流体地球科学 第8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/2017chiba/fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2017/12/1

最終更新日 2017/11/27

前回のポイント

渦度 (流速の回転成分. 流体粒子の自転の強さ)

相対渦度 (ζ): 地面に対する自転

絶対渦度 $(\zeta + f)$: 真の自転

惑星渦度 (ƒ: コリオリ係数): 地面の自転

地衡流: $f \gg \zeta$

ポテンシャル渦度 (渦位) $(\zeta + f)/h$ (h: 水柱の高さ (海底から海面)) 相対渦度と鉛直流速 (h の変化) が不可分

- 水が動いても保存する (渦度が加わらない限り)
- $^{\circ}$ 海流 (地衡流) は f/H に沿う (H: 水深あるいは主水温躍層の深度) 大気は緯線に沿って一周できるが、海洋はできない (南極周極流以外)
- □ 浅いところや深いところ, あるいは南北に動くと, 相対渦度を生じる
- 渦度が加えられると、その渦度は解消される 風の渦度 水柱を南北に移動させる(スベルドラップ平衡) 北半球の亜熱帯循環系(南半球や亜寒帯循環でも同様)
 - □ 貿易風 + 偏西風 (時計回り = 負の渦度) f を小さくする 南に動く (エクマン湧昇は負 エクマン層の下の h 小 f 小) 南に動いた水が西側で戻る (西岸境界流) 粘性が重要

大気や海洋の大循環には, 渦度の理解が重要

傾圧

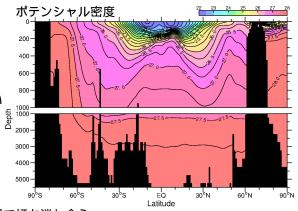
今まで、海水の密度は一様を仮定 水圧は、海面の高さだけで決まる

実際には、 $\left\{\begin{array}{l}$ わずかだが密度は変化 $(1022~{
m kg~m^{-3}}\sim1028~{
m kg~m^{-3}})$ 海流も深いほど流速は弱い

東経 180 度の南北断面 (気候学的年平均値) World Ocean Atlas (2009)

順圧 (海面の傾斜)
 流速は深さによらない
 高さは観測できない
 海面…空気と水の境界

• 傾圧 (等密度面の傾斜) 流速は深さで異なる 密度は観測できる



順圧成分と傾圧成分 深層で打ち消し合う 深層で等密度面は水平

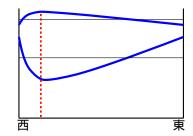
アイソスタシー

2層に分ける

上層は,風で動く (主水温躍層)

下層は、風の影響を受けないので、動かない (初期に動いてもまさつ等でいずれ静止する)

下層で地衡流がない 圧力勾配は0



海面の傾斜と水温躍層の傾斜が比例

アイソスタシー

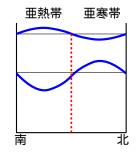
(海面と水温躍層が作る圧力勾配が相殺する)

上層だけの風成循環

■ 亜熱帯循環では、スベルドラップ平衡は南下流 東西に見ると、 大温躍層は、東向きに低くなる 水温躍層は、東向きに浅くなる

西岸境界流の部分は、逆

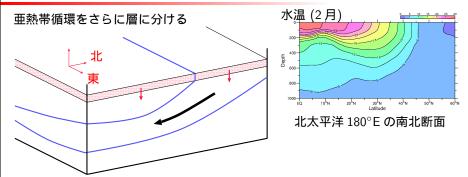
南北に見ると、 | 海面は、上に凸 水温躍層は、下に凸



fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

北太平洋の水温断面図 東西断面 30°N 気候学的平均値 (2月) World Ocean Atlas 2009 海面付近に混合層 混合層の下は季節変化が 小さい 800-Lonaitude 南北断面 180°E 亜熱帯は、ある程度、合う 500m ぐらいの深さだと、 □ 30°N の水温が最も高い □ 同緯度では,西ほど温かい が. 西端は冷たい ■ 亜寒帯は、層に分かれていな い 1層でよい 20⁶N 50⁶N

