

基于 EFDC 的二滩水库水温模拟及水温分层影响研究

甘衍军¹, 李 兰², 武 见³, 叶爱中¹

(1. 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875; 2. 武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室, 湖北 武汉 430072; 3. 黄河勘测规划设计有限公司, 河南 郑州 450003)

摘 要: 采用 EFDC 模型模拟二滩水库 2006 年 3~7 月的水温变化过程。通过分析与热交换和热传递相关的模型参数, 发现太阳短波辐射中快速波所占的比例和太阳短波辐射在水体中的慢速衰减系数这两个参数值的增大均会引起表层水温升高、底层水温降低, 而太阳短波辐射在水体中的快速衰减系数对水温的影响并不明显。将不同时期坝前水温和不同断面水温的模拟值和观测值进行比较, 以率定模型参数。结果显示 EFDC 模型能较好地模拟出大型深水库不同时期水温分层结构及沿程发展变化过程。在此基础上, 分析该水库的水温分层规律, 并结合水库取水规则对比分析建库前后下游河道水温的差别, 以期为水库取水设计和运行管理提供科学参考, 以此来减缓水库水温分层带来的影响, 保护下游河道生态环境和水生生物的多样性。

关键词: EFDC 模型; 二滩水库; 水库水温; 水温分层

中图分类号: TV131.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1004-8227(2013)04-0476-10

水电工程的建设带来了巨大的防洪、发电、灌溉、供水、旅游、航运、养殖等经济效益, 在保障电网安全、节能减排等方面也发挥了重要的作用。然而, 水库的建设, 尤其是高坝大库的建设, 将改变天然河道水温分布规律, 不可避免地给流域生物多样性和生态环境带来一些负面影响, 已成为水电开发与运行管理中不容忽视的一个问题。水库蓄水较深时, 坝前垂向水温出现分层现象, 水库下层的水体常年维持在低温状态。如果春夏季节水库下泄水温低于建库前天然河道水温, 对下游鱼类的直接影响是导致其繁殖季节推迟、当年幼鱼的生长期缩短、增长速度减缓^[1,2]。此外, 水库下泄的低温水对下游农业灌溉也会产生不利的影 响, 造成作物生长缓慢和减产。

准确地模拟水库水温, 分析水温分层规律, 为水库取水设计和运行管理提供科学依据, 以减缓水库水温分层时下泄低温水带来的影响, 对保护下游河道生态环境和水生生物的多样性, 促进水电开发与环境保护协调发展具有重要意义^[3,4]。本文以 EFDC 模型为基础, 建立立面二维水动力学模型, 模拟二滩水库的水温变化过程, 分析了模型参数对水温模拟的影响, 在此基础上率定了敏感参数, 并对水

库水温分层规律以及下泄水温对下游河道生态环境的影响进行了分析, 以期为水库取水设计和运行管理提供科学参考。

1 EFDC 模型介绍

EFDC (Environmental Fluid Dynamics Code) 模型^[5]是在美国环境保护署的资助下, 由弗吉尼亚海洋科学研究所的 John M. Hamrick 等人研发的环境流体动力学三维数值计算模型。该模型集水动力学模块、水质模拟模块等于一体, 可用于湖泊、水库、河口、海湾和湿地等不同时空尺度的流场、水温、泥沙以及水质等因子的模拟。

EFDC 模型较早应用于美国弗吉尼亚州 James 河和 York 河以及 Chesapeake 湾的河口水环境影响评价^[6,7], 此后在美国佛罗里达州的 Okeechobee 湖、Indian 河的泻湖、Everglades 湿地和欧洲多国的水环境模拟与评价方面得到了广泛的应用^[8~10]。

近年来, 我国引进 EFDC 模型, 并将其进行了部分应用。如虎门太平水道航道整治工程潮流数模计算^[11]、云南滇池的水质模拟^[12]、长江和嘉陵江两江汇流水动力数值模拟^[13]、内陆核电站低放射性废

收稿日期: 2012-03-31; 修回日期: 2012-07-03

基金项目: 国家重点基础研究发展计划项目 (2010CB428402); 国家自然科学基金项目 (41075075)

作者简介: 甘衍军 (1985~), 男, 湖南省岳阳人, 博士研究生, 主要从事动力系统模型不确定性方面的研究。E-mail: alex_gan@126.com

水排放对受纳水体的影响评价^[14]、胶州湾三维潮流数值模拟^[15]、长江口及临近海域温盐分布特征分析^[16]、梯级水库累积水温影响规律研究^[17]等。EFDC 模型应用面广,发展趋势迅猛,已成为国内外水环境模拟与评价的主流工具之一。

1.1 控制方程组

EFDC 模型在水平方向上采用正交曲线坐标变换,垂直方向上采用 sigma 坐标变换,将不规则的物理区域转换为矩形计算区域,不仅使网格剖分变得简单,也提高了模型计算的精度。

$$\begin{cases} x = x(x^*, y^*) \\ y = y(x^*, y^*) \\ z = (z^* + h) / (\zeta + h) \end{cases} \quad (1)$$

式中: x^* 、 y^* 、 z^* 代表物理空间上的横向、纵向和垂向坐标; x 、 y 表示正交曲线坐标系下的横向和纵向坐标; z 表示 σ 坐标系下的垂向坐标; $-h$ 和 ζ 分别为底部地形和自由表面的物理垂向坐标。

