第2回:海洋数値モデルの概要

海洋大循環モデル 海洋プリミティブ方程式 圧力項、粘性・拡散項の取り扱い 境界条件 初期值•境界值問題 海洋モデルの種類 地球流体力学的現象 地衡流平衡と温度風平衡 海洋アイソスタシーとリモートセンシング どこまでダウンスケールできるか

海洋大循環モデル

地球流体力学的な現象を数値的に表現する数値モデル 地球流体力学的現象:地球回転と成層の効果が支配的な現象

海洋大循環モデルの適用範囲



気象研究所 技術報告47 (2005)

支配方程式系

非圧縮性流体のプリミティブ方程式、ブシネスク近似 回転項(コリオリ項)

 $\frac{du}{dt} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + (粘性項) + (外力項)$ $\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + (粘性項) + (外力項)$ Z = $\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z} \qquad \frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial z} - \frac{\rho}{\rho_0} g + (\text{Kh} \oplus \overline{\Pi})$ $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$ $\rho = \rho(T, S)$ 時間変化項 $\frac{dT}{dt} = (拡散項)$ 移流項 $\frac{dS}{dt} = (拡散項)$ (慣性項)

座標系

密度は基本場からの変化を考慮

$$\rho = \rho_0 + \rho'$$

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} - fv &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + (\text{粘性項}) + (\text{外力項}) \\ \frac{dv}{dt} + fu &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} + (\text{粘性項}) + (\text{外力項}) \\ \frac{dw}{dt} &= -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g + (\text{粘性項}) \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} &= 0 \\ \rho' &= \rho(T, S, p_o(z)) - \rho_0 \\ \frac{dT}{dt} &= (\text{拡散項}) \\ \frac{dS}{dt} &= (\text{拡散項}) \end{aligned}$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

静水圧近似 $\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g + (粘性項)$ $\frac{dw}{m} \sim \frac{W}{m} \sim \frac{1m/s}{m} \sim \frac{1}{m}$ $dt \quad L/U \quad L/1m/s \quad L$ $-\frac{\rho'}{2}g\sim 10^{-1}10\sim 1$ ho_0

急峻な斜面に伴って1m/sオーダーの鉛直流が生じるような 極端な条件を考えても、解像する現象が1mオーダー程度 でなければ(格子間隔が1m程度でなければ)

$$O(\frac{dw}{dt}) << O(-\frac{\rho'}{\rho_o}g) \Longrightarrow \frac{dw}{dt} \cong 0$$

標準的な海洋数値モデルの方程式系

非圧縮粘性流体、ブシネスク近似、静水圧近似 → プリミティブ方程式系 → 本講義で取り扱うsbPOM

$$\frac{du}{dt} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial x} + (粘性項) + (外力項)$$

$$\frac{dv}{dt} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial y} + (粘性項) + (外力項)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\rho_0} g$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$\rho' = \rho(T, S, p_o(z)) - \rho_0$$

$$\frac{dT}{dt} = (拡散項)$$

$$\frac{dS}{dt} = (拡散項)$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w \frac{\partial}{\partial z}$$

圧力項の表現と海面水位変化



$$p' = -\int_{z'=z}^{z'=0} \rho' g dz' + \rho_0 g \eta$$

 γ は海面の水位(海面高度) $\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$

鉛直積分

$$w\Big|_{z=0} = \frac{\partial \eta}{\partial t} = -\int_{z=-h}^{z=0} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right) dz$$

水位の時間発展方程式

乱流の取り扱い:「粘性・拡散」項

分子粘性、分子拡散は、無視できる

海洋現象は基本的に乱流であり、用いている時空間解像度 では必ず表現できない流れが存在する

u = u + u' u' = 0 $u\frac{\partial u}{\partial x} = \frac{-\partial u}{\partial x} + u'\frac{\partial u'}{\partial x}$ $u'\frac{\partial u'}{\partial x} \sim \frac{\partial}{\partial x} \left(-K_M \frac{\partial \overline{u}}{\partial x}\right)$ 渦粘性係数による粘性・ 拡散表現 → 乱流モデル(第5回)



$$K_{M}\left(\frac{\partial u}{\partial z},\frac{\partial v}{\partial z}\right) = \frac{1}{\rho_{0}}(\tau_{x},\tau_{y})$$
 海表面:風応力
海底面:摩擦応力

陸岸境界:垂直方向は陸岸で0、並行方向は陸岸で値が半分(ハーフスリップ) 水温 $K_H \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z=0} = \frac{Q_S}{\rho_0 C_p}$ 海表面:大気との熱交換フラックス

海底面:ゼロ

塩分
$$K_{H} \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_{z=0} = -W \cdot S_{z=0}$$

陸岸境界: フラックスはゼロ

海表面:大気との淡水フラックス 海底面:ゼロ

陸岸境界:河口以外はゼロ



偏微分方程式の初期値・境界値問題



海洋大循環モデルの種類

鉛直座標系のとり方によって、主に三種類のモデルがある

z座標系モデル (MOM, MITgcm, MRI.COM …) 重力に垂直な面を鉛直座標とする海洋大循環モデル 計算変数の保存性に優れ、長期間の計算に適する →気候モデル

σ座標系モデル (POM, ROMS,...) 海底面に沿った面を鉛直座標とする海洋大循環モデル 浅海部と深海部で計算する鉛直層数が変わらないので 水深が場所によって大きく変化する沿岸海洋の計算に適する →沿岸モデル

