

NSCAT・SSM/I衛星観測データを用いた太平洋 3次元流動場による二酸化炭素の海洋隔離の可 能性に関する基礎的研究

BASIC STUDY ON THE POSSIBILITY OF ISOLATION CO₂ USING THE
3-DIMENSIONAL FLOW FIELDS WITH SATELLITE NSCAT AND SSM/I DATA
IN THE PACIFIC OCEAN

長谷川一幸¹・和田明²・高野憲治³

Kazuyuki HASEGAWA, Akira WADA and Kenji TAKANO

¹学生会員 工修 日本大学大学院 生産工学研究科 (〒275-8575 千葉県習志野市泉町1-2-1)

²正会員 工博 日本大学教授 生産工学部土木工学科 (〒275-8575 千葉県習志野市泉町1-2-1)

³理博 コロンビア大学準教授 Lamont-Doherty Earth Observatory (61 Route 9W Palisades, NY, USA)

As one of measures for controlling the emission of carbon dioxide (CO₂) into the atmosphere, attention is focused on making effective use of the ability of the ocean to absorb CO₂, and an evaluation is performed on the ability to isolate CO₂ from the atmosphere by emitting CO₂ into areas deeper than the middle layer of the ocean.

In the first stage of this research, the Pacific three-dimensional circulation model was revised to enhance the accuracy of the circulation model further. The wind-velocity value observed from two satellites (NSCAT and SSM/I) were applied as an ocean current driving force, and equations in which treatment at the time of a light wind is regulated more finely were used to analyze ocean currents in the Pacific.

The results of analysis were compared with observed values, and a data assimilation technique was used so that calculated values can be corrected per time step, thus obtaining good results. And we showed that the results by tracking water particles indicate the possibility of isolation CO₂ under 2000m depth.

Key Words : Pacific Ocean , NSCAT and SSM/I , possibility of isolation CO₂ , data assimilation

1. はじめに

海洋流動場の算定を行うには、現在のところ数値モデルを用いるのが最も現実的な手段であろう。これは、広大な「海」をすべてブイや船舶等による直接観測でとらえる事があまりに物理的に困難であるためである。しかし、海洋の流れ場を正確に捉えることは、船舶等の航海安全上の観点や汚染物質（石油・化学物質・放射性物質）の拡散状況を把握する上で重要な資料と成り得る。

しかしながら数値モデルによる計算では、計算機の能力や基礎方程式の近似等による誤差および境界条件の設定方法等により十分な精度を持った流動解析結果を得ることは非常に困難である。そこで観測値とモデル計算値を比較し、その誤差をタイムステップ毎に修正するデータ同化手法¹⁾を用いて太平洋上の海流場を再現した。

モデルを運用するにあたり、和田ら²⁾の実施した結果を踏まえ、海洋の駆動力としての風応力の設定方法を改良した。従来までの研究では Hellerman³⁾によって作成されたブイ・船舶データを基にした風応力値を使用して流動計算を行うのが一般的であった。これに対し本研究では 2 つの衛星風速観測値⁴⁾ (NASA Scatterometer : NSCAT、Special Sensor Microwave /Imager : SSM/I) を基にバルク式から風応力値の算出⁵⁾を行い、バルク係数の算出には微風時の取り扱いを細かく規定した Kondo の式⁶⁾を使用した。これによって、より正確な海表面境界条件を与えている。さらに 2 つの異なる衛星観測データを使用しているため、観測衛星の測器による風応力の差が太平洋という広大なモデル上にどの程度影響を与えるのかの指標となる。同時に 2 つの衛星観測値の精度検証を行う上での重要な資料となり得ると考えられる。

このような条件の下に計算された流動場と道田⁷⁾が漂流ブイ軌跡から算出した表面海流平均結果との比較を行った。このようなモデル計算結果と直接観測結果との整合性の検証は従来されていない。

さらに求められた流動場の中に二酸化炭素に見立てた粒子を投入し、その挙動を検討することにより、二酸化炭素の増加による地球温暖化の防止対策の一つと考えられる海洋の中深層（深度約1,000m以深）への二酸化炭素海洋隔離の可能性の検討を行う。

