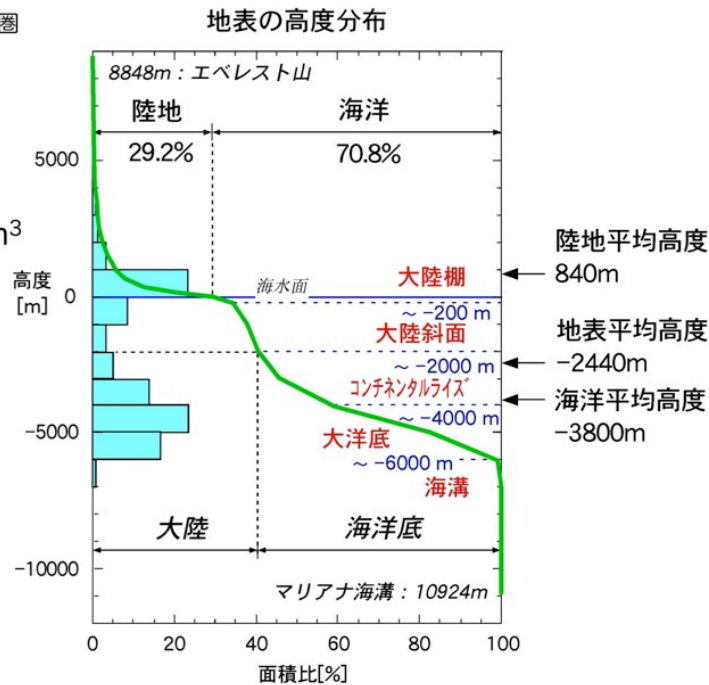


サブシステム：水圏

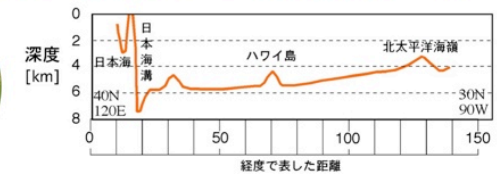
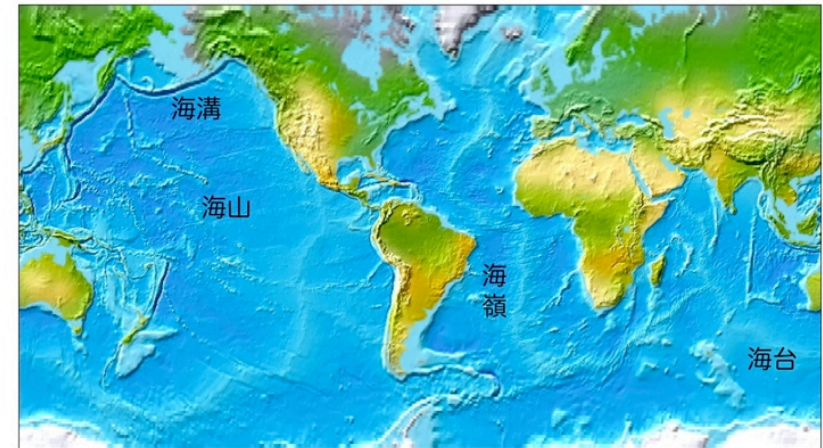
海洋の構造

「海洋」

水の量
 $1350 \times 10^{15} \text{m}^3$
 97.51%



海洋の構造 海洋底



海水の組成

海水中の主要なイオン (海水1000gのg)

(岩波講座地球惑星科学11, 1996)

陰イオン			陽イオン		
塩素イオン	Cl ⁻	18.980	ナトリウムイオン	Na ⁺	10.556
硫酸イオン	SO ₄ ²⁻	2.649	マグネシウムイオン	Mg ²⁺	1.272
重炭酸イオン	HCO ₃ ⁻	0.140	カルシウムイオン	Ca ²⁺	0.400
臭素イオン	Br ⁻	0.065	カリウムイオン	K ⁺	0.380
ほう酸イオン	H ₂ BO ₃ ⁻	0.026	ストロンチウムイオン	Sr ²⁺	0.013
フッ素イオン	F ⁻	0.001	計		12.621
計		21.861	総 計		34.482

溶存イオン：塩類・主要塩類：99.7%

塩分濃度 (salinity)：34.5‰ (パーミル：海水1000g中のグラム数)

塩類の収支

[Input]

- ・地殻の風化
 - ・水にイオンとして溶解
- ・河川により流入 (25~40億トン/年)
- ・火山活動
- ・(水分の蒸発により残留)

[Output]

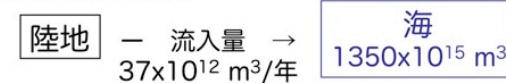
- ・蒸発岩：岩塩 (NaCl), 硬石膏 (CaSO₄)
- ・生物作用：硬組織 (殻、骨格) CaCO₃, SiO₂ (最終的には堆積物)
- ・海水と火山岩の反応 (海嶺-熱水循環)
- ・飛沫 (ひまつ, sea spray)

◆ 海の水の滞留時間

$$= \text{[存在量]} / \text{[フラックス]} = (1350 \times 10^{15}) / (361 \times 10^{12}) = 3740 \text{ 年}$$



