

一种有限区域海表温度预报模式

II. 物理学部分*

王赐震 苏育嵩
(青岛海洋大学, 266003)

提要 首先阐述预报模式的物理学方程的内容,它包括海-气的热量交换、云的诊断关系、夹卷和抽吸等方面,皆以参数化形式给出;在数值积分方面重点讨论了阻尼惯性振荡的数值方法;为了检验模式的预报性能,最后给出几例数值实验以及试预报结果。

四、模式物理学方程

在 UML 热量收支方程中,除了方程(10)的平流和水平混合项之外,余者为来自 UML 表面和底层的热通量。所有这些热转移过程皆为次网格尺度物理过程。在大尺度动力学模式中用以参数化这类次网格尺度物理过程的方程称作模式物理学方程^[17]。本模式中热力学方程的模式物理学部分如下:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_2 = \frac{1}{c\rho h} \sum_{m=1}^4 Q_m + P_u + E_n \quad (17)$$

方程(17)右端各项依次表示为表面加热、抽吸及夹卷对 SST 的贡献。它们的总和用 $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_2$ 表示,以便区别于方程(10)的 $\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_1$; c 为比热。

1. 海面加热

$$\sum_{m=1}^4 Q_m = Q_I - Q_B - Q_E - Q_S \quad (18)$$

该式右端四项分别为短波辐射、海面有效回辐射、蒸发潜热及显热输送。它们的参数化式分别为^[24,29]:

$$Q_I = Q_{I,0}(1 - 0.61n)(1 - r)(1 - \beta_1 e^{-\alpha h}) \quad (19)$$

$$Q_B = \varepsilon\sigma T_A^3 [T_A(0.39 - 0.05\sqrt{e_a})(1 - kn^2) + 4(T - T_a)] \quad (20)$$

$$Q_E = \rho_a c_H L V_a (q_w - q_a) \quad (21)$$

$$Q_S = \rho_a c_H c_p V_a (T - T_a) \quad (22)$$

其中, $Q_{I,0}$ 为晴空入射辐射; r 为海面反照率; β_1 为短波辐射自海面向深层的透射量占入射总量之比,显然 $(1 - \beta_1)$ 则为表层对短波辐射的吸收率; α 为海水对透射短波辐射

* 本文 I. 刊载于本刊 21 卷 5 期 418—424 页。
收稿日期: 1989 年 8 月 4 日。

的衰减率; ε 为海面灰度; c_p 为空气的定压比热; L 为潜热; c_H 为海-气间热量及水汽的块体交换系数; σ 为斯蒂芬-玻尔兹曼常数; n 为总云量; k 为云的阻拦系数, 其经验公式为 $k = 0.59 + 0.005(\varphi - 20^\circ)$; φ 为纬度; T_a, e_a, q_a 分别为海面以上 10m 高度处的气温、水汽压和比湿, $T_A = T_a + 273$ 为绝对温度; q_w 为海面的饱和比湿, 它仅是海表温度 T 的函数。本文的参数化式(19)–(22)尚有如下特点。

(1) 方程(19)右端因子 $(1 - \beta_1 e^{-\alpha h})$ 表示被 UML 吸收的短波辐射的比率。夏季沿海及大陆架海域 UML 浅, 短波辐射又强, 透射到深层的辐射不可忽略, 因此, 上述订正是必要的。本模式取 $\beta_1 = 0.45$, $\alpha = 0.1 \text{ m}^{-1} [23]$ 。

(2) 在预报海域, 近海面空气稳定度的影响因子, 包括大气层结和风速, 在空间和时间上都有很大变化, 它对块体交换系数 c_H 的影响不容忽视, 在短期模式中将 c_H 取作常数是不妥的。为此本模式对 c_H 修正如下^[26]。

$$c_H \times 10^3 = \begin{cases} (1 + 0.066\delta T)(0.833 + 0.084V_a) \leq 2, & \delta T \geq 0 \\ (1 + 0.111\delta T)(0.889 + 0.055V_a) \geq 1, & \delta T < 0 \end{cases} \quad (23)$$

其中 $\delta T = T - T_a$, 以 $^\circ\text{C}$ 为单位, 风速以 m/s 为单位, 且限定 $V_a \geq 2 \text{ m/s}$ 。

