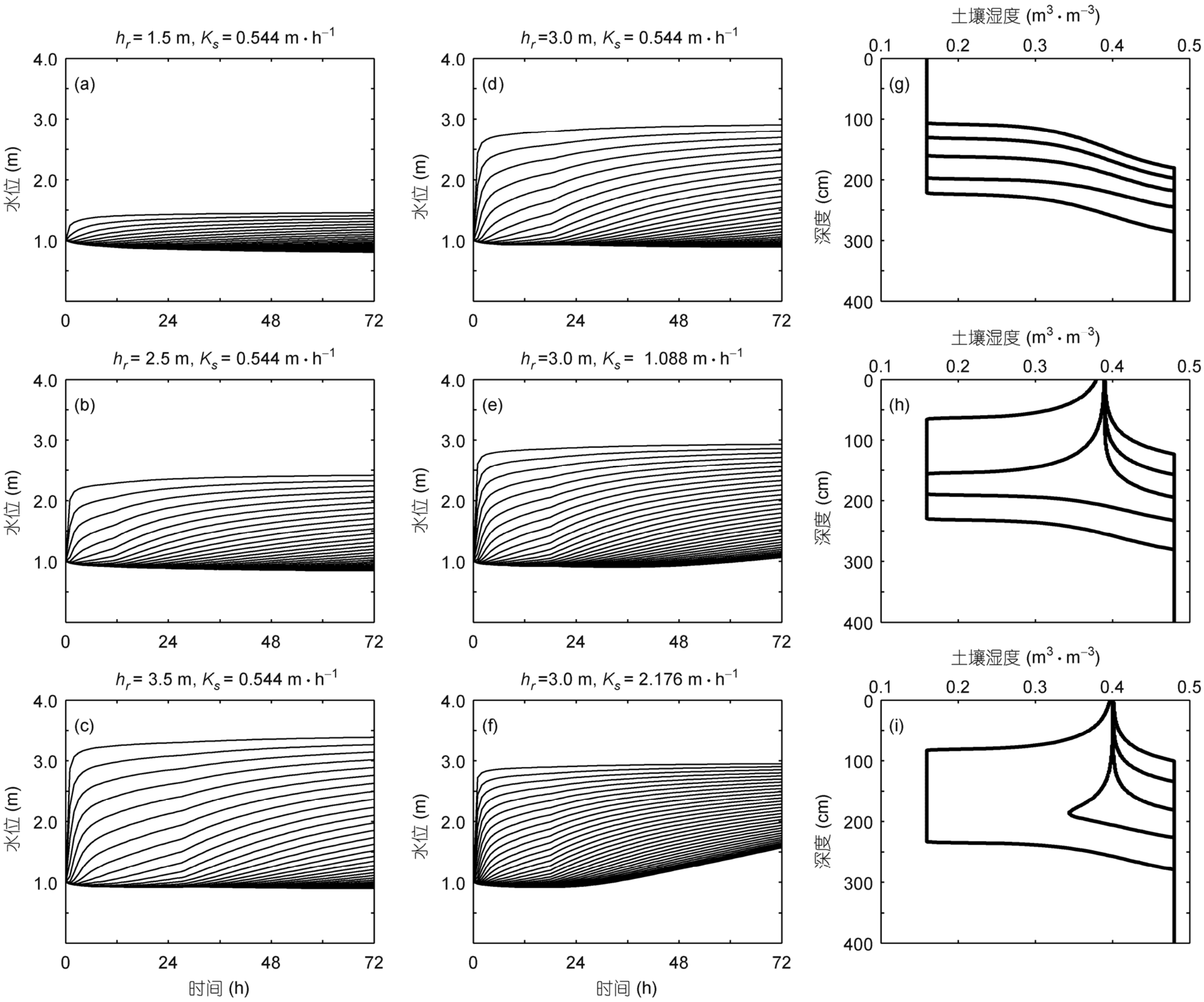

图 5　模型参数的敏感性试验结果

(a)~(c) 分别为不同河水水位时, 各水平节点上地下水位 72 h 的变化; (d)~(f) 分别为不同水平导水率时, 各水平节点上地下水位 72 h 的变化; (g)~(i) 为水平距河岸 20 m 处的垂向土壤柱每隔 3 天的土壤含水量分布, 其中地表通量 $P-E-R$ 分别取 0.0, 0.1 和 0.15 cm·h^{-1}

2.176 $m\cdot h^{-1}$ 来考察模型对于地下水水平导水率的敏感性. 由图 5(d)~(f)可以看出, 水平导水率越大, 一段时间内离河远的地方, 地下水水位抬升幅度越大. 最后, 取与图 5(d)一样的土壤参数,只是地表入渗不同. 分别选取入渗率 $P-E-R$=0.0, 0.1 和 0.15 $cm\cdot h^{-1}$, 图 5(g)~(i)表示在不同入渗条件下, 水平距河岸 20 m 的垂向土壤柱每隔 3 天的含水量分布, 可以看到随着入渗的增加, 土壤含水量及地下水位都有增加.

