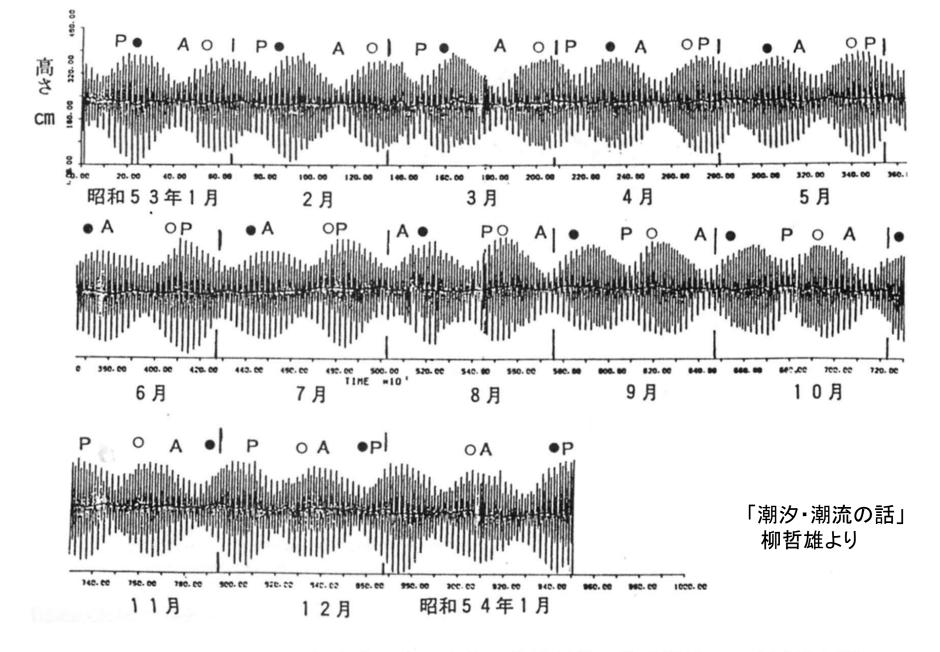
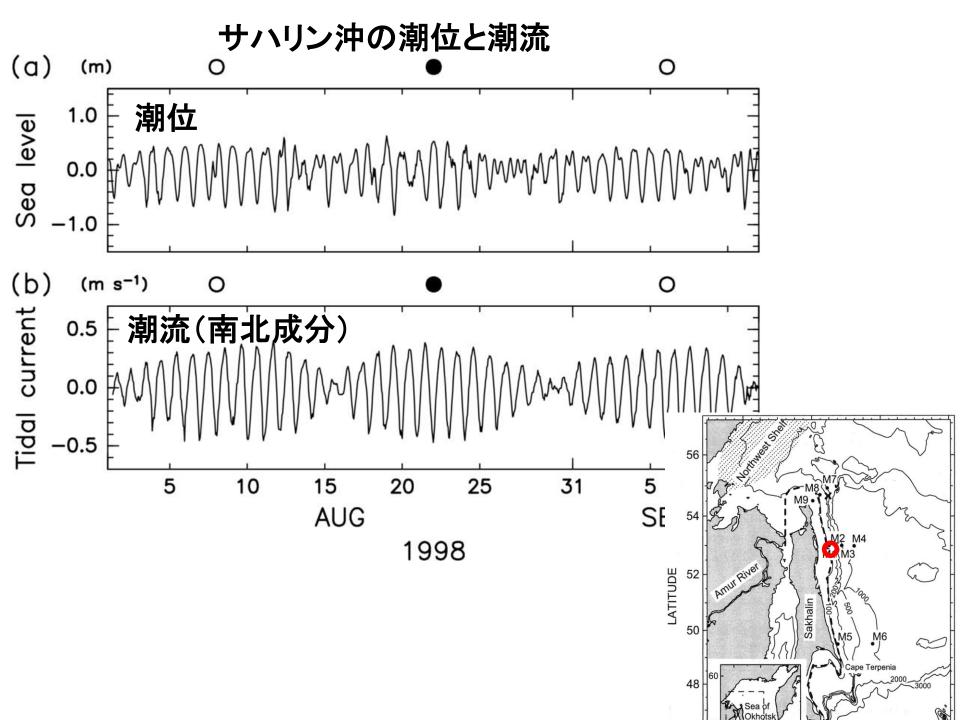
第5回:基礎論(海洋編)

