

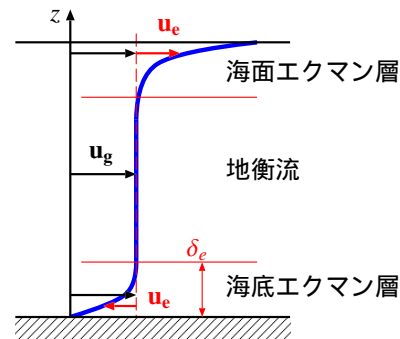
流体地球科学 第10回

東京大学 大気海洋研究所 准教授
藤尾伸三
<http://ovd.aori.u-tokyo.ac.jp/fujio/2015chiba/>
fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2015/12/18

最終更新日 2015/12/15

エクマン層



エクマン吹送流の3次元的な図

Cushman-Roisin (1994)

- 海面の風や海底の摩擦の応力は、エクマン層内でコリオリカとバランスして、その外には影響しない(コリオリカがないと、放物線)
- 層の厚さは、コリオリ係数に依存...係数が小さい(低緯度)ほど、厚い
エクマン深度...
 { 赤道では、無限大(別のバランスを考える)
 { 一般には、数メートル~数十メートル
- 一般には、エクマン層の方が海面冷却による混合層より薄い(夏季でもエクマン層内で水が上下に混合され、薄い混合層が形成される)

前回のポイント

エクマン流...粘性とコリオリカがバランスした定常流

- { エクマン吹送流 ... 風が海面に作るエクマン流
- { 海底摩擦によるエクマン流 ... 海底面上で流れを相殺する

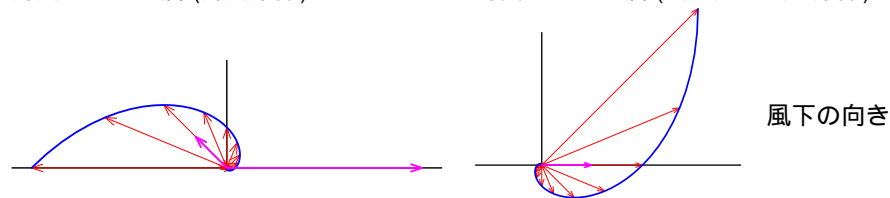
- 海面や海底に加えられた力は、粘性により遠ざかる向きに伝えられる境界から離れるに従って、流速は小さく、流向は時計回りに回転(北半球)

エクマン輸送 ... エクマン流速の鉛直積分 (m^2s^{-1}) 流量 (m^3s^{-1}) ではない

- エクマン流に働くコリオリカの鉛直積分 = エクマン輸送に働くコリオリカ = 加えられた力(風応力, 海底摩擦)

海底エクマン層(海底摩擦)

海面エクマン層(風応力 = 風の摩擦)



- 輸送は地衡流の左斜め後方(高压から低压向き)

- 海面の流れは、風下から右に45度
- 輸送は、風下から右に90度
- 大きさは粘性係数によらない

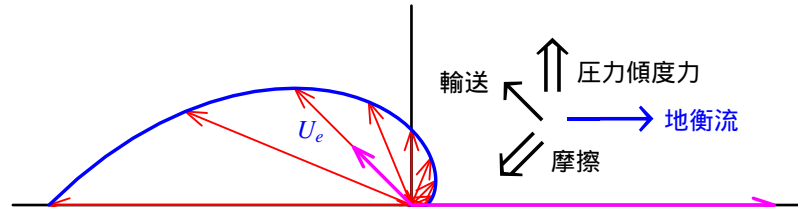
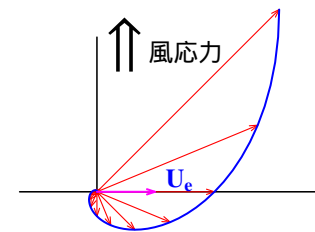
海底の摩擦

エクマン流は、海面でも海底でも同じ

海面...風応力(大気が海に与える力)

↓
海底...海底摩擦(海底が海に与える力)

