

13. 海洋大循環モデルの開発 — 海洋貯留したCO₂の隔離期間の推定 —

DEVELOPMENT OF OCEAN GENERAL CIRCULATION MODEL
- EFFECTIVENESS OF CO₂ STORAGE INTO THE OCEAN -

仲敷 憲和* 丸山 康樹*
Norikazu NAKASHIKI*, Kohki MARUYAMA*

ABSTRACT ; A diagnostic Ocean General Circulation Model (O-GCM) was developed to estimate the dispersion of CO₂ in the ocean. The model simulated the ocean circulation based on the annual mean hydrographic and wind fields. The effectiveness of isolation (i.e., retention time) for the CO₂ injected at the North Pacific intermediate deep water was examined, using the computed annual mean circulation in the world ocean. Particle tracing was carried out to study the water mass movement at the intermediate depth in the North Pacific Ocean, which suggests that the CO₂ injection into 1000m depths of the North Pacific Ocean could provide an effective measure of the short term isolation of the collected CO₂.

KEYWORDS ; Ocean General Circulation Model, Ocean Storage, Retention Time, CO₂

1. はじめに

温室効果ガスによる地球温暖化問題において、大気中のCO₂濃度の増加を抑制する方法として、発電所から放出される排ガス中よりCO₂を回収し、海洋中に貯留する方法が、短期的には有効であると考えられている。

CO₂を海洋中に貯留する方法としては、深海底に液体CO₂として貯留する方法および海洋中層に希釈・拡散させる方法（大隅ら、(1993)¹⁾）が考えられている。深海底にCO₂を貯留する場合には、CO₂の拡散範囲は比較的狭い範囲に限定され、1000年程度大気より隔離することが可能であると考えられる。この場合には、投入点近傍付近ではCO₂の濃度が高く、環境への影響が懸念されており、数値モデル等を用いてCO₂の拡散予測（Nakashiki, N. et al. (1993)²⁾）が行なわれている。CO₂を海洋中層に希釈・拡散する場合には、CO₂濃度は低下し環境影響は小さいと考えられる。しかしながら、大気からの隔離期間が問題であり、適切な海域を選択しないと、CO₂はすぐに大気に還元してしまい、貯留の効果がない。

CO₂の海洋貯留は、CO₂を数100年以上大気から隔離することを目的としている。このため、適切な投入海域の選択や、その有効性を評価するためには、全球規模のCO₂の拡散を予測するモデルが必要である。

本研究では、診断型の海洋大循環モデルを新たに開発するとともに、従来より海洋大循環の計算に用いられているGFDLタイプのモデルを用いて、海洋中に投入されたCO₂を模擬した粒子の追跡計算を行い、粒子が海表面に達するまでの期間（貯留効果）を推定した。

*; 電力中央研究所 我孫子研究所 環境科学部 海洋科学グループ,

Marine Science Group, Environmental Science Dept., Abiko Res. Lab., Cent. Res. Inst. of Electric power Industry

2. 海洋大循環モデルの開発

本研究では、海洋中に投入されたCO₂の挙動を予測するために必要な、海洋循環モデルを新たに開発した。モデルの開発に際しては、今後の計算機の発展等を考え、以下の点を考慮した。

- (1) 海洋中に投入されたCO₂の挙動を予測するためには、長期的な全球範囲の拡散を予測すると同時に、投入点近傍での拡散を予測する必要がある。このためには、可変長のメッシュを用いて投入点近傍のメッシュを細かくするか、または、投入点付近を細かい計算メッシュの領域にして、計算領域を二重にし、ネスティングする必要がある。本モデルでは、流れのモード分離（順圧成分／傾圧成分）を行わず、基礎方程式を陽な差分法を用いて解いた。このため、可変長の計算メッシュやネスティングに対しても柔軟に対応でき、また、複雑な陸地境界や海底地形にも対応できる。しかしながら、計算時間は、従来用いられているGFDLタイプのモデルに比べ長くなる。
- (2) リモートセンシング技術の発達に伴い、全球範囲の海洋での海面高度や風応力が測定できるようになりつつあり、海洋モデルへの適用が期待される。このため、現在多く用いられている rigid-lid の仮定を用いず、海表面を自由水面とした。

