

# 穿透性太阳辐射在一维混合层模式中 对混合层深度的影响\*

刘志亮 田纪伟 李丙瑞 牟 林

中国海洋大学物理海洋实验室, 青岛 266003

**摘要** 用单  $e$  指数形式的描述太阳辐射穿透性短波辐射的经验公式, 代入 Kraus-Turner 发展的平均意义下一维时变混合层物理模型, 得到考虑穿透性太阳辐射时混合层深度的控制方程. 通过两组数值试验, 与未考虑穿透性太阳辐射的混合层深度计算方法进行比较, 研究了穿透性太阳辐射在不同海面热状况和不同风速下对混合层深度的影响.

**关键词** 混合层深度 穿透性太阳短波辐射 混合层模式

到达海面的太阳辐射, 其能量分布在很宽的频率范围内. 厚度为几个厘米的海洋表层, 能够有效地吸收波长大于 700 nm 的太阳辐射光, 并被其加热. 而波长小于 700 nm 的太阳光, 则能够穿透海洋至一定深度, 对该深度上的海水直接加热. 这些短波的能量大约能占到达海面的太阳总辐射能量的 47%<sup>[1]</sup>. 穿透进入海洋内部的短波辐射能量的大小及其变化, 对海洋上层动力学、热力学及海洋生态过程都能产生较大的影响<sup>[2-6]</sup>.

在年际变化或更长时间尺度上, 海洋混合层深度的变化机制非常复杂, 对于太平洋副热带海区来说, 混合层深度变化在这种长时间尺度上的更加依赖于副热带辐聚区(ITCZ)和东太平洋暖池区位置的变化. 但在季节以短的时间尺度上, 海洋混合层深度变化则与一维混合层物理机制吻合<sup>[7,8]</sup>, 混合层深度的变化主要取决于局地风搅拌及热状况. 在许多海洋分层模式中都采用了 Kraus 等<sup>[9-13]</sup>的混合层物理机制, 来确定混合层深度. 以前的研究结果表明, 这些模式里确定混合层深度的方法能较好的模拟混合层深度的气候变化, 特别是当混合层比较深的情况. 在热带海域, 混合层较浅, 这些模式对混合层的模拟误差相对较大. 其中一个重要的原因,

是这些模式基本都忽略穿透性太阳辐射的影响. Denman 等<sup>[7]</sup>曾用 PAPA 站(位于北太平洋)的资料讨论了穿透性太阳辐射对海表温度的影响, 并指出当风速大于 6 m/s 时, 穿透性太阳辐射对混合层温度影响不太显著. Qiu 等<sup>[14]</sup>用二维海洋混合层模式讨论黑潮延伸区的热平衡时, 考虑了穿透性太阳辐射. 但同样由于考虑的是高纬海域, 海洋上主要是失热过程为主, 且风速较大(典型风速大于 10 m/s), 混合层深度一年有十个月处于 100 m 以上, 穿透性太阳辐射的作用并不明显.

近些年来, 对于穿透性太阳辐射的研究有了很大进展. Lewis 等<sup>[4]</sup>对穿透性太阳辐射在赤道太平洋热平衡中的作用进行过讨论. Ohlmann 等<sup>[15]</sup>指出, 用单  $e$  指数来描述进入海洋中的太阳辐射在可见光波段误差不到 10%. 本文使用 Chen 等<sup>[16]</sup>及 Mutugudde 等<sup>[17,18]</sup>发展的描述穿透性太阳辐射的经验公式, (即  $I(z) = \gamma S(0)e^{-z/h_r}$ , 其中  $I(z)$  为深度为  $z$  处穿透性太阳辐射(向下为正),  $S(0)$  是到达海面的太阳短波辐射,  $\gamma$  是分离系数,  $h_r$  为穿透性太阳短波辐射(波长范围为 380 ~ 700 nm)的穿透深度的  $e$  折尺度, 代入 Kraus-Turner 发展的平均意义下一维海洋混合层模式, 推导出简单的混合层深度

2003-07-29 收稿, 2003-10-30 收修改稿

\* 国家重点基础研究发展规划项目资助(项目编号: G1999043800)

E-mail: zhliu@mail.ouc.edu.cn

的控制方程,并用数值试验研究了不同热状况和不同风速下穿透性太阳辐射对混合层深度的影响.

