

西北太平洋东部赤道流系的诊断计算

袁耀初 王亚琴

(国家海洋局第二海洋研究所, 杭州)

摘 要

在1979年我国首次对西太平洋东部的赤道海区调查研究的基础上, 我们对此海区进行了海流的诊断计算。计算表明, 定常风场对表面流的影响很大, 但随深度增加, 它的影响减小了, 在75m层或100m层, 几乎没有影响。由于定常的偏东风的作用, 在上层引起发散的西向流, 由此将在赤道附近产生上升流。潜流的最大速度为88—90cm/s, 出现在200m水层上。本文对深层流作了简单的讨论。

赤道流系较为复杂, 它大致可分为北赤道流、北赤道逆流、南赤道流、南赤道逆流、赤道潜流、以及在赤道潜流之下的一支西向流, 被命名为中间赤道流。这些流中, 特性最显著的是赤道潜流, 它是一支在赤道附近、次表层的较强的东向流, 在太平洋与大西洋的赤道海区中, 存在较持久并位于温跃层中(如图1所示, 温跃层的位置), 因而潜流的位置, 在西太平洋较深, 在东太平洋较浅。本文研究海区的范围为 0° — 5° N, 160° — 165° E, 海区的最深处近4800m, 最浅处也超过2500m, 所有的水文资料是由“向阳红09”海洋调查船在1979年1月3日—3月4日与4月22日—5月26日的两个航次的调查获得的(温盐、流速与风速等)。

关于赤道流系的理论模式, 有许多评述文章, 例如文献[1—5]等。关于赤道流系的诊断模式的计算, 也有许多工作, 例如文献[6—14]等。袁耀初曾对三种类型的诊断模式作过研究^[15], 本工作就是在这个研究基础上, 采用的一个较为成功的诊断模式与计算方法。

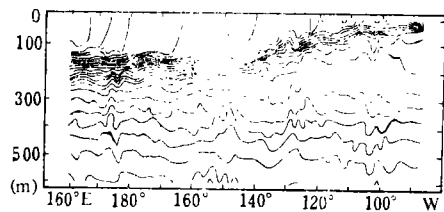


图1 在太平洋赤道平面等温线分布
(引自Colin等, 1971)

一、诊断模式以及参数与网格选取

基于工作[15], 我们选择了能反映主要物理过程的第三个诊断模式, 即认为(1)在赤道附近, 运动方程式中非线性项是很重要的, 可由三点可知: 1)比较线性模式与非线性模式^[2], 可以发现只有考虑非线性效应, 才能在次表层内反映出一支强化的东向流的出现; 2)数量级的估算, 如Knauss指出的^[16], 在赤道附近非线性项与压力梯度项是相同量级

的^{〔1〕}；3)如果只考虑部分的非线性项，如只考虑 $v\frac{\partial u}{\partial y}$ 与 $v\frac{\partial v}{\partial y}$ 二项，工作〔15〕指出也是不行的。但在我们的模式中，忽略了 $w\frac{\partial u}{\partial z}$ 与 $w\frac{\partial v}{\partial z}$ ，关于这一点，下文将说明。(2)层化效应必须考虑，在赤道附近热动力与风动力在动力学关系上，要比在中纬度的海洋有更强的耦合^{〔2〕}。(3)垂直涡动粘滞项在赤道海区的上层水中是重要的，不能忽略。(4)水平涡动粘滞项与非线性项相比较虽是次要的，但对数值计算的稳定性来说，也不能忽视^{〔16〕}。(5)局部时间的变化项，正如文献〔16〕所指出，它与压力梯度项相比，是一个小量，可以略去，这样可以得出以下的模式方程式

$$u\frac{\partial u}{\partial x} + v\frac{\partial u}{\partial y} - \beta yv + \frac{\partial D}{\partial x} = A_i\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) + A_z\frac{\partial^2 u}{\partial z^2}, \quad (1)$$

$$u\frac{\partial v}{\partial x} + v\frac{\partial v}{\partial y} + \beta yu + \frac{\partial D}{\partial y} = A_i\left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) + A_z\frac{\partial^2 v}{\partial z^2}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0. \quad (3)$$