2.1 海洋大循環モデル

図-1に、使用した球面座標系を示す。ここに、 λ ：経度方向（東向き+）、 ϕ ：緯度方向（北向き+） z ：水深方向（上向き+）である。計算に用いた基礎方程式の詳細は、仲敷(1994)³⁾に示す。

図-2に、本モデルの計算領域と計算メッシュを示す。計算領域は、北極海を除く全球を対象とした。水平方向の計算メッシュは、経線方向、緯線方向とも2° 間隔とし、鉛直方向には、海表面で50m、海底面で500mの不等間隔メッシュ（最大16層）を用いた。

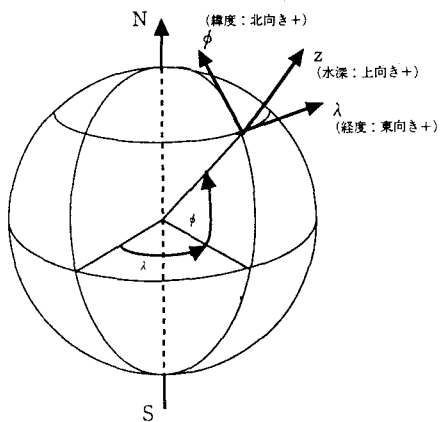
また、本モデルは、海面を自由水面としているため、時間ステップ Δt は、外部重力波の伝搬速度によって規定される。本計算では、 $\Delta t=2$ (min) として計算を行った。離散化においては、時間項に前進差分、移流項にドナー・セル差分、拡散項に中央差分を用いて計算を行った。

密度の計算においては、ポテンシャル水温 Θ 、塩分 S 、圧力 P から、直接海水の密度を計算する多項式 (Ishizaki (1994)⁴⁾) を用いた。

また、本計算では、計算の安定性等も考慮し全海域一定として、渦動粘性係数（水平方向 $A_H=1\times 10^5$ (m^2/s)、鉛直方向 $A_V=1\times 10^{-2}$ (m^2/s)）、渦動拡散係数（水平方向 $K_H=5\times 10^{-3}$ (m^2/s)、鉛直方向 $K_V=1\times 10^{-3}$ (m^2/s)) とした。また、診断モデルにおける緩和時間は、緯度の関数とし、 γ_0 は1/10 (day^{-1})とした。

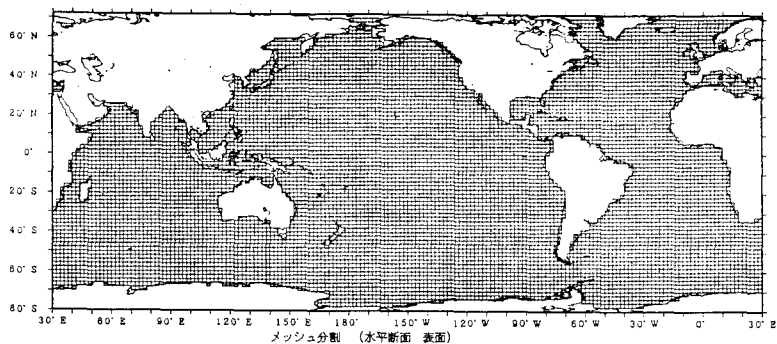
本モデルでは、海洋循環を計算するために、診断モデルを用いているため、境界条件として海上風のデータが必要となる。また、計算値を同化させるために、海洋中の水温、塩分の観測値が必要である。本計算の目的は、CO₂の海洋中の長期的な挙動を推定するために必要な流動場を計算することである。従って、海洋循環の計算は、一年間の平均的な流れを対象として計算を行った。計算に用いた年間平均の海上風、水温、塩分のデータセットは、以下のとおりである。

- (1) 地形：ETOPO5 (NOAA)を用いた。緯度、経度5' 間隔のメッシュで分割した水深データを、緯度、経度2° のメッシュで平均して、各計算点での水深を求めた。
- (2) 海上風：Hellerman, S. and M. Rosenstein (1983)⁵⁾による海上風の風応力のデータ（緯度、経度2° 間隔）を用いた。
- (3) 水温、塩分：Climatological Atlas of the World Ocean (Levitus, S. (1983)⁶⁾)を用いた。緯度、経度1° 間隔で水温、塩分等の年間平均の観測値を緯度、経度2° のメッシュに平均して用いた。

