

# 洞庭湖地区水系水动力耦合数值模型\*

赖锡军<sup>①</sup> 姜加虎 黄群

(中国科学院南京地理与湖泊研究所 南京 210008)

**提要** 针对洞庭湖地区复杂水系和复杂水情下的实际水流运动特征,建立了完全基于水力学方法的洞庭湖地区水系的一、二维耦合的全局水动力学模型,实现了不同水体数值模拟的自动有机衔接。模型包括湖泊、河网水系两部分。对长江干流荆江段、湘资沅澧四水、三口分流河道,运用能够反映河道主槽和边滩不同行洪特征的扩展一维水量模型进行模拟;对于洞庭湖湖区部分,采用二维非结构的有限体积法建立水动力模型;应用重叠投影法实现模型的耦合。模型具有动边界的自动处理,河道分区计算,分洪、溃堤过程实时模拟等功能。剖分的网格较为细致地刻画了湖区的地形,使模型能够模拟“高水湖相、低水河相”的湖流特征。运用1996年7月的实际洪水过程,进行了模型的验证,较为准确地模拟了实际水流特征。

**关键词** 洞庭湖, 一维, 二维, 水动力学模型

**中图分类号** P731

洞庭湖地区水系洪水受长江、湘资沅澧四水来流量和长江下泄量的共同影响。该区域内的洪水研究必须综合考虑河网与湖泊之间的相互影响、相互作用问题。开发涵盖长江干流荆江段、湘资沅澧四水、三口分流河道以及洞庭湖湖区的大系统全局水动力学模型,实现各种数值模拟的自动有机衔接,是研究洞庭湖地区洪水运动特征的基础。长江中下游水动力学模拟模型常见的有:一维和一二维连接的水动力学模型(龙超平等,2002;仲志余等,1999;吴作平等,2003;胡四一等,1998,2002;郭熙灵等,2002;谭维炎等,1996)。其中以谭维炎、胡四一等人(谭维炎等,1996;胡四一等,1998)于20世纪90年代中期构建的长江中下游防洪系统数学模型较为突出。它利用一维、二维非恒定水动力学模型和水文学方法相结合的方法设计了模拟模型。之后,胡四一等(2002)又对原模型中河网算法、内外边界条件的处理、水流阻力计算等问题进行了改进和完善。该模型为长江中下游复杂水情计算提供了一套非常有价值的思路。但是仍存在一些问题:(1)该模型加入的一些水文经验模型

修正计算技巧忽视了水动力学特性本身的相互作用机制。(2)一维河网计算仍显粗糙,不能体现平原区河道低水时主槽过流、高水边滩主槽共同行洪的典型的过流特征。(3)内部边界处理和区块连接不够完善,例如河湖耦合计算采用直接显式连接等。(4)湖区二维模型网格设计简单,不能反映湖区水动力特征。

为了进一步提高洞庭湖地区复杂水系和复杂水情下的实际水流运动特征的模拟能力和实用性能,减少人工干预,自动模拟各区水体之间的水动力交互作用。本文中作者建立了完全基于水力学方法的洞庭湖地区水系一、二维耦合的全局水动力学模型。该模型包括湖泊、河网水系两部分,对长江干流荆江段、湘资沅澧四水、三口分流河道的水流运用能够反映河道主槽和边滩不同行洪特征的扩展一维水力模型进行模拟,采用Preissman四点隐式差分格式进行离散;对于洞庭湖湖区部分,采用非结构的有限体积法,以Roe平均的通量向量差格式(FDS)建立二维水力模型,模型采用Roger提出的方程组形式,成功克服了静水计算不和谐问题,同时实现了露滩和漫滩

\* 中国科学院知识创新工程方向性项目, KXCX3-SW-331 号和中国科学院南京地理与湖泊研究所知识创新工程特别支持重大项目“我国不同气候区湖泊演变与重大环境问题、发生机制及其控制对策研究”, 2003—2006 年。

① 通讯作者: 赖锡军, 助理研究员, 博士, E-mail: xjlai@niglas.ac.cn

收稿日期: 2006-01-20, 收修改稿日期: 2007-01-26

的高效处理; 对于整个水域, 利用重叠-投影法在河网与湖泊水力模型的连接处动态耦合一维、二维模型, 实现一、二维数值模型的自动准确衔接。本文将重点论述模型的构建, 并展示洞庭湖洪水计算的部分成果。

## 1 基本方程

### 1.1 水深平均的二维流动的基本方程

在静水压强假定下, 沿水深积分三维 Navier-Stokes 方程可得水深平均的二维流动方程组。为解决非平底坡引起的静水计算不和谐问题, 采用以下守恒形式的方程组(Rogers *et al*, 2003):