2.2 模型验证

用塔里木河下游生态输水补给地下水实例对所发展的数值模型进行验证. 塔里木河流域是我国生态环境退化最严重的地区之一, 由于水资源不合理开发, 特别是上中游无序且低效的水土开发, 使得塔里木河下游河段断流, 其区域地下水得不到河水补给, 地下水位持续下降, 大面积天然植被衰败死亡[22,23]. 为此, 由水利部会同新疆维吾尔自治区人民政府及新疆生产建设兵团等部门从 2000 年 5 月到 2006 年底对塔河下游共进行了 8 次输水, 累计输水 934 天, 输水量达 21.96×10^9 m^3, 同时在大西海子和台特玛湖之间用 9 个断面 40 口监测井来采集河水流量和地下水埋深数据[24,25].

以英苏断面为例, 它是 9 个断面中的第 3 个断面, 距大西海子水库 60 km. 英苏断面的横向监测井有 7 口, 我们取观测资料详细的 4 口监测井(C3~C6), 它们离河岸的距离分别为 150, 300, 500 和 750 m (如图 6). 在输水期内的英苏断面上, 河水流量有每日观测资料, 河水水位有第 5~7 次输水期间的日观测资料, 而地下水位观测频率为五天一次甚至一个月才一次. 选取第 2 次输水阶段有观测资料的 81 天(2000 年 11 月 16 日到 2001 年 2 月 4 日)进行参数率定, 用第 3 次到第 6 次输水过程中 4 口监测井地下水位的资料来验证模拟结果. 第 3 次输水从 2001 年 4 月到 2001 年 11 月分两个阶段, 共输水约 3.81×10^8 m^3; 第 4 次输水从 2002 年 7 月到 2002 年 11 月, 持续 110 天输水量约 2.93×10^8 m^3; 第 5 次输水从 2003 年 3 月到 2003 年 11 月分两阶段, 共输水量约 6.25×10^8 m^3; 同样, 第 6 次输水从 2004 年 4 到 2004 年 11 月也分两阶段, 共输水量约 3.5×10^8 m^3.

根据断面上河水流量和河水水位资料, 我们拟合河水流量 $Q(t)[L^3/T]$与水位 $H(t)[L]$的指数关系式为(如图 7):

$$H(t) = 832.608 + [Q(t) / 5.0354]^{0.4956} . \qquad (22)$$

考虑有较多监测井的河道右侧, 把沿河岸 1000 m 深度 10.2 m 的含水层区域作为研究对象. 对于第 2 次输水阶段数值模拟的初始地下水位高度(以 2000 年 11 月 16 日的实测值做为初始值), 根据资料线性拟合为

$$y = -0.0011x + 828.2477 , \qquad (23)$$

$x[L]$是距河岸的水平距离(m), $y[L]$是该点的地下水位海拔高度(m).

距河岸 $x[L]$处的地面海拔高度 $y(x)[L]$分布, 我们根据 4 口监测井的地面高度拟合为

$$y(x) = -0.001x + 836.1952 . \qquad (24)$$

关于塔河流域下游土壤参数, 虽有杨玉海等[26]针对塔河流域下游土壤特性的研究, 然而缺乏类似于高艳红等[27]针对黑河流域所发展的可以应用于数值模拟的土壤质地分类. 为此, 我们采用 BATS 模式对全球土壤的 12 种典型分类[28], 根据英苏断面的经纬度, 假定为第 6 种砂壤土: $\theta_s = 0.48$, $\theta_0 = 0.1594$, $\psi_s = -200$ mm, $K_{s1} = 0.0063$ $mm\cdot s^{-1}$, b=6.0. n_e 取为 0.25. 由于基于大尺度土壤类型查表获取土壤参数存在不确定性, 因而对地下水埋深估计起主导作用的地下水水平导水率 K_s 进行参数率定. 对于初始的土壤含水量我们设潜水面上方 1 m 均为 0.4, 1 m 以上至地表均为 0.2. 土壤剖面的垂直空间步长取 5 cm, 水平空