基于流体不可压缩、Boussinesq 假设和静力近似假设,经过坐标变换后,可得到模型的控制方程组^[5]:

$$\frac{\partial m\zeta}{\partial t} + \frac{\partial(m_y Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(m_x Hv)}{\partial y} + \frac{\partial(m\omega)}{\partial z} = 0 \quad (2)$$

$$\frac{\partial m\zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(m_y H \int_0^1 u dz) + \frac{\partial}{\partial y}(m_x H \int_0^1 v dz) = 0 \quad (3)$$

$$\rho = \rho(p, S, T) \quad (4)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial mHu}{\partial t} + \frac{\partial(m_y Huu)}{\partial x} + \frac{\partial(m_x Hvu)}{\partial y} + \frac{\partial(m\omega u)}{\partial z} \\ & - \left(mf + v \frac{\partial m_y}{\partial x} - u \frac{\partial m_x}{\partial y} \right) Hv = -m_y H \frac{\partial(g\zeta + p)}{\partial x} - \\ & m_y \left(\frac{\partial h}{\partial x} - Z \frac{\partial H}{\partial x} \right) \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(mH^{-1} A_v \frac{\partial u}{\partial z} \right) + Q_u \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial mHv}{\partial t} + \frac{\partial(m_y Huv)}{\partial x} + \frac{\partial(m_x Hvv)}{\partial y} + \frac{\partial(m\omega v)}{\partial z} - \\ & \left(mf + v \frac{\partial m_y}{\partial x} - u \frac{\partial m_x}{\partial y} \right) Hu = -m_x H \frac{\partial(g\zeta + p)}{\partial y} - m_x \\ & \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \frac{\partial H}{\partial y} \right) \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial z} \left(mH^{-1} A_v \frac{\partial v}{\partial z} \right) + Q_v \end{aligned} \quad (6)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -gH(\rho - \rho_0)\rho_0^{-1} = -gHb \quad (7)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial mHS}{\partial t} + \frac{\partial(m_y HuS)}{\partial x} + \frac{\partial(m_x HvS)}{\partial y} + \frac{\partial(m\omega S)}{\partial z} \\ & = \frac{\partial}{\partial z} \left(mH^{-1} A_b \frac{\partial S}{\partial z} \right) + Q_s \end{aligned} \quad (8)$$

$$\frac{\partial mHT}{\partial t} + \frac{\partial(m_y HuT)}{\partial x} + \frac{\partial(m_x HvT)}{\partial y} + \frac{\partial(m\omega T)}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial}{\partial z} \left(mH^{-1} A_b \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q_T \quad (9)$$

式中: u 和 v 分别为正交曲线坐标系下 x 和 y 方向上的水平速度分量; ω 为垂向速度分量; m_x 、 m_y 为水平坐标变换尺度因子, $m = m_x m_y$; 经过 σ 坐标变换后,垂向速度 ω 与坐标变换前的垂向速度 ω^* 之间的关系为:

$$\omega = \omega^* - z \left(\frac{\partial \zeta}{\partial t} + um_x^{-1} \frac{\partial \zeta}{\partial x} + vm_y^{-1} \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) + (1 - z) \left(um_x^{-1} \frac{\partial h}{\partial x} + vm_y^{-1} \frac{\partial h}{\partial y} \right) \quad (10)$$

式中: $H = h + \zeta$ 为总水深; f 为科氏力系数; Q_u 和 Q_v 为动量方程的源汇项; ρ 为密度,一般为温度 T 、盐度 S 和气压 p 的函数; b 为浮力; Q_s 和 Q_T 分别为次网格尺度水平扩散和热量源汇项; A_v 是垂向紊动粘性系数; A_b 是垂向紊动扩散系数。

垂向紊动粘性系数和扩散系数采用 Gelperin 等修正的 2.5 阶 Mellor-Yamada 紊流闭合模型^[18],具体求解公式为:

$$A_v = \Phi_v q l = 0.4(1 + 36R_q)^{-1} + (1 + 6R_q)^{-1} (1 + 8R_q) q l \quad (11)$$

$$A_b = \Phi_b q l = 0.5(1 + 36R_q)^{-1} q l \quad (12)$$

$$R_q = \frac{gH\partial_z b}{q^2} \frac{l^2}{H^2} \quad (13)$$

式中: q^2 为紊动强度; l 为紊动长度; R_q 为 Richardson 数; Φ_v 和 Φ_b 是稳定函数,以分别确定稳定和非稳定垂向密度分层时水体的垂直混合或输运增减。

1.2 方程组离散和求解

EFDC 模型在水平方向采用交错网格布置控制方程的物理量,将速度 u 、 v 以及水位 ζ 等存储于不同的网格系统,采用控制体积分法在垂向上离散动量方程组。

求解时采用过程分裂法,将三维流动中的快过程(表面重力长波)与慢过程(缓行的内重力波)分开,求解过程被分为沿水深积分长重力波的外模式和与垂直水流结构相联系的内模式。受 CFL(Courant-Friedrichs-Lewy)条件的限制,外模式的计算要求时间步长较小,而内模式对时间步长的约束则相对较弱。外模式采用 3 个时间层半隐式差分方法;内模式采用破开算子法,将其分裂为水平对流扩散过程和垂向扩散过程,前者采用显式差分格式、后者采用隐式差分格式求解。物质输运方程的离散与求解和内模式方程求解类似,平流项、水平对流扩散项采用显式差分、垂向对流扩散项采用隐式差分方

