

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

2015/10/9

最終更新日 2015/10/6

前回のポイント

- 海洋と大気は、流体としてよい対応がある (塩分 湿度).
海洋は大陸によって分断されていることが循環に決定的な違い
- 海は地球表面の約 7 割, 平均水深は 4km 弱.
地球上の水の 97%弱は海水. 約 2%は雪氷
海水の全体積は約 km³, 全質量は約 kg
氷が全部, とけると, 海面は約 m 上昇
体積は, 地球半径を $R = 6400$ km とすると, $4\pi R^2 \times 0.7 \times 4 = 1.4 \times 10^9 \text{ km}^3$
質量は, 水 $1 \text{ cm}^3 = 1 \text{ g}$ とすると, $1.4 \times 10^9 \times 10^{15} \text{ g} = 1.4 \times 10^{21} \text{ kg}$
氷がとけると, 水の体積は 2% 増えて, $4000 \text{ m} \times 2\% = 80 \text{ m}$
(ただし, 海水は海面上昇には寄与しない)
- 塩分
 - 海水の**主要イオン**の比はどこもほぼ同じ
濃度が場所や深さで異なる.
 - 塩分は海水中の溶存物質の質量比 (千分率) に相当 (定義に変遷がある)
 - 全海水の平均塩分は約 35 g kg^{-1} 1kg (約 1ℓ) 中に約 35g
海洋に解けている物質の総質量は約 kg
 $1.4 \times 10^{21} \text{ kg} \times 35 \text{ g kg}^{-1} = 4.9 \times 10^{19} \text{ kg}$

密度と浮力

密度...単位体積あたりの質量 (単位 kg m^{-3})
4°C の真水: 1000 kg m^{-3} (1 g cm^{-3} , $1 \text{ kg } \ell^{-1}$, 1 ton m^{-3}) 定義

浮力...周囲に比べて, 密度が大きい (重い) と沈み, 小さい (軽い) と浮く
流体の上下方向の運動を考える場合に重要.

地球流体力学では, 浮力 (密度差) によって起きる運動を**対流**という

海洋や大気の運動の源: 太陽の熱
暖める 流体が膨張 密度の差 浮力の差 鉛直の対流 水平の運動

陸風・海風 (1 日)
季節風 (1 年)

密度を決める量
{ 空気... 気圧, 気温, 湿度
{ 海水... 水圧, 水温, 塩分

海風の模式図. Ogawa et al. (1986), 小倉「一般気象学」より

圧力

圧力...単位面積あたりにかかる力のこと.

単位:			
パスカル	[Pa]	1 N m^{-2}	SI 単位系
ヘクトパスカル	[hPa]	10^2 Pa	1 mb
バール	[bar]	10^5 Pa	約 1 気圧
デシバール	[dbar]	$10^{-1} \text{ bar} = 10^4 \text{ Pa}$	
ミリバール		$10^{-3} \text{ bar} = 10^2 \text{ Pa}$	
気圧		101325 Pa	1013.25 hPa

海洋学では, 「デシバール」が一般的.

気象学はミリバールからヘクトパスカルに言い換えた.

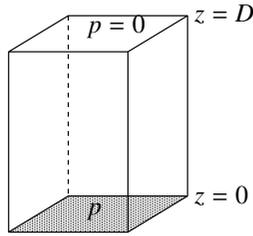
水圧と深度

静水圧...ある深さにおける圧力は、その上に乗っている物体の重さの和

$$p = \int_0^D \rho g dz = \bar{\rho} g D$$

密度 ρ
(ギリシャ文字, ロー)

密度の平均値 $\bar{\rho}$, 重力加速度 $g=9.8 \text{ m s}^{-2}$



- 地表付近の空気の密度 $\rho = \text{約 } 1.2 \text{ kg m}^{-3}$
 $p [\text{Pa}] = 1.2 \times 9.8 \times D = 12 \times D [\text{m}]$, $p [\text{hPa}] = 0.12 \times D [\text{m}]$
 富士山頂 3776m... 1013-452 = 560hPa (実際は 650hPa ぐらい)
 一般の高度計 (飛行機や腕時計) は, 気圧から換算する (測高公式)
- 海面付近の海水の平均密度 $\rho = \text{約 } 1027 \text{ kg m}^{-3}$,
 $p [\text{Pa}] = 1027 \times 9.8 \times D = 10065D = \text{約 } 10^4 D [\text{m}]$, $p [\text{dbar}] = \text{約 } D [\text{m}]$
 深さ 1m は, 水圧 1 dbar に相当する (深さ 10m は 1 気圧 (10dbar))
 水圧と深度の差の原因①...海水の密度の違い, 重力加速度の緯度変化

