

流体地球科学 第6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/2019chiba/>
fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2020/1/15

最終更新日 2020/01/14

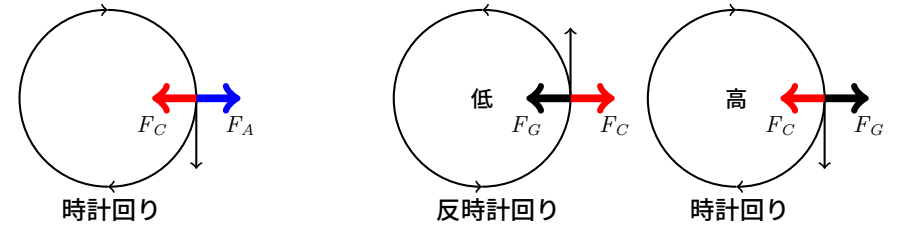
前回のポイント

- ベータ効果…コリオリ係数が緯度で異なることに起因する (慣性運動が西にずれるなど)
 $\beta = df/dy = (2\Omega \cos \phi)/a$, f と βL を比較する.
- 圧力傾度力 ← 静水圧 $\Delta p = \rho g \Delta h$
 - 水平面上で, 高圧部から低圧部に向かう力 (圧力勾配の向きの逆)
 - 等圧面上で, 高い場所から低い場所に向かう力 (斜面上の重力と同じ)
- ジオイドは, 静止海面のこと. 海流があれば, 海面はジオイドから傾く. 深海 (たとえば深さ 1000m) で等圧面が水平であると仮定し, CTD で求めた密度を圧力で海面まで積分すれば, 海面の高さを計算できる
- 圧力傾度力がコリオリ力とバランス → 地衡流・地衡風
等圧線 (等高線) に沿い, 北半球では高い方を右に見る流れ (勾配と直交)
→ 低圧部, 高圧部では, 反時計回り, 時計回り
天気図や海面高度などから, 風速や流速が計算できる → $\bar{v} = \frac{\Delta p}{\rho f L} = \frac{g \Delta h}{f L}$
 Δp , Δh は距離 L 離れた 2 点の圧力差, 高度差, \bar{v} は 2 点間での平均速度
- 初期の運動は慣性振動を作るが, 摩擦や抵抗が働くと消える
地衡流は, 低い側にやや傾く (コリオリ力がない場合の運動の向き)
→ 圧力差が解消され, 地衡流は弱くなる

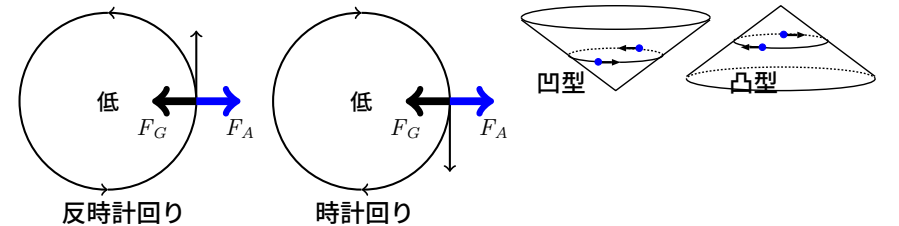
回転する流体のバランス

回転運動は継続する (以下, 北半球=コリオリ力は進行方向の右向き)

