

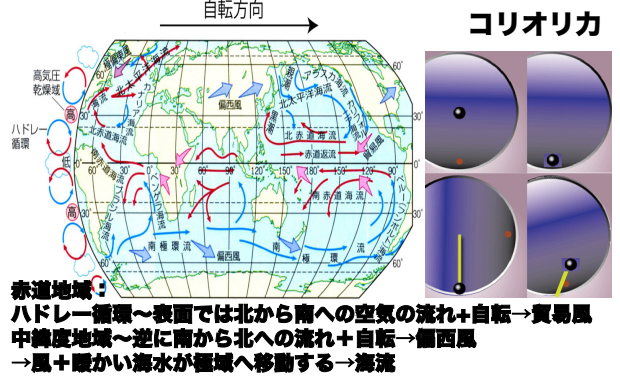
# 宇宙地球科学 I (第五回目)

大気・海洋

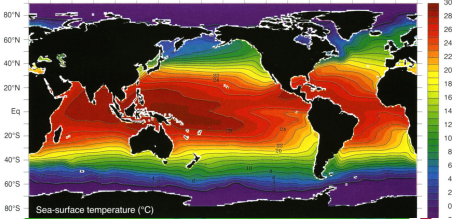
東京大学総合文化研究科：  
小宮 剛 准教授  
2014/11/6

## 海洋の循環(2つのタイプがある)

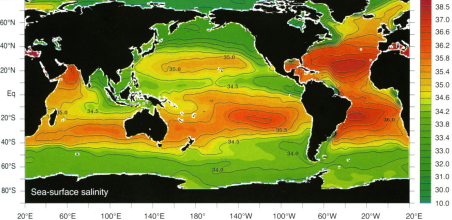
②-1 海洋表面での循環(海流, 風成循環: 深さ1000m位まで)



## ②-2A 海洋表面温度分布

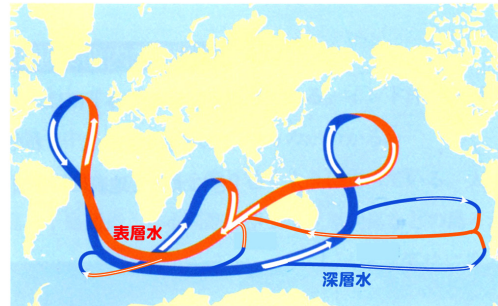


## ②-2B 海洋表面での塩分濃度分布



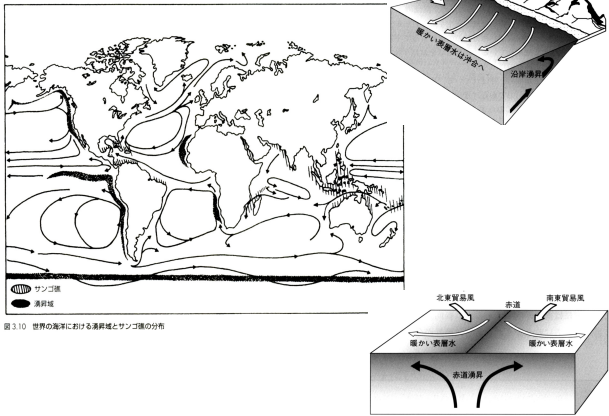
## ②-2

海洋大循環(熱塩循環、Broeckerのベルトコンベアーモデル)

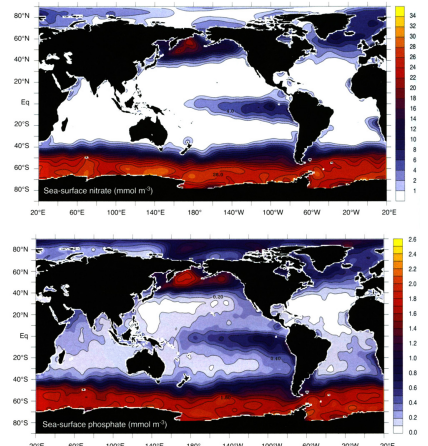


① Stommel(1961)によって提唱され、Broeckerによって海水の年代を<sup>14</sup>Cを用いて測ることによって実証された。  
→ 最も古い年代は北太平洋深層水で約2000年(数千年規模で循環)