## 1 基本公式

按 Kraus-Turner 推导思路<sup>[2]</sup>,把深度为  $z$  处的海洋的加热描述为(坐标向下为正,坐标原点取在海平面):

$$Q^*(z) = (1 - \gamma)S^*(0)\delta(z) + \frac{\gamma}{h_r}S^*(0)e^{-z/h_r} + Q_L^*\delta(z), \quad (1)$$

其中  $Q_L^*$  代表海洋表面由于长波辐射、感热交换、潜热交换过程而散失的热量. (1)式中右端第二项即等于  $-\frac{\partial I(z)}{\partial z}$  (由于坐标系取向下为正,所以取负号).  $\delta(z)$  为 Dirac delta 函数,其积分  $\int_0^h \delta(z)dz = 1$ , 其中  $h$  为大于 0 的任何数.

把  $Q^*$ ,  $S^*$ ,  $Q_L^*$  另写为

$$(Q^*, S^*(0), Q_L^*) \equiv \rho C_p(Q, S(0), Q_L), \quad (2)$$

其中  $\rho$  为海水平均密度,  $C_p$  为海水的定压比热.

若用  $T$  表示海水平均温度,  $T'$  为脉动温度,  $W'$  为海水的垂向脉动速度,则一维海洋内能平衡方程可写为

$$\frac{dT}{dt} + \frac{\partial(\overline{W'T'})}{\partial z} = Q, \quad (3)$$

用  $T_s$  表示混合层海水温度,在混合层内(深度坐标为  $z$ )积分上式可得

$$\frac{dT_s}{dt}z + (\overline{W'T'})_z = S(0) + Q_L - \gamma S(0)e^{-z/h_r}, \quad (4)$$

若混合层深度记为  $h$ ,则上式可另写为

$$\frac{dT_s}{dt}h + (\overline{W'T'})_h = S(0) + Q_L - \gamma S(0)e^{-h/h_r}, \quad (5)$$

忽略由盐度变化引起的密度扰动,混合层内由势能转化为动能的量为

$$W^* = -\rho\alpha g \int_0^h \overline{W'T'} dz, \quad (6)$$

其中  $\alpha$  是热膨胀系数,  $g$  是重力加速度.

引入  $D^*$ ,  $G^*$  分别代表耗散掉的能量和风输入给海洋的动能,则由机械能守恒,得

$$W^* + G^* - D^* = 0,$$

把(4)式代入(6)式,并积分得

$$W = \frac{W^*}{\rho\alpha g} = \frac{1}{2} \frac{dT_s}{dt} h^2 - (S(0) + Q_L)h + \gamma h_r S(0) - \gamma h_r S(0)e^{-h/h_r} = D - G, \quad (7)$$

其中

$$D = \frac{D^*}{\rho\alpha g}, \quad G = \frac{G^*}{\rho\alpha g}.$$

由(7),得

$$\frac{dT_s}{dt} = \frac{2}{h^2} [D - G + (S(0) + Q_L)h - \gamma h_r S(0) + \gamma h_r S(0)e^{-h/h_r}], \quad (8)$$

把(5)式中  $(\overline{W'T'})_h$  参数化为<sup>[2]</sup>

$$(\overline{W'T'})_h = \Lambda(T_s - T_h) \frac{dh}{dt}, \quad (9)$$

其中  $\Lambda$  为 Heaviside 单位函数,定义为

$$\Lambda \equiv \Lambda\left(\frac{dh}{dt}\right) = \begin{cases} 1 & \frac{dh}{dt} > 0 \\ 0 & \frac{dh}{dt} < 0 \end{cases},$$

由(5)式,得

$$S(0) + Q_L = -\frac{dT_s}{dt}h - (\overline{W'T'})_h - \gamma S(0)e^{-h/h_r},$$

把上式代入(7)式, 并利用(9)式, 得

$$W = -\frac{1}{2} \frac{dT_s}{dt} h^2 - \Lambda(T_s - T_h) \frac{dh}{dt} h + \gamma h_r S(0) - \gamma S(0) e^{-h/h_r} (h + h_r) = D - G, \quad (10)$$