2. 使用データ

風応力の算出は2つの衛星観測データ（NSCAT：1996年10月～1997年6月）、SSM/I：（1988～1998年）から算出し、モデルに適用した。風応力の算出にはバルク法を採用した。

バルク法とは地表面（海表面）と任意の高度における任意の時間間隔で平均化された諸量を用いてフラックスを評価する一手法である。フラックス算定式を以下に示す。

$$\tau_x = \rho C_D |V| u_a : \text{風応力の東西成分} \quad (1)$$

$$\tau_y = \rho C_D |V| v_a : \text{風応力の南北成分} \quad (2)$$

ここで、 ρ ：空気密度、 $|V|$ は風速の絶対値、 u_a 、 v_a は風速の東西、南北成分である（風速の値は10m高度で計測されたものを使用）。 C_D ：バルク係数（運動量に対する交換係数）、一般に風速、もしくは、風速と安定度の関数で定められたもの（安定度も、風速および水温と気温の差の関数であるが、衛星観測値は大気安定度を中立とみなすので安定度は考慮しない）。

また、バルク式中のバルク係数の算定には、Kondoが算出した以下の値を採用した。

$$\begin{aligned} 0.3\text{m/s} \leq U_{10} < 2.2\text{m/s} & \quad C_D \times 10^3 = 1.08 U_{10}^{-0.15} \\ 2.2\text{m/s} \leq U_{10} < 5.0\text{m/s} & \quad C_D \times 10^3 = 0.771 + 0.0858 U_{10} \\ 5.0\text{m/s} \leq U_{10} < 8.0\text{m/s} & \quad C_D \times 10^3 = 0.867 + 0.0667 U_{10} \\ 8.0\text{m/s} \leq U_{10} < 25.0\text{m/s} & \quad C_D \times 10^3 = 1.2 + 0.025 U_{10} \\ 25.0\text{m/s} \leq U_{10} < 50.0\text{m/s} & \quad C_D \times 10^3 = 0.073 U_{10} \end{aligned}$$

ここで、 U_{10} は10m高度の風速値。

本研究では、 C_D （バルク係数）の選定にあたり、微風時の取り扱いを細かく規定しているKondoの値を採用しているが、これは今回計算対象とした太平洋上の風速の平均値が熱帯地域（座標：南緯10度～北緯10度、東経120E～東経170E）、亜熱帯地域（座標：北緯30度付近、南緯35度付近）などの風が収束する地域でかなり小さな値となるために微風時でのバルク係数を細かく規定する必要があったためである。

水温・塩分データはJODC所蔵の1906年～1988年の約80年間の各層観測データを統合水温観測データのうちから、

東経100°～西経60°の区間のものを使用した。また、海底地形は、Canadian Hydrographic Serviceが発行したGeneral Bathymetric Chart of the Oceans (GEBCO)を使用した。

3. 計算海域・計算方法

計算海域は太平洋全域を対象とし、水平方向の計算メッシュは経緯度 $2^\circ \times 2^\circ$ （110E～70W, 60N～74S, C grid）である。鉛直層分割層は、第1層：10m、第2層：35m、第3層：75m、第4層：150m、第5層：300m、第6層：600m、第7層：1150m、第8層：2000m、第9層：3000m、第10層：4000m、第11層：5000m、の11層とした。

基礎方程式の座標系は水平方向に球面座標を用いている。

ここで、(3)は運動方程式、(4)は静水圧近似式、(5)は連続式、(6)はポテンシャル水温の保存式、(7)は塩分の保存式、(8)は状態方程式である。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) \vec{u} + w \frac{\partial \vec{u}}{\partial z} + f \mathbf{k} \times \vec{u} = \\ - \frac{1}{\rho_0} \vec{\nabla} p + A_H \vec{\nabla}^2 \vec{u} + A_V \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial z^2} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad (4)$$