式中， $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ ， D 为动力高度， A_i 为水平涡动粘滞系数， A_z 为垂直涡动粘滞系数。本文取左手坐标系， x 的正方向指向东， y 的正方向指向北， z 的正方向指向地心。

在海面上满足以下的边界条件

$$\left. \begin{aligned} A_z \frac{\partial u}{\partial z} &= -\tau_x, \\ A_z \frac{\partial v}{\partial z} &= -\tau_y, \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

其中 $\vec{\tau}(\tau_x, \tau_y)$ 为风应力。在海底， $u=v=w=0$ ，由于资料不足，实际只能在某一个深度上近似地满足，在侧面边界上， u, v 是给定的。

上述方程组的数值求解方法，参见文献〔15〕。

由于资料上考虑，本工作只计算在1979年的第一航次（1月3日—3月4日）的海流，对第二航次（4月22日—5月26日）本文只作简单分析。根据1月3日—3月4日的风场资料，在此海区东北风出现的机率最大，东风次之，因此本计算首先考虑东北风，其次是东风，此期间的平均风速值为6.3m/s。

具体计算， A_z 值取为1, 10, 100cm²/s三个值； A_i 值取为5×10⁷, 10⁸, 5×10⁸, 10⁹, 5×10⁹, 10¹⁰cm²/s六个值，以作各种比较。

网格点选取，在 y 方向取等间距0.5°，在 x 方向上网格点 x_i ($i=1, 2, 3, 4, 5$) 分别为160°50.5'E, 161°41'E, 162°31'E, 163°20'E, 164°10.5'E。在垂直方向取非等距网格点，即 $z_k=0, 10, 20, 30, 50, 75, 100, 125, 150, 200, 250, 300, 400, 500, 600, 700, 800$ m。由于资料缺乏（特别是流速的资料）本文取800m为零面。对一些非测量点

的网格点, 采用内插求值。流速的边界条件, 在纬度等于或大于 1.5°N 的边界上, 采用地转方法计算, Hidaka曾指出^[7], 可以作这样的近似处理, 当然是较粗略的。在此纬度以外的边界上, 采用一些实测的流速和内插值。关于边界条件对解的影响, 以下将说明。此外, 边界上还要满足总的流量守恒条件。

我们共计算了12个计算方案, 表1列出了与本文分析有关的5个方案。

表1 主要的计算方案与相应的参数变化

方 案	A_1 (cm^2/s)	A_2 (cm^2/s)	风 速 方 向 ($V_W = 6.3\text{m/s}$)*
C-1	10^8	10	东 北 风
C-2	5×10^7	10	东 北 风
C-3	10^8	100	东 北 风
C-4	5×10^7	10	东 风
C-5	5×10^7	10	风速为零

* 除方案C-5以外。

二、计算结果的讨论与分析

计算表明, 所有的计算方案都是收敛的。我们讨论分析以下几个问题。

1. A_1 的取值必须满足一个原则, 即在赤道附近, 水平涡动粘滞项必须小于非线性项, 因此, $A_1 \leq 10^8 \text{cm}^2/\text{s}$, 此时边界条件对解的影响很小。因此, 此时即使边界条件给值粗糙些, 也不至于对内部的真实解有较大扰动, 解主要由密度场决定, 在上层还较强烈地依赖于风场。当 A_1 增大时, 例如取为 10^9 — $10^{10} \text{cm}^2/\text{s}$, 解依赖于边界条件, 因此合理的 A_1 值应在 10^7 — $10^8 \text{cm}^2/\text{s}$ 范围内。以上事实, 文献[12, 13]已指出过。比较图2a、b, A_1 值取为 $5 \times 10^7 \text{cm}^2/\text{s}$ 与 $10^8 \text{cm}^2/\text{s}$, 表层流的流向基本一致, 在数量上有些差别, 在深层, 二者差别更小。

