

海の東西方向の大きさと海洋子午面循環の関係

岡山大学 理学部 地球科学科

05502512 熊本 庄真

2023/02/09

要旨

海洋子午面循環とは海の緯度深さ断面の循環である。この海洋子午面循環は海の大きさによってその強さが変化すると考えられる。本研究では海の東西方向の大きさを変えることで海洋子午面循環にどのような影響が生じるかを調べるため、海洋大循環モデルCOCOを用いて東西幅が30度、60度、90度、120度の4種類の海について海洋大循環のシミュレーションをおこなった。大西洋に似せた境界条件を与えて計算したところ、どの大きさの海でも高緯度側で海水が沈み込んだ。循環の強さは海の東西幅に依存し、東西幅が広いほど、海洋が子午面を1回転するのにかかる時間は長くなった。

目次

第1章 序論	2
第2章 研究手法	3
2.1 海洋大循環モデル COCO	3
2.2 計算設定	3
2.2.1 海洋の広がり	3
2.2.2 海表面の境界条件	3
第3章 結果	5
3.1 子午面循環の比較	5
3.1.1 子午面の流線関数	5
3.1.2 密度の子午面分布	6
3.1.3 オーバーターン時間	7
3.2 海表面の密度分布	8
3.2.1 海表面の温度、塩分分布	9
3.2.2 海表面の南北流速分布	12
第4章 まとめ	14

第1章 序論

海洋子午面循環は熱を南北に輸送することで、気候に大きな影響を及ぼしている。例えば、北大西洋のグリーンランド沖で表層の海水が沈み込む大西洋子午面循環は、ユーラシア大陸西岸の温暖な気候の形成において重要な役割を担っていると考えられている。

循環の鉛直方向の動きは高密度の海水の沈み込みによって駆動される。高密度の海水は海表面での熱と淡水の交換によって形成され、海表面で塩分濃度が高くなる、もしくは水温が低くなると海水の密度が大きくなり沈み込みが起こる。つまり、海表面の温度、塩分は海洋循環の強さを決定づけるのだが、海の水温と塩分は海水の水平方向の運動に流されることによって分布が大きく変わる。また、海水の水平方向の移動は陸の影響を大きく受けており、例えば海水が陸にぶつかることで流れの方向が変わる。つまり、陸は海の水温度塩分分布、ひいては海洋子午面循環に影響を与えていると考えることができる。

本研究は海洋大循環モデル COCO を用いて、海の水の東西の大きさが変化すると、海洋子午面循環はどのように変化するか調べた。また海洋子午面循環の強さを決める海表面の水平密度分布を比較することで、海の水の大きさと海洋子午面循環の関係を考察した。

第2章 研究手法

2.1 海洋大循環モデルCOCO

本研究では東京大学大気海洋研究所が開発している海洋大循環モデル COCO (Hasumi, 2006) を用いた。

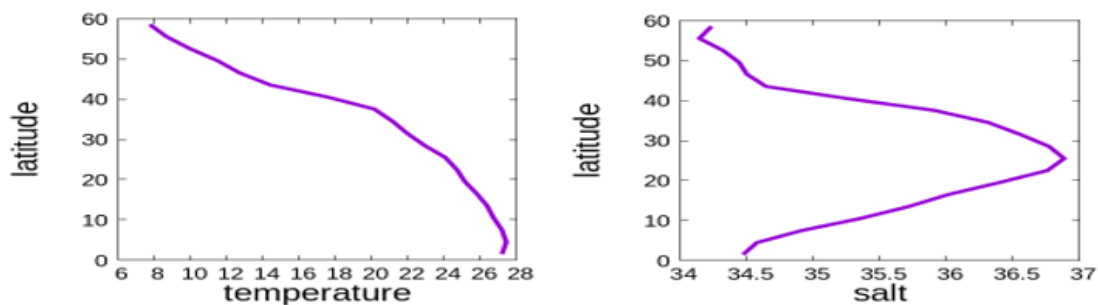
2.2 計算設定

2.2.1 海洋の広がり

本研究では東西方向の大きさが30度, 60度, 90度, 120度の4通りの海洋の計算を行った。南北方向の広がりには赤道から北緯60度, 海洋の深さはすべて4000mで一定としている。また, 緯度方向, 経度方向のグリッドの幅は3度, 鉛直方向の層厚は深さによって変化し, 鉛直方向に19層存在する。

2.2.2 海表面の境界条件

海表面の境界条件は大西洋の観測データを用いた。具体的には赤道～北緯60°, 西経0°～80°の海表面の水温, 塩分濃度, 風応力の東西成分の観測データ (IRI Climate Data Library) をそれぞれの緯度で経度平均した値を用いた。風応力の南北方向成分はすべて0にした。また, モデルの第1層 (大気と接する層) の水温と塩分濃度が境界条件になじむまでの時間 (緩和時間) は, 水温と塩分濃度ともに30日とした。図2.1は境界条件で使用した水温, 塩分濃度, 風応力の東西成分である。



