大気大循環モデルへの結合を目的とした簡易海洋モデルの実装

流体地球物理学教育研究分野
米倉 裕亮

目次

1. はじめに
2. 簡易海洋モデル
3. 動作確認
4. まとめ
5. 今後の展望

目次

1. はじめに
2. 簡易海洋モデル
3. 動作確認
4. まとめ
5. 今後の展望

研究をする上での興味

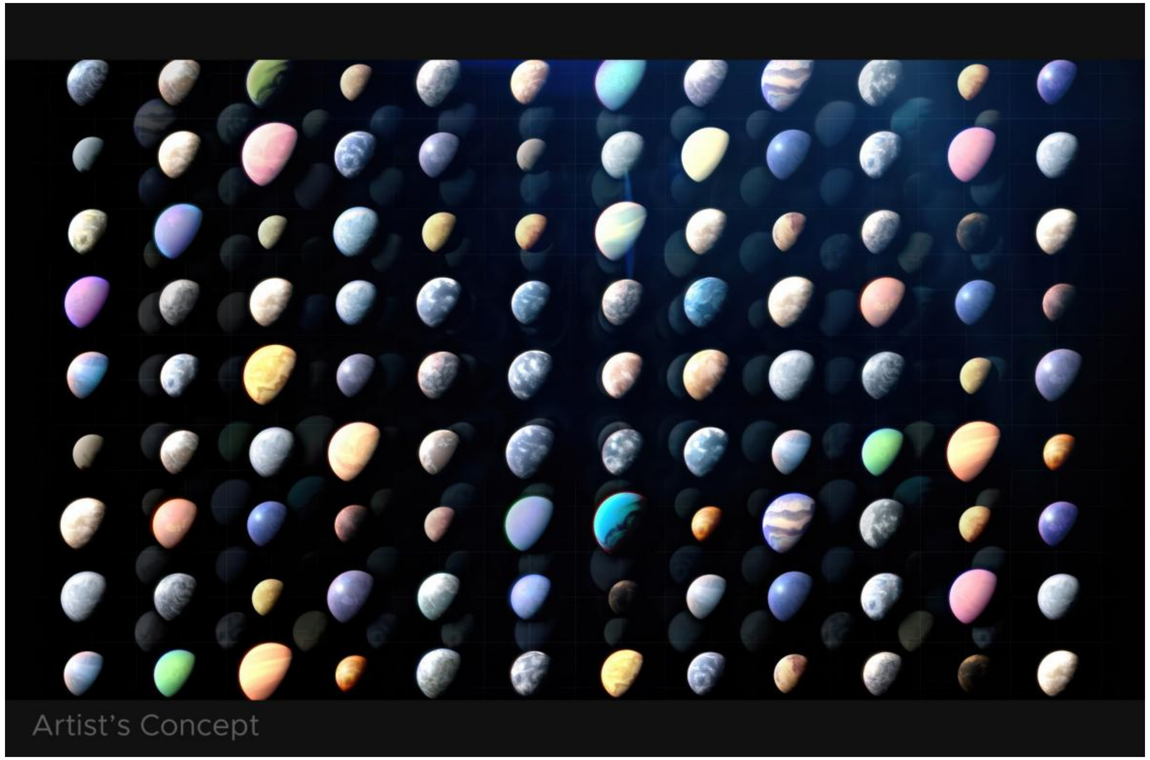
<u>様々な惑星の気候が</u>
<u>生命が存在できる気候なのかを調べたい</u>

- 近年多くの惑星が見つかっている
  - ✓ 6000 個以上の
    惑星が発見された(2025年)

(NASA - NASA's Tally of Planets Outside Our Solar System Reaches 6,000)

✓生命が存在しうる惑星がある?

- 液体の水が存在できる温度など…



色々な惑星のイメージ画像 (NASA)

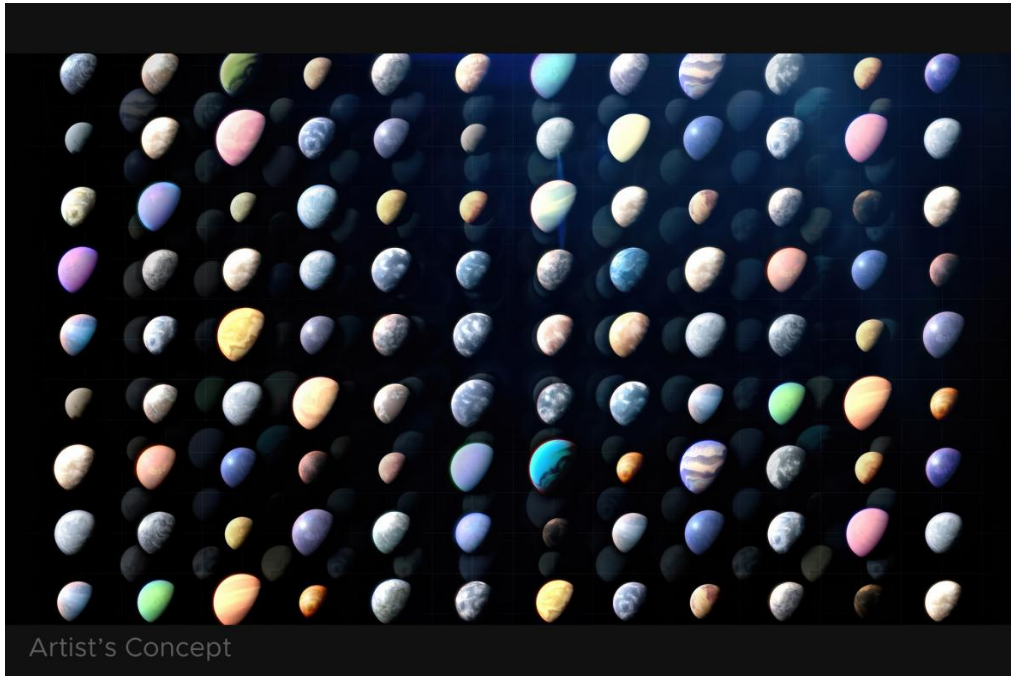
調べる方法：<u>様々な条件で数値計算</u>

なぜ様々な条件で？

様々な条件：
色々な物理量の値

- ➢ 物理量によって観測の難易度が違う
  - ✓ 観測しやすい物理量（太陽定数, 惑星半径など）
  - ✓ 観測しにくい物理量（自転角速度など）

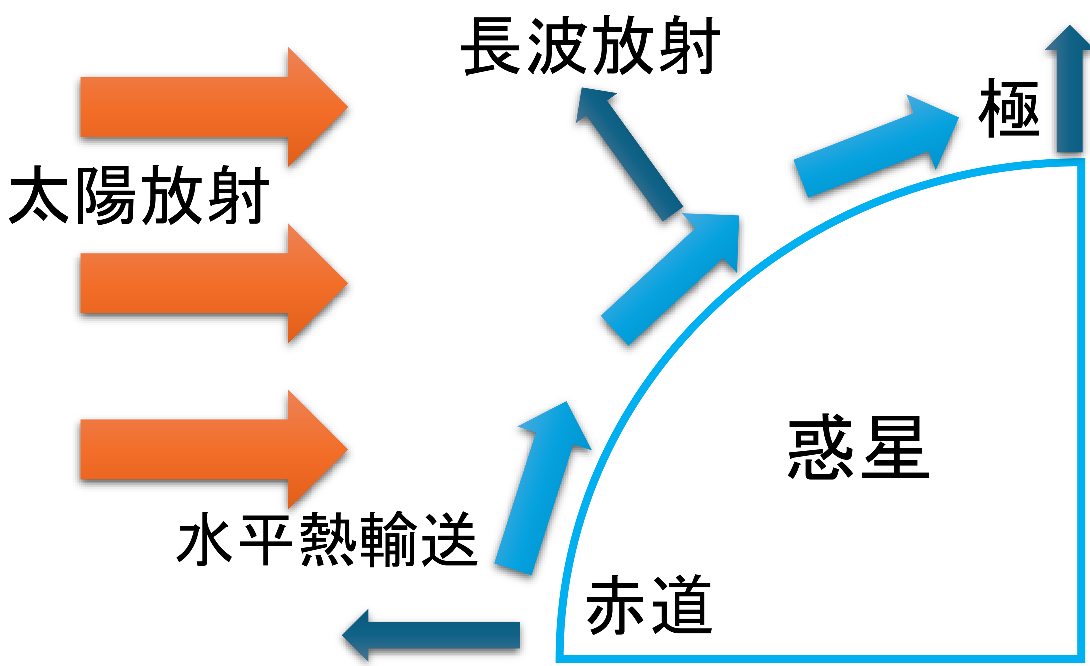
- ➢ 各物理量を様々な値で計算
  - ✓ **惑星の気候の範囲をある程度推測できる可能性**
  - ✓ **生命の存在可能性が高いか低いかを評価できる可能性**



