

文章编号: 1007-4619(2000)增-0045-03

# 自然静态水体温度场简化模型

崔宝生, 谢卫, 邹南智, 马玉中

(总装备部工程兵科研一所, 江苏 无锡 214035)

**摘要:** 在对大量实验数据进行了深入分析的基础上, 对流体力学的有关偏微分方程做了必要的简化, 建立了自然静态水体温度场简化模型, 编写了计算程序。野外实验测试结果表明有关简化条件是合理的, 简化模型计算精度基本满足实用要求, 可广泛用于红外遥感定标、红外背景分类、水面目标热红外遥感探测等相关研究领域。

**关键词:** 红外遥感; 数值模拟; 红外侦察; 遥感定标  
**中图分类号:** TP722.5      **文献标识码:** A

## 1 引言

水是自然界中最常见的背景之一。详细了解水的特性, 对于水面目标的红外遥感探测、红外背景分类、遥感定标、水体污染遥感监测、计算机生成热红外图像等有关领域的研究都有重要意义。

和固体物质不同, 水体是一种典型的流体。要完备描述水体温度场变化, 必须求解流体的微分方程组。由于求解流体微分方程组计算量很大, 目前只有在实验室条件下对规则形状的水体作过研究<sup>[1]</sup>。自然状态下的水体形态非常复杂, 而且难以测量描述, 因此直接求解自然状态水体的流体微分方程组是非常困难的。本文通过对自然状态下非流动水体的大量试验测量和理论分析, 提出了自然状态下非流动水体简化温度场模型。

## 2 水体温度场模型

### 2.1 流体运动方程

水是典型的流体。对于重力场中的自由对流而言, 水体温度场的变化规律可由下述偏微分方程描述<sup>[2]</sup>:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + (\bar{u} \cdot \nabla) \cdot \bar{u} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \nu \cdot \nabla \bar{u} - \beta T' g \quad (1)$$

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + (\bar{u} \cdot \nabla) \cdot T' = a \nabla^2 T' + \frac{q_v}{\rho \cdot C} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \bar{u} = 0 \quad (3)$$

其中:

$$T' = T - T_0 \quad (4)$$

这里  $\bar{u}$  为水的流速矢量;  $T$  为水温;  $T_0$  为某一温度常数, 常取为 273.16K;  $T'$  即为水的摄氏温度;  $t$  为时间变量;  $\rho$  为水的密度;  $p$  为水压;  $\nu$  为水的运动粘性系数;  $g$  为重力加速度;  $a$  为水的导温系数;  $q_v$  为水的内热源强度;  $C$  为水的比热;  $\beta$  为水的热膨胀系数。

考虑到模型的实用性和实际问题中边界条件的复杂性, 要精确求解上述方程是很困难的, 因此必须根据实际情况加以必要的简化。本文假设水体满足以下简化条件:

- (1) 水体无宏观流动, 且只受重力作用。
- (2) 深度大于 1.4m, 直径大于 6m。
- (3) 边界及内部无日照以外其它热源。

格拉晓夫数是表征自由对流特征的一个重要参数, 其值可由下式计算:

$$G = \beta g l^3 (T_2 - T_1) / \nu^2 \quad (5)$$

在此  $l$  为水深,  $T_2$  为水深  $l$  处的水温,  $T_1$  为水的表面温度。令  $\chi$  轴垂直水面向下, 则  $\chi$  表示水深。可以证明, 对于,

收稿日期: 2000-01-16; 修订日期: 2000-08-10

基金项目: 国家“九五”攀登预选项目 95-预-38。

作者简介: 崔宝生 (1963—), 男, 1989 年南京理工大学毕业, 获军用光学硕士学位。现于总装备部工程兵科研一所从事技术研究工作。

$$\frac{\partial T'}{\partial \chi} > 0 \quad (6)$$

偏微分方程组 (1) — (3) 可以简化为:

$$\frac{\partial T'}{\partial \chi} = a \nabla T' + \frac{q_v}{\rho C} \quad (7)$$