通気水温躍層



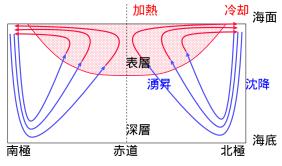
- 海面エクマン層 (混合層) に接している水柱は、 渦度の変化を受ける
- 接しない場合、ポテンシャル渦度 (f/h) を保存する 南下する (f 減少) につれ、層の厚さ (h) が減少

亜熱帯循環系 (南向きのスベルドラップ輸送) では、暖かい水の下に北側の冷たい水が積み重なる

深層循環

極で沈降した水は、温められて 上層に戻る

- ラグランジュ的説明 水粒子は、上層から熱拡散で 温められ、軽くなる
- オイラー的説明 水温躍層は,上から拡散する 熱で温められ,下からの冷水 の湧昇で冷やされる



極域を除けば、深層から表層へ湧昇…深層は「亜寒帯循環」的な運動

湧昇の流速は 5×10^{-8} m s⁻¹ 程度 (エクマン湧昇 10^{-6} m s⁻¹)

鉛直方向の熱バランスから推定 極域で沈降する水は約 $20 \times 10^6 \, \mathrm{m}^3 \, \mathrm{s}^{-1}$ を, 海の面積 $3 \times 10^{14} \, \mathrm{m}^2$ で割る.

熱塩循環 (深層循環は, 熱塩循環の一部)

- ・海面フラックスが水温や塩分の場所による違いを生み、浮力の違いを生む
- ・表層は、強い風成循環 (エクマン湧昇) + 弱い熱塩循環 (深層からの湧昇)

ストンメル (1958) の深層循環の模式図

stommel-arons.png

大胆な仮定 海底…平坦 湧昇…水平一様

■ 沈降域は、北大西洋北部と南極ウェッデル海

- それ以外では、湧昇 西岸付近を除けば、流れはすべて極向き スベルドラップ輸送を、鉛直流速から計算できる
- 流量が合う (極向きの輸送+湧昇) ように, 西岸境界流を考える 大西洋西岸は南下流, 南太平洋西岸は北上流 (沈降域の配置で決まる) 太平洋の赤道を超える流量は, 北太平洋で湧昇する流量に等しい.

fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

水流の力

押し寄せる水の力 運動量 = 質量 × 速度

水の密度 (1000 kg m⁻³) は空気 (1.2) の 1000 倍.

1 m s⁻¹ の流速 1000 m s⁻¹ の風速

台風の暴風域: 平均風速 25 m s⁻¹ (時速 90km)

30 m s⁻¹ を超えると、樹木・家屋倒壊の危険

1 m s⁻¹ ... 時速 3.6km (歩く速さ)

たとえ,数 cm s $^{-1}$ であっても,水は侮れない

離岸流 (海上保安庁 HP から)

災害に結びつく海洋の現象

- 津波 地震
- 高潮 (堤防決壊) 台風等の低気圧

ripcurrent.png

離岸流 (海水浴)
 強い沖向きの流れができる
 巻き込まれたら,横に泳いで脱出

浅水波と深水波

普通に目にする水面の波は「深水波」

(「浅水」「深水」は、水深そのものの大小ではなく、波長に対する比の大小)

水は海底では上下には動けない

| 浅水波 … 海底で水平 水は, 海面から海底まで同じ流速で前後に動く | 深水波 … 海底は静止 水は, 海面付近だけが円を描くように動く

水そのものは、波長の長さを動くだけ、海面の高さ変化のみが遠くに伝わる.

→ (波の進む方向)

wave01a.png

wave01c.png

深水波 浅水波 (Kundu, 1990)

津波

海底の陥没や隆起で起きる浅水波 (英語でも tsunami という).

波長の範囲で水深変化が小さいならば.

$$\frac{\partial^2 \eta}{\partial t^2} = g H \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2} \qquad \qquad \eta(x,t) = A(x \pm \sqrt{gH}t)$$

→

A は任意の関数 (陥没した形で決まる).

引き波,押し波のどちらで始まるか,どの波が最も大きいかなどはわからない.

海底

形を変えずに、速さ \sqrt{gH} で伝わる (実際は 2 次元なので、放射状)

普通の波は、波長によって速さが異なる (分散性) ため、波は次第に弱くなる. 津波は分散しないので、遠方まで伝わる.