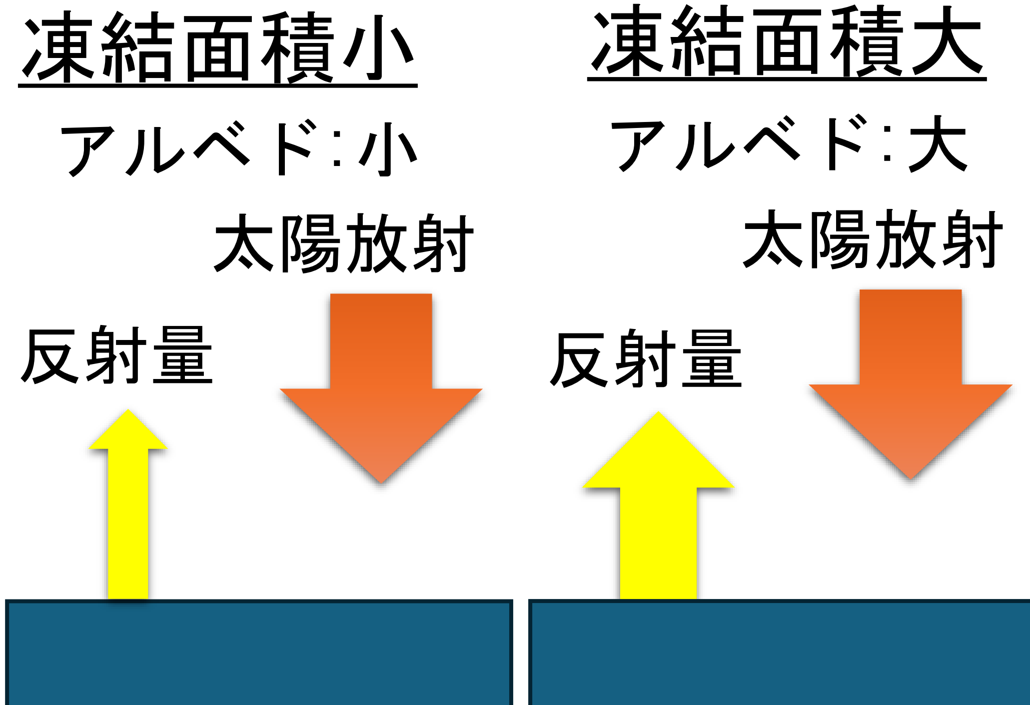
色々な惑星のイメージ画像（NASA）

惑星の気候を考えるには

大気による水平熱輸送
海洋による水平熱輸送　が重要



- 惑星表面の凍結している面積が変化
  - ✓ 大気と海洋の水平熱輸送によって変化
  - ✓ アルベドが変化：
    アルベド大：太陽放射吸収量小
    アルベド小：太陽放射吸収量大



本研究の目標:
大気大循環モデルに結合する簡易海洋モデルを実装する

なぜ計算コストの低い
簡易海洋モデルを実装する？

簡易海洋モデル
- 海洋の水平熱輸送あり
- 計算コストが低い

このニつのモデルを結合…

大気大循環モデル
- 大気の水平熱輸送あり
- 計算コストが高い

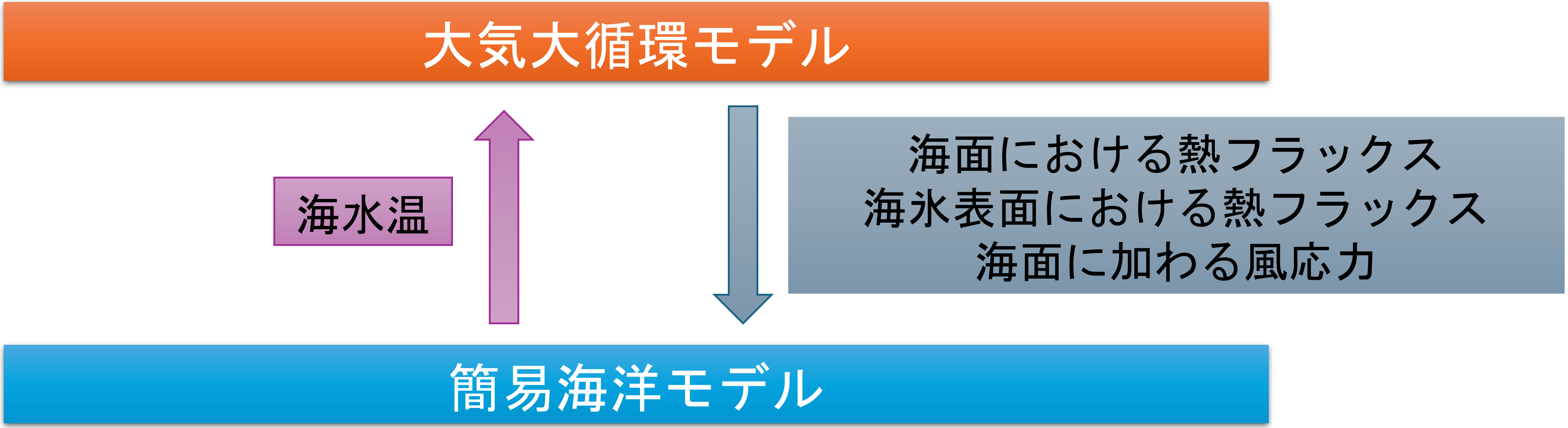
海洋大循環モデル
- 海洋の水平熱輸送あり
- 計算コストが高い

- 様々な条件で数値計算:
  - ✓ 多くの計算を行う必要がある
    - 多くの計算を行うには
      計算コストが高すぎて
      時間がかかりすぎる

目次

1. はじめに
2. 簡易海洋モデル
3. 動作確認
4. まとめ
5. 今後の展望

大気大循環モデルと簡易海洋モデルの関係



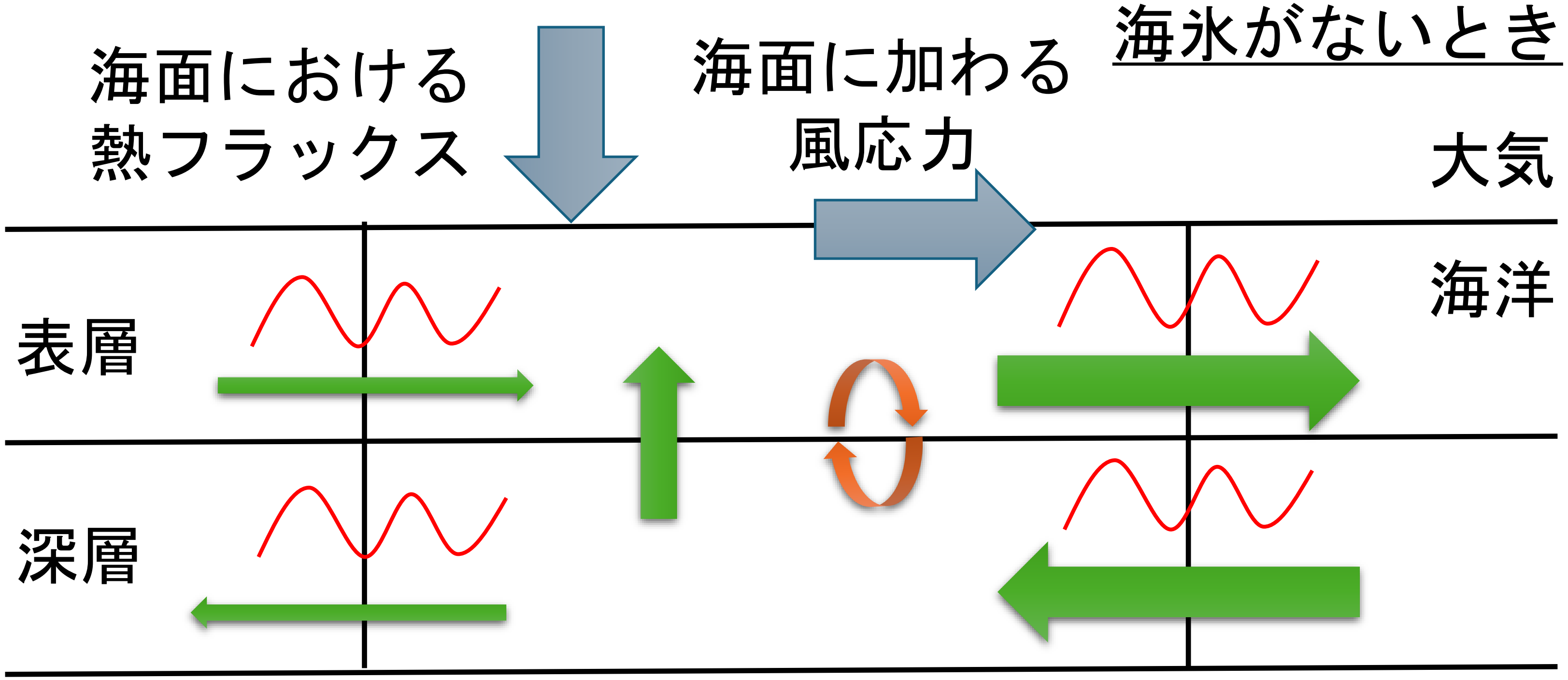
- 簡易海洋モデル:
  - ✓大気大循環モデルから以下を受け取り，海水温の時間発展を計算
    - ・海面における熱フラックス
    - ・海氷表面における熱フラックス
    - ・海面に加わる風応力
  - ✓計算した海水温を大気大循環モデルに渡す