- 海洋の潮汐 潮流
- 海水の混合



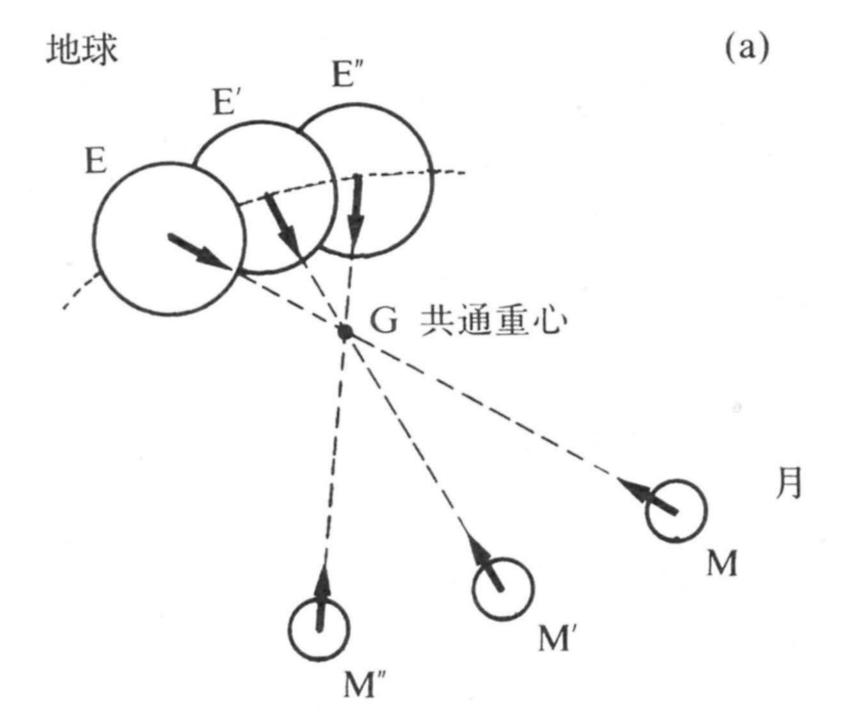
松山港の海面変化, ●は新月, ○は満月, Pは近地点潮, Aは遠地点潮を表わす



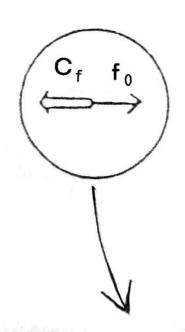
地球の中心では

C(月と地球の共通重心を回ることによる遠心力) =  $f_0(月による引力)$ 

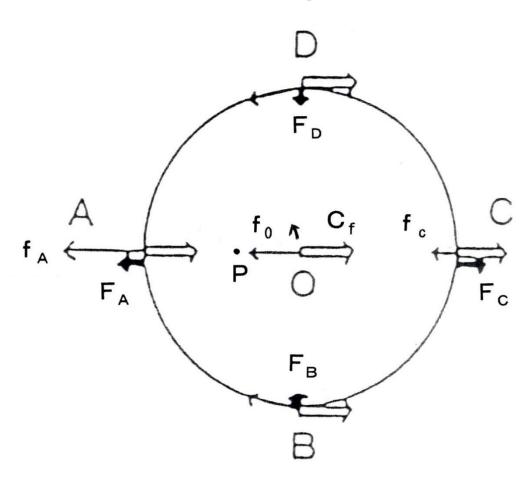
起潮力(tide – generating force) F = f(|3||1) - Cf(|遠心|1) が どこでも一定 月からの距離の2乗に反比例