(3) 云量 n 参数化, 云对辐射有重要影响, 是必不可少的模式参数。然而它不是天气数值预报产品, 本文试图用其他气象变量诊断之, 以供模式使用。为此我们用冲绳、济州岛、大连、青岛、上海、厦门等海洋气象站的对流层中层相对湿度与 n 求相关。云量 n 用十分法表示, 结果如表 1 所示。

表 1 云量和 700hPa 面的相对湿度

Tab. 1 Cloud covers versus relative humidities at 700 hPa

云量 n	10	7	3	0
相对湿度 $R.H$	≥ 76	62	50	≤ 30

另外, 当表面相对湿度 $RH_{\text{surf}} \geq 90$ 时是海雾产生的判据^[21], 此时也记云量 $n = 10$ 。根据以上关系, 作成如下云量诊断关系式:

$$n = \begin{cases} 10, & RH_7 \geq 76 \text{ 或 } RH_{\text{surf}} \geq 90; \\ 7 + \frac{3}{14} (RH_7 - 62), & 76 > RH_7 \geq 62; \\ 3 + \frac{1}{3} (RH_7 - 50), & 62 > RH_7 \geq 50; \\ \frac{3}{20} (RH_7 - 30), & 50 > RH_7 \geq 30; \\ 0 & RH_7 < 30. \end{cases} \quad (24)$$

其中, RH_7 为 700hPa 的相对湿度(百分数)。根据上式诊断的云量场与相同时间的卫星云图相比较, 大系统是一致的, 相关系数达 80%, 因此用上式诊断云量是可信的。

2. 抽吸和夹卷 这是造成 SST 强烈降温的雨类重要过程, 它们都是由于大气强迫使下层冷水涌入 UML 所致。在本预报海域内, 这两个过程主要限于夏季。为此, 本模式取它们的第一近似: 不计浮力的变化而仅考虑风应力(及其旋度)的强迫作用^[22], 并且取

如下的参数化式：

$$w_p = c_1 \frac{1}{\rho} \operatorname{curl}(\vec{\tau}/f) \geq 0 \quad (25)$$

$$w_e = \frac{2m}{c_i^2} (u_*^2 - u_{*c}^2) \geq 0 \quad (26)$$

w_p 为穿越 UML 底的 Ekman 抽吸速度，它是由气旋式风应力强迫所致； w_e 为海水夹卷速度。式(26)系由 UML 湍流能量方程^[26]简化而来。 $c_i^2 = \frac{\Delta\rho}{\rho} gh$ 为跃层上的内波波速。 $u_* = \sqrt{\tau/\rho}$ 为摩擦速度。 u_{*c} 为发生夹卷的 u_* 的(最低)临界值，它是湍流能量耗散的度量。关于 u_{*c} 的取值本模式由预报海域的季节平均风应力确定。 c_1, m 为可调参数，暂取 $c_1 = 1, m = 1.25$ ^[26]。而且(25)，(26)都限定 $w_p \geq 0$ 及 $w_e \geq 0$ ，即仅在下层冷水进入 UML 的情况下这两项才会对 UML 层温变化有贡献；反之当计算 $w_p < 0$ 及 $w_e < 0$ 时皆作为零处理，因为卷出过程对层温无贡献。最后，

$$P_u = -w_p \frac{\Delta T}{h} \quad (27)$$

$$E_n = -w_e \frac{\Delta T}{h} \quad (28)$$

分别为抽吸及夹卷降温率， ΔT 为跨越跃层的温差。鉴于大风期间海上缺乏观测，因此对以上两个过程的认识乃至定量描述还有待更深入一步研究。

五、时间积分

以中国海区 SST 模式为例，水平网格取 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的经纬度网格，由此限定了动力方程组的积分时间步长 $\Delta t \leq \frac{d}{\sqrt{2} c_0}$ 的取值：取 $d \sim 50\text{km}$ ， $c_0 = \sqrt{gh} \sim 30\text{m/s}$ ，由此决定 $\Delta t < 1000\text{s}$ ，本模式的动力方程组取 $\Delta t = 720\text{s}$ ，时间积分取蛙跃格式。模式物理方程的积分步长并不受上述判据约束，从物理过程的分辨率考虑 Δt 取为 1 小时，并且取时间前差格式。于是，对于温度场(热力学方程)，平流积分 5 步耦合一次强迫加热。此外，还采用了如下的稳定性措施：每 20 步蛙跃积分之后进行一次欧拉后差；漂流方程的非线性底应力项采用隐式格式；水平扩散项中的变量不用中央时刻而用前一时刻的量；为防止惯性振荡(在大洋上的一种非常普遍的运动形式)的不稳定发展，对科氏力项采用如下形式的半隐式格式替代：

