

# 第3回：基礎論（海洋編）

- 海洋の支配方程式：浅水波方程式  
（海洋の中～大規模スケール現象を概ね表現できる）
- 地衡流：最も使う関係式  
水平圧力傾度力とコリオリ力がバランス  
圧力（水位）が高い方を右に見て流れる  
（北半球の場合）

# ◎海洋における運動方程式

ニュートンの第2法則 = 運動方程式

$$m \frac{dv}{dt} = F \quad \mathbf{v} = (u, v, w)$$

例：自由落下

$$m \frac{dw}{dt} = mg$$

流体の運動方程式での力

- ・体積力(重力・電磁気力・遠心力・コリオリ力・・・)
- ・面積力: 圧力 ← 質点の力学との違い

---

鉛直(z)方向の運動方程式 (単位体積で、下向き正)

$$\rho \frac{dw}{dt} = - \frac{\partial P}{\partial z} + \rho g$$

鉛直スケール  $\ll$  水平スケール      大中規模の海洋の運動で成り立つ

$$\frac{\partial P}{\partial z} = \rho g$$

静水圧近似 (hydrostatic approximation)

$\rho = \text{const}$ の時

$$P(z) = P_a + \rho g (\eta + z)$$

# ◎海洋における運動方程式

## 水平方向の運動方程式

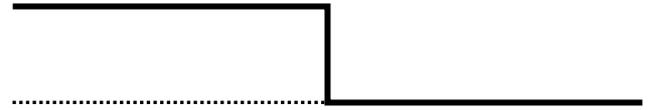
$$\rho \frac{du}{dt} = - \frac{\partial P}{\partial x} \quad \text{圧力大から小への加速}$$

水平圧力傾度力

$$\rho \frac{du}{dt} = \rho f v - \frac{\partial P}{\partial x}$$

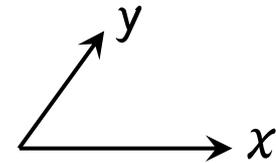
コリオリ力

回転流体（海洋中）ではコリオリ力が働く  
（北半球では流れの方向に対して右向き）



$$P_A > P_B$$

A → B



$f = 2\omega \sin\theta$  : コリオリパラメータ

$\omega = 2\pi/86400$  (s<sup>-1</sup>): 地球の角速度

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{du}{dt} - fv = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \\ \frac{dv}{dt} + fu = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \end{array} \right.$$

←水平方向の運動方程式

# 浅水波方程式 (shallow water eq.)

時間変化   コリオリ力   圧力傾度力

大～中規模の海洋の運動を記述する

$$\left[ \begin{array}{l} \frac{\partial u}{\partial t} - fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \quad \left( = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \\ \frac{\partial v}{\partial t} + fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \quad \left( = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \\ \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(hu) + \frac{\partial}{\partial y}(hv) = 0 \end{array} \right.$$

