

大尺度热盐环流：热力学

目前为止，我们已经研究了作用在流体上的机械力如摩擦力和风应力。要考虑海洋中的外“力”必须考虑到海表面热量和淡水交换。这是复杂的现象并远远超出了本课程的范围。事实上关于它们的文献比机械力的文献少很多因为它们太难了！有兴趣的读者可以参阅本课程开始的参考文献里 Gill 和本科生的教材。我们会写下一些大尺度的方程，近似满足我们对热力学的需要。

内能和盐度守恒

内能或熵的守恒最后会得到以下形式方程：

$$\rho C_p \frac{d\theta}{dt} = -Q_z + (\text{sources}) = \rho C_p \left[\frac{\partial \theta}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}\theta) \right]$$

其中 C_p 是定压热容， θ 是位温， $\rho C_p \frac{d\theta}{dt}$ （内能）源来自于流体的相变（凝结，蒸发，凝固）。 Q_z 是热通量的垂直辐散，如果热通量是正的，热量从海表面释放，并从海底层进入，位温一定会减小。在海表面， Q 有很多分量，短波辐射（ Q_s ），长波或回辐射（ Q_b ），湍动感热（ Q_h ）和潜热（ Q_e ）通量，如海洋环流课本中所述。但在上述方程中，唯一的通量是考虑的辐射，从其它方面来考虑的湍动通量，我们之后再研究。

简单的，我们可以将盐度守恒写为

$$\rho \frac{dS}{dt} = 0 = \rho \left[\frac{\partial S}{\partial t} + \nabla \cdot (\mathbf{u}S) \right]$$

这比看起来的要更难，我们意识到在海表面，由于降水， P ，和蒸发， E 之间的不平衡会存在一个净速度。正的垂向速度是海表面向上的运动，由于净淡水增加：这样在海表面， $w=(P-E)$ 。之后我们会看到，自由表面盐度通量表示为 $-(P-E)S$ 。

考虑一个从海表面延伸到海底的流体柱。如果我们在这个流体柱中将位温和盐度方程积分，我们得到下式：

$$\int_{-H}^h dz \rho C_p \frac{\partial \theta}{\partial t} = Q_v + Q_e - \rho C_p w \theta \Big|_{-H}^h - Q \Big|_{-H}^h$$

$$\int_{-H}^h dz \rho \frac{\partial S}{\partial t} = S_v - \rho w S \Big|_{-H}^h, \quad \text{其中 } \chi \Big|_{-H}^h \equiv \chi(z=h) - \chi(z=-H)$$

我们现在认为由于水平流动造成的辐散集中在 Q_v 和 Q_s 这两项中。[我们之后再讨论它们，不要着急！]我们也明确的写出由于蒸发造成的内部热源项。忽略穿越海底的地热通量： $Q(z=-H)$ ，并将垂向速度，位温和盐度写为两部分： $w = \langle w \rangle + w'$ ，等，其中，括号表示“平均”，右上的一撇表示扰动，上式可另写为：

$$\int_{-H}^h dz \rho C_p \frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial t} = \langle Q_v \rangle + \langle Q_e \rangle - \rho C_p \langle w' \theta'(z=h) \rangle - \rho C_p \langle w \rangle \langle \theta \rangle \Big|_{-H}^h - \langle Q(z=h) \rangle$$

$$\int_{-H}^h dz \rho \frac{\partial \langle S \rangle}{\partial t} = \langle S_v \rangle - \rho \langle w' S'(z=h) \rangle - \rho \langle w \rangle \langle S \rangle \Big|_{-H}^h$$

上式中我们忽略了密度和热容量的很小的空间变化，只考虑<平均>量之间的平衡。湍动通量或热通量会产生非零的平均量 $\langle w' \theta' \rangle$ ；这不是适于盐度的情况，因为盐分不会穿越海-气界面 [我们会忽略 $\langle w' S' \rangle$ 项]。我们可以定义湍动感热通量为 $\langle Q_h \rangle \equiv -\rho C_p \langle w' \theta' \rangle$ 。如果我们现在写出两个辐射项（去掉 $\langle Q \rangle$ 外面的 $\langle \rangle$ 记号）

我们得到：

$$\int_{-H}^h dz \rho C_p \frac{\partial \langle \theta \rangle}{\partial t} = Q_s + Q_b + Q_v + Q_h + Q_e - \rho C_p \langle w \rangle \langle \theta \rangle \Big|_{-H}^h$$

$$\int_{-H}^h dz \rho \frac{\partial \langle S \rangle}{\partial t} = S_v - \rho \langle w \rangle \langle S \rangle \Big|_{-H}^h$$