$$f\mathbf{V}_d^{(n)} \Rightarrow f[\alpha\mathbf{V}_d^{(n+1)} + (1-\alpha)\mathbf{V}_d^{(n-1)}],$$

上角 $n, n+1$ 等为积分步数。使用上式的替代形式得出惯性振荡的阻尼率为

$$\left| \frac{\mathbf{V}_d^{(n+1)}}{\mathbf{V}_d^{(n-1)}} \right| = \left(\frac{1 + (2\Delta t f)^2 (1-\alpha)^2}{1 + (2\Delta t f)^2 \alpha^2} \right)^{1/2}$$

显然，参数 α 在 $0.5 < \alpha < 1$ 的取值范围则惯性振荡阻尼。本文取 $\alpha = 0.7$ ，则一天之内任一惯性振荡的振幅阻尼到原来振幅的 90%，从而有效地防止了惯性振荡的不稳定发展。

模式流程如图2所示。

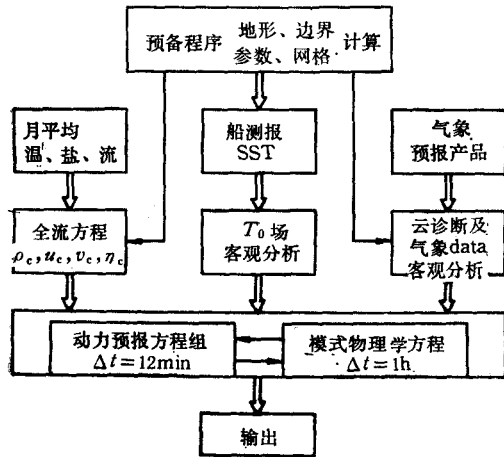


图2 预报模式流程图

Fig. 2 Flow diagram of the forecasting model

研制本业务化模式，一切从基础做起，工作量很大。为此，对目前的第一代模式又作了如下简化：(1) 略去了动量预报方程中的平流项。该动量方程(7)，(8)是预报漂流发展的。对于漂流而言风力是主要的，略去平流项是很通常的(详见附录)。(2) 余流及动力预报方程组中的层深 h 取作一个常数(平均层深)。这种“平底”模型简化了运算，但是却降低了预报流的精度，进而影响了温度平流效应和 SST 预报(尽管模式物理学部分已考虑了层深的不均一)。我们已注意到模式的这一缺欠，“斜底”模式正在试验中。在此简化基础上给出如下数值实验及试预报结果。

1. 数值实验 为了仔细检查预报模式的性能，本文给出两组实验：

一组实验不计平流，用以检查强迫加热的贡献；另一组是漂流实验。

第一组实验如图3所示，它是1979年3月7日至12日的寒潮过程中东中国海的热

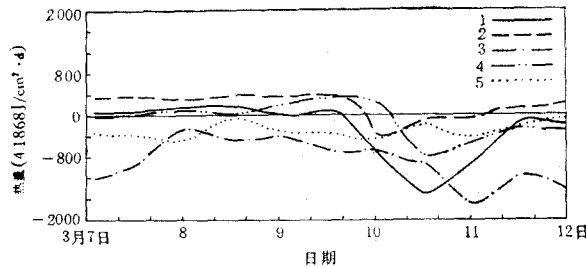


图3 加热场综合动态图

Fig. 3 Comprehensive survey of the heating field

1—黄海 (35°N, 123°E); 2—渤海 (39°N, 120°E); 3—黑潮 (28°N, 127°E);
4—东海 (31°N, 122.5°E); 5—大洋区 (28°N, 132°E)。

