

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/2017chiba/>
fujio@aori.u-tokyo.ac.jp

2017/10/13

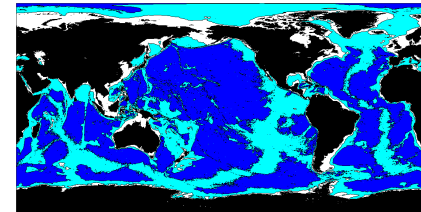
最終更新日 2017/10/10

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 ← 大気の運動
地表付近の大気 1.2 kg m^{-3} , 海水の平均 1027 kg 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 $35 \text{ g kg}^{-1} \leftarrow 1 \text{ kg}$ (約 1ℓ) 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)

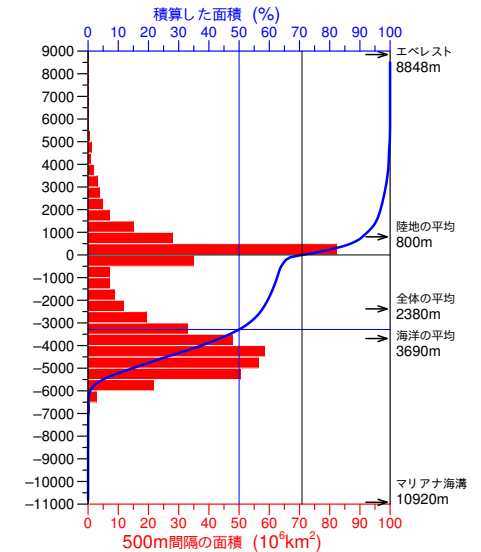
海洋の地形的特性

標高データセット ETOPO2 から作図



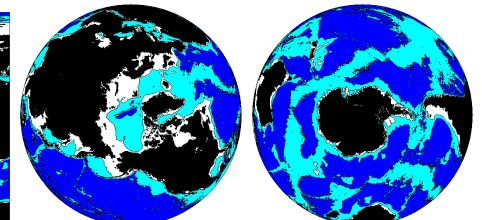
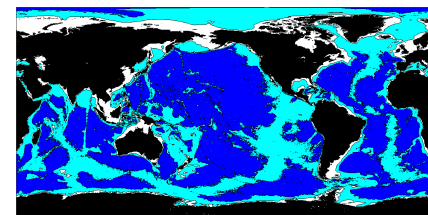
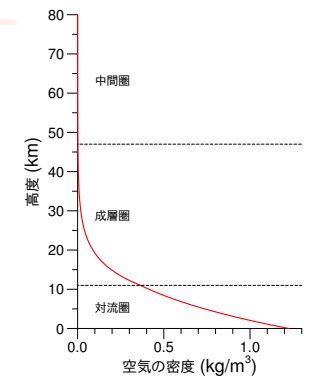
白 0~500m, 水色: 500m~4000m,
青: 4000m 以深

- 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)
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), 北極海
 - 海峡で部分的につながる
- 海の地形的な個性 (広さ, つながり方)
→ 海流に違いを作る



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 1000kg m^{-3} ($10^{12} \text{kg km}^{-3}$) 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 35g kg^{-1} とすると, 溶存物質の総質量は, $1.4 \times 10^{21} \times 35 = 4.9 \times 10^{22} \text{kg}$

大気の状態

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 $5.1 \times 10^{18} \text{kg}$

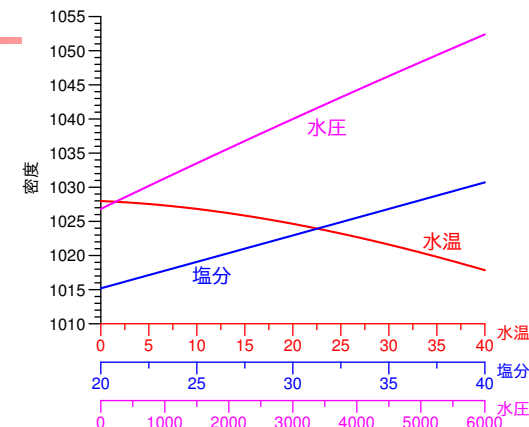
海水の密度の変化

$$\rho = \rho(S, T, p)$$

$S_0 = 35 \text{ g kg}^{-1}$, $T_0 = 10^\circ\text{C}$,
 $p_0 = 0 \text{ dbar}$ での密度変化.

