

流体地球科学 第2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

2019/12/13

最終更新日 2019/12/09

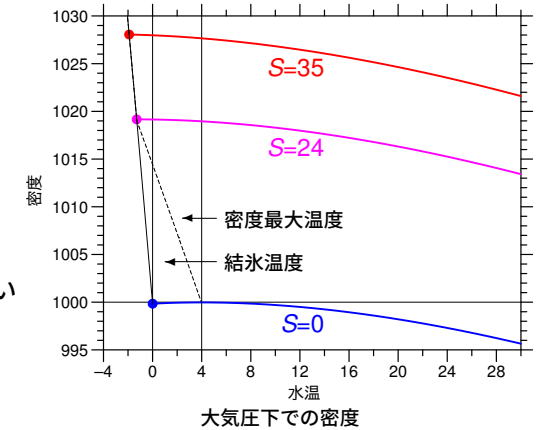
前回のポイント

- 密度 (kg m^{-3}) の違いが浮力を生み、対流が生じる ← 大気の大気運動
地表付近の大気 1.2kg m^{-3} , 海水の平均 1027kg m^{-3}
- 圧力 (Pa): 海洋は $1\text{dbar}=10^4\text{Pa}$ (約 0.1 気圧, 深さ約 1m) ← 静水圧
- 海洋と大気は、流体としてよい対応がある (塩分⇄湿度)
- 流体の密度 (状態方程式): 風船を考える
 - 圧力が大きくなる → 圧縮される → 密度が大きくなる
 - 温度が高くなる → 膨張する → 密度が小さくなる
 - 軽い (重い) ものが混ざる → 密度は小さく (大きく) なる
- 塩分
 - 海水の主要イオンの比はどこも「ほぼ」同じ (味は同じ).
濃度のみが場所や深さで異なる. (薄めてあるどうか)
 - 塩分は海水中の溶存物質の質量比 (千分率) に相当
 - 全海水の平均塩分は約 35g kg^{-1} ← 1 kg (約 1 L) 中に約 35g
 - 実用塩分: 電気伝導度で測った塩分
絶対塩分: 実用塩分から計算する (値が $0.16\sim 0.2\text{g kg}^{-1}$ 大きくなる)

※ 成績は 1/24 に実施する試験の得点のみで評価します。

淡水と海水の違い

- 淡水は 0°C で氷になる.
海水は 0°C 未満で氷になる.
(塩分 35g kg^{-1} で -1.92°C)
- 淡水は 4°C で密度が最大
→ 4°C 以下では、冷やされるほど軽いため、水面付近がもっとも冷たい → 水面に氷が張る
海水は冷たいほど密度が大きい
→ 海面が冷やされると、水は重くなって沈むため、凍りにくい. ※ 対流が起きる