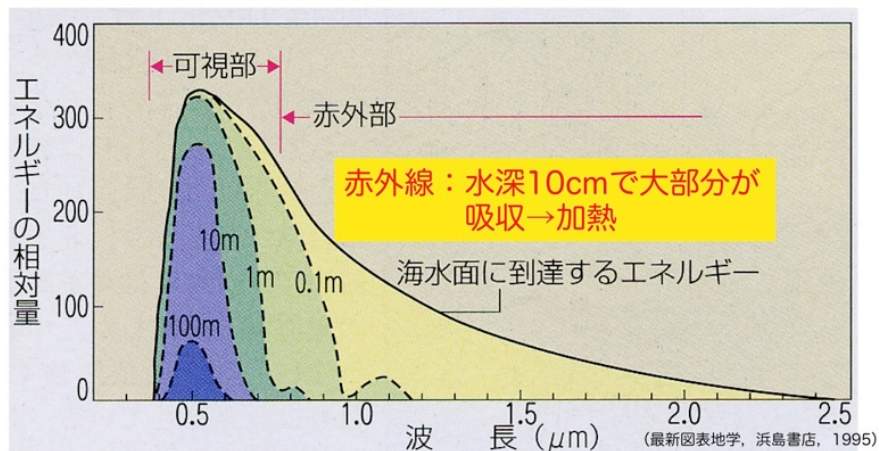
◆ イオンの滞留時間



イオン濃度 (10 ⁻³ mol/L)			滞留時間
	河川水	海洋	
Na ⁺	0.23	470	7,600万年
Mg ²⁺	0.14	53	1,400万年
K ⁺	0.03	10	1,200万年
Ca ²⁺	0.33	10	110万年
HCO ₃ ⁻	0.85	2	9万年
SO ₄ ²⁻	0.09	28	1,100万年
Cl ⁻	0.16	550	13,000万年

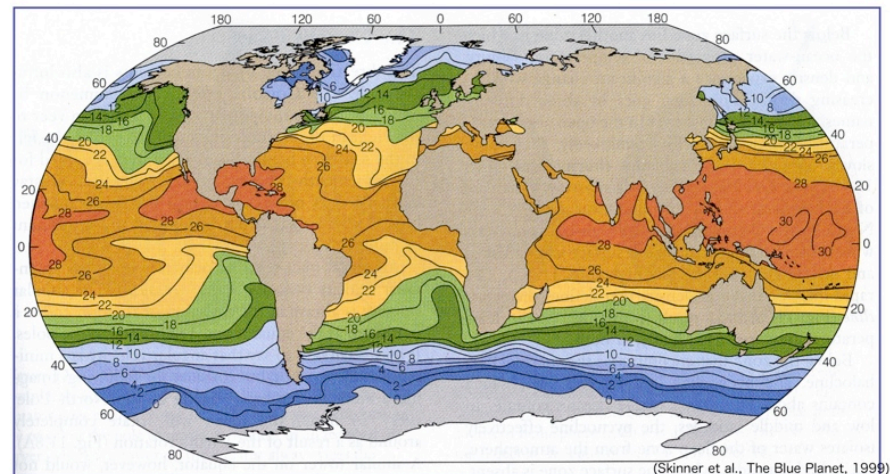
(Broecker & Peng, 1982; Berner & Berner, 1987; 地球環境化学入門, 1997)

太陽放射の海洋での吸収



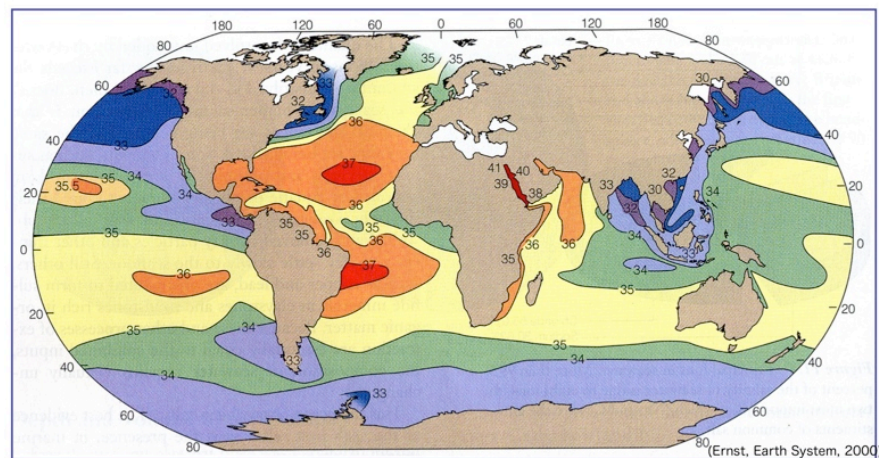
可視光線・紫外線：水深10mで90%が吸収

海洋表面温度 (8月)



- ・太陽放射を反映、海流の影響 (表層循環)
- ・年較差小 (熱帯：0-2°C、中緯度：5-8°C、極域：2-4°C)
 - …熱容量が大きい

海洋表面の塩分濃度分布 (8月)



地域差：蒸発量、降水量、海水の形成・融解、河川流入
高塩分域・亜熱帯高圧帯、紅海 (42‰)、地中海 (38‰)

温度・塩分・密度の緯度変化

温度

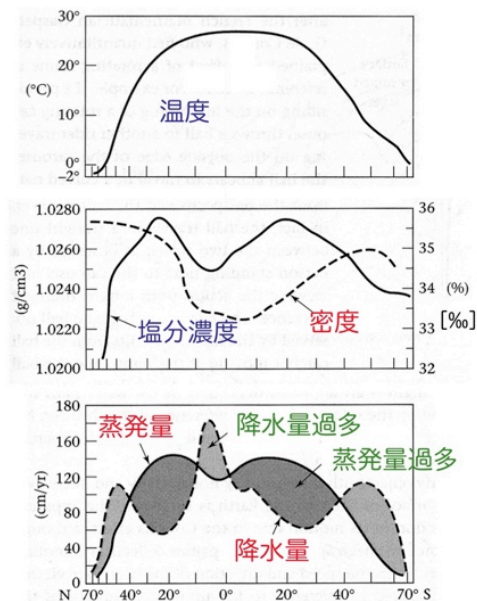
- ・太陽放射
- ・表層循環 (海流)