簡易海洋モデルの内容：Codron （2012）

- 熱拡散
- 風応力による海水の輸送 (+表層と深層について次スライドで説明)
- 熱対流 （後で説明）
- 海氷の生成・融解（後で説明）
- 海氷の拡散

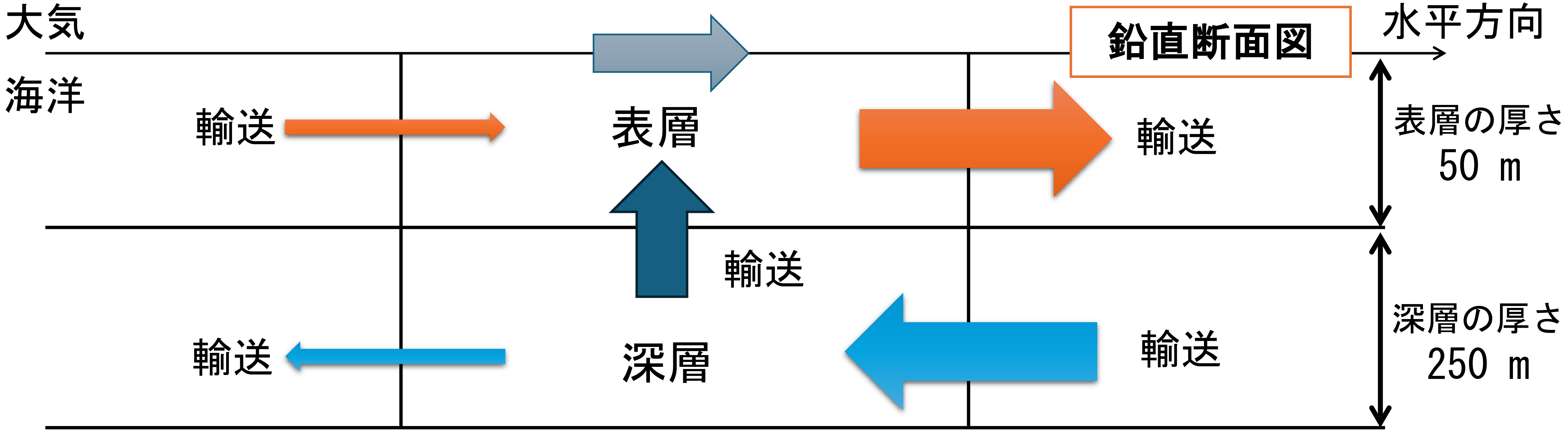
✓ 大気大循環モデルに渡す海水温：
表層の海水温

✓ 表層と深層の海水温：
それぞれ独立に計算



風応力が作る海水の輸送に関する仮定(Codron, 2012)

- ➢ 海面に加わる風応力 ⇨ によって表層に水平方向の海水の輸送 ➡ が発生
- ➢ このとき，深層で表層と同じ大きさで逆向きの海水の輸送 ⬅ が発生
- ➢ 表層と深層単体で質量が保存しない(海洋全体で質量は保存)
  - ✓ ➡ − → 差の分だけ鉛直方向に質量輸送 ⬆ が発生



風応力による海水の輸送の式(Codron, 2012)

海洋の水平方向の運動方程式で以下を仮定する:

- 曲率項と移流項を無視
- 定常状態を仮定
- 圧力傾度力をゼロとする

$$\begin{cases} \epsilon u - fv = \partial_z(\overline{u'w'}) \\ \epsilon v + fu = \partial_z(\overline{v'w'}) \end{cases}$$

摩擦力　コリオリ力　乱流運動量フラックスの鉛直発散

u, v:東西方向の速度, 南北方向の速度[m/s]

f:コリオリパラメータ[s^{-1}]

ϵ:摩擦係数[s^{-1}]

風応力による海水の輸送の式(Codron, 2012)

➢ 海面から表層混合層の底まで積分

$$\begin{cases} \epsilon M_x - f M_y = \tau_x \\ \epsilon M_y + f M_x = \tau_y \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} M_x = (\epsilon\tau_x + f\tau_y)/(\epsilon^2 + f^2) \\ M_y = (\epsilon\tau_y - f\tau_x)/(\epsilon^2 + f^2) \end{cases}$$

風応力による海水の輸送

M_x, M_y： 質量輸送の東西成分と南北成分[kg/m/s]

τ_x, τ_y ： 海面に加わる風応力[Pa]

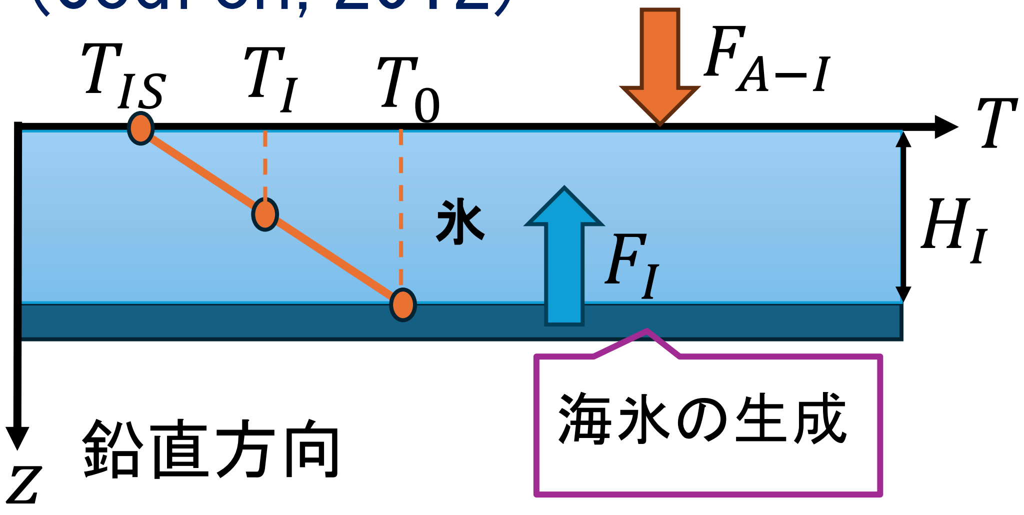
熱対流(Codron, 2012)

- **表層の海水温が深層の海水温よりも低い($T_S < T_D$)とき**
  - 対流によって表層と深層の海水が混ざり，
    表層の海水温と深層の海水温が等しくなる($T_S = T_D$)

$$T_S^* = T_D^* = \frac{T_S H_S + T_D H_D}{H_S + H_D}$$

T_S^*, T_D^* ：対流後の表層と深層の海水温[K]
T_S, T_D ：対流前の表層と深層の海水温[K]
H_S, H_D ：表層と深層の厚さ[m]