2. 上层流约在125m以上, 即温跃层以上的水层, 流场具有以下特点:

(1) 定常风场对表面流影响很大。比较图2、图3a与图3b (图中 $i=1, 2, 3, 4, 5$ 分别位于 $160^{\circ}50.5'E, 161^{\circ}41'E, 162^{\circ}31'E, 163^{\circ}20'E, 164^{\circ}10.5'E, j=0, 1, 2, \dots, 9$, 分别位于 $0^{\circ}, 0.5^{\circ}, 1^{\circ}, \dots, 4.5^{\circ}$, 以下的图皆相同), 可以知道, 在不同的风场作用下, 表层流况很不一样。图3b是无风的情况下, 由于在赤道附近压力梯度向东, 科氏力又很小, 所以表层流在赤道附近的流向偏向东。而在东北风作用下 (图2a), 或者东风作用下 (图3a), 表层流都偏西。计算还表明, 在偏东风作用下, 赤道附近的上层流 (特别在75m以上)基本上是一支发散的西向流, 由此在赤道附近将有上升流产生。这一点文献[2, 3, 16]也指出过。

在75m水层, 东北风作用下的流场与东风作用下的流场基本一致, 而在100m水层, 几

种定常风场作用下的流场都是一致的。这与Sarkisyan得到的结果是一致的。但这并不能说，风场对潜流不起作用。恰恰相反，非定常风场的变化与潜流的变化密切相关^[2-4]。正如上面已指出的，风的动力与热动力在赤道附近会有更强的耦合。

(2) 在上层流中，动量方程式中 $A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$ 与 $A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ 也是重要项，不同的 A_z 值，流场有一定差异，当 A_z 减小时，上层流的流速一般增大。但项 $A_z \frac{\partial^2 u}{\partial z^2}$ 与 $A_z \frac{\partial^2 v}{\partial z^2}$ 的相对重要性随着深度增加而减小，也反映对不同的 A_z 值，在较深的水层上的流速的差异将减小，例如在125m水层，比较图4a与图4b，可见它们的流向基本一致。通过计算结果分析，认为 A_z 值范围应在 $10-10^2 \text{cm}^2/\text{s}$ ，且 A_z 的量级为 $10 \text{cm}^2/\text{s}$ 似乎更为合理些。这与文献[3, 4, 13, 17]指出的范围是一致的。

3. 赤道潜流

计算结果表明，潜流具有以下特性：

(1) 由图5a、b可知，在150m水层的赤道附近，只在东部 $0.5^\circ-1.5^\circ\text{N}$ 处出现东向流，而在200m水层赤道附近都出现东向流，并且是赤道潜流的核心，从不同的计算方案表明，最大的速度范围为 $88-90 \text{cm/s}$ 。在400m与500m水层，赤道附近还有东向流出现，尽管其速度值已较大地减小。

(2) 所有的计算方案都表明，赤道潜流基本上是流向偏向赤道方向的东向流（图5b、图6a、b），而赤道潜流的流速东分量要大于子午向分量。这是赤道潜流的一个很重要的性质。

(3) 由图5b、图6a、b可以发现潜流的最大速度并不在赤道上，而在 $0.5^\circ-1^\circ\text{N}$ 之间，为什么潜流的最大速度会向北移动呢？Charney与Speiegel的理论指出^[18]，由于流速的子午向分量的存在，使潜流的核心向着风的这个分量方向的逆向移动，可以证明，这个论点对于层化模式也是成立的（参见文献[3]）。应用于我们的海区，此时盛行东北风，根据上述理论，潜流的核心应向风的子午分量方向（向南）的逆向移动，即向北移动，这

