

流体地球科学 第4回

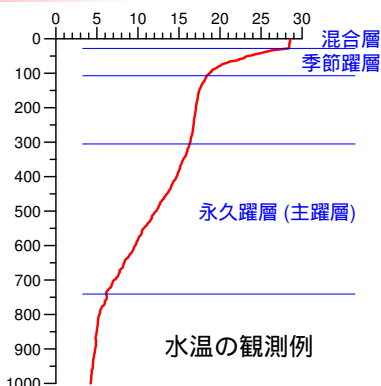
東京大学 大気海洋研究所 准教授
藤尾伸三
<http://ovd.aori.u-tokyo.ac.jp/fujio/2015chiba/>
fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2015/11/6

最終更新日 2015/11/24

前回のポイント

- 海水の密度 $\sigma(S, T, p) = \rho - 1000$ (kg m^{-3})
- ポテンシャル温度 $\theta (< T)$
ポテンシャル密度 $\sigma_\theta = \sigma(S, \theta, 0)$
...海面まで断熱的に移動させた値
(水圧による圧縮の効果を除く)
- 密度成層の安定性
安定 = 下ほどポテンシャル密度が大きい
不安定ならば、対流
海洋は冷却、大気は加熱で不安定化
- 水温の鉛直構造 - - - -
- 熱量 (J) = $\boxed{\text{質量} \times \text{比熱} \times \text{温度}}$
熱容量 = 体積 \times 密度 \times 比熱 (海水は約 $4000 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
海洋の熱容量は大気よりはるかに大きい (大気は海洋表層数メートル分)
- 熱の伝わり方: 放射・対流・伝導 (地球全体: 太陽放射 地球放射)
海洋には、海面でのみ、熱が出入りする
太陽放射 (= 日射, 短波放射), 長波放射 (上向き + 下向き = 正味), 潜熱, 顕熱



海面熱フラックスと海面水温

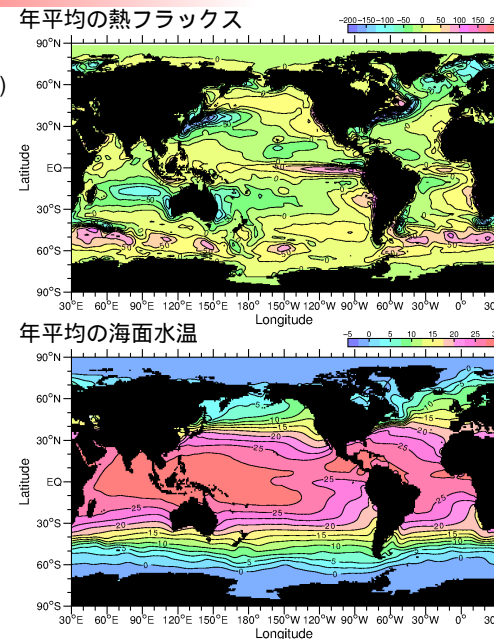
気候学的平均値の分布
熱フラックス (推定誤差は大きい):
NCEP reanalysis-2 (1991-2010 年)
海面水温: World Ocean Atlas 2009

年平均値の分布の特徴

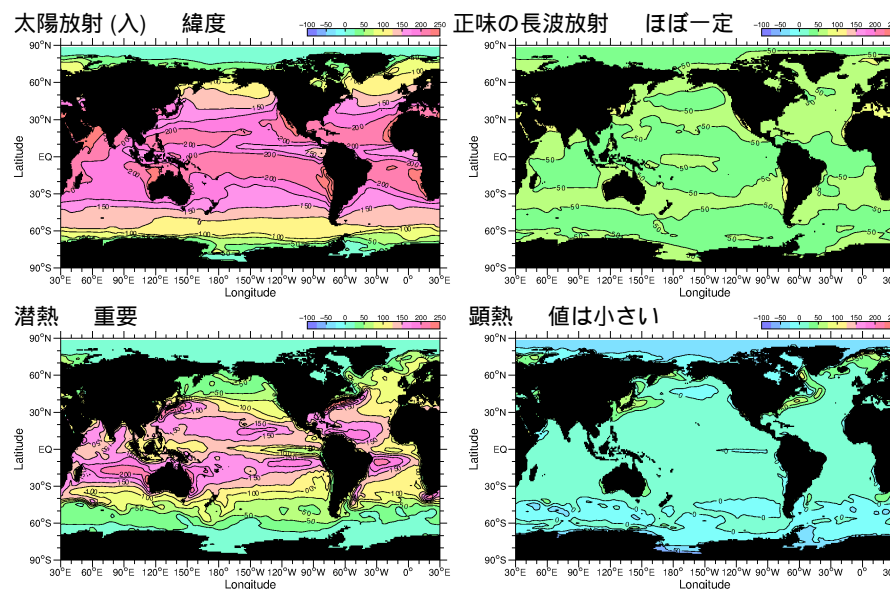
- 熱フラックス (正味)
 - 加熱 { 赤道太平洋の東側
南極周極流
海の東端
 - 冷却... 海の西端
 - 日本の東 黒潮
 - アメリカ東海岸 湾流