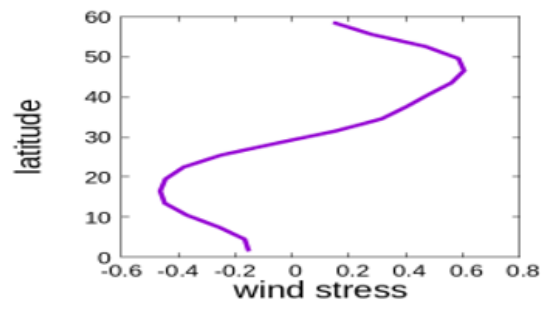


図 2.1: (左上) 水温 ($^{\circ}\text{C}$) の境界条件, (右上) 塩分濃度 (psu) の境界条件, (左下) 風応力 (dyn/cm^2) の境界条件.

第3章 結果

3.1 子午面循環の比較

3.1.1 子午面の流線関数

図 3.1 はそれぞれの大きさの海の子午面流線関数で正の値が時計回りである。どの場合でも、高緯度側で深層に沈みこみ、それ以外の場所で上昇して表層に戻る循環になった。流量は海の東西幅が大きいほど大きくなっているが、海の東西幅が異なれば海水量が異なるので、表層水と深層水の入れ替わる速さは、海水量の違いを考慮する必要がある。

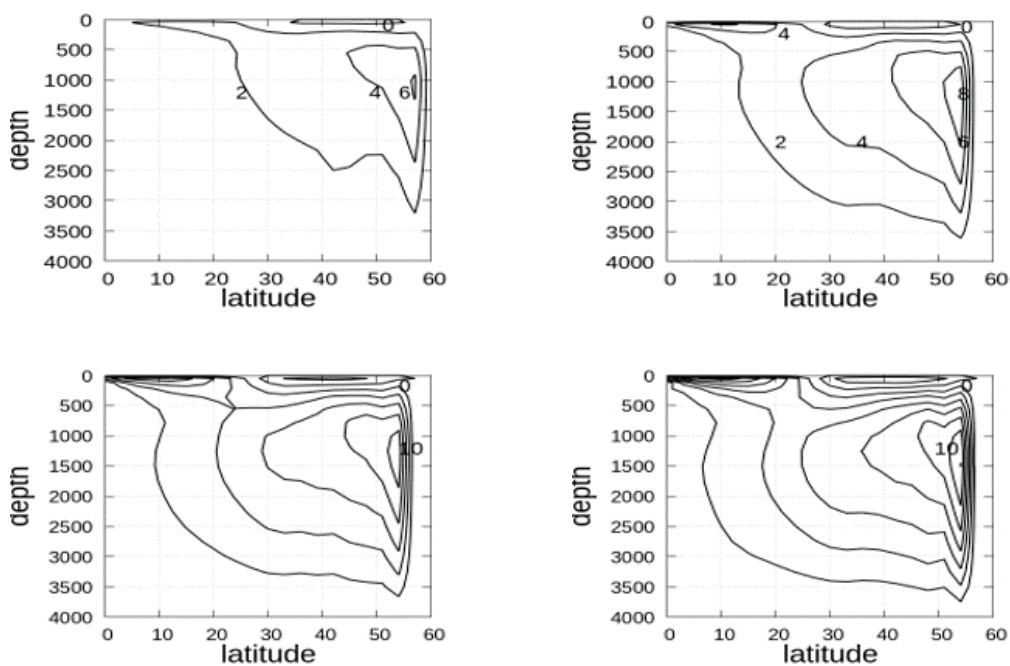


図 3.1: 子午面流線関数. 等値線の間隔は 2 Sv. (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.

3.1.2 密度の子午面分布

海水の密度は水温 T ($^{\circ}\text{C}$), 塩分濃度 S (psu), 圧力 p (bar) の関数として与えられる (UNESCO, 1981)

$$\rho(S, T, p) = \rho(S, T, 0) / \{1 - p/K(S, T, p)\} \quad (3.1)$$

ここで $\rho(S, T, p)$ は海水の密度, $K(S, T, p)$ は海水の体積弾性率, $\rho(S, T, 0)$ は海表面での海水の密度である. 海表面の海水密度は

$$\begin{aligned} \rho(S, T, 0) = & 999.842594 + 6.793952 \times 10^{-2}T - 9.095290 \times 10^{-3}T^2 \\ & + 1.001685 \times 10^{-4}T^3 - 1.120083 \times 10^{-6}T^4 + 6.536332 \times 10^{-9}T^5 \\ & + (0.824493 - 4.0899 \times 10^{-3}T + 7.6438 \times 10^{-5}T^2 \\ & - 8.2467 \times 10^{-7}T^3 + 5.3875 \times 10^{-9}T^4)S \\ & + (-5.72466 \times 10^{-3} + 1.0227 \times 10^{-4}T - 1.6546 \times 10^{-6}T^2)S^{\frac{3}{2}} \\ & + 4.8314 \times 10^{-4}S^2 \end{aligned} \quad (3.2)$$