### 月



### 地球



引力(fa, fo, fc), 遠心力(Cf), 起潮力(Fa, FB, Fc, FD) 単位質量で考える: M:月の質量

地球の中心では

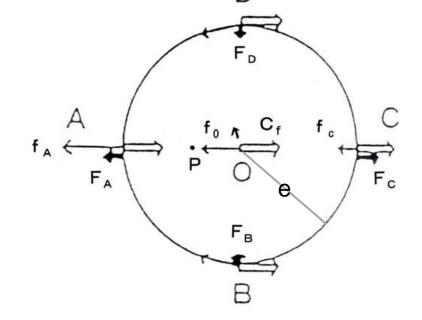
$$Cf = f_0 = GM/R^2$$
 ——— ①

G: 万有引力定数, R:月との距離

Aでの引力faは

$$f_A = GM / (R - e)^2$$

e: 地球の半径



$$F_A = f_A - Cf = G \{M/(R-e)^2 - M/R^2\} = G \{M / \{R^2 (1 - e/R)^2\} - M/R^2\}$$

 $= GM/R^2 \{1/(1-e/R)^2 - 1\}$ 

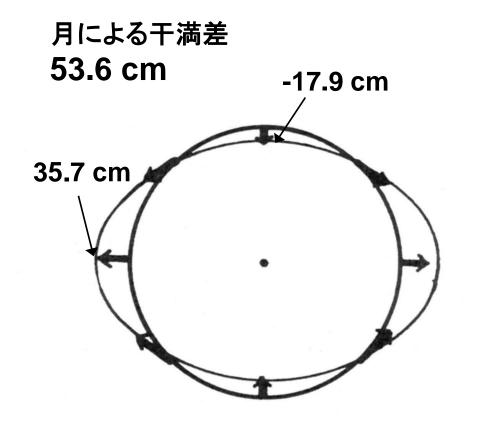
 $= GM/R^2 (1+2e/R - 1)$ 

= 2GMe /R<sup>3</sup> ) 
$$\rightarrow$$
 = 2g (e/R)<sup>3</sup> (M/E) — ②

 $F_{A} = 1.12 \times 10^{-7} \times g$ 重力の1千万分の1

太陽と地球の関係からも②成立 R→極めて大: M→極めて大 月の場合の0.46倍

#### 太陽による干満差 26.7 cm



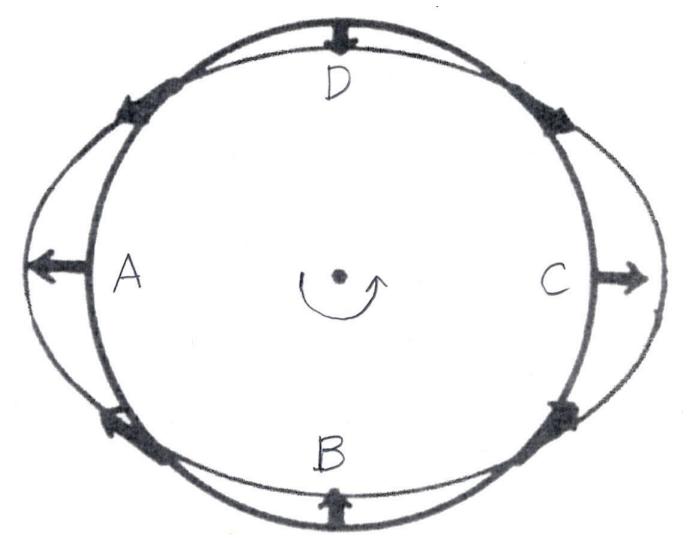
### 平衡海面

(equilibrium sea surface)

図 3.2 起潮力の分布は点対称となり,変形を受けた等重力面は回転楕円形となる.