- 慣性振動: 遠心力 = コリオリ力
- 地衡風: コリオリ力 = 圧力傾度力



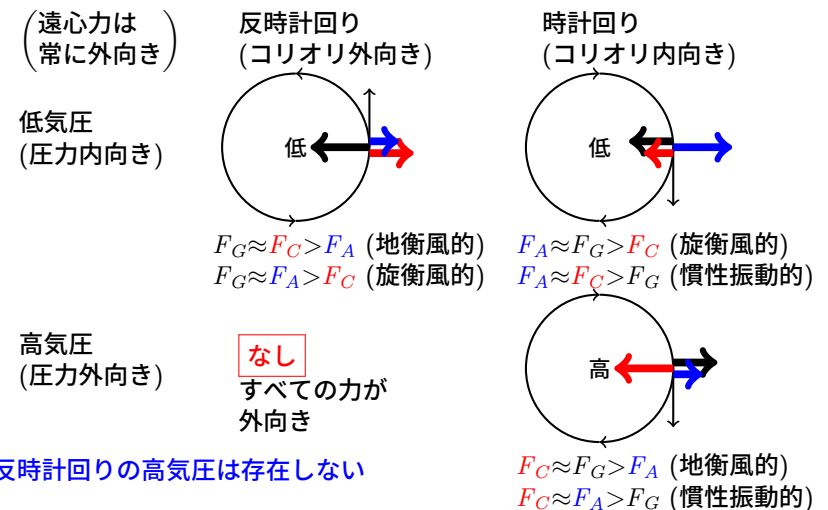
- 旋衡風: 遠心力 = 圧力傾度力



傾度風

遠心力 F_A + コリオリ力 F_G + 圧力傾度力 F_G

コリオリ力と圧力傾度力がそれぞれ内向きか, 外向きかで組み合わせは 4 通り
合力のどちらが大きいかで, さらに 2 通り ※ 速度や半径は図で異なる



- 反時計回りの高気圧は存在しない

傾度風の分類

圧力傾度力に対して、コリオリ力と遠心力のどちらが重要か。
(圧力傾度力が弱い=慣性振動的なバランスを除く)

- 高気圧は必ず時計回りで、地衡風の
- 低気圧は時計回りならば、旋衡風の(小規模に限る)
反時計回りならば、地衡風のものと旋衡風のものがある
地衡風が強くなると、旋衡風に移行する

力を比べてもよいが、周期を比べる(慣性周期は緯度のみで決まる)。

$$\text{遠心力 } F_A = \frac{mV^2}{R} \quad \text{コリオリ力 } F_C = fmV$$

$$\text{回転の周期 } T_A = \frac{2\pi R}{V} \quad \text{慣性周期 } T_C = \frac{2\pi}{f}$$

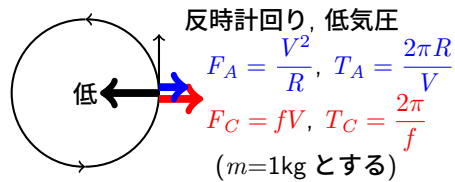
$$\begin{cases} F_A > F_C & (T_A < T_C) \cdots \text{旋衡風の(1周が慣性周期より速い)} \\ F_A < F_C & (T_A > T_C) \cdots \text{地衡風の(1周が慣性周期より遅い)} \end{cases}$$

台風

2007年台風4号(7月13日)

強風域: 風速 15m s^{-1} (54km/時) 以上 (黄線)
暴風域: 風速 25m s^{-1} (90km/時) 以上 (赤線)

大型の台風…強風域の半径が500km以上



fe_07071412.jpg

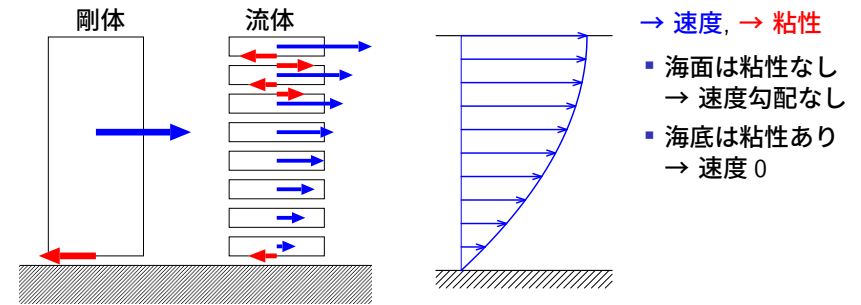
風速 V	15m s^{-1}	25m s^{-1}
半径 R	500km	200km?
遠心力 F_A	0.45×10^{-3}	$3.12 \times 10^{-3}\text{N}$
コリオリ力 F_C	1.22×10^{-3}	$2.04 \times 10^{-3}\text{N}$
回転周期 T_A	58 時間	14 時間
慣性周期 T_C	21 時間	21 時間
	地衡風の	旋衡風の

typhoon.png

粘性のある流れ

- 流体の内部に粘性が働き、その大きさは速度差に比例 … 粘性係数
粘性(摩擦)の大きさは、物質の性質で異なる
 {
 ネバネバ … 粘性が大 → 流体は一緒に動こうとする
 サラサラ … 粘性が小
 剛体 … 粘性が無限大 → 全体が同じ速度で動く
- 流体粒子に実質的に働く力は、その差(水平に動く場合、上面と下面の差)
粘性 \propto 速度の勾配の勾配 = 2次微分