水平方向の運動方程式

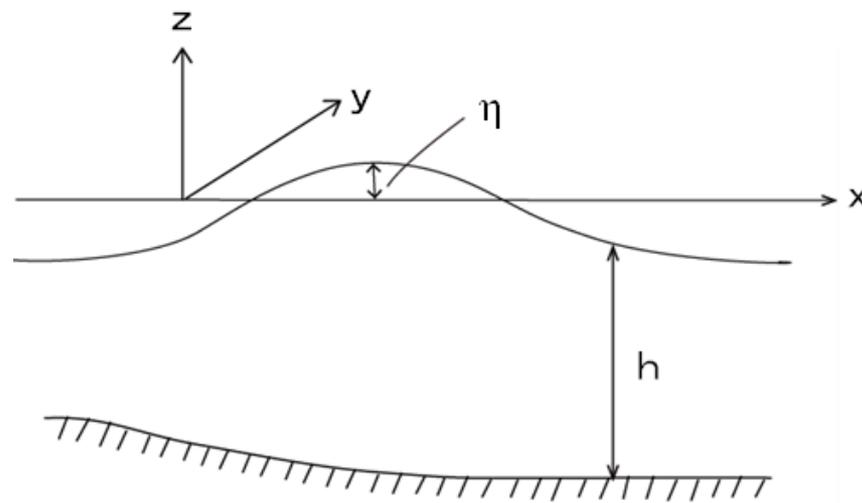
連続の式

$(u, v)$  :  $x, y$ 方向の流速

$f$  : コリオリパラメータ

$P$  : 圧力,  $\rho$  : 密度,

$\eta$  : 表面変位,  $h$  : 水深



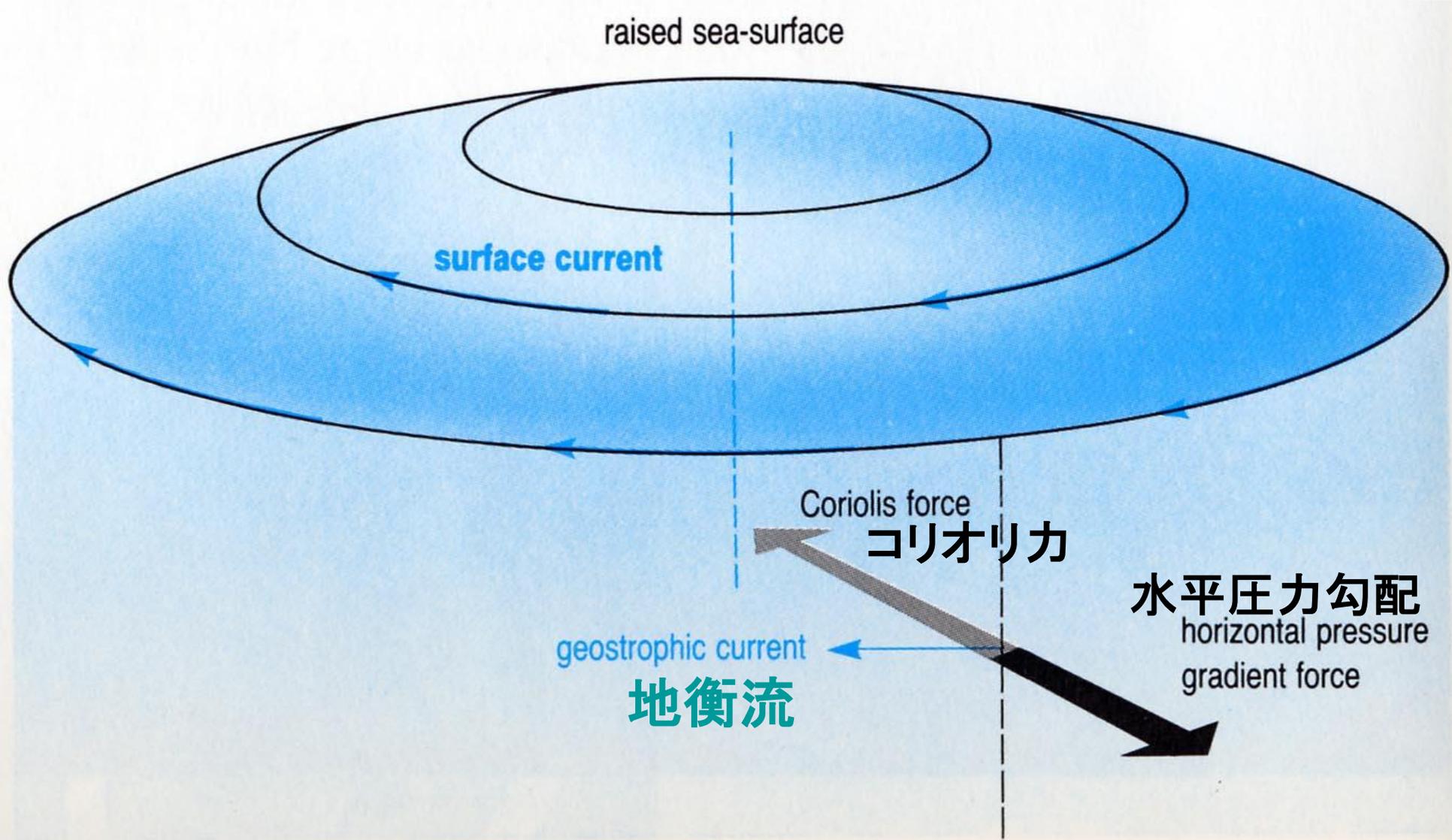
## ◎地衡流 (geostrophic current)

浅水方程式で定常の場合 ( $\frac{\partial}{\partial t}=0$ ) の場合

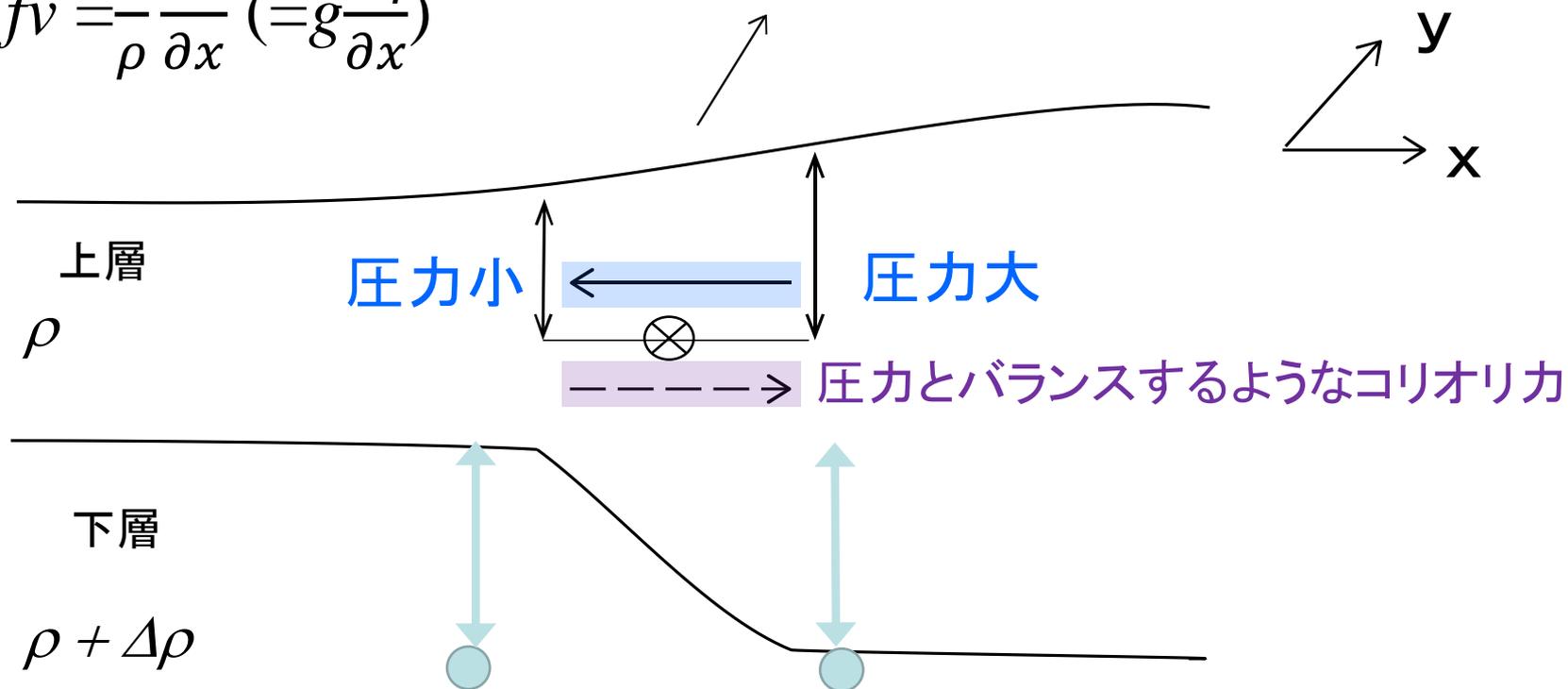
$$\left\{ \begin{array}{l} -fv = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \left( = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \\ fu = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial y} \left( = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \end{array} \right.$$

# 北半球の場合

圧力の高い方を右に見て流れる  
表層では水位の高い方を右に見て流れる



$$fv = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x} \left( = g \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)$$