- 地衡流は、海底から右後ろ向きに力を受ける
- 海底は、その逆向きに地衡流に引っ張られる



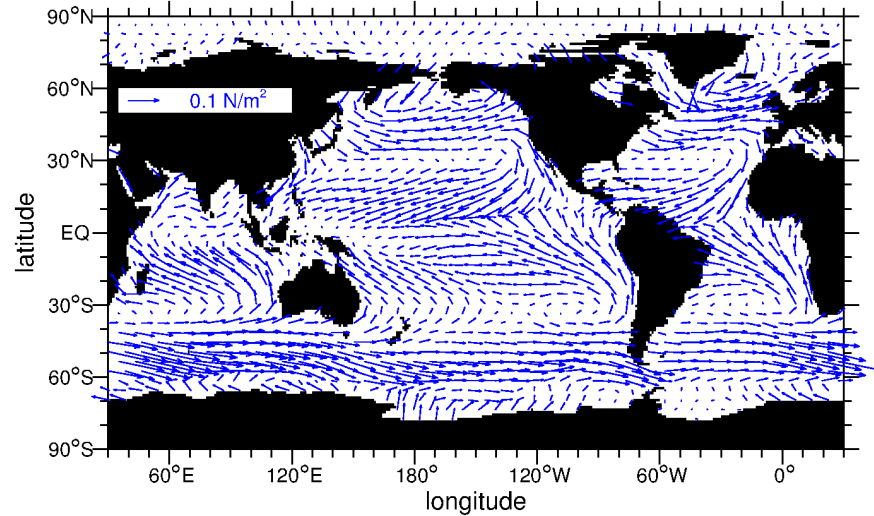
海洋を大気、海底を海面・地面と置き換えると、大気のエクマン層
大気(風速 $10 m s^{-1}$) から見れば、海(流速 $1 m s^{-1}$) はほとんど止まっている

大気が海面でうける摩擦の反作用が「風応力」
風応力 = 運動量フラックス(大気・海洋間の運動量の交換) 顕熱フラックス

風応力の分布

風応力は、海上を吹く風速 (通常 10m の高さ) から経験式で算出。
大気下層のエクマン層があるので、風向や風速の高さ方向の変化を考慮

気候学的年平均値 Da Silva et al. (1994)



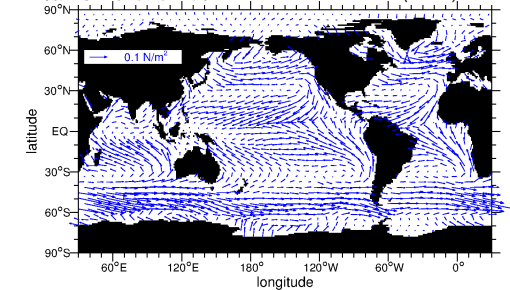
エクマン吹送流

風応力
大きさの目安 ... 0.1 N m^{-2}

エクマン輸送

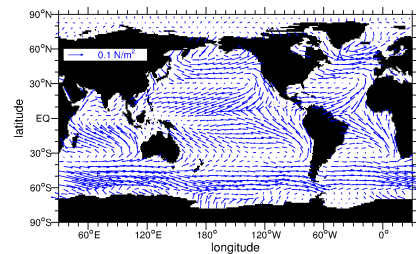
$$V_e = \frac{\tau_x}{\rho f} = \frac{0.1}{1000 \times 10^{-4}} = 1 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$$
 緯度 (コリオリ係数) に強く依存
 $(f = 10^{-4} \text{ s}^{-1} \text{ は緯度 } 43 \text{ 度})$

気候学的年平均値 Da Silva et al. (1994)



- 流速は、粘性係数に依存するので、確かではない。
エクマン層の厚さ (摩擦深度) を 10m とすれば、平均で 0.1 m s^{-1} 程度
- 太平洋の東西幅を 1 万 km とすれば、
太平洋全体のエクマン輸送 (南北に移動する流量) は $10 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
(黒潮 50, アマゾン川 0.2, 降水量: 全体 16, 海全体 12.5 ... 単位 $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$)
- 日本付近は偏西風なので、海面付近の水は風で南向きに動く
赤道付近は貿易風なので、北に動く。
貿易風と偏西風に挟まれた領域に水が集まる