であらわされる. 純水の体積弾性率 K_w は

$$\begin{aligned} K_w = & 19652.21 + 1.484206 \times 10^2T - 2.327105T^2 \\ & + 1.360477 \times 10^{-2}T^3 - 5.155288 \times 10^{-5}T^4 \end{aligned} \quad (3.3)$$

である. 海表面の海水の体積弾性率 $K(S, T, 0)$ は

$$\begin{aligned} K(S, T, 0) = & K_w \\ & + (54.6746 - 0.603459T + 1.09987 \times 10^{-2}T^2 - 6.1670 \times 10^{-5}T^3)S \\ & + (7.944 \times 10^{-2} + 1.6483 \times 10^{-2}T - 5.3009 \times 10^{-4}T^2)S^{\frac{3}{2}} \end{aligned} \quad (3.4)$$

である. (3.3), (3.4) を使い, 海水の体積弾性率 $K(S, T, p)$ は以下の式であらわされる.

$$\begin{aligned} K(S, T, p) = & K(S, T, 0) \\ & + p(3.239908 + 1.43713 \times 10^{-3}T + 1.16092 \times 10^{-4}T^2 - 5.77905 \times 10^{-7}T^3) \\ & + p(2.2838 \times 10^{-3} - 1.0981 \times 10^{-5}T - 1.6078 \times 10^{-6}T^2)S \\ & + p(1.91075 \times 10^{-4})S^{\frac{3}{2}} \\ & + p^2(8.50935 \times 10^{-5} - 6.12293 \times 10^{-6}T + 5.2787 \times 10^{-8}T^2) \\ & + p^2(-9.9348 \times 10^{-7} + 2.0816 \times 10^{-8}T + 9.1697 \times 10^{-10}T^2)S \end{aligned} \quad (3.5)$$

圧力が海水の密度に及ぼす影響は大きいいため海水の密度はだいたい圧力によって決まっているが、海水に働く浮力を考えるときには同じ圧力で密度を比較する必要がある。図 3.3 は海水のポテンシャル密度 (海表面における密度) の東西平均である。

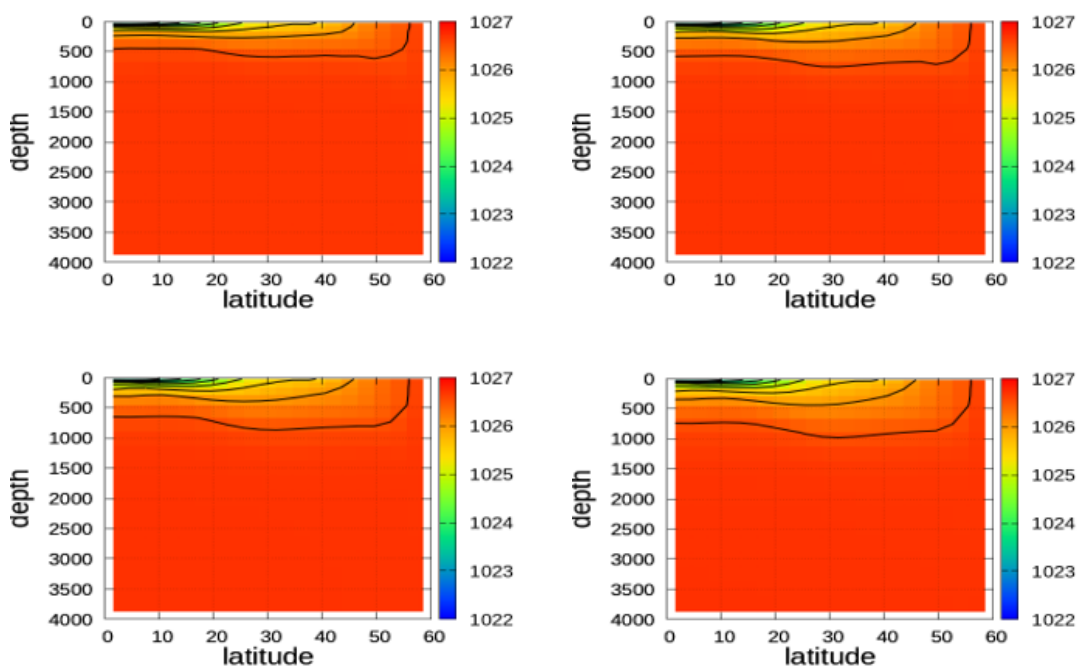


図 3.2: ポテンシャル密度の子午面分布 (kg/m^3). (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.