把(8)式代入上式, 整理得到

$$\Delta \frac{dh}{dt} = \frac{1}{(T_s - T_h)h} [2(G - D + \gamma h_r S(0) - \gamma h_r S(0) e^{-h/h_r}) - (S(0) + \gamma S(0) e^{-h/h_r} + Q_L)h], \quad (11)$$

当混合层深度变深时,  $\frac{dh}{dt} > 0$ , 故在一维情况下, 上式即

$$\omega = \frac{dh}{dt} = \frac{1}{(T_s - T_h)h} [2(G - D + \gamma h_r S(0) - \gamma h_r S(0) e^{-h/h_r}) - (S(0) + \gamma S(0) e^{-h/h_r} + Q_L)h], \quad (12)$$

当混合层深度变浅时,  $\frac{dh}{dt} < 0$ , (11)式左端为 0, 这意味着右端中括号中的项

$$2(G - D + \gamma h_r S(0) - \gamma h_r S(0) e^{-h/h_r}) - (S(0) + \gamma S(0) e^{-h/h_r} + Q_L)h = 0, \quad (13)$$

若混合层深度  $h$  远大于  $h_r$ , 则上式中带有  $e$  指数的项可以忽略掉, 此时, (13)式即

$$h = \frac{2(G - D + \gamma h_r S(0))}{S(0) + Q_L}, \quad (14)$$

实际海洋中, 风输入给海洋的动能可由海洋的摩擦风速表征,  $G^* = m_0 \rho u_*^3$ . 其中  $m_0$  为风搅拌系数(取 Davis 等<sup>[19]</sup>的取值,  $m_0 = 0.5$ ),  $u_*$  为海洋摩擦速度. 故

$$G = \frac{G^*}{\rho \alpha g} = \frac{m_0 u_*^3}{\alpha g}, \quad (15)$$

把(2), (15)式代入(12)~(14)式, 则(12), (13)式分别变为

$$\omega = \frac{dh}{dt} = \frac{2}{\alpha g (T_s - T_h) h} \{ [m_0 u_*^3 + \alpha g (\gamma h_r S^*(0) - \gamma h_r S^*(0) e^{-h/h_r}) / \rho C_p] - D - \frac{1}{2} \frac{\alpha g}{\rho C_p} (S^*(0) + \gamma S^*(0) e^{-h/h_r} + Q_L^*) h \}, \quad (16)$$

$$[m_0 u_*^3 + \alpha g (\gamma h_r S^*(0) - \gamma h_r S^*(0) e^{-h/h_r}) / \rho C_p] - D - \frac{1}{2} \frac{\alpha g}{\rho C_p} (S^*(0) + \gamma S^*(0) e^{-h/h_r} + Q_L^*) h = 0. \quad (17)$$

在宏观对流尺度上( $\approx h$ ), 耗散过程对混合层深度的影响并不明显<sup>[2,19]</sup>. 因此, 在本文的计算过程中, 没有考虑耗散的作用.

## 2 数值试验

本文进行了两组数值试验, 分别讨论穿透性太阳辐射在不同热状况(试验 1)和不同风速下(试验 2)对海洋上混合层深度的影响. 图 1 为 2°N 95°W 站点的连续 163 d 的 TAO 浮标所测海面上 3.5 m 处风速、短波辐射(白天 12 h 平均值)及长波辐射资料(2002-10-18~2003-03-29, 其中 2002-11-08, 2003-03-23 两天的数据为不可信数据, 这两天的数据是用线性插值方法得到的). 这些实测数据为数值试验中的参数设置提供了依据. 试验方法是利用 MacCreary 等<sup>[10,11]</sup>未考虑穿透性太阳辐射的计算方法与本文的(16), (17)式在两组试验中分别计算混合层深度并做比较, 以讨论穿透性太阳辐射的影响. 在数值试验中, 分离系数  $\gamma$  取 0.47,  $h_r$  取 17 m, 热膨胀系数  $\alpha$  取为  $0.00025^\circ\text{C}^{-1}$ , 海水定压比热  $C_p$  按 UNESCO(1981C)标准公式计算.

### 2.1 计算方法

#### 2.1.1 MacCreary 等未考虑穿透性太阳辐射的计算方法

首先, 计算动能产生函数

$$P = m_0 u_*^3 - \frac{1}{2} \alpha g h_m^- Q_{\text{net}}^* / \rho C_p, \quad (18)$$

其中  $h_m^-$  是前一时步的混合层深度,  $Q_{\text{net}}^*$  为海面净热通量.