風応力の分布の特徴



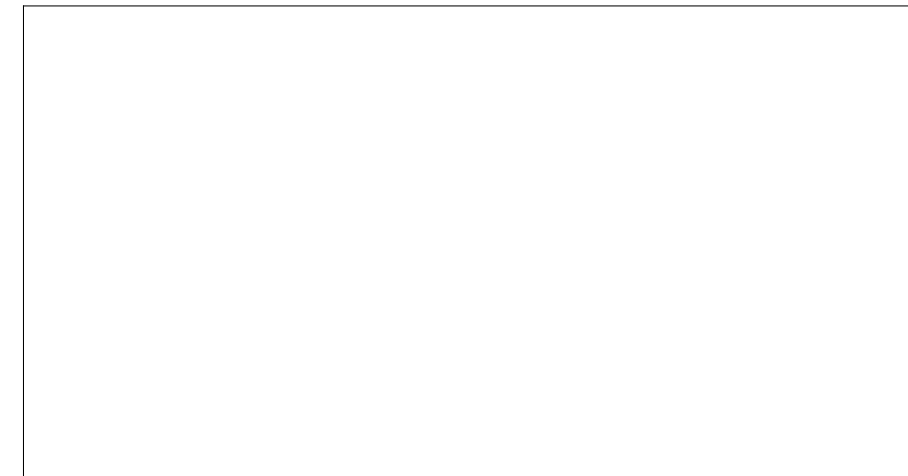
- 風応力の大きさの目安: 0.1 N m^{-2}
季節変化も大きい 季節風
- 風は、南北成分よりも東西成分の方が大きい

| | | |
|------------------|--------|--------|
| 低緯度...貿易風 (西向き) | 北向きの輸送 | 北半球の場合 |
| 中緯度...偏西風 (東向き) | 南向きの輸送 | |
| 高緯度...極偏東風 (西向き) | 北向きの輸送 | |

 エクマン輸送の向きは風に対して北半球では右に (南半球では左に) 90 度
- 海洋の東側 (カリフォルニア沖, ペルー沖など) では、岸に沿って赤道向き
エクマン輸送は、岸から沖に向く
- 南極の周りは東向き エクマン輸送は、北向き

海洋表層の海流 (冬季)

海面の流れはエクマン吹送流か?



宇野木・久保田「海洋の波と流れの科学」より
海面付近の海流は季節によって変化する (特にインド洋)

地衡流の分布

Wyrski (1975)



黒潮は、ほかに比べて圧倒的に強い (1 m s^{-1})

黒潮の東側の南向きの流れ

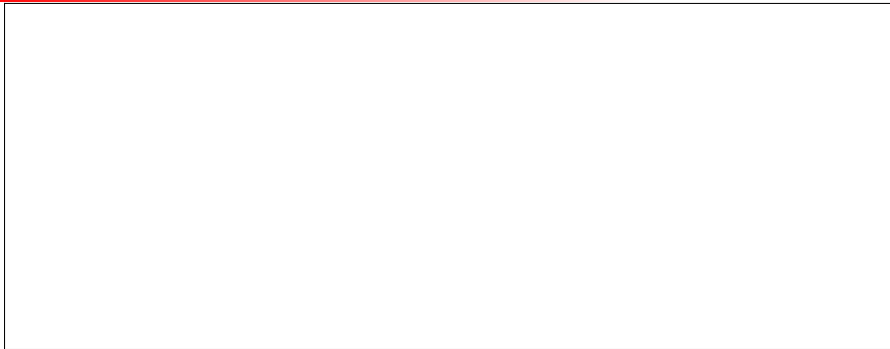
北緯 30 度: 水位 220cm ~ 140cm, 東経 130 度 ~ 西経 110 度 (約 1 万 km)

$$fv = g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad v = \frac{g \Delta \eta}{fL} = \frac{9.8}{7.3 \times 10^{-5}} \times \frac{0.8}{10^7} = 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$$

これが 500m の深さまで流れていれば, 流量 $vLH = 50 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$

この流量が黒潮として北に流れる. (L と H は, 流れの幅と高さ)

北太平洋の循環



Sverdrup et al. (1942)

- 海流を「循環」として, 流線で描いたもの (線に沿って流れる)
(本当の流線は, 合流や分岐しないが...)
- 数字は流量. 単位は $10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1} = 1 \text{ Sv}$ (スベルドラップ)
- 地衡流とすれば, 等圧線 (海面の高さ) に相当

流れは海の西側に集まって強い流れを作る 黒潮

表層の海洋循環 (Schmitz, 1996)



線の数と流れの強さ是对应しない.

赤色: 亜熱帯循環 (北半球で時計回り), 青色: 亜寒帯循環 (反時計回り)
亜熱帯循環の方が強い 海洋西側の強い流れ (西岸境界流)

表層海流の特徴

黒潮や湾流など, 強い流れが海の西側にある きわめて重要

- 北半球では北向き, 南半球では南向き (いずれも極向き)
これらのさらに極側にも弱い海流が赤道向きに流れている (親潮など)
- 黒潮や湾流は大きな循環の一部である.
- 深さ 500m ~ 1000m ぐらいまで, 強く流れている.

海流は, 風 (あるいは風応力) と似た特徴もあるが, 吹送流ではない.