式计算。具体方程离散和求解过程可参考文献[5]。

2 研究对象及模型设置

2.1 水库简介

本文研究对象为二滩水库,该水库位于四川省攀枝花市境内的雅砻江下游河段二滩峡谷区域,距攀枝花市 46 km,系雅砻江梯级开发的第一期开发工程,水库所在流域水系图如图 1 所示。水库正常蓄水位 1 200 m,总库容 58 亿 m³,有效库容 33.7 亿 m³,属季调节水库。水库设计洪水流量(0.1%) 20 600 m³/s,校核洪水流量(0.02%) 23 900 m³/s,可能最大洪水流量 30 000 m³/s。电站内装 6 台单机容量 55 万 kW 机组,总装机容量 330 万 kW,保证出力 100 万 kW,多年平均发电量 170 亿 kW·h,为四川电网中的大型骨干工程。



图 1 二滩水库所在流域水系图

Fig. 1 River System of the Watershed Where Ertan Reservoir Located

2.2 库区网格划分

二滩水库库区有多个断面的高程测量数据,在

此基础上对库区地形进行线性插值,构建数字高程模型,进而进行水库的淹没分析。水库正常蓄水时,主库区回水淹没至上游约 145 km 处。取回水范围内 139 km 长的河道作为研究区域,因为库区河道狭长,所以横向可以概化为一个网格,平均宽度为 400 m;网格纵向间距不等,约为 500~1 200 m(平均为 1 000 m),纵向划分为 139 个断面;垂向分为 40 层,研究区域共划分为 5 560 个网格。水库立面网格划分结果如图 2 所示,图中 Y 代表距坝址距离(纵向),Z 代表水位(垂向)。

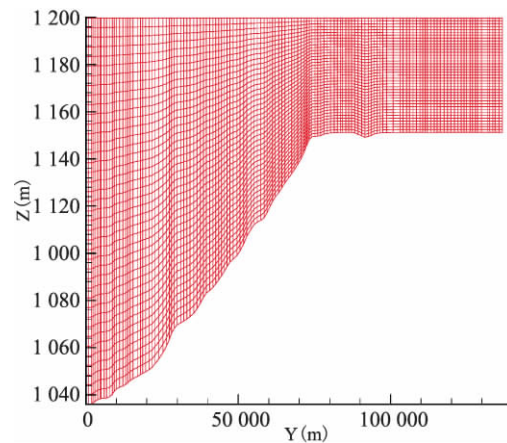


图 2 水库立面网格图

Fig. 2 Reservoir Vertical Grids

2.3 计算条件

二滩水库干流库区有 2006 年 2 月 28 日~3 月 2 日、5 月 24 日~25 日、7 月 26~28 日和 7 月 29~30 日水温观测资料,分别代表低温期、升温期和高温期的水库水温。观测期内布设的观测断面有 14 个,各观测断面距坝址距离及水温观测情况统计如表 1 所示。观测时在每个断面中间设置一根观测垂线,垂向每隔 5 m 测一个点,当两个观测点之间温差超过 0.5℃ 时,在这两点之间增加测点,以保证垂向任意两点的观测温差在 0.5℃ 范围内^[19]。限于篇幅,各观测时段的断面水温观测资料在此不一一列出,详见后面的水温比较结果。

表 1 二滩水库水温观测断面分布

Tab. 1 Distribution of Water Temperature Observation Sections of Ertan Reservoir

断面	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
距坝距离(km)	0.7	14.0	18.4	19.5	21.3	31.6	40.4	58.5	69.9	75.2	85.3	96.6	112.5	124.1
2月	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
3月	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
5月	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓
7月	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓	✓

注:“✓”表示该断面有水温观测资料。

为了利用已有的实测水温资料来率定模型,本研究将模拟时段选为 2006 年 2 月 28 日~7 月 31 日,共 5 个月。时间步长为 2 min,初边值条件如下所述,其中边界条件每天更新一次。

(1)初始条件:初始水温为 2006 年 2 月 28 日库区每一断面各层的插值水温,初始流场设为零。

(2)上边界条件:水库调度运行资料中的入库流量和上游打罗水文站入库水温日资料(月均值见表 2)。

(3)下边界条件:水库调度运行资料中的出库流量数据(月均值见表 2),并将其按下泄时的水位分配到对应的层。

(4)水面边界条件:库区附近攀枝花、德昌、盐边气象站加权平均的气压、气温、相对湿度、降水、蒸发、太阳短波辐射、云量、风速等日资料(月均值见表 3)。

表 2 上边界条件和下边界条件的月均值

Tab. 2 Monthly Mean Value of Upstream and Downstream Boundary Conditions

时间	入库流量(m ³ /s)	入库水温(°C)	出库流量(m ³ /s)
3 月	455	12.4	759
4 月	498	15.0	684
5 月	779	17.1	798
6 月	2 634	17.8	1 910
7 月	2 598	19.9	2 481

表 3 水面边界条件的月均值

Tab. 3 Monthly Mean Value of Free Water Surface Boundary Conditions

时间	气压(hPa)	气温(°C)	相对湿度(%)	降水率(mm/d)	蒸发率(mm/d)	短波辐射(W/m ²)	云量(成)	风速(m/s)
3 月	875.8	22.1	28	0.2	3.4	224.9	2.6	2.6
4 月	875.2	25.0	30	0.3	4.0	243.3	4.6	2.9
5 月	877.2	24.4	48	1.9	4.3	225.8	5.9	2.5
6 月	874.0	26.2	61	6.3	4.3	204.5	8.0	2.2
7 月	873.3	26.4	68	10.2	5.0	234.7	8.0	2.2

