

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

2015/10/16

最終更新日 2015/10/13

前回のポイント

- 圧力 ... 1 dbar = 10^4 Pa = 約 0.1 気圧
水圧 ... 圧力から 1 気圧を引いたもの (海面でほぼ 0)
海水の場合, 静水圧は 深さ 1m で約 1 dbar 増
浮力 ... 静水圧の違い **重力と浮力の差が重要** ... 密度差
- 空気的全質量は 約 kg (海水は 1.4×10^{21} kg 先週)
地表での大気圧は約 10^5 Pa... $p = \int_0^\infty \rho g dz \sim g \int_0^\infty \rho dz = gM$
地表 1m² あたりの総質量... $M = p \div g = 10^5 \div 9.8 = 10^4$ kg = 10 t
地球の表面積 $4\pi R^2$ をかけて 5.1×10^{18} kg
- 海水の密度 (海面付近で約 1025 kg m⁻³)

}	温度が高い	膨張	密度は減少 (高温ほど膨張率が大きい)
	圧力が高い	圧縮	密度は増加
	塩分が高い	溶存物質が多い	密度は増加

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
- CTD... 温度・塩分・圧力を測定する

深海の水圧

日本付近の太平洋の水深は約 6000m ... 600 気圧
カップヌードルの容器を海底近くまで沈めて, 引き上げると...



海水を沈めるとどうなるか

熱を通さない袋に入れて, 深海へ沈める (断熱的)

海水の状態方程式 $\rho = \rho(S, T, p)$

海面での密度 $\rho(35, 10, 0) = 1026.8$ kg m⁻³

6000m (6000dbar) の深海では

- 圧縮され, 体積が減少する... 密度が増加
密度 $\rho(35, 10, 6000) = 1052.4$ kg m⁻³
- 圧縮によって, 仕事を受ける... 水温が上昇 密度は減少
水温 10.91°C
密度 $\rho(35, 10.91, 6000) = 1052.1$ kg m⁻³

カップヌードルの容器と違い, 海面に引き上げると, 水温, 密度はもとに戻る (可逆的)

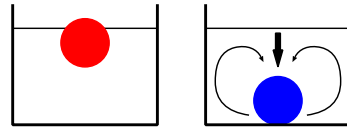
{ ポテンシャル温度 (温位) θ ... 断熱的に海面に移動させたときの温度
ポテンシャル密度 $\rho(S, \theta, p)$... 断熱的に海面に移動させたときの密度
本来の値は, 「現場温度」「現場密度」として区別

海面に移動すると, 水が膨張する 温度は下がる $\theta < T$

密度成層の安定性

(1) 水面に静かにボールをおく

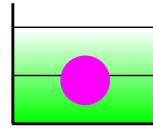
- 水よりもボールの密度が小さい 浮く
- 水よりもボールの密度が大きい 沈む
上下に混ざる (対流)



下側の密度が小さい状態 (不安定成層) は長続きしない

(2) 水の密度が下ほど大きい状態 (安定成層)