海洋学では水圧を深さの代わりに用いる。

浮力

物体の上面 ($z = z_0$) にかかる圧力 (下向き)

$$p = p_0$$

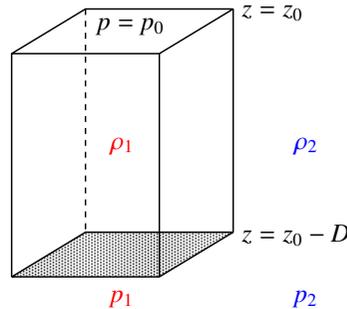
物体の下面 ($z = z_0 - D$) にかかる圧力

- 物体の密度 ρ_1 $p_1 = p_0 + \rho_1 g D$
 下面に対して下向きにかかる...重力
- 周囲の流体の密度 ρ_2 $p_2 = p_0 + \rho_2 g D$
 下面に対して上向きにかかる...浮力

下面における圧力差 (上向きを正)

$$p_2 - p_1 = (\rho_2 - \rho_1) g D$$

周囲よりも密度が小さいならば, 物体は上向きに力を受ける



気体の密度

理想気体の状態方程式 (圧力 p , 体積 V , mol 数 n , 絶対温度 T)

$$pV = nRT \quad (\text{気体定数 } R=8.314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1})$$

気体の質量 $M = nm$ (m は気体 1mol あたりの質量) とすると, 密度 ρ は,

$$\rho = \frac{M}{V} = \frac{nm}{V} = \frac{pm}{RT}$$

1mol あたりの質量 (分子量, ただし g 単位)

窒素 N_2 : 28, 酸素 O_2 : 32, 水蒸気 H_2O : 18 (同位体を無視)

乾燥空気の分子量...28.96 (1mol が 28.96g = 約 $29 \times 10^{-3} \text{ kg}$)

例: $p = 1$ 気圧 $\approx 10^5 \text{ Pa}$, $T = 27^\circ \text{C} \approx 300 \text{ K}$ ならば,

$$\rho = \frac{10^5 \times (29 \times 10^{-3})}{8.3 \times 300} = \text{約 } 1.16 \text{ kg m}^{-3}$$

- 圧力が大きくなると, 圧縮されて密度は大きくなる (体積が減る)
- 温度が高くなると, 膨張して密度は小さくなる (体積が増える)
- 湿度が高くなる (密度が小さい水蒸気が混ざる) と, 密度は小さくなる
 水蒸気が増えると, 平均の分子量は小さくなる

海水の密度

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, 1000 kg m^{-3}
 真水 1ℓ (1 kg) に塩 35 g を溶かすと, 質量は 1035 g.
 { 体積が 1ℓ のままならば, 密度は 1035 kg m^{-3}
 { 実際には, 少し体積も増えるので, 1028 kg m^{-3}

海水の状態方程式

- 実用塩分から密度を計算する式...EOS80 (1980 年), 実験式

$$\rho = \rho(S_p, T_{68}, p) \quad S_p: \text{実用塩分}, T_{68}: \text{温度 (IPITS-68)}$$

海水温の範囲で $T_{68} = 1.00024 T_{90}$

- 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

$$\rho = \rho(S_A, T_{90}, p) \quad S_A: \text{絶対塩分}, T_{90}: \text{温度 (ITS-90)}$$

TEOS-10 に実用塩分をそのまま使ってはいけない。

$$S_A = \frac{35.16504}{35} S_p + \delta S_A(\text{long, lat, } p) \quad (\text{long: 経度, lat: 緯度})$$

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)