水深 4000m であれば、波の速さ $\sqrt{gH}=198 \mathrm{m}~\mathrm{s}^{-1}=$ 時速 712km

■ 1960 年 チリ地震 ... 22 時間後に津波が日本に到達 2004 年 インド洋津波 (スマトラ島沖) ... 2 時間後にスリランカに到達 2011 年 東北地方太平洋沖地震 (東日本大震災) ... 場所により 10 分~1 時間

沿岸付近の津波

沿岸に近づくと、さまざまな要因で、津波は巨大化する.

- 水深が浅い 波は遅くなる 波長が短くなり、波高が増す
- 湾の奥が狭くなると、波が集まる (リアス式の湾)
- 湾内で「共振」が起きる
- その他いろいろ

何はともあれ, 高台に逃げる

とはいえ, どの高台を目指すかが分かれ道かも

高潮

高潮(たかしお)は、台風などで海面が高くなること

- 吸い込み...気圧が下がって、海面が盛り上がる (静水圧) 1dbar=10⁴Pa=100hPa なので、1cm の水位は1hPa の気圧に相当. 950hPa の台風が来ると、50cm ぐらいの水位上昇
- 吹き寄せ…風によって,海面の水が岸に運ばれる 台風では,エクマン吹送流にならないので,風と水の動きは一致 湾の開いた方向と,風向きが一致すると,影響が大きくなる

台風の接近が大潮の満潮の時には, 特に注意が必要 夏は海水が熱で膨張して, もともと水位が高い

堤防が決壊すると, 大きな被害を生む (1959年, 伊勢湾台風 死者・行方不明5千人)

低くなる場合もあるはずだが、

災害に結びつかないので、話題にならない.

強い高気圧はない(傾度風の仕組み)ので,吸い込みの逆はそれほど起きない.

黒潮大蛇行と高潮

8月下旬に大蛇行が発生 (12年ぶり)

20170928.png

Kawabe1995.png

Kawabe (1995)

非大蛇行

接岸流路 交互 離岸流路

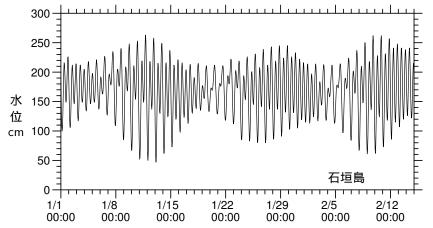
大蛇行流路 ときどき発生

伊豆諸島で出口が決まっていることが原因

三重県から静岡県にかけて沿岸の海面が上昇

- 黒潮は、沖側の海面が高い 離岸すると、沿岸の海面は下がる?
- 黒潮と岸の間に反時計回りの渦 (中央部が低い)が形成される 渦の縁に相当する沿岸で海面上昇 (黒潮の水が西から入り込む)

潮汐 月や太陽が作る水位の変化 起潮力



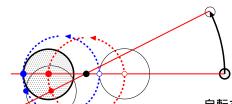
1日2回の海面の昇降 地球の自転

満潮, 高潮 (こうちょう) 干潮, 低潮. 干満差の変化 月の公転 「大潮 (新月と満月)

小潮

起潮力

引力により海水は月に引き寄せられる 1日1回しか昇降が起きない. 地球と月は重心を中心に公転している(地球と月の場合,重心は地球内部)

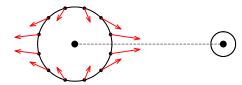


黒丸: 公転の中心 赤い点線: 地球の中心の軌道 青い点線: 地上の点の軌道

同じ半径

自転を考えない 青丸は赤丸の常に左

公転だけを考えると、地球の物体は同じ半径で回転 同じ遠心力 地球全体では、引力と遠心力が等しい 遠心力は地球と月の間の引力



月に近い側は引力が大きく, 遠い側は遠心力が大きい この差が起潮力

平衡潮汐論

平衡潮汐論…起潮力とバランスして海面が昇降する

(1) 地球が自転することで、潮位が変化する.

月が公転しないならば.

- 月が天頂あるいは天底にある時,満潮 12 時間おきに起きる 公転面に近い側の満潮が高い(日潮不等)
- ・赤道では満潮は同じ高さ 北極や南極では潮位は日変化しない
- 水面の高い部分が12時間で地球を1周するとも言える(波の仲間)
- (2) 月は約29日で公転するため、1日に50分ずつ満潮の時刻がずれる
- (3) 太陽についても同様 (すべて海ならば、月 53cm, 太陽 24cm の潮位差)

実際には、平衡潮汐ではない 浅水方程式を解く

- ・満潮・干潮には、水の移動を伴うので、時間差ができる。
- ・地形によって、振幅などが大きく異なる.