密度座標系モデル (HYCOM, NLOM, …) 等密度面に沿った面を鉛直座標とする海洋大循環モデル 等密度面に沿った運動が卓越する外洋の計算に適する → 外洋モデル

z座標とσ座標



(Mellor et al. 2002)

z座標



海洋大循環モデルの計算対象

地球流体力学的な海洋現象 地球自転と成層の効果がともに重要な 時空間スケール









地球自転の効果

回転の効果

$\varepsilon = \frac{2\pi/\Omega}{L/U} = \frac{1}{1}$ 自転に要する時間 現象が生じている時間

Ω=自転の角速度
 L=現象の空間スケール
 U=現象の時間スケール

εが1のオーダー以下になると、回転の効果が効く

風呂桶の渦 三陸沖の渦 大赤班

$$\varepsilon = \frac{8.64 \times 10^4}{\frac{4 \times 10^{-2}}{1 \times 10^{-1}}} = 2.16 \times 10^3 \quad \varepsilon = \frac{8.64 \times 10^4}{\frac{4 \times 10^5}{1}} = 2.16 \times 10^{-1} \quad \varepsilon = \frac{3.6 \times 10^4}{\frac{3 \times 10^7}{1 \times 10^2}} = 1.2 \times 10^{-1}$$



成層の効果



σが1のオーダー以下になると、成層の効果が効く

回転も成層も同時に効くような時空間スケールとは?

地球規模流体の時空間スケール

ε~σ~1の場合,

$$L \sim \frac{2\pi U}{\Omega}$$
 mb,

回転も成層も同時に効くような時空間スケールは,



地球

$$\Omega = 7.29 \times 10^{-5} (1/s) \quad g = 9.81 m/s^2$$

大気

$$\rho_0 = 1.2kg / m^2 \quad \Delta \rho = 0.03kg / m^3 \quad H = 5000$$

$$L \sim 3000 km \quad U \sim 30m / s$$

$$1000k = (-2)^2 = 0.03kg / m^3 \quad H = 1000$$

海洋

$$\rho_0 = 1028kg / m^2 \quad \Delta \rho = 2kg / m^3 \quad H = 1000$$

 $L \sim 500 km \quad U \sim 6m/s$

地衡流平衡と温度風平衡

地衡流平衡

静水圧平衡



$$\frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial x} \quad \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{\rho_0 f} \frac{\partial \rho}{\partial y}$$

高度が高いほど、風速(流速)が大きい

大気の大規模なジェットの構造

偏西風の鉛直構造



図2 80°W に沿った北半球南北鉛直断面上の1月の平均温度と風速分布(A.

Kochanski, 1955: J. Meteor., 12, 95–106.) 破線は等温線 (°C),実線は東西方向の風速成分が等しい点を結んだもの,単位は m s⁻¹ で,正の値は西風を表す.一点鎖線は対流圏界面を示す.

http://mausam.hyarc.nagoya-u.ac.jp/~koba/meteor/meteor-dic/tempwind.html

海洋の大規模なジェットの構造

黒潮の鉛直構造



http://www.esst.kyushu-u.ac.jp/~dmp/study/gaiyo.html

偏西風に比べて空間スケールが1/10以下

地衡流平衡にある渦

地衡流平衡





海洋の大規模なジェットの構造

温度風平衡しているジェットでは、ほぼアイソスタシーが 成立している



リモートセンシングによる海洋内部構造推 定の原理



地球規模流体の力学的特徴

✓回転流体であること ✓成層流体であること ✓球面上の現象であること

さらに海洋では

✓陸地(境界)があること

11112

回転する球面であることの意味



地球規模流体では渦で考える _{地衡流平衡} コリオリカ = 水平圧力勾配



海上風の分布

(QuickSCAT)



人工衛星観測から算出した年平均風応力





風が地球自転を感じるほど長く吹き続けると,コリ オリカにより海水は北半球では風の方向直角右側 に運ばれる。

北太平洋の南半分では



エクマン輸送により中央部に暖水がたまる → 時計回りの循環 (亜熱帯循環)

亜熱帯循環の真ん中には暖水が たまっている



回転する球面であることの意味、再び



北極側から赤道に南下する水は、反時計回りの回転 を伴い。赤道から北極側に北上する水は時計回りの回 転を伴う、と考えてよい







2003/03/02(GMT)

黒潮とは

(二重目到学士術推問といた――水を四次如らしづせく)の両角と



地球規模流体:どこまでダウンスケール?

$$\epsilon \sim \sigma \sim 1$$
の場合, $L \sim \frac{2\pi U}{\Omega}$ から,

回転も成層も同時に効くような時空間スケールは,



地球

$$\Omega = 7.29 \times 10^{-5} (1/s) \quad g = 9.81 m/s^2$$

海洋 $\rho_0 = 1028kg/m^2 \quad \Delta \rho = 2kg/m^3 \quad H = 1000$ *L*~500km *U*~6m/s 薄い層厚なら。。。 $\rho_0 = 1028kg/m^2 \quad \Delta \rho = 2kg/m^3 \quad H = 1$ *L*~10km *U*~0.2m/s





海洋大循環モデル

地球流体力学的な現象を数値的に表現する数値モデル 地球流体力学的現象:地球回転と成層の効果が支配的な現象

海洋大循環モデルの適用範囲



気象研究所 技術報告47 (2005)