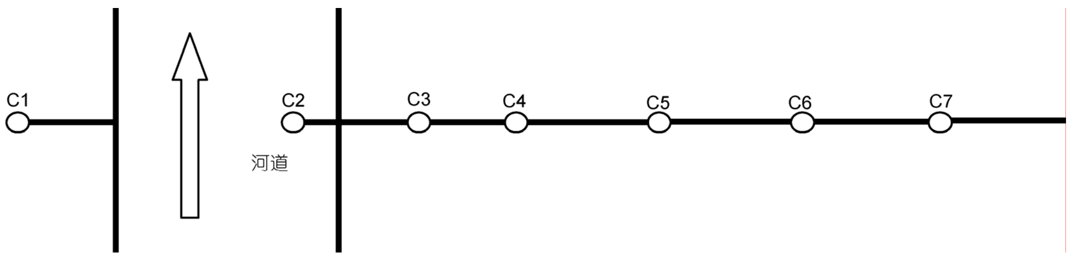

图 6 英苏断面监测井示意图

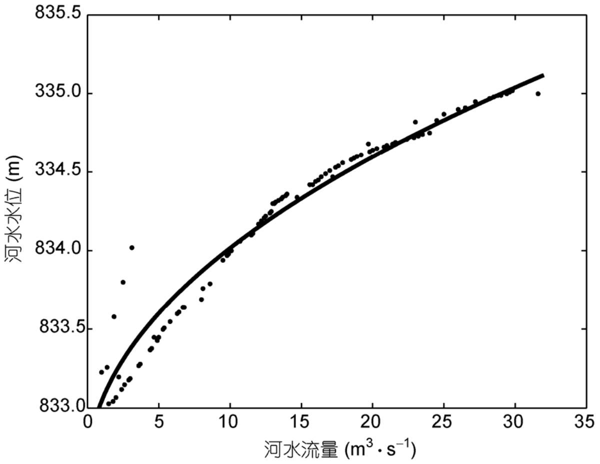

图 7　观测资料中流量与水位的对应值(点线)、拟合的流量与水位关系曲线(实线)

间步长取为 10 m, 时间步长 1 h. 由于该地区降水量年均不到 50 mm[29], 基本没有地表径流形成, 因而在模拟中设定 $P-E-R$ 为零通量. 地下水水平导水率 K_s 利用第 2 次河流输水阶段英苏断面上的地下水位资料, 通过 SCE-UA 方法进行参数率定, 最终确定为 1.588 $\mathrm{m \cdot d^{-1}}$. 图 8 表示在第 2 次输水过程(2000 年 11 月 16 日到 2001 年 2 月 4 日), 英苏断面 4 口监测井观测和模拟的水位. 他们之间总的平均绝对误差(MAE), 均方根误差(RMSE)及相关系数(CC)分别为 0.194 m, 0.223 m, 0.994.

通过对第 2 次输水过程的地下水位模拟, 利用 SCE-UA 率定的地下水水平导水率值, 来模拟第 3~6 次生态输水下的英苏断面 4 口监测井(C3~C6)地下水位. 结果如图 9 所示, 从纵向看第 3 次、第 6 次输水模拟的效果要好于第 4 次和第 5 次, 从横向看 C3 井的模拟效果要略好于其他 3 口井. 各个阶段的误差分析如表 1 所示, 从中可以看出, 模拟和观测数据具有很高的相关性, 模型能较好地反映地下水位的变化趋势.