塩分濃度

- ・蒸発量
- ・降水量
- ・海水の形成・融解
- ・河川の流入

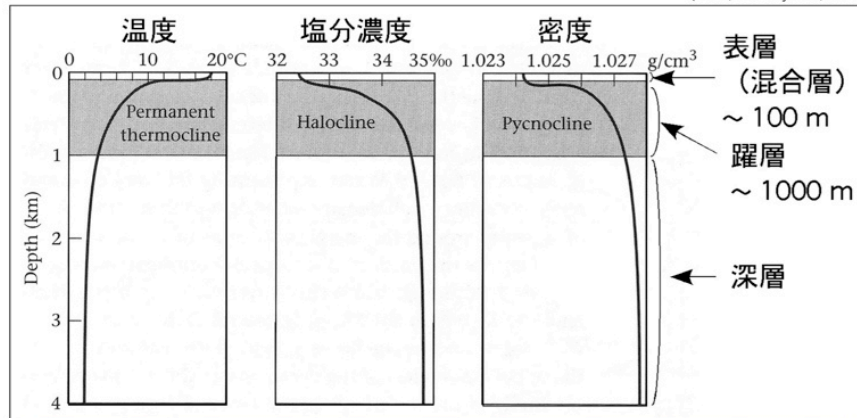
密度

赤道域の表層水：低密度
極域の表層水：高密度



海洋の鉛直構造

(Ernst, Earth System, 2000)

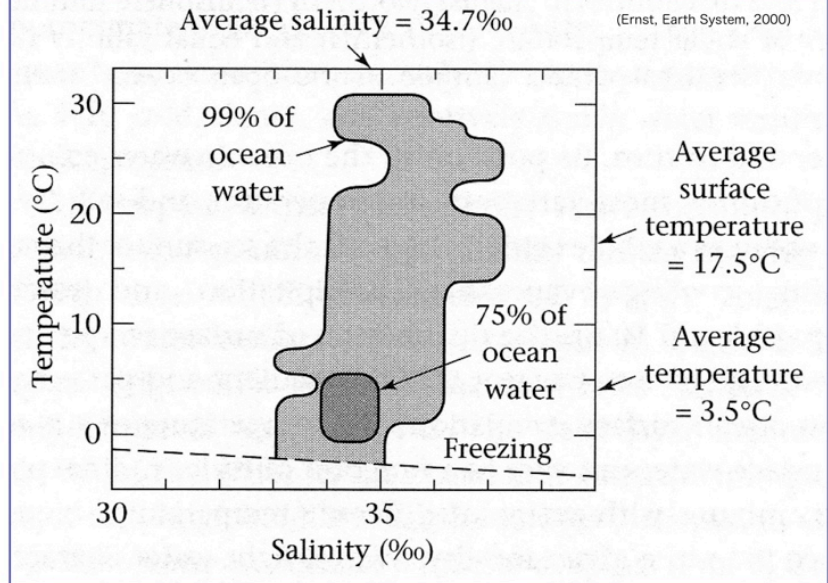


表層 (混合層)・・・風・波でよくかき混ぜられている一大気との相互作用
躍層・・・主温度 (密度) 躍層：大きく遷移
深層・・・温度、塩分濃度、密度は深度によりゆっくり変化

→ 温度・密度成層・鉛直方向の運動抑制、水平方向運動

海洋の温度・塩分濃度

(Ernst, Earth System, 2000)



◆海洋循環

◆海洋

- ・ 温度・密度成層・・・上下方向の運動の抑制
- ・ 水平方向の温度・圧力変化は小さい

◆海洋循環：表層循環・深層循環

- ・ **表層循環**・・・風により駆動「**風成循環**」

海洋表面温度分布

→ 大気循環 → 大気-海洋間の摩擦力

・・・ + 地球の自転の影響

深さ ~ 100 m、数年～数十年の時間スケール

- ・ **深層循環**・・・密度構造により駆動「**熱塩循環**」

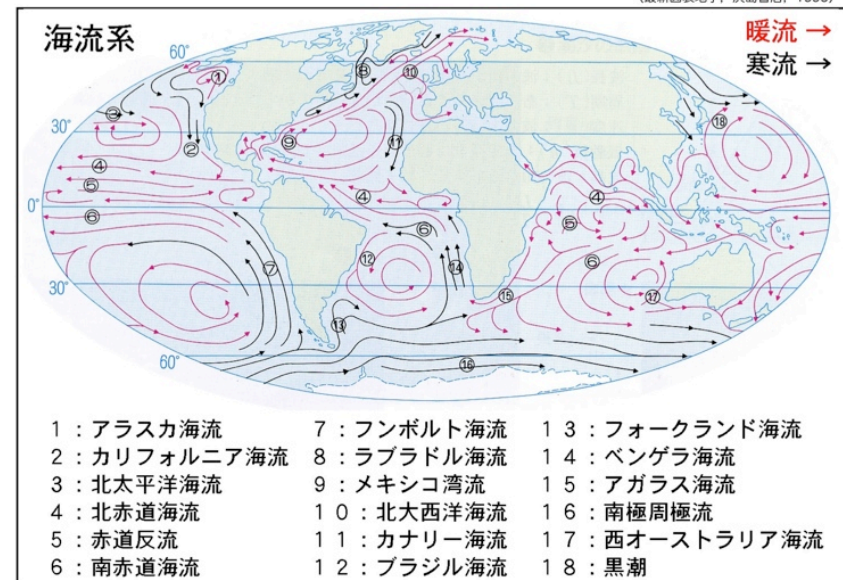
深層水の形成：北大西洋深層水，南極低層水

等密度層に沿って移動

数百年～数千年の時間スケール

表層循環

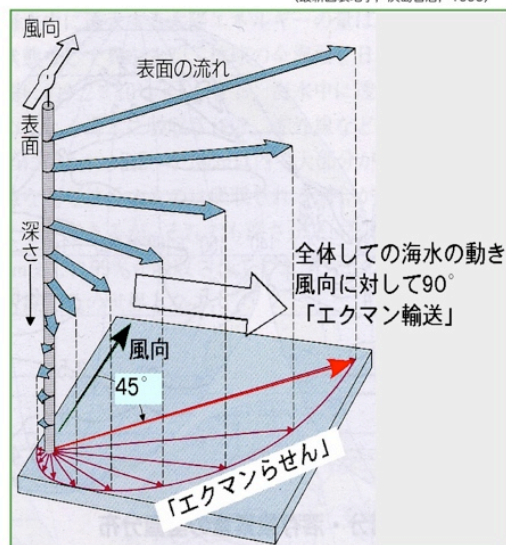
(最新図表地学，浜島書店，1995)