$$\rho(S_0, T_0, p_0) = 1026.8 \text{ kg m}^{-3}$$

- 塩分・圧力に関して, ほぼ比例
 $0.77 \text{ kg m}^{-3} / (\text{g kg}^{-1})$
 $4.3 \text{ kg m}^{-3} / 1000 \text{dbar}$
- 水温に関して, 0°C 付近は変化が小さい



水温	0	10	20	30	(°C)
密度の減少	0.05	0.17	0.26	0.34	(kg m ⁻³ °C ⁻¹)

密度が 0.26 減る → 体積が $0.26/1000 = 0.026\%$ 増える

※ 水温が 20°C から 1 度増えると, 水 100m につき, 2.6cm の海面上昇
 IPCC によれば, 20 世紀での海面上昇は 17cm (半分程度が熱膨張)

海水の状態方程式

海水の密度 (ρ) は, 圧力 (p) と温度 (T) と塩分 (S) で決まる.

- 圧力が大きくなると, 圧縮されて密度は大きくなる
- 温度が高くなると, 膨張して密度は小さくなる
- 塩分が高くなる (溶存物質は水より密度が大きい) と, 密度は大きくなる
 4°C の真水の密度は, 1000kg m^{-3}
 真水 1l (1kg) に塩 35g を溶かすと, 質量は 1035g .
 $\left\{ \begin{array}{l} \text{体積が } 1\text{l} \text{ のままならば, 密度は } 1035 \text{ kg m}^{-3} \\ \text{実際には, 少し体積も増えるので, } 1028 \text{ kg m}^{-3} \end{array} \right.$

海水の状態方程式 (Equation of State)

- 実用塩分から密度を計算する式...EOS80 (1980 年), 実験式
 $\rho = \rho(S_P, T_{68}, p)$ S_P : 実用塩分, T_{68} : 温度 (IPTS-68)
- 絶対塩分から密度を計算する式...TEOS-10 (2010 年), 熱力学的関係式
 $\rho = \rho(S_A, T_{90}, p)$ S_A : 絶対塩分, T_{90} : 温度 (ITS-90)

TEOS-10 に実用塩分をそのまま使っちゃいけない.

(塩分が 0.16g kg^{-1} 小さいと, 密度は 0.12kg m^{-3} 小さくなる)

圧力 p は, 実際の圧力から 1 気圧 (10.1325dbar) を引いた値 (水圧に相当)

淡水と海水の違い

淡水は 0°C で氷になる.

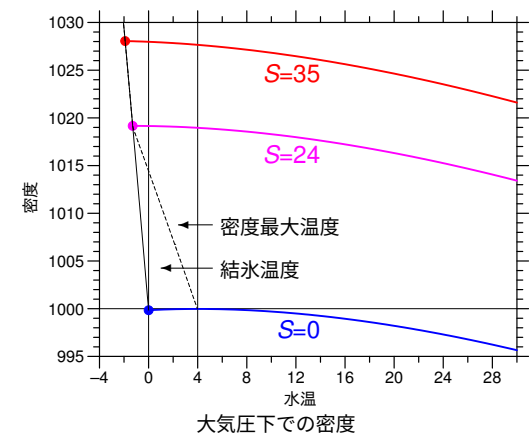
海水は 0°C 未満で氷になる.
 (塩分 35g kg^{-1} で -1.92°C)

淡水は 4°C で密度が最大

→ 4°C 以下では, 冷やされるほど
 軽いので, 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.



海氷は, ほとんど塩分を含まない.

