

水下辐照度分布的三参数模型

——异常尖峰的理论解释*

曹文熙 杨跃忠 钟其英 卢桂新

(中国科学院南海海洋研究所, 广州)

丁永耀 李 武

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛)

摘 要 本文根据海水光学参数的关系及水下总辐射的指数衰减方程, 导出了下行和上行辐照度垂直分布三参数模型, 分析并讨论了异常尖峰的产生机制. 该模型包括三个光学参数: 吸收系数 $a(z)$ 、后向散射系数 $b_b(z)$ 、平均余弦的初始边长值 $\bar{\mu}(0)$. 在此基础上对几种典型水体的辐照度分布进行模拟, 模拟结果表明, 在光学参数存在极大值分布的水层, 水下辐照度可能产生异常尖峰分布. 模拟结果与海上实测结果很一致.

关键词 水下辐照度 三参数模型 异常尖峰 理论解释

在前一篇文章^[1]中, 我们分析了自然海水中下行和上行辐照度的异常尖峰现象. 到目前为止, 人们已提出的多种水下辐照度垂直分布模式^[2~9], 都是以辐照度单调衰减为前提, 它们不能描述和解释水下辐照度的异常尖峰现象. 本文从理论上研究探讨水下辐照度异常尖峰的产生机制.

1 平均余弦 $\bar{\mu}(z)$ 的表达式

平均余弦 $\bar{\mu}(z)$ 是光辐射传输理论的重要参量, Jerlov^[10] 定义为

$$\bar{\mu}(z) = \frac{E(z)}{E_0(z)} = \frac{a(z)}{K_E(z)}, \quad (1)$$

式中, $\bar{\mu}(z)$ 与 $D_d(z)$ 有下列近似关系^[11,12]:

本文于1994-08-10收到, 修改稿1994-12-08收到.

* 国家自然科学基金资助项目 (编号: 49276252, 49406066).

$$\bar{\mu}(z) = 2 - D_d(z). \quad (2)$$

Gordon^[13]用 Monte-Carlo 方法得 $D_d(z)$ 与 $K_d(z)$ 、 $a(z)$ 及 $b_b(z)$ 的下列近似关系:

$$K_d(z) = [a(z) + b_b(z)]D_d(z). \quad (3)$$

由式 (1) 求导可得

$$\frac{\bar{\mu}(z + \Delta z) - \bar{\mu}(z)}{\Delta z} = \frac{a(z + \Delta z) - a(z)}{K_E(z)\Delta z} - \frac{a(z)[K_E(z + \Delta z) - K_E(z)]}{K_E^2(z)\Delta z}. \quad (4)$$

上述各式中, $a(z)$ 为体吸收系数, $b_b(z)$ 为后向散射系数, $D_d(z)$ 为辐射分布因子, $E_d(z)$ 为下行辐照度, $E_0(z)$ 为标量辐照度, $E_u(z)$ 为上行辐照度, $E(z) = E_d(z) - E_u(z)$, $K_d(z)$ 为 $E_d(z)$ 的垂直衰减系数, $K_E(z)$ 为 $E(z)$ 的垂直衰减系数, $K_0(z)$ 为 $E_0(z)$ 的垂直衰减系数, $R(z)$ 为海水漫反射率, $\bar{\mu}(z)$ 为平均余弦, 而 z 为深度. 由垂直衰减系数的定义 (请参见文献 [14]) 可推得

$$K_E(z) = K_d(z) + \frac{1}{1 - R(z)} \frac{dR(z)}{dz}, \quad (5)$$

式中, $R(z)$ 为

$$R(z) = \frac{E_u(z)}{E_d(z)}. \quad (6)$$

Gordon^[13]给出了下列近似关系:

$$R(z) \approx \frac{b_b(z)}{3[a(z) + b_b(z)]}. \quad (7)$$

由式 (2)、(3)、(4)、(5) 和 (7) 可得 $\bar{\mu}(z)$ 的下列表达式:

$$\begin{aligned} & \bar{\mu}(z + \Delta z) \\ &= \frac{K_E^2(z)\bar{\mu}(z) + a(z + \Delta z)K_E(z) - 2a(z)[a(z + \Delta z) + b_b(z + \Delta z)] - a(z)g(z + \Delta z)}{K_E^2(z) - a(z)[a(z + \Delta z) + b_b(z + \Delta z)]}, \end{aligned} \quad (8)$$

$$K_E(z) = [a(z) + b_b(z)][2 - \bar{\mu}(z)] + g(z), \quad (9)$$

$$g(z) = \frac{R(z + \Delta z) - R(z)}{[1 - R(z)]\Delta z}. \quad (10)$$

进入水表面下侧的光场平均余弦 $\bar{\mu}(0)$ 与太阳高度、太阳直接光辐射、天空光辐射、水面波动和光在水-气界面的传输规律有关. 当初始值 $\bar{\mu}(0)$ 及 $a(z)$ 、 $b_b(z)$ 确定以后, 各深度位置的平均余弦 $\bar{\mu}(z)$ 可由式 (7)、(8) 和 (9) 联合决定.

2 三参数模型

由式 (1) 和 (6) 不难推得

$$E_d(z) = \frac{\bar{\mu}(z)}{1 - R(z)} E_0(z), \quad (11)$$

$$E_d(z + \Delta z) = \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z)}{1 - R(z + \Delta z)} E_0(z + \Delta z), \quad (12)$$

即

$$E_d(z + \Delta z) = E_d(z) \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z)}{\bar{\mu}(z)} \frac{1 - R(z)}{1 - R(z + \Delta z)} \frac{E_0(z + \Delta z)}{E_0(z)}. \quad (13)$$

若近似地认为, 总的辐射通量 $E_0(z)$ 随深度呈指数衰减:

$$E_0(z + \Delta z) = E_0(z) \exp[-K_n(z)\Delta z], \quad (14)$$

把式 (14) 代入式 (13), 得

$$E_d(z + \Delta z) = E_d(z) \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z)}{\bar{\mu}(z)} \frac{1 - R(z)}{1 - R(z + \Delta z)} \exp[-K_n(z)\Delta z]. \quad (15)$$

由衰减系数的定义和式 (6) 可推得下列关系:

$$K_n(z) = K_z(z) + \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z) - \bar{\mu}(z)}{\bar{\mu}(z)\Delta z} = \frac{a(z)}{\bar{\mu}(z)} + \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z) - \bar{\mu}(z)}{\bar{\mu}(z)\Delta z}. \quad (16)$$

把式 (16) 和 (7) 代入式 (15), 得

$$\begin{aligned} \frac{E_d(z + \Delta z)}{E_d(z)} &= \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z)}{\bar{\mu}(z)} \frac{a(z + \Delta z) + b_0(z + \Delta z)}{a(z) + b_0(z)} \frac{3a(z) + 2b_0(z)}{3a(z + \Delta z) + 2b_0(z + \Delta z)}, \\ &\times \exp\left[-\frac{a(z + z\Delta z)}{\bar{\mu}(z + \Delta z)}\Delta z - \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z + \Delta z) - \bar{\mu}(z + \Delta z)}{\bar{\mu}(z + \Delta z)}\right]. \end{aligned} \quad (17)$$

类似可得

$$\begin{aligned} \frac{E_u(z + \Delta z)}{E_u(z)} &= \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z)}{\bar{\mu}(z)} \frac{b_b(z + \Delta z)}{b_b(z)} \frac{3a(z) + 2b_b(z)}{3a(z + \Delta z) + 2b_b(z + \Delta z)} \\ &\times \exp\left[-\frac{a(z + \Delta z)}{\bar{\mu}(z + \Delta z)}\Delta z - \frac{\bar{\mu}(z + \Delta z + \Delta z) - \bar{\mu}(z + \Delta z)}{\bar{\mu}(z + \Delta z)}\right]. \end{aligned} \quad (18)$$

式 (17) 和 (18) 表明, 在本文的近似条件下, 下行辐照度和上行辐照度的垂直分布是 $\bar{\mu}(z)$ 、 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 三个光学参数的函数, 其中, $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 为固有光学参数, $\bar{\mu}(z)$ 为表观光学参数. 只要知道了 $a(z)$ 、 $b_b(z)$ 及初始边界值 $\bar{\mu}(0)$, 则下行和上行辐照度的垂直分布可由式 (17) 和 (18) 决定.