海水は風下に流されるか？

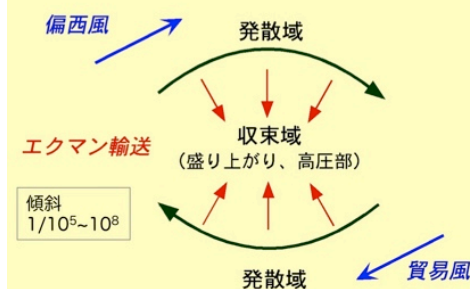
(最新図表地学, 浜島書店, 1995)

- ◆[北半球では]
◆表面は風下にむかって45°右側に流れる。
- ◆下方に向かって流速減少。
時計回りに方向を変える
—エクマンらせん—
- ◆風により動く範囲は上層のみ
(~100 m)
—エクマン層—
- ◆正味の水の移動方向は、
右90°方向に動く
—エクマン輸送—
- ・コリオリ力、摩擦力の影響
・風が表層を動かす力と
エクマン層に働くコリオリ力が釣り合っている。

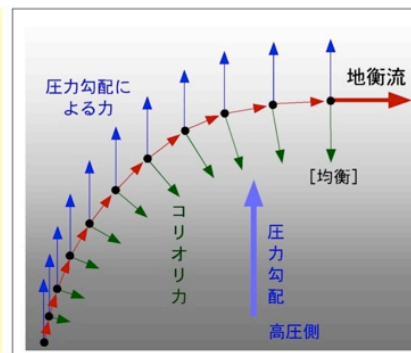


エクマン輸送による 収束域・発散域の形成

北半球：中緯度



地衡流の発生

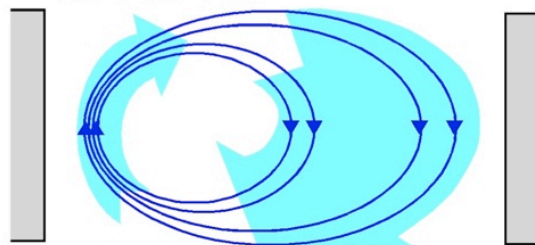


圧力勾配による力とコリオリ力が釣り合う
→ 等圧線上に沿う流れ一定常流
「地衡流」

環流 (gyre) : 東西非対称の流れ (コリオリ効果)

◆境界流

西岸：
速い、狭い、深い



東岸：
遅い、広い、浅い

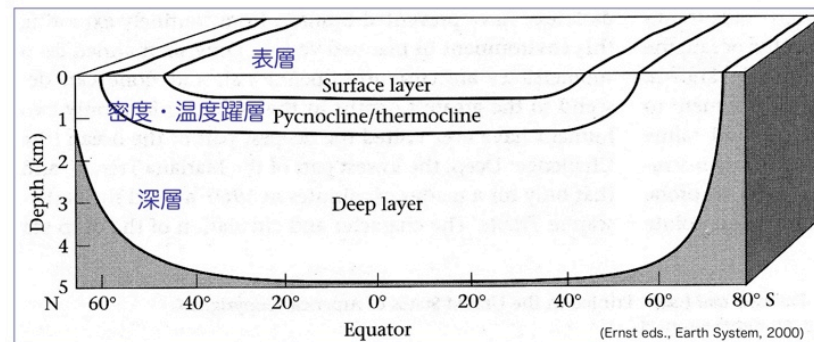
メキシコ湾流 (西岸)
巾：50-70 km
深さ：数km
速さ：3-10 km/h

カナリー海流 (東岸)
巾：~1000 km
深さ：500 m
速さ：0.1-0.2 km/h

黒潮：西岸境界流
最強部 巾：340 km
深さ：数km
速さ：最大5-7 km/h

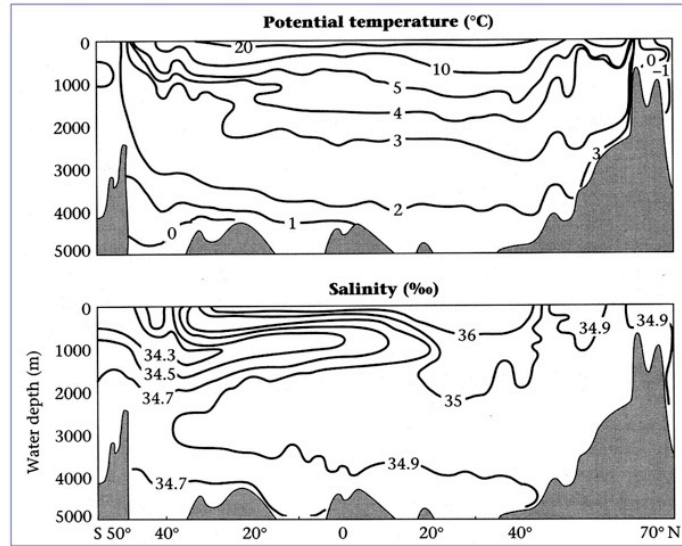
深層循環

密度成層



高緯度：密度は深層と同じ
安定な密度構造 → 等密度層に沿って運動

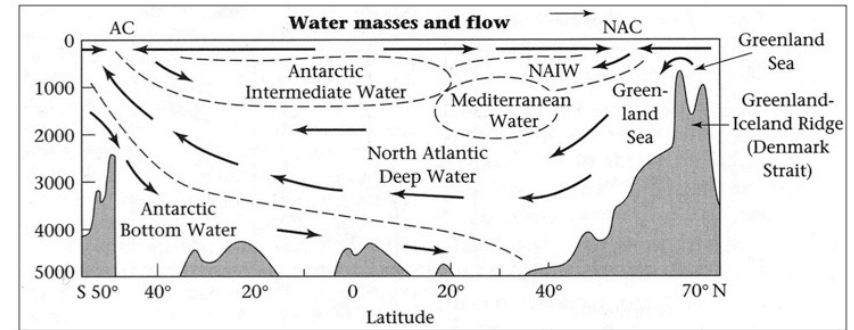
大西洋：温度・塩分濃度構造



(Ernst eds., Earth System, 2000)