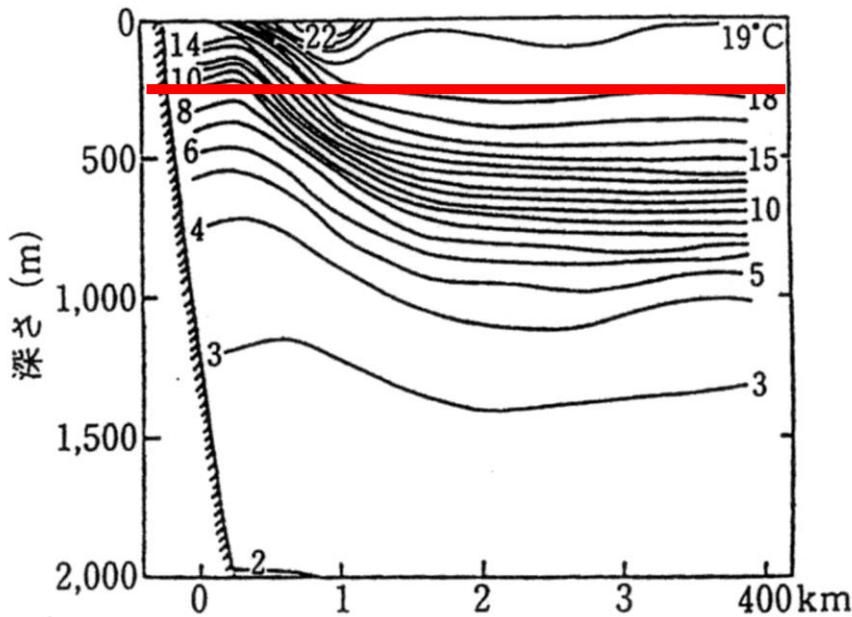
$$\frac{\partial p}{\partial x} = 0 \quad (\text{水平的に圧力の変化なし}) \rightarrow \text{下層の流速は0}$$

二層を考えた場合の地衡流(北半球)