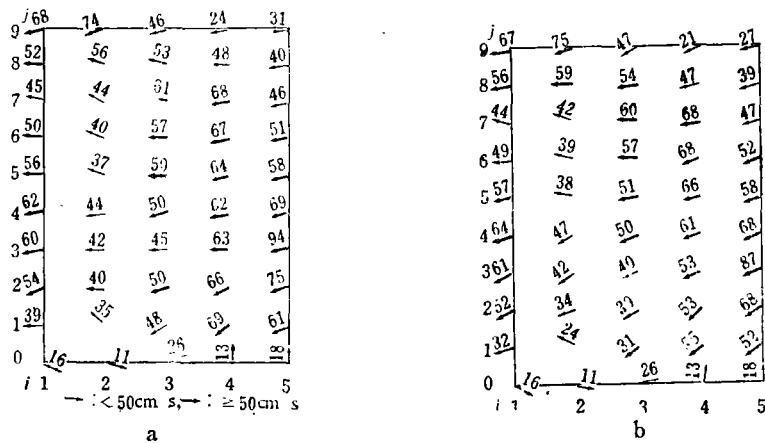


图2 表层流速分布
a. 方案C-2, b. 方案C-1

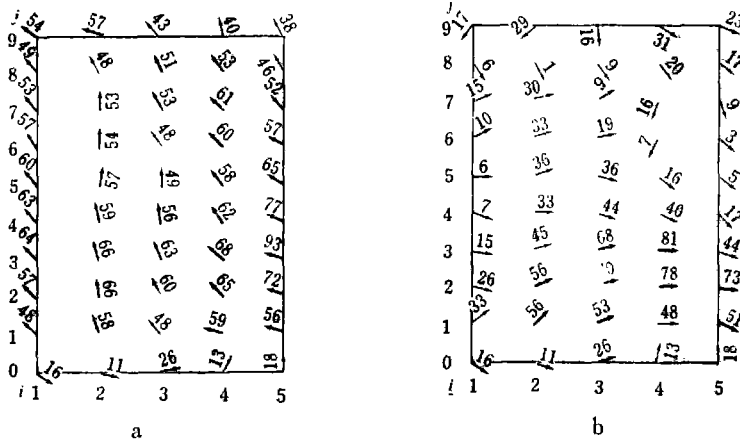


图3 表层流速分布

a. 方案C-4; b. 方案C-5

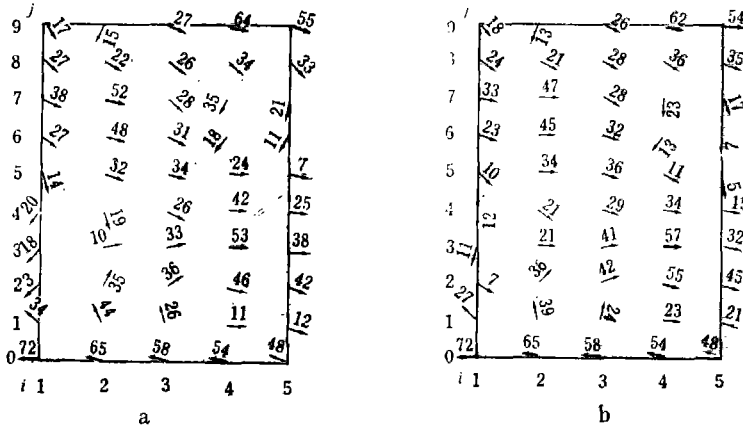


图4 125m水层流速分布

a. 方案C-1; b. 方案C-3

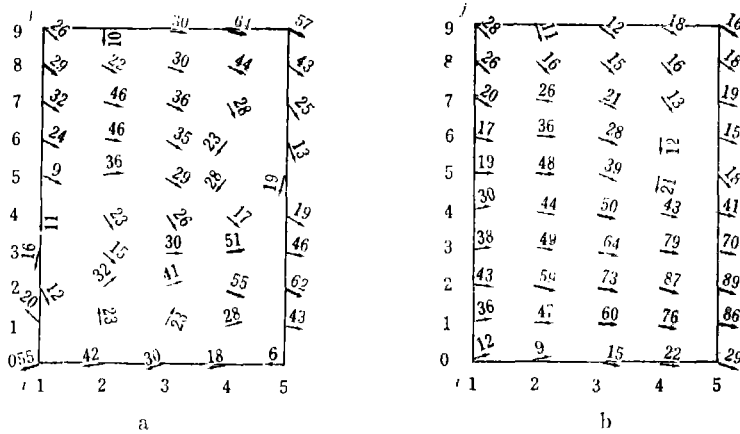


图5 方案C-2, 150m水层的流速分布(a)与200m水层的流速分布(b)