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \nabla \cdot F(U) = S \quad (1)$$

$$\text{式中, } U = \begin{pmatrix} \xi \\ hu \\ hv \end{pmatrix}, F_x = \begin{pmatrix} hu \\ hu^2 + \frac{g}{2}(\xi^2 + 2\xi h_s) \\ huv \end{pmatrix},$$

$$F_y = \begin{pmatrix} hv \\ huv \\ hv^2 + \frac{g}{2}(\xi^2 + 2\xi h_s) \end{pmatrix},$$

$$S = \begin{pmatrix} 0 \\ -g\xi S_{0x} - ghS_{fx} + \nabla^2 \epsilon hu + c_w \frac{\rho_a}{\rho^2} \omega^2 \sin \alpha + fvh \\ -g\xi S_{0y} - ghS_{fy} + \nabla^2 \epsilon hv + c_w \frac{\rho_a}{\rho^2} \omega^2 \cos \alpha - fuh \end{pmatrix}$$

其中,  $F_x$  为  $x$  向通量向量;  $F_y$  为  $y$  向通量向量;  $S$  为源项向量;  $\xi$  为自由面高度;  $h$  为水深;  $h_s = h - \xi$  为基准面至床底的深度;  $u$ 、 $v$  分别为  $x$  和  $y$  向水深平均的流速分量;  $g$  为重力加速度;  $S_{0x} = \frac{\partial z_b}{\partial x}$ , 为  $x$  向的水底底坡;

$S_{0y} = \frac{\partial z_b}{\partial y}$ , 为  $y$  向的水底底坡;

$S_{fx} = \frac{\rho n^2 u \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}}$ , 为  $x$  向的摩阻底坡( $n$  为糙率);

$S_{fy} = \frac{\rho n^2 v \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}}$ , 为  $y$  向的摩阻底坡。 $c_w$  为风的阻力系数;  $\rho_a$  为空气的密度;  $\omega$  为风速;  $\alpha$  为风速与  $y$  轴的夹角。

该形式以自由面高度  $\xi$  代替水深  $h$  作为因变量,

能解决高程急剧变化带来的计算失稳。

### 1.2 一维非恒定流方程

洪水泛滥的中下游平原地区的较大的江河水系, 由于江河长期演化形成了复杂多变的河道过流断面。这些天然河道在长期的演化中形成了在低水位时主槽过流、高水位时滩地和主槽共同行洪的典型过流特征。为了能够真实地模拟预测这些河道的水流, 必须扩展当前模型对复式河道非恒定流的模拟能力。

将河道水流根据其过水特征在空间上划分为几个过流通道(如左边滩+主河槽+右边滩), 各过流通道水流满足一维近似。假定全断面上的水位相等, 即断面上水流横向比降可以忽略不计; 河段的纵向坡度很小(图1)。在这些假定基础上, 对二维水深平均的水流方程沿横断面积分导出各过流通道沿横向(断面方向)平均的一维非恒定流动的扩展方程。

连续性方程:

$$\frac{\partial A_k}{\partial t} + \frac{\partial Q_k}{\partial x_k} + q_k = 0 \quad (2)$$

动量方程:

$$\frac{\partial Q_k}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_k} \left( \beta_k \frac{Q_k^2}{A_k} \right) + M_k = -gA_k \frac{\partial Z}{\partial x_k} - gA_k (S_{fk} - S_{tk}) + F_k \quad (3)$$

其中, 下标  $k$  表示第  $k$  条过流通道;  $A$  为过水断面面积;  $Q$  为流量;  $Z$  为水位;  $q$  为流道和外界的质量交换;  $M$  为流道和外界的动量交换量;  $\beta$  动量校正系数;  $S_f$  为阻力坡降;  $S_t$  能量耗散项;  $F$  为流道的侧向剪切力;  $g$  为重力加速度。

然后, 沿断面纵向积分得到各流道的河段积分方程。同时, 在各流道在断面首尾端的水位相等的假设基础上, 忽略紊动引起的能量耗散项, 经化简, 导出如下的某河段全断面上水流的积分控制方程(赖锡军等, 2005):

$$\frac{\partial \sum_k V_k}{\partial t} + Q_E - Q_B = Q_L \quad (4)$$

$$\frac{\partial \left[ \bar{Q} \sum_k (\phi_k \Delta x_k) \right]}{\partial t} + \beta \frac{Q^2}{A} \Big|_B^E = M_L - g(Z_E - Z_B) \bar{A} - g \bar{A} \frac{Q|Q|}{K^2} \Delta x_e \quad (5)$$

