

流体地球科学 第3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

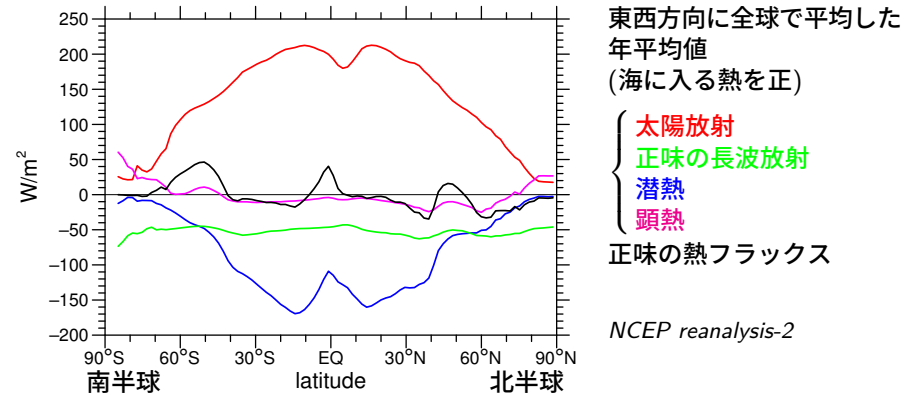
2019/12/20

最終更新日 2019/12/16

前回のポイント

- 海水の結氷温度は 0°C より低い…塩分 35g kg^{-1} で約 -2°C
海水は結氷温度で密度が最大になる (凍りにくい)
- ポテンシャル温度 (温位) θ , ポテンシャル密度 ρ_{θ}
基準圧力に断熱的に移動させた場合の温度や密度 (大気は 1000hPa , $T < \theta$)
海洋は水圧 0 (海面) が基準→圧力が下がるので, 水は膨張し, 温度低下. $T > \theta$
- 安定成層…下が重い→必ず, ポテンシャル密度は下向きに増加
水が下に動く→周りより軽い→上向きに浮力→もとの深さに戻る
不安定成層は, 対流によって上下が混ざって解消→中立成層 (密度一様)
- 海水の密度には水温が重要→多くの場合, 水温は下ほど低い
深さ方向に, 水温の勾配で層に分ける (層の深度は季節や場所で異なる)
 - 混合層, 季節水温躍層, (永久) 水温躍層: 海面にあった水
 - 深層 (水温があまり変化しない. $1000\sim 2000\text{m}$ より下): 極域の水
- 比熱: 海水 $4000\text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$ ($4\times 10^6\text{ J m}^{-3}\text{K}^{-1}$), 空気 1000 (1.2×10^3)
大気圧は 10m の水圧と同じ (同じ質量) → 大気は 2.5m の水の比熱と同じ
- 海面が受ける熱 (熱フラックス W m^{-2})
 - 太陽放射 (短波放射, 日射): 太陽から直接, 到達する熱
 - 正味の長波放射: 大気の放射熱と地表の放射熱の差 (失う熱)
 - 顕熱: 大気との熱伝導で失う熱
 - 潜熱: 蒸発によって失う熱

海面熱フラックスの緯度分布

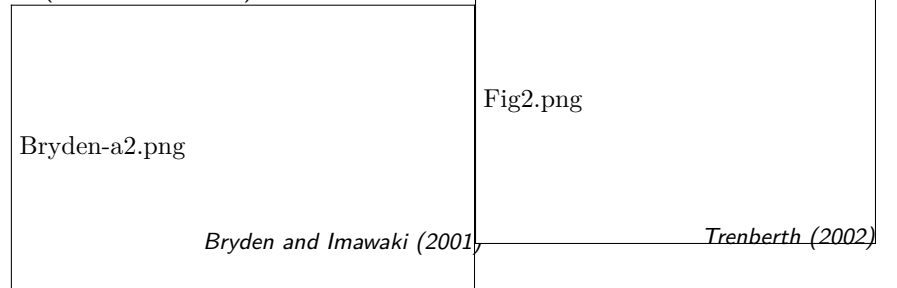


※海洋の面積は緯度によって異なるので, 総量ではない

- 全体の分布は, 太陽放射と潜熱の分布で決まっている (長波放射は一定値, 顕熱は小さい)
- 低緯度で海洋が受けとった熱は, 主に海流によって高緯度に運ばれ, 放出される…南北熱輸送 ← 気候に対する寄与 (例: 温暖なヨーロッパ)