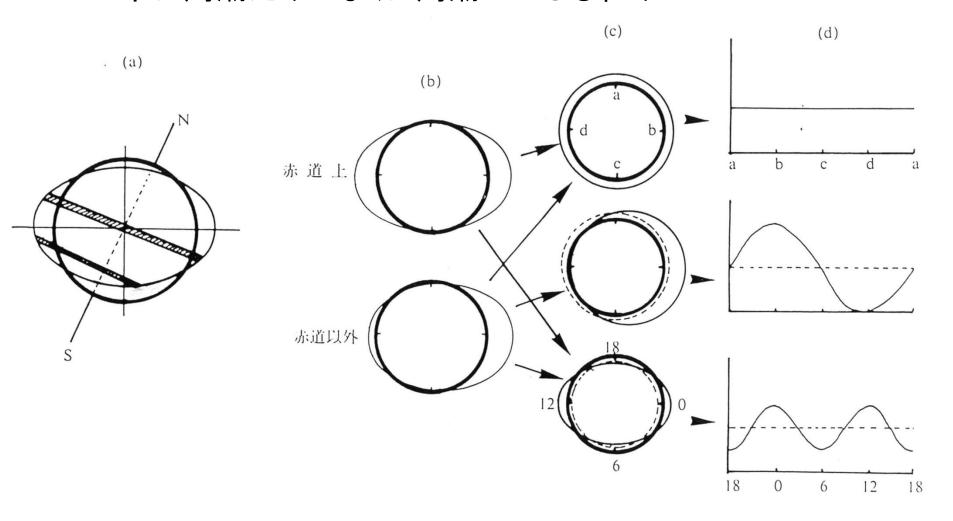
$$\eta = 3/2 \cdot (M/E) \cdot (e/R)^3 \cdot e \cdot \left(\cos^2 \theta - \frac{1}{3}\right) \tag{3.7}$$

### 地球が自転していることも重要



一日2回、膨らみと凹みが訪れる

### 半日周潮だけでなく日周潮が生じるわけ



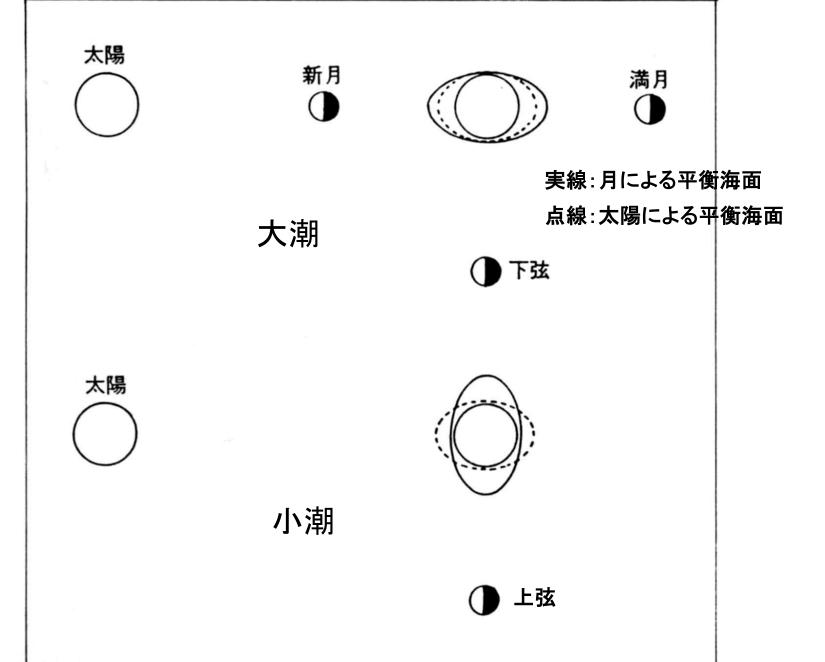


表 6 - 1 主要分潮と松山港の調和定数 主要4分潮: K1, O1, M2, S2

種 類	記 号	名	称	周 期	松山港での振幅
倍 潮	M <sub>4</sub>	太陰1/4	日周潮	6.21(時間	0.4(cm)
	S4	太陽1/4	日周潮	6.00	0.1
半日周潮	M₂	主太陰半	日周潮	12.42	99.3
	Sz	主太陽半	日周潮	12.00	40.8
	Nz	主太陰村	育円 潮	12.66	18.0
	K <sub>2</sub>	日月合成半	台周潮	11.97	12.0
日周潮	K,	日月合成	日周潮	23.93	31.0
	0,	主太陰	日周潮	25.82	22.7
	P,	主太陽	日周潮	24.07	9.4
	Q <sub>1</sub>	主太陰	育円 潮	26.87	4.4
長周期潮	Mf	太陰半	日周潮	327.86	1.4
	Mm	太陰日	周潮	661.30	1.5
	Ssa	太陽半年	年周潮	4382.76	1.5
	Sa	太陽年	周潮	8765.52	16.8