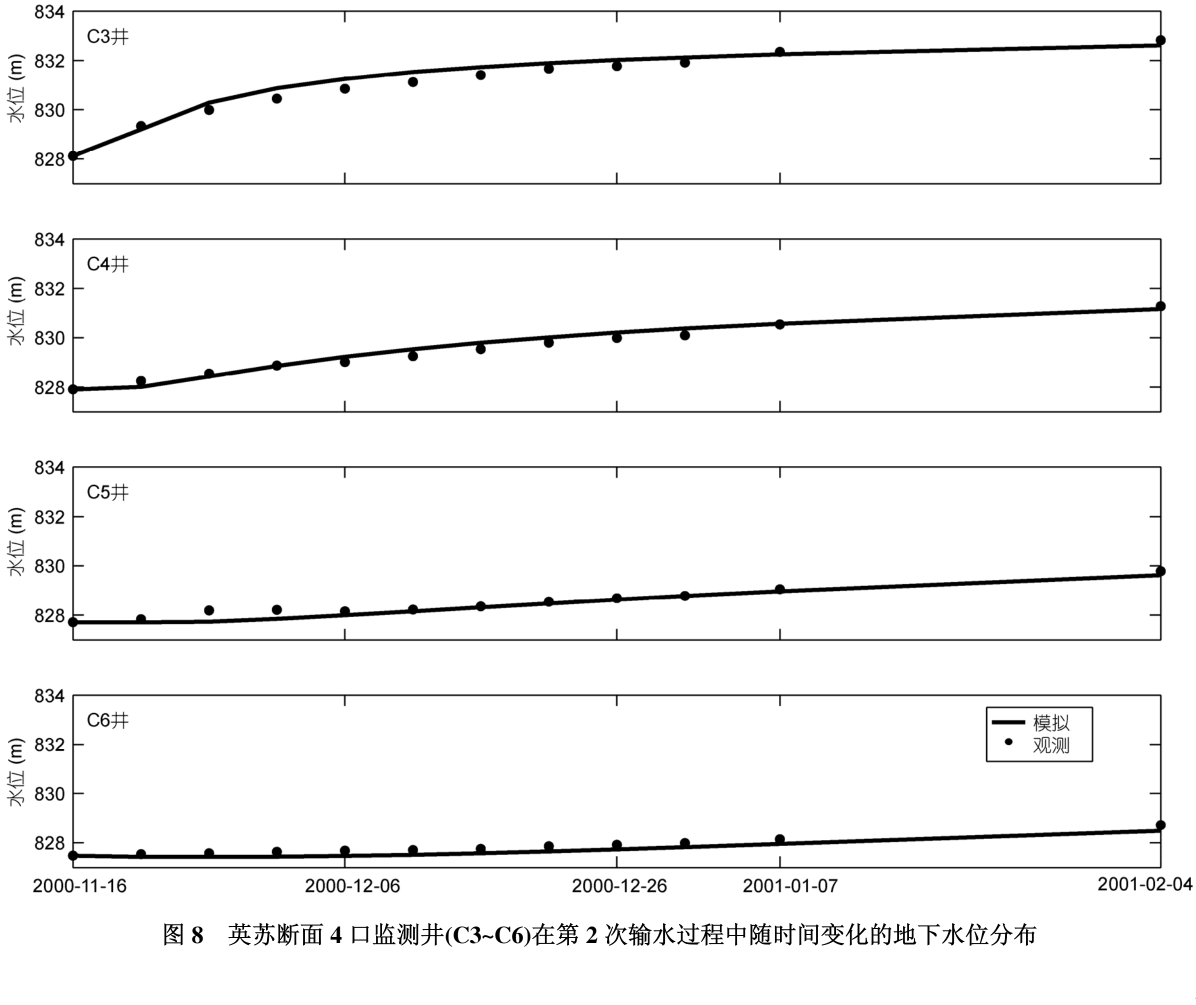

图 8　英苏断面 4 口监测井(C3~C6)在第 2 次输水过程中随时间变化的地下水位分布

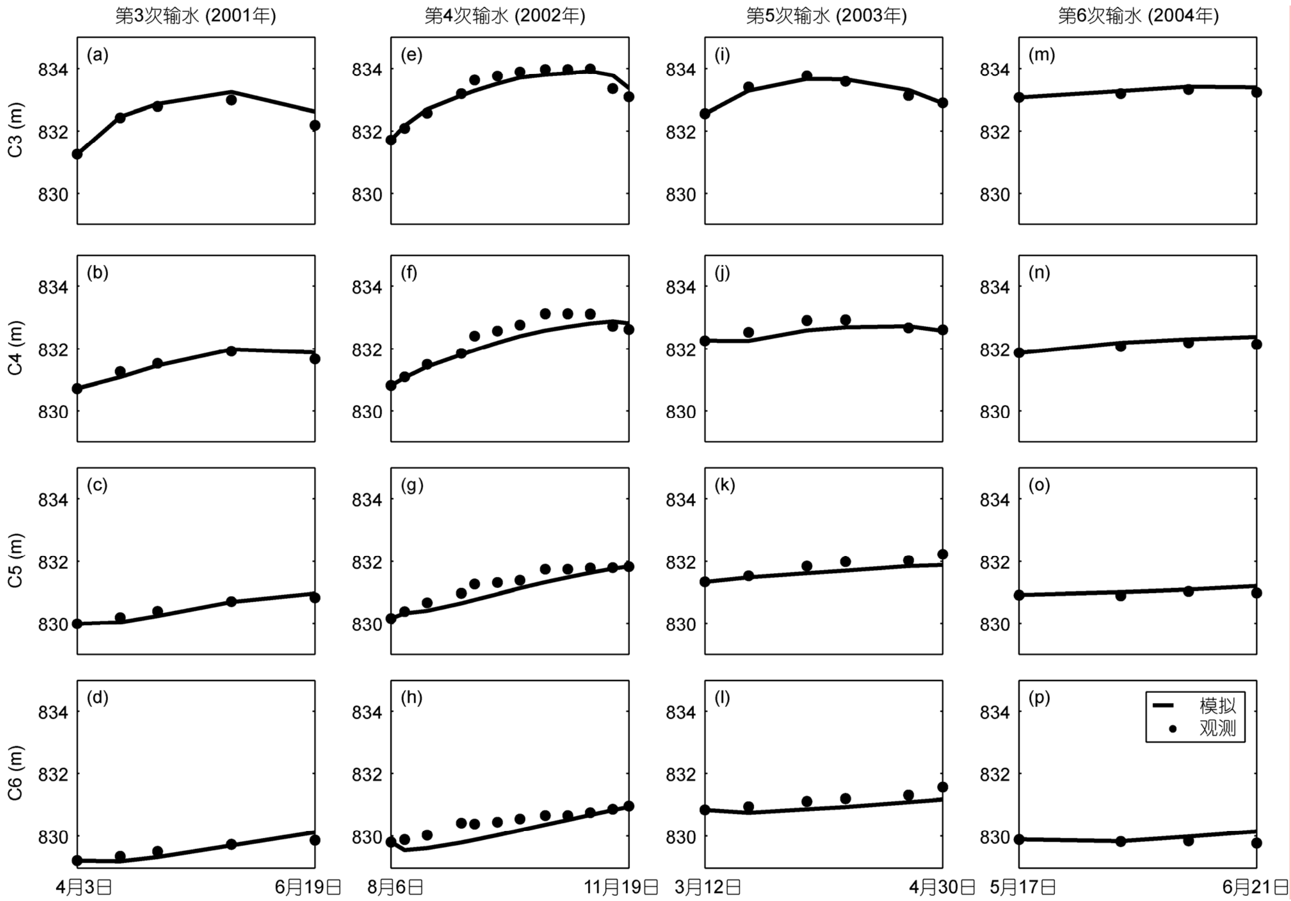

图 9　第 3 到第 6 次输水过程中四口监测井的地下水位随时间变化的模拟验证

表 1　各输水阶段模拟的误差分析 a)

输水阶段	模拟天数	观测天数	MAE	RMSE	CC
第 2 次	80	12	0.194	0.223	0.994
第 3 次	77	5	0.119	0.162	0.994
第 4 次	105	12	0.228	0.285	0.985
第 5 次	49	6	0.159	0.200	0.987
第 6 次	35	4	0.107	0.149	0.997

a) MAE 为平均绝对误差, RMSE 为均方根误差, CC 为相关系数