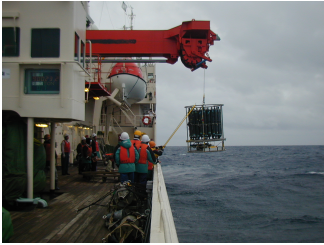
→ 氷ができると, 周辺の塩分は高くなる → 密度が大きくなる → 沈む

水温・塩分・水圧の測定

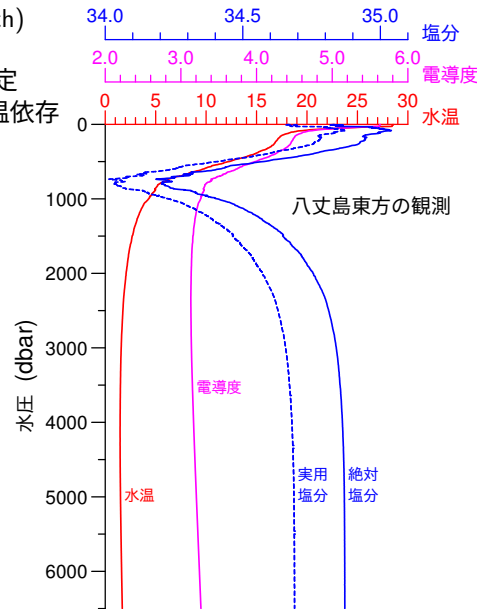
CTD (Conductivity-Temperature-Depth)
「電導度・温度・深度計」

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):

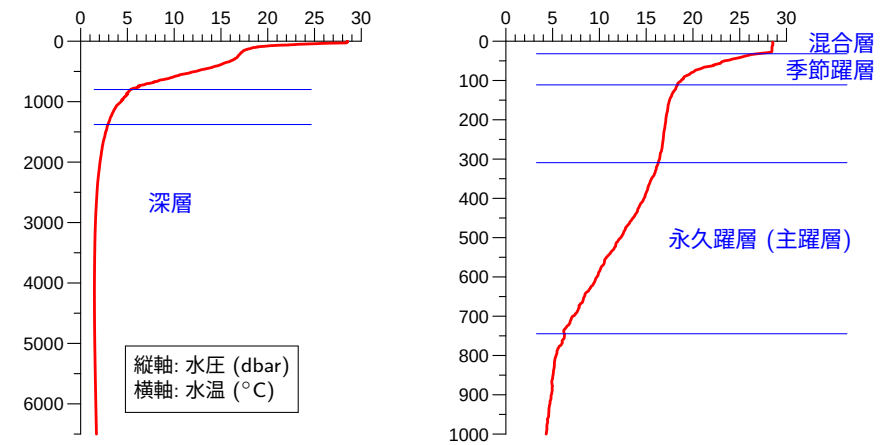
電気伝導度・水温・水圧から計算
絶対塩分 (単位 $g\ kg^{-1}$):
実用塩分とデータベースから計算



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

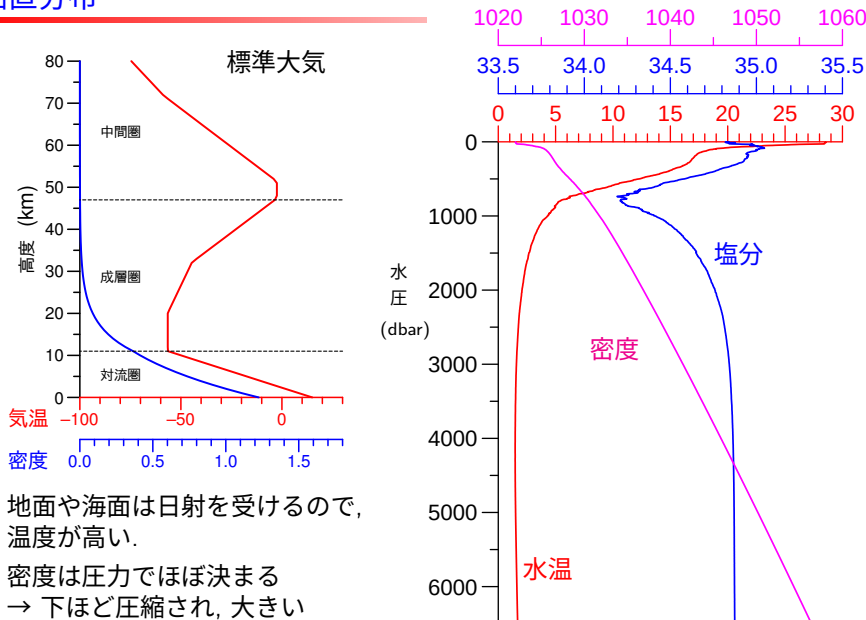


水温の構造



- 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
- 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)