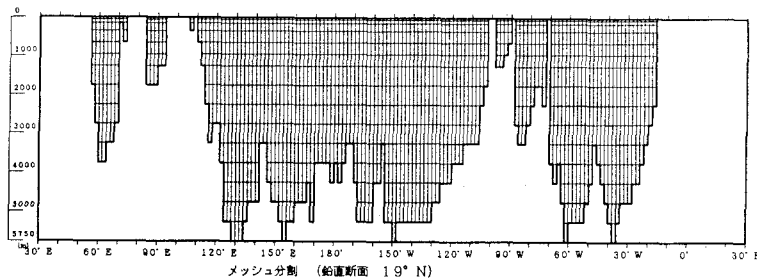


↑ 図-1 座標系

図-2 計算メッシュ →



(1) 水平断面 (海面)



(2) 鉛直断面 (19°N断面)

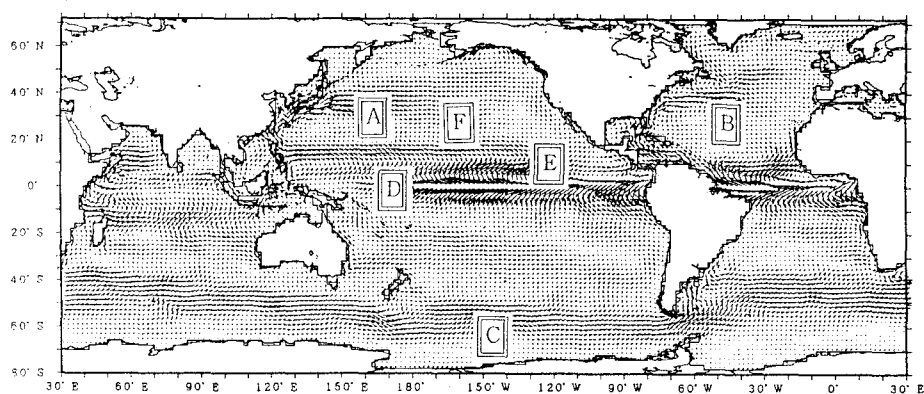
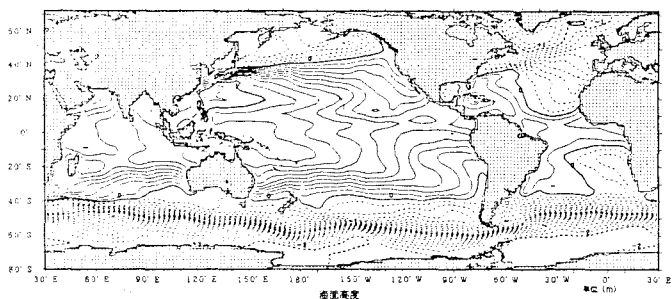
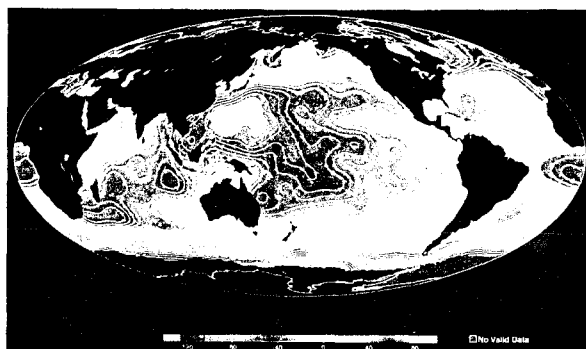


図-3 計算された水平流速 (水深25m)



計算された海面高度



TOPEX / Poseidon により観測された海面高度 (Oct. 3 to 12, 1992)
(EOS, vol.74, Num.27, 1993)

図-4 海面高度 (計算結果、観測値)

