

宇宙地球科学 I (第五回目)

大気・海洋・物質循環

東京大学総合文化研究科：

小宮 剛 准教授

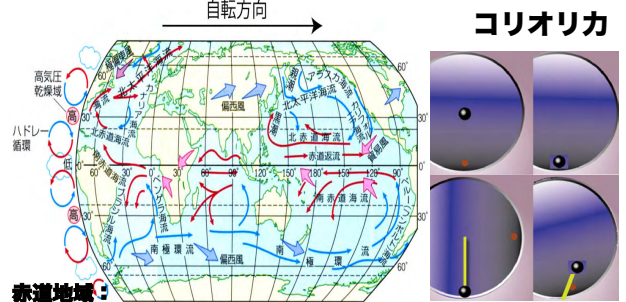
2018/10/31

komiya@ea.c.u-tokyo.ac.jp

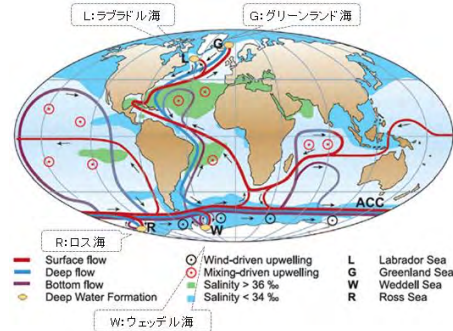
http://www43.tok2.com/home/isua/

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)

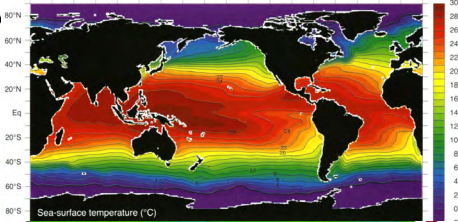


②-2 海洋大循環(熱塩循環、Broeckerのベルトコンベアーモデル)

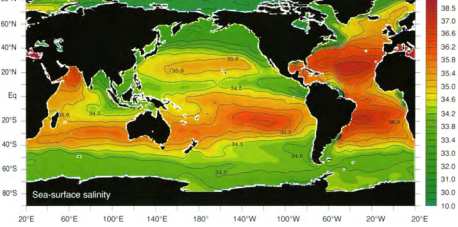


① Stommel (1961) によって提唱され、Broecker によって海水の年代を ^{14}C を用いて測ることによって実証された。
→ 最も古い年代は北太平洋深層水で約2000年(数千年規模で循環)

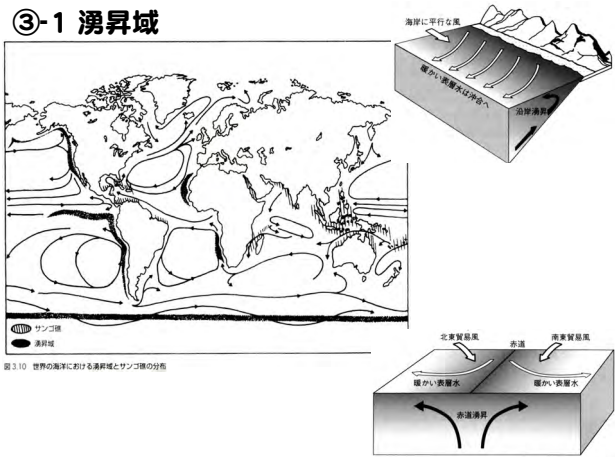
②-2A 海洋表面温度分布



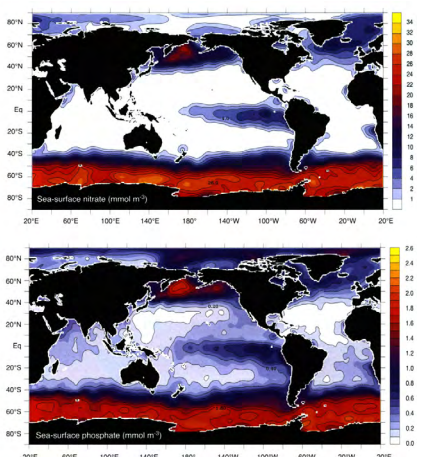
②-2B 海洋表面での塩分濃度分布



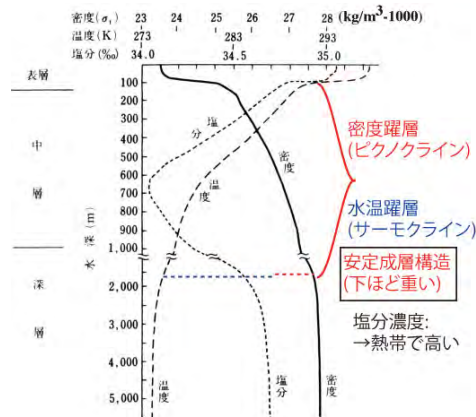
③-1 湧昇域



④ 海洋表層の栄養塩の濃度分布 2大重要栄養塩(NO_3^- ; P)