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{u} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) \theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \\ K_H \vec{\nabla}^2 \theta + K_V \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} + \gamma (\theta^* - \theta) \end{aligned} \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial S}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla}) S + w \frac{\partial S}{\partial z} = \\ K_H \vec{\nabla}^2 S + K_V \frac{\partial^2 S}{\partial z^2} + \gamma (S^* - S) \end{aligned} \quad (7)$$

$$\rho = F(\theta, S, p) \quad (8)$$

ここに、 $\vec{u}$ ：水平流速ベクトル、 $\vec{\nabla}$ ：球面座標の水平ナブラ演算子、 $\vec{\nabla}^2$ ：球面座標の水平ラプラシアン、 w ：鉛直流速、 p ：圧力、 ρ ：密度、 θ 、 θ^* ：それぞれポテンシャル水温の計算値、ポテンシャル水温の観測値、 S 、 S^* ：それぞれ塩分の計算値、塩分の観測値、 f ：コリオリパラメータ、 g ：重力加速度、 γ ：補正項である。

また、 A_H : 水平渦動粘性係数 ($1.0 \times 10^7 \text{cm}^2/\text{s}$), A_V : 鉛直渦動粘性係数 ($1.0 \times 10^2 \text{cm}^2/\text{s}$), K_H : 水平渦動拡散係数 ($1.0 \times 10^6 \text{cm}^2/\text{s}$), K_V : 鉛直渦動拡散係数 ($1.0 \times 10 \text{cm}^2/\text{s}$) の値は和田らが計算で用いた値に基づいて設定した。

計算方法として、時間項はRunge-Kutta法を用い、移流項の差分形式は1次風上差分を適用する。また、圧力に関して陰的に離散化し、連続の方程式を満足させ、Poisson方程式を単純化するために、SMAC法を用いた。また、計算は非定常計算であるが、時間項が0に限りなく近づくまで行い、計算時間間隔 (Δt) はCFL条件を満たすような14400secを選定した。

今回計算を行ったモデルの特徴として、鉛直方向には初期で静水圧近似を仮定するものの、次のタイムステップ以降ではSMAC法の補正項により鉛直流速 w を求めるとした準3次元とし、rigid lid (海面の水位変動なし) を仮定している。

4. データ同化手法

塩分の保存式、ポテンシャル水温の保存式に Sarmiento and Bryan にない、計算値と観測値を同化させる項を導入した。

$$\gamma = \gamma_D + (\gamma_S - \gamma_D)e^{-z/h} \quad (9)$$

ここで、 γ_S : 海表面値 ($1/50\text{day} = 2.31 \times 10^{-7} \text{sec}^{-1}$), γ_D : 深水深での値 ($1/250\text{day} = 4.6 \times 10^{-8} \text{sec}^{-1}$), z : 計算深度, h : 500m である。

この (9) 式により、観測データは同化項を通じて連続的にモデルに同化される。すなわち、計算値が観測値からずれると同化項は大きくなり計算値を観測値に戻すように働く。

5. 流動解析結果

平均的な流動場を算出するために、観測期間の比較的長いSSM/Iデータ (1988年~1998年) から風応力を算出しこれを駆動力として、モデル計算で30年経過した結果について検討する。

また、NSCAT (Oct. 1996~Jun. 1997: 9ヶ月平均) とSSM/I (NSCATと同期間) という2つの衛星観測測器の違いがどの程度モデル流動解析結果に影響を与えるのかも同時に比較検討する。

a) 表層循環

図-1はSSM/I風速値から風応力を算出し、それをモデルに作用させ30年間計算を行った水平流動場 (水深

10m) の結果である。北赤道海流、黒潮、カリフォルニア海流、時計回りの北太平洋亜熱帯循環が再現されている。また南半球に目を移せば、南赤道海流、南極周極流、オーストラリア東岸流、反時計回りの南太平洋亜熱帯循環も再現されている。また、より詳細に見ていけば赤道反流、親潮、亜熱帯反流などの再現性も高いことが分かる。これらの計算結果は、Fujio, S., and N. Imasatoら⁸⁾⁹⁾が算出した循環パターンと類似している。