海氷の生成・融解
(Codron, 2012)



H_I :海氷の厚さ[m]
T_{IS}:海氷の表面温度[K]
T_I :海氷の平均温度[K]
T_S :表層の海水温[K]
λ_I :海氷の熱伝導率[W/m²/K]
T_0 :海水の凝固点温度[K]
F_{A-I}:海氷表面における熱フラックス[W/m²]

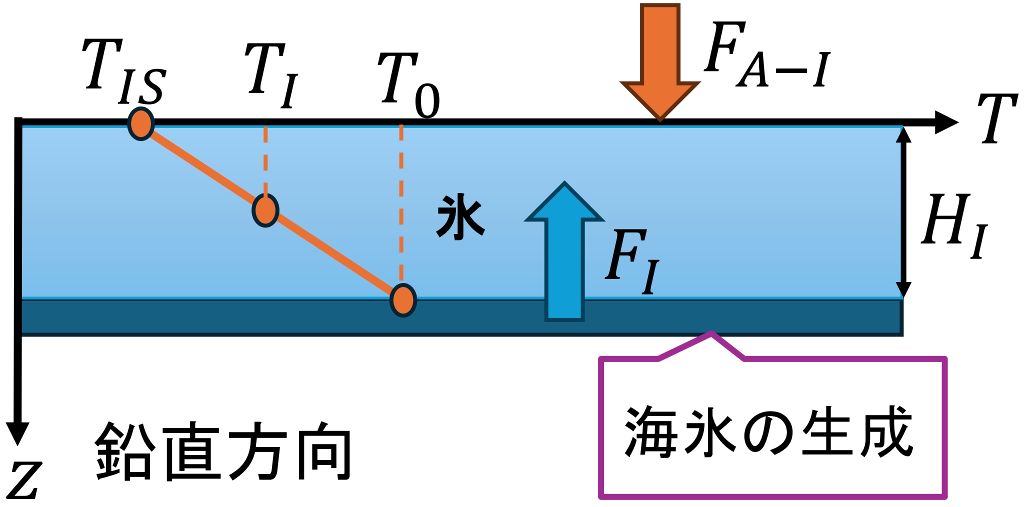
海氷が存在するときの仮定:
- 海氷底部の温度は凝固点温度で一定
- 海氷内部の温度は線形に変化

➢ 海氷の厚さ H_I:
- 海氷の生成・融解によって変化
  - $T_S < T_0$: 生成(海氷がないとき)
  - $F_I > 0$: 生成(海氷がすでにあるとき)
  - $T_S > T_0, T_I = T_0$: 融解
  - $T_I > T_0$: 融解

F_I: 海氷内部の温度勾配による鉛直方向の熱輸送
- $F_I = \lambda_I \frac{T_0 - T_{IS}}{H_I} = \lambda_I \frac{2(T_0 - T_I)}{H_I}$
- 海氷底面で海氷内の熱輸送で奪われる熱を供給するように海氷が生成し，潜熱が放出されると仮定

海氷と海水の温度
(Codron, 2012)

海氷が存在するときの仮定:
・海氷底部の温度は凝固点温度で一定
・海氷内部の温度は線形に変化



➢ 海氷の平均温度 T_I:
・ F_IとF_{A-I}の熱の出入りによって時間変化

➢ 表層の海水温 T_S:
・海氷が存在する間は常にT_0とする
・ $T_S > T_0$のとき:
・海氷の平均温度を上げる
または
・海氷を融解させる

H_I :海氷の厚さ[m]
T_{IS}:海氷の表面温度[K]
λ_I :海氷の熱伝導率[W/m²/K]
T_S :海面温度[K]
T_0 :海水の凝固点温度[K]
F_{A-I}:海氷表面における熱フラックス[W/m²]
F_I:海氷内部の温度勾配による鉛直方向の熱輸送[W/m²]

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 動作確認
4. まとめ
5. 今後の展望

動作確認

- 簡易海洋モデルの動作確認
  - ➢ 研究ではモデルの動作確認のため以下の実験を行った

	海面における熱フラックス	拡散	風応力による輸送	海氷の拡散	海氷の生成・融解
実験1	×	○	×	×	×
実験2	×	×	○	×	×
実験3	×	×	×	○	×

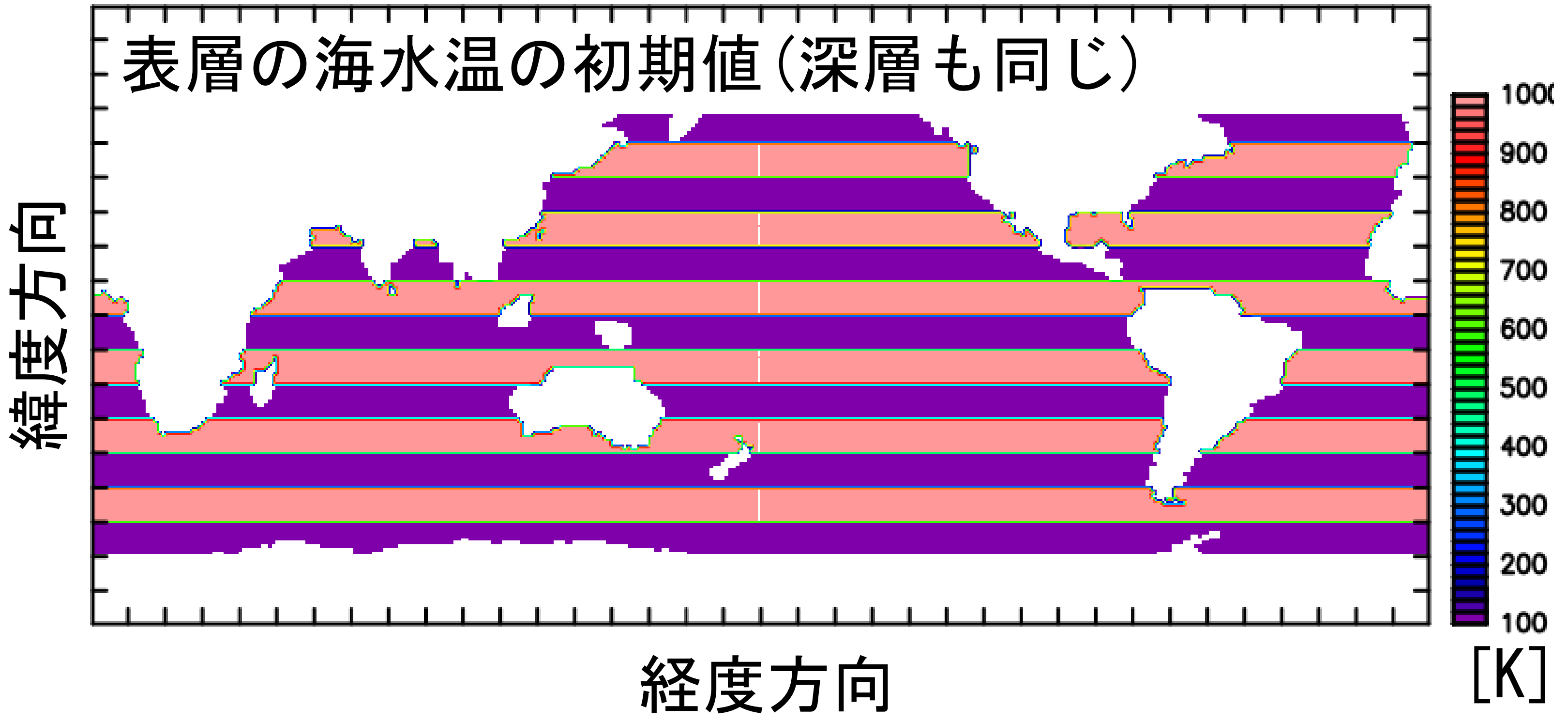
各定数の値

Codron（2012），理科年表，八光電機，前川製作所より

定数	定数名	値	単位
H_S	表層の厚さ	50	m
H_D	深層の厚さ	250	m
D	水平拡散係数	25000	m^2/s
D_I	海氷の水平拡散係数	25000	m^2/s
T_0	海水の凝固点温度	271.15	K
ρ_W	海水の密度	1000	kg/m^3
C_W	海水の比熱	4000	J/kg/K
ρ_I	氷の密度	920	kg/m^3
C_I	氷の比熱	2050	J/kg/K
L	氷の潜熱	333000	J/kg
λ	氷の熱伝導率	2.2	$W/m^2/K$
ϵ	散逸の効果	10^(-5)	1/s
f	コリオリパラメータ	$2\Omega \sin \phi$	1/s
Ω	地球の自転角速度	7.3×10^(-5)	rad/s