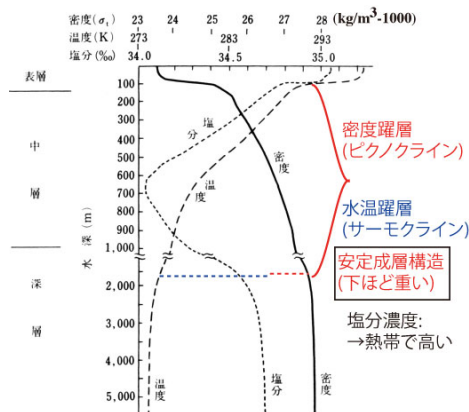
## ③-1 湧昇域



## ④ 海洋表面の栄養塩の濃度分布 2大重要栄養塩(NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, P)



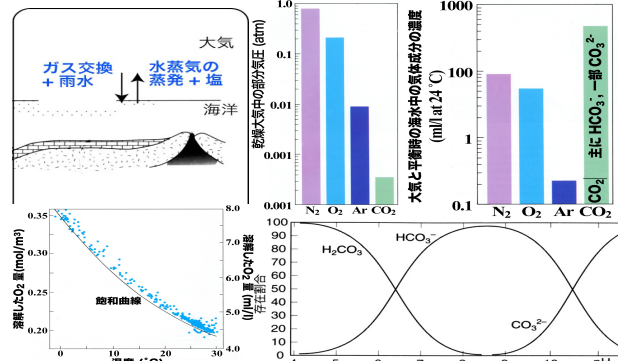
## ①-2 垂直構造つづき



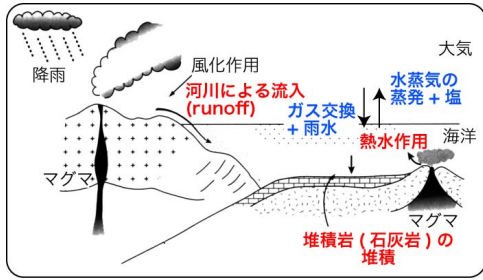
## (5) 溶存ガス -大気とのガス交換+雨水-

(1) 大気とのガス交換

気体が液体に溶け込む量: ヘンリーの法則に則る



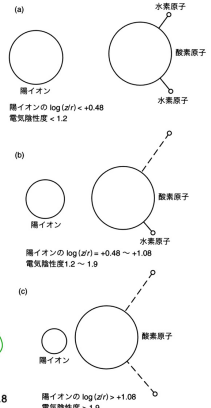
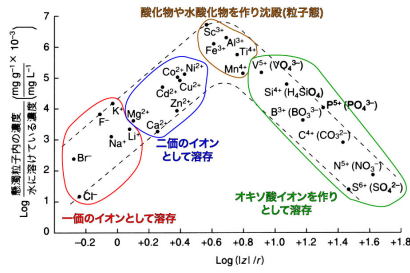
# (1) 海洋: 海洋への物質の流入・流出



- (1) 大陸地殻(河川による)の流入(浸食・風化・運搬)
- (2) 中央海嶺における熱水変質作用
- (3) 堆積物(石灰岩・泥岩・チャート・Mnノジュール)の堆積
- (4) 大気とのガス交換や雨水による流入。蒸発