其中我们遵循了符号惯例，正得热通量是进入海洋的。我们马上可以写出水平通量项，但先看一下上述方程：它包含了表示依赖于海表面处平均垂向速度的热量和盐度运输。这些可以用以下的恒等式消掉：

$$\langle w(z=h) \rangle = \frac{\partial \langle h \rangle}{\partial t} + \langle u(z=h) \rangle \frac{\partial \langle h \rangle}{\partial x} + \langle v(z=h) \rangle \frac{\partial \langle h \rangle}{\partial y} = P - E;$$

$$\langle w(z=-H) \rangle = \langle u(z=-H) \rangle \frac{\partial H}{\partial x} + \langle v(z=-H) \rangle \frac{\partial H}{\partial y}$$

如果我们在盐度和温度收支方程的积分外面再对时间和空间求导，并利用上式，我们得到简化的位温和盐度垂向积分方程：

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{-H}^{\langle h \rangle} dz \rho C_p \langle \theta \rangle = Q_s + Q_b + Q'_v + Q_h + Q_e, \text{ 其中 } Q'_v = -\nabla_h \cdot \int_{-H}^{\langle h \rangle} dz \rho C_p \langle \mathbf{u}^F \rangle \langle \theta \rangle$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{-H}^{\langle h \rangle} dz \rho \langle S \rangle = S'_v = -\nabla_h \cdot \int_{-H}^{\langle h \rangle} dz \rho \langle \mathbf{u}^F \rangle \langle S \rangle \approx -\rho S_0 (P - E) - \nabla_h \cdot \int_{-H}^{\langle h \rangle} dz \rho \langle \mathbf{u}^F \rangle \langle \tilde{S} \rangle$$

其中 $S = S_0 + \tilde{S}$

上述两个方程左边的量为水柱中盐含量和热含量，局地海表（由于 P-E）和海底的“平均”垂向速度非零。

盐度方程在海表面没有看出 (P-E) 项, 但是要记得积分是从海底到海表的, 并且上层海洋是不稳定的, 即使它是也会有水平体积通量 (包含在 S_v' 中), 需要海表面的 (P-E) 平衡。我们可将方程重写为 (P-E) 表示的项, 定义全球平均盐度 S_0 , 并将体积输运的水平辐散与 (P-E) 联系起来。盐度平衡对海洋的平流很敏感: 没有其他项来强迫它! 盐度平衡被用来估计海洋气候计算中的淡水输运。

我们可能还记得热量和盐度的水平涡度通量项 (正比于 $\langle u'\theta' \rangle, \langle u'S' \rangle$), 并已经推导了, 但本质上不会再加到上述方程中, 因为这些考虑与刚讨论过的垂直涡度通量类似。这分解为小尺度, 随机扰动, 平均状态的集合是涡动和湍流参数化的核心。同样, 我们会提到, 可以将降水的地区认为是在一定温度下向海表面增加体积 (或质量), 而蒸发的区域是不同的温度下减小体积。这样在海表面出现了另一个正比于 $\langle w'\theta'(z=h) \rangle$ 的通量项, 与上述的湍动感热通量略有不同。即使平均的 $w' = (P' - E') = 0$, 也会有净的热通量, 因为小尺度降水/蒸发变化与温度变化 [热带降水比海表面水/气温要低] 相关。淡水通量可以通过一个途径影响热平衡, 不光影响盐度平衡, 就是通过之前忽略的 $\langle w'S'(z=h) \rangle$ 项。在热带, 这个降水热通量变得很重要, 要正确得到净热平衡必须考虑这一项。

上述热量和盐度方程控制了海洋中的大尺度热力学。在稳定状态下, 方程左边的项都会消掉, 使课本中列出的各种海表面通量项平衡, 包括了海洋热输运辐散。一个有效的包括 (P-E) 的淡水循环, 会在全球平衡, 而不是局地的, 这就必须要有海洋平流项, 因为在海-气界面没有盐度通量。

由于海表面强迫有很强的季节性, 可能局地热量 (热含量) 会有很大变化, 局地冬季放热。热平衡的通量有很大的季节性, 除了强的水平流动, 局地热存储时大多是海洋区域的特征。在这些区域, 1-维的混合层模式就可以很好的解释大部分热量的盐度的季节变化。海洋平流会让这个 1-维平衡失效, 事实上, 需要它来平衡海表面重要的的季节平均的热通量和淡水通量。