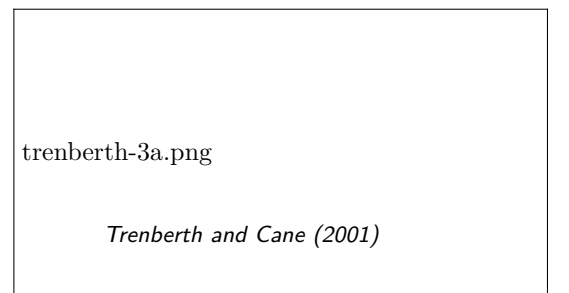
南北熱輸送

大気 (乾燥空気, 水蒸気), 海洋



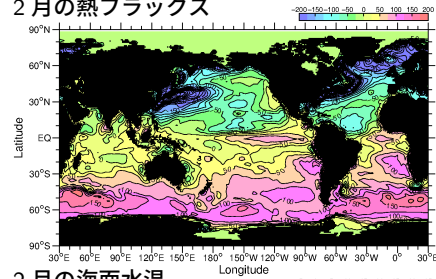
熱輸送 (単位 $1\text{ PW}=10^{15}\text{W}$)

- 普通は, 熱は低緯度から高緯度へ運ばれる
↑ 太陽放射をならす
- 南大西洋は例外的
↑ 冷たい深層水が極向き (南向き)

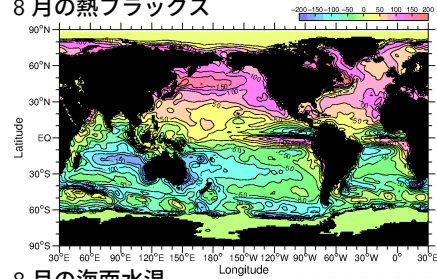


海面熱フラックスと水温の季節変化

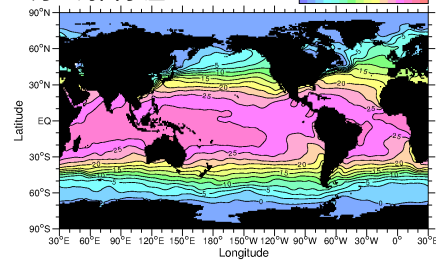
2月の熱フラックス



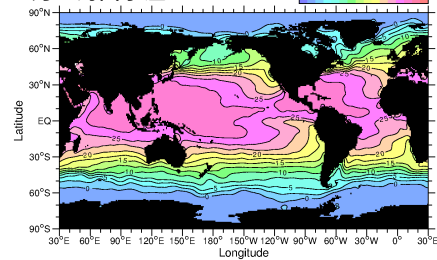
8月の熱フラックス



2月の海面水温



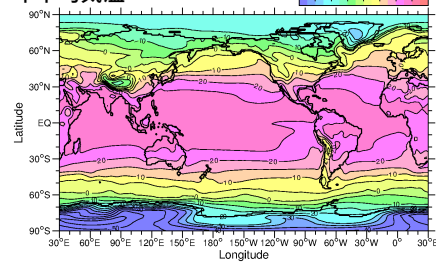
8月の海面水温



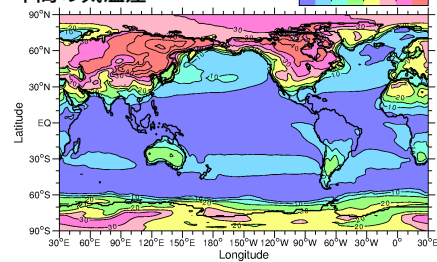
熱フラックス…主に太陽放射の変化 (夏: 加熱, 冬: 冷却)
海面水温…フラックスほどは変化しない ← 熱容量が大きい