表 4 不同方案的参数取值

Tab. 4 Parameter Values of Different Schemes

参数	方案 1	方案 2	方案 3	方案 4
FF	0.1	0.9	0.1	0.1
SF	0.2	0.2	2.8	0.2
SS	0.025	0.025	0.025	0.12

3 模拟结果及分析

3.1 参数影响分析

由于模型结构、模型参数以及初边值条件等方面的误差,数值模拟结果往往存在较大的不确定性。为了提高 EFDC 模型的模拟效果,本文针对模型参数引起的不确定性进行初步探索。对水动力学过程影响较大的参数分别设置如下:水底粗糙度 $Z_0 = 0.03 \text{ m}$;冯卡曼常数 $K = 0.4$;紊流常数 $B_1 = 16.6$ 、 $B_2 = 10.1$ 、 $E_1 = 1.8$ 、 $E_2 = 1.33$ 、 $E_3 = 0.53$;其它参数采用默认值。对水温模拟比较敏感、需要率定的参数主要是与热交换和传递相关的参数,包括太阳短波辐射中快速波所占的比例 FF (无量纲);太阳短波辐射在水体中的快速衰减系数 $SF(1/\text{m})$;太阳短波辐射在水体中的慢速衰减系数 $SS(1/\text{m})$ 。一般 FF 的取值范围为 $0.0 \sim 1.0$, SF 为 $1/5 \sim 1/0.35$, SS 为 $1/40 \sim 1/7.9$ 。且这 3 个参数的取值与水温的模拟结果存在单调增或减的关系。

为了分析模型参数对水温模拟结果的影响趋势,首先将 3 个参数都设为较小值(方案 1),在此基础上分别调大 FF (方案 2)、 SF (方案 3)和 SS (方案 4),对这 3 个参数的影响进行分析。不同方案的参数取值如表 4 所示。

图 3 比较了方案 1 和方案 2 的表层水温和底层水温,由图可知,太阳短波辐射中快速波所占的比例 FF 增大时,表层水温上升效果明显,底层水温略有下降。在模拟的 5 个月中,表层水温平均升高 2.6°C ,其中 5 月份升高最多,为 4.2°C ;底层水温平均降低 0.4°C 。

图 4 比较了方案 1 和方案 3 的表层水温和底层水温,由图可知,太阳短波辐射在水体中的快速衰减系数 SF 增大时,表层水温的变化非常小,底层水温无明显变化。其中表层水温平均降低不到 0.1°C 。

图 5 比较了方案 1 和方案 4 的表层水温和底层水温,由图可知,太阳短波辐射在水体中的慢速衰减系数 SS 增大时,表层水温上升较为明显,底层水温有所下降。表层水温平均升高 2.4°C ,其中 5 月份升高最多,为 3.6°C ;底层水温平均降低 0.4°C 。

3.2 参数率定

根据模型参数的影响规律,采用试算法对其进行率定,即根据经验先给出参数初始取值,再根据模

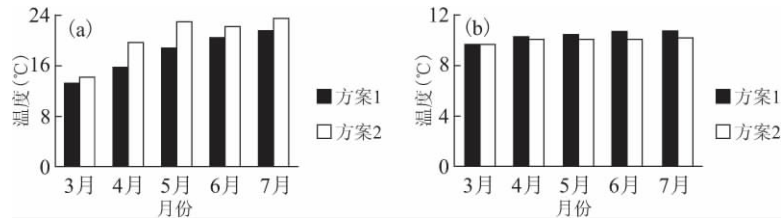


图 3 方案 1 和方案 2(a)表层水温、(b)底层水温比较

Fig. 3 Comparison of (a) Surface Water Temperature, (b) Bottom Water Temperature Between Scheme 1 and 2

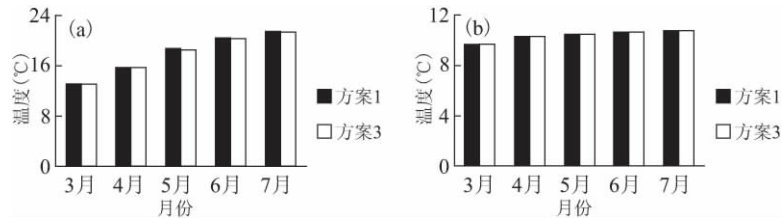


图 4 方案 1 和方案 3(a)表层水温、(b)底层水温比较

Fig. 4 Comparison of (a) Surface Water Temperature, (b) Bottom Water Temperature Between Scheme 1 and 3

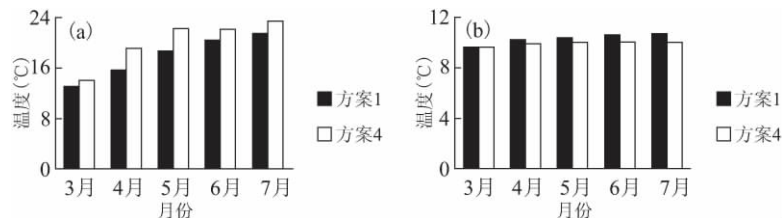


图 5 方案 1 和方案 4(a)表层水温、(b)底层水温比较

Fig. 5 Comparison of (a) Surface Water Temperature, (b) Bottom Water Temperature Between Scheme 1 and 4

