

黄、东海夏季温跃层的诊断研究

杨殿荣 匡国瑞 张玉琳 周德坚

(青岛海洋大学物理海洋研究所)

摘要

本文引用两种一维模式对南黄海和东海的夏季跃层深度进行了诊断计算。解释了研究海区夏季温跃层深度分布特征的形成原因。证明在黄、东海陆架海区，潮混合对跃层深度具有重要作用。对中国近海沿岸某些所谓上升流现象提出了一种新的解释。

海洋在大气强迫作用下形成准均匀的表面混合层。而在混合层的底部，便自然形成了温、盐、密等要素的跃(变)层。这种跃层随着大气强迫作用的变化而有明显的季节变化，故又称季节性跃层。相当强的季节性温(密)跃层的广泛存在，是黄、东海夏季垂直结构的典型特征。它的存在对整个海区的热力学和流体动力学特性，以及海洋生物都有明显影响，在生产和军事上有重要意义。

用流体动力学和热力学相结合的方法对上层海洋热盐结构进行研究，在本世纪60年代开始得到迅速发展。Kraus和Turner^[1]首先将大气混合层的研究成果用于海洋，建立了一个海洋混合层一维模式。其特点是把混合层视作物理性质均匀一致的水层，以能量平衡为基础，根据海-气相互作用过程中海洋获得能量的变化来决定混合层深度(也就是跃层深度)和温度的变化。这种方法通常称为混合层的积分模式或混合层模式。在以后的10多年中，这种方法曾得到广泛研究和迅速发展，目前仍然是研究混合层深度、温盐和热蓄量的一种比较实用和有效的方法。本文采用的就是这种模式。

研究海洋的另一类方法是借助各种湍流闭合技术，例如能量法、能量耗散法，以及湍流二阶、三阶闭合等，求方程组的数值解。用这种方法可以得到细致的海洋上层结构，但计算比较复杂，尤其是高阶的闭合模式。所以目前尚难在实际工作中普遍使用。无疑它代表着将来的发展方向。

海洋温跃层的形成和发展受着一系列内外因素的支配和影响。风、海-气热量和水量交换都是重要的外部因素，被统称为大气强迫作用。然而，同样的强迫，在不同海区，甚至同一海区的不同时间，后果常常大不相同。其原因显然在海洋内部。海水的光学性质、层结、混合层厚度、海洋深度、海流、潮流等等，都是对跃层起作用的内部因素。我们的目的是研究这些内外因子在黄、东海这样一个特定环境中，哪些是重要的，起支配作用的，

本文于1988年6月29日收到，修改稿于1989年1月2日收到。

哪些是次要的，可以忽略的，从而为建立跃层的预报模式提供依据，同时也从理论上对黄、东海温跃层的分布规律作出解释。为此，我们用了两种不同模式，对南黄海和东海陆架海区以及部分深海区（共73个点）夏季（6—8月）的温跃层深度进行了计算，并与实测资料进行了比较。

一、模式一：大气强迫作用

Kraus和Turner^[1]在假设混合层均匀一致，不计水平和垂直平流效应，以及混合层湍能定常等条件下，利用湍能方程和热量平衡方程，得到了如下形式的关于温跃层深度随时间变化的方程：

$$Aw_e = \frac{2}{gha(T_1 - T_2)} \left[\frac{1}{\rho} (G^* - D^*) + \frac{1}{2} \frac{ga}{\rho c} (I_o + H_b + H_s + H_e) h - \frac{ga}{\rho c} \frac{I_o}{\gamma} \right], \quad (1)$$