# 地衡流: 水位の高いほうを右に見て流れる(北半球で)

$$f v = g \partial \eta / \partial x$$

## 黒潮の水温断面図



深度面で見るとき、  
等温線が混むところが強流帯

## 表面流速分布

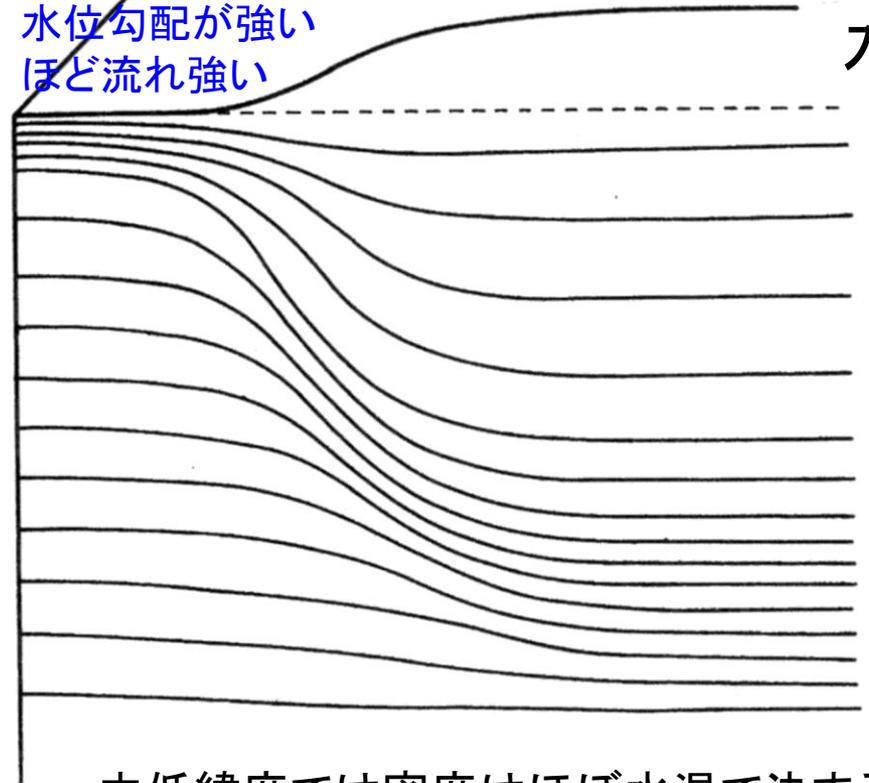
圧力勾配 ← → コリオリカ



水位勾配が強い  
ほど流れ強い

水位

等温線分布

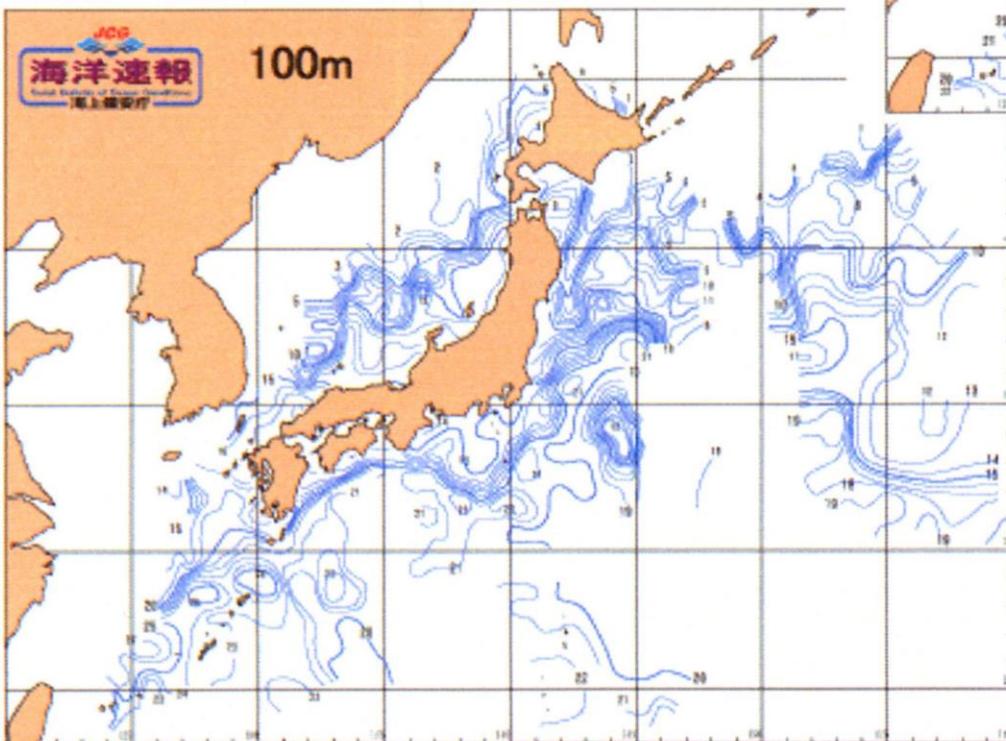
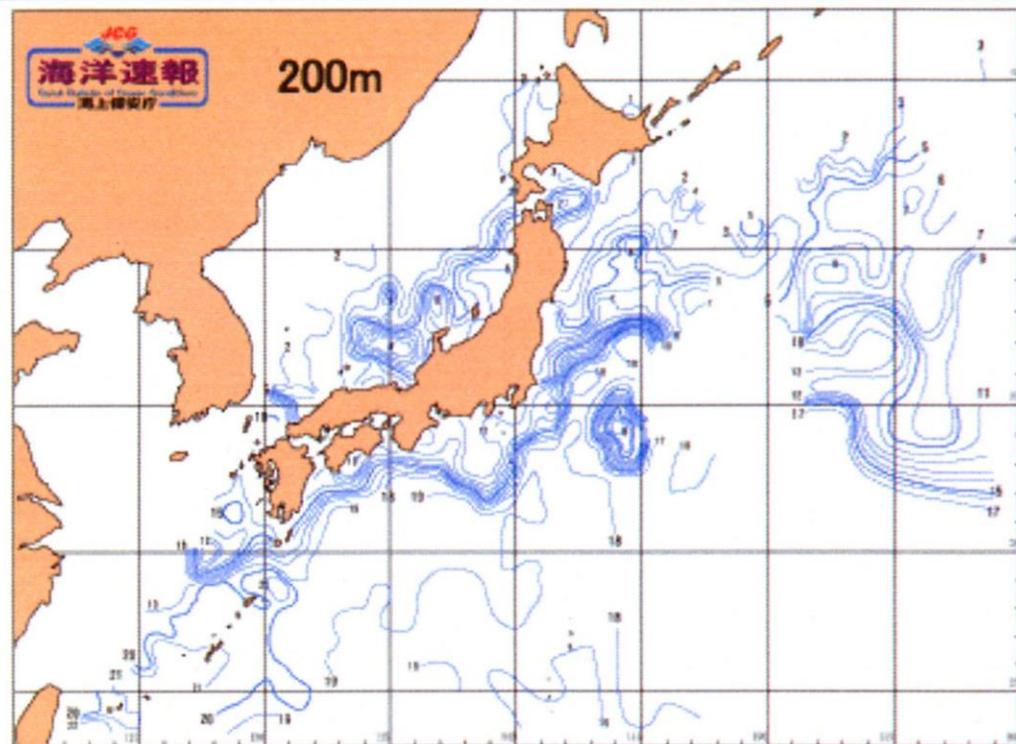