其中, 上标“-”表示河段  $x_{kB} \rightarrow x_{kE}$  上的均值; 下标  $k$  表示第  $k$  条流道; 下标  $B$ 、 $E$  分别表示河段的首、末断面;  $V$  为河段上流道的蓄水容量;  $\phi_k$  为流道的流量

分布系数,  $\phi_k = Q_k / Q$ ;  $K$  为流量模数; 全断面的总流量模数  $K = \sum K_k$ ; 等效河段长  $\Delta x_e =$

$$\left[ \sum \left( \frac{K_k}{K \sqrt{\Delta x_k}} \right) \right]^{-2}$$

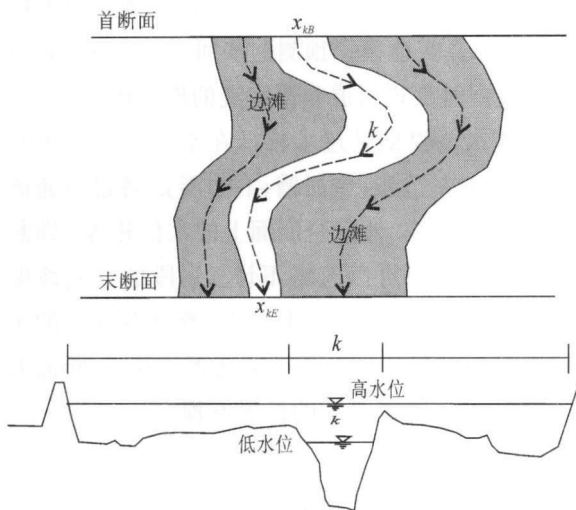


图 1 河段的过流通道

Fig. 1 Explanatory sketch showing a flow path of a reach

## 2 数值求解

首先分别对一、二维水流基本方程进行数值离散, 建立河网一维水量模型和二维水动力模型; 然后利用模型耦合技术实现一、二维模型的准确衔接。

### 2.1 河网水流数值模型

**2.1.1 方程离散** 采用四点加权 Preissmann 隐格式离散, 并经线性化处理, 可得到离散化的代数方程组(汪德耀, 1989)。

**2.1.2 节点方程** 节点(河道交汇区)处通常满足流量的连续性条件和能量守恒条件。为简化计, 常以水位处处相等来近似能量守恒条件。则有:

$$\sum_j Q_{rj} = -A \frac{\Delta Z_N}{\Delta t} \quad (6)$$

$$Z_{rj} = Z_N, j = 1, 2, \dots \quad (7)$$

式中,  $Z_{rj}$  为汇合处各河道的水位;  $Z_N$  为汇合处水位, 又称节点水位;  $Q_{rj}$  为各河道进入(取负号)或流出(取正号)节点的流量;  $A$  为节点水面面积。  $\frac{\Delta Z_N}{\Delta t}$  为节点水位变化率。

当节点面积很小, 可忽略不计。若节点面积  $A$  较大, 则需考虑节点调蓄能力。

**2.1.3 河网算法** 根据节点水位法求解河网的算

法形成节点水位方程组, 应用预条件最小化残差算法(PGMRES)(陈杨等, 2003)求得各节点水位; 最后回代求得各河道断面水位和流量。

### 2.2 二维水流数值模型

二维方程应用非结构网格有限体积法求解。界面通量采用基于 Roe 平均的黎曼近似解评估。先对方程在任意控制体积  $V$  (其边界为  $A$ ) 作体积分, 利用高斯定理将体积分化成面积分, 有:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_V U dV = - \int_A F(U) \cdot n dA + \int_V S dV \quad (8)$$

式中,  $n$  为单元边界  $A$  的外法向单位向量,  $F(\varphi) \cdot n$  为法向数值通量。

对控制体单元取平均后, 可得到有限体积法的空间离散化方程为

$$\frac{dU}{dt} = - \frac{1}{\Delta V} \sum_{j=1}^m F_{n,j} A_j + \bar{S} \quad (9)$$

其中  $\Delta V$  为单元体积,  $m$  为单元面总数,  $A_j$  为单元面  $j$  的面积,  $\bar{S}$  为单元的源项平均值, 单元面  $j$  的法向对流通量为  $F_{n,j} = F_j(U) \times n$ 。

对流通量

$$F_{n,j} = [hu_n, hu u_n + \frac{1}{2} g(\xi^2 + \xi h_s) n_x, hv u_n + \frac{1}{2} g(\xi^2 + \xi h_s) n_y]^T \quad (10)$$