動作確認（拡散）

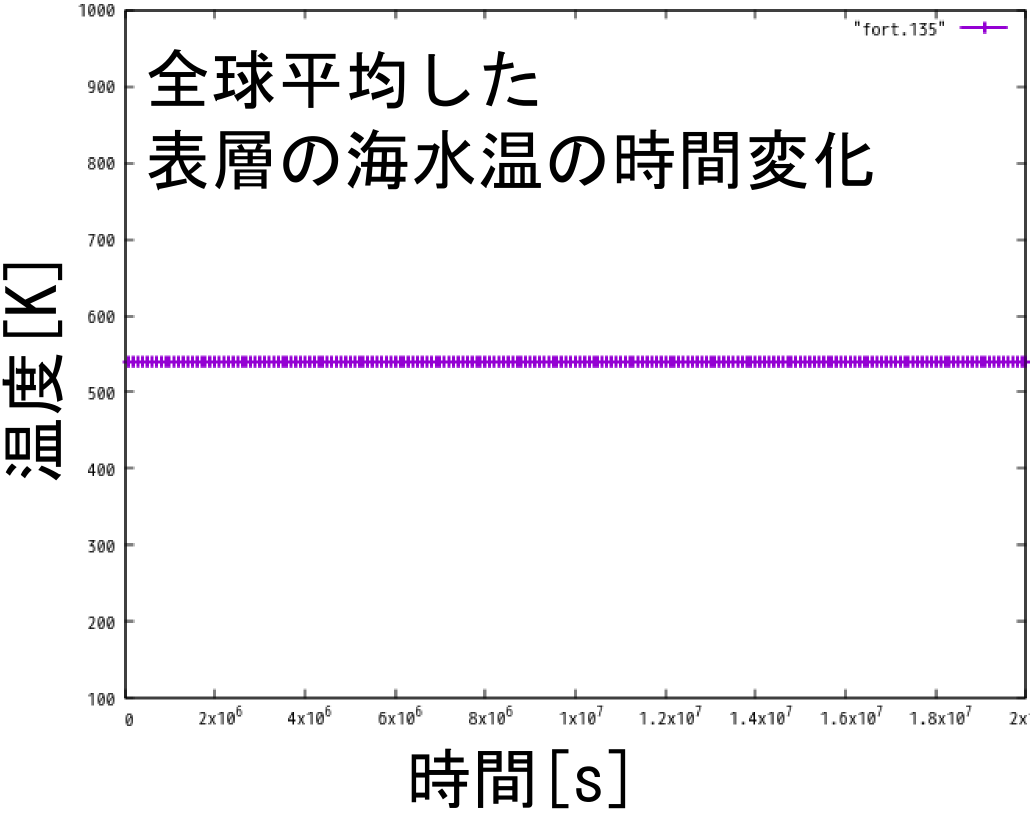
- <u>実験1の設定</u>
  - ➢ 水平方向の拡散のみ（加熱・冷却なし）
  - ➢ 初期値：緯度10度間隔で1000[K]と100[K]を交互に与える