気温の年較差

年平均気温



年間の気温差



※ 海面の高さに補正した気温 (気温は高いほど低い) NCEP2 reanalysis-2

- 大陸上と比べると、海洋上の気温の季節変化は小さい
 - 偏西風帯 → 大陸の西側は東側に比べて、やや差が小さい
 - 海が多くを占める南半球は、大陸上も北半球より小さい
- 大陸と海洋の温度差 → 季節風

季節躍層と混合層

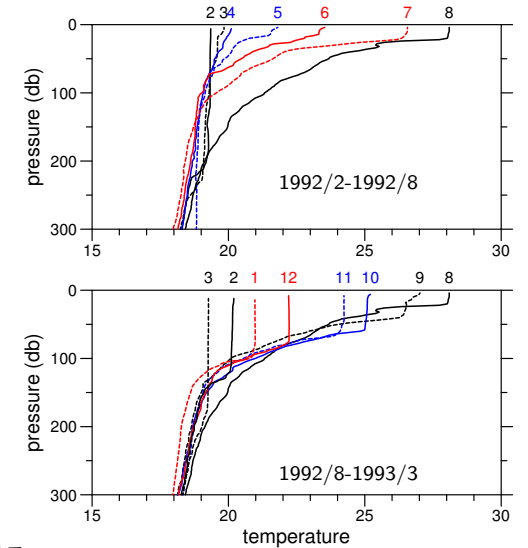
冬から夏: 季節躍層が発達

- 海面が暖められる
 - 海水の密度は減少
 - 軽くなる
- 安定な成層
 - 熱は拡散 (伝導) により、少しずつ下に伝わる

夏から冬: 混合層が発達

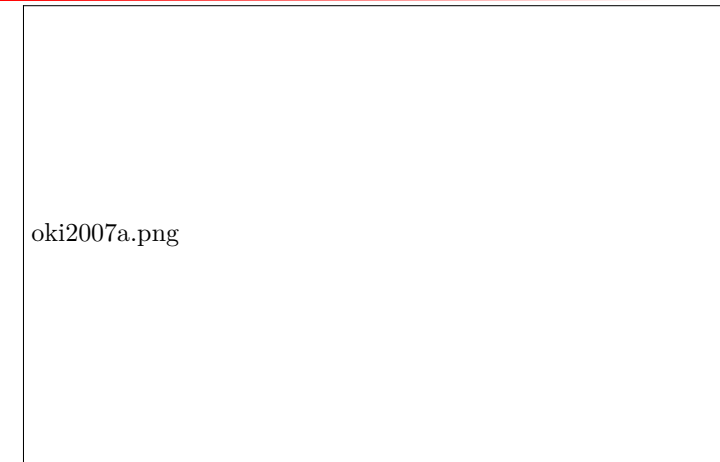
- 海面が冷やされる
 - 海水の密度は増加
 - 下の水より重くなる
- 不安定な成層
 - 対流により、上下に水が混ざる
 - 水温・塩分などが同じになる
 - 密度が同じになる深さまで。

※ 混合層の下には、季節躍層が残る
季節躍層の下には、最寒時の混合層



バミューダ沖の観測例

地球上の水



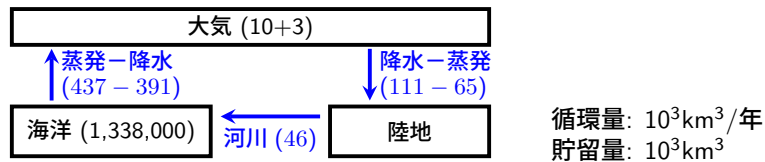
沖 (2007)

大部分は海水. 残りは雪氷 (&地下水)

