

赤道地区对中纬度动力学的变化

我们在 Stommel 或 Munk 风生环流和 Sverdrup 平衡看到，没有特别针对赤道的问题。事实上，Stommel 在根本没有旋转的地球上解出了他的环流。但是我们需要回到正压位涡平衡并讨论赤道动力学不同的一方面（包括线性化）。

Stommel 和 Munk 风生环流模型里用到了一个线性化的小参数，Rossby 数，我们要来重新考虑。回想

$$\begin{aligned}
 f &\approx [f] \\
 \xi &\approx [u/L] \\
 h &\approx [h] \\
 H &\approx [H_0] \\
 \left[\frac{f + \xi}{H + h} \right] &\approx \left[\frac{f}{H_0} \right] \left[\frac{1 + (u/fL)}{1 + (h/H_0)} \right] \approx \left[\frac{f}{H_0} \right], \text{如果} \\
 R &\equiv [u/fL] \ll 1, \text{并且} [h/H_0] \ll 1
 \end{aligned}$$

很明显，在赤道附近， f 变得很小，Rossby 数的这个定义让人怀疑流动不再是线性的。但是，我们用稳定的流动来算算它：

$$\begin{aligned}
 f &= \beta y; f_y = [\beta] \\
 \xi_{x,y} &\approx [u/L] \\
 \frac{d}{dt}[f + \xi] &= v\beta + (u\xi_x + v\xi_y) \approx [\beta u][1 + (u/\beta L^2)] \\
 \frac{d}{dt}\left[\frac{f + \xi}{H + h} \right] &\approx \left[\frac{\beta u}{H_0} \right] \left[\frac{1 + (u/\beta L^2)}{1 + (h/H_0)} \right] \approx \left[\frac{\beta u}{H_0} \right], \text{如果} \\
 R_E &\equiv [u/\beta L^2] \ll 1, \text{并且} [h/H_0] \ll 1
 \end{aligned}$$

对于赤道动力学，一个新的很小的参数 R_E 表示线性流动，像对中纬度的理解一样。这不像中纬度要求那样高。试着在两个“Rossby”数的定义中代入一些值，看看哪个更大。回想 β 的定义。在赤道它的值大约是 $2 \times 10^{-11} (\text{ms})^{-1}$ 。

接近赤道地区的运动方程可以写为赤道 β 平面，方程如下：

$$\frac{du}{dt} - \beta yv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - ru + \frac{\tau_z^x}{\rho},$$

$$\frac{dv}{dt} + \beta yu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - rv + \frac{\tau_z^y}{\rho},$$

$$0 = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g,$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0,$$

$$\frac{d}{dt} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

赤道附近的稳定的线性流动中，有 (d/dt) 的项都为 0。前两个方程化简如下：

$$-\beta y v = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} - r u + \frac{\tau_z^x}{\rho}$$

$$+\beta y u = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - r v + \frac{\tau_z^y}{\rho}$$

在赤道，上述两个方程的左边都消失了。这导致在非常近海表面有一个平衡，那里的压强梯度很小，流动是沿着风的方向。当压强梯度比风强迫大的时候，流动沿着压强梯度的方向。Stommel (1960, DSR) 似乎是唯一一个研究出来的，风应力是纬向的并与纬度一致，这个平衡是描述赤道表层和次表层海流的核心，是在大洋环流中对赤道潜流 (EUC) 的简单解释。我们马上来进一步来看看它。

EUC 发生在深层水平压强梯度 (海盆的西面压强高，由于向西的风应力在海表面将水堆积起来) 驱动向东的流动的流动的深度。同样可以驱动经向 (南北向) 流动：在表层，风应力穿过赤道向北吹，表层流沿着风向 (南赤道流, SEC)，但在深层，压强梯度力会驱动一个反方向的向南的流动。事实上，有证据证明穿越赤道的海表面经向水坡，一般北边的海表面更高，这是赤道正的风应力造成的。回想 ITCZ，平均位于赤道的北边。