式中忽略了太阳辐射向跃层以下的透射

$$A = \begin{cases} 1, & w_e > 0, \\ 0, & w_e < 0. \end{cases}$$

w_e 为卷挟速度， g 为重力加速度， h 为跃层深度， ρ ， c ， a 分别为海水的密度、比热和热膨胀系数， T_1 和 T_2 为跃层上下两层水的温度， I_o 为海面太阳辐射度， H_b 为有效回辐射， H_s 为显热通量， H_e 为潜热通量， γ 为海水对光的衰减系数， G^* 为混合层单位截面积水柱中的风生湍能， D^* 为该水柱中的湍能耗散。本文取 z 轴向上，所有通量均向上为正，向下为负。

Kraus和Turner^[1]没有解决湍流耗散的参数化问题。

1973年，Denman^[2]将湍流产生和耗散一并考虑，认为纯利用于混合的有效风生湍能是10m高处的风向下传输的能量的一部分，其参数化形式为

$$G^* - D^* = m\tau U_b, \quad (2)$$

τ 为风的切应力， U_{10} 为10m高处的风速， m 为常数，约千分之1—2。由经验确定。

根据风应力的经验公式

$$\tau = c_{10} \rho_a U_{10}^2,$$

式(2)可写成

$$G^* - D^* = m\rho_a c_{10} U_{10}^3, \quad (3)$$

ρ_a 为空气密度， c_{10} 为风摩擦系数。

在式(1)中未包含盐度效应。要做到这一点并不难，只要在文献[1]的推导过程中，将热能方程换成浮力守恒方程

$$\frac{db}{dt} = -\frac{dw'b'}{\partial z} - \frac{ga}{\rho c} \gamma I_o e^{-\gamma z} \quad (4)$$

便行，并记住

$$\overline{w'b'} = g(\overline{aw'T'} - \beta \overline{w'S'}), \quad (5)$$

其中, b 和 b' 分别为浮力脉动值, $\beta = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S}$ (参看文献〔3〕)。

当增加了盐度项, 并将式(3)代入后, 式(1)便有如下形式:

$$Aw_e = \frac{2}{gh[a(T_1 - T_2) - \beta(S_1 - S_2)]} \left\{ \frac{\rho_a}{\rho} mc_{10} U_{10}^3 + \frac{g}{2\rho} \left[\frac{a}{c}(I_o + H_b + H_s + H_e) - \beta\rho(P - E)S_1 \right] h - \frac{ga}{\rho c} \frac{I_o}{\gamma} \right\}. \quad (6)$$

式(6)中包含着两种完全相反的作用, 一种促使跃层向深处发展, 而一种则限制其向深处发展, 甚至使其退却(变浅)。B项代表风的作用, 它无疑是使跃层加深的重要因素, 其量值与风速的三次方成比例。C项表明浮力通量对跃层深度的影响。正(向上)的浮力通量导致自由湍流, 这是跃层加深的另一重要原因。但是, 若浮力通量为负, 即海洋被温和冲淡, 则便成了阻碍跃层加深的力量。因为使暖而淡的海水向下混合, 与使冷水向上混合一样, 都是一个使系统湍能转变成势能的过程。

太阳辐射几乎是海洋唯一的热源, 它的变化支配着浮力通量的变化, 最终地决定着跃层发展的方向。所以它永远是一个必须考虑的重要因子。

然而, 太阳辐射除了对跃层加深起抑制作用的一面外, 还有其相反的一面。这是由太阳辐射的穿透过程产生的, 由D项表示。只要 I_o 不为零, 这一项就永远为正。就是说, 太阳辐射的穿透过程永远使跃层加深。海水愈清洁, γ 愈小, 这个作用就愈强。

A项代表跃层强度的影响, 它表明, 跃层愈强, 它加深的速度就愈慢。

海水内部因素对跃层的影响还表现在这样一个事实上, 即跃层深度的变化还受着跃层深度本身的制约和影响。我们看到, 在C项中, 浮力通量所起作用的大小与跃层深度成正比。因此, 在负的浮力通量情况下, 随着跃层深度的增加, 卷挟速度将逐渐减小, 直到为零。换言之, 在负的浮力通量情况下, 只要大气强迫作用保持稳定, 跃层终将达到这样一个深度, 在这个深度上, 两种相反的作用相互平衡。跃层发展的这个规律, 正是本文进行诊断研究的理论依据。