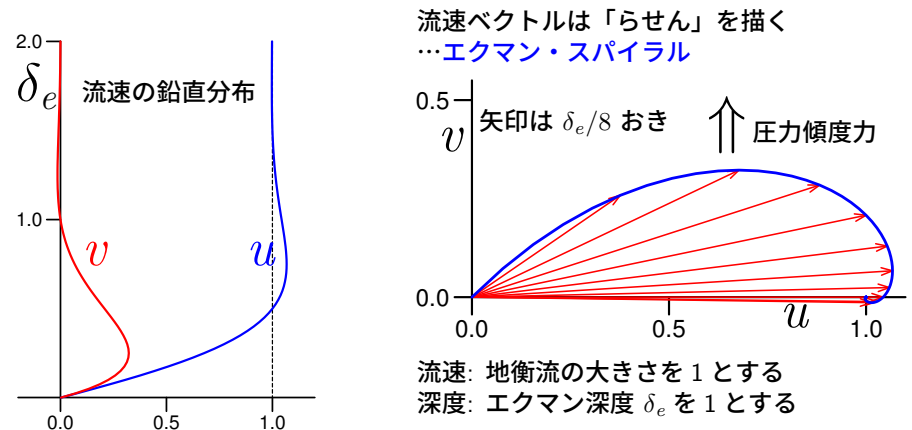
図で右向きに海面から海底まで同じ圧力傾度力が働く場合(川)
粘性(2階微分)と圧力傾度力(定数)がバランス → 速度は2次関数



- 速度, → 粘性
- 海面は粘性なし → 速度勾配なし
- 海底は粘性あり → 速度0

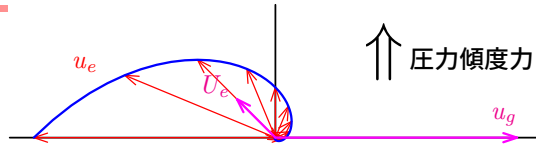
コリオリ力がある場合

- 圧力傾度力は、コリオリ力とバランスして、地衡流を作る
粘性とバランスする必要がない
- 圧力傾度力が海面から海底まで同じならば、コリオリ力も同じ強さ
→ 地衡流の流速も海面から海底まで同じ
→ 海底で流速0を満足しない



海底エクマン層

粘性によって地衡流 u_g から大きくずれる部分をエクマン層という
(ずれの流れをエクマン流 u_e)



- エクマン深度 $\delta_e = \pi \sqrt{\frac{2K_V}{|f|}}$ (摩擦深度. π をつけない場合もある)

K_V は、渦粘性係数 (分子粘性係数よりもはるかに大きい) が、実態は不明
 $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, $K_V = 10^{-4} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ であれば, $\delta_e = 4.4 \text{ m}$

エクマン深度だけ離れると、エクマン流の
 流向は 180 度回転
 速さは $e^{-\pi} = 4\%$ に減衰

- エクマン輸送…エクマン流を鉛直に積分

$$U_e = \int_0^\infty u_e dz = -\frac{\delta_e}{2\pi}(u_g + v_g), \quad V_e = \int_0^\infty v_e dz = -\frac{\delta_e}{2\pi}(v_g - u_g)$$

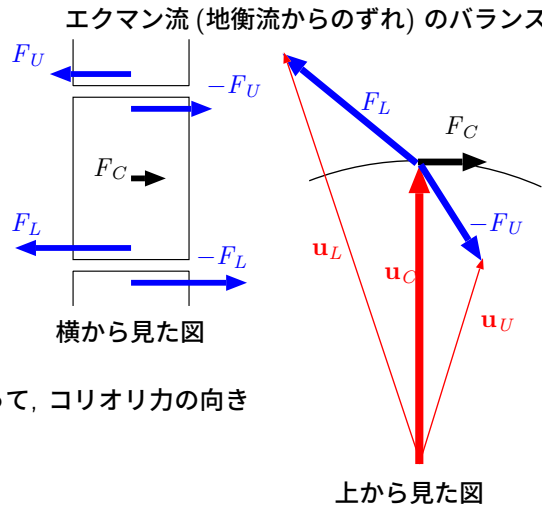
- 地衡流に対して、エクマン輸送は反時計回りに 135 度ずれる (左後方)
 圧力傾度力の方から反時計回りに 45 度ずれる
- 向きは、粘性係数 K_V やコリオリ係数 f によらない
- ※ 摩擦がある場合の質点の運動