3 几种计算结果

根据上述三参数模型, 对几类典型水体的上行和下行辐照度的垂直分布进行了模拟计算. 计算中, 取 $\Delta z=1$, 即把海水分为 n 层, $n=1, 2, 3, \dots$, 每层厚度为 1m. 计算时, 输入参数为 $\bar{\mu}(0)$ 、 $a(z)$ 和 $b_b(z)$, 计算结果如下.

3.1 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 为常数

这种情况意味着海水在垂直方向具有均匀的光学特性, 此时, 不论太阳高度角多大, 下行和上行辐照度均呈指数衰减, 如图 1 所示.

3.2 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 随深度单调减小

这种情况下, 表层海水混浊, 深度越大, 海水越清洁. 此时, 下行和上行辐照度也是随深度递减, 其垂直分布没有异常现象, 如图 2 所示.

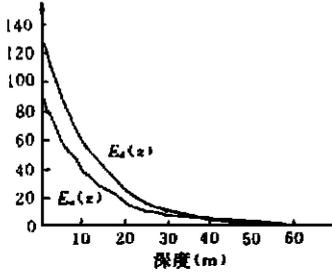


图1 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 为常数时下行和上行辐照度的垂直分布

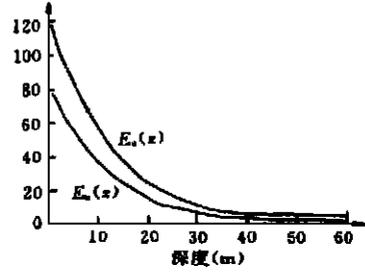


图2 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 随深度单调减小时下行和上行辐照度的垂直分布

3.3 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 在某一深度出现极大值

光学参数垂直分布的极大值与叶绿素及其他物质微粒的积聚有关. 当 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 出现极大值分布时,下行和上行辐照度的垂直分布也可能产生异常尖峰,也可能不会产生异常尖峰,异常尖峰产生与极值层吸收系数和后向散射系数的变化程度有关.图3a为没有异常尖峰的结果,图3b为有异常尖峰的结果.异常尖峰出现在吸收系数和散射系数极值层上部稍浅位置,图4为 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 的垂直分布.