- 海面水温 (SST)
赤道が高く、極域が低い
特に、赤道太平洋の西側が高温

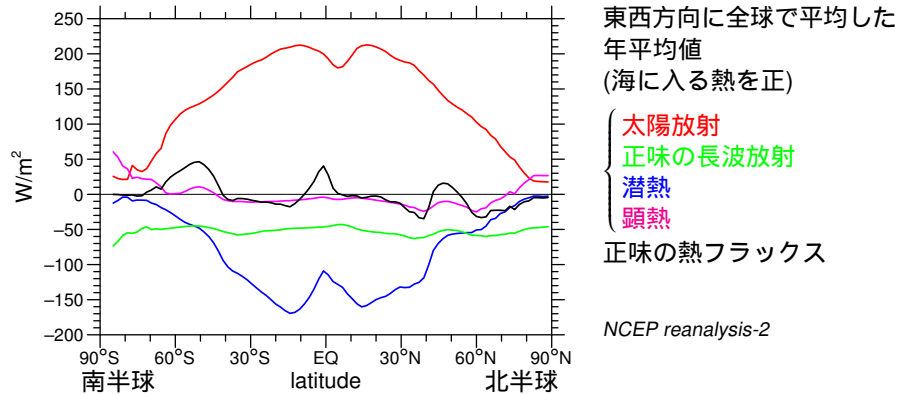
熱フラックスの大きい場所と水温
の高い場所は一致しない
海洋内部の熱輸送



年平均の熱フラックス



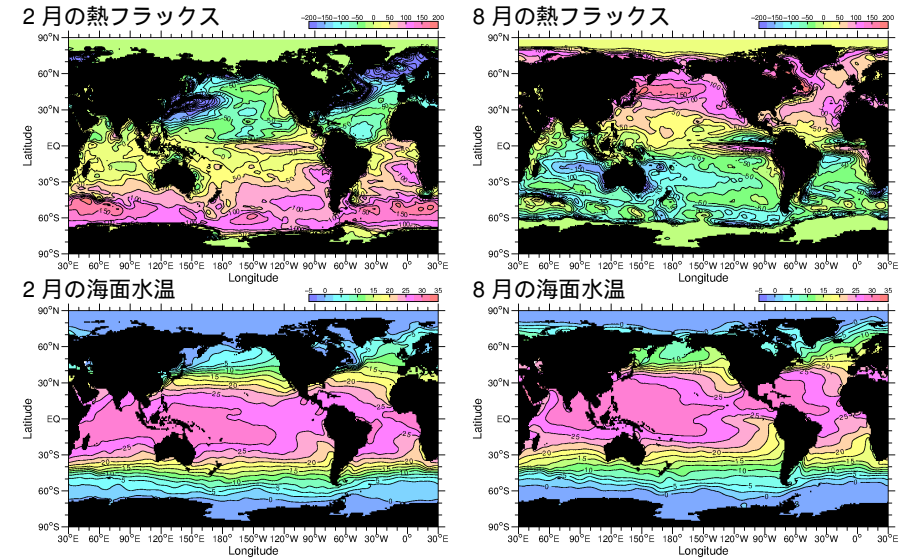
海面熱フラックスの緯度分布



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)

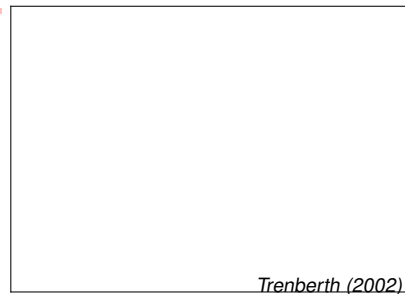
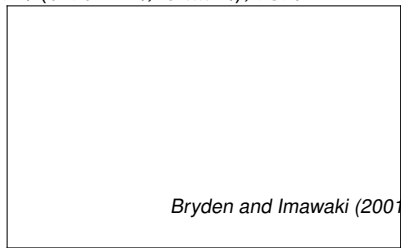
海面熱フラックスと水温の季節変化