力のバランス

- 圧力傾度力とコリオリ力
 → 地衡流
- 粘性とコリオリ力
 → エクマン流

$$\begin{cases} \text{上面 } F_U \propto u_U - u_C \\ \text{下面 } F_L \propto u_C - u_L \end{cases}$$

$$F_U - F_L = F_C$$

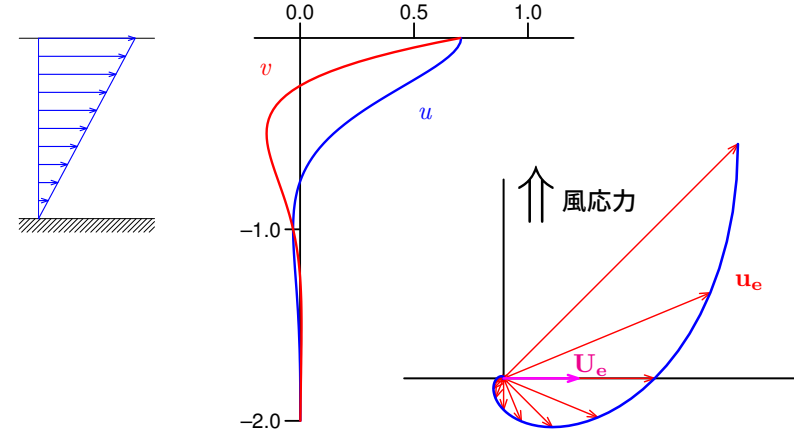


※流速が弱くなる方向に向かって、コリオリ力の向き (時計回り) に回転

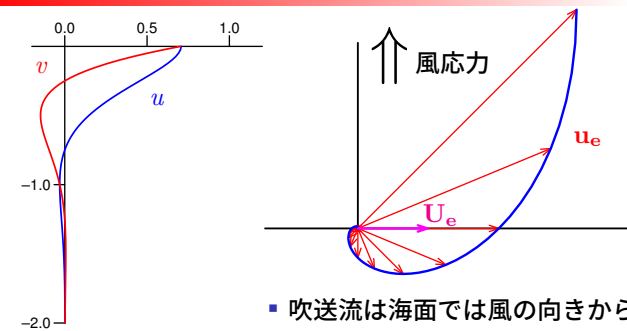
海面に風が吹いている場合

風応力 = 空気と海水の間の粘性 (単位: N m^{-2} , 単位面積当たりの力)
 習慣として τ , ギリシャ文字のタウ

コリオリ力がない コリオリ力がある ※ 圧力傾度力は考えない



エクマン吹送流



- 吹送流は海面では風の向きから 45 度右にずれる.
- 吹送流は深くなるにつれ、時計回りに回転.

- エクマン輸送 $U_e = \frac{\tau_y}{\rho f}$, $V_e = -\frac{\tau_x}{\rho f}$ (風応力 τ_x, τ_y)

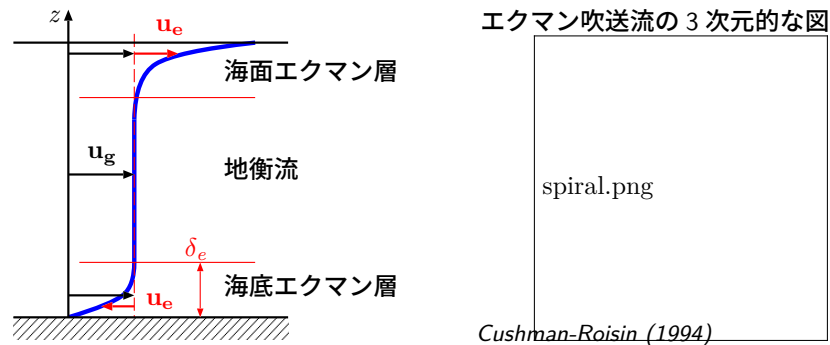
風の右向き直角方向 (紫色の矢印)

※ 圧力傾度力に対する地衡流と同じ関係

(風応力とエクマン輸送のコリオリ力がバランス)

北極海の海水は風下から右に傾いて流されるというナンセンの報告を元に、エクマンが 1902 年に導いた.