水は、循環する
溶存物質は、海洋にとどまる

海洋	96.5%	大気	0.001%
氷河・積雪	1.7%	湖・河川	0.01%
地下水	1.7%		

水循環と塩分の変化



- 地表全体の降水量 $(391+111) \times 10^3 \text{ km}^3/\text{年} = 16 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (海洋が12)
 ※ 黒潮や湾流が運ぶ水は $50 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
- 平均の蒸発量, 降水量 (=循環量 ÷ 表面積)
 海洋: $3.6 \times 10^8 \text{ km}^2 \rightarrow 1.21 \text{ m}/\text{年}, 1.09 \text{ m}/\text{年}$
 陸地: $1.5 \times 10^8 \text{ km}^2 \rightarrow 0.43 \text{ m}/\text{年}, 0.74 \text{ m}/\text{年}$ (東京 1.47m/年)
- 平均滞留時間 (貯留量 ÷ フラックス) … どれぐらいで入れ替わるかの目安
 大気: $13 \div (391+111) = 0.026 \text{ 年} = 9.5 \text{ 日}$ 海洋: $1338000 \div 437 = 3060 \text{ 年}$

塩分の変化 (食塩水の濃度問題)

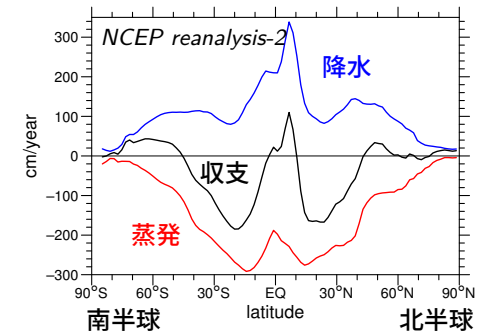
- 降水, 河川流入…海水は薄められる → 塩分は減少
- 蒸発 …海水は濃くなる → 塩分は増加

1cmの雨が降って, 1mまでの海水が混ざれば, 1% 塩分が下がる
 (もとの塩分が 35 g kg^{-1} であれば, 34.65 g kg^{-1})

水フラックスの緯度分布

ハドレー循環によって, 海面の上の湿った空気は赤道方向へ運ばれ, 上昇 → 赤道付近に強い降水 (ITCZ: 熱帯収束帯)

- 収支は { 中緯度: 蒸発
 低緯度・高緯度: やや降水
- 海全体: 蒸発 > 降水 → 河川で戻る

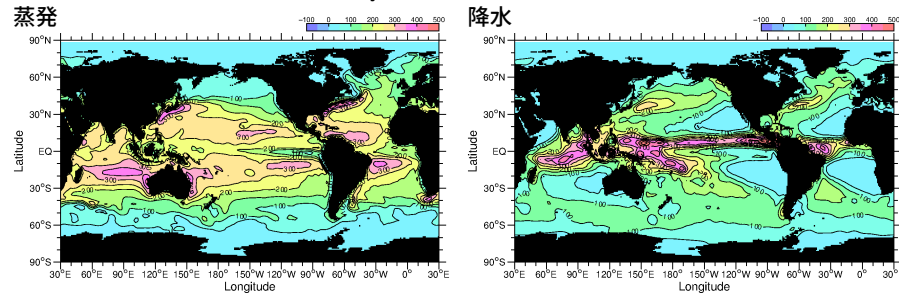


atmos-sect.png

Open University

水フラックスの分布

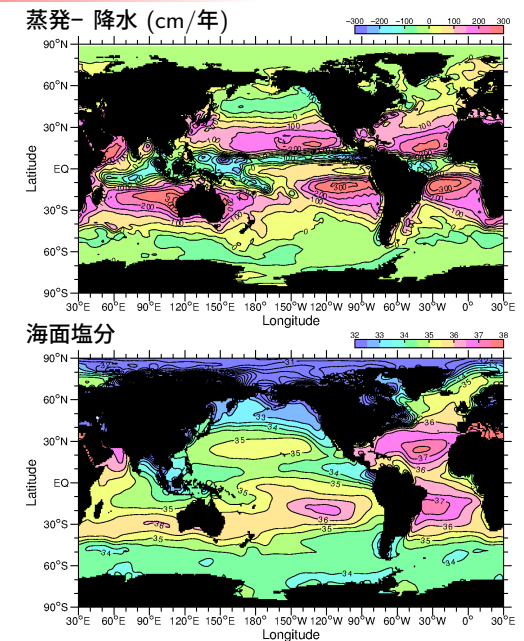
年平均値の分布 … NCEP reanalysis-2



- 蒸発 $13.9 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (潜熱フラックスと同じ分布)
 - 低緯度ほど盛ん (水温・気温が高い). ただし, 赤道付近は小さい
 - 日本の東やアメリカ東岸 ← 暖流 (暖かい水) + 偏西風 (大陸の乾燥した空気)
 - 降水 $12.4 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 - 赤道付近で集中的降水
 - 河川 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
 - (1) アマゾン川 $0.21 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (2) コンゴ川 $0.04 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$
- (Dai and Trenberth, 2002)