- ボールは、同じ密度の水の深さまで沈む
上下に動かしても、もとの密度の深さに戻る
- 安定成層では、水は上下に動きづらい

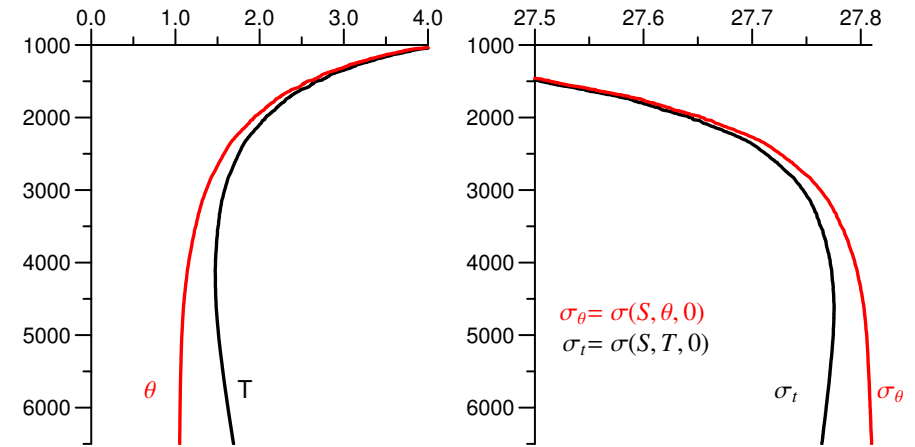


(3) ボールが圧縮される場合

上下に動く 水圧でボールの体積が変化 密度が変化
ボールの密度は、その場の深さでの圧力で計算

あるいは、水とボールの密度を基準となる圧力 (海面 0dbar) で比べる
安定性は、密度そのものではなく、ポテンシャル密度で比べる

ポテンシャル温度・密度

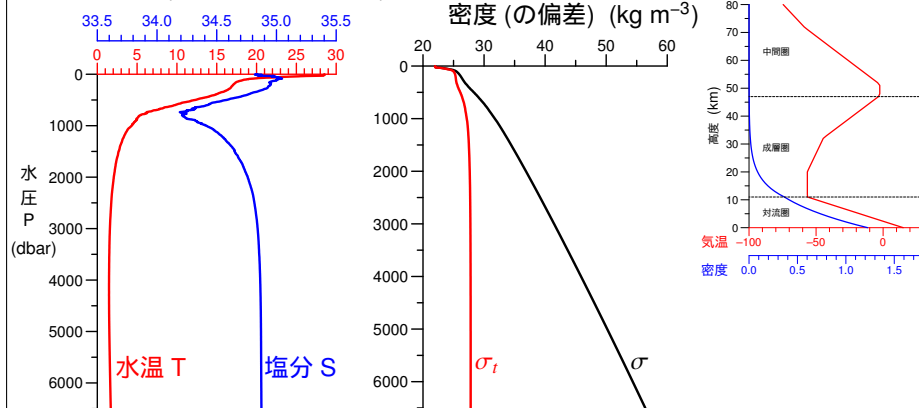


深海でなければ、それぞれの差は小さい (圧縮が小さい & 分布の変化が大)

- ポテンシャル温度 θ は、通常、深さとともに単調に減少
深海で水温が高くなるのは圧縮による
- ポテンシャル密度 σ_θ は、必ず、深さとともに単調に増加... **安定成層**

密度の鉛直分布

八丈島東方 (32°31'N, 142°15'E)



- 現場密度は深くなると単調に増加するが、安定成層を意味しない
- $\sigma = \rho(S, T, p) - 1000$... 海水の密度は 1000 kg m^{-3} からのずれで表す
 $\sigma_t = \sigma(S, T, 0)$... 水圧 0 dbar での密度 (最近では使わない)
 $\sigma_\theta = \sigma(S, \theta, 0)$... ポテンシャル密度

大気の温位 (ポテンシャル温度)

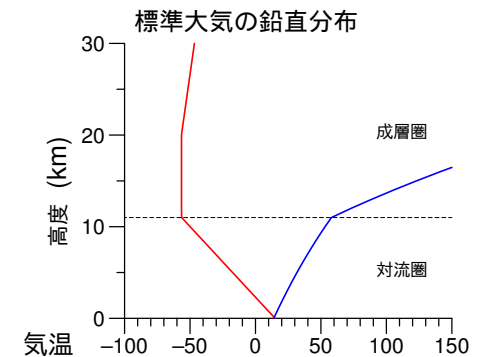
基準となる圧力は 1000hPa
(地上気圧ではない)