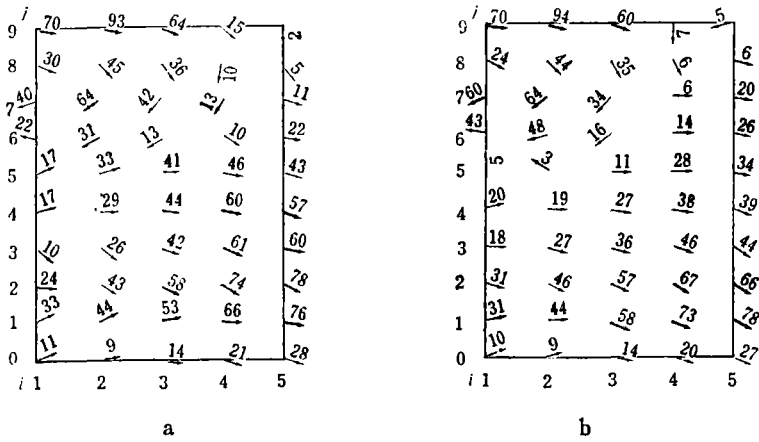


图6 方案C-2, 250m水层的流速分布(a)与300m水层的流速分布(b)

就说明潜流的最大速度为何向北移动。

4. 所有的计算方案都说明 (如图6a、b), 在250m与300m水层, 3.5°—4.5°N, 160°50.5'—162°31'E范围内, 都出现了反气旋式的涡, 但在400m水层不甚明显, 似乎消失。

5. 深水流。我们不能回答在我们的计算中潜流达到的最深深度, 同样也不能正确地回答深层海流的流况, 其原因有三个: (1)取800m作为计算零面 (由于资料上问题);

(2)模式忽略了 $w \frac{\partial u}{\partial z}$ 与 $w \frac{\partial v}{\partial z}$, 这两项在上层不重要, 但在深水中相对会显得重要, 尽管从整体上, 非线性的总的效应随深度而减小。本文没考虑这两项, 不是方法上有困难, 而是由于计算机容量的限制; (3)深层水的资料 (温盐资料等) 需要比上层水的资料更要准确。

虽然这样, 我们还可以根据很少数的深层测流资料来讨论一些问题。例如在0.5°N, 165°E站的600m水深上, 由1979年2月4日—5日两天时间内的测流资料, 求得平均流速的x分量是东向的。但由在赤道165°E站的900m水深流资料, 2月6日—7日两天时间内求得的平均流速的x分量是西向的, $\bar{u} = -7.7\text{cm/s}$, 总的平均流速为28cm/s。在赤道160°E站的1050m层, 由1979年4月22—24日的测流资料, 求得总的平均流速值为26.9cm/s, $\bar{u} = -7\text{cm/s}$, 即西向的。以上的测流值, 由于测量时间短, 仅作参考。这支西向流, 被命名为中间赤道流。文献(3, 19)也指出, 在赤道附近的海流垂直结构非常复杂, 经历了多次转向。

由于流的实测点都在海区的边界, 而不在内部的计算点上, 所以不能进行流的计算值与实测流的比较。

6. 对于第二航次 (4月22日—5月26日), 由于资料上的一些问题, 未作数值计算。但讨论以下几点: (1)与第一航次比较, 等密度线稍有些向上扩展; (2)在4月22日—5月26日的风场资料中, 以ENE方向的机率最大, 这期间的平均风速为6m/s, 因此从风场情况来看, 两个航次相差不大; (3)在赤道165°E站上各层测流的资料 (4月28—29日), 潜流的最大的平均流速仍出现在200m水层, 其平均流速为79cm/s。