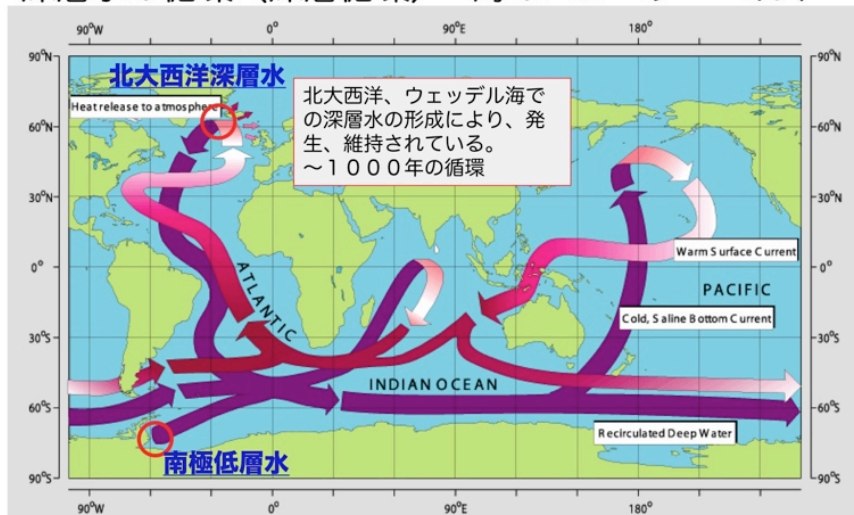
大西洋の水塊と循環

(Ernst eds., Earth System, 2000)



- ◆ 中層水
 - ・ 北大西洋中層水 (NAIW)
 - ・ 南極中層水 (AAIW)
 - 低緯度表層水 (高温、高塩分濃度)
 - 高緯度表層水 (低温、低塩分濃度)
 - の混合
 - ・ 地中海で形成された水塊 (高温、高塩分濃度)
- ◆ 深層水・高密度水塊
 - ・ 北大西洋深層水 (NADW)
 - ・ 2.5-3.1°C, 34.9 ‰, 1.02781-1.02788 g/cm³
 - 高塩分濃度水 (メキシコ湾流) の冷却、海氷の形成
 - ・ 南極底層水 (AABW)
 - ・ -0.4°C, 34.6 ‰, 1.02786 g/cm³
 - 低温、海氷の形成

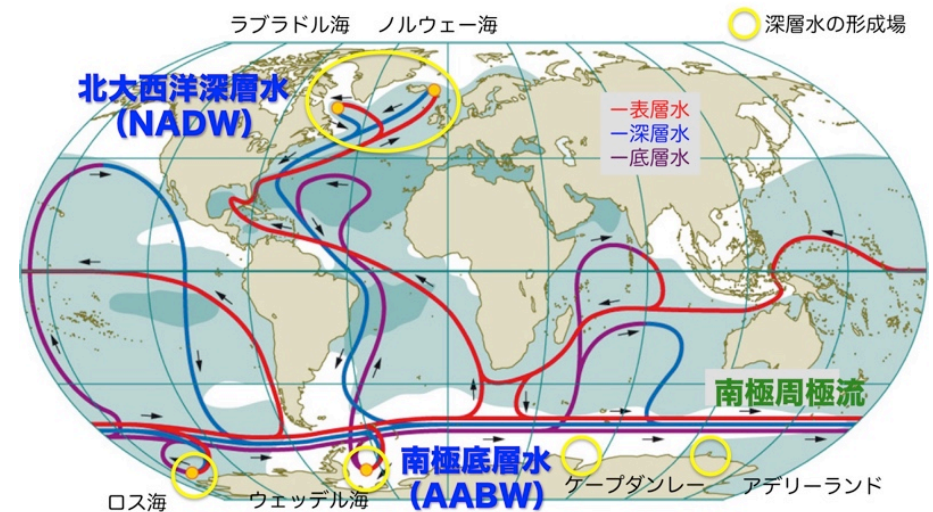
深層水の循環 (深層循環) “海のコンベアーベルト”



冷却, 海氷の形成により表層水の高密度化 → 沈降・深層水

海洋深層循環 (熱塩循環)

表層水：冷却と海氷形成（塩分濃度増）により高密度化 → 沈降して、深層水となり全海洋に。約2000年の循環

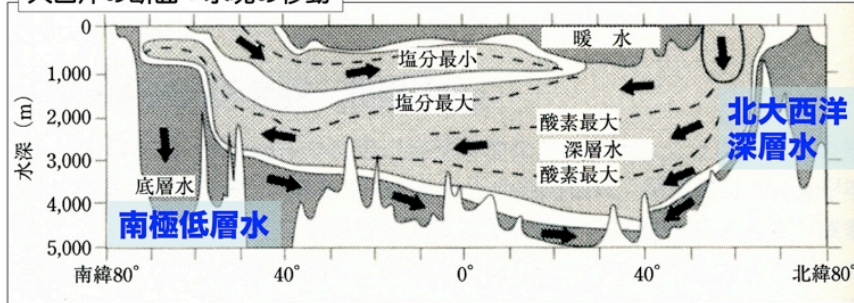


[<http://worldoceanreview.com/en/wor-1/climate-system/great-ocean-currents/>]

表層水：冷却，海水の形成により高密度化 → 沈降・深層水

大西洋の断面：水塊の移動

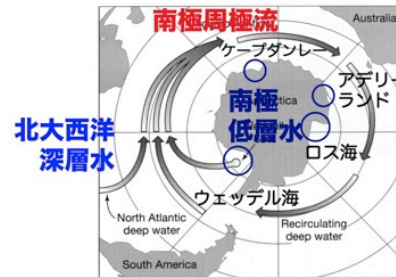
(国立極地研究所「南極・北極の百科事典」, 2004)