- 風応力と海流は同じ向きではない (海面で 45 度, 輸送量は 90 度の角度がある).
風と風応力も角度があるので, 単純ではないが
黒潮や湾流に相当する場所は, 向きがまるで異なる
- エクマン深度よりも深いところにも流れがある
- エクマン輸送よりも海流の方が流量が大きい

エクマン吹送流が水圧の差を作り, 水圧の差が海流を作る

海面エクマン層での収支

風応力が $\tau = (\tau_x, \tau_y)$ のときのエクマン輸送

$$U_e = \frac{\tau_y}{\rho f}, \quad V_e = -\frac{\tau_x}{\rho f}$$

エクマン層の下での鉛直流速 w_e は、連続の式

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

を下層 $z = -\infty$ から海面 $z = 0$ まで鉛直に積分

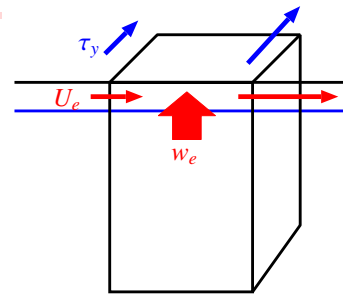
定常状態では、海面 $z = 0$ で $w = 0$.

$$w(0) - w(-\infty) = - \int_{-\infty}^0 \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} dz = - \left(\frac{\partial U_e}{\partial x} + \frac{\partial V_e}{\partial y} \right)$$

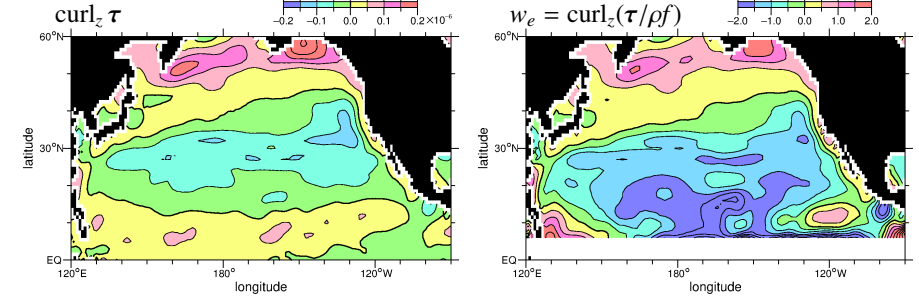
$$w_e = \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\tau_y}{\rho f} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{\rho f} \right) = \text{curl}_z \left(\frac{\tau}{\rho f} \right) = \frac{\text{curl}_z \tau}{\rho f} + \frac{\beta}{f} \frac{\tau_x}{\rho f} = \frac{\text{curl}_z \tau}{\rho f} - \frac{\beta V_e}{f}$$

curl (rot)...ベクトルの回転
慣習, (鉛直成分のみ) $\beta = \frac{df}{dy}$...コリオリ係数の南北勾配

エクマン深度より深いとエクマン流はほとんど0なので、鉛直流は一定値 w_e になる。



エクマン湧昇の分布



中・高緯度では、 $\text{curl}_z \tau$ とエクマン湧昇 w_e は、ほぼ同じ分布

$$\text{エクマン湧昇の大きさ } w_e = \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\tau_x}{\rho f} \right) \approx \frac{1}{1000\text{km}} \times \frac{0.1}{1000 \times 10^{-4}} = 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$$

8.6cm/日, 31m/年 降水量は 1m/年 程度

- 亜熱帯循環域 ($w_e < 0$)...貿易風と偏西風に挟まれた緯度帯
 - 亜寒帯循環域 ($w_e > 0$)...偏西風と極偏東風に挟まれた緯度帯
- 貿易風 (西向き), 偏西風 (東向き), 極偏東風 (西向き)

エクマン湧昇

エクマン吹送流が作る鉛直流...「エクマン湧昇」「エクマン・パンピング」
湧昇...上昇流のこと

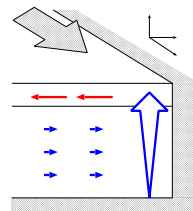
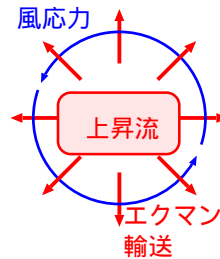
鉛直流が、風応力の回転で決まる $w_e = \text{curl}_z \left(\frac{\tau}{\rho f} \right)$