根据式(6), 平衡条件下的跃层深度由下式决定

$$h = \frac{2 \left(\frac{I_o}{\gamma} - \frac{mc\rho_a c_{10}}{ga} U_{10}^3 \right)}{I_o + H_b + H_s + H_e - \frac{\beta\rho c}{a} (P - E)S_1}. \quad (7)$$

若忽略盐度影响, 则有

$$h = \frac{2 \left(\frac{I_o}{\gamma} - \frac{mc\rho_a c_{10}}{ga} U_{10}^3 \right)}{I_o + H_b + H_s + H_e}. \quad (8)$$

二、温跃层深度计算

我们用式(8)计算了南黄海和东海6—8三个月的温跃层深度。

风场取自中国科学院地理研究所海洋气候组等编的图集^[4],热平衡资料取自中国科学院海洋研究所海洋气象组等编的图集^[5]. $c_{10} = 1.2 \times 10^{-3}$, $m = 1.5 \times 10^{-3}$.

关于光的衰减系数 γ 的量值, 由于没有可用的辐照度垂直分布资料, 所以, 是根据计算海区水色透明度资料和Jerlov^[6]关于不同水型的辐照度垂直分布资料间接确定的: 研究海区的水色透明度等值线与等深线大体一致, 因此, 将 γ 值与水色透明度与深度分布规律有较大偏离, 因而作了适当调整。

表 1 不同深度区间的 γ 值

海深 (m)	< 20	20—30	30—40	40—80	> 80
γ (m^{-1})	1.0	0.7	0.35	0.20	0.10

温跃层深度计算结果如图1所示。作为比较, 我们选用了蓝淑芳等^[7]的三幅相同月份的温跃层深度分布图。这是根据国家海洋局多年断面观测资料作出的。与计算值一样, 反映的都是跃层分布的气候学特征。

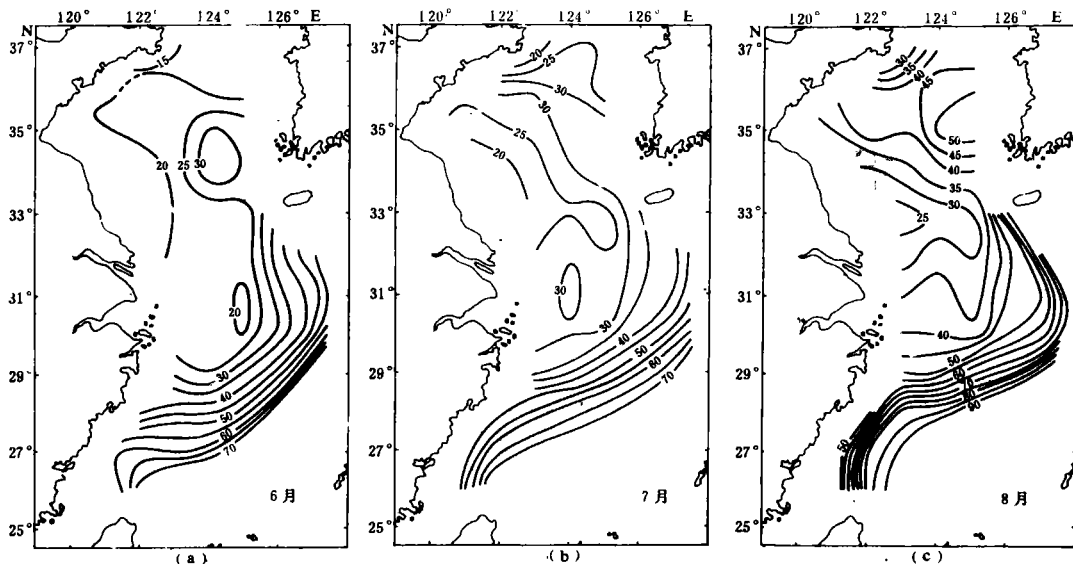


图 1 黄、东海温跃层深度 (m) 的分布 (计算值)