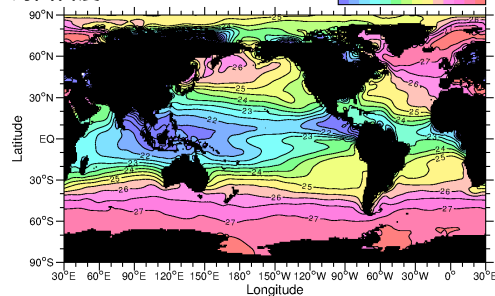
淡水フラックスと海面塩分

- 塩分 ← 淡水フラックス
 中緯度で高く, 赤道・高緯度で低い
- 大西洋の塩分は他に比べて高い
- 地中海の塩分はきわめて高い
 北極海の塩分はきわめて低い



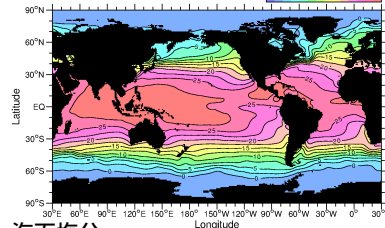
海面密度

海面密度

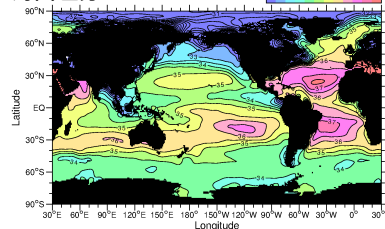


- 全体の分布は、水温による (高温=低密度) 高緯度ほど、密度は高い (水は重い)
- 北太平洋よりも北大西洋の密度が高い (塩分の影響) → 沈降 (北大西洋→北太平洋の対流)
- 南極大陸周辺も、高い → 沈降

海面水温

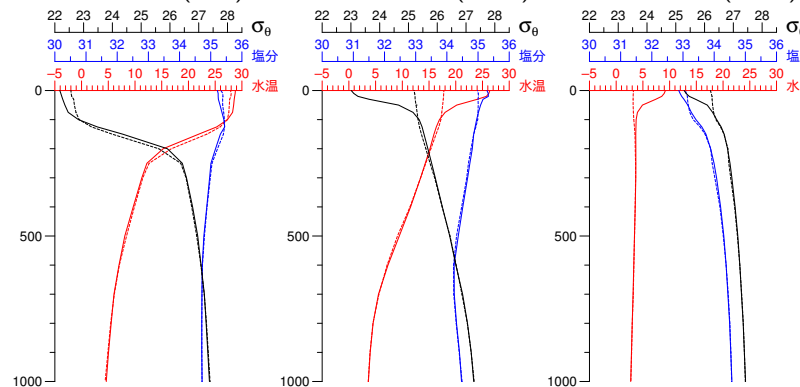


海面塩分



緯度による鉛直分布の違い

経度 180 度上: 赤道 (0°N) 北太平洋中央 (30°N) 北太平洋北部 (50°N)



縦軸は深度 (m). 実線: 8月, 破線: 2月. World Ocean Atlas 2009

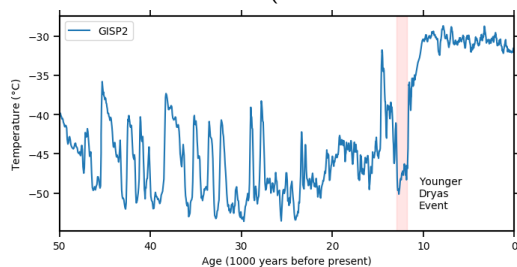
基本的には密度は水温でほぼ決まる. ただし、高緯度では塩分が重要になる

- 緯度が高くなるほど海面水温は低い
- 海面と深層の水温差は小さい (下限は結氷温度)
- 水温が低いと、密度への寄与は小さい

塩分と水温の違い

- 水温が高くなる → 熱の放出が増える → すぐにもとに戻る
- 塩分が高くなる → 降水が増えるわけではない → なかなか回復しない

グリーンランドの気温 (5 万年前から現在まで)