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

南北熱輸送

大気 (乾燥空気, 水蒸気), 海洋

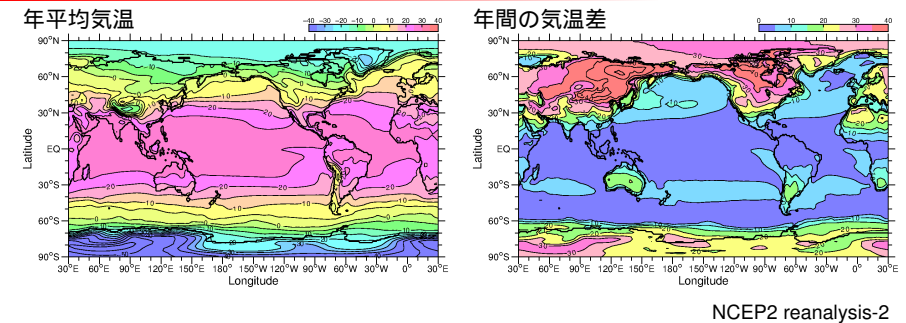


熱輸送 (単位 1 PW=10¹⁵W)

- 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)

Trenberth and Cane (2001)

気温の年較差

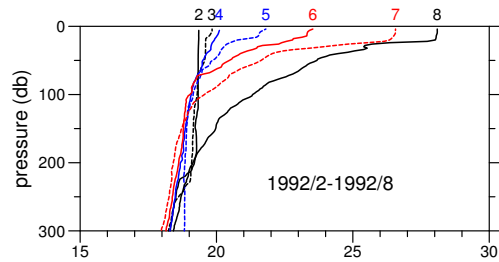


- 大陸に比べると、海洋上の気温の季節変化は小さい
 - 偏西風帯 大陸の西側は東側に比べて、やや差が小さい
 - 海が多くを占める南半球は、大陸上も北半球より小さい
- 大陸と海洋の温度差 季節風

季節躍層と混合層

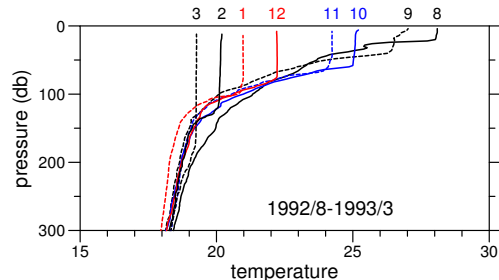
冬から夏: 季節躍層が発達

- 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

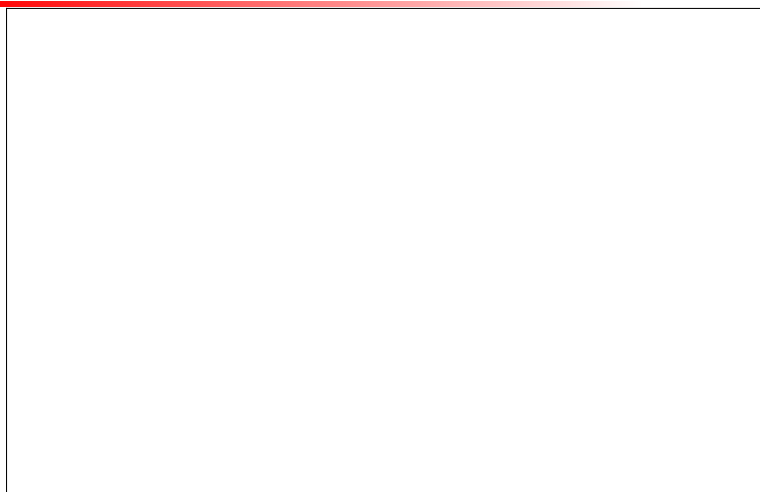
- 海面が冷やされる
海水の密度は増加
下の水より重くなる
- 不安定な成層
対流により、上下に水が混ざる
水温・塩分などが同じになる
密度が同じになる深さまで。