三、结 语

关于赤道流系的诊断计算,应从以下几点努力:(1)由于赤道附近速度场的求解较强烈地依赖于密度场,因此对 layers (特别是深水层)需要更加精确的温盐等测量。(2)完善物理模式,考虑项 $w \frac{\partial u}{\partial z}$ 与 $w \frac{\partial v}{\partial z}$ 。(3)与各种模式研究进一步结合,加深对诊断计算的结果的理解。(4)改进计算格式,减小计算的粘滞系数。

感谢来宝兴同志编写了本计算的程序。

参 考 文 献

- [1] Robert, S.A., A review of the calculation of ocean current at the equator, *Deep sea Research*, 6 (1960), 287—297.
- [2] Gill, A.E., Models of equatorial currents, *Symposium on Numerical Models of Ocean Circulation*, Nat. Acad. Sci., Oct. 17—20, 1972, 181—203.
- [3] Philander, S. G. H., Equatorial undercurrent: measurements and theories, *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 11 (1973), 3, 513—570.
- [4] Philander, S.G.H., The equatorial undercurrent revisited, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 8(1980), 191—204.
- [5] Semtner, A.J., Recent models of the equatorial undercurrent, *Ocean Modelling*, 3(1981), 1—2.
- [6] Hidaka, K., Nonlinear theory of an equatorial flow, with special application to the Cromwell current, *J. Oceanogr. Soc. Jap.* 20th Anniv., Vol., 1962, 223—241.
- [7] Hidaka, K., The computation of current on equator and near equator from the sea density, *Ocean Science*, 11 (1979), 11, 932—945.
- [8] Hidaka, K., The nonlinear computation of equatorial current system, *Oceanic Science*, 12(1980), 1, 65—74.
- [9] Sarkisyan, A.S., On dynamics of currents in the Equatorial Atlantic, *Proc. symp. Oceanogr. Fish. Res. Trop. Atl. Abidjan*, Ivory coast, UNESCO, Paris, 1969.
- [10] Sarkisyan, A.S., A theoretical model of flow velocity calculation in an oceanic basin including equator, *Morsk. Gidrofiz. Issled.*, Izd. MGI AN USSR, 2(1970), 48.
- [11] Sarkisyan, A.S and Serchyakov, A. A., On some results of diagnostic calculations of the equatorial currents, *Morsk. Gidrofiz. Issled.*, Izd. MGI AN USSR, Sevastopol, 3 (1974), 66.
- [12] Саркисян, А.С., Численный анализ и прогноз морских течений, Гидрометеоздат., Ленинград, 1977.
- [13] Демин, Ю.Л., Саркисян, А.С., К динамике течений экваториальной зоны океана, *Физика Атмосферы и Океана*, 13 (1977), 3, 282—297.
- [14] Holland, W.B. and Hirschman, A.D., A numerical calculation of the circulation in the north Atlantic Ocean, *J. phys. Oceanogr.*, 2 (1972), 4, 336—354.
- [15] Yuan Yaochu, A study of several models for the calculation of an equation flow, *La Mer*, 22 (1984), 167—174.
- [16] Knauss, J.A., Further measurements and observations on the Cromwell current, *Journal of Marine Research*, 24 (1966), 2, 205—240.
- [17] Charney, J.G., Nonlinear theory of a wind-driven homogeneous layer near the equator, *Deep Sea Res.*, 6 (1960), 303—310.
- [18] Charney, J.G. and Spiegel, S.L., The structure of wind-driven equatorial currents in homogeneous oceans, *J. Phys. Oceanogr.*, 1 (1971), 149—160.
- [19] Taft, B.A., Hickey, B.M., Wunsch, C. and Baker, D.J., Equatorial undercurrent and deeper flows in the central Pacific, *Deep Sea Research*, 21 (1974), 403—430.