氷床コアから再現
Alley (2005) のデータを作図

最終氷期末の再寒冷期
(約 1 万 3 千年前)
→ ヤンガードライアス期

ブロッカーの仮説

- 氷河の融解水が大量に北大西洋に流れ込む
- 軽い水が海洋表面を覆う
- 水が沈まなくなる
- 海洋の流れが大変動 (コンベアベルト停止)
- 気候が大変動 (北大西洋沿岸の寒冷化)

Broecker1987.png

水温・塩分の南北断面図

北太平洋 (180°E), 2月気候値

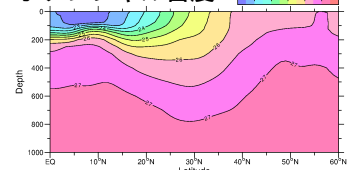
水温

- 海面付近…赤道が最も高い
- 混合層は北ほど厚い
- 深さ 500m 付近 (永久躍層) …中緯度が最も高い

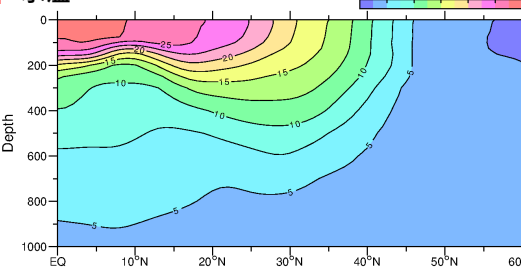
亜表層の塩分の低い部分
→ 高緯度の海面の水が移動

水は、同じ深度ではなく、同じ密度の深さを流れる

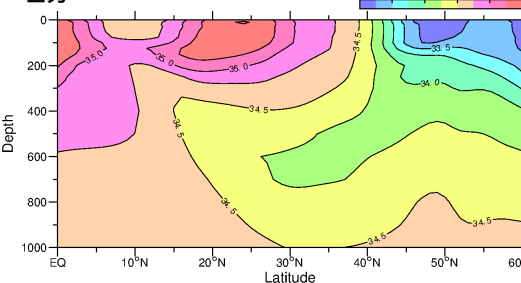
ポテンシャル密度



水温

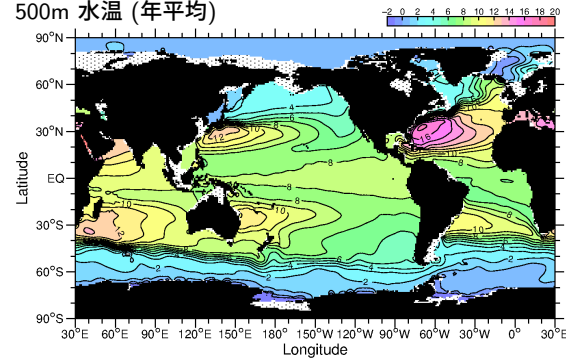


塩分

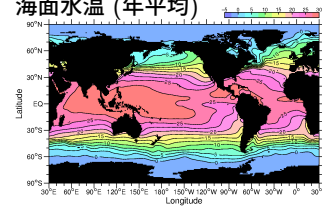


水温の水平分布

500m 水温 (年平均)



海面水温 (年平均)



赤道付近がもっとも暖かい

- 緯度 30 度付近, 海の西側がもっとも暖かい (黒潮や湾流が流れている場所). 北太平洋よりも北大西洋の方が暖かい (塩分が高いので, 密度は高い)
- 500m は, 中緯度における主水温躍層の深さ (混合層・季節躍層の下なので, 海面熱フラックスの影響を受けない)
 - 流れている水は**ほぼ**同じ温度を保つ (熱拡散等で徐々に変化)
 - **ほぼ**等温線に沿って水は流れている