また、図-2は海上保安部の道田が約100個の漂流ブイの1987年~1994年データから日本近海の表面海流の平均場を算出したものであるが、これと比較しても黒潮・赤道反流・北赤道海流の位置等がほぼ一致していることが確認できる。

b) 赤道潜流

図-3は水深600mでの水平流動場である。この図から、ニューギニア東岸で東向きの流れが生じていることがわかるが、これは水深10mでの流向 (図-1) とちょうど逆向きの流れとなっている。このニューギニア東岸付近で流れが逆転している海流は赤道潜流として知られているが、この深さは2000m付近にまで及び、今回の計算では中深層の水平流動場の再現性も高いことがわかる。

c) 流動場の比較 (NSCATデータ、SSM/Iデータ)

流動計算はNSCATデータによるものとSSM/Iデータによるものの両ケース共にモデル時間で30年間行った。

図-4に水平流動場の差 (第1層) を示す。この図から、水平流動に関しては赤道付近で流動パターンが逆であったために、結果として流動の差が大きくなる海域が現れたが、基本的な循環では顕著な違いはなく、局所的に異なる場所はあるものの、流れ全体の傾向は同じである。一方、両データを使用して風応力を算出し、比較すると流動で差が生じる海域との一致は見られない。水平流動場の差が主に東西成分であったのに対し、2つの風応力の差は主に南北成分であった。これは、表層循環が海洋内部の様々な物理機構 (圧力勾配、コリオリ力、熱塩循環、etc.) によって支配されていることを示している。また、2つの風応力値の差が最大で約 0.4dyne/cm^2 であったのに対して流速場の差は最大約 6cm/s 程度と見積もられた。このことは、流れそのものは海洋内部の様々な物理機構に支配されるものの、外力条件として入力される風応力の規定を正確にしなければ流動場そのものが変化してしまう可能性を含んでしまうといえる。

次に表層水平流動の差が最も大きかった北緯1度の鉛直流動の差を図-5に示す。この図から、風応力の差による流動の変分は水平方向流速では表層600m程度に限られていることが分かる。