「潮汐・潮流の話」 柳哲雄より

# 平衡潮汐論 (Equibilium tide theory)

- ・起潮力に対して即時に応答する(adjust)という仮定
- 現実には、重力波・ケルビン波によって水位偏差が 伝搬する必要がある
  波の速度√gH: 水深4000mで200m/s, 1日で17000km:地球円周40000km
- ・平衡潮汐論では、波の速度が無限大、即座に応答するという仮定
- ・動的潮汐論: 現実の陸岸・海底地形と波を考慮した潮汐論 (浅水波方程式により記述できる)

### 半日周潮(M<sub>2</sub>)

### 等潮差図→ (振幅分布)

(a)

### 等潮時図→ (位相分布)

「海洋の物理学」 花輪公雄著より

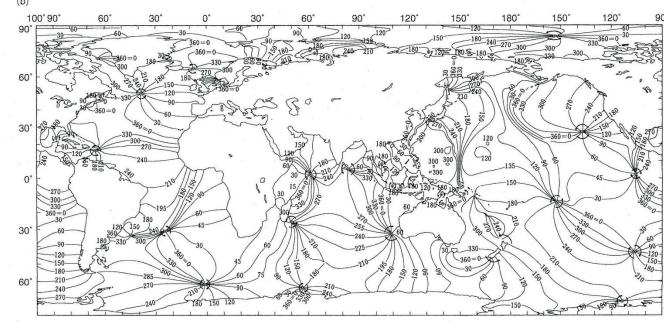
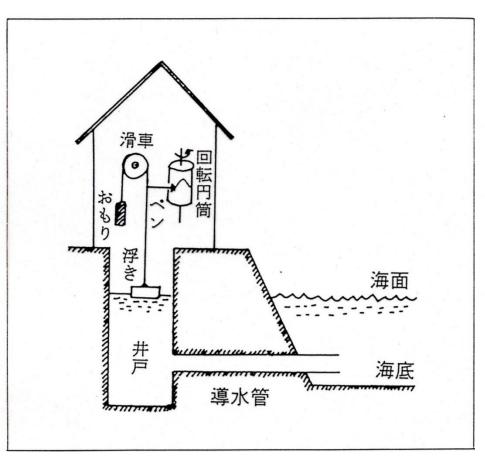


図 11.6 世界の海洋における主太陰半日周潮 (M<sub>2</sub>) の等潮差図 ((a), 単位は cm) と等潮時図 ((b), 単位は。) を示した潮汐図

(b) は月が経度 0° を経過してから満潮になるまでの時間の遅れを角度で表したもの。(Schwiderski, 1979)

#### 潮位を測る方法



「潮汐・潮流の話」 柳哲雄より

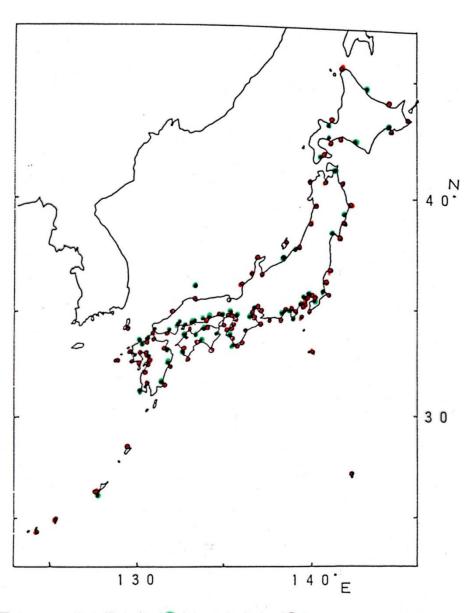
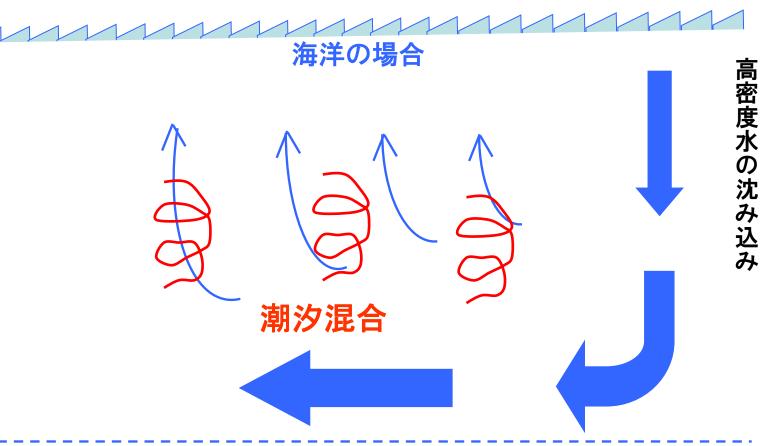