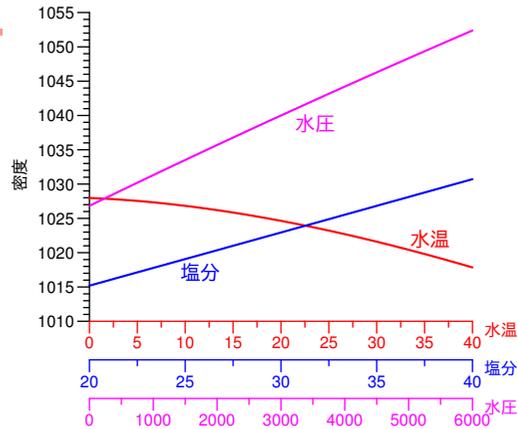
海水の状態方程式

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

$S_0 = 35 \text{ g kg}^{-1}$, $T_0 = 10^\circ\text{C}$,
 $p_0 = 0 \text{ dbar}$ 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



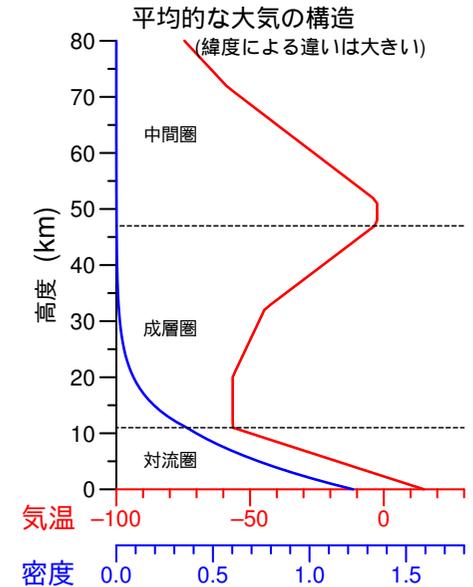
水温	0	10	20	30	(°C)
密度の減少	0.05	0.17	0.26	0.34	($\text{kg m}^{-3} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)

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)

大気の鉛直構造

ゾンデ (気球) 等を使って測定する.

- 温度勾配によって、層に分かれる
 対流圏では、地表付近ほど気温は高い (上空ほど冷たい)
- 密度は、常に下方が大きい (全体としては、対流を生じない)
 気温の減少よりも気圧の減少の効果が効く
- 水蒸気のほとんどは、対流圏下部にある
 上空では気温が低いため、飽和凝結して、雲や雨・雪になる (単純ではないが)



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 35 g kg^{-1} で -1.92°C)

淡水は 4°C で密度が最大

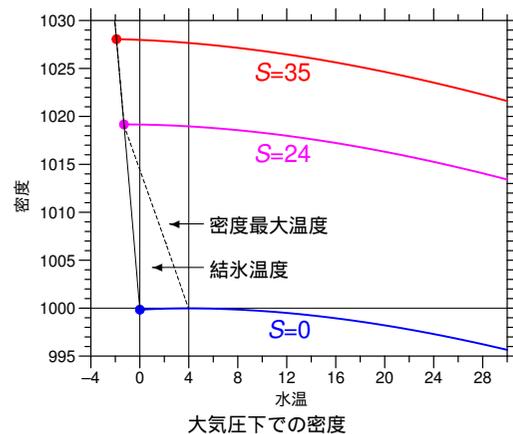
4°C 以下では、冷やされるほど軽い
 ため、水面付近がもっとも冷たい
 水面に氷が張る

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.

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

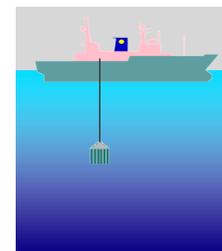


水温・塩分・水圧の測定

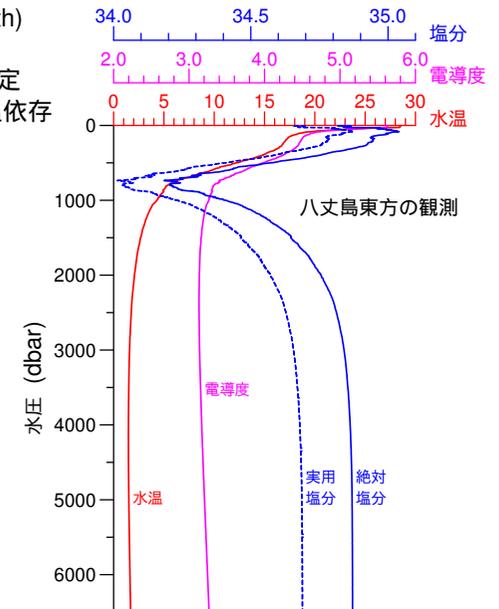
CTD (Conductivity-Temperature-Depth)
 「電導度・温度・深度計」