2.2 海洋循環の計算

図-3に、計算された海洋表層の流動を示す。計算結果は、黒潮や湾流等の西岸境界流をよく再現しており、全体的な海流のパターンと定性的に良く再現されている。また、計算された黒潮の流量は、42 Sv (1 Sv = $10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)であった。実際の黒潮の流量は、季節変動等もあるが、30 ~ 70 Sv 程度と考えられており、計算値は、妥当なものと考えられる。

図-4に、本モデルを用いて計算した海面高度と、TOPEX / Poseidonにより観測された海面高度を示す。TOPEX / Poseidonの観測値は、10日間の平均的な海面高度の分布を示しているが、計算結果と観測値は、定性的に良く一致している。

本モデルの特徴の一つとして、複雑な地形にも対応できることがある。本計算では、試みとして、地中海及び日本海を含めて計算を行った。ジブラルタル海峡では、表層では、大西洋から海水が流入し、底層では逆に大西洋に流出しており、流れのパターンは定性的に一致している。また、日本海では、流れは対馬海峡で流入し、宗谷海峡より流出しており、流れのパターンは定性的には一致している。

3. CO₂海洋処分効果の検討

次に、GFDLタイプの海洋大循環モデルにより計算した北太平洋の流動を用いて、海洋中に投入されたCO₂の、大気からの隔離期間を推定する。海洋中に投入されたCO₂の初期濃度は、その注入方法に大きく依存する。このため、ここではCO₂の濃度自体を直接予測することは行わず、投入されたCO₂を含んだ水塊が、どの様に輸送され海表面まで到達するかをシミュレートする。水塊の移動経路については、粒子追跡モデル (Fujio and Imasato (1991)⁷⁾) を用いて計算した。

3.1 投入された CO₂の挙動

北太平洋全域に対して、初期深度を水深1000mおよび2000mとした場合について粒子追跡計算を行い、投入海域の予備的な検討を行った。

図-5に、粒子追跡計算結果を示す。図は、200年後の各粒子の到達深度を示している。ここで、各初期位置の陰影は、200年後の深度を示しており、影が濃いほど200年後の深度が大きく、空白の領域は、200年以内に大気に還元したことを表している。1000mおよび2000mを初期深度とした場合には、200年後に大気に還元した粒子数にそれほど大きな違いは認められない。ただし、大気に還元した粒子の初期位置に、違いが現れている。1000mを初期深度としたケースでは、日本周辺海域を初期位置とする粒子は、200年後にほとんど海洋中に留まっているのに対して、2000mを初期深度としたケースでは、日本の南方を含めた日本周辺海域を初期位置とする粒子は、大気に還元しやすくなっている。さらに、日本周辺海域 (30° N~40° N、155° E~165° E) について、初期深度を1000m、1500m、2000m、4000 mとして、格子間隔1° 毎に粒子を配置して、200年間追跡計算を行った。

図-6に、粒子追跡計算結果の一例を示す。図-7に、投入された各粒子の200年後の到達深度を示す。投入海域では、2000mを初期投入深度とした場合には、1000mを初期投入深度とした場合よりも、大気からの隔離効果は小さく、単純に投入深度が深ければ深いほど良いと言うものではないことが分かる。