図6-8 海上保安庁(●印) と気象庁(●印) の潮位予報地点

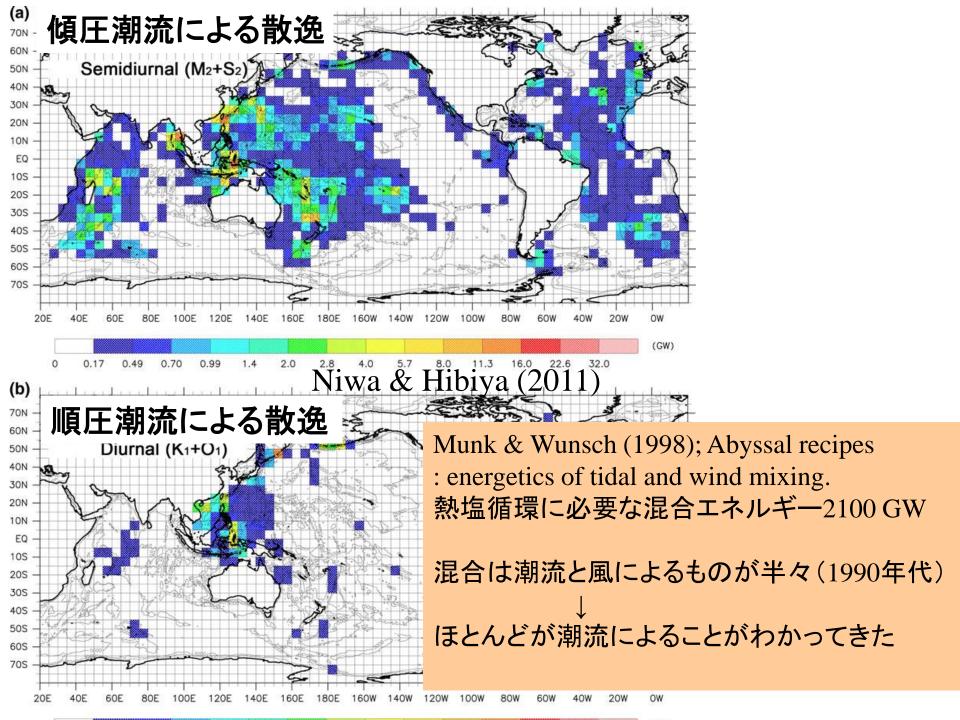
### 海洋の地球規模鉛直循環

赤道極



鉛直拡散により下方が暖まる(軽くなる)

→ 浮力を得る → 上昇 鉛直拡散係数が循環の速さを決める



## 海水の拡散・混合

- 拡散・混合が分子レベルで起こる→分子拡散係数(molecular diffusivity)
- 熱・塩分の拡散が乱流・渦で起こる→乱流拡散係数(turbulent diffusivity)
- 大規模なスケールでの拡散・混合
  - 「・順圧不安定(barotropic instability)・傾圧不安定(baroclinic instability)
- 小さなスケールでの拡散・混合
  - [・ケルビン・ヘルムホルツ不安定による渦・砕波(Kelvin-Helmholtz ins.) 二重拡散対流(double diffusive convection)