图 10 是在第 3 和第 5 次输水阶段英苏断面上地下水的水位线图, 每个子图上的点线分别是 4 口监测井(C3~C6)地下水位的实测数据, 可以看出模拟的地下水位很好的反映了实际情况, 说明了我们对二维运动边界问题所做出的简化处理具有可行性. 依据拟合的地表高度线性方程, 由模型所求得的地下水位高度可以相应地转化为地下水埋深估计值.

3　结论

本文把由侧向流引起的河流剖面土壤水与地下水相互作用的二维运动边界问题简化为一种垂直土壤水和水平地下水组合的拟二维问题, 建立了拟二维模型以模拟输水条件下土壤含水量和地下水埋深的变化. 对模型主要参数进行敏感性分析, 分析了河水水位、地下水水平导水率和地表通量对地下水位的影响, 反映在不同条件下模型模拟地下水埋深的能力. 运用发展的拟二维模型, 结合 SCE-UA 优化地下水水平导水率参数, 对塔里木河下游生态输水下的英苏断面地下水位进行模拟验证, 模拟结果和实测结果有较好的一致性, 表明所建模型框架合理地描述试验区地下水的动态变化, 对河流输水条件下地下水埋深预报是有意义的. 但同时该模型在考虑地形及壤中流的作用, 并在三维方面推广以及与陆面过程模型耦合, 需要进一步验证和深入研究.