エクマン層



- 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力とバランスして、その外には影響しない (コリオリ力がないと、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)

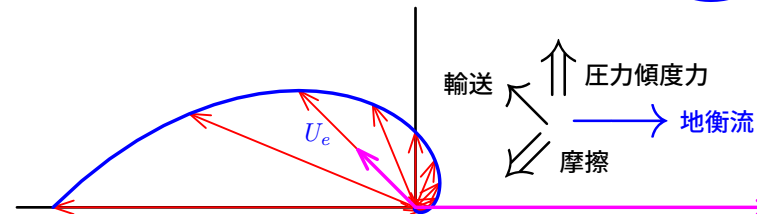
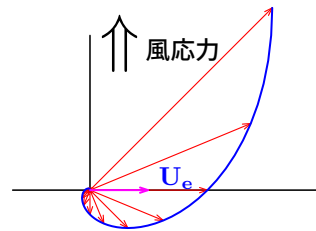
海底の摩擦

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



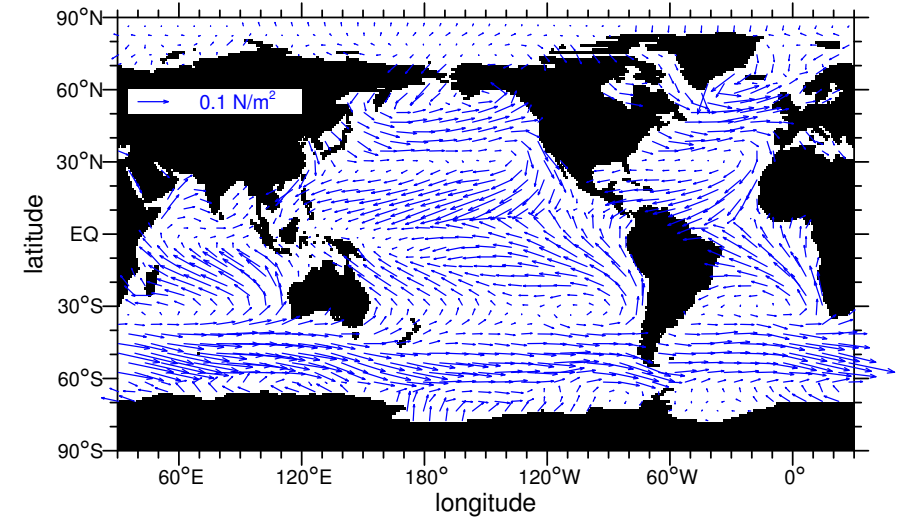
海洋を大気、海底を海面・地面と置き換えると、大気のエクマン層
 ※ 大気 (風速 10 m s^{-1}) から見れば、海 (流速 1 m s^{-1}) はほとんど止まっている

大気が海面で受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

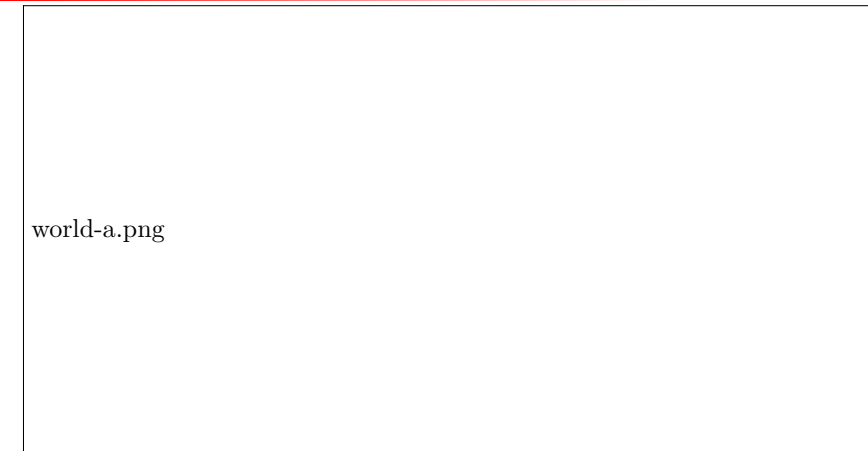
風応力の分布

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)