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

成層安定性

温度が高いほど、密度は小さい (軽い) ので、

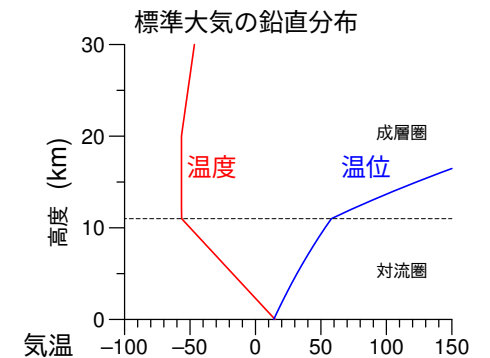
- 大気は、下が暖められる → 下が軽い → 不安定 (上下に空気が混ざる)
- 海洋は、上が暖められる → 上が軽い → 安定

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」

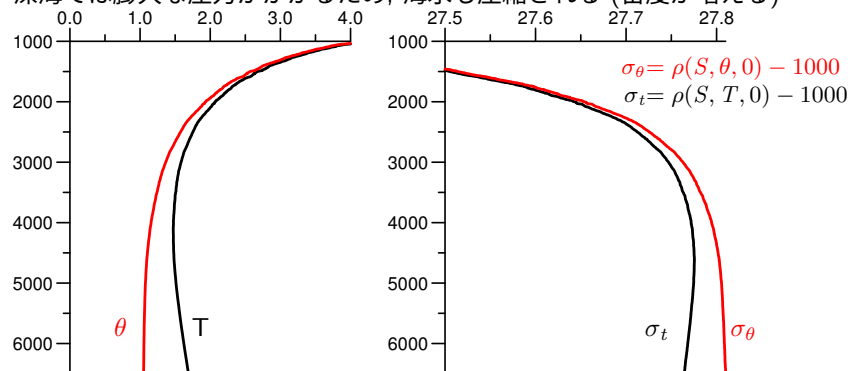
密度は圧力の効果が勝り、増加する

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 → 膨張するので、下がる
 深海では膨大な圧力がかかるため、海水も圧縮される (密度が増える)



- ポテンシャル温度 (温位) θ は、通常、深さとともに単調に減少
 本来、下ほど冷たいが、4000dbar より下で水温が高くなるのは圧縮による
- 水圧 0 での密度を「ポテンシャル密度」。必ず、深さとともに単調に増加
 安定成層では、上下に動かない (動いてももとの深さに戻される)

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)
- 空気の総質量 $5.1 \times 10^{18} \text{kg}$ → 大気の熱容量 $5.1 \times 10^{21} \text{J K}^{-1}$
 - 海水の総質量 $1.4 \times 10^{21} \text{kg}$ → 海洋の熱容量 $5.6 \times 10^{24} \text{J K}^{-1}$
- ※ 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%)

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

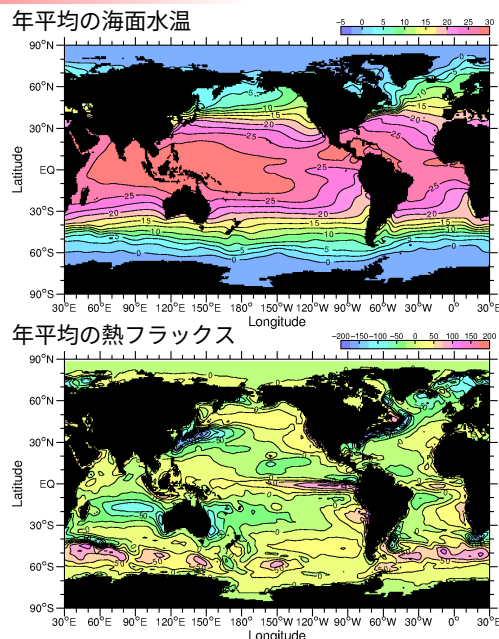
(World Ocean Atlas 2009)

