

从红外辐照热平衡方程求解海面温度*

杨尧^{1,2)} 吴振森¹⁾ 姚连兴²⁾

¹⁾西安电子科技大学理学院, 陕西, 西安, 710071;

²⁾北京环境特性研究所, 北京, 100854)

摘要 针对海面红外仿真中需要输入实时海面温度的要求, 本文从海面的热平衡方程出发, 将平衡方程中的各项, 如太阳辐射、天空辐射、海面自发射、海面与大气的热交换等用温度的函数表示, 然后从平衡方程中解出海面温度。最后模拟了海面温度随太阳辐照、天空辐照、风速、相对湿度的变化。模拟结果表明本计算模型是准确可靠的。

关键词 海面温度, 红外辐照, 热平衡, 模型。

SOLVING THE SEA SURFACE TEMPERATURE FROM THE INFRARED RADIATION HEAT BALANCE EQUATION*

YANG Yao^{1,2)} WU Zhen-Sen¹⁾ YAO Lian-Xing²⁾

¹⁾Science School, Xidian University, Xi'an, ShaanXi 710071 China;

²⁾Beijing Institute of Environmental Features, Beijing 100854, China)

Abstract In order to obtain real-time input of sea surface temperature in infrared simulation of sea surface, the heat balance equation of infrared radiation at the sea surface are given, and every term in the equation, such as the solar radiation, the radiation from the sky, the self emission radiation of sea surface, heat exchange between the sea surface and the atmosphere are expressed as a function of temperature, then the sea surface temperature is calculated by solving the equation. Finally the changes of sea surface temperature along with the variation of solar radiation, radiation from the sky, wind speed, and relative humidity are simulated, which shows that the model is correct and reliable.

Key words SST (sea surface temperature), infrared radiation, heat balance, model.

引言

海洋的红外特性是环境特性研究中很重要的一个组成部分。因为海洋的红外辐射和其表面温度是密切相关的^[1,2], 所以在对海洋进行红外仿真的过程中, 海面温度的求解是必不可少的后端工作。

海面温度与季节气候、海域等密切相关。海面温度的获取有很多的方法。现在比较常用的方法是通过卫星对海洋长时间(例如10年, 20年)的观察得到的遥感资料, 或者通过水文站对海面温度的长时间测量, 得到海洋在将来某个时期的平均温度(例如海面的日平均温度、月平均温度)的推算。通常都要对海洋的洋流、气候等做出一定的理论计算, 然后才能得到海洋的温度预测^[3,4]。

这种温度预测模型有很大局限性。首先, 上述模型适用的海域是有限的。每个特定的海面区域都有自己特定的洋流模式。其次, 这种模型只能得到一段时间内的平均值。然而即使在某一天, 海面的温度也会经历一个变化的过程。这种变化在上面的模型中是体现不出来的。最后, 这种模型计算的一般是海面1m以下的温度, 而作为红外探测器观察的只是表皮温度。

平均温度预测方法适用于气象学的研究。但是对于红外辐射理论计算, 例如海面的红外图像仿真, 却是不太适用的。海面的红外图像仿真, 是从理论上, 模拟红外探测器观察海面的红外辐射热像。一般实时性要求较高(例如25帧/s)。所以对于海面红外辐射仿真, 有必要建立专门的模型。主要是考虑计

* 国防科技目标与环境特性重点实验室基金(批准号00JS66. 6. 1. ZS6603)资助项目

稿件收到日期2002-05-13, 修改稿收到日期2003-01-24

* The project supported by the Funding of National Defense Science & Technology key Lab of Target and Environmental Features (No. 00JS66. 6. 1. ZS6603)

Received 2002-05-13, revised 2003-01-24

算温度在一天中的瞬时变化,要求计算的实时性较好,而且输入参数容易获取.从这一点上看,主要需考虑太阳辐射、天空辐射、风速等因素对海面温度的影响.而复杂的洋流计算,不在本文的考虑之内.