3.1.3 オーバーターン時間

子午面循環によって表層にある海水が沈み込んでからまた表層まで上がってくるまでの時間をオーバーターン時間と定義する。

$$\text{オーバーターン時間} = \text{海の体積} \div \text{子午面循環の流量}$$

オーバーターン時間を計算するにあたって、子午面循環の流量は、子午面質量流線関数の最大値を用いた。また、海の体積は、

$$\text{海の体積} = \left(\int_0^{60^\circ} 2\pi r \cos(\theta) \cdot r d\theta \right) \frac{x}{360^\circ} \cdot H$$

によって計算した。ここで、 r は地球の半径、 x は海の経度幅、 H は海の深さである

図 3.4 はそれぞれの海でのオーバーターン時間を比べたものである。海の東西方向の大きさが大きいほどオーバーターン時間が長いことが分かる。

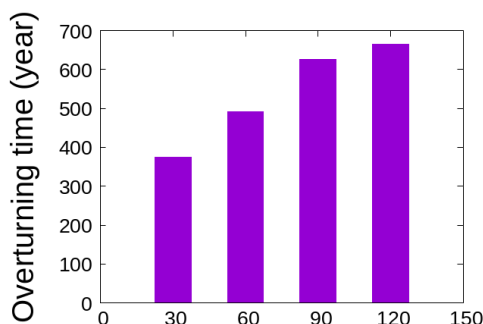


図 3.3: 海の東西方向の広さとオーバーターン時間。横軸の数値は、海洋の東西方向の経度幅 (度)

3.2 海表面の密度分布

海洋の子午面循環は海水のポテンシャル密度の差によって駆動される。海水のポテンシャル密度は水温と塩分濃度によって決まる。海水の水温と塩分濃度が変わる過程は3つあり、(1) 海表面における大気との熱の交換、(2) 海表面における大気との淡水の交換、(3) 水塊の混合、である。このうち、水塊の混合は海水の密度を平均化して密度差を小さくするものなので、海洋の子午面循環を駆動するものとはならない。密度差をつくり出す過程は(1)と(2)になるが、どちらも海表面でのみ働く。したがって、海洋の子午面循環は海表面でポテンシャル密度の大きい海水が形成されることによって駆動されていることになる。

ここでは、海の大きさによってオーバーターン時間が変化した原因を考察するため、海表面にある海水の密度分布を比較した(図 3.5)。どの大きさの海でも、緯度方向には高緯度で密度が大きく、低緯度で密度が小さくなっている。また経度方向には、経度 15 度より西と東では分布の仕方が違っている。とくに経度 15 度より東の海は経度方向に一様な密度分布になっている。