以上のように、今回の粒子追跡計算の結果では、適切な海域の適切な深度を選択すれば、比較的日本に近い海域においても、CO₂の中層放流が成立することがわかった。

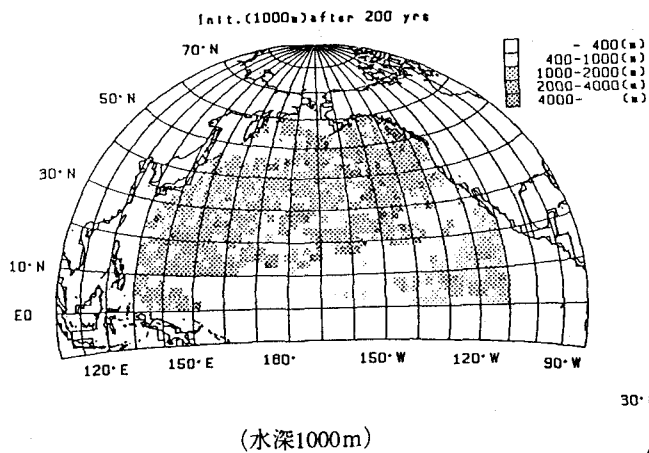


図-5 粒子追跡計算結果（北太平洋）

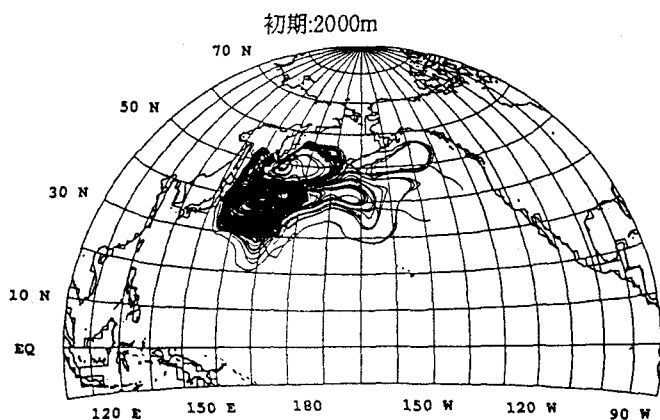
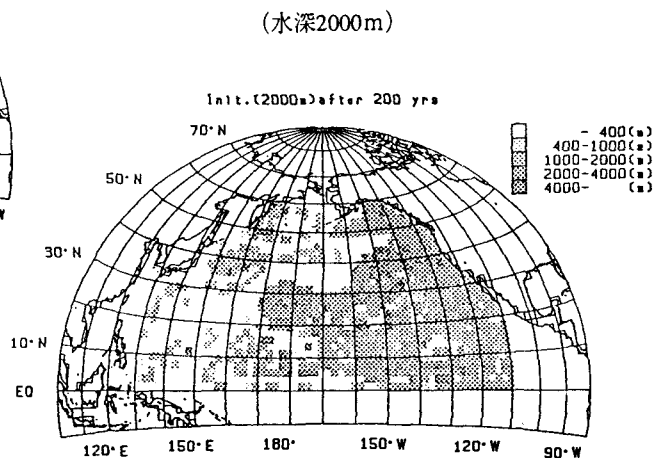


図-6 投入された粒子の軌跡

(初期水深2000m)