利用 Roe 型通量差分裂格式(FDS)(Roe, 1981), 则对流通量可以表示成:

$$F = 0.5(F(U^+) + F(U^-) - R|\Lambda|L(U^+ - U^-)) \quad (11)$$

式中, 上标  $-$ 、 $+$  分别表示界面的左右状态。  $\Lambda$  为 Jacobi 矩阵  $J = \frac{\partial F}{\partial U}$  的特征矩阵。  $L$ 、 $R$  为左右特征向量,  $L = R^{-1}$ 。

$$|\Lambda| = \begin{vmatrix} |un_x + vn_y - c| & 0 & 0 \\ 0 & |un_x + vn_y| & 0 \\ 0 & 0 & |un_x + vn_y + c| \end{vmatrix},$$

$$R = \begin{vmatrix} 1 & 0 & 1 \\ u - cn_x & -n_y & u + cn_x \\ v - cn_x & n_x & v + cn_y \end{vmatrix} \quad (12)$$

式(12)中的变量  $u$ 、 $v$ 、 $c$  按 Roe 状态平均方法计算, 定义如下:

$$u = \frac{u^+ \sqrt{h^+} + u^- \sqrt{h^-}}{\sqrt{h^+} + \sqrt{h^-}}, v = \frac{v^+ \sqrt{h^+} + v^- \sqrt{h^-}}{\sqrt{h^+} + \sqrt{h^-}},$$

$$c = \sqrt{\frac{g(h^+ + h^-)}{2}} \quad (13)$$

### 2.3 模型耦合技术

对于在大系统的非恒定水动力模拟, 不同模型接口的准确衔接是计算成功的关键要素之一。作者利用重叠—投影法(赖锡军等, 2002), 在一、二维水域公共边界点的连接处建立了一维、二维耦合的整体模型。设定一、二维计算的耦合区, 在其内进行一、二维精确解的投影, 准确实现模型的连接(图 2)。可以选用不同的方式实现, 如水位耦合和流量耦合。但是在实际计算中, 一、二维连接点处的水力要素和几何要素的对接必须协调一致。

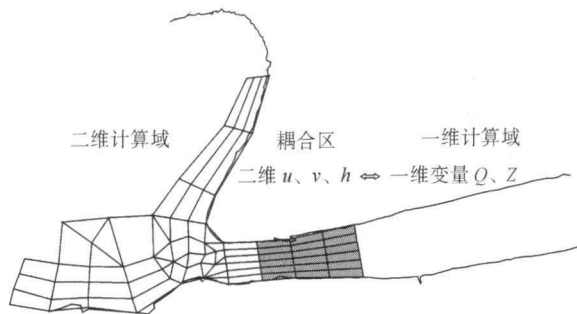


图 2 一二维模型耦合

Fig. 2 The 1-D and 2-D model coupling

### 2.4 动边界处理

洞庭湖洪枯水情悬殊, 水位变幅大, 洲滩漫露过程交替进行。动态处理这类运动边界, 就成为了洞庭湖地区水动力学模型的关键点之一。根据有限体积法特点, 以水深为判别标准设定单元界面的类型, 并运用相应的方法计算跨界面的法向通量, 以保证水量平衡。在每一时间步判断单元界面两侧单元的水深  $h_L$ 、 $h_R$ , 当  $h_L$  和  $h_R$  均为 0, 则通量为零; 当  $h_L$  和  $h_R$  有一为零, 则结合两侧单元的底高程, 交界面类型可能为固壁边界、跌水、漫流等形态的边界, 根据不同类型可选择瞬时溃坝解析解、堰流公式等方式估算通量; 当  $h_L$  和  $h_R$  均不为零时, 则按正常的方法估算通量。开发模型时, 设定某一水深限值  $\varepsilon$  (本文中取为 0.01m), 以此来判断单元的干湿情况。如果相邻单元的水深均小于  $\varepsilon$ , 则认为该单元为干单元, 不进行计算。

同样地, 河网内部河道也随着水流涨落会出现断流情况, 如不模化, 计算将不能进行。判断首、尾节点水位是否高于首、尾断面的底高程, 若皆不满足, 则就将该河段计算冻结, 退出河网节点计算; 否则按正常河网计算, 但是, 如若出现负水深, 则冻结

该河段重新计算。

## 3 洞庭湖地区水动力学模型

### 3.1 研究区域

本次建模区域包括洞庭湖整个湖区, 长江干流宜昌至螺山段, 湘江湘潭至湖区、资水桃江至湖区、沅水桃源至湖区、澧水津市至湖区等四水河尾间和三口分流河道。

### 3.2 水动力学模型建立

洞庭湖地区水动力学模型将湖泊、河网水系、分蓄洪区(堤垸)形成一个有机联合的整体进行水力模拟计算。它能够模拟湖泊深水槽道的过流以及河道主槽和边滩的不同过流特征; 模拟堤垸溃决和分蓄洪区运用的效果等。