量收支的综合动态图，对这一实验月份，UML 在大陆架区直达海底，在大洋中也深达百米，夹卷或抽吸作用可以不计，所以在模式物理学方程(17)中仅有 $\sum_{m=1}^4 Q_m$ 起作用。由该动态图清楚地看出如下特征：其一，寒潮引起海洋降温从时间上看是自北向南，自渤海而后黄海、东海，而大洋水(本文指琉球群岛东南海域)未受寒潮影响，这一计算结果与天气实际相符。其二，从3月7日到12日的5天平均加热看，渤海、黄海已接近于热收支平衡

(如热收支零值线所示)时期,也就是说它对应于 SST 最低时期,而在黑潮主轴附近及大洋区则海洋继续失热、海温继续降低(在那里 SST 最低出现在 4 月份),这一平均加热计算结果与气候概念是一致的;其三是关于 SST 的降温率;这次寒潮侵袭最显著的降温区是黄海,从 9 日中午到 11 日中午的两天时间,该区的平均降温率为 $4186.8\text{J}/(\text{cm}^2 \cdot \text{d})$ 。假定 35°N 一带平均水深为 30m,并且仅考虑冷却作用,则两天降温达 0.7°C ,与人们的经验是相符的。以上结果说明本模式的热收支计算方程是可信的。

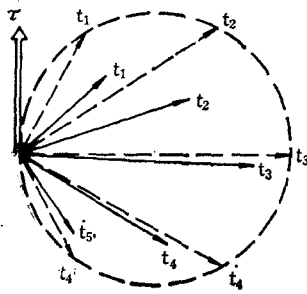


图 4 开阔大洋条件下的模式漂流 ($\phi = 30.25^\circ\text{N}$, 实线矢) 与理想平均漂流 ($\phi = 30^\circ\text{N}$, 断线矢) 的比较

Fig. 4 Comparison between the model's drift ($\phi = 30.25^\circ\text{N}$, vectors of real line) and the mean ideal drift ($\phi = 30^\circ\text{N}$, vectors of dashed line) under the condition of the unbounded ocean

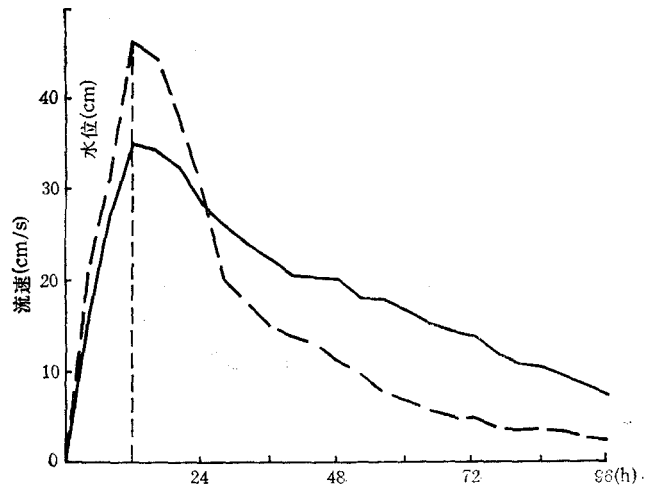


图 5 漂流消衰的数值实验

Fig. 5 Numerical experiment for the attenuation of the drift

大风吹到 12 小时后突然停止直到 96 小时。流速(实线)及水位(虚线)过程曲线由不同时刻预报领域内各自的最大值连接而成。

图 4, 5 是漂流实验结果。图 4 的圆是在常应力作用下开阔大洋的理想(平均)漂流的惯性圆(见文献[12]的式(10.39))。若以复速度 $\vec{w} = u + iv$ 表示, $i = \sqrt{-1}$, 则该理想漂流的理论解为

$$\vec{w} = \frac{\tau}{\rho f h} (1 - e^{-it})$$

取纬度 $\phi = 30^\circ\text{N}$, 则其惯性周期(半摆日)为 24 小时;另外,同一应力作用下由模式方程(7),(8)(不计水位变化)得到大洋平均漂流的数值解。由于模式格点布局所限,用以与理论解比较的格点的纬度 $\phi = 30.25^\circ\text{N}$, 因而模式格点上的惯性周期与前者稍异。尽管如此,开阔大洋条件下的模式漂流与理论解颇相似,模式漂流也表现有明显的惯性振荡特征。仅因本模式方程中包括水平扩散和底阻尼项,所以模式流速小于理论值。然而模