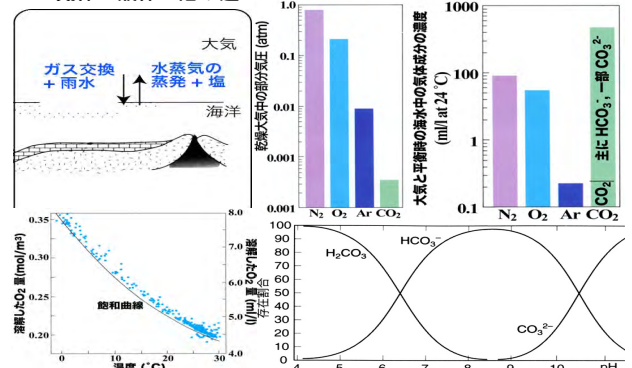
①-2 垂直構造つづき



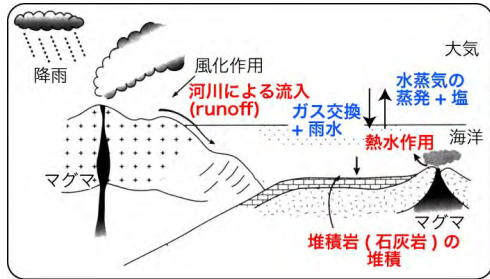
(5) 溶存ガス - 大気とのガス交換 + 雨水 -

(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



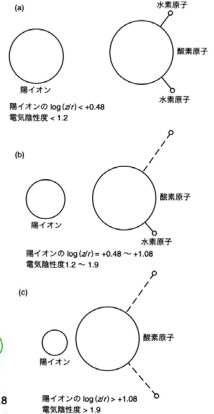
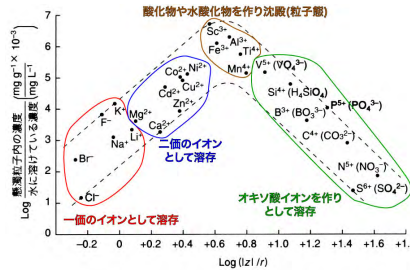
(1) 海洋: 海洋への物質の流入・流出