关于辐射的一些问题

所有的物体都会以速度 $\epsilon\sigma T^4$ 辐射出能量, 其中 ϵ 是辐射率, σ 是常数 ($=5.7 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), T 是绝对温度 (K)。这称为斯蒂芬定律。对于光, 能量正比于频率, 所以表面温度大约 6000K 的太阳比绝对温度大约是 284K 的地球辐射出更多的能量在更高的频率 (更短的波长)。在地球平均半径上接收的太阳平均辐射为 $1.368 \times 10^3 \text{Wm}^{-2}$ (称为太阳常数), 在地球大气外缘接受的辐射为这个值除以 4 即 344Wm^{-2} 。这在一年之中是变化的因为地球轨道是椭圆的。现在, 地球在南半球的夏天时离太阳最近, 但是这个情况也会随时间变化 (周期大约是 23000 年)。不是所有到达地球大气层外缘的短波辐射都能到达地球表面。在海洋上, 大约一半被云反射, 被大气吸收或被海表面反射。反射的百分比称为反照率, 它随表面的性质变化很大。下表是不同表面的不同的反照率。

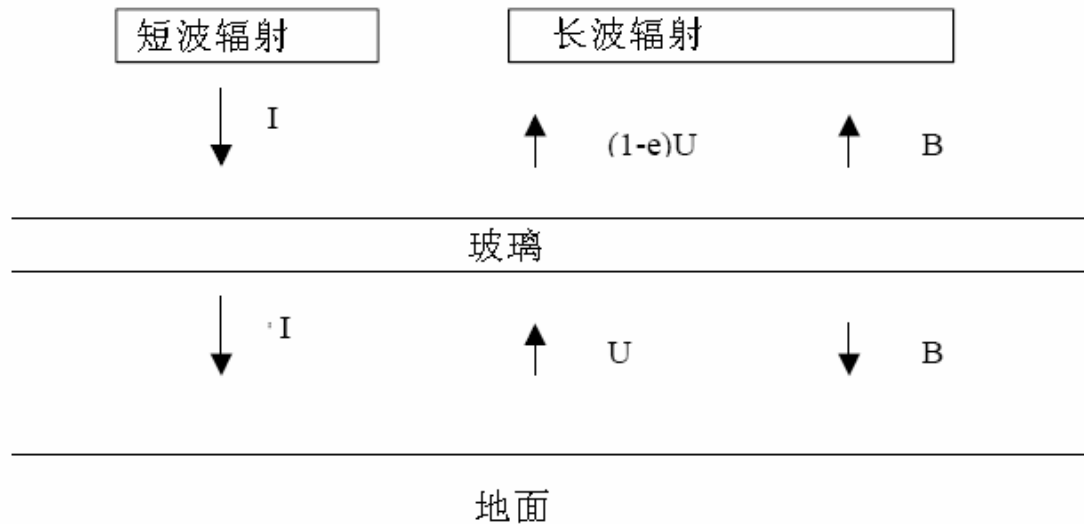
表面	反照率 (%)
雪	高达 90
沙子	35
植被	10-25
裸露的土地或岩石	10-20
建筑区域	12-18
平静的水	2

可以看到如果用水取代北冰洋的冰会很大的增加进入海水的短波辐射，这样会加热海洋。然而，云的形成会增加，吸收长波（红外）辐射，也会反射短波辐射。所以响应是复杂的，但总体上有个正反馈[意思是扰动会被放大]。

地球辐射以长波回到空气中。辐射的量取决于温度 T 的 4 次方，并且是辐射率的函数。黑体（理想辐射体和吸收体）的辐射率是 1。理想反射体的辐射率是 0。海洋的辐射率是粗糙度的函数，微波传感器在测量海洋估计皮温之前必须考虑到粗糙度。事实上，海洋的微波辐射告诉我们温度和粗糙度（与应力有关）的信息，这样可以同时估计风应力和皮温！我们称之为“皮温”是因为大部分长波辐射是由海洋表面上几厘米辐射出/吸收的。更短的波长穿透的更深，蓝光在平静，空旷的海洋中可以到达 100 米的深度。总的来说，短波辐射在上层海洋由于海水的光学性质被吸收，这些性质依赖于生物生产力。这样对于热收支严格的计算必须考虑到生物！

温室效应 [参照 Gill,1982]

考虑下面这个简单的地球模型。



这是强度为 I 的短波辐射通过单位面积上的能量通量。这个辐射穿过玻璃[大气]到达地面，全部被吸收。地球作为黑体[辐射率为 1]向外的辐射通量为 $U = \sigma T^4$ 。这个能量的一部分， e ，被玻璃吸收，对玻璃加热并使它像黑体一样辐射，辐射量为 B 。在玻璃的上下两层里，净辐射必须平衡，得到

$$I = (1 - e)U + B = U - B,$$

其中 $\sigma T_g^4 = U = I / (1 - e/2)$

这样，地面温度会增加（高达 19%：如 $e=1$ ）除了在没有玻璃（ $e=0$ ）时。试着放个测试值，比如 $e=0.1$ ，算算在上述太阳辐射值和常数 σ 的数值解下地面的温度。结果是 284K，或者说 11°C，这相当接近地球表面的平均温度。