目前国外已经建立了湖水的温度模型^[5],而且已经开始着手海面温度的建模工作.国内专门从事为红外辐射提供温度模型的工作还没有.我们借用国外建立湖水温度的模型,考虑海洋的特殊情况,建立海面温度的模型.即从海面的热平衡方程出发,将热平衡方程中的每一项都用已知气象参数和海面温度的函数表示,然后从这个热平衡方程中求解海面温度.

本模型建立可以为海背景的红外辐射理论建模服务.为海背景红外辐射模型提供相关输入.同时可以为海洋环境的红外监测提供参考.

1 海面的热平衡方程

这里计算的海面温度,是海上红外探测器视场内的海面温度,也就是远离大陆的广阔深海区.另外,设海水温度分布是一维的,即在探测器观察的范围内,海表面的温度是一个常数,海水温度只是深度的函数.

通过海面的热平衡方程求解海面温度时,取海面上的一个小柱状水体,认为在短时间内,海面是处于热平衡的,即单位时间传入海面的能量,也将以各种方式散发出去^[6].

海面的入射能量包括:太阳的向下辐射 S ,天空的长波辐射 L .出射的能量包括:海面的热辐射 R_{be} ,海面与大气的传导换热 H ,海面丧失的蒸发潜热 E ,小柱状水体的下表面与海洋的热交换 E_f ,以及由于涡流引起的热扩散 E_{df} .这里没有考虑冰的影响(实际上中国海域里几乎就没有冰).于是热平衡方程可以写为

$$S + L = R_{be} + H + E + E_f + E_{df}. \quad (1)$$

下面将对每一项加以说明.

2 太阳的辐射能 S 和天空长波辐射 L

来自太阳的入射能,在通过大气时由于被水蒸气和二氧化碳吸收,以及空气分子或微尘的散射,能量会减少,在大气中吸收与发散的总效果是由太阳所通过的空气光学厚度确定.

到达海面的辐射,有一部分将受海面的反射而散失.能进入海水的辐射流,在澄清的海水中,通常在海面下 1m 中有 62.3% 被海水吸收,10m 内有 83.9% 被吸收.

由于海水红外吸收率在 0.9 左右,所以天空的长波辐射近似全部被海面吸收.天空可以看成是一个室温的黑体辐射,所以天空的长波辐射可以表示为

$$L = \sigma T_{sky}^4. \quad (2)$$

在实际计算中,我们将太阳的辐射能 S 以及天空的辐射能 L 作为输入值.

3 海面热辐射 R_{be}

海面本身也是一个很强的热辐射体.海面的长波辐射类似于一个黑体.海面还接收大气(主要是水蒸气)的长波辐射.因海面的吸收率较大,这种长波辐射少量被海面反射,大部分被吸收于海水中.根据前人的结果,海面热辐射可以看成是一个发射率 $\varepsilon = 0.96$ 的灰体^[6].于是 R_{be} 可以写为

$$R_{be} = \varepsilon \sigma T^4. \quad (3)$$

其中 ε 是 Stefan-Boltzman 恒量, T 是海表面温度.

4 海面与大气的传导换热 H 和海面的蒸发潜热 E

因为海洋中大约一半的入射能是由蒸发而耗失的,由海面传导到大气的热 H 只有海面蒸发潜热 E 的 1/10 左右,所以蒸发对于海面热平衡是很重要的.海面蒸发的快慢与水面和空气水蒸气压差、风速、温度有关,空气水蒸气压差越大,风速越大,温度越高,蒸发的速度就越快.