- (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



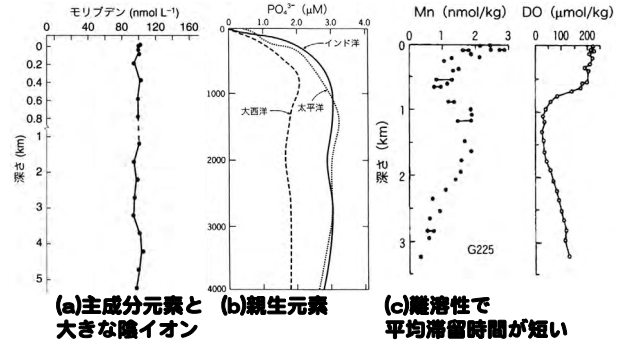
海水中の主要イオンの濃度と滞留時間

イオン	濃度(μM)	滞留時間(万年)
豊富な元素		
Cl ⁻	5.6x10 ⁵	9,000
Na ⁺	4.3x10 ⁵	6,000
Mg ²⁺	5.3x10 ⁴	1,000
SO ₄ ²⁻	2.9x10 ⁴	900
Ca ²⁺	1.1x10 ⁴	100
K ⁺	1.0x10 ⁴	1,000
C(HCO ₃ ⁻ , CO ₃ ²⁻ , CO ₂)	2-2.4x10 ³	8
Br ⁻	8.6x10 ²	10,000
B(B(OH) ₃ , B(OH) ₄ ⁻)	4.3x10 ²	1,000
栄養塩		
Cu (CuCO ₃ , Cu ²⁺ , Cu(OH) ⁺)	0.02-1x10 ⁻³	0.05
Si(OH) ₄	0-3x10 ⁻³	7
Fe (Fe(OH) ₃)	0.5-6x10 ⁻³	0.5
P (NaH ₂ PO ₄ , HPO ₄ ²⁻ , MgHPO ₄)	0-0.18x ⁻³	2
不溶性		
Mn (Mn ²⁺ , MnCl ⁺)	0.08-3x10 ⁻³	0.006
Al (Al(OH) ₃ , Al(OH) ₄ ⁻)	0-4x10 ⁻²	0.02
希土類		
Ce(CeCO ₃ ⁺ , Ce ³⁺ , CeCl ³⁺)	3-80x10 ⁻⁶	0.01
Nd(NdCO ₃ ⁺ , Nd ³⁺ , NdSO ₄ ⁺)	7-50x10 ⁻⁶	0.06
可溶性 (アルカリ)		
Sr ²⁺	91	5
Rb ⁺	1.4	300
可溶性 (オキシ陰)		
MoO ₄ ²⁻	1.07x10 ⁻¹	80
UO ₂ (CO ₃) ₃ ⁴⁻	1.4x10 ⁻²	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、深層が高い
- スキヤベンジ型~表層で多く、深層で少ない。



(9) 生物ポンプと物理 (無機, アルカリ) ポンプ ~CO₂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

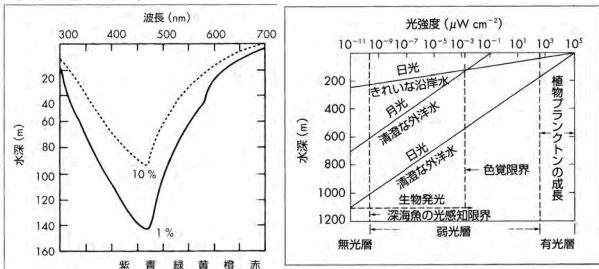
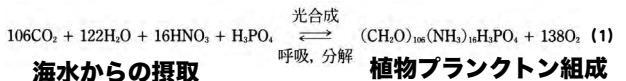


図 2.4 清澄な海水における波長ごとの光の透過率
 透過率が 10% および 1% になる水深を線で結んだ。
 図 2.5 光の透過に基づく鉛直の生態区分
 光強度は対数表示であることに注意。無光層・弱光層・有光層を区切る破線はおおよその目安である。

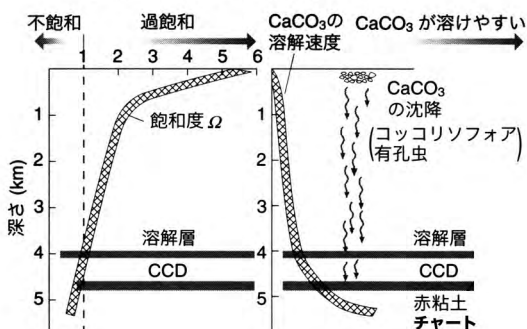
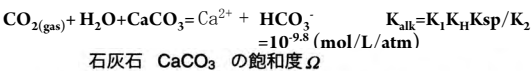
①-1 生物の化学組成と栄養塩濃度

- (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 CaCO₃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