当  $P > 0$  时, 计算混合层加深率

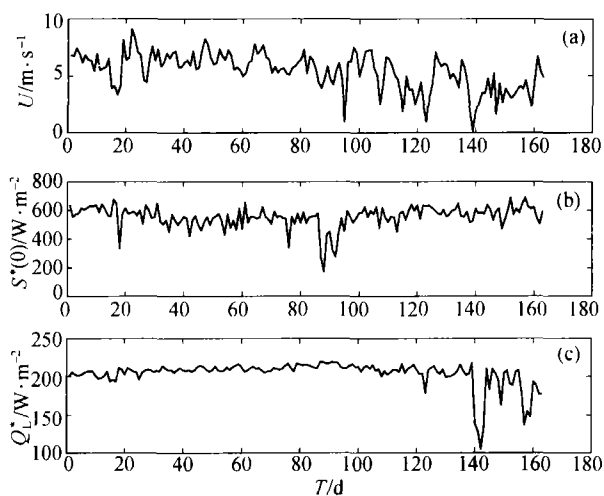


图1 2N° 95°W 站点实测

(a) 风速  $U$ ; (b) 短波辐射  $S^*(0)$ ; (c) 长波辐射  $Q_L^*$   
(未包括感热、潜热)

$$w = 2P/\alpha g \Delta \rho, \quad (19)$$

其中  $\Delta \rho$  为海洋上混合层和下层之间的密度差. 则在一维情况下, 混合层深度为

$$h_m = h_m^- + w \times \Delta t, \quad (20)$$

式中  $\Delta t$  为计算的时间步长.

当  $P < 0$  时, 计算下一时间步的混合层深度

$$h_m = 2m_0 u_*^3 \rho C_p / \alpha g Q_{net}^*. \quad (21)$$

### 2.1.2 本文考虑穿透性太阳辐射的计算方法 定义新的动能产生函数

$$P = [m_0 u_*^3 + \alpha g (\gamma h_r S^*(0) - \gamma h_r S^*(0) e^{-h/h_r}) / \rho C_p] - \frac{1}{2} \frac{\alpha g}{\rho C_p} (S^*(0) + \gamma S^*(0) e^{-h/h_r} + Q_L^*) h, \quad (22)$$

首先计算  $P$  值, 若  $P > 0$ , 则由(16)式计算  $w$ , 一维混合层深度由下式给出

$$h(i+1) = h(i) + w \times \Delta t, \quad (23)$$

$h(i)$  表示前一时间步的混合层深度,  $h(i+1)$  表示后一时间步的混合层深度.

若  $P < 0$ , 则混合层深度由(17)式计算, 其中

的  $e$  指数项中的  $h$  用前一天的混合层深度值, 即

$$h(i+1) = \frac{2 \left[ m_0 u_*^3 + \alpha g \frac{\gamma h_r S^*(0)}{\rho C_p} (1 - e^{-h(i)/h_r}) \right]}{\frac{\alpha g}{\rho C_p} (S^*(0) + \gamma S^*(0) e^{-h(i)/h_r} + Q_L^*)} \quad (24)$$