拟结果与观测结果比较,对取值进行反复调整,反复试算,直到模拟结果与实测结果拟合较好为止。参数率定的结果为: $FF = 0.2$, $SF = 0.67$, $SS = 0.035$ 。

3.2.1 坝前水温比较

坝前断面不同时段水温垂向分布的模拟值和实测值对比如图 6 所示。可以看出,模拟期内的各个时段,坝前断面水温分层均比较明显,其中 7 月份出现双温跃层结构,不同时段的水温模拟值与观测值整体拟合较好,但表层水温模拟值略有偏低。其中 3 月 1~2 日由于水温分层结构简单,模拟效果最好;7 月 26~28 日以及 7 月 29~30 日表层温跃层的模拟效果存在一定的误差。

3.2.2 不同断面水温比较

图 7 比较了水库 2006 年 3 月 1~2 日距坝不同距离断面的水温垂向分布模拟值和观测值。结果显示模型较好地模拟出了从坝址往库尾方向水温沿程

的变化过程,各断面模拟水温与实测水温的绝对误差平均值不大,最大误差仅 0.29°C ,出现在距坝 5 km 断面,这与坝前泄流有关。

3.3 水温分层规律

二滩水库 3~7 月份流场和水温垂向分布结果如图 8 所示。整体上,水库库区表层流速变化较大,库底流速变化较小。入流区受水流注入的影响,流速相对较大;充分发展的流动区,由于水体掺混作用,流速分布趋于均匀;在出流区内,由于坝体和出流的共同影响,表层和底层的水体出现回流,形成多个环流,坝前最大流速分布位置靠近出水口。低温期太阳辐射弱,气温较低,水体垂向温度梯度小,因此垂向流速也很小;高温期太阳辐射强,温度较高,热量的向下传递形成了密度差,垂向流速相对要大。对水温而言,表层水温由于受气温、太阳辐射等影响明显,在模拟的几个个月内存在较大的变化。3 月表层水温最低,平均约 14°C ;7 月份表层水温最高,平均

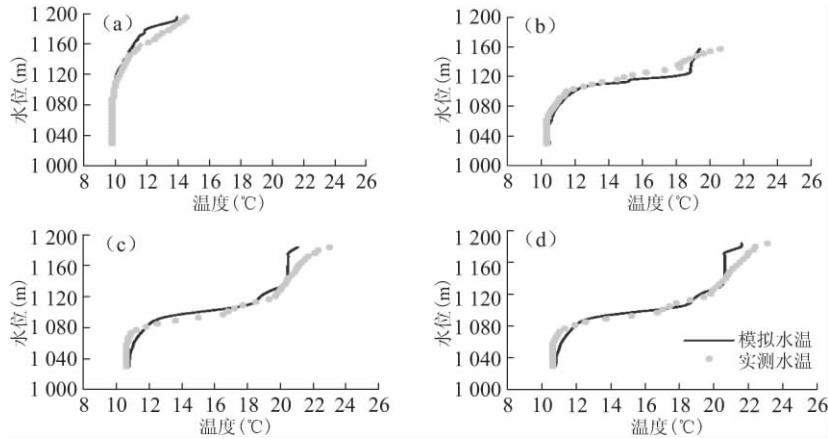


图 6 坝前断面模拟水温与实测水温分布比较(a)3月1~2日平均水温;
(b)5月24~25日平均水温;(c)7月26~28日平均水温;(d)7月29~30日平均水温

Fig. 6 Comparison of Simulated and Observed Water Temperature Distributions Near the Dam Section in Different Periods(a)Average Temperature of March 1st and 2nd; (b)Average Temperature of May 24th and 25th; (c)Average Temperature of July 26th to 28th; (d)Average Temperature of July 29th and 30th

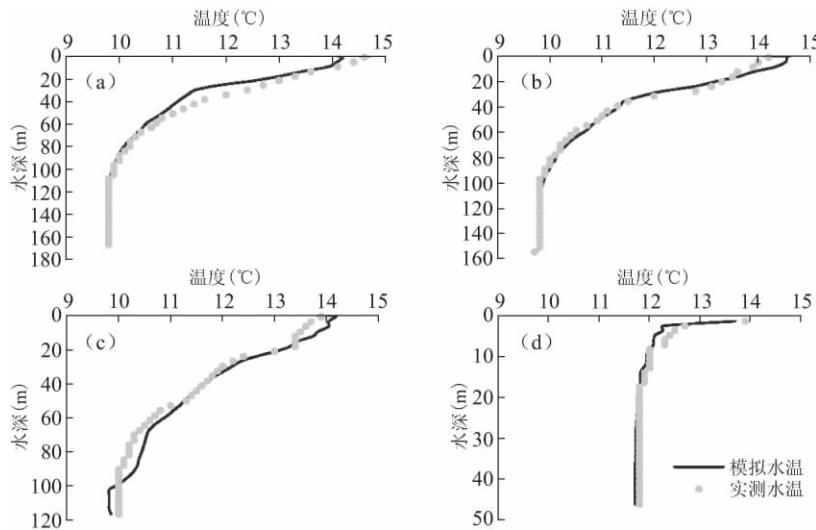


图 7 3月1~2日不同断面模拟水温与实测水温分布比较

(a)距坝 5 km 处水温;(b)距坝 15 km 处水温;(c)距坝 40 km 处水温;(d)距坝 100 km 处水温

Fig. 7 Comparison of Simulated and Observed Water Temperature Distributions in Different Section on March 1-2