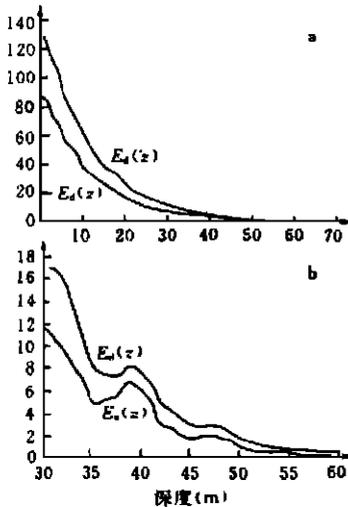


图3 $a(z)$ 和 $b_b(z)$ 出现极大值时下行和上行辐照度的垂直分布
a 为无异常尖峰的结果
b 为有异常尖峰的结果

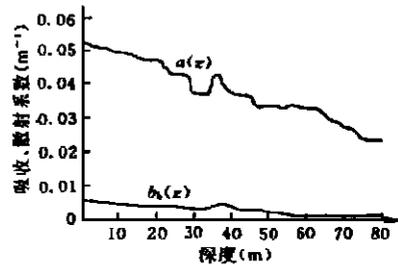


图4 相应图3b的输入参数 $a(z)$ 和 $b_b(z)$

4 讨论

上述模拟计算结果与实测结果^[1]很一致,即辐照度异常尖峰出现在光学参数极大值层的

上部或稍浅位置,下行辐照度和上行辐照度同时出现异常尖峰,要么都不出现。

悬浮物和溶解物在自然海水中的垂直分布一般是不均匀的,海水的吸收散射特性也是不均匀的,平均余弦 $\bar{\mu}(z)$ 与吸收散射系数的大小有关, $\bar{\mu}(z)$ 变化的总趋势是随传输深度而减小,但并非一定单调减小。当 $\bar{\mu}(z+\Delta z) > \bar{\mu}(z)$ 时,光在 Δz 水层的平均光程减小,水体吸收较少的辐射,同时下行和上行辐照度的相对比例发生变化,以致下行辐照度相对增多,当 $\bar{\mu}(z+\Delta z) < \bar{\mu}(z)$ 时,光在 Δz 水层的平均光程增大,水体吸收较多的辐射,同时,下行和上行辐照度相对接近,而且,平均余弦越大时,下行和上行辐照度的相对差值越大。当平均余弦接近1时,几乎所有的辐射都是垂直向下传输的;平均余弦小时,下行和上行辐照度的相对差值越小。当平均余弦接近于零时,向下和向上传输的辐射几乎相等。由于平均余弦的变化,水下光场可能发生这样的情况,总辐射 $E_0(z)$ 在传输过程中衰减了,但下行和上行辐照度却在某一深度附近突然增加,出现异常尖峰分布。

但是, $\bar{\mu}(z+\Delta z) > \bar{\mu}(z)$ 并非 Δz 水层产生异常尖峰的充分条件,由式(17)可见,决定垂直分布的主要因素有两部分,前一部分与光场结构有关,后一部分(即指数部分)与水体吸收和散射引起的衰减有关。上述计算是针对几种典型的水体进行的,今后我们还要利用三参数模型对各种情况下的垂直分布作系统的模拟研究工作。

在推导三参数模型过程中,我们曾假定 $E_0(z)$ 随深度的指数衰减律,对于无辐射源的海水,这一假定可以认为是合理的,特别是在式(14)中,其衰减系数 $K_0(z)$ 为深度函数,因此,此假定条件下不会影响三参数模型的普遍性。关于 $K_0(z)$ 以及 $E_0(z)$ 不同衰减规律对水下辐照度分布的影响,我们将作更多的研究。

参考文献

- 1 曹文熙等. 海洋水下太阳光辐射垂直分布的异常尖峰现象. 见:南沙群岛海区海洋声光场论文集,北京:科学出版社,1996
- 2 Kirk J T O. Solar heating of water bodies as influenced by their optical properties. *J. G. R.*, 1988, **93** (D9): 10 897~10 908
- 3 Woods J D *et al.* Solar heating of the ocean-diurnal, seasonal and meridional variation. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1984, **110**, 633~656
- 4 Bryan K *et al.* A water mass model of the world ocean. *J. G. R.*, 1979, **34**, 2 503~2 517
- 5 Kraus E B *et al.* A one-dimensional model of the seasonal thermocline I. The general theory and its consequences. *Tellus*, 1967, **19**, 98~106
- 6 Paulson C A *et al.* Irradiance measurements in the upper ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1977, **7**, 952~956
- 7 Zaneveld J R V *et al.* An arctangent model of irradiance in the sea. *J. Phys. Res.*, 1984, **85**, 4 919~4 922
- 8 Woods J D. Diurnal and seasonal variation of convection in the wind-mixed layer of the ocean. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1980, **106**, 379~394
- 9 Simpson J J *et al.* Alternative parameterization of downward irradiance and their dynamical significance. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, **11**, 876~882
- 10 Jerlov N G. *Marine Optics*, Elsevier, 1976
- 11 Tunofeyeva V A. Determination of light-field parameters in the depth regime from irradiance measurements. *Izv. Akad. Nauk. SSSR Atmos. Ocean Phys.*, 1979, **15**, 774~776
- 12 Hatrin V I. Propagation of light in the sea. In: *Optical Remote Sensing of the Atmosphere*, (V A Urdendo and G Zimmermann editors). GDR Academy of Science, Berlin, 1985, 20~62
- 13 Gordon H R *et al.* Computed relationship between the inherent and apparent optical properties of a flat homogeneous ocean. *Appl. Opt.*, 1975, **14**, 417~427
- 14 Preisendorfer R W. *Hydrologic-Optics. Volume VI. Surfaces*, 1976