## 2.2 数值结果

**2.2.1 试验 1** 海洋上层热收支有着不同时间尺度的变化, 穿透性太阳辐射在不同的热收支情况下对混合层深度的影响也是不同的. 实验 1 包括(a)~(d) 4 个试验, 分别对应海面以上 10 m 处风速为 5, 10, 15, 30 m/s 的情况. 在每个实验中, 设定  $Q_L^*$  为  $250 \text{ W/m}^2$ , 然后短波辐射从  $150 \text{ W/m}^2$  增加到  $600 \text{ W/m}^2$ , 且短波辐射仅在白天有. 海洋对大气的局地响应时间约为几周或更短, 故对应每一个短波辐射值时模式均积分 30 d, 步长为 6 h, 混合层初始值设为 30 m. 结果见图 2. 图中(a)~(c) 3 种情况基本类似, 穿透性太阳辐射对混合层深度的影响随海面净热通量的增加先增大后减小. 当海面净热通量小于某一值时(风速 5 和 10 m/s 时为  $0 \text{ W/m}^2$ , 15 m/s 时为  $100 \text{ W/m}^2$ ), 两种计算结果相差约 5~20 m, 由于此时混合层较深, 穿透性太阳辐射的影响相对较小. 当海面净热通量大于此值时, 两种计算结果的差异随净热通量的增加而开始增大, 直至海面净热通量增加至另一较大值时(风速为 5 m/s 时为  $50 \text{ W/m}^2$ , 10 m/s 时为  $100 \text{ W/m}^2$ , 15 m/s 时为  $150 \text{ W/m}^2$ ), 此时两种计算结果的差异达最大, 穿透性太阳辐射对海洋混合层深度的影响最大. 此后, 两种计算结果的差又逐渐减小, 并趋于一稳定值. 当风速特别大时, 如图 2(d), 无论海面净热通量处于何种情况, 两种计算结果基本上没有太大差别(最大约 7 m). 总的来说, 当海洋处于失热状态时(此时混合层很深), 穿透性太阳辐射对混合层深度的影响不大(约 5~20 m, 最大相对误差约 13%); 当海洋处于受热状态时, 穿透性太阳辐射对混合层深度的影响与风速有关: 当风速很大时(30 m/s), 穿透性太阳辐射的影响很小(3~6 m), 当风速不太大时, 穿透性太阳辐射在海表净热通量在满足一定条件下对混合层深度影响较大, 如风速为 5 m/s,

净热通量为  $50 \text{ W/m}^2$  时最大可改变混合层深度  $80 \text{ m}$ , 风速为  $10 \text{ m/s}$ , 净热通量为  $100 \text{ W/m}^2$  时约  $50 \text{ m}$ , 风速为  $15 \text{ m/s}$ , 净热通量为  $150 \text{ W/m}^2$  时约

$38 \text{ m}$ . 所以, 在这种情况下, 忽略穿透性太阳辐射造成的误差是相当大的.