北半球では

- 反時計回りの風 ($\text{curl}_z \tau > 0$) ... 右図
エクマン輸送は発散, 下から吸い上げる 上昇流
- 時計回りの風 ($\text{curl}_z \tau < 0$)
エクマン輸送は収束, 下に押し込む 下降流

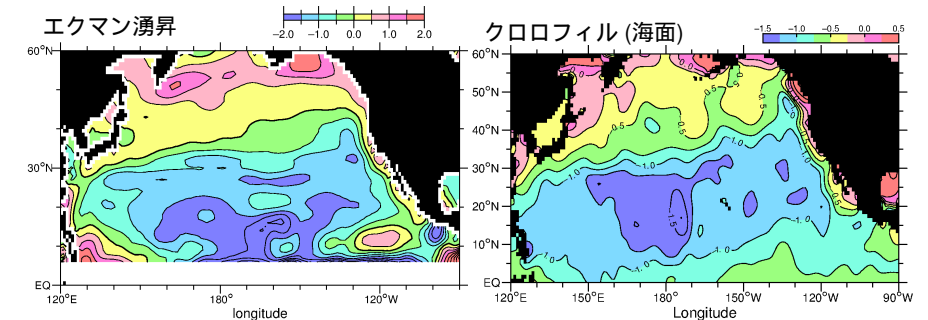
沿岸湧昇...岸に平行な風 (北半球では風下に向いて
岸が左) が吹き、海面の水が沖に動く (ペルー沖など)

赤道湧昇...赤道上で西向きの風 貿易風
赤道付近では海面の水が両極側に水が動く



湧昇の重要性

- 植物プランクトンが光合成 栄養塩 (リンや窒素) が枯渇 増殖が止まる
- 湧昇があると、下層から栄養塩が補給される 植物プランクトンが豊富
動物プランクトンが豊富 魚類が豊富 (食物連鎖) よい漁場となる
下層では、プランクトンの死骸が分解されて、栄養塩になる



Da Silva et al. 1994

World Ocean Atlas 2001

対数表示

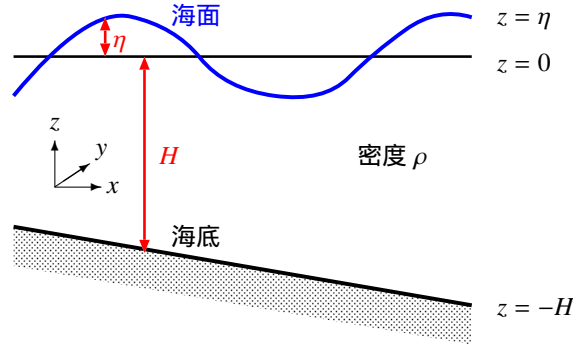
亜熱帯循環 (負のエクマン湧昇) 域は、植物プランクトンが少ない
「海の砂漠」

流体の圧力場

- 地衡流を知ることは、圧力分布を知ること
- 静水圧を使うと、圧力分布がわかる...上の上のっている重さ

静水圧近似

ナビエ・ストークスの式で、鉛直方向の圧力傾度力と重力がバランス



$z = 0$ を、流れがない場合の海面の位置 (静止水面, ジオイド) に取り
 $\eta(x, y, t)$ 水位 (静止水面から測った海面の高さ), 最大 1m 程度
 $H(x, y)$ 水深 (静止水面から測った水深)
 $h = \eta + H$ 層厚 (流体の厚さ), $h > 0$

静水圧

z における静水圧 (上にある水の重量を積分)

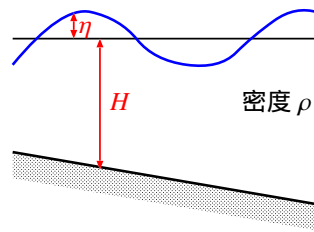
$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad p(\eta) - p(z) = - \int_z^\eta \rho g \, dz$$

$$p(z) = p_0 + \int_z^\eta \rho g \, dz = p_0 + \rho_0 g \eta + \int_z^0 \rho g \, dz$$

$p_0 = p(\eta)$ は大気圧...他に比べて変化が小さい
 $\rho_0 = \rho(0)$ は $z = 0$ での密度...(同上)

圧力の水平勾配 $\frac{\partial p}{\partial x} = \rho_0 g \frac{\partial \eta}{\partial x} + \int_z^0 \frac{\partial \rho}{\partial x} g \, dz$