**3.2.1 河网水系的概化和湖区二维网格** 图 3 为洞庭湖水动力学模型的概化, 包含河网水系的拓扑关系和湖区二维网格。

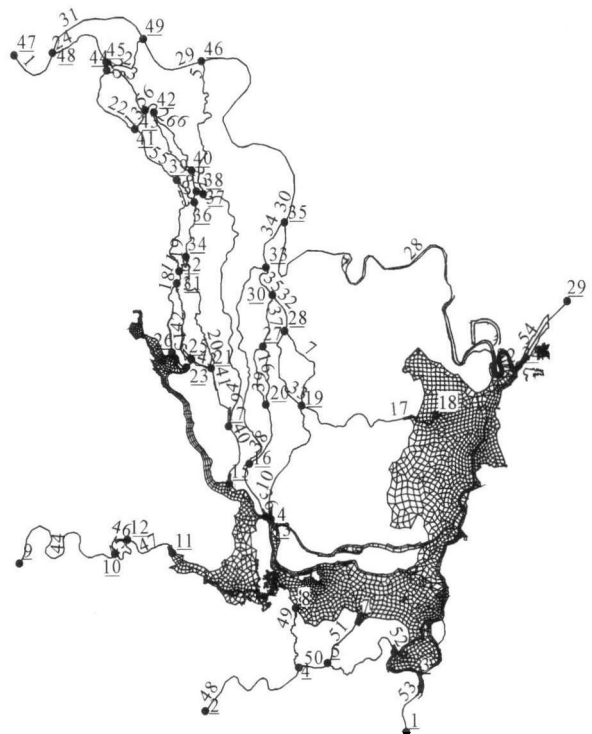


图 3 洞庭湖地区水动力学模型概化图(图中下带下划线数字表示节点, 不带下划线的数字表示河段编号)

Fig. 3 Schematic of the water system in the Dongting Lake area

(1) 河网水系 采用前面导出的河网一维水量模型。长江干流宜昌至螺山段、三口分流河道(如松滋河, 虎渡河, 藕池河等)和四水尾间概化成 49 个节点, 56 条河段, 313 个断面。断面间距约为 6km。

(2) 洞庭湖湖区 运用非结构网格上的二维

水动力学模型。二维计算区域包括澧水津市站至城陵矶口的澧水洪道、西洞庭湖、南洞庭、东洞庭整个湖区,以及东洞庭湖和长江交汇区域。由于交汇区水流非常复杂,尤其在洪水期,常会形成江湖窜流等现象,为反映洞庭湖和长江的实际蓄泄关系,在计算中必须把它并入二维模块计算。为了能够准确地评估模拟高/低水位时不同流态特征和湖体动态调蓄量的能力,依据洞庭湖水下地形特征,在 DEM 地形资料基础上对计算网格进行了地形的自适应剖分,较为细致地刻画了主要的深水洪道。剖分得到的网格单元共计 3266 个,节点 3346。网格步长从几十米到几公里不等。

### 3.2.2 定解条件

(1) 初始条件 河网水系的初始条件按如下方式求得:根据邻近水文(位)站点的水位资料,设定节点水位初值。应用恒定流条件,计算出各断面的初始流量和水位;如果误差较大,再进行局部调整。

湖区二维单元的水位初值按水文(位)站代表站点值设定。初始流速设定为零。

(2) 外部边界条件 包含外部来水和区间来水。外部来水有:

长江干流上游来水:给定宜昌流量边界,控制长江上游来水;宜昌至枝江段的区间入流包括清江,宜搬枝区间;枝江至沙市段主要入流为沮漳河来水。这些区间来水,因缺乏实际资料,宜昌至枝江段按 2% 的宜昌流量作为旁侧入流计;没有考虑沮漳河水量。

湘江来水:给定湘潭流量边界。

资水来水:给定桃江流量边界。

沅江来水:给定桃源流量边界。

澧水来水:给定津市流量边界。

长江干流下游边界:给定螺山水位过程线。

(3) 内部边界条件 包括一、二维连接边界,集中旁侧入流(如小河支流,堤垸溃决、分洪蓄水和排涝等工程情况),闸坝、桥涵工程等。其中一、二维连接边界及运动边界问题已经在前面论及。

分洪和溃堤模拟是洞庭湖数值计算中的一个重要组成部分。分洪和溃堤条件采用附近代表站的水位值控制,若该站水位高于某一给定值,则堤垸一次性溃决至最大口门,溃口流量根据断面水位和垸内水位选择相应的堰流公式计算。当垸内外水位平齐时,溃堤边界转化成调蓄水面计算。