(a) 6月; (b) 7月; (c) 8月

从实测资料看, 南黄海和东海温跃层深度分布与海底地形变化基本一致, 近岸带很浅, 在 5 m 到 10 m 左右, 向外变深。南黄海跃层有一槽从海区中部向西伸向青岛与连云港之间的海州湾。东海北部和南黄海南部, 与长江口大沙滩的地形一致, 有一脊向东伸展。从而使温跃层等深线自北向南呈 S 形走向。浙、闽沿岸带跃层等深线与岸线平行而且密集, 说明

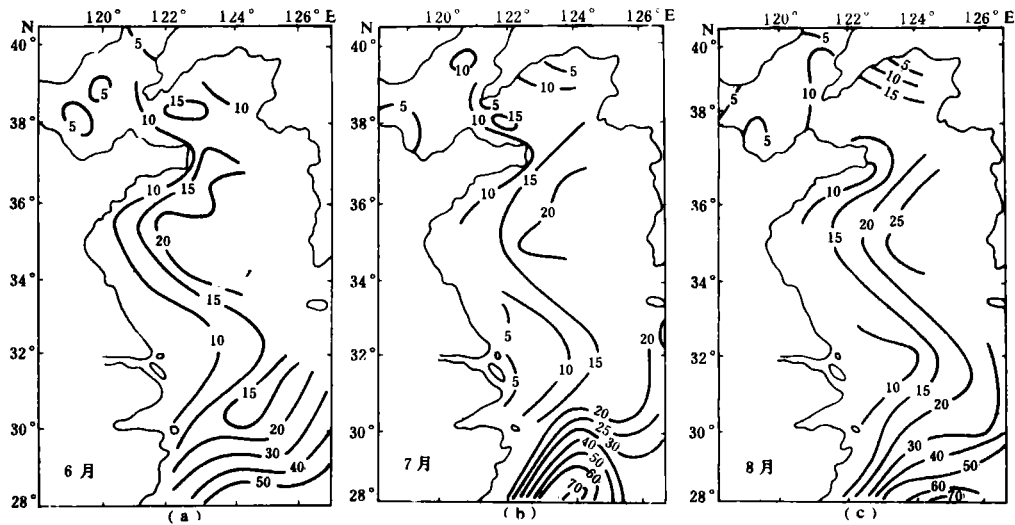


图2 黄、东海温跃层深度(m)的分布(实测值)

(a) 6月; (b) 7月; (c) 8月

跃层坡度很陡。

图1表明,在百米以外的深海区,计算结果在量值和分布趋势上与实测结果基本相符。但在绝大部分陆架海区,计算值明显偏高,深度愈浅偏离愈大。在近岸带和长江口外,普遍超过实测值一倍以上,跃层深度向岸递减的趋势在大部分海区不甚明显。总之,在陆架海区,计算值和分布规律与实测值基本不符。

计算值与实测值之间的上述不一致性,使我们想到在黄、东海这样具有极宽陆架的海区,仅仅考虑海面大气的强迫作用是不够的,还必须考虑海底边界层湍流混合作用。在黄、东海,这种湍流混合主要由潮流所致。

三、模式二:潮混合效应

海洋底层湍流混合主要由潮流、海流及内波等与海底的摩擦,以及内波在倾斜海底破碎等过程产生的。虽然海水流动速度比风速慢得多(一般地说,约小一个量级),但由于海水密度比空气约大两个量级,所以海水的底摩擦应力与风对海面的摩擦应力在量级上大致相同。例如,速度为一节的潮流产生的底摩擦应力与蒲氏六级风对海面的切应力相当。黄、东海有较强的潮流系统,也必将有较强的底混合过程。