## 溶存元素

- ①イオン(+錯体),無機錯体や有機錯体
- ②粒子態~有機物,水酸化物や酸化物等



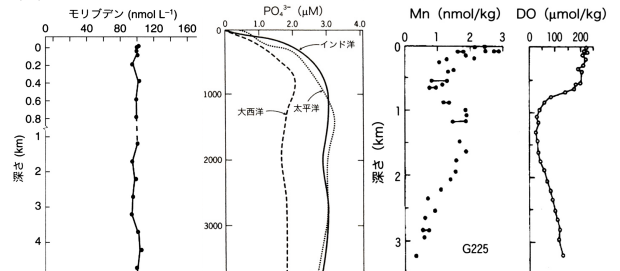
海水中の主なイオンの濃度と滞留時間

イオン	濃度(μM)	滞留時間(万年)
豊富な元素		
Cl <sup>-</sup>	5.6x10 <sup>5</sup>	9,000
Na <sup>+</sup>	4.8x10 <sup>5</sup>	6,000
Mg <sup>2+</sup>	5.5x10 <sup>4</sup>	1,000
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	2.9x10 <sup>4</sup>	900
Ca <sup>2+</sup>	1.1x10 <sup>4</sup>	100
K <sup>+</sup>	1.0x10 <sup>4</sup>	1,000
C(HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> , CO <sub>2</sub> )	2~2.4x10 <sup>3</sup>	8
Br <sup>-</sup>	8.6x10 <sup>2</sup>	10,000
B(B(OH) <sub>3</sub> , B(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup> )	4.3x10 <sup>2</sup>	1,000
栄養塩		
Cu (CuCO <sub>3</sub> , Cu <sup>2+</sup> , Cu(OH) <sub>2</sub> )	0.02~1x10 <sup>-3</sup>	0.05
Si(OH) <sub>4</sub>	0~3x10 <sup>-3</sup>	7
Fe (Fe(OH) <sub>3</sub> )	0.5~6x10 <sup>-3</sup>	0.5
P (NaH <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> , H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> <sup>-</sup> , MgHPO <sub>4</sub> )	0~0.18 <sup>-3</sup>	2
不溶性		
Mn (Mn <sup>2+</sup> , MnCl <sub>2</sub> )	0.08~3x10 <sup>-3</sup>	0.006
Al (Al(OH) <sub>3</sub> , Al(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup> )	0~4x10 <sup>-2</sup>	0.02
希土類		
Ce(CeCO <sub>3</sub> , Ce <sup>2+</sup> , CeCl <sub>3</sub> )	3~80x10 <sup>-6</sup>	0.01
Nd(NdCO <sub>3</sub> , Nd <sup>3+</sup> , NdSO <sub>4</sub> )	7~50x10 <sup>-6</sup>	0.06
可溶性(アルカリ)		
Sr <sup>2+</sup>	91	5
Rb <sup>+</sup>	1.4	300
可溶性(オキソ陰)		
MoO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	1.07x10 <sup>-1</sup>	80
VO <sub>3</sub> (CO <sub>3</sub> ) <sub>3</sub> <sup>4-</sup>	1.4x10 <sup>-2</sup>	40

平均滞留時間(τ)≡(海水中の全量 mol)/(流入量mol/y)  
タイムスケール: 熱塩循環(数千年), 海流(数ヶ月)

## ③ 海水組成の鉛直分布

- 保存性成分型 ~鉛直方向で濃度が変化しない
- リサイクル型 ~表層が低く、深層で高い
- スキヤベンジ型 ~表層で多く、深層で少ない。



(a)主成分元素と大きな陰イオン (b)微量元素 (c)難溶性で平均滞留時間が短い

## (9) 生物ポンプと物理 (無機, アルカリ) ポンプ ~CO<sub>2</sub>を深海に運ぶプロセス~

### ①生物ポンプ

#### 有光層と植物プランクトン

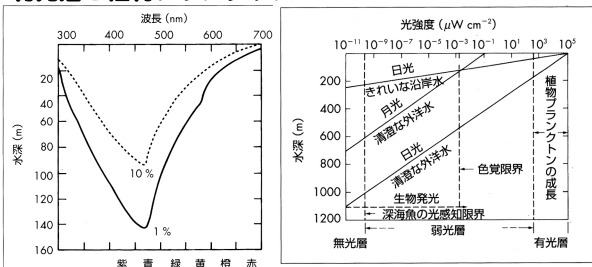
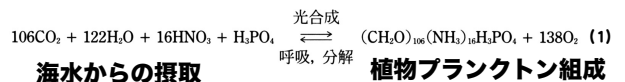


図 2.4 清澄な海水における波長ごとの光の透過率 透過率が 10% および 1% になる水深を線で結んだ。  
図 2.5 光の透過に基づく鉛直の生態区分 光強度は対数表示であることに注意。無光層・弱光層・有光層を区切る破線はおおよその目安である。

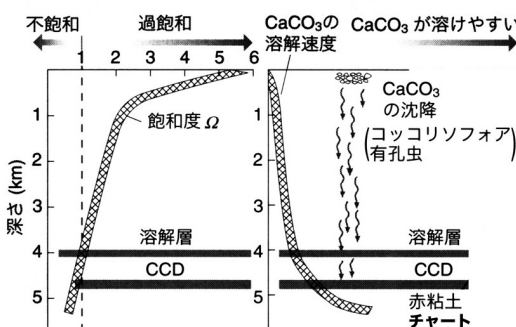
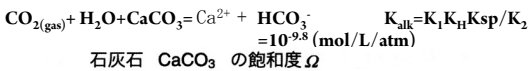
## ①-1生物の化学組成と栄養塩濃度