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

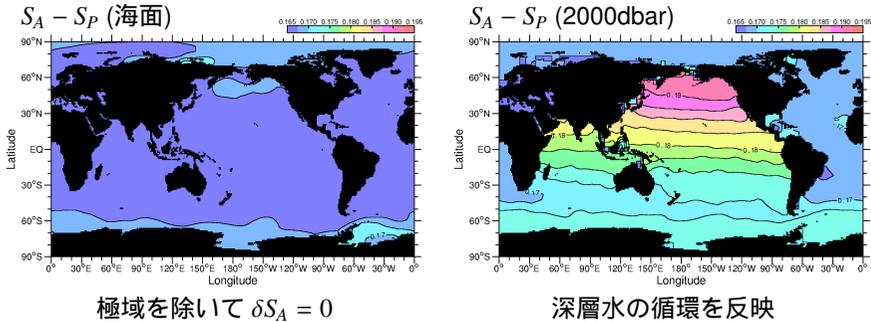


塩分, 密度の実際

海面: $T_{90}=28.5^{\circ}\text{C}$, $p=0\text{dbar}$ (観測場所 北緯 32 度 30 分, 東経 145 度 15 分)

	塩分	密度 (g kg^{-1})	差
EOS80	$S_P=34.7$ (観測値)	$\rho_{\text{EOS80}}(S_P, T_{68}, p) = 1022.0009$	0.0069
TEOS-10	$S_A=34.8640$	$\rho_{\text{TEOS10}}(S_A, T_{90}, p) = 1022.0078$	
誤:		$\rho_{\text{TEOS10}}(S_P, T_{90}, p) = 1021.8832$	0.1246

- TEOS-10 を使うには, 実用塩分 S_P から絶対塩分 S_A に変換する
- 絶対塩分と実用塩分の差は, 0.16 ~ 0.2. (北太平洋深層で差が特に大きい) どちらの塩分であるか明示する必要がある.



採水器

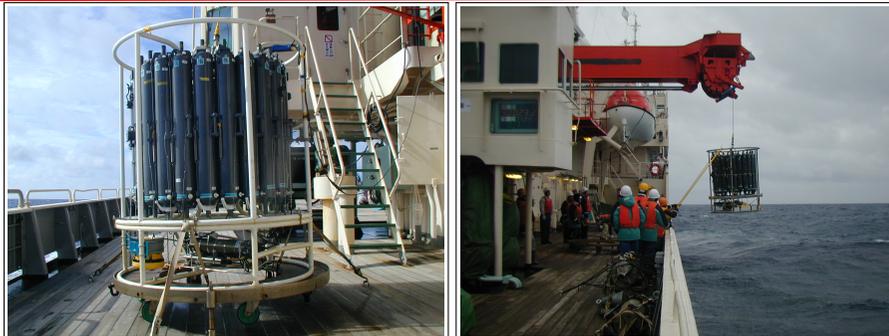
海水を採取するため, CTD センサーと採水装置を一緒に降ろす

- 船上からの信号でボトルのフタが閉まる
- 海水は, 化学分析 (酸素, 栄養塩等) に用いる



気象庁「海洋観測指針」

CTD・採水器



XCTD・XBT, フロート

{ XCTD (eXpendable CTD)... 投下式 CTD 使い捨て
 { XBT (eXpendable BT) ... 投下式 BT
 クレーンなどの装備が不要 船を走らせながら, 観測可能



- ブイにつけて, 海面に置く
おもり (錨) とロープで海底に固定
ロープの途中に取り付けも可
- フロートにつけて, 漂流させる
海面に浮いて漂流する
浮力を調整して, 海中の測定
アルゴ・フロート (JAMSTEC HP より)