海面与大气的传导换热 H 和海面丧失的蒸发潜热 E 由下列公式^[7]计算:

$$H + E = (1 + R)L_0 E_0. \quad (4)$$

其中 R 为鲍恩比, L_0 为蒸发潜热,取 $2449.3 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1}$

这里 E_0 是单位时间内单位面积蒸发的水蒸气质量 ($\text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{min}^{-1}$), 可以表示为^[7]

$$E_0 = K^* u (1 - r) e_w. \quad (5)$$

其中 K^* 为常数 $1.5 \times 10^{-9} \text{ cm}^{-2} \cdot \text{sec}^2$, u 为风速 (m/s), r 为相对湿度, e_w 为对应于 T 的饱和蒸汽压 (mbs).

这个公式很易理解,风速越大,相对湿度越小,温度越高(那么 e_w 就越大),海水的蒸发 E_0 就越大.

采用国际单位制, $H + E (\text{W/m}^2)$ 可以表示为

$$H + E = 0.03674 \times (1 + R)(1 - r) u e_w. \quad (6)$$

下面,我们将对式(6)中涉及到的 R 和 e_w 进行分别讨论.

4.1 关于鲍恩比 R

鲍恩比其实就是热传导 H 和蒸发潜热 E 的比值.文献[8]给出了鲍恩比的定义及计算公式:

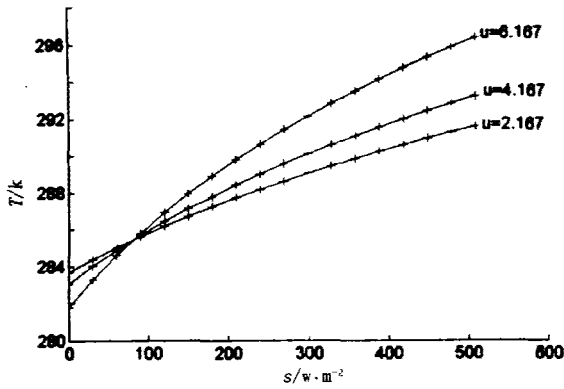


图1 海面温度 T 随太阳辐照 S , 风速 u 的变化
Fig.1 Sea surface temperature T as a function of sun radiation S and wind velocity u

$$R = 0.64 \times \frac{p}{1000} \times \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (7)$$

这里 p 是大气压 (Pa), T_1, T_2 和 e_1, e_2 分别为海平面高度 h_1, h_2 处的绝对温度 (K) 和水蒸汽压 (Pa)

水蒸汽压可以由绝对湿度而计算出:

$$p_w = q(1 + 0.00367t)/1.058 \quad (8)$$

其中 q 为绝对湿度 (g/m^3), t 为空气的温度 ($^{\circ}C$), p_w 为温度 $t^{\circ}C$ 时的水蒸汽压力 (mmHg).

4.2 水的饱和和蒸气压 e_w

e_w 可以用蒸气压方程近似得到, 由于蒸气压方程只适应于特定的温度范围且有较大误差, 因而我们使用来源于文献[8]的表值(温度范围是 263K ~ 323K), 因为表值给出的饱和蒸气压 (mmHg) 是水与其蒸气相接触时蒸气的压力, 对于在温度 $t^{\circ}C$ 时水与空气相接触时的蒸气压则必须加上一个修正数, 当温度小于 $40^{\circ}C$ 时, 修正数为

$$\delta p = p(0.0775 - 3.13 \times 10^{-4}t)/100$$

其中 p 为 $t^{\circ}C$ 时水的饱和蒸气压. 于是,

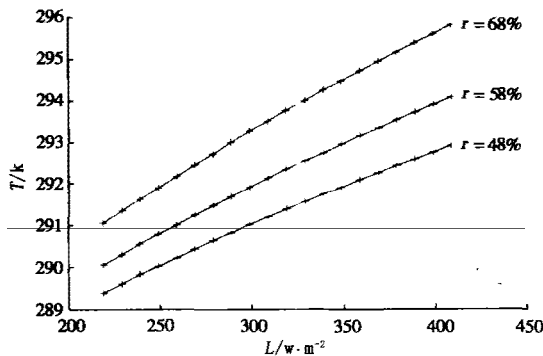


图2 海面温度 T 随天空辐照 L , 相对湿度 r 的变化
Fig.2 Sea surface temperature T as a function of sky radiation L , relative humidity r