与风混合相反,底混合是由海底向上发展的。它的作用是通过卷挟作用而将跃层向上推。因此,跃层深度变化的方向和大小,就决定于上下两个卷挟速度的相对大小。设向上的卷挟速度为 w_{e1} ,向下的为 w_{e2} ,则跃层深度的变化速度为

$$\frac{\partial h}{\partial t} = w_{e1} - w_{e2}, \quad (9)$$

Stigebrandt^[8] 在研究浅海穿过温跃层的混合作用时首先用了这个公式。

式(9)中的 w_{e1} 已经由式(6)得到, w_{e2} 也不难由机械守恒原理直接导出。

对于两层模式(图3),与 w_{e2} 相应的底混合层势能的增加率为 $-\frac{1}{2}h_2g\Delta\rho w_{e2}$,其中, $\Delta\rho$ 为两层密度差。与海面

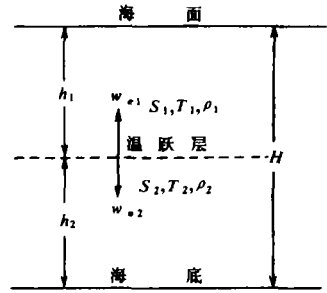


图3 两层海洋结构

情况相似,底边界产生的有效湍能正比于 τv , v 为底边界海水摩擦速度,引进系数 m_b ,则有效湍能为 $m_b\tau v = m_b\rho c_b^3 U_b^3$, c_b 为海底阻力系数, U_b 为底层流速.有效湍能与势能增加率相加便可得到(参见文献[9]):

$$-\frac{1}{2}h_2g\Delta\rho w_{e2} = m_b\rho c_b^3 U_b^3,$$

由此得

$$w_{e2} = -\frac{2}{\Delta\rho gh_2} m_b c_b^3 U_b^3. \quad (10)$$

由式(6),(9)和(10)便得跃层深度局地变化方程,在平衡条件下则得:

$$\begin{aligned} & \frac{g}{\rho} \left[\frac{a}{c} (I_o + H_b + H_s + H_e) - \beta\rho(P-E)S_1 \right] h_1^2 + \left\{ 2m\frac{\rho a}{\rho} c_{10} U_{10}^3 \right. \\ & - \frac{2g\alpha}{\rho c} \frac{I_o}{\gamma} - \frac{g}{\rho} \left[\frac{a}{c} (I_o + H_b + H_s + H_e) - \beta\rho(P-E)S_1 \right] H \\ & \left. + 2m_b c_b^3 U_b^3 \right\} h_1 - \left[2m\frac{\rho a}{\rho} c_{10} U_{10}^3 - \frac{2g\alpha}{\rho c} \frac{I_o}{\gamma} \right] H = 0, \end{aligned} \quad (11)$$

式中, H , h_1 , h_2 的意义均见图3。

计算所用潮流场系根据沈育疆等^[10]的数值计算结果,取25米层的平均流速.海深浅于30米者用表层平均流速. $c_b = 1.2 \times 10^{-3}$, $m_b = 1.15$.其他所有参数和资料均与模式一相同.计算结果见图4。

四、分析与讨论

(一) 关于潮混合效应

将图1与图4进行比较不难发现,从东海陆架外缘往外,两模式的计算结果,无论量值还是分布趋势都是基本一致的.但除此以外的广阔的陆架区则不然,他们不仅量值上相差很大,分布趋势也基本不同.可见,模式中潮混合的引进,主要对浅海起作用,对深海意义不大.这是因为深海的潮流一般较弱,愈向近岸,随着深度的变浅,潮流愈强.另外,海愈深,跃层离海底就愈远,底混合对它的影响也就愈弱,这从式(10)可以清楚地看到。