中低緯度では密度はほぼ水温で決まる

# 日本近海の深さ100m, 200mの水温分布

2001年6月16日～7月15日

中低緯度では密度はほぼ水温で決まる

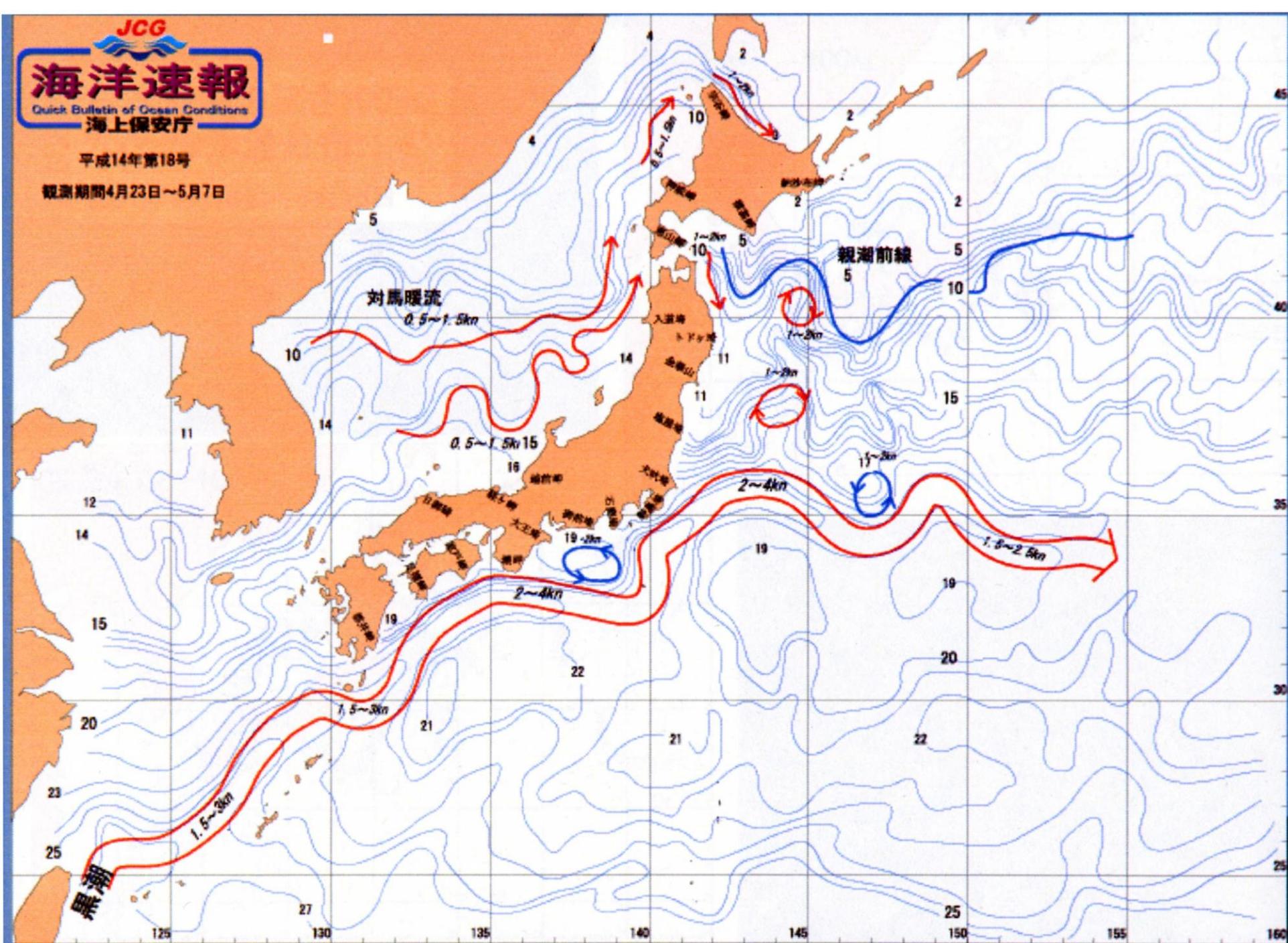


深度面で見たとき、  
等温線が混むところが強流帯

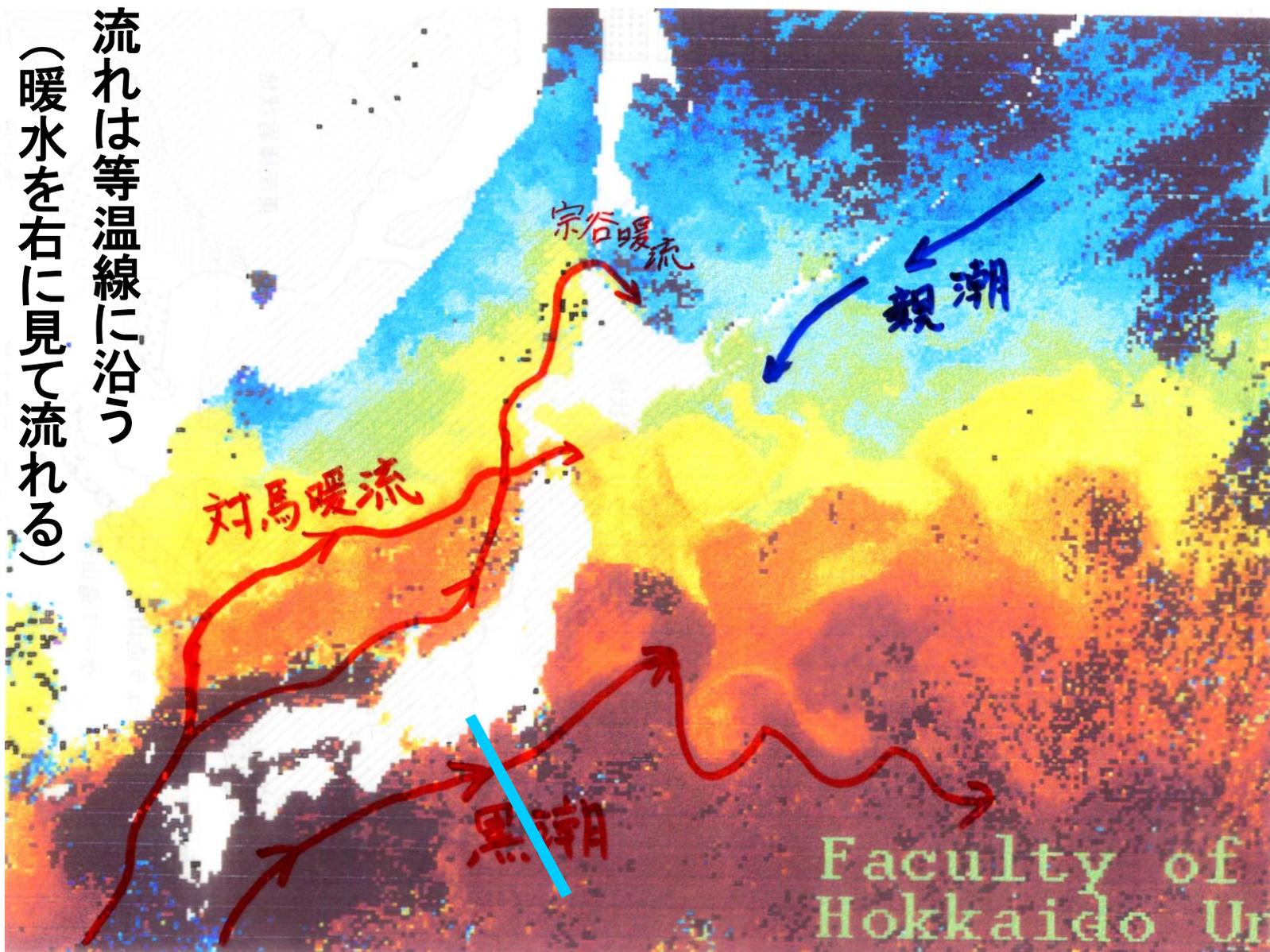


平成14年第18号

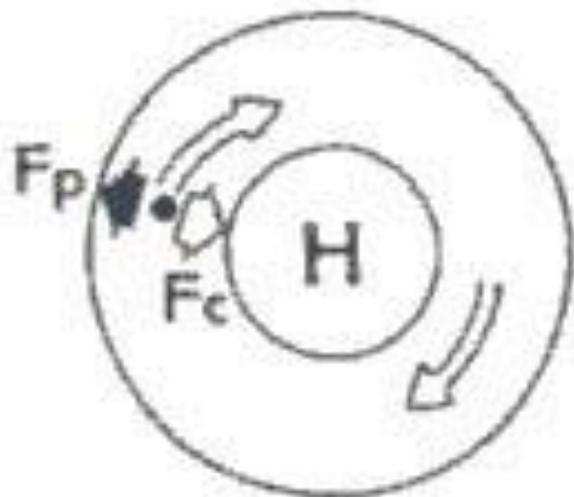
観測期間4月23日～5月7日



# 人工衛星からの海面水温

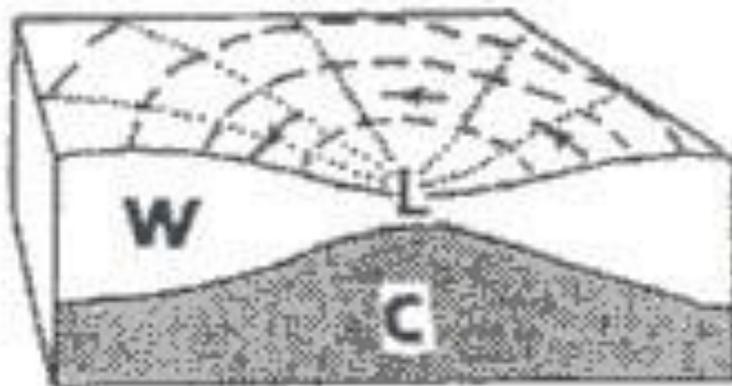
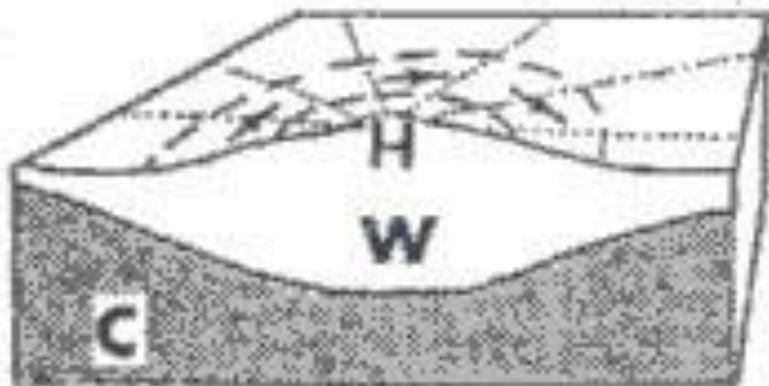