$$e_w = p + \delta p.$$

5 海水向下热量传递 E_f

对上表面为海面的一个小柱体, 取其长度为 D , 由于海水的扰动, 必然会引起小柱体的能量和其他海水的能量交换. 主要是对流引起的能量交换, 其大小可以表示为:

$$E_f = cpw(T - T_D) \quad (9)$$

其中, c 是海水的比热, ρ 是海水的密度, w 是海水的对流速度 (cm/s), T 是海表面温度 ($^{\circ}C$), T_D 是海面深度为 D 处的海水温度. 式(9)不难理解, 流体速度越快, 柱体上表面与下表面温差越大, 热量流出也就越多. 在计算中, w 的取值是

$$w = 1.5 \times 10^{-4} \text{ cm/s.}$$

6 海水涡流产生的热扩散 E_{dif}

如果传输媒质在没有涡流的情况下, 热量是通过其它方式, 比如对流传热的. 但是在海水存在扰动和涡流情况下, 海水的热传递就有涡流热扩散这一项. 涡流的热扩散可以表示为

$$E_{dif} = cpk_{dif}\gamma \quad (10)$$

k_{dif} 是涡流热扩散率 (单位是 s), γ 是温度在垂直方向的梯度, 单位是 $^{\circ}C/m$, 可以表示为

$$\gamma = \frac{\partial T}{\partial z_{z=D}}$$

根据前人的工作, 在大部分的海域里, k_{dif}/w 可以看成是一个常数. 即海水的 k_{dif} 随着水流速度 w 的增加而增加. k_{dif}/w 具有长度的量纲, 取为 250m. 有了上面两项, 便可以求出

$$k_{dif} = 3.75 \times 10^{-4} (m^2/s).$$

在 $D = 500 \text{ cm}$ 的水域里, γ 也可以取一常数, 其值为

$$\gamma = 8.0 \times 10^{-3} \text{ }^{\circ}C/m.$$

有了这两项后, 我们便可以计算出海面的温度.

7 海面温度计算与结果分析

采用牛顿迭代法解热平衡方程. 为了验证模型的可靠性, 我们在福建省平潭县进行了海面温度试验. 计算温度用到的输入参数和结果如表 1.

考虑到太阳对于海面的加热有一个过程, 我们将前面 12h 太阳的平均辐照作为输入, 计算结果表明这样可以大大减少误差. 如表 2 所示. 误差减少主要是因为海面对太阳的辐射不是很敏感.

为了演示海面温度随太阳辐照、风速、天空辐照和相对湿度的变化趋势, 我们固定表 1 中的大部分

参数,变化其中一两个参数得到了图1,图2.图1表示海面温度随太阳辐照,风速的变化曲线,图2表示海面温度随天空辐照,相对湿度的变化曲线.

表1 从红外辐照热平衡方程计算的海面温度和平潭县试验数据的比较

Table 1 The comparison between SST (Sea Surface Temperature) calculated from infrared radiation heat balance equation and SST obtained from field experiments in pingtan county

| | | |
|-------------------------------|---------------------|---------------------|
| 风速 u (m/s) | 4.167 | 3.611 |
| 大气压 p (Pa) | 1.016×10^5 | 1.017×10^5 |
| 相对湿度 r | 48% | 61% |
| 高空大气 T_1 (K) | 289.75 | 288.65 |
| 高空水蒸气压 e_1 (Pa) | 910 | 1070 |
| 海面处的水蒸气压 e_2 (Pa) | 1190 | 1190 |
| 天空辐照度 L (W/m^2) | 289.1 | 289.0 |
| 太阳辐照度 S (W/m^2) | 472.73 | 202.36 |
| 500处水温 T_D (K) | 282.16 | 282.16 |
| 温度梯度变化 (k/w) γ (K) | 2 | 2 |
| 海面温度 T 计算值 K | 292.71 | 288.55 |
| 实测值 K | 289.75 | 289.85 |