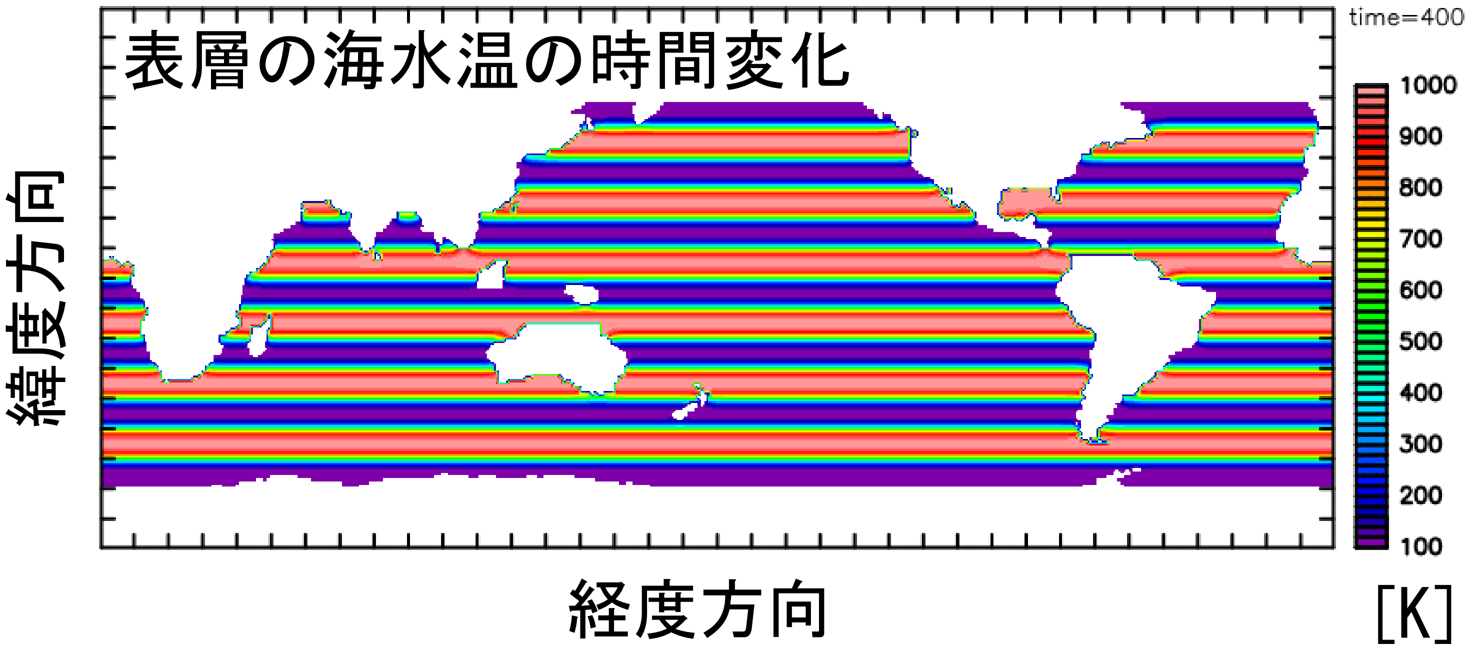


● 実験1の結果

表層の海水温の時間変化（拡散のみ）

- 右図：時間とともに海水温が500～600[K]に収束
- 左図：平均海水温は時間変化しない（エネルギーが保存）

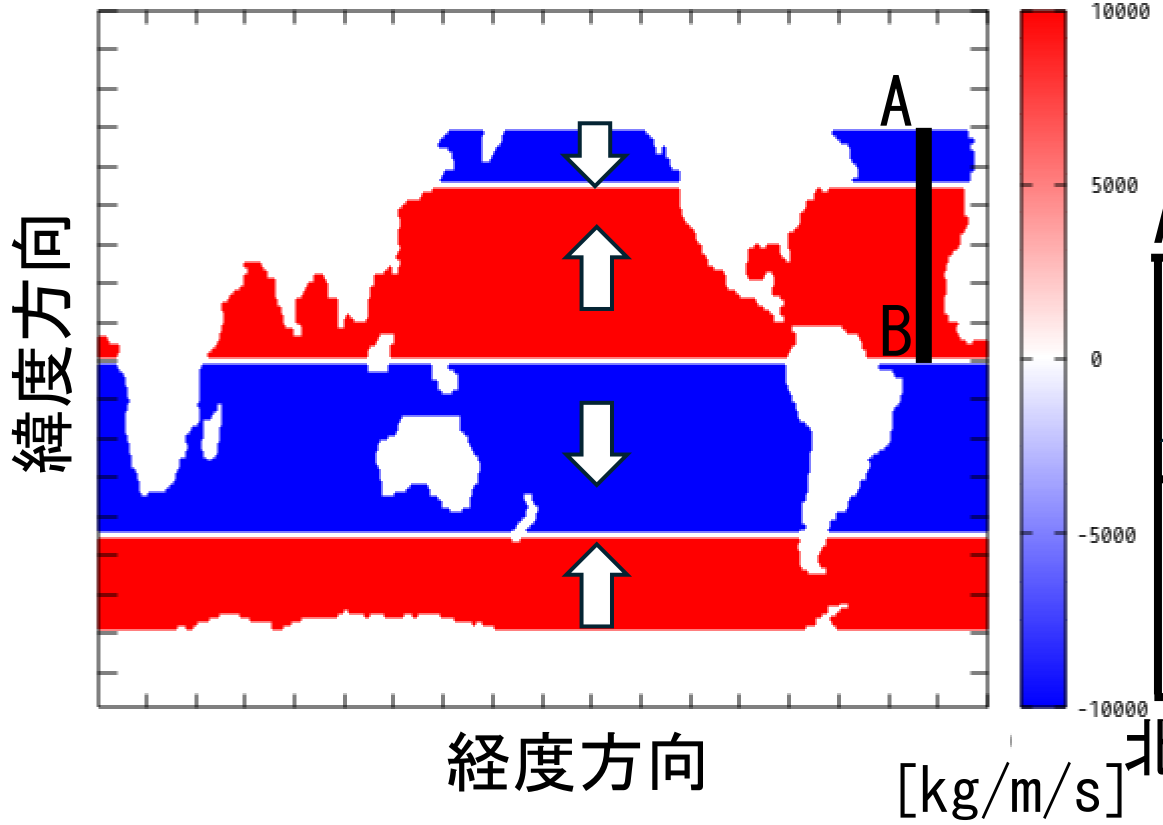


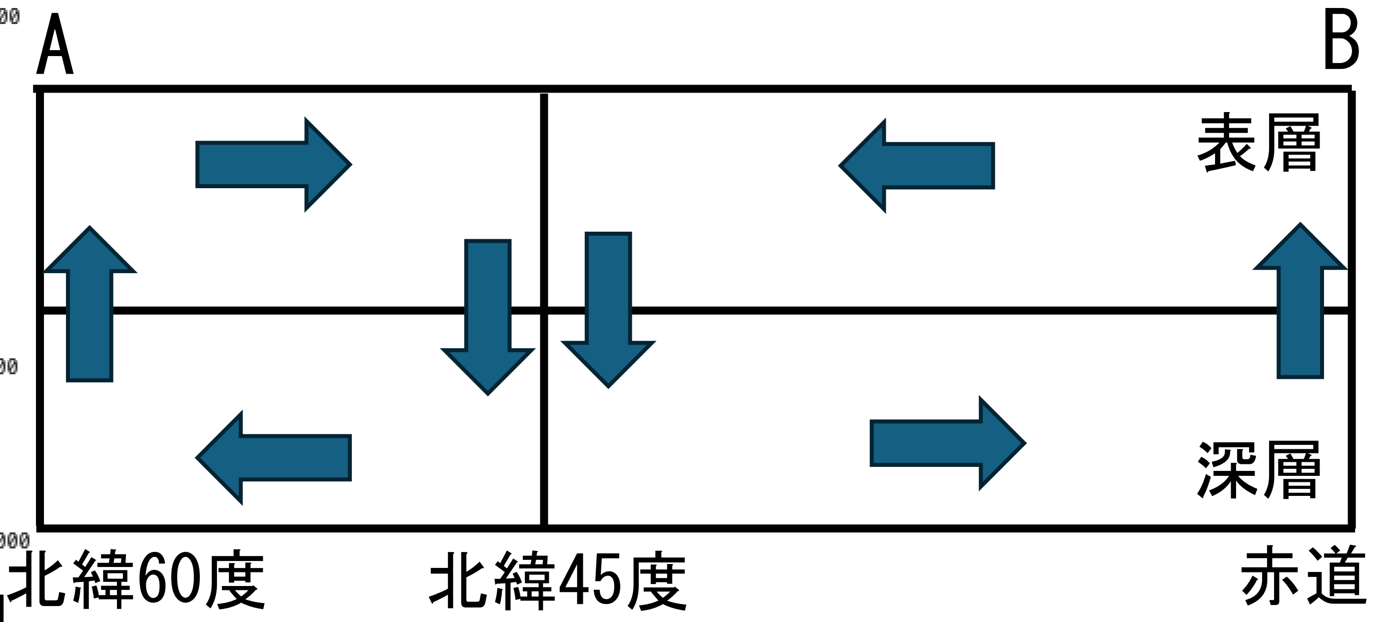


動作確認(風応力による輸送)

- 実験2の設定
  - ➢ 風応力による輸送のみ(南北方向の海水の輸送のみを与える)
  - ➢ 初期値：表層は全ての格子で300[K]，深層はすべての格子で280[K]