南極底層水・北大西洋深層水

「冷たく、重い水塊」

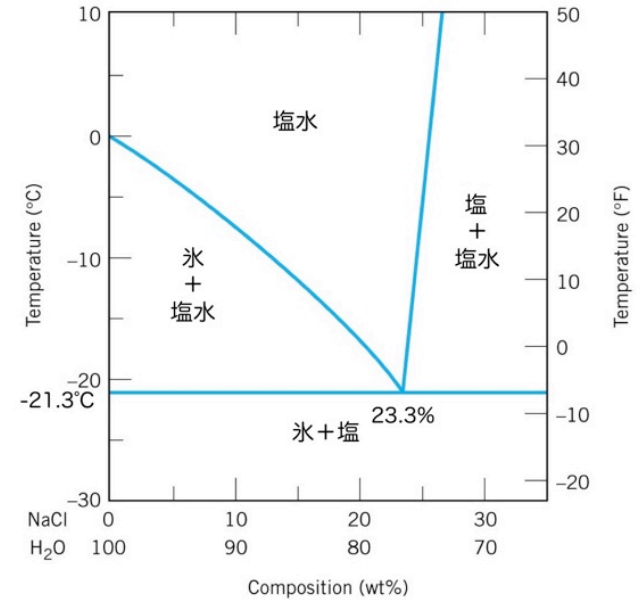
南極周極流から、
インド洋、太平洋に流れ込む
→ 全海洋を巡る循環
「冷たさを輸送」



(Kump et al, the Earth System, 2000)

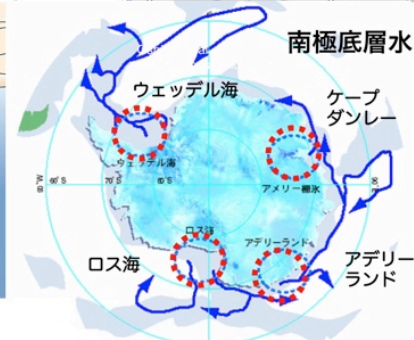
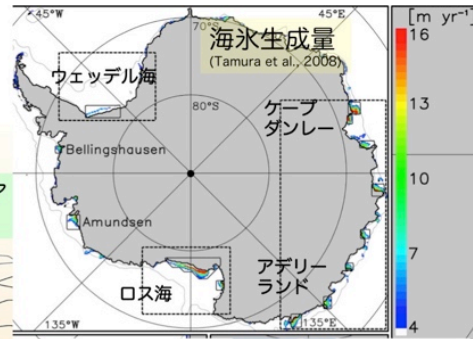
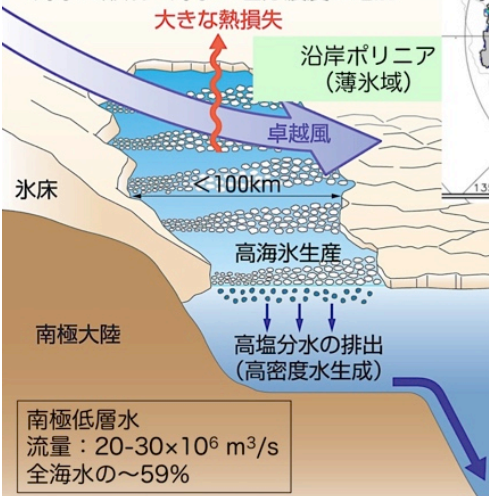
深層水の形成

H₂O-NaCl系の相平衡図

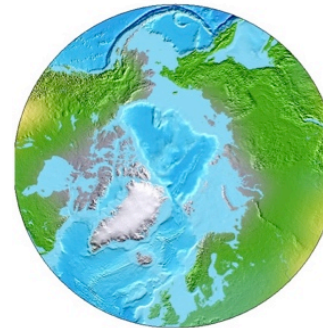


南極底層水

南極大陸沿岸域での表層水の高密度化
* 冷却
* 海水の形成・海水の塩分濃度の増加



北大西洋での深層水の形成：北大西洋深層水 (NADW)