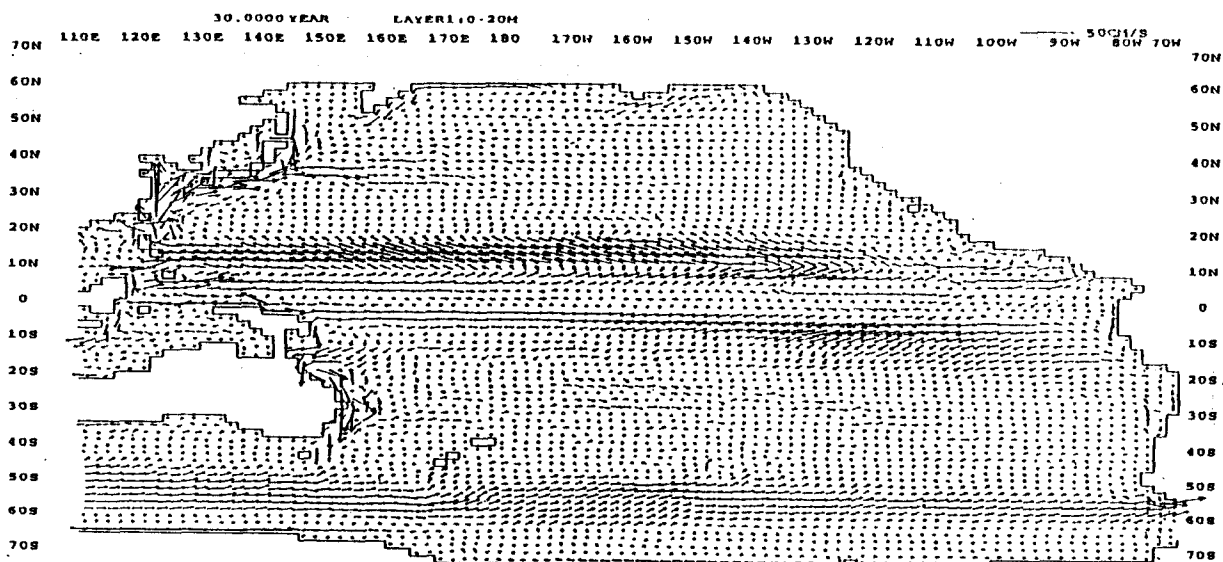


図-1 SSM/I データ（1988-1998 年）を使用した水平流動計算結果（水深 10m）

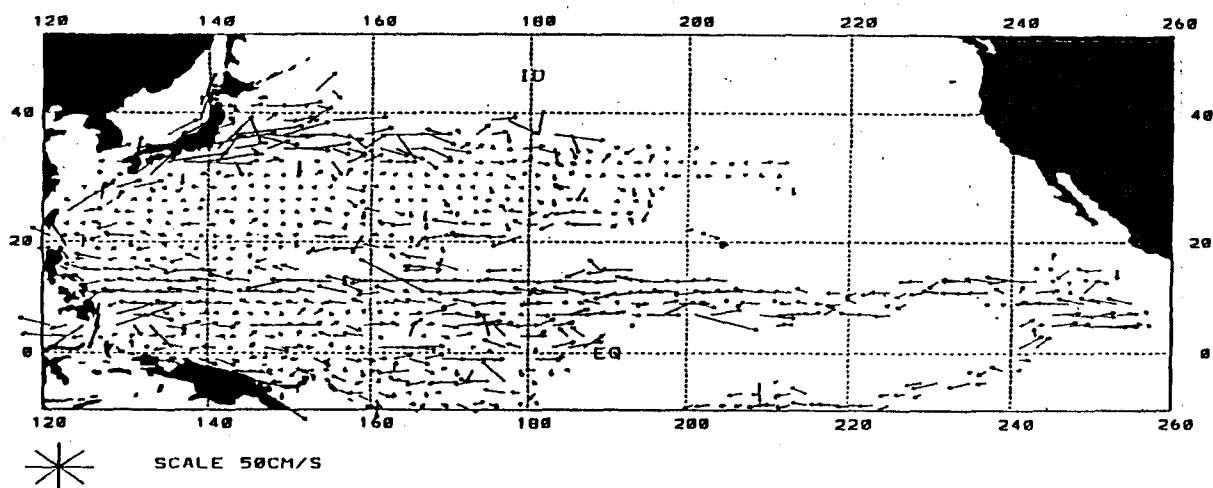


図-2 道田（1995）が算出した漂流ブイによる水平流動計算結果

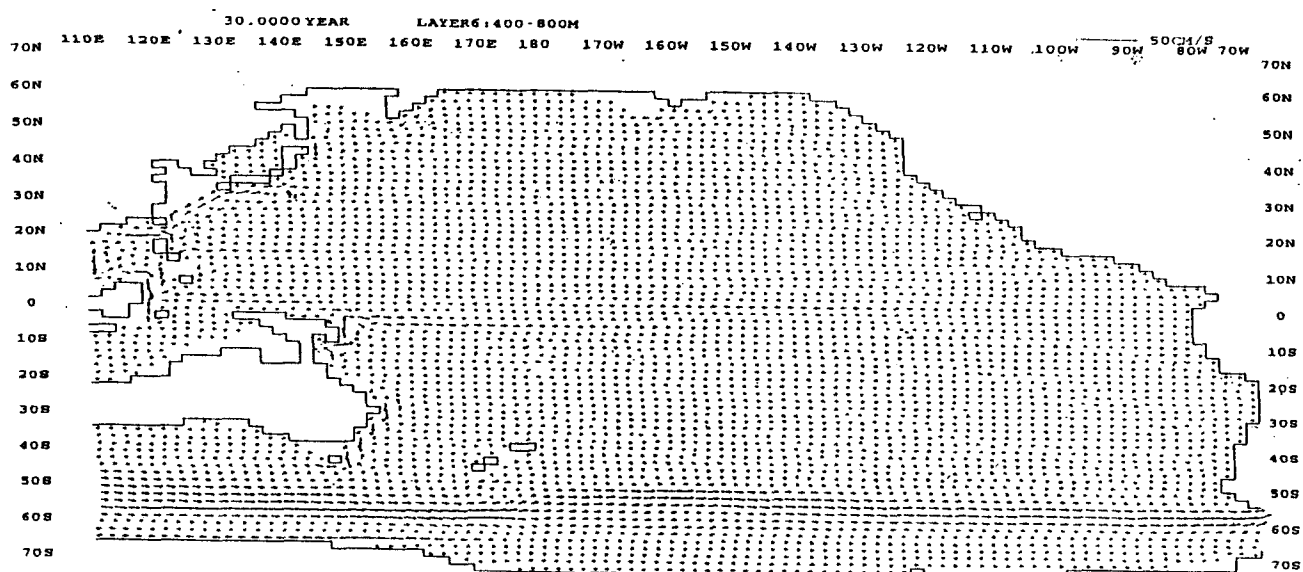


図-3 SSM/I データ（1988-1998 年）を使用した水平流動計算結果（水深 600m）

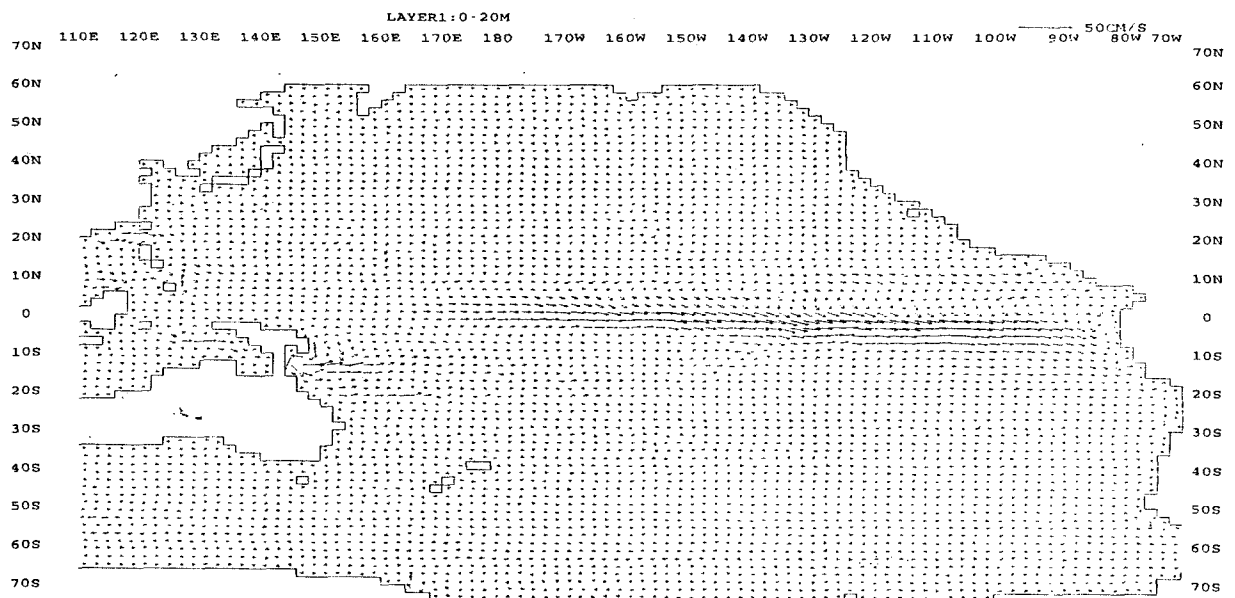


図-4 NSCAT データを使用した流動場と SSM/I データを使用した流動場の水平流動場の差（水深 10m）

6. 二酸化炭素の挙動追跡（粒子追跡）

近年、二酸化炭素（ CO_2 ）の増加による地球温暖化が国民生活に重大な影響を及ぼすものと強い社会的関心を集めている。 CO_2 の大気への排出抑制効果の一つとして、海洋の CO_2 の吸収能力を有効に活用することに着眼した CO_2 海洋隔離技術が注目されている。そこで、求めた流動場の中に液化二酸化炭素粒子に見立てた粒子（完全に海水に溶解しているものと仮定、大きさ等は無視し重力等の影響は受けないと仮定）を投入し、その挙動を把握することにより二酸化炭素（ CO_2 ）の海洋投棄の可能性について検証を行う。

この粒子追跡は、与えられた流速場と与えられた初期位置から任意の時間経過後の粒子位置を求めることを意味している。また、粒子の追跡日数はモデル計算上で300年としている。