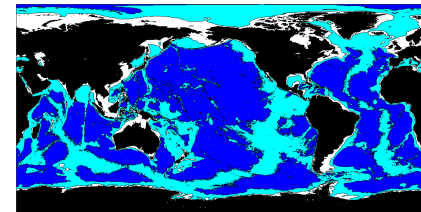


海水

- 海水の密度は、海水より小さい → 海面に浮く
- 海水は、ほとんど塩分を含まない.
→ 氷ができると、周辺の塩分は高くなる → 密度が大きくなる → 沈む

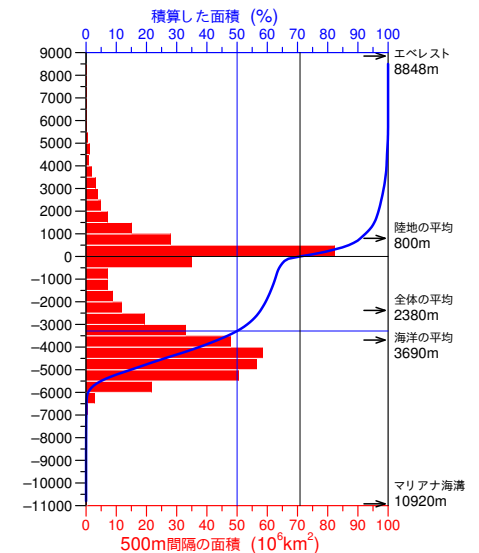
海洋の地形的特性

標高データセット ETOPO2 から作図



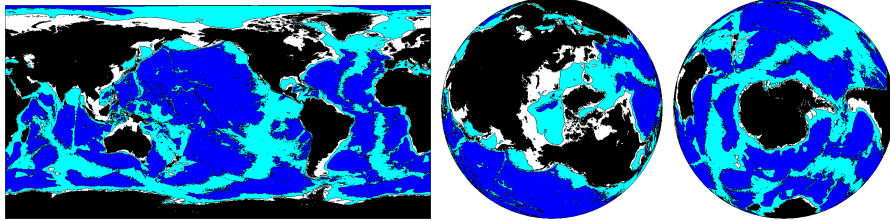
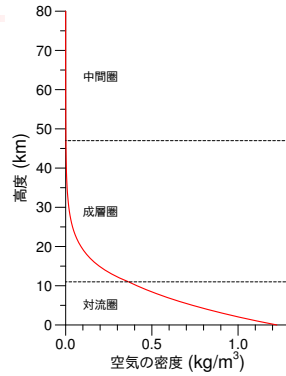
白 0~500m, 水色: 500m~4000m,
青: 4000m 以深

- 地球の表面積の約 7 割
3000m より深い部分で約 5 割
- もっとも多い水深は 4000~5000m
※ 北西太平洋は特に深い
- 地球 (半径 6400km) に比べれば、きわめて薄い



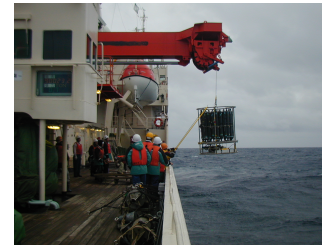
大気との比較

- 大気は、上限がない (空気は徐々に薄くなる)
 - 対流圏 (約 10km まで, 空気の 8 割), 成層圏, ...
- 海洋は、上限 (海面) と下限 (海底) が明確
 - 平均的な厚さは 4000m 程度
- 大気は、つながっている (地球を覆っている)
 - 東風・西風が卓越 (同じ緯度を循環)
- 海洋は、大陸によって分断されている
 - インド洋, 太平洋, 大西洋, 南大洋 (南極海, Southern Ocean), 北極海 (Arctic Ocean)
 - 各大洋内で循環 (大洋西側に強い流れ, 黒潮など)

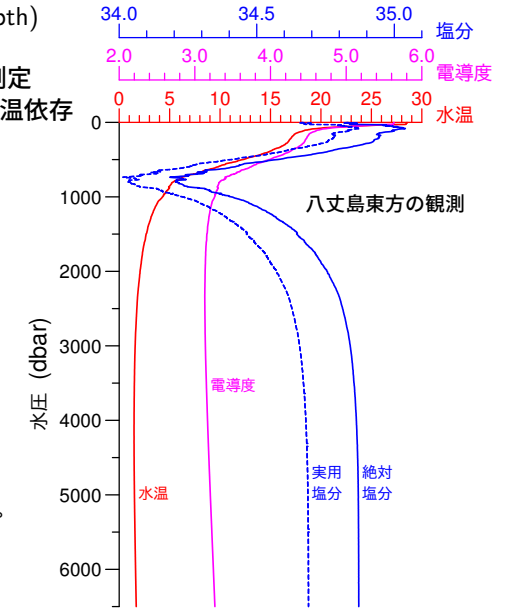


水温・塩分・水圧の測定

CTD (Conductivity-Temperature-Depth)
「電導度・温度・深度計」
実際には、深さではなく、水圧を測定
電気伝導度 (単位 $S\ m^{-1}$) ← ほぼ水温依存
実用塩分 (単位 psu):
電気伝導度・水温・水圧から計算
絶対塩分 (単位 $g\ kg^{-1}$):
実用塩分とデータベースから計算