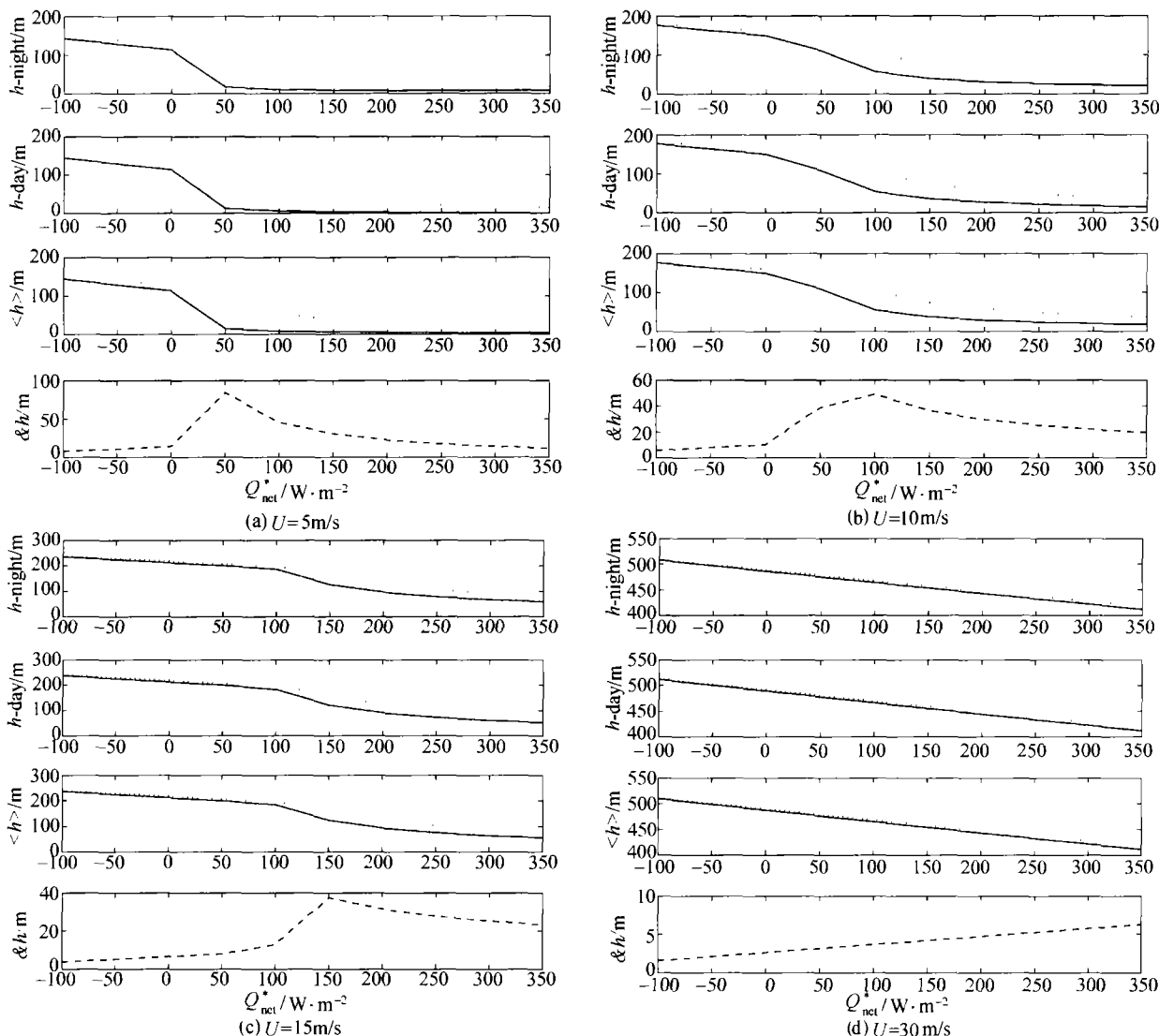


图2 不同热状况时穿透性太阳辐射对混合层深度的影响

$h\text{-night}$  表示夜间混合层深度,  $h\text{-day}$  表示日间混合层深度,  $\langle h \rangle$  表示每天平均混合层深度,  $\&h$  表示两种计算方法  $\langle h \rangle$  之差. 虚线为考虑穿透性太阳辐射结果, 实线为未考虑之结果

**2.2.2 试验2** 从试验1结果来看, 当海洋处于失热状态时, 穿透性太阳辐射对混合层深度的影响相对较小, 当海洋处于受热状态时, 穿透性太阳辐射对混合层深度的影响与风速有很大关系. 试验2的目的就是要研究当海洋处于受热状态时穿透性太阳辐射在不同风速下对混合层深度的影响(为了更好的比较, 试验2也包含一个净热通量为0的试验).

模式设置基本与试验1相同, 共做了4个试验, 分别对应净热通量为  $0, 50, 100, 150 \text{ W/m}^2$  的情况, 考察风速为  $1 \sim 30 \text{ m/s}$  范围内穿透性太阳辐射对混合层深度的影响, 结果见图3. 图3(a)为净热通量为0时的情况, 与试验一结果相同, 此时穿透性太阳辐射对混合层深度的影响随风速变化相对较小, 风速变化近  $30 \text{ m/s}$ , 穿透性太阳辐射引起的误差变

化约 15 m, 最大相对误差 13%. 当风速很大时 (30 m/s), 穿透性太阳辐射引起的误差约为 5 m, 相对误差不到 1%. 当海洋处于受热状态时 (图 3 (b)~(d)), 两种计算方法计算的混合层深度的差异随风速变化有一突变 (对应的风速值可称为风速阈值), 当净热通量为 50 W/m<sup>2</sup> 时, 约在风速 12 m/s 处, 净热通量为 100 W/m<sup>2</sup> 时在风速 16 m/s 处,

净热通量为 150 W/m<sup>2</sup> 时在风速 19 m/s 处. 当风速小于此阈值时, 穿透性太阳辐射对混合层影响很大, 在以上 3 种情况下对混合层深度的影响最大分别可达 110, 52, 38 m. 当风速大于此风速阈值后, 穿透性太阳辐射的对混合层深度的影响急剧减小 (约 5 m), 而且几乎不再随风速变化.