海洋表層の海流 (冬季)



宇野木・久保田「海洋の波と流れの科学」

※ 海面付近の海流は季節によって変化する (特にインド洋)

海流と風応力は似ている? ←

- エクマン吹送流ならば、向きがずれる
- 黒潮に相当する強い風応力がない

表層海流の特徴

海流は、大きな渦巻きの一部である (南極周極流も渦巻き)

- 黒潮が含まれる中緯度の時計回り ← 亜熱帯循環系
 - 親潮が含まれる高緯度の反時計回り ← 亜寒帯循環系
- 黒潮などの強い海流 (1m/s 以上) は海の西側にある (西岸境界流)
- 深さ 500m~1000m ぐらい (永久水温躍層) まで流れている

地衡流の分布 Wyrтки (1975)

循環系を回る流量は同じ
→ 西側は幅が狭いため、速い

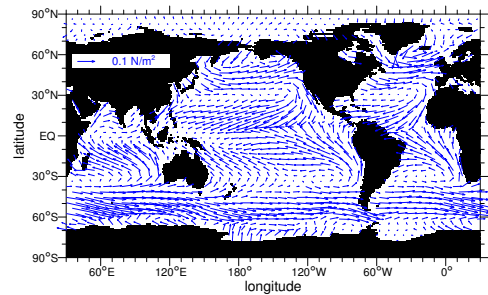
- なぜ循環系ができるか?
→ 風成循環
- なぜ西側が狭いか?
→ 西岸強化

wyrтки-np.png

Δh の等高線の間隔が L であれば、

$$\text{地衡流 } v = \frac{g\Delta h}{fL}, \quad \text{流量 } vHL = \frac{gH\Delta h}{f} \quad (\text{海流の深さ } H \text{ は定数とする})$$

風応力の分布の特徴



3008.jpg

- 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
 - 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
 ← 北半球の場合
 - 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
- 場所により異なる輸送が海面の高さや水の上下の運動を作る

エクマン湧昇

エクマン吹送流が作る鉛直流 (湧昇=上昇流)
(エクマン・ポンピングともいう)

風応力が場所異なる
→ エクマン輸送が場所異なる
出て行くほうが多ければ、

- 最初に、海面がへこむ
- そのうち、亜表層から湧昇が起きる

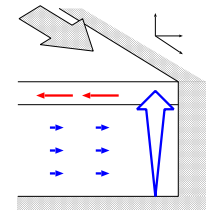
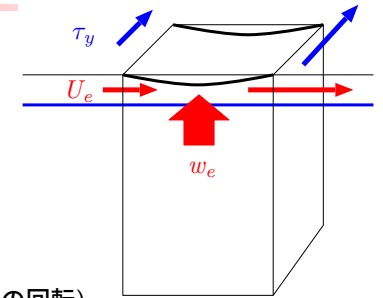
エクマン湧昇はエクマン輸送の発散 (= 風応力の回転)

$$w_e = \text{div } U_e = \text{curl}_z \left(\frac{\tau}{\rho f} \right) \quad (\text{curl} = \text{rot の } z \text{ 成分})$$