上述第二个方程被用来计算赤道的纬向地转速度。(Jerlov, 1953, Tellus) 最先研究了平衡。忽略摩擦作用 (正比于 r) 更简单的表述如下。

令 $u = u^g + u^f$ 。上述第二个动量方程中，我们得到

$$+\rho \beta y (u^g + u^f) = -p_y + \tau_z^y$$

如果上式两边对求 “y” 微分，在赤道 (y=0)，方程变为

$$+\rho \beta u^g = -p_{yy}$$

$$+\rho \beta u^f = +\tau_z^y$$

这个平衡假设

$$0 = -p_y + \tau_z^y$$

并且 u_y 是有限的。这三个方程中的第一个常被用来计算赤道地区的 “地转流”，另两个

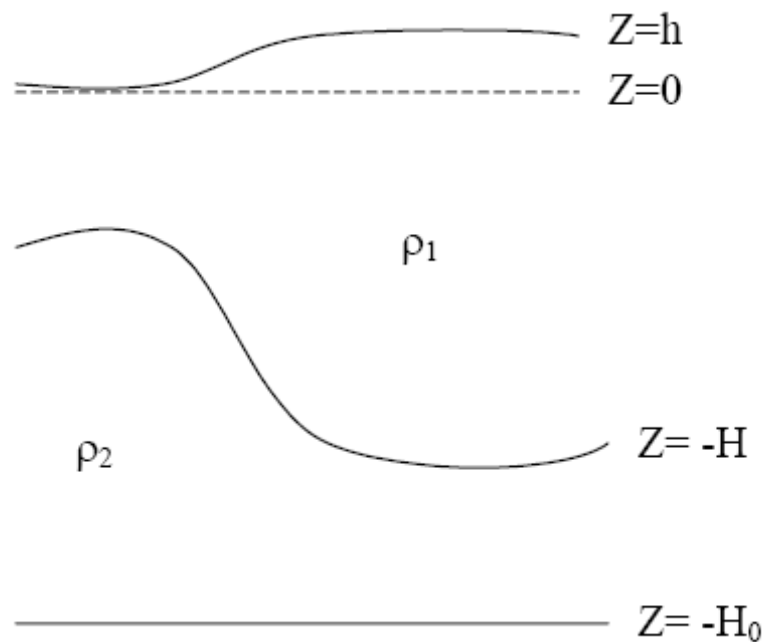
约束常被忽略了。Jouze (是的, 就是我!, 1988, JPO) 进一步讨论了。一个最近的 (还没有出版) Kessler 对赤道太平洋 Sverdrup 动力的研究, 可以在网页 <http://www.pmel.noaa.gov/~kessler/kjm01-abstract.html> 上找到。

赤道动力学 101

为了研究赤道地区纬向的动量平衡, 我们利用下式的简单动力学。

$$0 = -p_x + \tau_z^x$$

考虑右图, 我们以前的讲义中也用过。如果想象一下我们从北半球的一点看赤道太平洋 (比如说), 海表面在贸易风的作用下水坡西面向上倾斜, 斜坡下的密度越层反方向倾斜, 这样在深层没有或减弱了压强梯度。在可以运动的上层中, 我们有 $p_x = \rho_1 g h_x$ 。这在



上层总是成立, 因为假定上层密度守恒。如果我们将上式从海表面到上层中的深度 z 积分, 我们得到

$$0 = -\rho_1 g (h - z) h_x + \tau^x (z = h) - \tau^x (z), \text{ 但是}$$

$\tau^x (z) = r(z)u(z)$, 其中 $r(z)$ 是摩擦参数, 这样

$$r(z)u(z) = \tau^x (z = h) - \rho_1 g (h - z) h_x$$

如果我们了解一些 $r(z)$, 我们就能从上述最后一个方程解得纬向流随深度的变化。在近表面 ($z=h$), 最后一个方程的右面第二项很小, 流动沿着海表面风应力的方向 (向西, 因为赤道 $\tau^x (h)$ 是负的)。这是向西的南赤道流 SEC。在这个简单的例子中, 纬向流的垂直积分一定为 0 因为两边没有入流的源, 或穿过上层海水的底部。在上层的底部附近, $r(z)$ 变得很小, z 接近 $-H$, 第二项比第一项大流变为正的 (可能更大)。这是赤道潜流 EUC。没有纬向流的深度 (在 SEC 和 EUC 之间), 成为 ($z=z_0$) 可以算出来即使不知道摩擦参数的情况下。