式值与理论值相差多少才合适? 换言之, 模式漂流的衰减是否接近实际漂流的衰减? 这是衡量模式优劣的另一项指标。为此, 本文进行了如下的数值实验: 在预报海区内, 以 20m/s 的偏南“风”连续吹 12 小时, 使漂流及水位起伏都有较大发展。此后, “风”完全止息, 漂流也逐渐消衰, 直至海面基本恢复平静。实验结果如图 5 所示: 随着大风止息, 漂流流速及水位的最大值都逐渐减小, 而两个最大值出现的位置先是在海峡附近后来都移到东部的边界附近。在大风止息 84 小时之后, 漂流消失, 水位复原。另一方面, Pollard 等人通过分析副热带洋上的海流和风的同步观测资料所得的结果是: 漂流的消衰的时间尺度为 4 天^[27]。这表明模式结果与观测事实是吻合的。以上两组数值实验结果表明: 本模式不仅有可以信赖的热力学性能, 而且有能力描述漂流的发展及消衰。

2. 试预报例 图 6 是 1979 年 3 月 7 日 08 时(北京时, 下同)作为初始场预报的 5 天 SST 预报图。本例并非用气象数值预报产品, 而是实测 FGGE (全球大气研究计划第一次全球试验)资料。天气过程为一次超极地型寒潮过程, 路径偏东, 势力强, 因而造成黄、东海普遍降温; 与此相反, 渤海湾西部因为寒潮到来之前升温明显, 而寒潮下来时这里又非寒潮侵袭区域(从地面气温变差图上明显可见, 图略), 所以 5 天后该区 SST 反而略有升温。此外, 在这次寒潮过程中, 3 月 10 日 08 时的地面天气图上在东海海域南北排列有三个气旋, 风力很强, 大风维持时间也长, 20m/s 以上的大风维持达 36 小时。在此情况下模式稳定, 漂流分布也基本合理。以上结果说明, 从大的趋势看预报结果是基本合

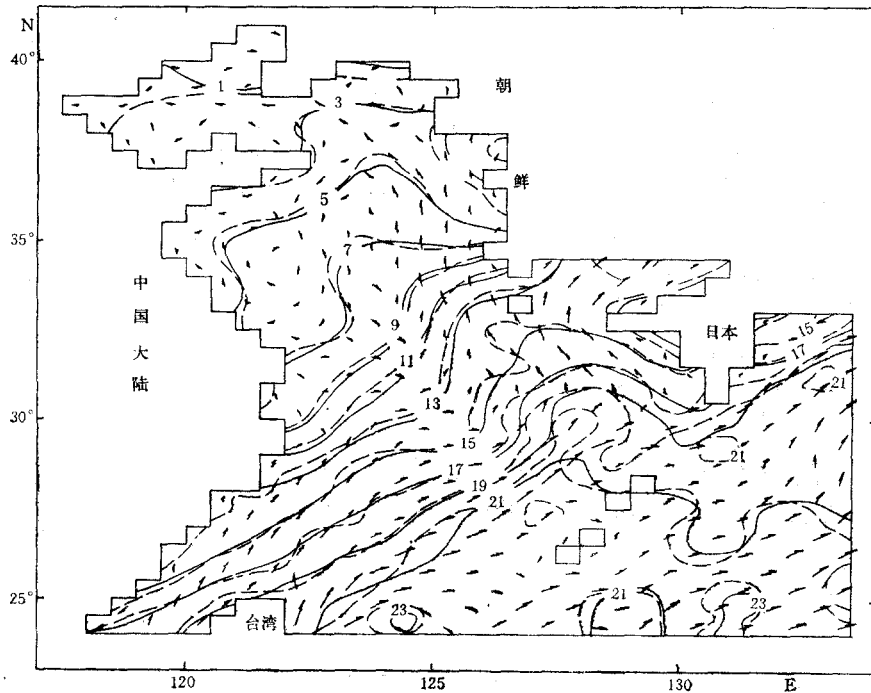


图 6 5 天 SST 预报图例

Fig. 6 Forecasting SST chart for 5th day from March 7, 1979

初值温度场由虚线表示, 预报温度场由实线给出, 矢量表示预报流速(余流加漂流)。

时间: 1979.3.7。

理的。

本文还用实测 SST 资料对上述预报例进行了误差检验。首先对 SST 船测报进行挑选,只有附合条件的实测资料才可用作检验资料。挑选的条件是:只有在 2° 纬距范围内初始海温场上有船舶报的这种实测资料才可以用作检验资料。对于以上个例的检验结果如下: 3天预报, 检验资料个数 $n = 34$, 实测温度与预报温度的绝均差 $AMD = 1.08^\circ\text{C}$, 两者的相关系数 $R = 0.95$; 对于5天预报, $n = 32$, $AMD = 1.21^\circ\text{C}$, $R = 0.88$ 。