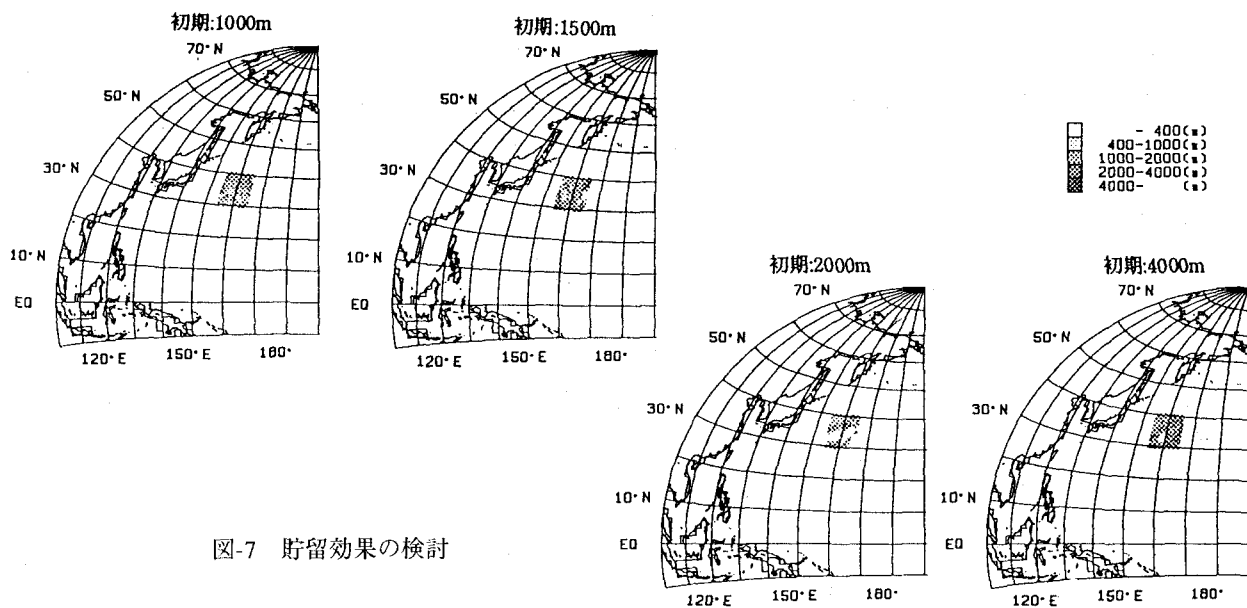


図-7 貯留効果の検討

4. まとめ

本研究では、診断型の海洋大循環モデルを新たに開発し、地形データ(ETOPO5)水温・塩分データ(Levitus)、海上風応力データ(Hellermann and Rosenstein)に基づいて、海洋全体の流動の計算を行った。

また、GFDLタイプの海洋大循環モデルを用いて、海洋中に投入されたCO₂を模擬した粒子の追跡計算を行い、粒子が海表面に達するまでの期間(貯留効果)を推定した。得られた結果は以下のとおりである。

- (1) 新たに開発したモデルでは、流れのモード分離を行わず、基礎方程式を陽な差分法を用いて解いた。このため、可変長の計算メッシュや計算領域のネスティングに対しても柔軟に対応でき、また、複雑な陸地境界や海底地形にも対応できる。しかしながら、計算時間は、GFDLタイプのモデルに比べ長くなる。
- (2) GFDLタイプのモデルにより計算された北太平洋の流動場を用いて、投入されたCO₂を含む水塊の移動を追跡し、大気からの隔離効果を推定した。CO₂の中層処分に適する海域を推定するため、北太平洋全域の水深1000m面および2000m面に粒子を設定し追跡計算を行い、200年後の深度を計算した。
- (3) 粒子追跡計算の結果から、比較的日本に近い海域(30°N~40°N, 155°E~165°E)でも、適切な投入深度を選択した場合「200年程度大気から隔離」できる事がわかった。また、北太平洋の中層水の流動は複雑であり、この海域では水深2000mに投入した粒子の方が1000mに投入した粒子よりも大気に還元しやすくなっており、単純に深ければ深いほどCO₂の貯留効果が大きいと言うものではない事が分かった。

今回用いたようなシミュレーション手法については、まだ不明な点も多い。実際に、北太平洋の中層で水塊がどの様に移動しているかについては、観測結果等との比較を行いながら推定する必要がある。流動計算や水塊追跡に関して、さらに予測精度を高めるためには、北太平洋域でのより詳細な観測が必要である。

参考文献

- 1) 大隅多加志、仲敷憲和、下島公紀、平間賢一(1993):「二酸化炭素の深海処分技術(その1)ー構想の提示と環境影響評価手法の検討ー」、電力中央研究所報告、U92062
- 2) Nakashiki, N. and T. Ohsumi (1993): "Simulation of the Near-Field Behavior of CO₂ from a Source on the Deep-Sea Floor", Proceedings of the International Symposium on CO₂ Fixation and Efficient Utilization of Energy, Tokyo
- 3) 仲敷憲和(1994):「自由海表面を考慮した海洋循環モデルの開発」、電力中央研究所報告、U94016--
- 4) Ishizaki, H. (1994): "A Simulation of the Abyssal Circulation in the North Pacific Ocean, Part 1: Flow Field and Comparison with Observations", Jour. of Phys. Oceangra. pp-
- 5) Hellerman, S. and M. Rosenstein (1983), "Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates", Jour. of Phys. Oceangra., Vol 13, pp.1,093-1,104, July
- 6) Levitus, S. (1982): , "Climatological Atlas of the World Ocean", NOAA Professional Paper 13, Geophys. Fluid Dynamic Lab. / NOAA, Princeton, Dec.
- 7) Fujio, S. and N. Imasato (1991): "Diagnostic Calculation for Circulation and Water Mass Movement in the Deep Pacific", J. Geophys. Res., Vol. 96, No. C1, pp759-774, Jan.15
- 8) Nakashiki N. and T. Hikita (1994): "Effectiveness of Ocean Intermediate Depth Injection", Proc. of ICCDR-2, Kyoto