$$0 = r(z_0)u(z_0) = \tau^x (z = z_0) - \rho_1 g (h - z_0) h_x$$

这仅仅是海表面应力恰好和水平压强梯度平衡的深度。可以解出 z_0 ，容易用数据估计出。你会回想起以前的讨论，海表面高度 h 的变化比上层的厚度 H 的变化要小很多，因子 $\Delta\rho/\rho$ 。这样我们可以用 $\Delta\rho H_x$ 来代替 $\rho_1 h_x$ 使上式更简化，用到图 5.4 中的图（课本第 2 章第 148 页）。我们来代入些数，看看能得到什么。从上面可知，我们能解得 z_0 。

$$z_0 \approx -\tau^x(z = z_0) / gh_x, \text{ 其中 } |h/z_0| \ll 1,$$

$$\tau^x \sim -0.04nt / m^2,$$

$$h_x \sim -0.5m / 9000km = -0.56 \cdot 10^{-6}, \text{ 这样}$$

$$z_0 \approx -74m$$

这实际上比海表面起伏的振幅达的多。这个深度将赤道上向西的南赤道流河向东的赤道潜流分开。课本中图 5.5 的上图是个不错的估计。

赤道海洋的观测

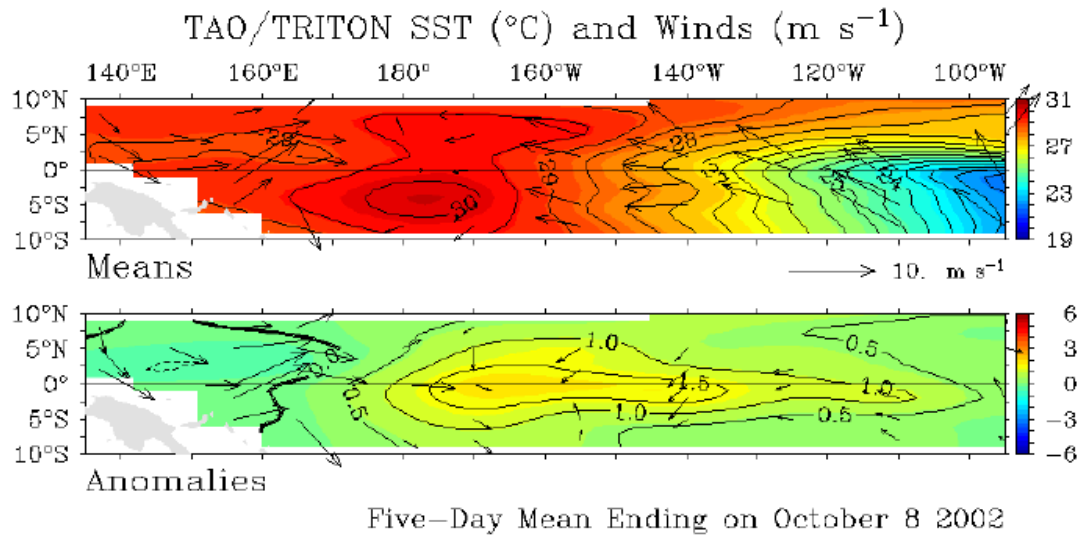
有了热带大洋和全球大气（TOGA）项目的观测，我们了解了很多赤道动力学和赤道环流变化的原因。其中一个变化，穿越太平洋的贸易风明显减弱，从西到东的温跃层斜坡减弱很多，东太平洋的冷水上升消失了，就是 El Nino。这在课本中有讨论。因为人们已经描述了这些变化的一些方面，主要归因于热带降水的变化，实时观测系统安放在赤道太平洋，在一些预报模式算过赤道动力学的地方提供数据，可以用来预报 El Nino 和它的反位相 La Nina 的发生。在下面网页可以得到数据：