与えた海水の輸送は以下の図 ※風応力は与えていない

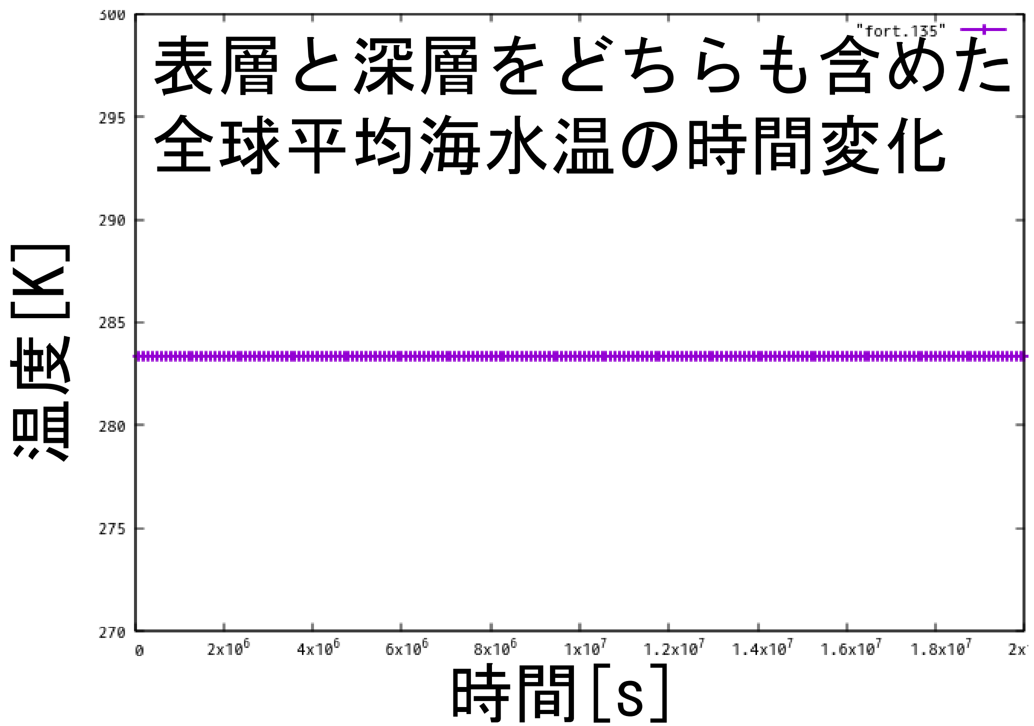


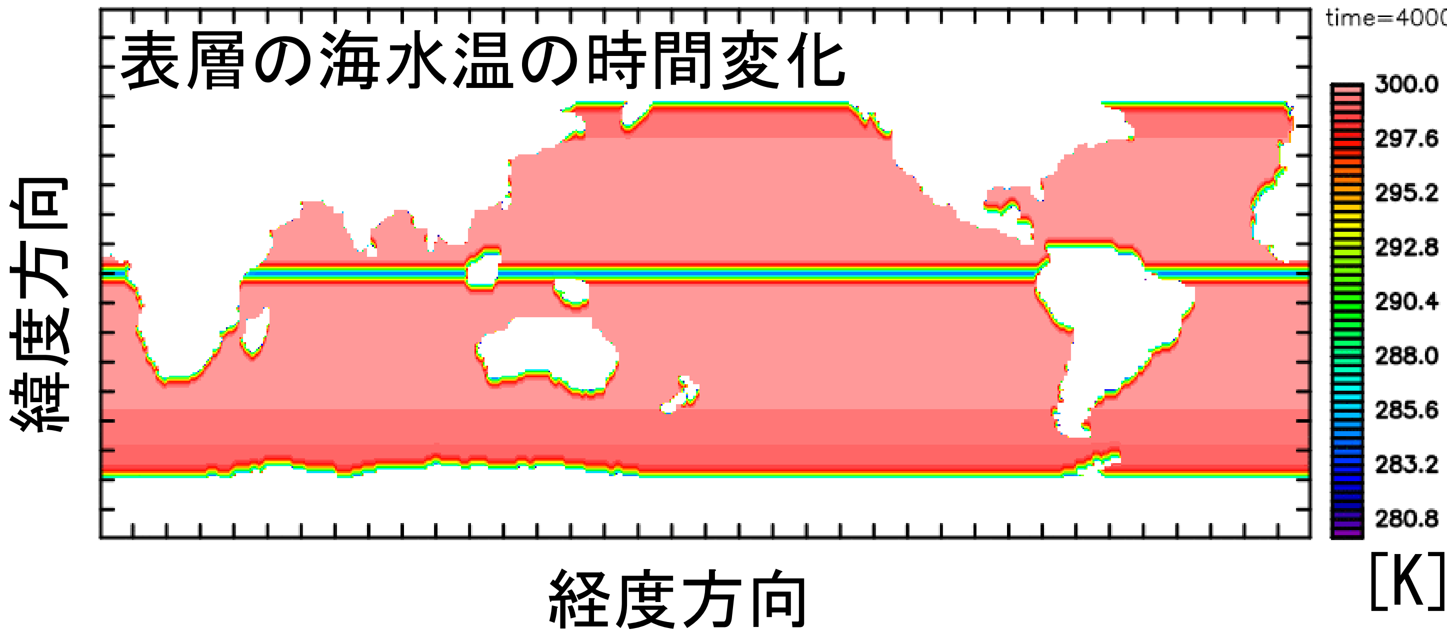


● 実験2の結果

表層の海水温の時間変化（風応力による輸送のみ）

- ➢ 右図：上昇流のある場所から海水温が下がる
- ➢ 左図：拡散のみと同様に平均海水温が時間変化しない（エネルギーが保存）

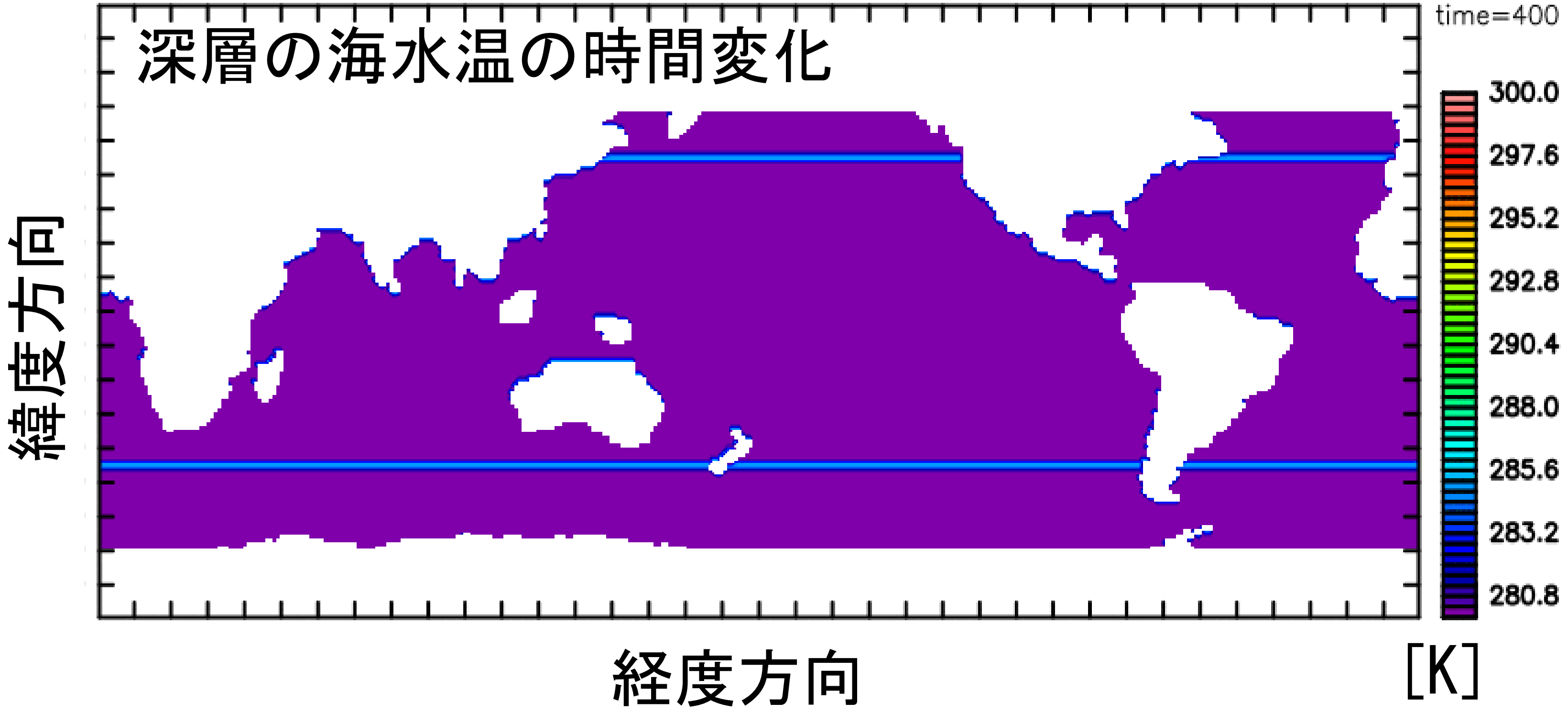




● 実験2の結果

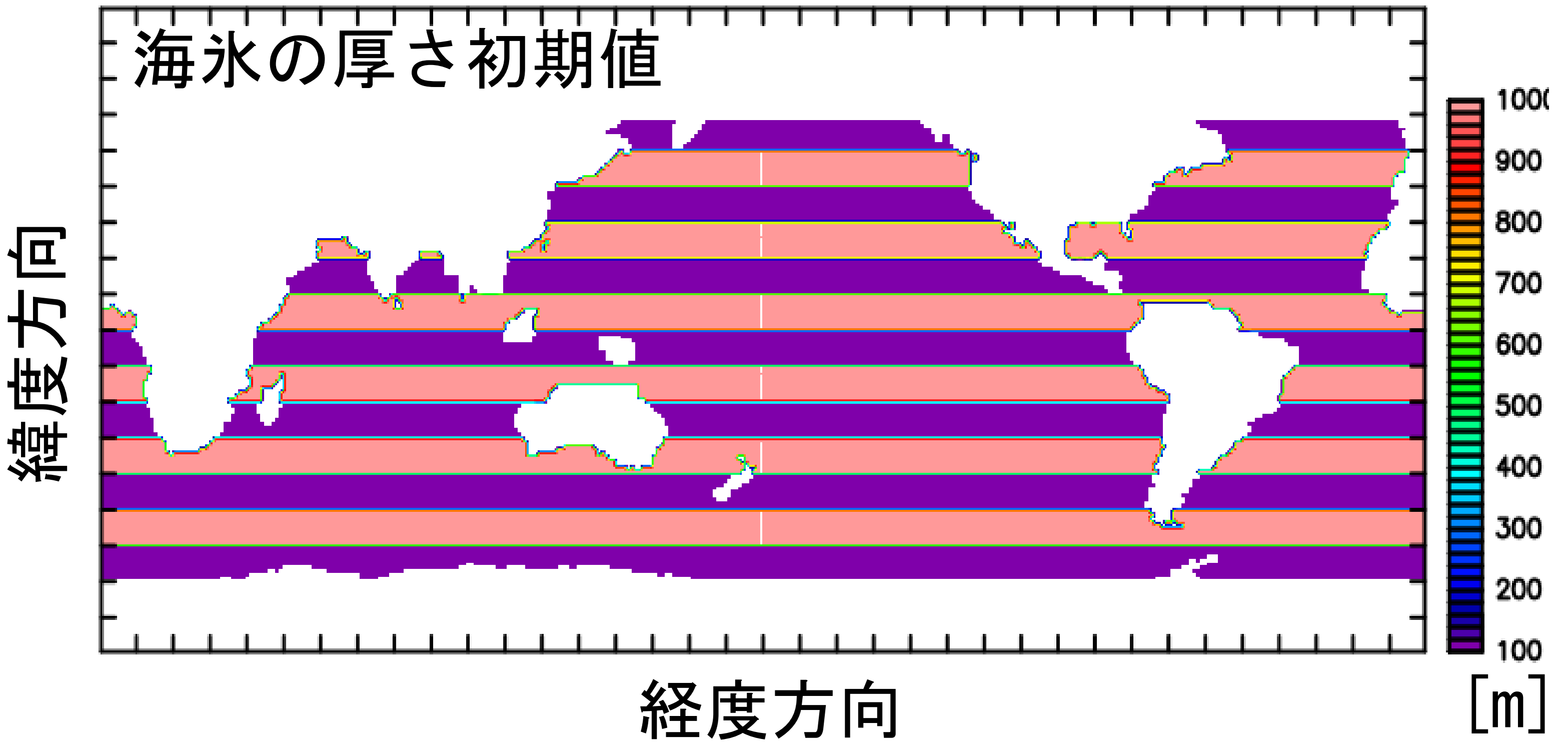
深層の海水温の時間変化（風応力による輸送のみ）

➢ 下降流がある場所から温度が上昇



動作確認(海氷の拡散)