$$\lambda^{n+1} = \lambda^n + \Delta t \frac{u(\lambda^n, \phi^n, \gamma^n)}{\gamma^n \cos \phi^n} \quad (10)$$

$$\phi^{n+1} = \phi^n + \Delta t \frac{v(\lambda^n, \phi^n, \gamma^n)}{\gamma^n} \quad (11)$$

$$\gamma^{n+1} = \gamma^n + \Delta t w(\lambda^n, \phi^n, \gamma^n) \quad (12)$$

ここで、 u, v, w ：経度、緯度、鉛直方向流速成分（m/s）、 λ, ϕ, γ ：経度、緯度、鉛直座標、 Δt は時間刻み幅を示す。

7. 粒子追跡結果

液化二酸化炭素海洋隔離が計画されているハワイ・コナ市沖で粒子を投入した場合、水深2000m以深ならば投入した粒子は表層には達せず海洋投棄の目的が達せられることが確認された。また、表層600m以浅に投入した粒子は海面フラックスの影響を敏感に受けやすく、温度躍層内でもあることから循環が激しくこの水深での海洋隔離は現実的ではない。また、深層（4000m以深）で投入した粒子は海底地形の影響を受け海底地形に沿って進むことが確認され、あまり深い層での海洋投棄も海底付近に存在する希少な生物の生態系を考慮すると好ましくないと推察される。これらの結果を図-6に示す。

液化二酸化炭素の海洋投棄を考える上で経済的に実現性の高い水深は1000m～1500m程度と考えられているが、この水深での粒子の挙動は複雑であり、算定された流れ場に大きく依存しているように推察された。