船からセンサーをワイヤーやロープを使って海中に降ろす
※ 大気の場合、ゾンデを上げる



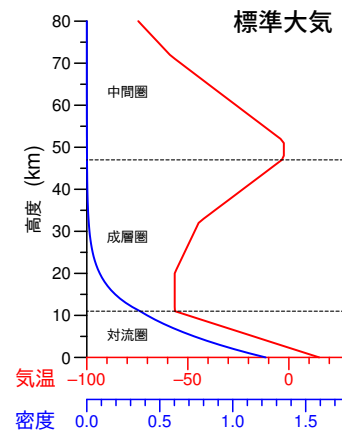
海水の体積, 質量

- 海は地球表面の約 7 割, 平均水深は 4km 弱. 地球の半径 $R=6400\text{km}$
体積は, $4\pi R^2 \times 0.7 \times (4\text{km}) = 1.4 \times 10^9 \text{km}^3$
- 密度 $1000\text{kg}\ m^{-3}$ ($10^{12}\text{kg}\ \text{km}^{-3}$) とすると,
質量は, $1.4 \times 10^9 \times 10^{12} = 1.4 \times 10^{21}\text{kg}$
- 平均塩分を $35\text{g}\ \text{kg}^{-1}$ とすると,
溶存物質の総質量は, $1.4 \times 10^{21} \times 35 = 4.9 \times 10^{19}\text{kg}$

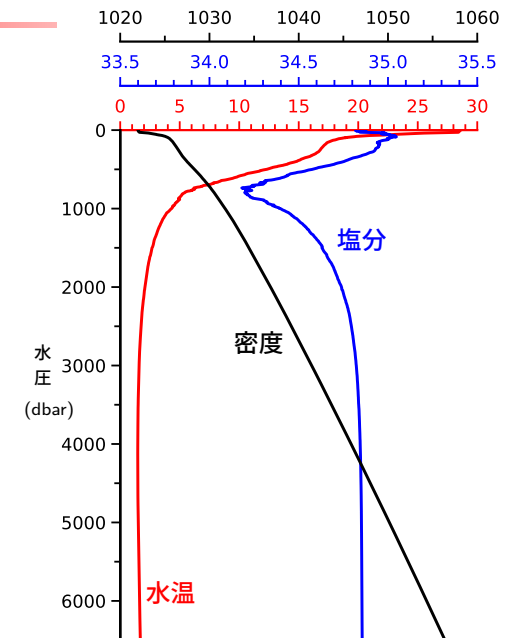
大気の質量

- 地表での大気圧は約 10^5Pa ... $p = \int_0^\infty \rho g\ dz \sim g \int_0^\infty \rho\ dz = gM$
地表 1m^2 あたりの総質量... $M = p \div g = 10^5 \div 9.8 = 10^4\text{kg}$
地球の表面積 $4\pi R^2$ をかけて $5.1 \times 10^{18}\text{kg}$
※ 海水は大気の約 275 倍の質量

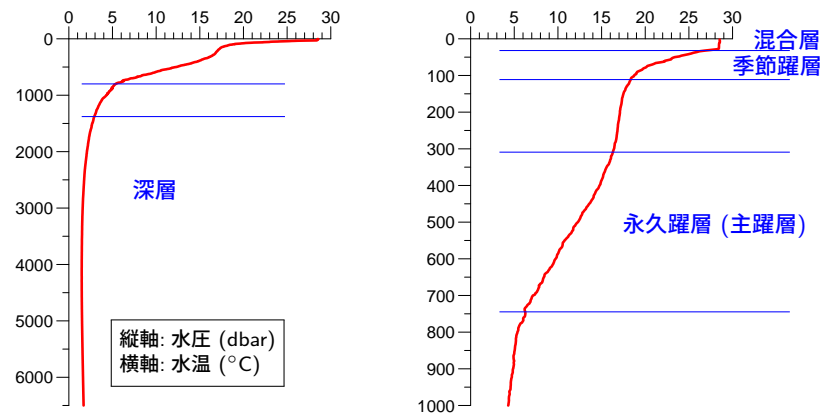
鉛直分布



- 地面や海面は日射を受けるので、温度が高い。
- 密度は圧力でほぼ決まる
→ 下ほど圧縮され、大きい



水温の構造



- 温度勾配の大きさによって、層に分ける (普通, 温度逆転はない)
ただし, 混合層の底を除き, 層の境界は明確でない
- 水温躍層 (thermocline) ← 通常は「永久水温躍層」を指す
- 深層は, 極域で沈降した冷たい水 (深層水) のある層
光が届かない部分 (深さ 200m より下) を「深層」と呼ぶ人もいる (主に生物学)