# 北半球



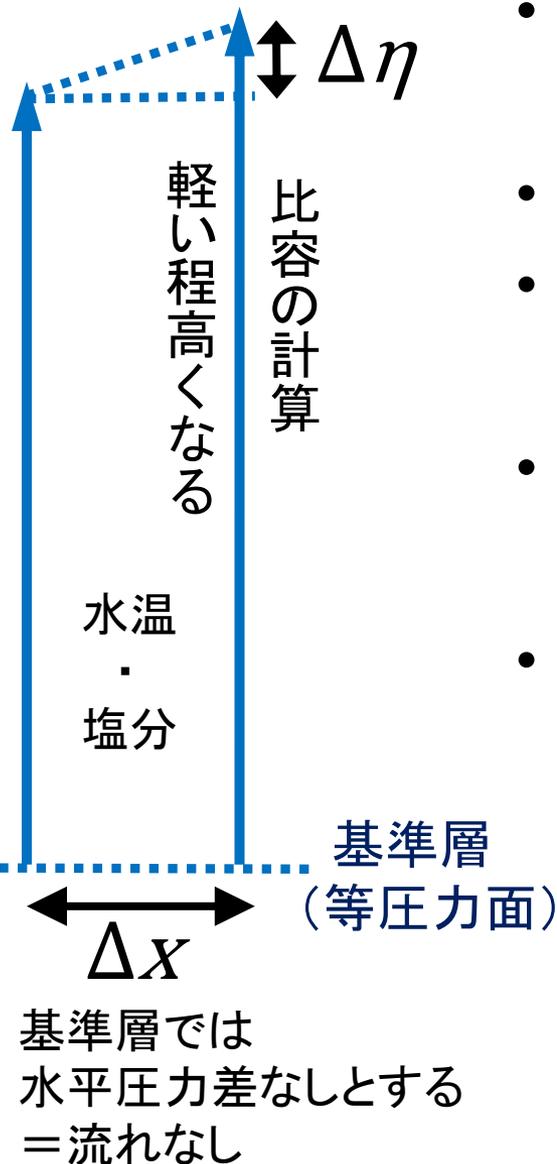
暖水塊

冷水塊



2層を考える

# 地衡流の計算方法: 2点間の表層流を求める場合



- 海洋では深度ではなく圧力のみ測定可能  
→ 圧力面を基準面 (reference)
- 密度 (比容) は水温・塩分で決まる
- 深層の基準層から、それぞれ比容を計算して表層まで積分する
- 基準層からの高さがわかる  
→ 力学高度 (Dynamic depth, Geopotential anomaly)
- 2点間の高さの差  $\Delta\eta$  と2点間の距離  $\Delta x$  より、以下の地衡流の関係より流速  $v$  が求まる