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

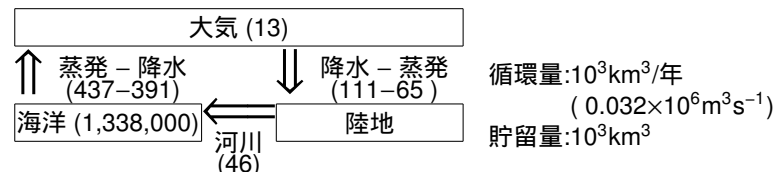
水循環と塩分の変化



沖 (2007)

- { 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
- 溶存物質は増減しない

淡水フラックス



- 平均の降水量・蒸発量 (= 循環量 表面積) ...淡水フラックス

| | 面積 | 蒸発 | 降水 |
|----|--------------------------------|----------|-----------------------|
| 海洋 | $3.6 \times 10^8 \text{ km}^2$ | 1.21 m/年 | 1.09 m/年 |
| 陸地 | $1.5 \times 10^8 \text{ km}^2$ | 0.43 m/年 | 0.74 m/年 (東京 1.47m/年) |

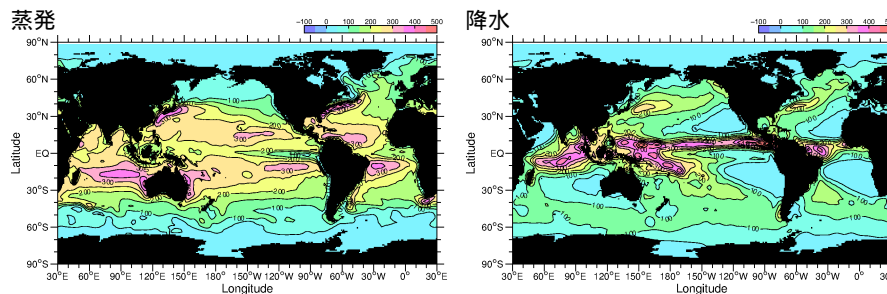
- 1 m/年の降水は、深さ1 mの海水 (35 g kg^{-1}) の塩分を
1日で g kg^{-1} 減少させる

1日では $1\text{m}/365 = 2.7 \times 10^{-3} \text{ m}$ なので、1 mの高さは1.0027 mに増える(海水の質量が1.0027倍). 溶存物質の質量は変化しないので、塩分は $35 - 35/1.0027 = 0.094 \text{ g kg}^{-1} = \text{約 } 0.1 \text{ g kg}^{-1}$ 減少する(食塩水の濃度の問題).

- 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: $1338000 \div 437 = 3060 \text{ 年}$

淡水フラックスの分布

気候学的平均値の分布 ... NCEP reanalysis-2



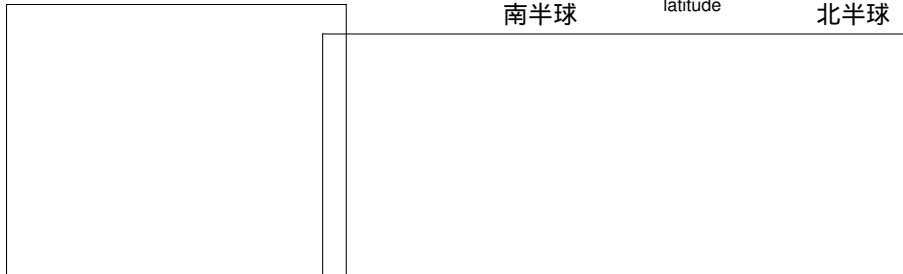
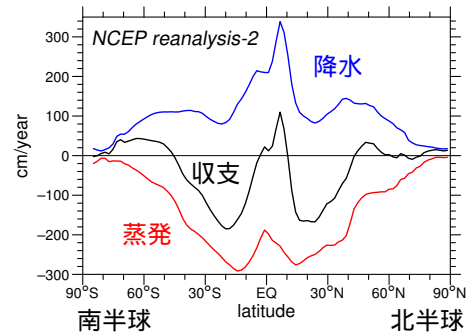
- 蒸発 (= 潜熱フラックス)
 - 低緯度ほど盛ん(水温・気温が高い). ただし、赤道付近は小さい
 - 日本の東やアメリカ東岸 暖流(暖かい水) + 偏西風(大陸の乾燥した空気)
- 降水
 - 赤道付近で集中的降水