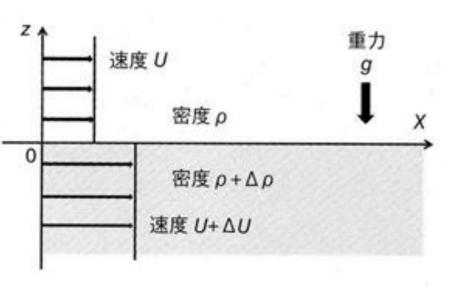
海水密度は水温と塩分で決まる

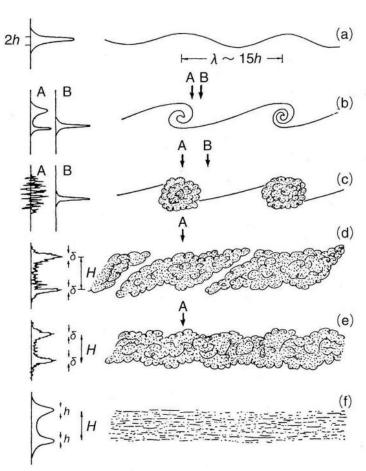
水温の拡散係数>>塩分の拡散係数

- [・ソルトフィンガー(上層に高温・高塩、下層に低温・低塩) ・拡散型対流(上層に低温・低塩、下層に高温・高塩)

#### ケルビン・ヘルムホルツ不安定による 波・砕波・乱流混合

ケルビン・ヘルムホルツ(K-H)不安定 を考察する際のモデル (Kelvin-Helmholtz instability)





「海洋の物理学」 花輪公雄著より 図 9.7 ケビン・ヘルムホルツ不安定による波の発生から砕波に至る過程の模式図 左側に示した図は、右側の図の A と B の位置における密度の鉛直勾配を示す。h は密度が変化する層の厚さを、 $\delta$  は混合した層の上面と下面において密度が変化する層の厚さをそれぞれ示す。不安定が起こり波が次第に大きくなり(a)、ついには巻き波となり(b)、砕波を起こす(c)、 乱流混合が次第に広がり(d,e)、上層と下層の中間の密度をもつ厚さ H の新しい層ができる(f)、(Woods and Willey, 1972).

ソルトフィンガー (上層に高温・高塩、 下層に低温・低塩)

拡散型対流 (上層に低温・低塩、 下層に高温・高塩)

「海洋の物理学」 花輪公雄著より

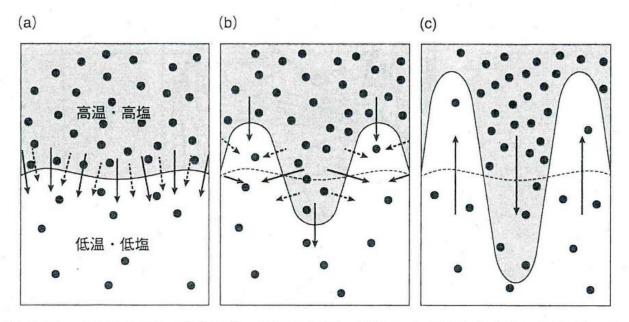


図 5.13 上層に高温・高塩の水,下層に低温・低塩の水が接したときに起こるソルトフィンガーの発達過程の模式図

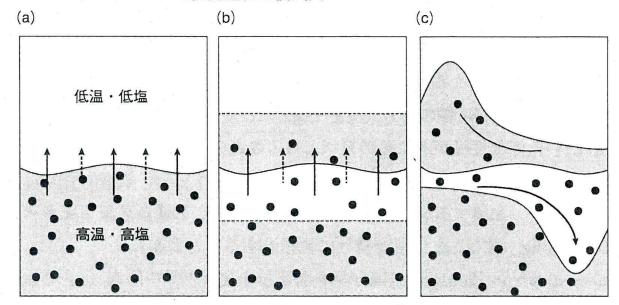


図 5.14 上層に低温・低塩の水,下層に高温・高塩の水が接したときに起こる拡散型対流の発達過程の模式図