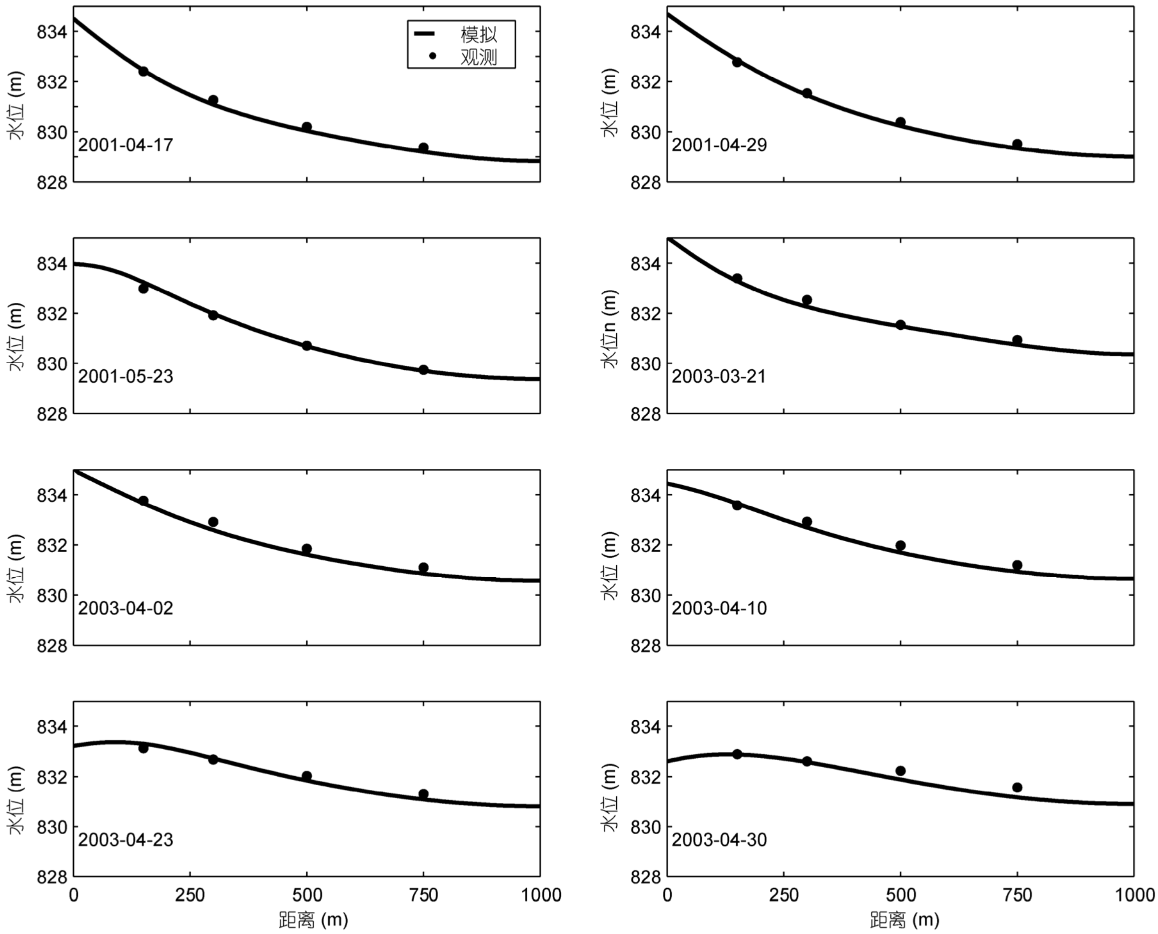

图 10　英苏断面河岸地下水位的模拟结果

致谢　感谢审稿人提出修改建议.