### 3.2.3 糙率计算

(1) 河道糙率确定 参照以往的长江中下游洪

水演算经验以及相关研究成果确定。根据主槽和边滩的不同过流能力,设定主槽区和边滩区的不同分区流道的糙率值。同时考虑到长江及三口四水河道洪水水位涨落幅度大,糙率随水深会发生较大的变化,本文中还按不同分层水深给定相应的变化的糙率值。

(2) 洞庭湖二维单元糙率确定 洞庭湖地区二维单元计算糙率确定也较为困难。对于不同水位湖区洪道和过流深槽的糙率给定常数值显然是不合理的,因此,作者按以下公式确定湖区二维单元的计算糙率值:  $n = n_0 / h^\alpha$ ,  $\alpha$  为待定指数。

## 4 模型验证及讨论

为了检验建立的洞庭湖水动力学模型能否反映实际的水流运动特征,如三口分流比是否在误差范围内,江湖蓄泄关系是否合理等,作者对 1996 年 7 月 1—29 日的洞庭湖地区水情进行了分析计算。其中,计算边界条件为 1996 年的水情资料。洞庭湖湖区地形采用基于 1995 年实测地形制作的 DEM 数据;长江宜昌至螺山河段断面资料除石首至监利河段为 1987 年的实测断面数据外,其余断面均为 1985 年实测断面数据;三口水系和四水尾间河道断面均为 1995 年实测断面数据。水动力模型的计算糙率分为湖区和河网两部分:湖区二维单元计算糙率公式中,  $n_0 = 0.021$ ,  $\alpha = 1/6$ 。河网部分取值如下:长江干流河段的主河槽低水位  $n$  在 0.022—0.026 之间取值;高水位  $n$  在 0.018—0.022 之间,河漫滩  $n$  值随水深在 0.025—0.05 之间变化。四水和三口分流河道的主河槽糙率  $n$  取值在 0.02—0.03 之间;河漫滩糙率取值同长江。

首先,统计了计算与实测的三口分流比(占枝江来流比),见表 1。松滋口分流比和实测值相等;太平口实测高出 0.2%;藕池口高出 0.5%。再参照长江干流主要站点的流量过程比较(图 4)。可以得出模型能够自动计算分流比,动态地模拟长江和洞庭湖的江湖关系。然后,从四水尾间和湖区选取主要站点进行了水位的验证比较(图 5),可以看出计算洪水过程和实测的相位吻合,除湖区的几个站点在计算的前期误差较大之外,峰谷数值吻合较好;河网流量分配准确,江湖蓄泄关系较为合理。

仔细分析计算过程以及后续的研究表明,湖区水位误差较大的原因主要有:(1) 资料不完善:在计

表 1 三口分流对照表

Tab.1 Comparison in divergence ratio among three divergent mouths

分流口	枝江		松滋口		太平口		藕池口	
	实测	计算	实测	计算	实测	计算	实测	计算
模拟时段内总洪量 ( $\times 10^9 \text{m}^3$ )	9.41	9.41	1.11	1.12	0.38	0.38	0.65	0.61
分流比(%)	-	-	11.7	11.7	4.2	4.0	7.0	6.5

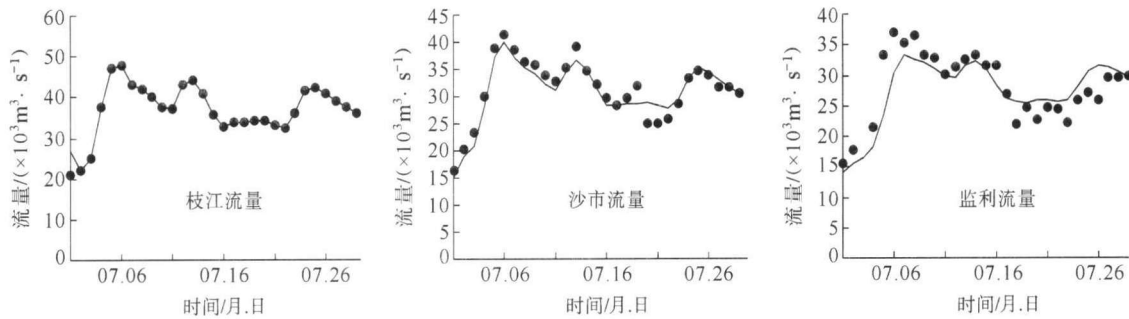


图 4 长江干流主要站点流量过程线

Fig. 4 The hydrograph of discharge at main hydrologic stations of the Changjiang (Yangtze) River