標準大気の温位は、上空ほど高い
ポテンシャル密度が小さい
「安定成層」

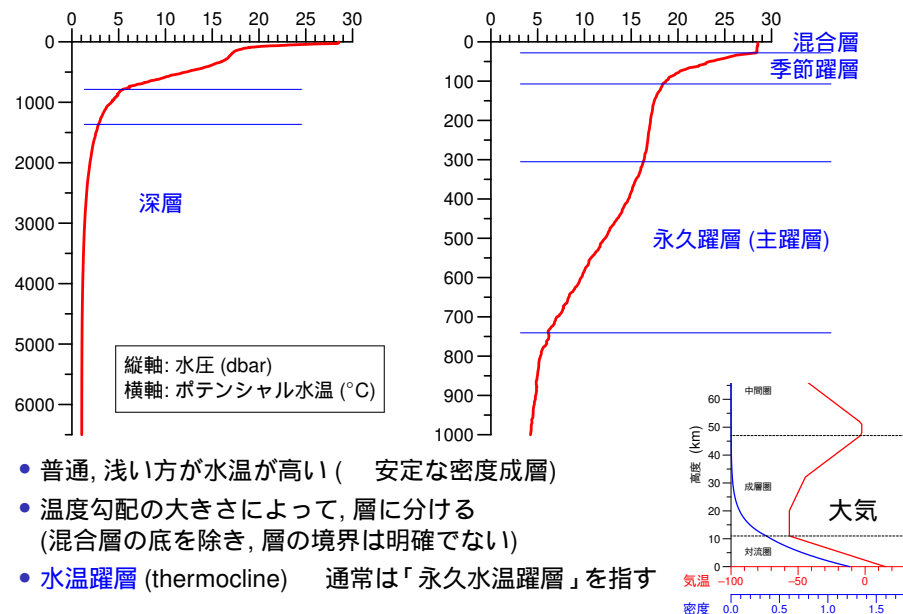
断熱的に空気を上に移動させると...

空気が膨張するため、温度は低下
飽和水蒸気量が減少

1. 雲を生じなければ
温位は変化しない (保存する)
2. 雲ができるとき、潜熱 (水が気化時に得た熱) が放出される
温位は上昇 (気温の低下が抑えられる)
3. 雲が雨や雪になり、水分が空気から失われる (偽断熱, 非可逆過程)
空気が下降するとき、空気中に水があれば気化に熱を使うが、水がなくなっていると、空気が温まる...例: フェーン現象



水温の構造



熱フラックス

単位時間, 単位面積あたりの熱量

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

熱の伝わり方
 { 放射
 対流
 伝導

地球が太陽から受ける熱 (太陽放射)

1370 W m^{-2} (単位面積, πR^2)

342 W m^{-2} (地表全体で平均, $4\pi R^2$)

342 W m^{-2} の熱フラックスは, 深さ 10m の水槽の水を 1 日で °C 上昇させる (全体が同じ温度で上昇するとして)

単位面積 1 m^2 が受ける熱は 1 日で $342 \times 86400 = 3.0 \times 10^7 \text{ J}$

この熱が 10 m^3 の水 (密度 1000 kg m^{-3} , 比熱容量 $4200 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$) を温めると, 温度上昇は $\Delta T = 3.0 \times 10^7 / (4200 \times 1000 \times 10) = \text{約 } 0.7^\circ \text{C}$ (10 日であれば, 7°C)

- 深さが 100m であれば, 0.07°C (どの深さまで温まるかが重要)
- 全大気 (10m の水と同じ質量, 比熱は 1/4) であれば, 2.8°C

同じだけ地球放射により熱が放出されるので, 一方的に温まることはない

熱量

単位: $\text{J} = \text{N m}$ (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して, 増える

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

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

	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 (海や陸の温度差が上空の気温差になる)
- { 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%)

地表全体 (海と陸) の熱収支

地表全体での 1 年間の平均値...収支はバランス!

- 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

Trenberth
and
Kiel (1997)

理科年表より

大気と海洋の違い

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} ...無視してよい
(地表に到達する太陽放射 168 W m^{-2} の 0.04%)