<http://www.pmel.noaa.gov/tao/>。太平洋中一些锚系矩阵的位置如下图：

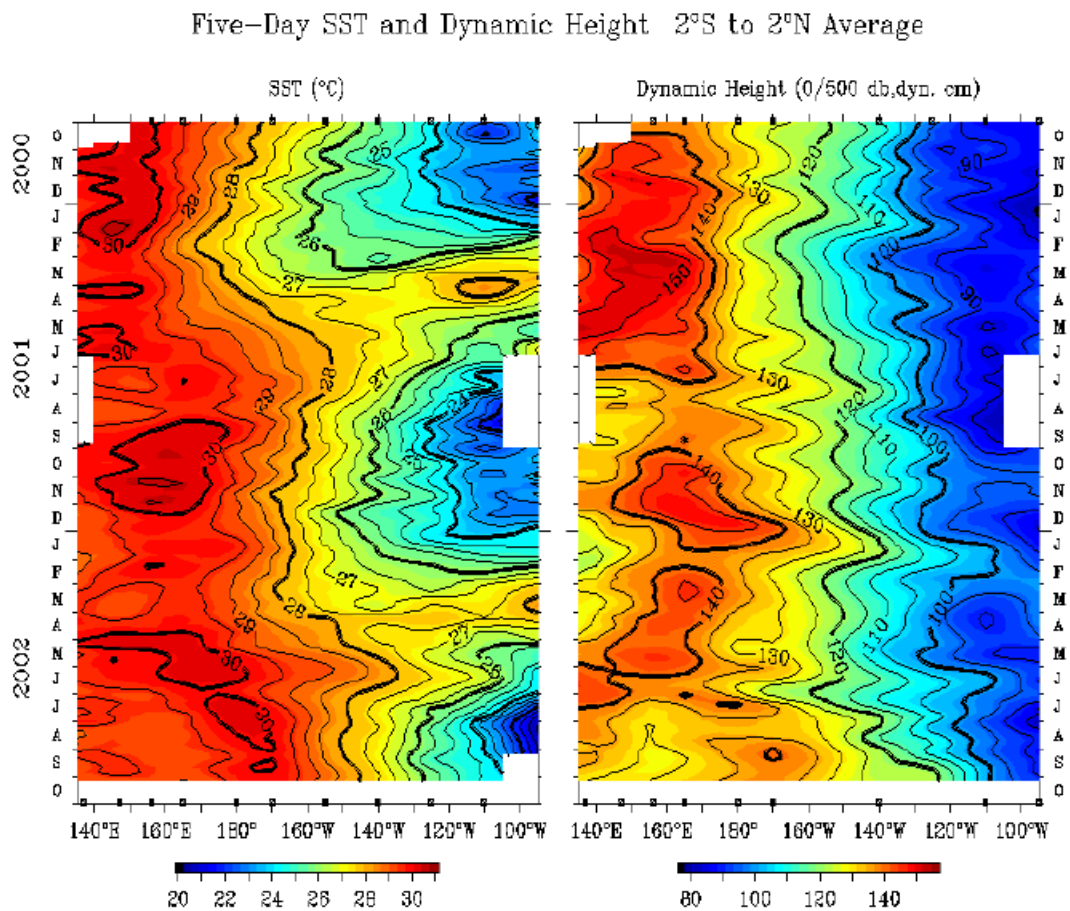


蓝点代表海表锚系浮标测量大气边界层和次表层的温度和速度。在太平洋选定的位置

上，锚定 ADCP (声学多普勒海流剖面仪) 测量上层海洋的流速剖面。所有的数据被发送回来，“实时”得到。比方说，可以看到 2002 年 10 月 8 日 (下图) 的风场和 SST (海表面温度) 对平均季节循环的异常。在西太平洋风吹向 S S T 最大值处，东边可以看到冷的 S S T。这接近“正常”状态，因为异常值很弱。