### (1) 植物プランクトンの元素組成比 C:N:P=106:16:1 (Redfield比)



植物プランクトンの遺骸が沈降して、分解され、深海にC, N, Pが運ばれる →生物ポンプ1

## ⑤ CaCO<sub>3</sub>の溶解と水深



## ⑥ 生物ポンプと無機 (物理, アルカリ) ポンプまとめ

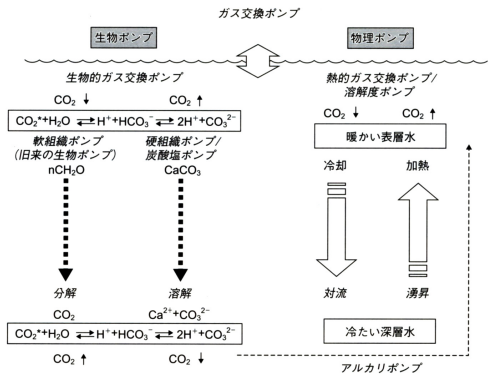


図 1.3.9 生物ポンプと物理ポンプのまとめ。

## (2) 大気組成

### ① 地球大気組成

地表における乾燥大気組成比

成分	分子量	容積存在比 (ppmv)	平均滞留時間
N <sub>2</sub>	28.01	780800	2×10 <sup>7</sup> 年
O <sub>2</sub>	32	209500	2200年
Ar	39.94	9340	
CO <sub>2</sub>	44.01	360	増加率 年0.4% 4年
Ne	20.18	18	
He	4.00	5.2	
CH <sub>4</sub>	16.05	1.8	増加率 年1.0% 12年
Kr	83.80	1.1	
H <sub>2</sub>	2.02	0.5	2年
N <sub>2</sub> O	44.02	0.3	増加率 年0.2% 114年
CO	28.01	0.1	変動大 0.1年
Xe	131.29	0.09	
O <sub>3</sub>	48.00	0.03	変動大 数日-数週間
H <sub>2</sub> O	18.02	1000-30000	変動大

## (1) 地球の大気構造

### 熱圏

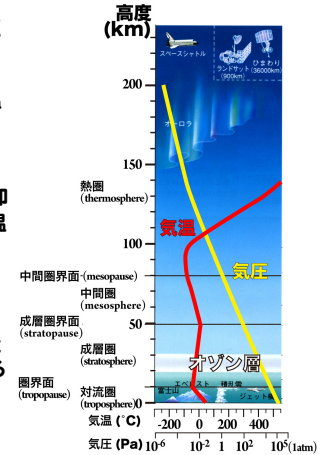
- ① 太陽の紫外放射による電離・解離による加熱：高度ほど高温
- ② 重力的に成層

### 中間圏

- ① O<sub>3</sub>の紫外放射による加熱とCO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O等による赤外放射冷却
- 成層圏：高度25-50km付近の温度極大まで。

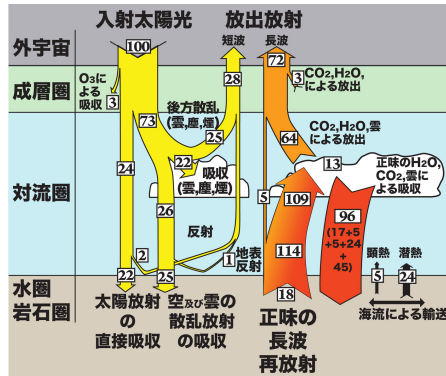
- ① O<sub>3</sub>の紫外放射吸収加熱とCO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>の赤外放射冷却
- ② O<sub>3</sub>の主要部は成層圏にあり、その中心は中緯度で25km付近
- 対流圏：高度15km付近に現れる最初の温度極小まで。

- ① 温度(密度)的に不安定
- ② 圏界面は赤道(17)極域(8km)