所以，潮混合效应是愈往深海愈弱，愈向近岸愈强。这就是两个模式的计算结果愈向近岸差别愈大的原因。

将模式二的计算结果（图4）与实测资料（图2）比较可以看到，两者不仅分布趋势一致，而且量值也很接近。其符合程度可以认为是相当良好的。由此说明，在黄、东海陆架海区，潮混合对跃层的影响是重要的。

图2b表明，在浙、闽外海似乎有一跃层槽向北伸展，而在图4中没有明显反映出来。这个槽的形成可能与水团的传播有关。源自黑潮而向北传播的海水具有比周围海水小得多的衰减系数。下面即将指出，温跃层深度对衰减系数的变化相当敏感。然而，我们对衰减系数地理分布的处理是粗线条的，不可能反映这种变化的细节。

对于深海区的情况，由于没有可资验证的资料（个别资料具有很大的随机性，难以作为依据），所以文中只给出一小部分计算结果，而且无法讨论。

（二）衰减系数的影响

如上指出，温跃层深度对衰减系数 γ 的变化相当敏感。为了对 γ 效应——我们姑且这样称——有一个量的概念，我们选择了具有不同深度、 I_0 和 γ 值的8个站，计算了当 γ 值增大一倍后的跃层深度，把它和原来的深度一起列入表2（前者以 h' 表示，后者以 h 表示）。从表中看出， γ 增大一倍时，跃层深度的减小率，从近岸的10%左右提高到深海的30%以上。这主要是 γ 值向深海减小的缘故，与其他因素的关系似乎不那么明显。

看来，为了提高温跃层预报的精度，比较符合实际的 γ 值分布资料是不可缺少的。这就需要太阳辐照度垂直分布作系统调查。这个工作目前在我国基本上还是空白。

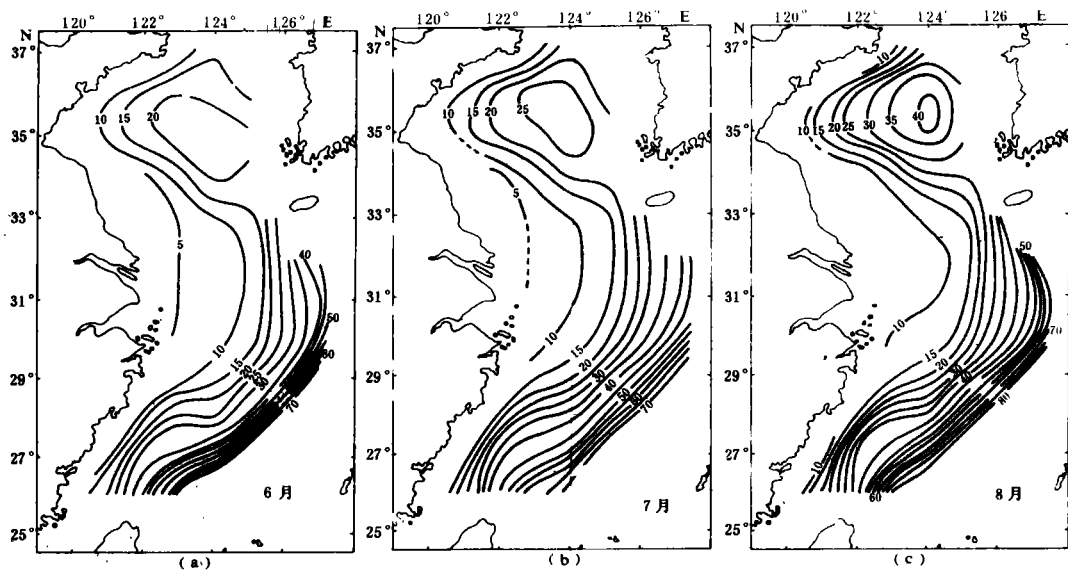


图4 潮混合影响下的温跃层深度分布

(a) 6月; (b) 7月; (c) 8月

(三) 盐度效应

由于缺乏海上降水资料，我们利用青岛、射阳和舟山三台站的月平均降水量，估算了同纬度海洋盐通量对跃层深度的影响。结果发现其影响甚微。即使把降水量增大一倍，跃层深度的减小量也不到千分之三。因此，表面盐通量的影响，一般情况下可以忽略不计。