北大西洋海流
(暖流：高塩分濃度)
↓
北極海
ノルウェー海、ラブラドル海
冷却、海水形成
↓
表層：高密度水塊
↓
北大西洋深層水

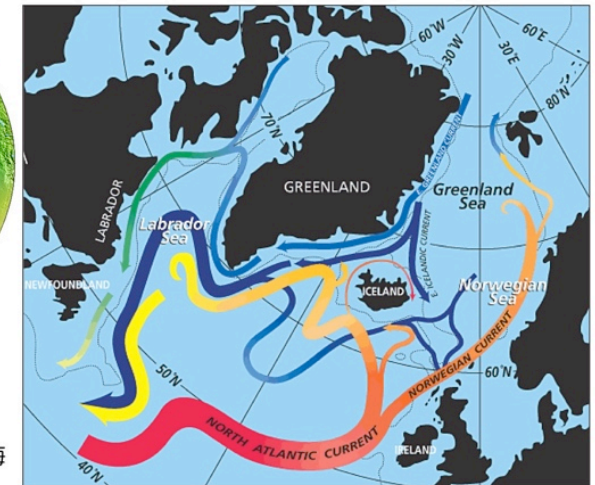


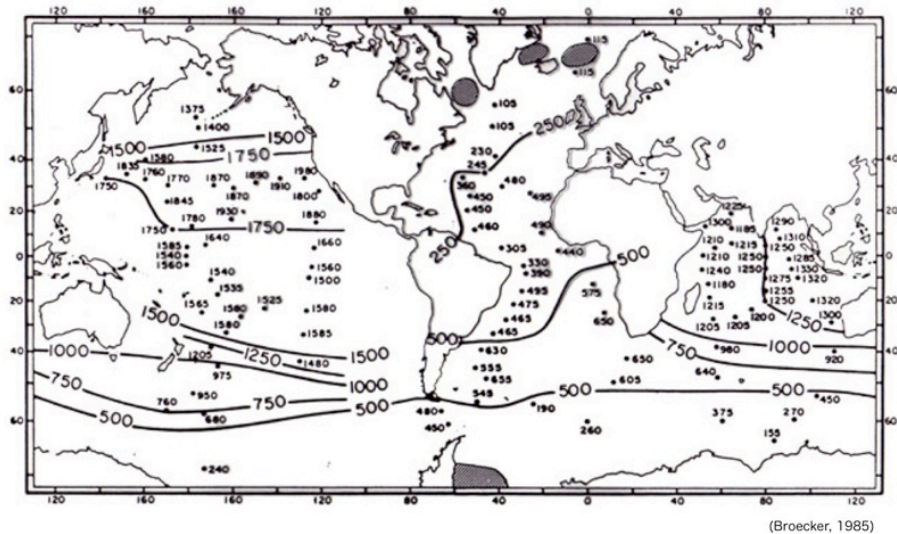
Figure 1: Circulation patterns in the North Atlantic Ocean. Cold, dense water is shown in blue, flowing south from upper latitudes, while warm, less dense water flows north.

流量：15-20 × 10⁶ m³/s
アマゾン川：0.22 × 10⁶ m³/s
信濃川：611 m³/s
(LeGrande & Schmidt, 2006; NASA, http://www.giss.nasa.gov/research/briefs/legrande_01/)

[http://www.woa.ees.hokudai.ac.jp/research/polar_e.html]

[http://www.woa.ees.hokudai.ac.jp/readings/2011/ohshima_ice-ocean02.html]

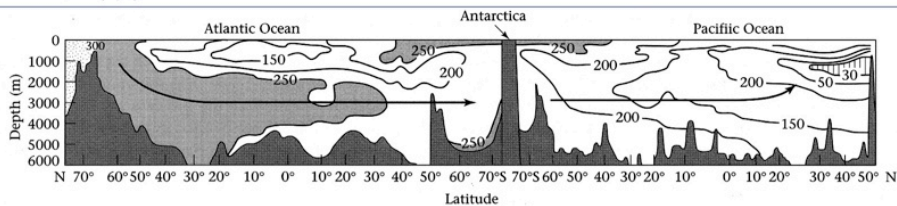
水深3000mでの海水の年代 (^{14}C)



深層循環

溶存酸素量

(Ernst eds., Earth System, 2000)

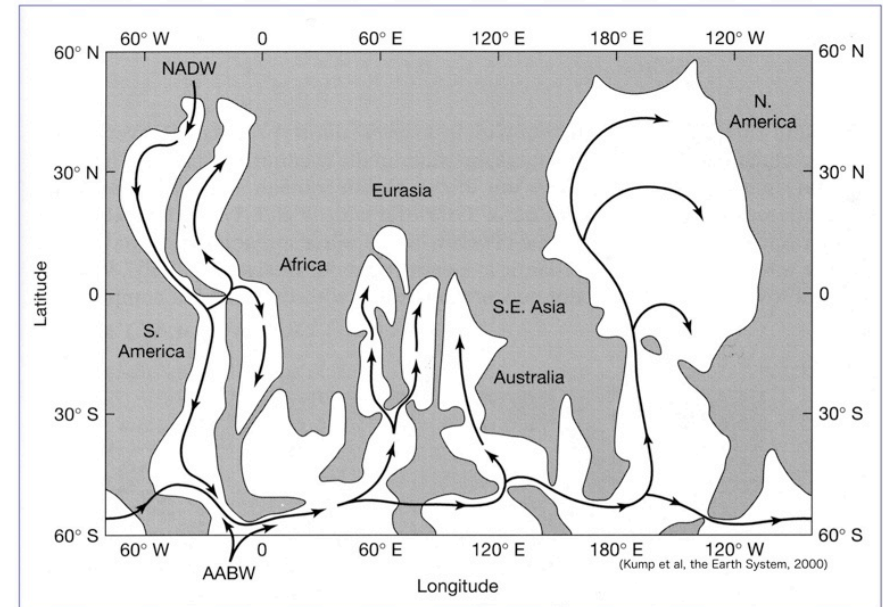


- ・深層水の形成から時間により減少
生物の呼吸、有機物の分解により消費

栄養分（窒素、リンなど）は、時間がたつほど豊富になる

- ・表層での生物生産 → 沈降 → 深層水：富栄養
- ・深層循環により栄養分の輸送
→ 深層水の湧昇域：生物生産量が大きい

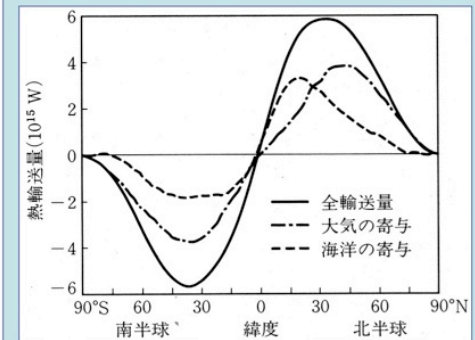
深層循環：深さ4000mでの流れ



海洋循環

- ・ **熱エネルギーの輸送**
大気と同程度の輸送量
熱帯域での熱輸送に対して重要
- ・ **表層循環**
赤道域 [暖] → 極域
局所的な気候に影響
(例) 北大西洋海流 (暖流)
→ 高緯度の温暖な気候
ベンゲル海流、フンボルト海流 (寒流)
→ 砂漠域の発達
- ・ **深層循環**
極域 [冷] → 全海洋
海洋の温度分布を決定
 - ・ 熱容量大・蓄熱
 - ・ 地表面積の70%を占める
 ↓
 - ・ 地表温度を規定
 - ・ 長周期 (~1000年周期) の気候変動に影響
 - ・ 氷期-間氷期サイクル