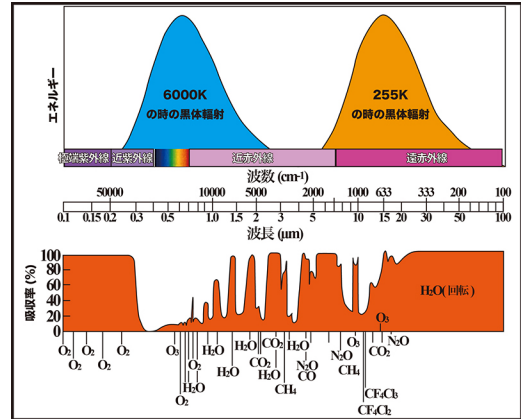


## (3) エネルギー収支と地球大気

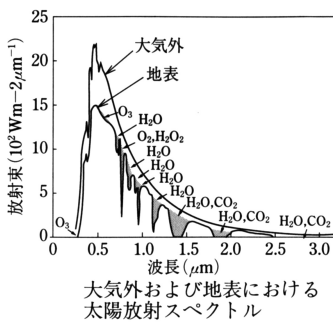
### ① エネルギー収支



### ③ 太陽入射と地球放射エネルギーのまとめ



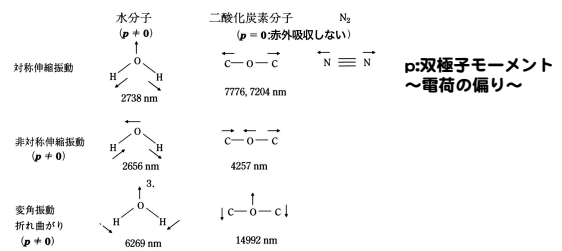
### ② 入射太陽エネルギー



太陽放射スペクトル  
大気外~6000Kの黒体放射スペクトルに近似  
地表  
300mm以下: O<sub>3</sub>, O<sub>2</sub>, H などによって完全に吸収  
300~700mm: O<sub>3</sub>などにより一部吸収  
700mm以上: H<sub>2</sub>OやCO<sub>2</sub>により一部の波長で完全吸収

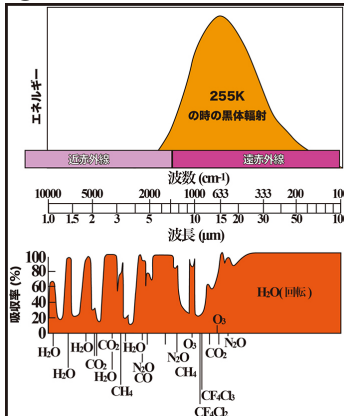
吸収: 放射エネルギーを熱エネルギーへ→加熱

### ② 分子の構造と吸収



温室効果ガスの特徴(赤外線をよく吸収する分子)  
① 極性のある分子 (ΔQ: 極性の大きさ, ×(N<sub>2</sub>やO<sub>2</sub>))  
② 振動により結合長が変化 (Δq: 結合長の変化量)  
赤外線の吸収量: δ μ (= ΔQ \* Δq) の2乗に比例

### ② 地球放射エネルギー



温室効果ガスとその吸収帯  
~赤外域では大部分CO<sub>2</sub>やH<sub>2</sub>Oにより吸収  
8~12μmに、CO<sub>2</sub>やH<sub>2</sub>Oによって吸収されないバンドあり→「赤外領域大気の窓」  
この波長域により放射される。  
→ここが閉じられると温室効果による温暖化へ

### (4) 各惑星の物理的特性と大気や温度の比較

特性	金星	地球	火星
全質量 (10 <sup>27</sup> kg)	5	6	0.6
半径 (km)	6049	6371	3390
大気の質量 (割合)	100	1	0.06
表面気圧 (atm)	90	1	0.008
太陽からの距離 (10 <sup>6</sup> km)	108	150	228
太陽定数 (W/cm <sup>2</sup> )	2613	1380	589
アルベド (%)	75	30	15
雲量 (%)	100	50	変動する
有効放射温度 (°C)	-39	-18	-56
表面温度 (°C)	427	15	-53
温室効果による温度上昇 (°C)	446	33	3
N <sub>2</sub> (%)	<2	78	<2.5
O <sub>2</sub> (%)	<1 ppmv	21	<0.25
CO <sub>2</sub> (%)	>98	0.035	>96
H <sub>2</sub> O (%)	1×10 <sup>-4</sup> ~0.3	3×10 <sup>-4</sup> ~4	<0.001
SO <sub>2</sub> (%)	150 ppmv	<1 ppbv	0
Ar (%)	-	0.9	1.6
雲の組成	H <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	H <sub>2</sub> O	塵, H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub>

太陽定数: 太陽からの入射エネルギー量→太陽からの距離に依存。  
有効放射温度: 宇宙から見た時の地球の温度。(入射エネルギー)-(入射時の大気による吸収)-(放射時の大気による吸収: 温室効果)