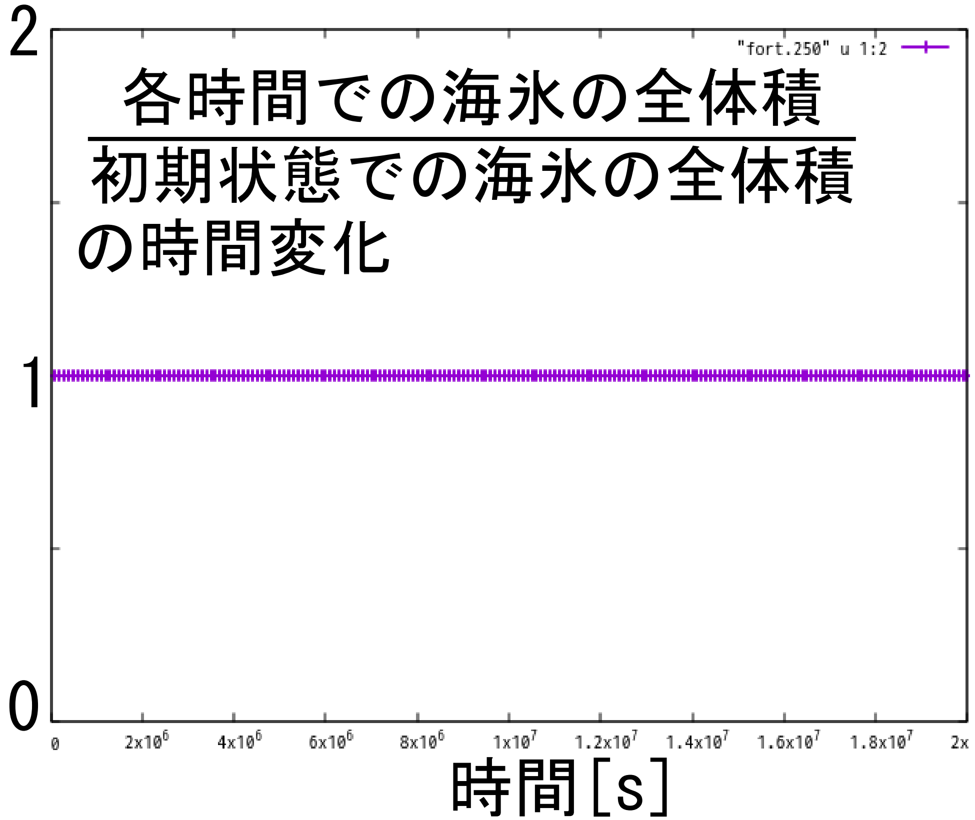
- <u>実験3の設定</u>
  - ➢ 水平方向の拡散のみ(海氷の生成・融解なし)
  - ➢ 初期値:
    - ✓ 海氷の厚さ:緯度10度間隔で1000[m]と100[m]を交互に与える

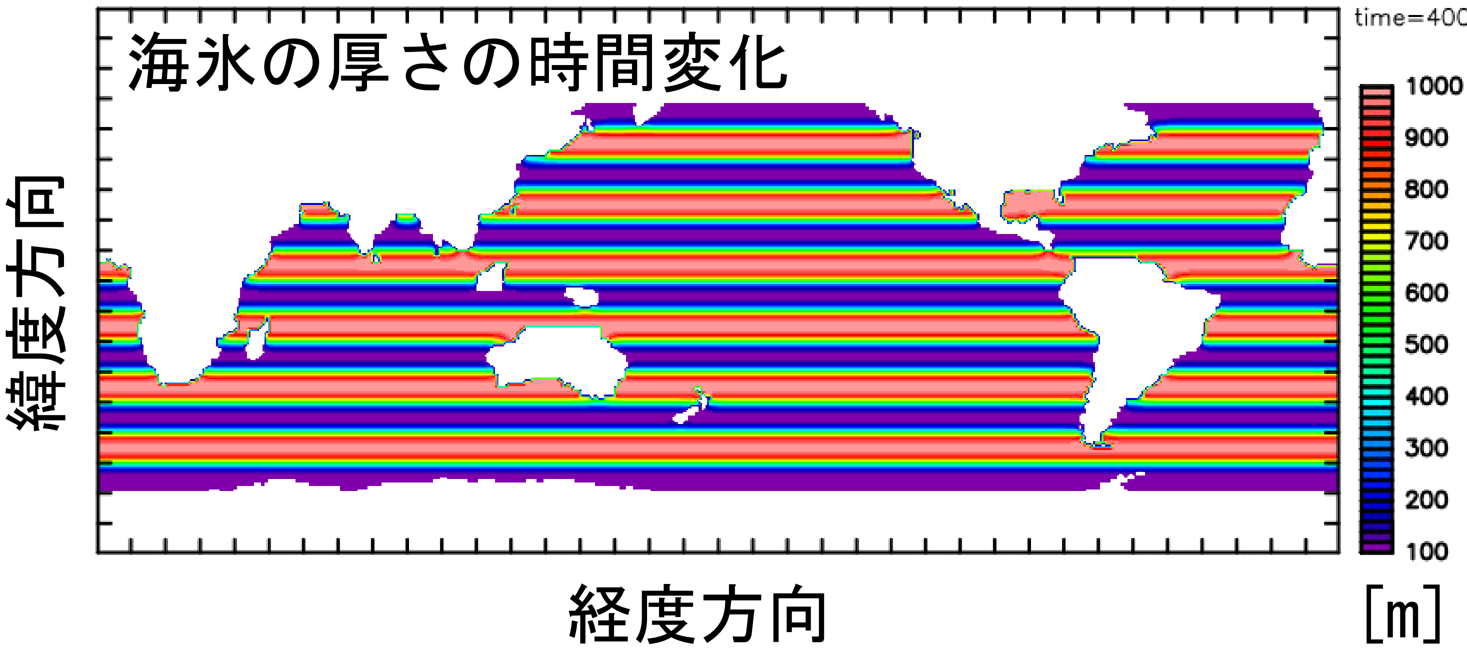


● 実験3の結果

海氷の厚さの時間変化(拡散のみ)

- ➢ 右図:海氷の厚さが500～600[m]に収束
- ➢ 左図:海氷の全体積が時間変化しない
  (体積が保存)





目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 動作確認
4. まとめ
5. 今後の展望

まとめ

- 簡易海洋モデルの動作確認

  - 熱拡散：
    ・海面温度が初期値の平均温度に収束した
    ・エネルギーの保存を確認することができた
  - 風応力による輸送：
    ・海水が収束する場所で下降流を確認することができた
    ・海水が発散する場所で上昇流を確認することができた
    ・エネルギーの保存を確認することができた
  - 海氷の拡散：
    ・海氷の体積の保存を確認することができた

目次

1. 研究背景と本発表の内容
2. 簡易海洋モデル
3. 動作確認
4. まとめ
5. 今後の展望

今後の展望

- 風応力を与えて数値実験を行う
  - ✓今回は風応力を与えていない
  - ✓風応力を与えて海水の輸送が正しく行われるかの確認を行う

- 大気大循環モデルへの結合を行う
  - ✓簡易海洋モデルを大気大循環モデルに結合し、動作確認を行う

- 様々な条件で数値計算を行う
  - ✓結合後，観測しにくい物理量の値を変えて数値計算を行い惑星の気候を推定する