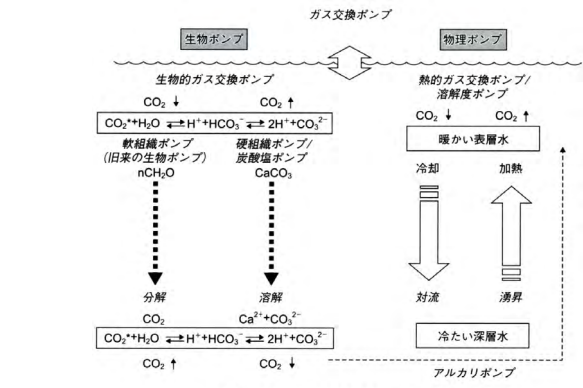


図 1.3.9 生物ポンプと物理ポンプのまとめ。

(2) 大気の組成

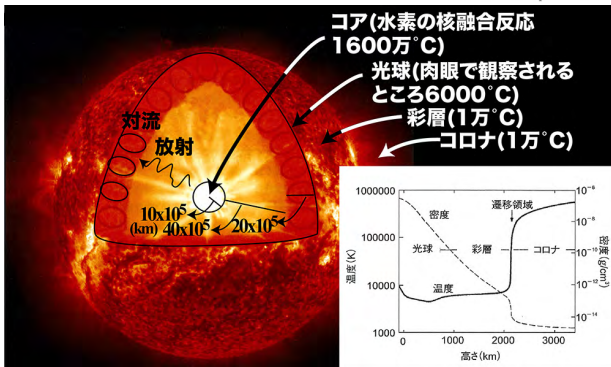
① 地球大気の組成

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 ₂	28.01	780800	2×10 ⁷ 年
O ₂	32	209500	2200年
Ar	39.94	9340	
CO ₂	44.01	360	増加率: 年0.4% 4年
Ne	20.18	18	
He	4.00	5.2	
CH ₄	16.05	1.8	増加率: 年1.0% 12年
Kr	83.80	1.1	
H ₂	2.02	0.5	2年
N ₂ 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 ₃	48.00	0.03	変動大 数日-数週間
H ₂ O	18.02	1000-30000	変動大

太陽について

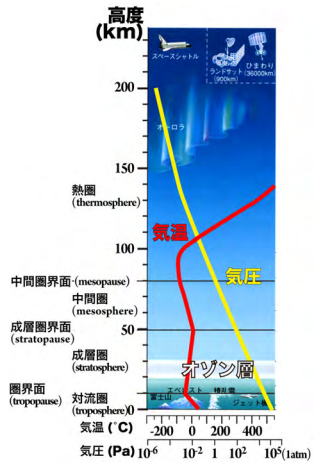
反応	分率
$p + p \rightarrow \text{H} + e^+ + \nu$	99.75%
$p + e^- + p \rightarrow \text{H} + \nu$	0.25%
$3\text{H} + p \rightarrow \text{He} + \gamma$	
$3\text{He} + \text{He} \rightarrow \text{He} + 2p$	86%



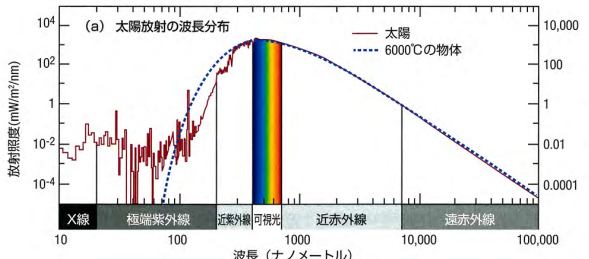
(1) 地球の大気構造

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 O₃の紫外吸光による加熱とCO₂, H₂O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 O₃の紫外放射吸収加熱とCO₂, H₂O, O₃の赤外放射冷却
 ② O₃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)



(1) 光について



太陽放射スペクトル
 大気外~6000Kの黒体
 輻射スペクトルに近似→可視光の所にピーク

太陽定数(Fs)とは

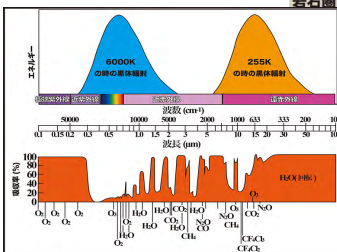
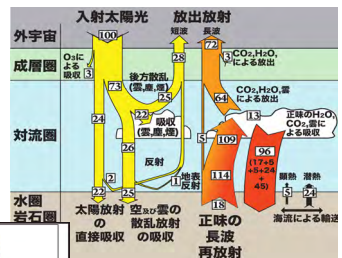
黒体放射を考えると太陽が放射するエネルギーは
 $E_s = \sigma T_s^4$ (J/m²)
 太陽全体の放射エネルギー
 $E_s = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4$
 Ts: 太陽の黒体放射の温度(5770 K)
 ステファン-ボルツマン定数: $\sigma = 2\pi^5 k^4 / 15c^2 h^3 = 5.67 \times 10^{-8} (W/m^2 K^4)$
 プランク定数: $h = 6.63 \times 10^{-34} Js$, ボルツマン定数: $k = 1.38 \times 10^{-23} J/K$
 Rs: 太陽の半径 $\sim 7 \times 10^8 km$, d: 太陽と地球の距離 $1.5 \times 10^8 km$

地球への放射エネルギー(Fs 5770Kに相当)
 $F_s = E_s / 4\pi d^2 = 4\pi R_s^2 \sigma T_s^4 / 4\pi d^2 = \sigma T_s^4 (R_s/d)^2 = 1370 W/m^2$
地球への全入射エネルギー: $\pi R_e^2 F_s$
 単位表面積あたり $\pi R_e^2 F_s / 4\pi R_e^2 = F_s / 4$
 地球の散乱断面積: πR_e^2 , R_e : 地球の半径