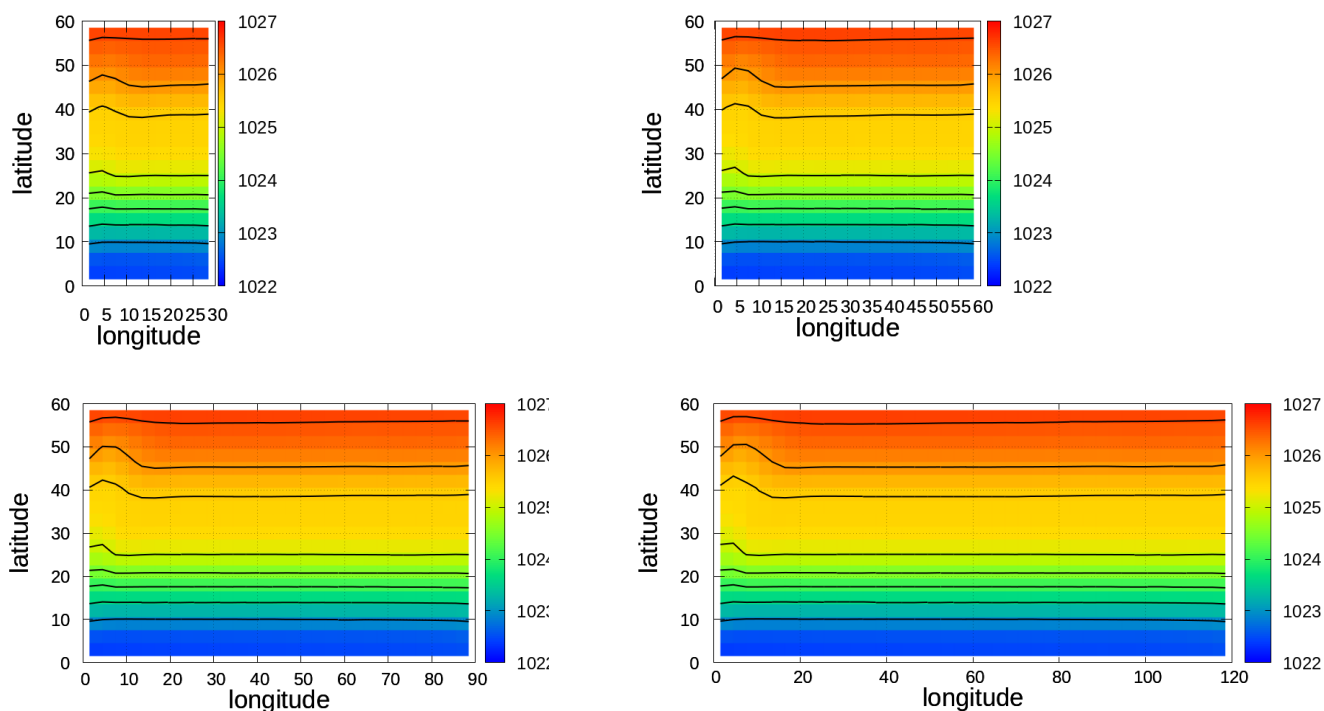


図 3.4: 海表面の密度水平分布 (kg/m^3). (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.

3.2.1 海表面の温度、塩分分布

海水密度は海水の温度、塩分濃度で決まる。図 3.7, 図 3.8 はそれぞれの海の海表面の水温 ($^{\circ}\text{C}$), 塩分濃度 (psu) の水平分布である。緯度方向には高緯度ほど水温が高く、低緯度ほど水温が低くなっている。また、塩分濃度は中緯度では濃く、高緯度と低緯度では薄くなっている。また水温、塩分濃度のどちらも、密度の水平分布同様、経度 15 度より西と東で分布の仕方が変わっており経度 15 度より東の海は経度方向に一様な分布になっている。海表面にある海水の密度が、経度 15 度より東で経度方向に一様になっているのは、水温と塩分濃度が経度方向に一様になっているためである。

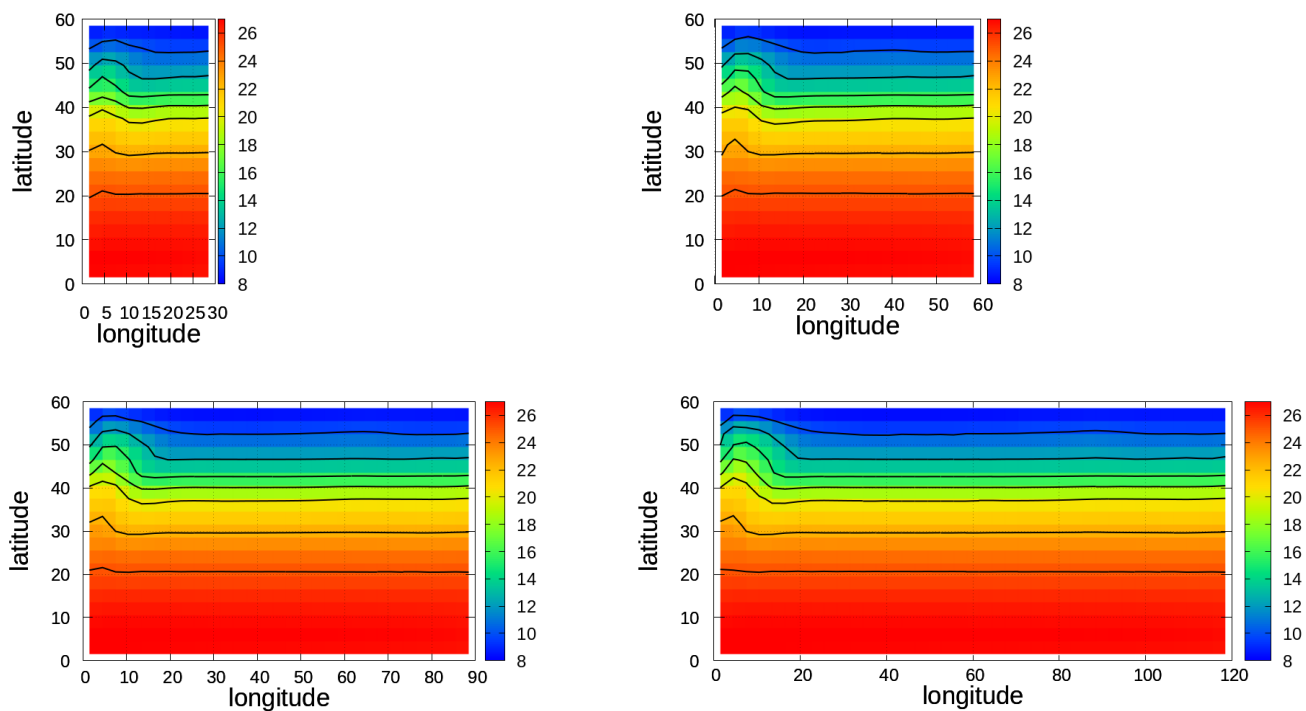
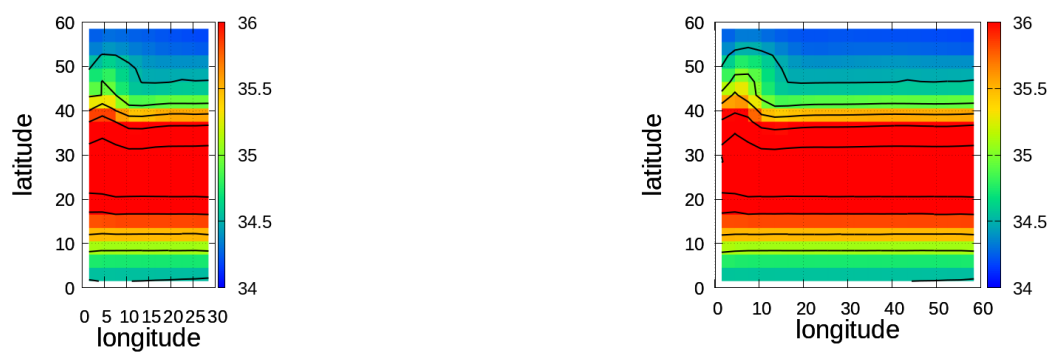