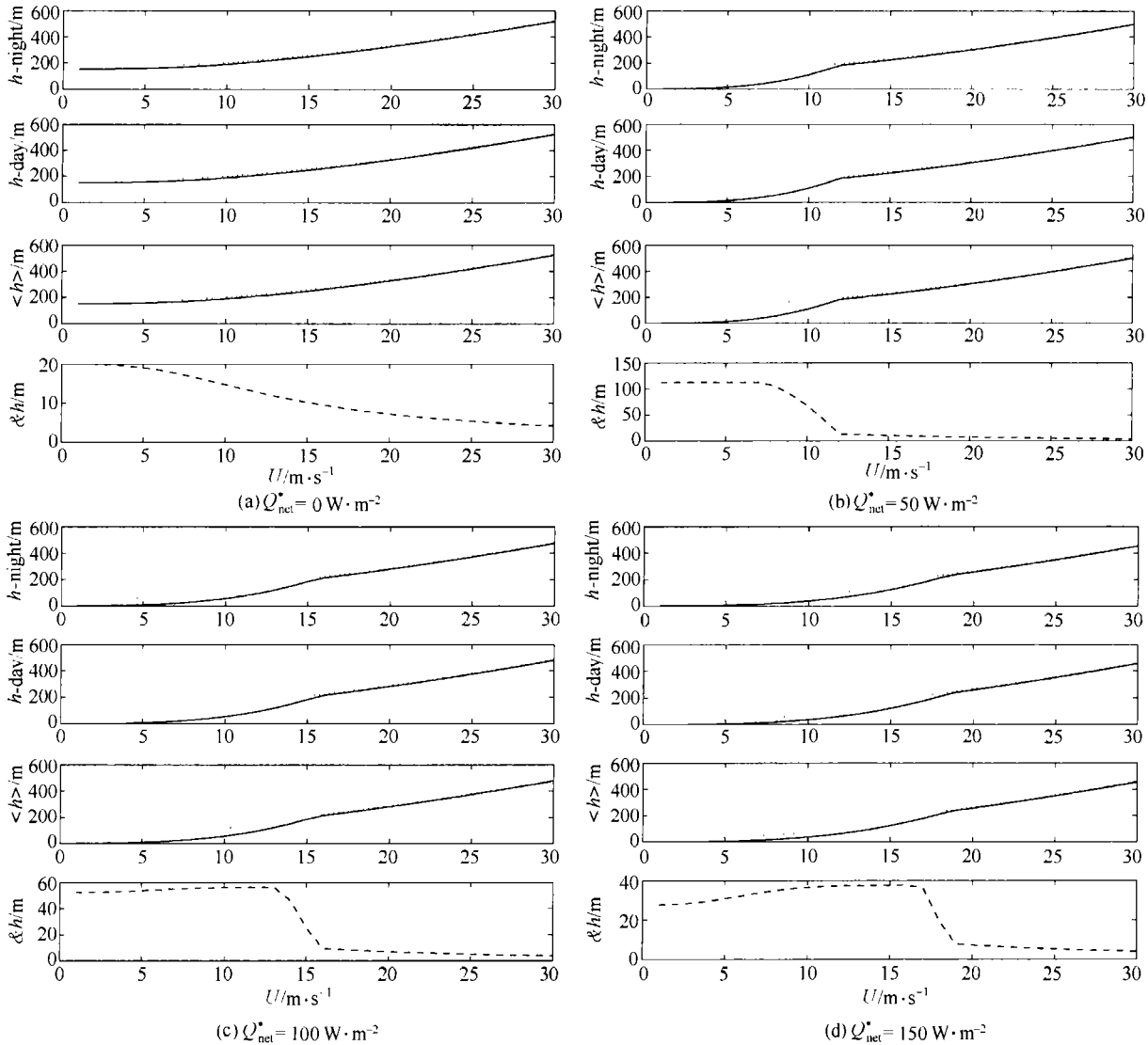


图 3 不同风速下穿透性太阳辐射对混合层深度的影响

图注与图 2 同

### 3 结论

本文用单 e 指数形式的描述太阳穿透性短波辐射的经验公式, 代入 Kraus-Turner 发展的平均意义

下一维时变混合层物理模型, 得到混合层深度的控制方程. 通过在两组数值试验中与未考虑穿透性太阳辐射的混合层深度计算方法的比较, 研究了穿透性太阳辐射在不同海面热状况和不同风速下对混合

层深度的影响.