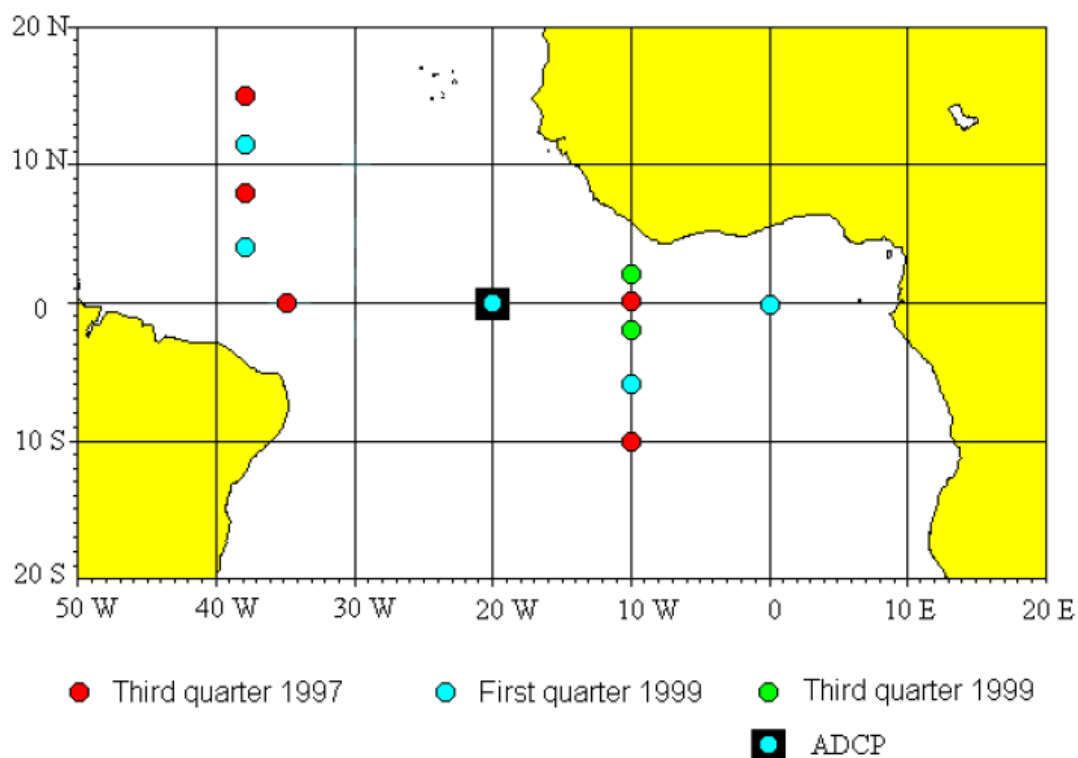


其它数据可以研究赤道上 S S T 和海表面动力高度的变化，后者来自于锚定浮标。



除了左边的 SST 季节循环，可以看到海表面动力高度的年际变化（相对于 500 分吧），在 2001 年 5 月到 2002 年 9 月间穿过太平洋的海表面高度减小很多。

在赤道大西洋有个类似的但不这么密的矩阵，叫做 PIRATA(<http://www.pmel.noaa.gov/pirata/images/pirata.gif>)。锚定浮标矩阵如下。



很难得到数据，因为锚定浮标失败或故意损坏会常有一些“差距”。这个矩阵是个“先行”矩阵，正在讨论加上或改变一些。赤道太平洋和赤道大西洋已经有的现场观测的数据情况比其它大洋好很多。