(a)5 km from the Dam;(b)15 km from the Dam;(c)40 km from the Dam;(d)100 km from the Dam

约 25℃。底层水温变化较小,基本维持在 11℃左右。3 月份底表温差最小,平均约为 3℃;7 月份底表温差最大,平均底表温差达 14℃。

从水温分层结构来看,水温在模拟的各个月份均保持分层状态,且随着时间的推移分层效果越来越明显。水温等值线基本趋于水平,坝前出水口处由于泄流作用水温等值线呈下倾趋势。3 月份水温分层结构较为简单,表层温度梯度小,库底恒温层厚度大。4~6 月份水温单温跃层结构逐渐形成,水库表层为恒温层,厚度约为 30~40 m;表层恒温层以

下形成温跃层,该层水温变化剧烈,温度梯度较大,其中 5 月份温跃层温度梯度最大,为 0.31℃/m;温跃层以下为底层恒温层,温度变化很小。7 月份水温形成双温跃层结构,表层温跃层温度梯度达 1.1℃/m;表层温跃层以下为厚度约 60 m 的恒温层;恒温层以下形成第二温跃层,温度梯度为 0.25℃/m;库底为恒温层,与前几个月相比,底层恒温层水温略有上升、厚度减小。

3.4 下泄水温分析

二滩水库大坝共有 4 组泄洪设施,用于泄洪或紧

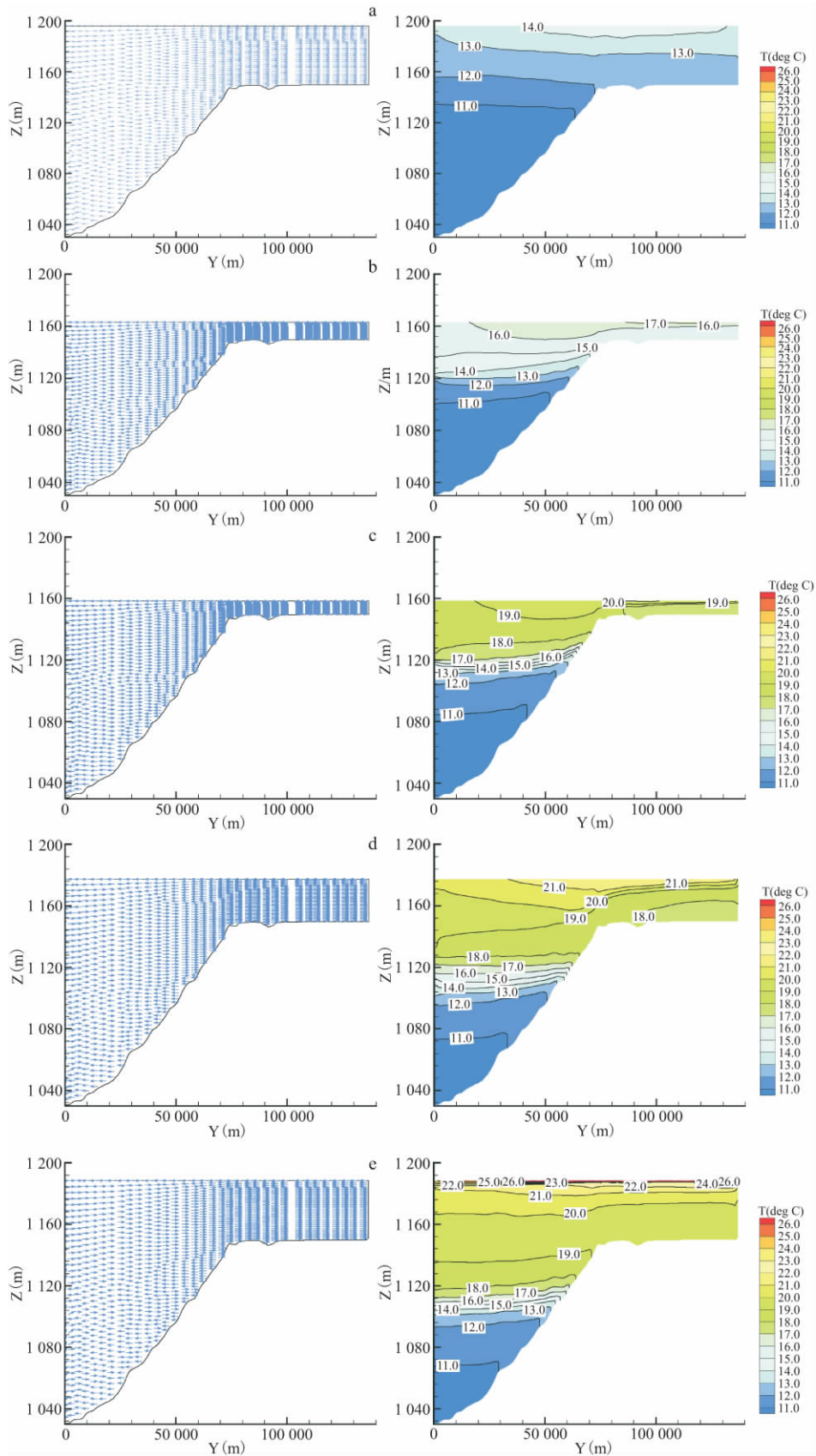


图 8 (a)3 月、(b)4 月、(c)5 月、(d)6 月、(e)7 月库区流场和水温分布

Fig. 8 Reservoir Flow Field and Water Temperature Distribution
in (a) March, (b) April, (c) May, (d) June, (e) July