由于水的动力粘性系数和导温系数很小, 当水的表面温度低于水体内部温度、即逆温层出现时, 由 (5) 式可知, 在这一局部格拉晓夫数会变得很大, 对流立即产生, 换热加强, 从而使逆温层很快消失。不同水域的多次实验结果表明, 对于自然界中的静态水体, 如果水深超过 1m, 在所用仪器的测量精度范围内 (0.05°C), 通常水温不会随水深增加而升高。如果水体非常清澈, 并且日照强烈, 则在靠近水体底部 0.3m 的范围内可能形成局部的逆温层。但是, 在实际数值计算时, 水体底部温度变化对于水体表面温度变化的影响很小, 可以忽略不计, 因此可以近似认为:

$$\frac{\partial T'}{\partial \chi} = 0 \quad \text{当} \quad \frac{\partial T'}{\partial \chi} \leq 0 \text{时} \quad (8)$$

方程 (8) 表达的意思是: 如果按方程 (7) 计算结果, 水体中某一区域中出现逆温层, 则由于水体动力黏度系数很小, 这一区域格拉晓夫数变得很大, 对流发生, 热交换加强, 从而使逆温层很快趋于消失, 即温度梯度趋于零。实验结果还证明: 当水体直径超过 6m 时, 如果不考虑边界部分的浅水区域, 则水平方向的水温是恒定的, 因此模型可简化为一维的。由 (7)、(8) 两式即可得出描述水体温度场随时间变化的完备方程:

$$\frac{\partial T'}{\partial t} = a \nabla T' + \frac{q_v}{\rho \cdot C} \quad \text{当} \quad \frac{\partial T'}{\partial \chi} > 0 \quad (9)$$

$$T' = T \quad \text{当} \quad \frac{\partial T'}{\partial \chi} \leq 0 \quad (10)$$

上述方程组可化成差分形式后用迭代法求解。

## 2.2 水体内热源强度

由于水是部分透明体, 所以水体内的每一微元都会用吸收太阳辐射能而发热, 它所吸收的能量可以看成是该微元的内热源。记太阳在地球大气层外的辐射能谱分布为  $S_0(\lambda)$ ; 大气光学质量为 1 时大气光谱透过系数为  $\tau(\lambda)$ , 不难证明到达水面时太阳辐射能谱  $S_s(\lambda)$  为:

$$S_s(\lambda) = S_0(\lambda) \cdot \tau(\lambda)^{OMA} \quad (11)$$

其中 OMA 为大气光学质量数。对于不同的太阳高

度角, OMA 的取值可查阅 Benpotads<sup>[3]</sup> 编制的表格。当太阳高度角  $\beta$  不是很小时, 可忽略大气对太阳光的折射作用, 此时大气光学质量可由下式计算:

$$OMA = \frac{1}{\sin \beta} \quad (12)$$

不难推导出深  $\chi$  处的水体微元对人射光的吸收强度为:

$$q_v(\chi) = \int_0^{\infty} [1 - R_w(\lambda)] S_0(\lambda) \cdot \tau(\lambda)^{OMA} \cdot \alpha_w(\lambda) \cdot e^{-\alpha_w(\lambda)\chi} d\lambda \quad (13)$$

其中  $R_w(\lambda)$  为水的表面光谱反射率,  $\alpha_w(\lambda)$  为水的光谱吸收系数,  $q_v(\chi)$  为深  $\chi$  处的水体内热源强度。

## 2.3 边界条件与初始条件

实验表明, 对于自然界中的静态水体, 在水深 1m 处, 水温的昼夜温度变化幅度不超过 0.3°C, 可近似看成常数, 把水深 1m 处看成水体的下界面, 可得下界面边界条件:

$$T|_{\chi=1} = t_0 \quad (14)$$

水体的上界面即为水表面, 上界面的边界条件可表示为:

$$-k \frac{\partial T'}{\partial \chi} \Big|_{\chi=0} = Q \quad (15)$$

$$\text{其中:} \quad Q = Q_f + Q_\alpha + Q_m \quad (16)$$

这里  $t_0$  为初始时刻水深 1m 处的水温;  $k$  导热系数;  $Q_f$  为水表面与天空的辐射换热热流量, 其值可由 Brunt 公式计算;  $Q_\alpha$  为水表面与空气之间对流换热热流量;  $Q_m$  为水向空气中蒸发换热的热流量;  $Q$  为总的流过水表面的热流量。