结果显示, 穿透性太阳辐射在两种情况下对混合层深度的影响较小. 第一种情况是海洋处于失热状态时(此时混合层深度较深), 穿透性太阳辐射对混合层深度的影响约 5~20 m, 最大相对误差约 13%. 第二种情况是海上风速大于风速阈值时(此值一般与海面净热通量大小有关), 穿透性太阳辐射的对混合层深度的影响约 5 m, 相对误差约 1%, 当风速特别大(如 30 m/s)时, 穿透性太阳辐射对混合层深度几乎没有影响.

当海洋处于受热状态, 风速小于风速阈值时, 穿透性太阳辐射对混合层深度的影响随海面净热通量的增加先增大后减小. 当净热通量达到一定值时(该值与风速有关), 穿透性太阳辐射的影响达最大. 若真实环境参量如本文数值模式中设置, 则当风速为 5 m/s, 净热通量为  $50 \text{ W/m}^2$  时可影响混合层深度约 80 m, 风速为 10 m/s, 净热通量为  $100 \text{ W/m}^2$  时约 50 m, 风速为 15 m/s, 净热通量为  $150 \text{ W/m}^2$  时约 38 m. 此后虽有减小, 但仍不可忽视(约 20 m).

### 参 考 文 献

- 1 Frouin R, et al. A simple analytical formula to compute clear sky total and photosynthetically available solar irradiance at the ocean surface. *J Geophys Res*, 1989, 94: 9731
- 2 Kraus E B, et al. A one-dimensional model of the seasonal thermocline II: The general theory and its consequences. *Tellus*, 1967, 119: 98
- 3 Simpson J J, et al. The relationship between downward irradiance and upper ocean structure. *J Phys Oceanogr*, 1981, 11: 309
- 4 Lewis M, et al. Influence of penetrating solar radiation on the heat budget of the equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 1990, 347: 543
- 5 Siegel D A, et al. Solar radiation phytoplankton pigments and radiant heating of the equatorial Pacific. *J Geophys Res*, 1995, 100: 4885
- 6 Ohlmann J C, et al. Ocean mixed layer radiant heating and solar penetration: A global analysis. *J Climate*, 1996, 9: 2265
- 7 Denman K L, et al. Upper layer modification at Ocean Station "PaPa": Observation and simulation. *J Phys Oceanogr*, 1973, 3: 185
- 8 Cronin M F, et al. Seasonal and interannual modulation of mixed layer variability at  $0^\circ\text{N } 110^\circ\text{W}$ . *Deep Sea Res*, 2002, 49: 1
- 9 McCreary J P, et al. A numerical investigation of sea surface temperature variability in the Arabian sea. *J Geophys Res*, 1989, 94 (C11): 16097
- 10 McCreary J P, et al. Equatorial dynamics in  $2\frac{1}{2}$ -layer model. *Prog Oceanogr*, 1992, 29: 61
- 11 McCreary J P, et al. A numerical investigation of dynamics, thermodynamics and mixed layer process in the Indian Ocean. *Prog Oceanogr*, 1993, 31: 181
- 12 Han W, et al. Dynamics of the eastern surface jets in the Equatorial Indian Ocean. *J Phys Oceanogr*, 1999, 29: 2191
- 13 Han W, et al. Influence of Precipitation minus evaporation and Bay of Bengal rivers on dynamics, thermodynamics and mixed layer physics in the upper Indian Ocean. *J Geophys Res*, 2001, 106(C4): 6895
- 14 Qu B, et al. Upper-ocean heat balance in the Kuroshio extension region. *J Phys Oceanogr*, 1993, 23: 2027
- 15 Ohlmann J C, et al. Radiant heating of the western equatorial Pacific during TOGA-COARE. *J Geophys Res*, 1998, 103: 5379
- 16 Chen D, et al. The roles of vertical mixing, solar radiation, and wind stress in a model simulation of the sea surface temperature seasonal cycle in the tropical Pacific Ocean. *J Geophys Res*, 1994, 99: 20345
- 17 Mutugudde R, et al. Interannual variability of the dynamics and thermodynamics of the tropical Indian Ocean. *J Climate*, 1999, 12: 2300
- 18 Mutugudde R, et al. Ocean color variability of the tropical Indo-Pacific basin observed by SeaWiFS during 1997~1998. *J Geophys Res*, 1999, 104: 18351
- 19 Davis R E, et al. Variability in the upper ocean during MILE. *Deep Sea Res*, 1981, 28: 1255