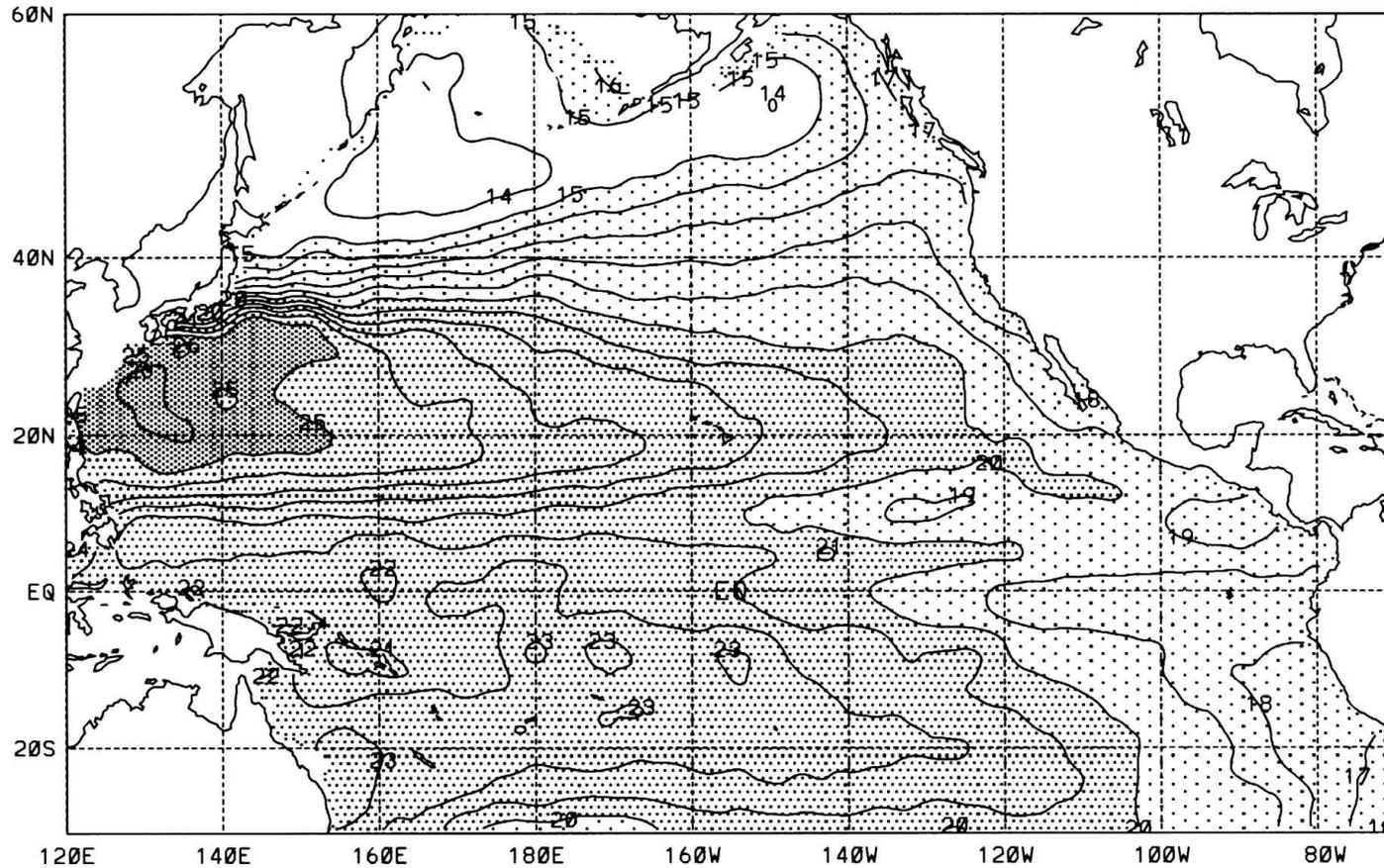
$$v = \frac{g}{f} \frac{\Delta\eta}{\Delta x}$$

$g$ : 重力加速度  
 $f$ : コリオリパラメータ



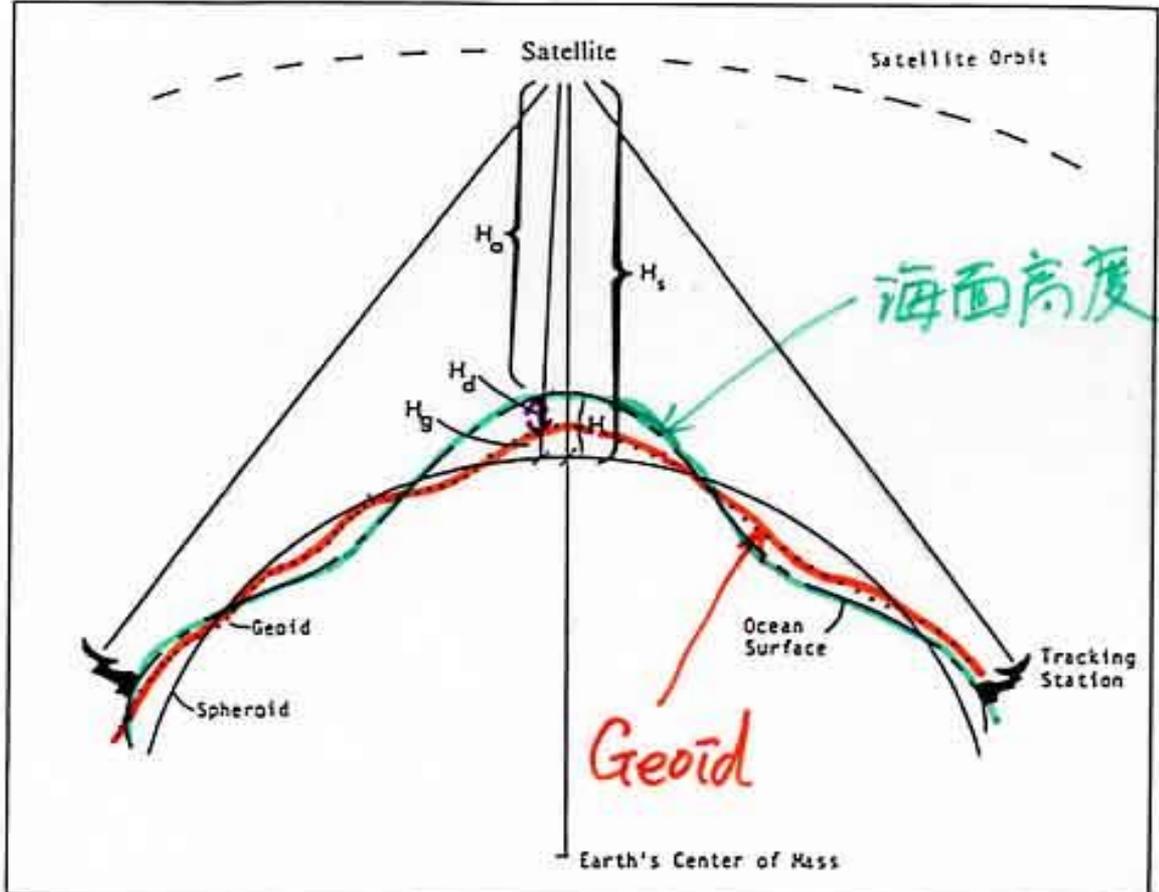
# 太平洋の年平均の力学的海面高度分布(単位:10 cm)