淡水フラックスの緯度分布

ハドレー循環によって、海面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

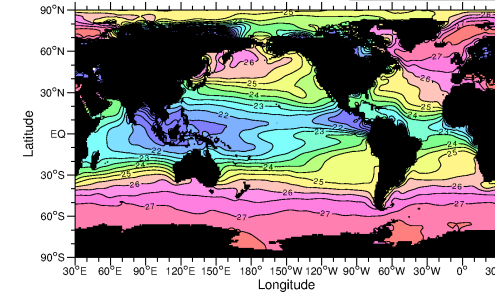
海全体: 蒸発 > 降水 河川で戻る



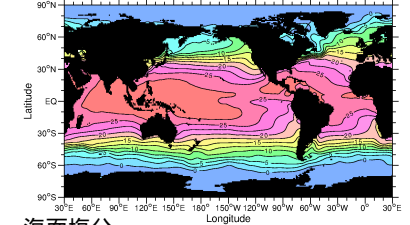
大気循環の模式図 adapted from Open University

海面密度

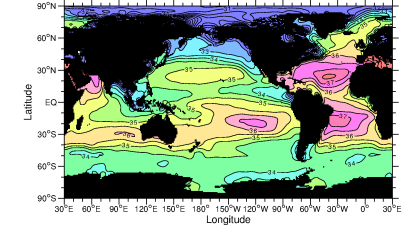
海面密度



海面水温



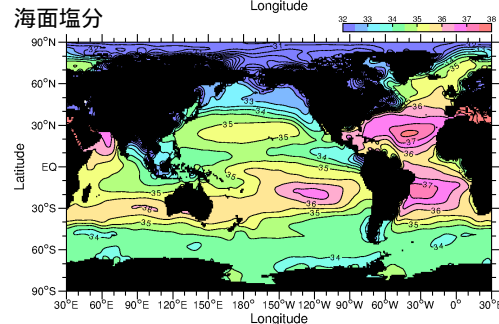
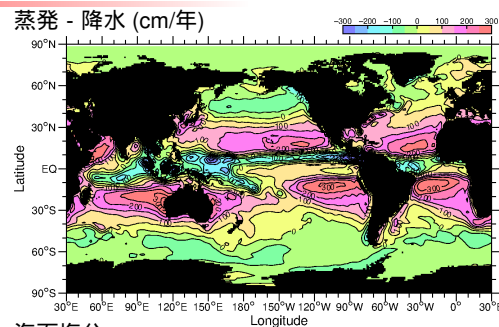
海面塩分



- 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

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、低緯度・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



塩分と水温の違い

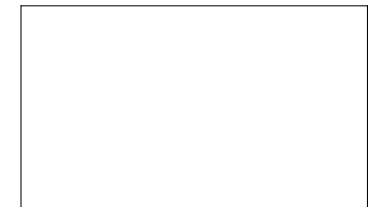
- { 水温が高くなる 熱の放出が増える すぐにもとに戻る
- { 塩分が高くなる 降水が増えるわけではない なかなか回復しない

最終氷河期末の再寒冷期 (約1万3千年前) ヤンガードライアス

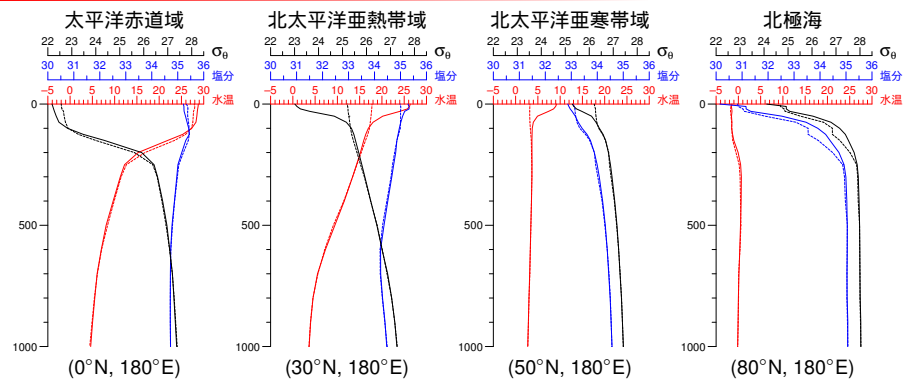
IPCC (2001)

グリーンランドの気温 (2.5万年前から現在まで)

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)



緯度による鉛直分布の違い



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

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, 水温の密度への寄与は小さい

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