図 3.5: 海表面の温度水平分布 ($^{\circ}\text{C}$). (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.



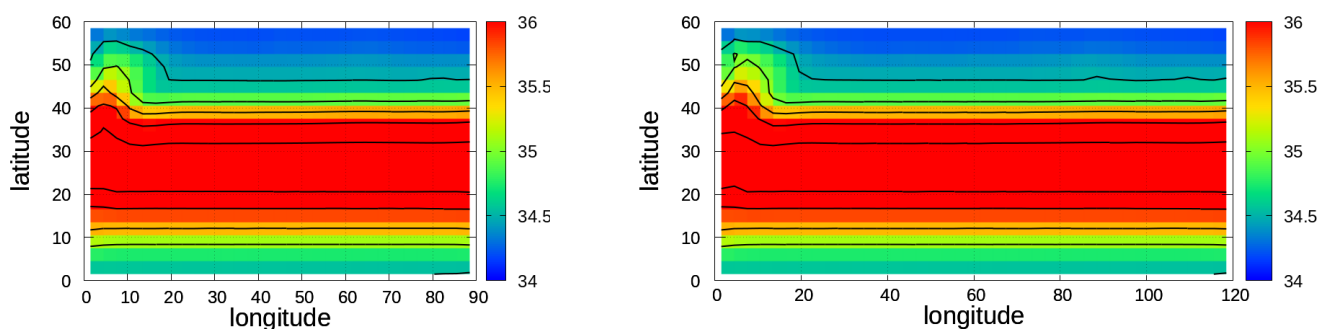


図 3.6: 海表面の塩分濃度水平分布 (psu). (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.

図 3.9 は海表面の水温と境界条件で与えた水温との差, 図 3.10 は海表面の塩分濃度と境界条件で与えた塩分濃度との差を図にしたものである. 水温と塩分濃度, どちらも経度 20 度より東は境界条件からのずれは小さくなっている.