急情况下排空水库。其中坝体内有3组泄洪孔,表层、中层和底层泄洪孔的底坎高程分别为1 188.5 m、1 120 m和1 080 m。此外,大坝的右岸有两条泄洪洞,其底坎高程为1 163 m。根据二滩水库调度方案,3月为表孔泄流,4~6月为中孔泄流,7月为泄洪洞泄流。

为了分析下泄水温与建库前天然河道水温的差别,收集了二滩水库下游12 km处小得石水文站多年的实测水温(建库前),并统计出3~5月多年平均的水温。表5给出了不同月份水库运行水位、取水口底部高程、模型模拟的下泄水温和建库前下游天然河道水温。对比分析可以看出,3月份下泄水温高于天然河道水温,这与水库的蓄热作用有关,水库在夏秋季节吸收热量,使得冬季及初春的水体温度比天然河道水温要高。4、5月份下泄水温低于天然河道水温,其中4月下泄水温比天然河道水温要低2.5℃左右。主要原因是由于4、5月份本来水体温度不高,并且来流小,水库一直处于供水状态,使得水库水位不断下降,只能通过中孔下泄较底层的低温水体。6、7月份由于气温上升,水体温度也逐渐上升,下泄水温均略高于天然河道水温。7月份下泄水温之所以高,与水库采用泄洪洞泄洪从而取到水库上层的水体有关。若7月份不采用泄洪洞泄洪,而采用中孔或底孔泄洪则下泄水温将低于天然河道水温。

表5 模拟下泄水温和下游天然河道水温比较
Tab.5 Water Temperature Comparison Between Reservoir Discharged and Natural River

项目	3月	4月	5月	6月	7月
水位(m)	1 196.0	1 163.0	1 158.4	1 177.3	1 188.4
取水口底部高程(m)	1 188.5	1 120.0	1 120.0	1 120.0	1 163.0
模拟下泄水温(℃)	13.2	12.7	17.5	18.2	20.8
天然河道水温(℃)	12.4	15.2	17.8	17.9	20.4

可见,水库建成后的下泄水温与河道天然水温有一定的差别,下泄水温的高低主要与取水口位置有关。取水口位置设置不当,容易造成下泄水温与天然河道水温较大的差别。春夏季节低温水下泄将对下游水生生物尤其是鱼类的生长繁殖,以及农田灌溉、人畜健康、湿地生态等产生不利影响。因此,水库在规划设计阶段需进行水库下泄水温的环境影响评价,以期水库取水口设计提供科学依据;运行管理阶段在考虑水库防洪安全、发电效益、供水等基础上,应兼顾下泄水温的生态环境影响,采用合理的调度方式来满足不同用户的需求。

4 结论和讨论

水温是水库重要的水质因子,一方面会影响水体物理、化学性质,进而影响其它水质指标和水质过程;另一方面也会对水库及下游河段生物多样性和生态环境产生重要影响。本文将EFDC模型应用于二滩水库的水温模拟,通过模拟结果和观测资料的对比,对模型参数进行了分析和率定,在此基础上分析了水库水温分层规律及下泄水温的影响,得到以下结论:

(1)太阳短波辐射中快速波所占的比例 FF 和太阳短波辐射在水体中的慢速衰减系数 SS 这两个参数值的增大均会引起表层水温升高、底层水温降低,而太阳短波辐射在水体中的快速衰减系数 SF 对水温的影响并不明显。

(2)EFDC模型能较好地模拟出大型深水水库水温分层结构及沿程发展变化过程。模拟期不同月份整个库区均出现不同程度的水温分层结构,且分层情况随时间推移而发生变化,其中4~6月出现单温跃层结构,7月份出现双温跃层结构。

(3)水库表层水体受气温和太阳辐射影响大,水温季节变化强烈;底层水体受太阳辐射影响小,且水流速度小,热量交换较弱、散热慢,水温变化很小。

(4)水库建成后下泄水温与河道天然水温存在一定的差别,通过取水口位置的变化能够调节下泄水体、减小这种差别,降低下泄低温水对下游河道生态环境的影响。

限于水库水温实测资料的缺乏,本文对二滩水库做了2006年3~7月共5个月的水温模拟,分析了春夏季节下泄低温水对下游河道的影响。另外,水库冬季下泄高温水对下游生态环境的影响也是值得研究的问题。如何采用分层取水方式来减小水库下泄水温与河道天然水温的差别,改善下游生态环境,有待进一步研究。

致谢 文中部分水文气象资料由中水顾问集团成都勘测设计研究院环保处提供。此外,三位评审专家对本文提出了很多宝贵的意见,在此对他们一并致以诚挚的谢意。

参考文献:

- [1] 刘建康,曹文宣.长江流域的鱼类资源及其保护对策[J].长江流域资源与环境,1992,1(1):17-23.