海峡などの狭い場所では、潮汐によってできる流れ (潮流) が強くなる

調和解析

潮位の変化を三角関数の合成として表す分潮 …山が重なると、大潮

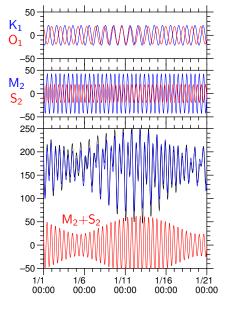
- 分潮の周期は、天体の運行で決まる (角速度) 倍潮、複合潮、...
- 分潮の振幅・位相は場所ごとに異なる M₂
 過去の潮位データから分潮の振幅と S₂
 位相を計算し、潮位を予報する

主要 4 分潮

工女「刀用」		
名称	記号	周期
主太陰半日周潮	M_2	12.42 時間
主太陽半日周潮	S_2	12.00
日月合成日周潮	K_1	23.93
主太陰日周潮	O_1	25.82

石垣島の例: M₂ 44cm, S₂ 19cm K₁ 20cm, O₁ 17cm

最大で 1m の干満 (水位差 2m)



エル・ニーニョ

ペルー沖では 沿岸湧昇 が起きている.

- 南から寒流が流れ込み,下層から栄養 分の高い水が供給され,生産性が高い アンチョビーがたくさん漁れる
- 毎年, 12 月ごろになると, 風が弱まる ため、水温は高くなる.

アンチョビーは沖に離れ, 休漁期 (陸は, バナナやココナツの収穫期) クリスマスにちなみ「エル・ニーニョ」 (スペイン語で The Boy キリスト)

- 4 月になると、水温は低下 アンチョビーが戻る。
- 数年に一度、水温が大きく上昇し、春になっても水温が下がらない年がある 大不漁や豪雨などを引き起こす。 太平洋赤道域全体で水温が変化。

1995 年 9 月~11 月の海面水温

95-3t.png

1995 年 12 月~1996 年 2 月の海面水温

95-4t.png

1997年12月~1998年2月の海面水温

97-4t.png

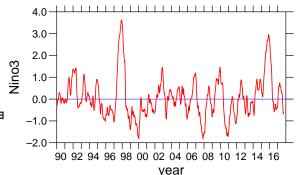
エル・ニーニョ現象

- 本来,「エル・ニーニョ」は毎年起きる良い出来事だったが,数年に一度の悪い出来事を指す言葉として広まった。
- 「エル・ニーニョ・イベント」「エル・ニーニョ現象」と区別する
- ■数年に一度,水温が低いときもあり、これを「ラ・ニーニャ」という.
- 「ウォーム・イベント」と「コールド・イベント」とも言う

東部赤道域での海面水温 を調べることで、エル・ ニーニョを判定する.

NINO3 と呼ばれる監視 海域での平年水温からの ずれ

丿暖かいと, エル・ニーニョ ▎冷たいと, ラ・ニーニャ



太平洋の東西での気圧差 (= 風の強さ) とも関係している (南方振動) 二つ合わせて、ENSO (エンソ、El Ninő and Southern Oscillation)

fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

ENSO のメカニズム

通常の状態

- 西側に暖水の厚い層がある (貿易風) 赤道の海面熱フラックス
- 大気は西側で温められ上昇, 東側で下降 西側は雨が多く, 東側は乾燥 赤道上の風は西向き
- 風により、ますます暖水が蓄えられる

エル・ニーニョ現象の発生

- 何かのきっかけで、暖水が東に動く (貿易風が弱まる)
- 上昇気流が東に動く 風が弱まる
- ますます暖水が東に動く.
- 太平洋全域に暖水が広がり、ペルーなどの乾燥域に豪雨が降る。

pacific.pdf

気象庁ホームページの図に赤線を追加

逆に,暖水がより西に動けば,ラ・ニーニャ現象

ENSO は, 赤道だけなく, 世界広く影響する (テレコネクション).