3. 三个月的连续试报 自1989年4月该模式已搬到国家海洋局环境预报中心与气象数值预报实行联机,并经过了长时间运转。预报区域为 $15^\circ\text{N} - 42^\circ\text{N}$, $106^\circ\text{E} - 134^\circ\text{E}$, 包括全部的渤、黄、东海和南海北部的广大海域(日本海除外,在对马海峡设置了水边界)。采用1989年8—10月3个月连续的数值天气预报产品(海面以上10m高度处的风、温、湿及700hPa的湿度场)对本模式进行3天SST预报能力的考核。将三个月的气象预报产品和SST船舶报全部录入磁带之后,该模式的试预报考核工作是在短时间之内集中连续进行的。此次考核的主要结果如下:(1)连续运转3个月没有出现停机;(2)通过了优化编译。使用优化编译的目标程序进行72小时预报,一般需要Cyber 180/840机的CPU时间为8min;遇有台风天气时,需要本模式自身建立“模型”台风,以便作抽吸计算,因此占用较长CPU时间;(3)对每天预报结果进行了误差检验,任意抽样的一部分检验结果由表2给出。由此可以看出:用于检验的船舶报个数 n 平均近50个,由此计算的AMD与R是统计可信的。在气象预报没有发生明显失误的条件下,3天SST预报的精度为: $AMD \leq 1.2^\circ\text{C}$, $R \geq 85\%$,这其中气象预报误差也包含在内,这一误差范围是人们可以接受的。

表2 3天SST预报的误差检验结果(1989)

Tab. 2 Results of error detection for 3-day SST prediction (1989)

时 间		n (个)	AMD ($^\circ\text{C}$)	R (%)
月	日			
8	30	34	1.10	89
8	31	54	0.76	92
9	1	55	0.84	90
9	2	49	0.98	91
9	3	50	0.89	92
9	4	60	0.92	94
9	5	59	0.90	91
9	6	41	0.88	93

综合上述,全文(I及II)要点如下。

1. 二维UML模式、大尺度余流与漂流和潮流的区别处理、海洋动力学过程与UML物理学过程相耦合,是海洋西边界流区SST短期数值预报模式的核心;

2. 从本模式的需要出发,在动力方程组的开边界条件、云量的诊断表示、穿透辐射、夹卷与抽吸的参数化等方面的研究上,本文有所发展;

3. 从数值实验、个例试报以及连续试报等多方面对所研制的模式进行了检查。结果表明: 模式稳定, 对 UML 的热力及动力过程预报能力可信, 3 天预报精度 $AMD \leq 1.2^\circ\text{C}$, $R \geq 85\%$ 。

本文在实现 SST 短期数值预报方面已经迈出重要的一步。然而, 本模式作为一项起始性研究, 尚有许多缺欠。比如: 黑潮余流场的描述不够客观; 尚未考虑斜压模态对于流的影响, 在大陆架和沿海以外的深海区域, 斜压模对于环流的影响不可忽视。此外, 为提高 SST 的预报精度, 还须在实时观测的质量及其客观分析的精度上有所提高。

附录

为了对漂流方程中的平流项 AD 与应力项 ST 、科氏力项 FV 作量级比较, 规定有关参数如下: $h \sim 10^4\text{cm}$, $\tau \sim 1\text{dyn/cm}^2$ (对应 $V_d \sim 10\text{m/s}$), $f \sim 0.7 \times 10^{-4}/\text{s}$ (对应 $\varphi \sim 30^\circ\text{N}$)。从平均漂流的力平衡关系知: $\tau \sim \rho h f V_d$, 于是

$$V_d \sim \frac{\tau}{\rho f h} \sim 1.5\text{cm/s}。$$

本模式所关心的区域正是西边界流区。为使量级估计有说服力, 黑潮流速取极大:

$$V_c \sim 100\text{cm/s}。$$

再由漂流及余流的水平尺度 $L_d \sim 10^8\text{cm}$, $L_c \sim 10^9\text{cm}$, 估计各自的速度梯度:

$$\frac{\partial V_d}{\partial n} \sim \frac{V_d}{L_d} \sim 10^{-8}/\text{s},$$

$$\frac{\partial V_c}{\partial n} \sim 10^1 \cdot \frac{V_c}{L_c} \sim 10^{-6}/\text{s}。$$