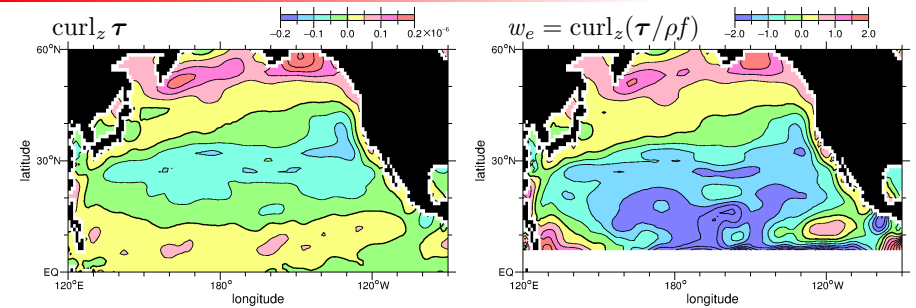
↑ わからなくてよいです

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



エクマン湧昇の分布

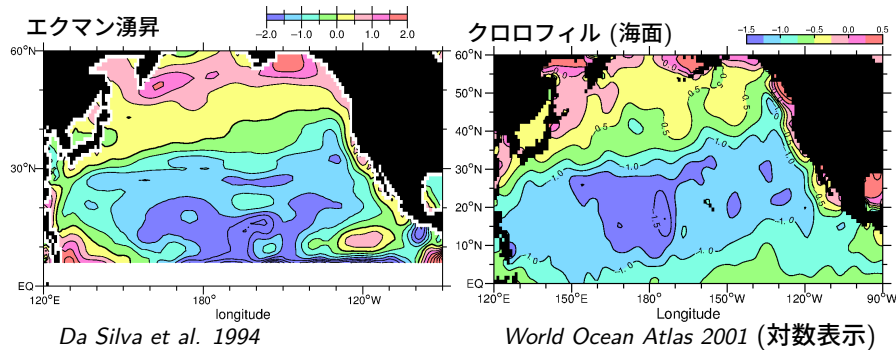


中・高緯度では、 $\text{curl}_z \tau$ (風応力の回転) とエクマン湧昇 w_e は、ほぼ同じ分布
エクマン湧昇の大きさ: $10^{-6} \text{m/s} = 8.6 \text{cm/日} = 31 \text{m/年}$ (降水量: 1m/年 程度)

- 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)

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

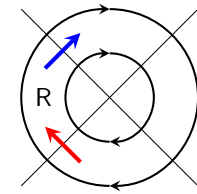


亜熱帯循環 (負のエクマン湧昇) 域は、植物プランクトンが少ない
→ 「海の砂漠」

西岸強化

黒潮ができるには、亜熱帯循環系が西側に寄ることが重要
ただし、一般的には説明されない

西に寄る = 盛り上がった海面が西に動く



円錐状に海面が盛り上がっている (海面の勾配は一定)
→ 時計回り (高気圧と同じ) ※北半球

右図の領域 R (ドーナツの西側) に入出入りする水

- コリオリ係数が同じ → 流速はどこも同じ (等高線に沿う)
→ 赤矢印と青矢印が同じ値 → 海面の高さは変わらない
- コリオリ係数が北ほど大きい → 流速は南が大きい
→ 赤矢印が青矢印より大きい → 海面の高さが盛り上がる

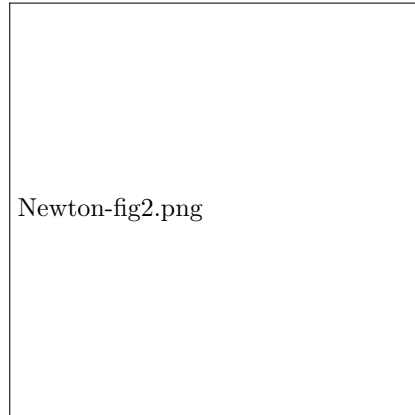
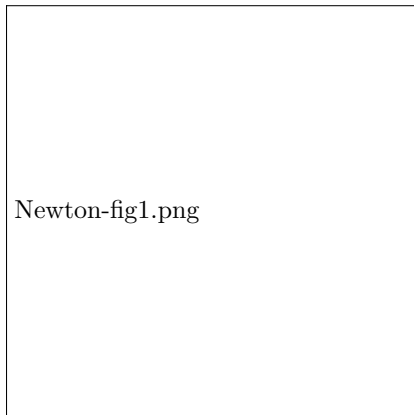
循環系の { 西側の海面が上がる
東側の海面が下がる → 全体として、西に動く
北側, 南側は変化しない

へこんだ海面 (反時計回り, 低気圧) でも、南半球でも、常に西に動く
※ ベータ効果

風成循環

もっとも一般的な説明 (たぶん、あまり正しくない)… 亜熱帯循環系の場合

- 偏西風と貿易風に挟まれた海域では、エクマン輸送で水が集まる
- 海面が盛り上がる → 外向きに水が動く → コリオリ力が右に曲がる
- 盛り上がった海面の周りに、時計回りの地衡流ができる



ニュートン別冊「海のすべて」