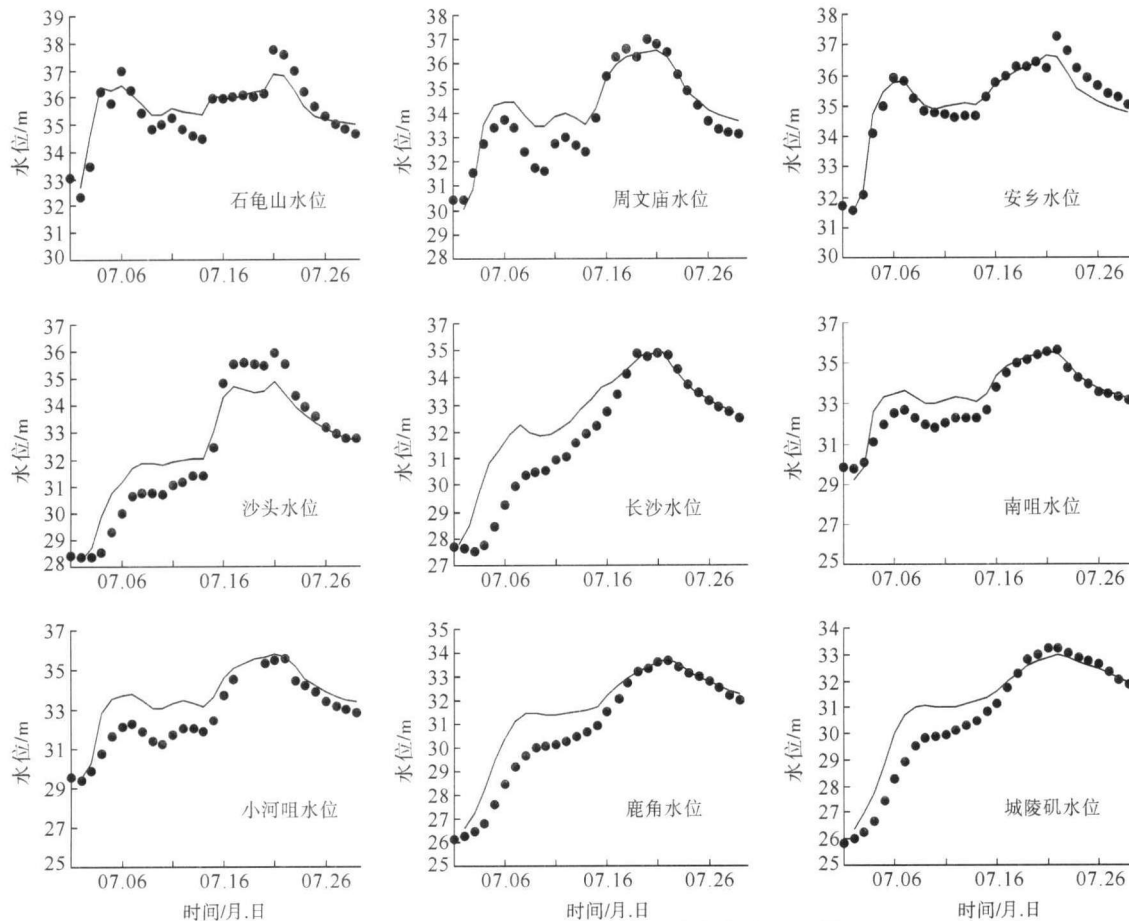


图 5 湖区及四水尾闾主要站点水位过程线

Fig. 5 The hydrograph of water level at main hydrologic stations of the Lake

算 1996 年 7 月洞庭湖特大洪水时, 因资料所限, 只考虑了荆江段洲滩的漫溢情况, 并没有考虑湖区洪水漫溢、堤垸溃决对洪水的影响。实际情况却是 1996 年洪水造成了湖区大量洪水漫溢和堤垸溃决的情况。

这一点可以通过收集资料加以克服。(2) 网格地形分辨率不够: 地形是水动力学计算最为重要参数之一, 所采用的计算网格仍相对较粗, 还不能真实地反映实际的湖区地形。通过细化网格可以获得理想的计算

精度,这也在作者的后续研究中得到证实。(3)初始条件设定不够合理:因为观测资料所限,不可能获得全面地初始计算条件,只能依靠人为设定进行计算。(4)地形资料不匹配。鉴于此,为了提高水动力学模型计算精度,需要进一步提高模型基础资料的收集工作;同时,研究数据同化技术和洪水计算模型的结合,充分利用各类观测资料,提高模型计算和预测的精度。