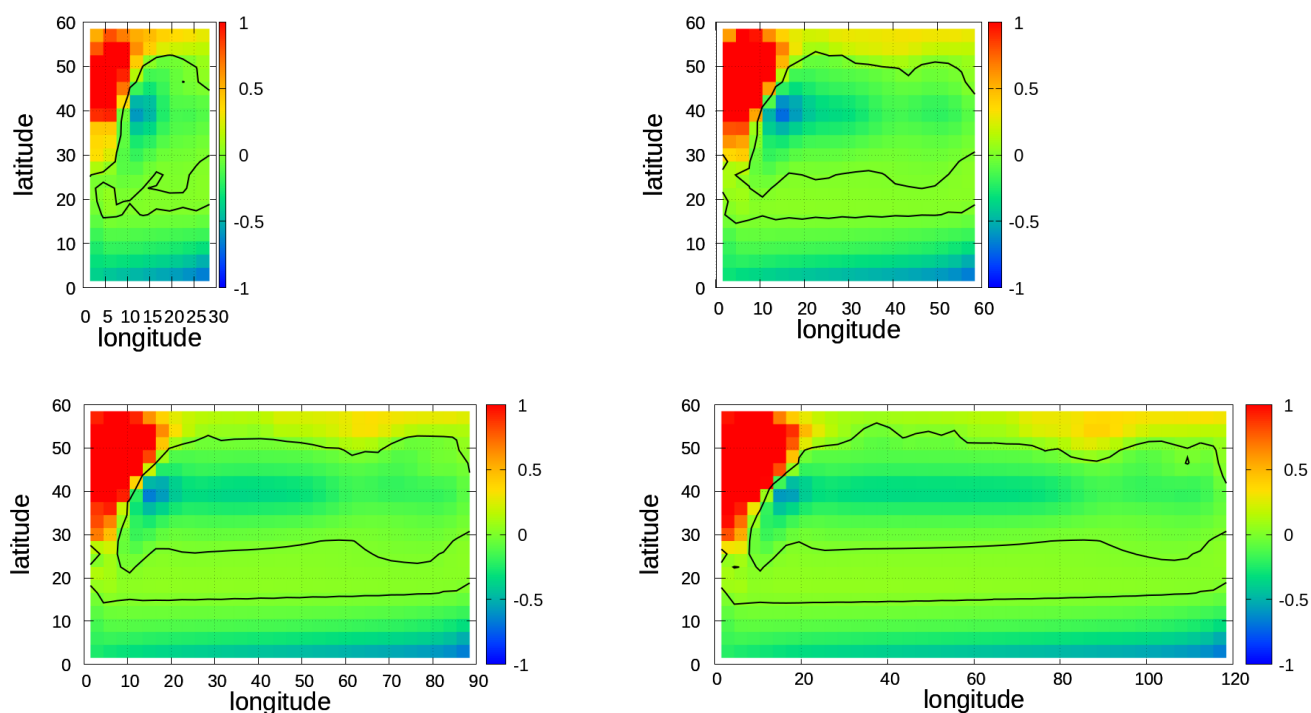


図 3.7: 海表面の水温和境界条件で与えた水温の差. (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.

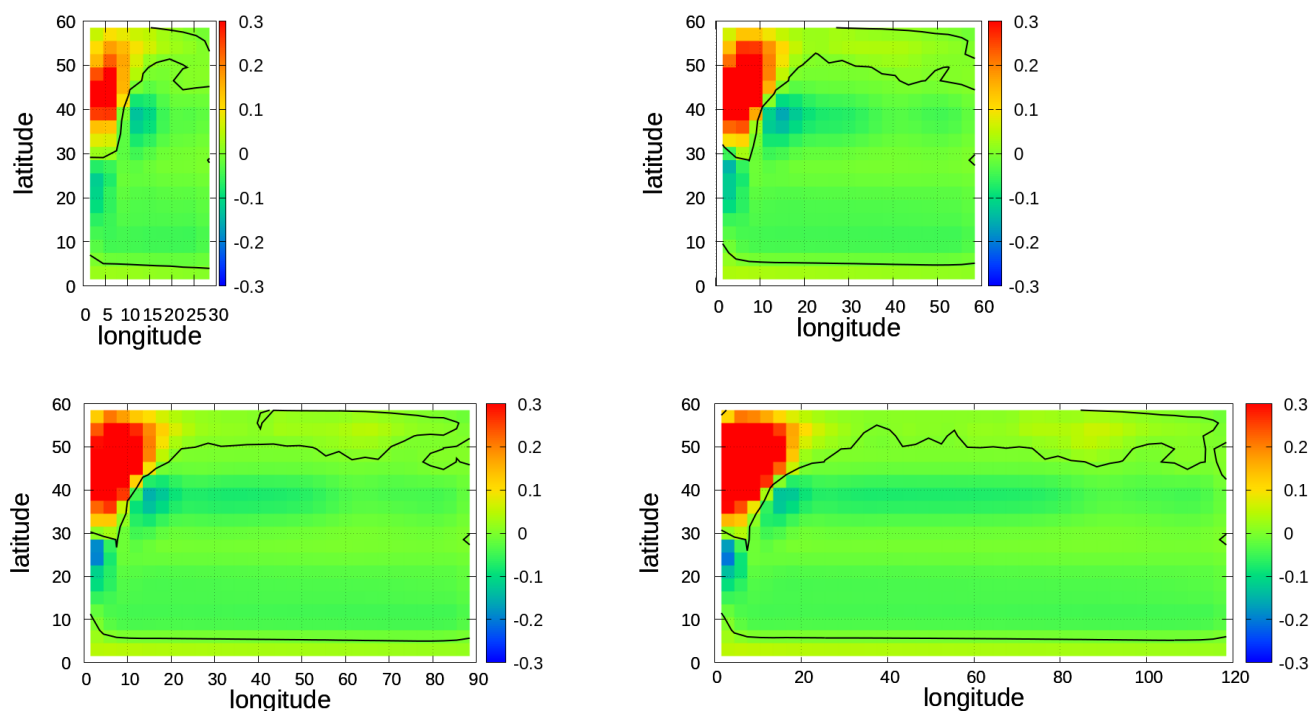


図 3.8: 海表面の塩分濃度と境界条件で与えた塩分濃度の差. (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.