影が濃いほど海面高度が高い。



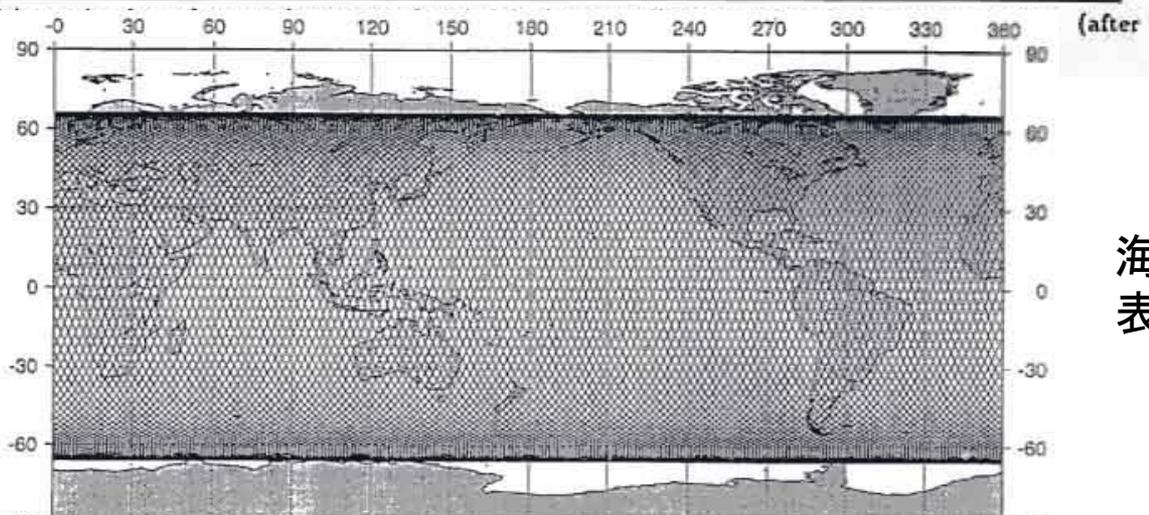
Kuragano & Shibata (1997, JO) より





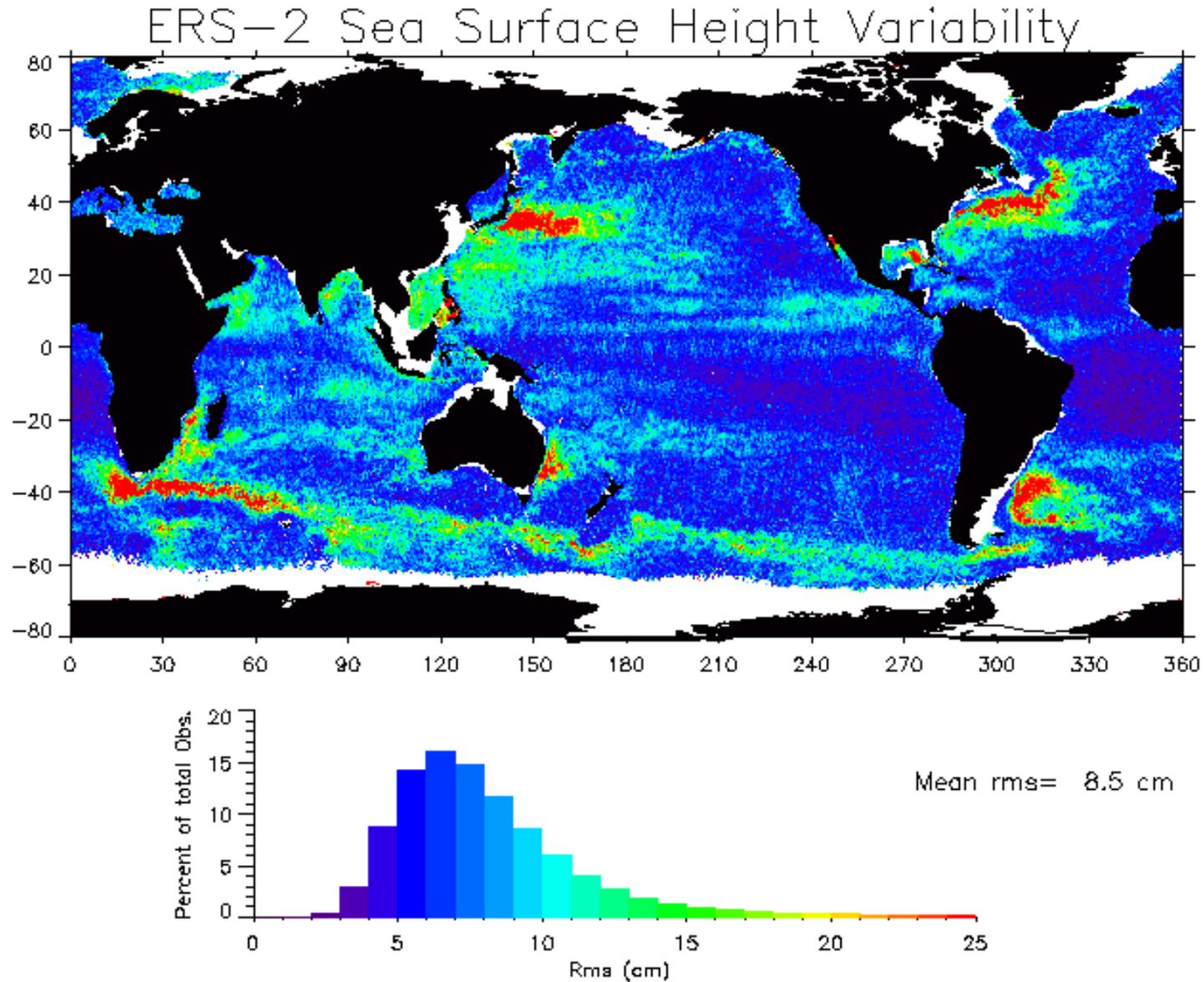
# 人工衛星 海面高度計 (Altimeter)

Fig. 1.



海面の凸凹がわかると  
表層の流れがわかる

# 人工衛星の海面高度計による、表層流の変動の振幅分布



# 地衡流：海洋学で一番使う関係式

- 表層の流れ(海流)は、海面の凹凸がわかれば、ほぼ正確に知れる。
- 海流は、海面の高い所から低い所へ向かって流れるわけではない(直感的イメージと異なる)。
- 表層の流れ(海流)は、北(南)半球では、海面が高い方を右(左)に見るようにして流れる。
- その際の力のバランスは水平圧力勾配力とコリオリ力。
- このようなバランスの流れを地衡流(Geostrophic Current)と呼ぶ。
- 世界の海流のほとんどは地衡流として近似できる。
- 深層の流れが十分弱いとすると、全層の密度(水温と塩分で決まる)がわかると、海面の高度や各層の圧力がわかり、地衡流計算から海流分布がわかる。
- 赤道域ではコリオリパラメーター $f$ が0になるので地衡流が成り立たない。