成層安定性

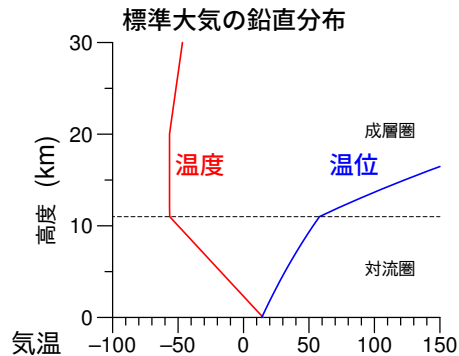
温度が高いほど, 密度は小さい (軽い) ので,

- 大気は, 下が暖められる → 下が軽い → 不安定 (上下に空気が混ざる)
- 海洋は, 上が暖められる → 上が軽い → 安定

下のものが上に動くと, 圧力が変わり, 膨張して軽くなる。
安定性を見るには, 同じ圧力の密度で比べる必要がある。

大気の場合, 1000hPa (地上ではない)
に空気を断熱的に移動させる。
→ 下に動かすので, 圧縮される
→ 温度が上がる
1000hPa での温度を「温位」

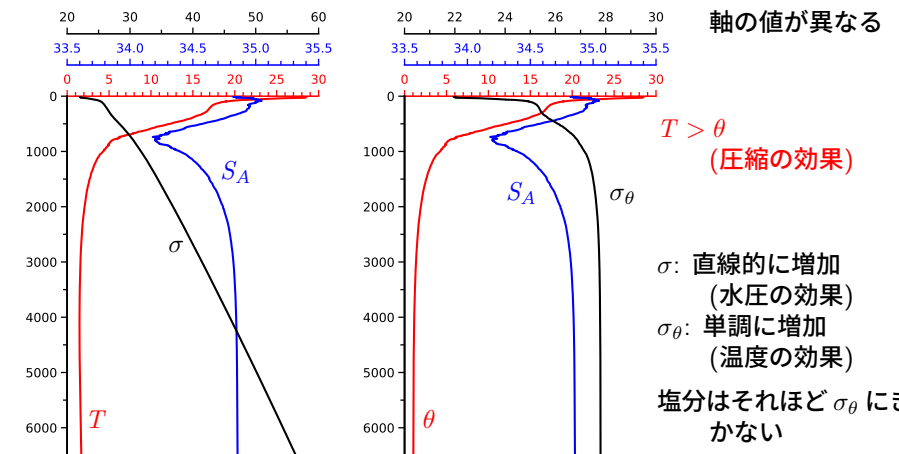
乾燥空気の温位は, 密度と一対一
→ 安定成層ならば, 温位は上空ほど高い (軽い)



海洋のポテンシャル温度・密度

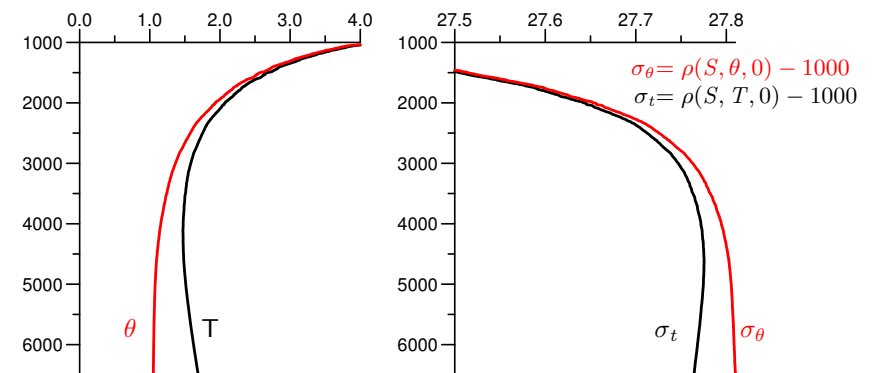
海洋の場合, 基準を水圧 0 (海面) に取る

- 温度 (現場温度) T , ポテンシャル温度 (温位) θ
- 密度 (現場密度) $\sigma = \rho - 1000$, ポテンシャル密度 σ_θ (正確には, 密度偏差)