3.2.2 海表面の南北流速分布

図 3.11 はそれぞれの大きさの海の高表面の南北流速分布で正の値は北向きの流れを表し、図中の線は値が 0 の等値線である. どの大きさの海でも経度 10 度より西に強い北向きの流れが形成されており、これは西岸境界流として知られている. この西岸境界流によって、海洋の西側の端で表面にある海水が高緯度に輸送されている.

この西岸境界流は海の東西方向の大きさが大きくなるほど速くなっているが、西岸境界流の幅自体は海の大きさによらずほとんど変わらない.

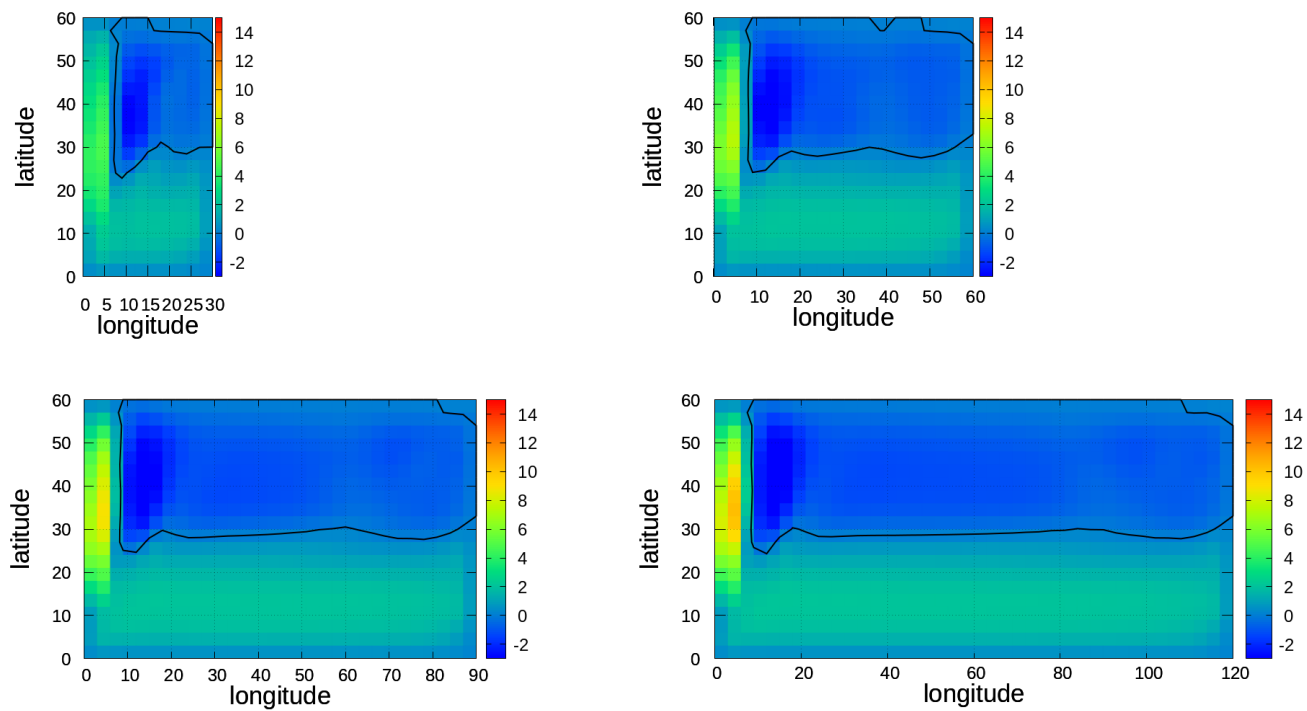


図 3.9: 海表面の南北流速分布 (cm/s). (左上) 経度幅 30 度の海. (右上) 経度幅 60 度の海. (左下) 経度幅 90 度の海. (右下) 経度幅 120 度の海.

第4章 まとめ

海洋大循環モデル COCO を用いて東西方向の大きさが違う 4 種類の海の海洋大循環を計算した。大西洋を模した境界条件を与えたときに形成された子午面循環は、海の東西幅が大きくなるほど循環にかかる時間が長くなった。

謝辞

本研究を進めるにあたって、ご指導いただきました主指導教官であるはしもとじょーじ教授には心より深く感謝申し上げます。

参考文献

- [1] Hasumi, H.: CCSR Ocean Component Model (COCO) version 4.0, CCSR Rep. 25, 103 pp., Center for Climate System Research, Univ. of Tokyo, 2006.

- [2] IRI Climate Data Library
<https://iridl.ldeo.columbia.edu/SOURCES/.DASILVA/.SMD94/.climatology/>

- [3] UNESCO (1981): Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards, Vol. 36 of UNESCO Technical Papers in Marine Science, UNESCO, Paris.