- [2] 蒋固政. 长江流域大型水利工程与鱼类资源救护[J]. 人民长江, 2008, 39(23): 62-64.
- [3] 蔡其华. 充分考虑河流生态系统保护因素完善水库调度方式[J]. 中国水利, 2006(2): 14-17.
- [4] 薛联芳. 基于下泄水温控制考虑的水库分层取水建筑物设计[J]. 中国水利, 2007(6): 45-46.
- [5] HAMRICK J M. A three-dimensional environmental fluid dynamics computer code: Theoretical and computational aspects [R]. Williamsburg, Virginia: Virginia Institute of Marine Science, College of William and Mary, 1992.
- [6] HAMRICK J M, KUO A Y, SISSON G M. Some considerations in model and field data selection for circulation studies of the James River estuary[C]. New York: American Society of Civil Engineer (ASCE), 1989.
- [7] HAMRICK J M. Estuarine environmental impact assessment using a three-dimensional circulation and transport model [C]. New York: American Society of Civil Engineer (ASCE), 1991.
- [8] MOUSTAFA M Z, HAMRICK J M. Calibration of the wetland hydrodynamic model to the Everglades Nutrient Removal Project[J]. Water Quality and Ecosystems Modeling, 2000, 1(1): 141-167.
- [9] JIN K R, HAMRICK J H, TISDALE T. Application of three-dimensional hydrodynamic model for Lake Okeechobee[J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2000, 126(10): 758-771.
- [10] LIU Z, HASHIM N B, KINGERY W L, et al. Hydrodynamic modeling of St. Louis Bay estuary and watershed using EFDC and HSPF[J]. Journal of Coastal Research, 2008(52): 107-116.
- [11] 李瑞杰, 诸裕良, 郑金海. 虎门太平水道航道整治工程潮流数模计算[J]. 水运工程, 2003(3): 38-42.
- [12] 陈异晖. 基于 EFDC 模型的滇池水质模拟[J]. 云南环境科学, 2006, 24(4): 28-30.
- [13] 陈景秋, 赵万星, 季振刚. 重庆两江汇流水动力模型[J]. 水动力学研究与进展: A 辑, 2005(20): 829-835.
- [14] 乾爱国, 段杰辉, 纪平. 内陆核电站低放射性废水排放的三维计算[J]. 水利学报, 2007, 38(12): 1495-1499.
- [15] 王翠, 孙英兰, 张学庆. 基于 EFDC 模型的胶州湾三维潮流数值模拟[J]. 中国海洋大学学报: 自然科学版, 2008, 38(5): 833-840.
- [16] 郑晓琴, 丁平兴, 胡克林. 长江口及邻近海域夏季温盐分布特征数值分析[J]. 华东师范大学学报: 自然科学版, 2008(6): 14-22.
- [17] 李兰, 武见. 梯级水库三维环境流体动力学数值预测和水温分层与累积影响规律研究[J]. 水动力学研究与进展: A 辑, 2010, 25(2): 155-164.
- [18] GALPERIN B, HASSID L H, HASSID S, et al. A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 1988, 45(1): 55-62.
- [19] 何月萍, 邓云, 李克锋, 等. 四川省雅砻江锦屏一级水电站厂房进水口分层取水设计专题报告[R]. 成都: 中国水电顾问集团成都勘测设计研究院, 四川大学水力学与山区河流开发保护国家重点实验室, 2007.

WATER TEMPERATURE MODELING AND INFLUENCES OF WATER TEMPERATURE STRATIFICATION OF ERTAN RESERVOIR BASED ON EFDC

GAN Yan-jun¹, LI Lan², WU Jian³, YE Ai-zhong¹

(1. College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;

2. State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science, Wuhan University, Wuhan 430072, China;

3. Yellow River Engineering Consulting Co., Ltd., Zhengzhou 450003, China)

Abstract: EFDC model was used to simulate water temperature of the Ertan reservoir from February 28th to July 31th, 2006. Traverse direction of the reservoir was generalized into a grid and the average width was 400m; longitudinal direction of the reservoir was divided into 139 sections and the grid spacing ranged from about 500 m to 1200 m; vertical direction of the reservoir was divided into 40 layers. Thus, the total number of the research domain grids was 5 560. In order to improve simulation ability of the EFDC model, a preliminary exploration of the uncertainties related to model parameters was made. By analyzing parameters related to heat exchange and transfer, we have found that, surface water temperature would increase and bottom water temperature would decrease, when the value of proportion of fast wave in shortwave radiation (*FF*) or coefficient of shortwave radiation slowly attenuated in water (*SS*) increased. On the other hand, the coefficient of shortwave radiation rapidly attenuated in water (*SF*) had no significant influence on water temperature. Then, parameters were calibrated by comparing the simulated and observed water temperature at different reservoir sections in different time period. The modeling results indicated that the EFDC model could well reveal water temperature stratification structure and their development processes of large deep-reservoir. On this basis, the law of water temperature stratification was analyzed. Water temperature stratification phenomenon could be observed in all the months during the simulation period. Stratification structure was simple and a single thermocline was appeared in March. And temperature gradient of the single thermocline gradually became larger from April to June and finally a double thermocline was formed in July. Surface water temperature significantly increased from March to July due to the influences caused by shortwave radiation and air temperature (from about 14°C to 25°C). Meanwhile, bottom water temperature changed little during this period because the heat was difficult to transfer from surface to bottom (around 11°C). It also could be seen that, temperature of discharged water after the construction of dam was different from the natural river water temperature at the same place. Temperature of discharged water was higher than natural river water temperature in March, June and July; and lower than natural river water temperature in April and May. Therefore, the reasons and influences of water temperature difference due to the construction of dam were analyzed. By doing this, we attempt to provide some scientific basis for water intake design and operation management of reservoir in order to reduce the influences of water temperature stratification and protect the ecological environment and aquatic biodiversity of the downstream river.

Key words: EFDC model; Ertan reservoir; reservoir water temperature; water temperature stratification