计算过程还发现,长江水位和流势对东洞庭湖的水位影响非常大。为了更为准确计算洞庭湖地区洪水特征,需要对东洞庭湖和长江交汇口进一步细化,以反映出交汇口复杂水动力特征对江湖水位和泄量的影响。

## 5 结语

针对洞庭湖地区复杂水系和复杂水情下的实际水流运动特征,建立了完全基于水力学方法的洞庭湖地区河网水系一维和湖泊二维耦合的全局水动力学模型,实现了不同水体数值模拟的自动有机衔接。该模型实现了动边界的自动处理,河道分区计算,分洪、溃堤过程模拟等功能。同时,它较为细致地刻画了湖区的地形,使其能够模拟洪水期和枯水期的不同流动形态,以真实地反映“高水湖相、低水河相”的湖流特征。验证计算表明,模型较为准确地模拟了实际水流特征。

今后,为了提高水动力学模型的计算精度,需要进一步提高基础资料的收集工作;解决建模过程中的一些问题,如螺山站作为下游控制边界的合理性,分洪、溃口流量过程模拟等问题。研究数据同化技术和洪水模型的结合,加强模型与观测资料的融合,充分利用各类观测资料,提高模型计算和预测的精度。对东洞庭湖和长江交汇口进一步细化研究,鉴于汇

口流态的复杂性,有条件地可耦合三维模型以研究交汇口的复杂水动力特征对江湖水位和泄量的影响。

## 参 考 文 献

- 陈 扬,汪德燿,赖锡军,2003. GMRES 解法在大型河网数值计算中的应用. 水利水运工程学报, 4:45—48
- 郭熙灵,龙超平,吴新生,2002. 长江中下游防洪模型研究——可行性及规划方案简介. 长江科学院院报, 19(1): 7—9
- 胡四一,王银堂,谭维炎,1996. 长江中游洞庭湖防洪系统水流模拟——II. 模型实现和率定检验. 水科学进展, 7(4):346—353
- 胡四一,施 勇,王银堂等,2002. 长江中下游河湖洪水演进的数值模拟. 水科学进展, 13(3): 278—286
- 胡四一,施 勇,1998. 长江中游洪水系统反演及高洪水位形成原因探讨. 水科学进展, 10(3): 242—250
- 赖锡军,汪德燿,2002. 非恒定水流的一维、二维耦合数值模型. 水利水运工程学报, 2: 48—51
- 赖锡军,姜加虎,黄 群,2005. 漫滩河道洪水演算的水动力学模型. 水利水运工程学报, 4: 29-35
- 龙超平,孙贵洲,段文刚,2002. 长江中下游防洪模型研究——关键技术问题初步探讨. 长江科学院院报, 19(2): 47—49, 61
- 谭维炎,胡四一,1996. 长江中游洞庭湖防洪系统水流模拟——I. 建模思路和基本算法. 水科学进展, 7(4): 336—345
- 汪德燿,1989. 计算水力学理论及应用. 河海大学出版社, 南京: 161—167
- 吴作平,杨国录,甘明辉,2003. 荆江—洞庭湖水沙数学模型研究. 水利学报, 7: 96—100
- 仲志余 汪新宇,1999. 长江中下游洪水演进方法探讨. 水利水电快报, 20(19): 31—33
- Rogers B D, Borthwick A G L, Taylor P H, 2003. Mathematical balancing of flux gradient and source terms prior to using Roe's approximate Riemann solver. J Comp Phys, 192: 422—451
- Roe P L, 1981. Approximate Riemann solvers, parameter vectors, and difference schemes. J Comput Phys, 43: 357—372

## A COUPLING HYDRODYNAMIC MODEL ON WATER SYSTEM OF THE DONGTING LAKE AREA

LAI Xi-Jun, JIANG Jia-Hu, HUANG Qun

(*Nanjing Institute of Geography & Limnology, CAS Nanjing, 210008*)

**Abstract** Hydrodynamics in the Dongting Lake area is very complicated with rivers/lakes interlacement. A coupling 1-D and 2-D unsteady flow model was developed to simulate the flood routing in this area. The model includes two parts: lakes and surrounding rivers. Lake flows were calculated with 2-D unstructured finite volume method, which can fit complex geometry boundary and treat wetting/drying process. 1-D approach was applied in the network with surrounding rivers. The Saint-Venant equations used in the approach can calculate floodplain and main channel convergence, which works fine especially in the calculation of natural compound rivers. The model was coupled using overlapping projecting method. To validate the present model, it ran for the flood in July 1996 in the study area. Shown by the results, this model has simulated successfully the characteristics of flows in the lakes and the flood routing in this system.

**Key words** Dongting Lake, flood, One-Dimensional, Two-dimensional, Hydrodynamic model