深層のポテンシャル温度・密度

深海では大きな水圧がかかるため, 海水も圧縮される (密度が増える)
→ 温度とポテンシャル温度の差が大きい



- 水温が 4000dbar より下で水温が高くなるのは圧縮による
ポテンシャル温度は, 深いほど低い
- ポテンシャル密度は, 必ず, 深いほど大きい。
安定成層では, 上下に流体は動かない (動いてももとの深さに戻される)

地表が受ける熱

rika001.png

Trenberth and Kiel (1997), 理科年表より

地表 (海と陸) 全体での 1 年間の平均値…収支は**バランス!**

- 太陽放射 49 (短波放射, 日射): 太陽から直接, 到達する熱
- 正味の長波放射 19: 大気の放射熱と地表の放射熱の差 (失う熱)
- 顕熱 7: 大気との熱伝導で失う熱
- 潜熱 23: 蒸発によって失う熱

熱

単位: $J = N \cdot m$ (仕事やエネルギーと同じ)

物体の温度は, 受け取る熱量に比例

$$\text{熱量} = \text{熱容量} \times \text{温度}$$

$$\text{比熱容量} = \text{熱容量} \div \text{質量}$$

	密度 kg m^{-3}	定圧比熱 $\text{J kg}^{-1}\text{K}^{-1}$	体積 あたり
水	1000	4200	4.2×10^6
海水	1025	4000	4.1×10^6
空気	1.2	1000	1.2×10^3
土	2000	800	1.6×10^6

値は温度などによって変化

- 水と土の比熱の違い → 陸海風, 季節風 (海上と陸上の温度差)
- $\left\{ \begin{array}{l} \text{空気の総質量 } 5.1 \times 10^{18} \text{ kg} \rightarrow \text{大気の熱容量 } 5.1 \times 10^{21} \text{ J K}^{-1} \\ \text{海水の総質量 } 1.4 \times 10^{21} \text{ kg} \rightarrow \text{海洋の熱容量 } 5.6 \times 10^{24} \text{ J K}^{-1} \end{array} \right.$
- ※ 海洋の熱容量は大気の 1000 倍
同じ温度上昇ならば, 海洋の方が 1000 倍多く熱を吸収
- 空気の総質量は, 海水 10m と同じ (← 水 10m で 1 気圧)
大気の熱容量は, 全海洋の表層 3.6m と同じ
↑ 海水の比熱は空気の 4 倍. 海は地表の 7 割なので, $10 \div (4 \times 0.7) = 3.6$
(海の平均水深は 3600m なので, 全海洋では 1000 倍)
- 地球温暖化の熱は海洋が 9 割以上を吸収 (1971 年以降, 表層 73%, 深層 19%)

熱フラックス

単位時間, 単位面積あたりの熱量

単位: $\text{J s}^{-1} \text{m}^{-2} = \text{W m}^{-2}$

大気 (とても複雑)

- 放射によって内部が加熱・冷却
- 雲や雨などによる熱のやり取り

海洋 (とても単純)

- 海洋はほとんど光を通さない
→ 内部に熱源はない
(氷の生成も海面で起きる)

海洋への熱の出入りは海面のみ

海面から入った熱が「対流 (移流)」と「伝導 (拡散)」によって広がる

※ 地熱は地表全体の平均で 0.06 W m^{-2}
(地表に到達する太陽放射 168 W m^{-2} の 0.04%)

海面の水温と熱フラックス

海面水温

(World Ocean Atlas 2009)

赤道が高く, 極域が低い
特に, 赤道太平洋の西側が高温

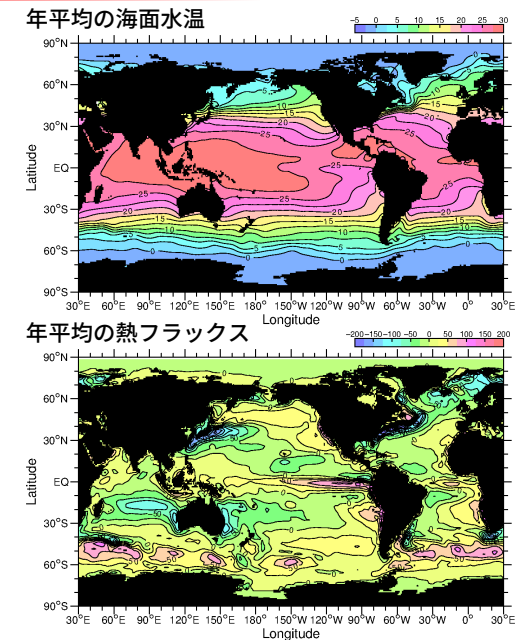
熱フラックス (推定誤差は大きい)
(NCEP reanalysis-2, 1991-2010 年)