以上 $\frac{\partial V_c}{\partial n}$ 的估计仅适用于西边界流区, 该区余流的切变比平均切变大, 而且这一切变值已为本模式所分析的大尺度余流场所证明。由上述各量可对 AD , ST 及 FV 估计如下:

$$AD \sim |\nabla_c \cdot \nabla V_d + V_d \cdot \nabla V_c| \leq V_c \frac{\partial V_d}{\partial n} + V_d \frac{\partial V_c}{\partial n} \sim 10^{-6}\text{cm/s}^2,$$

$$ST \sim \frac{\tau}{\rho h} \sim 10^{-4}\text{cm/s}^2,$$

$$FV \sim f V_d \sim 10^{-4}\text{cm/s}^2。$$

由上述量级分析清楚地看出, 平流项在漂流方程中是可忽略的小项, 既使在西边界流区以及对于低纬度海域(本预报海域的南界为 15°N) 也不例外。

参 考 文 献

- [20] 王赐震、苏育嵩, 1990。一种有限区域海表温度预报模式 I. 动力学部分, 海洋与湖沼 21:5。
- [21] 王彬华, 1983。海雾。海洋出版社, 170—232 页。
- [22] Halpern, D., 1974. Observations of the deepening of the wind-mixed layer in the North-East Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 4: 454—466.
- [23] Ivanoff, A., 1977. Oceanic Absorption of Solar Energy, in *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, ed. by E. B. Kraus, Pergamon, New York. pp. 47—71.
- [24] Kraus, E. B., 1972. *Atmosphere-Ocean Interaction*, Charendon Press, Oxford. Chapt. 3, pp. 75—100.
- [25] Lighthill, M. J., 1969. Unsteady wind-driven ocean currents. *Quart. J. R. Met. Soc.* 95: 675—688.
- [26] Niiler, P. P. and E. B. Kraus, 1977. One-dimensional Models of the Upper Ocean, in *Modelling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, ed. by E. B. Kraus. Pergamon, New York, pp. 143—172.
- [27] Nitta, T., Y. Yamagishi and Y. Okamura, 1977. A preliminary report on numerical simulation of synop-

- tic scale atmospheric motion and the associated sensible and latent supplies from sea surface during the AMTEX'74 period. *Papers in Met. and Geoph.* 25: 233—250.
- [28] Pollard, R. T. and R. C. Millard, 1970. Comparison between observed and simulated wind-generated inertial oscillations. *Deep-Sea Res.* 17: 713—821.
- [29] Ramage, C. S. and A. M. Hori, 1981. Meteorological aspects of El Niño. *Mon. Wea. Rev.* 109: 1827—1835.

A MODEL OF SST PREDICTION FOR LIMITED REGION II. THE MODEL'S PHYSICAL EQUATION

Wang Sizhen and Su Yusong

(*Ocean University of Qingdao, 266003*)

ABSTRACT

The model's physical equation is to parameterizing some subgrid-scale processes and the physical processes in the present numerical model. The transmission and attenuation of solar energy in the ocean are considered. A simple diagnostic equation for the cloud covers based on the humidities at the surface and the mid-troposphere is proposed. The parameterized formula of both entrainment and Ekman pumping are improved.

In the numerical integration, the treatment on damping the inertial oscillations is emphasized. The initialization and objective analysis of the data which are necessary for the operational prediction will be presented in another paper.

Results of SST prediction and some numerical experiments are given here. The model is computationally stable and successful in modelling the behaviors of the drift and the mixed layer physics, and the AME (Absolute Mean Error) $\leq 1.2^\circ\text{C}$, RC (correlation coefficient) $\geq 85\%$ for 3-day SST forecasting.