参考文献

1 陈亚宁, 李卫红, 陈亚鹏, 等. 新疆塔里木河下游断流河道输水与生态恢复. 生态学报, 2007, 27: 538—545

2 叶朝霞, 陈亚宁, 李卫红. 塔里木河下游生态输水对地下水位影响的综合评价. 干旱区资源与环境, 2007, 21: 12—16

3 张丽华, 陈亚宁, 李卫红. 塔里木河下游生态输水对植物群落数量特征的影响. 干旱区研究, 2006, 23: 32—38

4 湾疆辉, 陈亚宁, 李卫红, 等. 塔里木河下游断流河道输水后潜水埋深变化规律研究. 干旱区地理, 2008, 31: 428—435

5 谢正辉, 曾庆存, 戴永久, 等. 非饱和流问题的数值模拟研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1998, 28: 175—280

6 罗振东, 谢正辉, 朱江. 非饱和水流问题的混合元法及其数值模拟. 计算数学, 2003, 25: 113—128

7 谢正辉, 罗振东, 曾庆存, 等. 非饱和土壤水流问题含水量和通量的数值模拟研究. 自然科学进展, 1999, 4: 1280－1286

8 Yuan X, Xie Z H, Liang M L. Spatiotemporal prediction of shallow water table depths in continental China. Water Resour Res, 2008, 44: W04414, doi: 10.1029/2006WR005453

9 陈亚宁, 张小雷, 祝向民, 等. 新疆塔里木河下游断流河道输水的生态效应分析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 475—482

10 Xie Z H, Yuan X. Prediction of water table under stream-aquifer interactions over an arid region. Hydrol Process, 2009, 24: 160—169

11 Liang X, Xie Z H, Huang M Y. A new parameterization for surface and groundwater interactions and its impact on water budgets with the variable infiltration capacity (VIC) land surface model. J Geophys Res, 2003, 108: 8613, doi: 10.1029/2002JD003090

12 Liang X, Xie Z H. Important factors in land-atmosphere interactions: Surface runoff generations and interactions between surface and groundwater. Glob Planet Change, 2003, 38: 101—114
13 杨宏伟, 谢正辉. 陆面模式 VIC 中动态表示地下水位的新方法. 自然科学进展, 2003, 13: 615—620
14 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学. 北京: 清华大学出版社, 1987. 37
15 沈照理, 刘光亚, 杨成田, 等. 水文地质学. 北京: 科学出版社, 1982. 246—247
16 薛禹群. 地下水动力学. 第二版. 北京: 地质出版社, 1997. 63
17 Bear J. Dynamics of Fluids in Porous Media. New York: Dover Pub Inc, 1972. 764
18 Duan Q Y, Gupta V K, Sorooshian S. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff model. Water Resour Res, 1992, 28: 1015—1031
19 Duan Q Y, Gupta V K, Sorooshian S. A shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. J Optim Theory Appl, 1993, 76: 501—521
20 Duan Q Y, Sorooshian S, Gupta V K. Optimal use of the SCE-UA global optimization method for calibrating watershed models. J Hydrol, 1994, 158: 265—284
21 Clapp R B, Hornberger G M. Empirical equation for some soil hydraulic properties. Water Resourc Res, 1978, 14: 601—604
22 宋郁东, 樊自立, 雷志栋, 等. 中国塔里木河水资源与生态问题研究. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 2000
23 Feng Q, Cheng G D. Towards sustainable development of the environmentally degraded arid rivers of China—A case study from Tarim River. Environ Geol, 2001, 41: 229—238
24 陈亚宁, 崔旺诚, 李卫红, 等. 塔里木河的水资源利用与生态保护. 地理学报, 2003, 58: 215—222
25 徐海量, 陈亚宁, 李卫红. 塔里木河下游生态输水后地下水的响应研究. 环境科学研究, 2003, 16: 19—28
26 杨玉海, 陈亚宁, 李卫红. 塔里木河下游土壤特性及荒漠化程度研究. 水土保持学报, 2007, 21: 44—49
27 高艳红, 彭红春, 李海英, 等. 黑河流域土壤质地分类数据建立及其模效果检验. 高原气象, 2007, 26: 967—974
28 Dickison R E, Henderson-Sellers A, Kennedy P J, et al. Biosphere atmosphere transfer scheme (BATS) for NCAR community climate model. NCAR Technical Note, NCAR/TN 275+STR, 1986
29 Chen Y N, Chen Y P, Xu C C, et al. Effects of ecological water conveyance on groundwater dynamics and riparian vegetation in the lower reaches of Tarim River, China. Hydrol Process, 2009, doi: 10.1002/hyp.7429