加熱 $\left\{ \begin{array}{l} \text{赤道太平洋の東側} \\ \text{南極周極流} \\ \text{海の東端} \end{array} \right.$

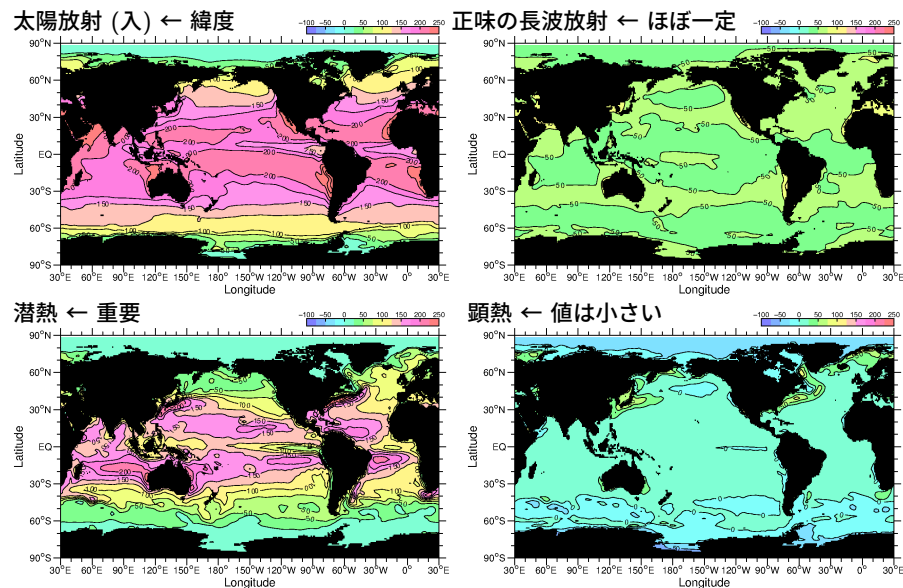
冷却…海の西端

$\left\{ \begin{array}{l} \text{日本の東} \leftarrow \text{黒潮} \\ \text{アメリカ東海岸} \leftarrow \text{湾流} \end{array} \right.$

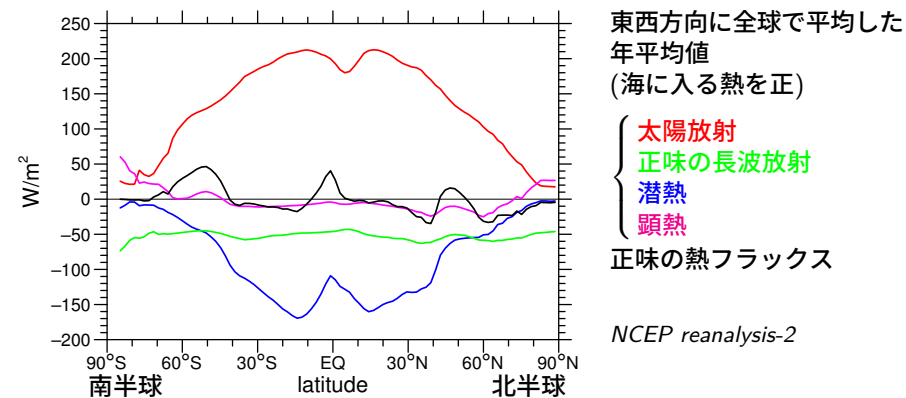
加熱場所に入った熱は海流で冷却
場所に運ばれる (熱輸送)



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)

南北熱輸送

大気 (乾燥空気, 水蒸気), 海洋

Bryden-a2.png

Bryden and Imawaki (2001)

Fig2.png

Trenberth (2002)

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
↑ 太陽放射をならず
- 南大西洋は例外的
↑ 冷たい深層水が極向き (南向き)

trenberth-3a.png

Trenberth and Cane (2001)