表 2 在不同情况下当 γ 值增大一倍时温跃层深度的变化

站 名		4	17	22	33	16	41	52	60	
海深 (m)		22	19	49	58	85	84	81	140	
I_0		380	432	447	466	420	481	473	490	
γ (m^{-1})		0.5	1.0	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	
温 跃 层 深 度	模 式 一	h	20	17	25	26	32	42	66	69
		h'	17	16	20	21	23	29	47	47
		$\frac{h-h'}{h}$ (%)	15%	6%	20%	19%	28%	31%	29%	32%
	模 式 二	h	9	4	10	13	24	31	36	50
		h'	8	3	9	10	17	22	28	36
		$\frac{h-h'}{h}$ (%)	11%	25%	10%	23%	29%	29%	22%	28%

(四) 黄、东海温跃层深度分布基本特征的形成原因

黄、东海跃层深度分布的基本特征是怎样形成的？原则上说，上面提到的各种内外因素都起作用。但其中有两个因素特别重要，一是 γ 效应，二是潮混合效应。如上所述，这两个效应与海洋深度变化的关系是一致的，即随着海深变浅，都使温跃层上升。这两效应相迭加，使得海洋深度变化对跃层的影响进一步加强，从而形成陆架海区跃层等深线与海底等深线的分布趋势基本一致的现象。

(五) 潮混合与某些“沿岸上升流现象”

因为潮混合效应 (w_{e2}) 与潮流速度的三次方成正比，而与跃层至海底的距离成反比，因此不难理解，如果某海区有较大的潮流速度，海底坡度又较陡，那么，潮混合效应将使那儿的温跃层沿着上升的海底陡然上升。图 4 中浙、闽沿岸带跃层等深线特别密集便是反映了这种情况。这从图 5 看得更直观。从图 4 中看到，类似现象也发生在山东半岛部分沿岸带。

上述现象直观上很像上升流，但与上升流的物理机制是完全不同的。不管有风无风，这种现象都存在。当然，这并不排斥在这些海区也可能存在真正的上升流。

顺便指出，风混合与潮混合的上下卷挟作用，能产生很强的穿过跃层的垂直混合（见文献〔8〕）使上层水降温、增盐，也增加其营养盐含量，与上升流起着相似的作用。至于在

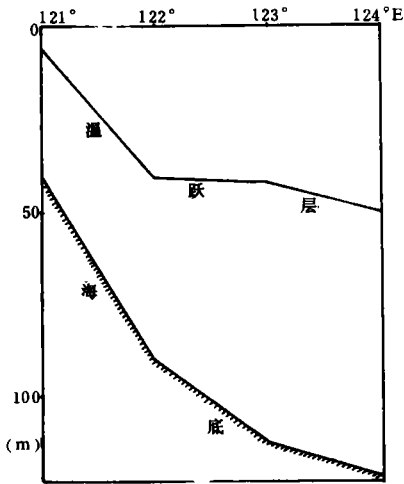


图5 浙江沿岸带(27°N)
温跃层深度分布(计算值)

潮混合锋区因混合与摩擦效应而派生上升流的现象,在黄、东海沿岸带可能是相当重要的,值得进一步研究。

总之,由于潮混合的上述作用,当分析上升流现象形成的原因时,宜谨慎。

(六) 多重温跃层的一种形成机制

通过上面的讨论我们可以认为,对于大部分黄、东海陆架区,风混合、浮力通量和潮混合是决定温跃层深度局地变化的三个基本因子;其变化方向取决于三者的相对强度。在一固定地点,潮流的平均状况变化不快,因此,跃层深度的变化将主要取决于风混合和浮力通量的变化。在春、夏季,日平均浮力通量一般为负值(向下),因此,它与风混合是两个相互对立的分量。在天气恶劣的情况下,由于风力大,向下的浮力通量显著减小,