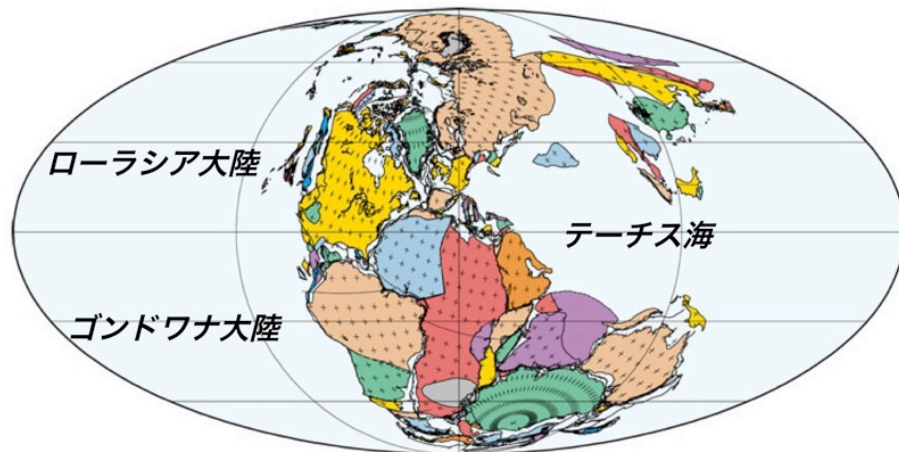
大気-海洋システムでの南北熱輸送量 (年平均、北向き正)



全輸送量：衛星による大気上端での放射観測
大気輸送量：大気の観測値
海洋輸送量：全輸送量 - 大気輸送量

(Hartmann, 1994; 岩波講座地球惑星科学11, 1996)

超大陸パンゲア (3.2~1.8億年前)



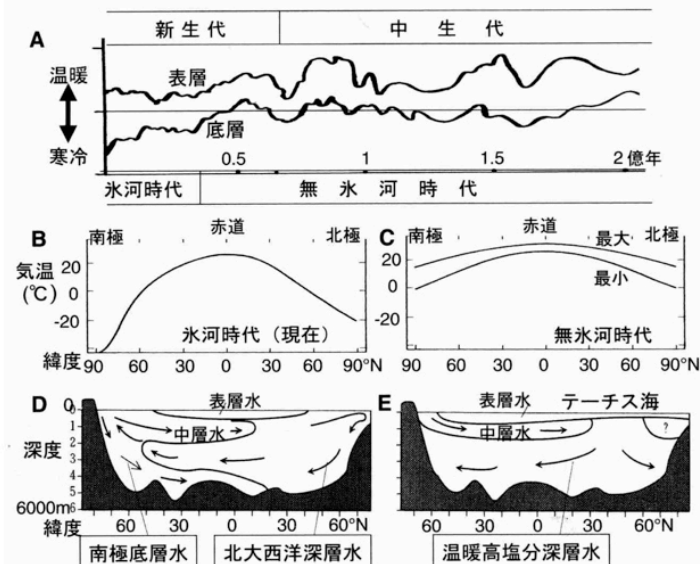
220 Ma
Early Norian (Late Triassic)

2.2億年前の大陸分布

PLATES/UTIG
April 2009

Lawver et al. (2009, University of Texas Institute for Geophysics)
"PLATES: 2009 Atlas of Plate Reconstructions"

白亜紀と現在の気温の緯度変化と海洋循環



[環境理学, 2006]

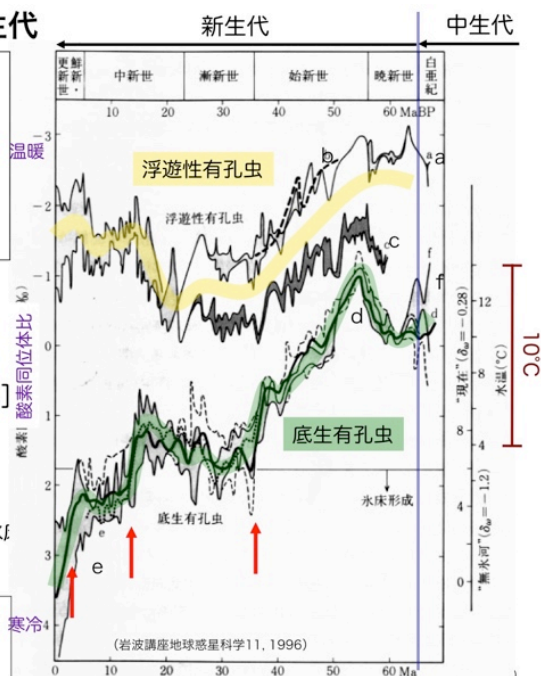
酸素同位体比の変化：新生代

- 有孔虫化石の殻の酸素同位体比
- 浮遊性：中緯度 (低緯度に換算)
 - 浮遊性：大西洋 (破線)
 - 浮遊性：赤道及び中央太平洋
 - 底生：南大西洋 (太線)
 - 底生：赤道太平洋
 - 底生：中緯度 (低緯度に換算：点線)

- ◆ 現在までの寒冷化
- 中生代の温暖気候からの転換
 - 火成活動の鈍化
 - 海洋の表層と深層との温度差が拡大 [深層の寒冷化]

- ◆ 顕著な寒冷化
- 52 Ma頃 [45.5Ma: 南極氷床の出現]
 - 36 Ma頃 [南極氷床の形成]
 - 15-14 Ma頃 [現在規模の南極氷床の形成]
 - 3 Ma頃 [北半球に氷床形成]

- プレート運動による大陸位置の変化
- 海洋深層循環の変化
- 海洋表層循環/大気循環の変化



酸素同位体比の変化：新生代

- ◆ 現在までの寒冷化
- 中生代の温暖気候からの転換
 - 火成活動の鈍化
 - 海洋の表層と深層との温度差が拡大 [深層の寒冷化]

- ◆ 顕著な寒冷化
- 36 Ma頃
- 南極周極流の成立
 - 南極大陸と南米大陸の分離
 - 冷たい海流の形成：南半球から寒冷化
- 15-14 Ma頃
- トンガ海溝-サモア海路の成立 (15Ma)
 - 北太平洋に冷たい深層水の流入
 - 大西洋-北極海の接続 (14Ma)
 - 北大西洋深層水の形成

- プレート運動による大陸位置の変化
- 海洋深層循環の変化
- 海洋表層循環/大気循環の変化