初始条件可记为:

$$T|_{t=0} = T_c(\chi) \quad (17)$$

其中  $T_c(\chi)$  为初始时刻水温随水深的分布, 可由实测得出。实验结果还表明, 如果把初始时刻取在凌晨, 则水温不随水深而变化, 各深度的水温都等于水表面的温度, 这样就可简化初始条件的测量。

## 3 实验及模拟计算结果分析

为了验证有关假设的合理性和本模型的正确性, 我们于 1990 年 7 月 9 日至 10 日在无锡市郊进

行了野外实验。实验结果表明, 水表面温度周日变化的实测值和本模型得出的计算结果之间吻合较好, 两者之间最大误差为  $0.91^{\circ}\text{C}$ , 平均误差为  $0.55^{\circ}\text{C}$ , 参见图 1。

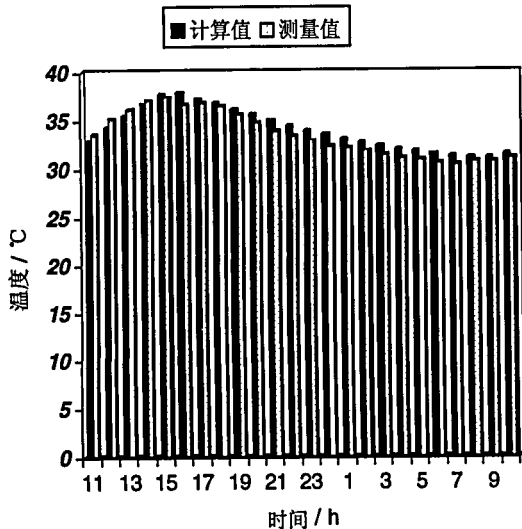


图 1 水表面温度变化曲线

Fig.1 Change of water surface temperature

## 4 结论

从上面的实验情况和计算结果可以得出下述几点结论:

(1) 本文建立的自然静态水体温度场模型较好地反映了水表面温度变化与水的吸收系数、气温、日照、风速、大气湿度等诸影响因素之间的关系, 适用于无宏观流动、深度超过  $1.4\text{m}$ 、宽度超过  $6\text{m}$  的自然界中的水体, 计算精度基本满足实际使用要求。

(2) 模拟计算表明, 水的吸收系数对水表面的昼夜温度变化有明显的影响, 由于水的吸收系数变化可以直接反映水的污染状况, 所以可以通过用热像仪遥测水表面昼夜温度变化来了解水源的污染状况。

(3) 在军事上, 本模型可用于遥感定标、红外背景分类、水上目标探测、计算机生成红外图像等有关研究领域。

## 参考文献 (References)

- [1] T GERZ. Direct numerical simulation of stratified homogenous shear flows[J]. *J. Fluid Mech*, 1999, 200:563—594.
- [2] J.B. Sykes, W.H. Reid. *Fluid Mechanics*[M]. Pergamon Press, 1975, 264—267.
- [3] List, R J Smithsonian. *Meteorological Tables 6th revised*, Smithsonian [M]. Institution Washington D. C., 1966.

## Study on Static State Water Thermal Model

CUI Bao-sheng, XIE Wei, ZOU Nan-zhi, MA Yu-zhong

(Institute of Equipment Research, PLA Engineer. WuXi 214035 China)

**Abstract:** In this paper the differential equations related to fluid mechanics are simplified on the basis of experiment. A static state water thermal model is built up and the related operational program is given. The maximum day-and-night error between the measured value and calculated value is  $0.91^{\circ}\text{C}$  and the average error is  $0.55^{\circ}\text{C}$ . This model can be used in classification of infrared background, detection of water pollution using remote sensing and other related fields.

**Key words:** infrared remote sensing; numerical simulation; infrared reconnaissance; remote sensing scaler