- 順圧成分...海面が水平でないことによる圧力勾配 ($z = 0$ での圧力勾配)
 深さ方向に変化しない
 $\eta = \pm 1 \text{ m}$, $\rho_0 = 1000 \text{ kg m}^{-3}$ ならば, $\pm 10^4 \text{ Pa}$ (1 dbar) 程度
- 傾圧成分...密度が水平に一樣でないことによる圧力勾配
 - 密度が一樣ならば, 0
 - $H = 1 \text{ km}$, $\rho = \rho_0 \pm 10 \text{ kg m}^{-3}$ ならば, $\pm 10^5 \text{ Pa}$ 程度 (実際は, 順圧と同程度)



順圧流

密度が一樣 圧力勾配は深さによらない (海面の勾配がすべての深さにかかる)
 順圧流 = 水は、柱のように上下一体となって移動する...水柱 (すいちゅう)

順圧のナビエ・ストークスの式 (流体の運動方程式)

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + K_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) + K_V \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \quad w \text{ は } u, v \text{ に比べて小さいので}$$

$$\frac{Dv}{Dt} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + K_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) + K_V \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \quad \frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

鉛直方向の粘性がなければ, 流体粒子の加速度は鉛直一樣

- ある瞬間に流速が鉛直一樣 (例えば, 静止) ならば, その後も鉛直一樣

鉛直方向の粘性があると,

- 海底や海面のまさは, エクマン層の外には及ばない
 海底や海面付近の流れは「順圧流」と「エクマン流」の和
- エクマン層の外の流速は鉛直一樣になる

密度に水平勾配がある場合, 流速は鉛直に変化する 傾圧流.
 密度の水平勾配と流速の鉛直勾配の関係を「温度風平衡」という

海面の高さ (水位)

連続の式 (もともとは質量の保存だが, 非圧縮近似により体積の保存)
 水が集まると, 水面が盛り上がる

$$\frac{Dh}{Dt} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad \left[\text{または} \quad \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial (uh)}{\partial x} + \frac{\partial (vh)}{\partial y} = 0 \right]$$

底面積の変化率

導出 1 非圧縮でない連続の式 (質量保存) と同じ

導出 2 $\nabla \cdot \mathbf{u} = 0$ を鉛直に積分 ($h = \eta + H$)

$$\int_{-H}^{\eta} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \, dz = (\eta + H) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \underbrace{w(\eta) - w(-H)}_{Dh/Dt} = 0$$

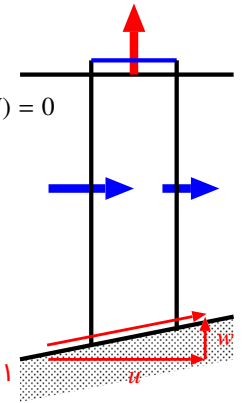
z に関して定数

海底 ($z = -H$) では, 水は斜面に沿って流れる:

$$u : w = \Delta x : -\Delta H \quad w(-H) = -u \frac{\partial H}{\partial x}$$

$$\frac{DH}{Dt} = \frac{\partial H}{\partial t} + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = -w(-H)$$

同様に, $\frac{D\eta}{Dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} = w(\eta)$ w は 0 ではない



浅水方程式

順圧であるためには、密度一様に加えて

w が u, v に比べて小さいことも必要

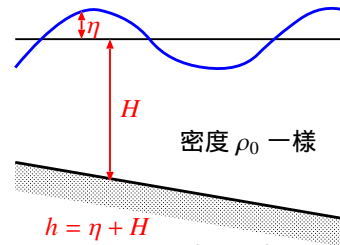
運動の水平距離に対して水深が浅い (浅水)

海は深いが、水平はさらに広い (最大 1 万 km)

浅水方程式: (u, v, h) の式 水平 2 次元の解

$$\frac{Dh}{Dt} + h \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0, \quad \frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y}$$

$$\frac{Du}{Dt} - fv = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + K_H \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right), \quad \frac{Dv}{Dt} + fu = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + K_H \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right)$$



- 圧力傾度力とコリオリ力 地衡流 ... 渦度方程式

- 圧力傾度力とオイラーの時間微分項 浅水重力波 (津波など)

海面から海面まで一緒に前後運動する波

移流, コリオリ力, 粘性を無視し, 水深一定とする u, v を消去 波動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y}, \quad \frac{\partial \eta}{\partial t} + H \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad \frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = gH \left(\frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \eta}{\partial y^2} \right)$$

普通に見る波は「深水重力波」(水面付近の水だけ動く)

静水圧平衡になっていないので、密度一様でも深さ方向に圧力勾配は変化する