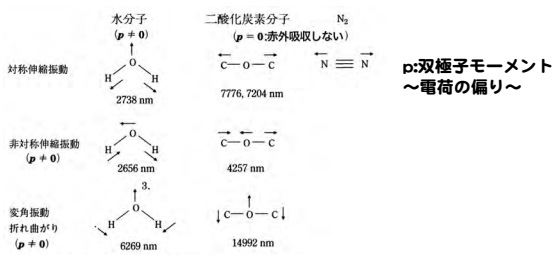
① 地球の有効温度(放射平衡温度)を計算せよただし、地球全体のアルベド(A)を0.28とする。有効温度とは宇宙から見た時の地球の黒体放射温度。
 解答:
 * 地球への全入射太陽エネルギーは $\pi R_e^2 F_s$ 。アルベドを考慮し、地球表面に達する単位表面積あたりのエネルギーは $F_s(1-A)/4$
 * 有効温度を T_e とすると、黒体放射を仮定して、 σT_e^4
 * 地球表面に入射するエネルギーと放射エネルギーが釣り合っているとすると $F_s(1-A)/4 = \sigma T_e^4$, $T_e = [F_s(1-A)/4\sigma]^{1/4} = 257K$

(3) エネルギー収支と地球大気

① エネルギー収支



② 分子の構造と吸収



水分子と二酸化炭素分子の振動の様式と吸収波長
 水と二酸化炭素分子は回転によって長波長の電磁波(遠赤外線)を吸収

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, ×(N₂やO₂))
 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: $\delta \mu (= \Delta Q * \Delta q)$ の2乗に比例

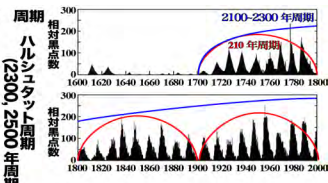
(4) 各惑星の物理的特性と大気や温度の比較

特性	金星	地球	火星
全質量 (10 ²⁷ 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 ⁶ km)	108	150	228
太陽定数 (W/cm ²)	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 ₂ (%)	<2	78	<2.5
O ₂ (%)	<1ppmv	21	<0.25
CO ₂ (%)	>98	0.035	>96
H ₂ O (%)	1x10 ⁻⁴ ~0.3	3x10 ⁻⁴ ~4	<0.001
SO ₂ (%)	150 ppmv	<1 ppbv	0
Ar (%)	ppmv	0.9	1.6
雲の組成	H ₂ SO ₄	H ₂ O	塵, H ₂ O, CO ₂

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)

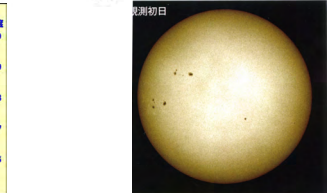
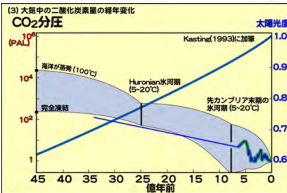
地球のリズムの周期：10~100万年

ヘル周期
(黒点周期と磁極反転)
(シユワーベ周期)
太陽黒点周期
ドゥイリエ周期(210年)
グライバーク周期(87年)
太陽大周期(シュイス)
トウイリエ周期(210年)



太陽黒点

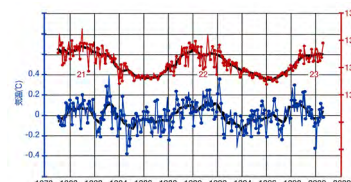
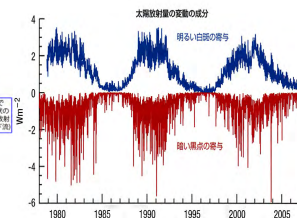
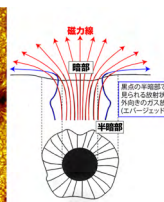
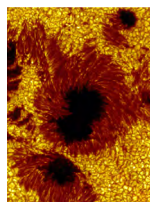
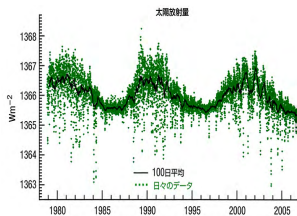
10 10² 10³ 10⁴ 年



黒点周期と太陽の活動



黒点と白斑



(1) 黒点周期(太陽放射量と良い相関)ただし、絶対量があわない。
0.1%→0.06°Cの変動。(実際は0.12°C変動)