赤道が高く、極域が低い
特に、赤道太平洋の西側が高温

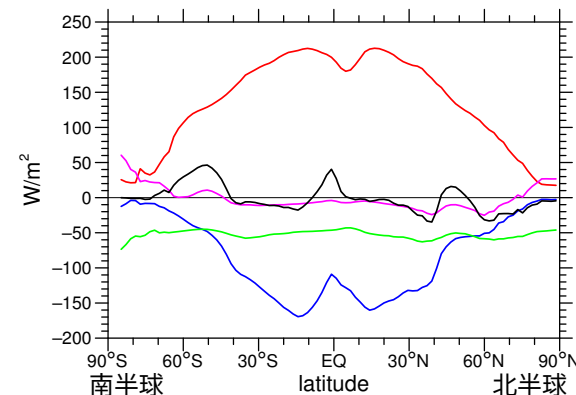
熱フラックス (推定誤差は大きい)
(NCEP reanalysis-2, 1991-2010 年)

加熱 { 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

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)



海面熱フラックスの緯度分布



東西方向に全球で平均した
年平均値
(海に入る熱を正)

{ 太陽放射
正味の長波放射
潜熱
顕熱

正味の熱フラックス

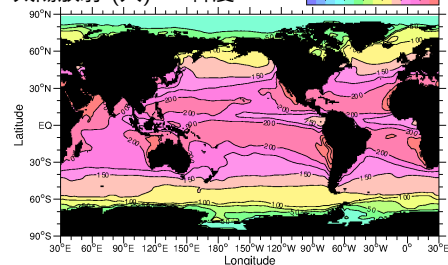
NCEP reanalysis-2

※海洋の面積は緯度によって異なるので、総量ではない

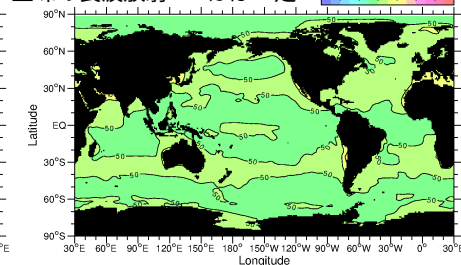
- 全体の分布は、太陽放射と潜熱の分布で決まっている
(長波放射は一定値、顕熱は小さい)
- 低緯度で海洋が受けとった熱は、主に海流によって高緯度に運ばれ、放出される…南北熱輸送 ← 気候に対する寄与 (例: 温暖なヨーロッパ)

年平均の熱フラックス

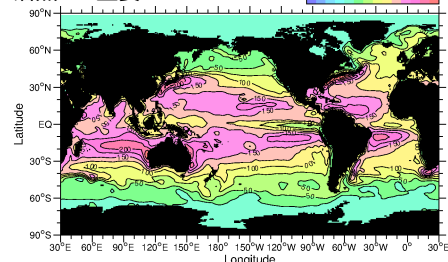
太陽放射 (入) ← 緯度



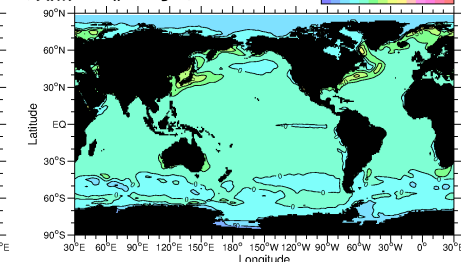
正味の長波放射 ← ほぼ一定



潜熱 ← 重要

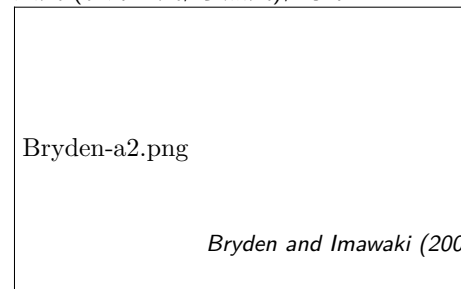


顕熱 ← 値は小さい

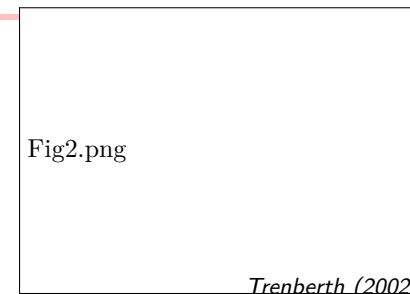


南北熱輸送

大気 (乾燥空気, 水蒸気), 海洋



Bryden and Imawaki (2001)



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
↑ 太陽放射をならす
- 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)