根据式(6),跃层将以较大的速度下沉,使之达到较大的、一般情况达不到的深度。在春末夏初,海洋层结较弱的情况下尤其是这样。接着而来的晴和天气,由于较小的风力和较大的浮力通量绝对值,根据公式(8),海洋将在较浅的水层形成第二温跃层。如果第二跃层显著增强,尤其在向下的浮力通量不断增大的情况下,从公式(6)不难判断,即使遇上与以前同样强的风,也难以使第二跃层再降到第一跃层的深度,并使两者合并。这样,第二跃层可以在较长时间内继续存在和加强。如果条件允许,甚至还可形成更多的跃层。所以,由这种过程形成的多重跃层现象,通常只能发生在增温季节,尤其在向下的浮力通量不断增大的季节。当然,多重跃层的形成还有多重途径,例如各种平流过程,但上述过程可能同样是一个重要的原因。

五、结 语

本文着重研究了潮混合对黄、东海陆架区温跃层深度的影响,并且从物理机理上阐明了跃层深度的分布规律。有些因子,例如风和太阳辐射等,对跃层深度的变化无疑十分重要,然而其地理分布的规律性却并不明显,所以在影响跃层深度气候学的分布规律方面似乎并不重要。值得特别提出的是显热和潜热通量。由于在夏季黄、东海的大部分海区,它们的量值不大,时间和空间变化也很小,所以对那里的温跃层影响不大。然而,在黑潮区情况却完全不同。由于暖流特有的热力性质,使得那里的显热和潜热通量都大大超过周围海区,使得向下的浮力通量大大减小,给表层水的垂直混合和跃层的加深提供了极为有利的条件,从而将显著增大温跃层深度。

本文只讨论了温跃层强化阶段的情况。夏季以后,浮力通量改变方向,这时的跃层将以新的规律发展

本文忽略了垂直平流和水平平流的作用。这对本文研究的跃层的气候学特征来说,影

响可能不大。但是对于跃层的时变过程来说，在水文要素的水平梯度较大的海区，尤其在大风情况下，其影响看来是不能回避的。

总之，本文的研究无论从哪方面说，都仅仅是初步的。

参 考 文 献

- [1] Kraus, E. B. and J. S. Turner, A one-dimensional model of the seasonal thermocline II. The general theory and its consequences, *Tellus*, **19** (1967), 1: 98—106.
- [2] Denman, K. L., A time-dependent model of the upper ocean, *Journal Physical Oceanography*, **3** (1973), 1: 173—184.
- [3] Niiler, P. P. and E. B. Kraus, One-dimensional models of the upper ocean, in *Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, Pergamon Press, 1977.
- [4] 中国科学院地理研究所海洋气候组, 国家海洋局情报研究所出版编辑组, 中国近海及西北太平洋气候图集(上集), 海洋出版社, 1982.
- [5] 中国科学院海洋研究所海洋气象组, 中国科学院地理研究所海洋气候组, 渤、黄、东海海面热平衡图集, 科学出版社, 1977.
- [6] Jerlov, N. G., *Marine Optics*, Elsevier Scientific Publishing Company, 1976.
- [7] 蓝淑芳等, 渤海、黄海、东海水温垂直结构统计特征分析, 海洋科学集刊, 第25集, 1985.
- [8] Stigebrandt, A., Cross thermocline flow on continental shelves and the locations of shelf fronts, *Ecophysiology*, Elsevier Scientific Publishing Company, 1981.
- [9] Turner, J. S., *Buoyancy Effects in Fluids*, Cambridge University Press, 1973.
- [10] 沈育疆、叶安乐, 东中国海三维半日潮流场数值计算, 海洋潮沼通报, 1984, 1: 1—10.