表2 代入太阳的平均辐照的计算结果和代入瞬时太阳平均辐照计算的结果比较

Table 2 The comparison between the result calculated from instantaneous sun radiation and the result calculated from average sun radiation

| | | |
|-------------------------|--------|--------|
| 太阳的平均辐照 S (W/m^2) | 306.0 | 306.2 |
| 计算的海面温度 T (K) | 290.18 | 290.00 |
| 误差 δ (K) | 0.43 | 0.15 |

由图1可知,海面温度随太阳辐照度的升高而升高.当鲍恩比大于-1时,海面温度随风速的增加而减少.当鲍恩比小于-1时,海面温度随风速的减少而减少.交点对应着鲍恩比等于-1的情况.从图2我们看出,海面温度随天空辐照度的增加而增加,海面温度随相对湿度的增加而增加.这都是和实际情况符合的.

8 结束语

本文从海面的热平衡方程出发,将平衡方程中

的各项:如太阳辐射,天空的长波辐射,海水的蒸发潜热、海水对大气的热传导等,用温度的函数表示出来,然后从平衡方程中解出了温度.最后还作出了海面温度随风速,大气湿度的变化趋势图.

本模型无需考虑复杂的海洋洋流计算,能反映海面温度一天的变化情况,是一个工程实用模型.

本文的温度模型适用的气象是不复杂的无云天气,下一步工作将考虑海面的复杂气候情况.

REFERENCES

- [1] Yang Yao, Wu Zhensen, Yao Lianxing. Texture analysis of simulated infrared sea image. *Proc. SPIE*, 2001, **4548**: 319—324
- [2] Charles Cox, Walter Munk. Statistics of the sea surface derived from sun glitter. *Journal of Marine Research*, 1953, **13**: 198—202, 207—212, 218—220
- [3] CHUI Bao-Sheng. Report of research on aquatic thermal model. NO. 1 *Institute of General Staff Engineer* (崔宝生. 水体热模型研究报告. 总参工程兵科研一所报告), 1992
- [4] YAO Lian-Xing, QIU Wei-Li, WANG Fu-Heng. *Target and Environment Optical Features*. Beijing: Yuhang Publishing Company (姚连兴, 仇维礼, 王福恒. 目标和环境的光学特性. 北京: 宇航出版社), 1995
- [5] Hoffman J P. *Fundamental of Heat Transferring*. Beijing: Advanced Education Publishing Company, 1990, 516—534
- [6] Lane A. The heat balance of the North sea. *Proudman Oceanographic Laboratory Report*, 1989, **8**: 46
- [7] Eric B, Kraus, Claes Rooth, et al. Temperature and steady state vertical heat flux in the ocean surface layers. *Tellus*, 1961, **XIII**: 231—236
- [8] ZHANG Xiang-Yu. *Practical Chemistry Handbook*. Beijing: National Defense Industry Publishing Company (张白宇. 实用化学手册. 北京: 国防工业出版社), 1986: 505, 529
- [9] Wells N C, Puri K. Atmospheric feedback in a coupled ocean-atmosphere model. *Journal of geophysical research*, 1979, **112**: 4971—4973
- [10] Tsuboi Yasoji, et al. *New Edition of Agriculture Handbook*. HOU Hong-Sen, Translated. Beijing: Agriculture Publishing Company (坪井八十二, 等. 新编农业手册. 侯宏森, 等译. 北京: 农业出版社), 1985, **149**: 63—65
- [11] LIAO Rong-Wen. *Introduction of Oceanography*. Taipei: Published by Xu's foundation (廖荣文. 海洋学概论. 台北: 徐氏基金会出版), 1986: 85—161