8. まとめ

本研究では、NSCATおよびSSM/Iによる海上風データを用いた海洋データ同化手法を実行し、太平洋の流動場を求めた。その計算結果は、既存の文献や道田（ブイ軌跡から求めた表面海流の平均場）の結果とほぼ一致している。特に親潮、インドネシア通過流、亜熱帯反流などの比較的流量が少ないとされる海流の再現性が良好である。しかし、赤道付近の表層の流れについては、文献のよう

な境界の区別が明確に再現されていない。今後、計算グリッドの細分化を進めていく必要があると考えられる。また、本モデルを計算させる上で、塩分・水温の保存式方程式に、項を付加させることでデータ同化の効果を入れているが、これが海流場を再現するのに有効な手法であることが示された。

NSCATデータとSSM/Iデータを使用した場合とでは、水平流動場では赤道付近でその差が最も大きく現れ、2つの風応力値の差（約 0.4 dyne/cm^2 ）に相当する流速場の差は約 6 cm/s 程度と見積られた。しかしながら、水平流動場での差が主に東西成分であったのに対し、風応力の両ケースの差は主に南北成分であり、風応力の差と流速場の差が現れる海域は必ずしも一致していないことが明らかになった。

鉛直方向では、2つの風応力値の差による影響はおおむね水深 600 m 程度であることも確認された。

このように十分定常状態である海洋の流れ場の中では海表面での風による作用よりも海洋内部の様々な物理機構によって支配されているものと推察される。

粒子追跡結果についてみると水深 2000 m 以下であれば、追跡期間を300年間程度とした場合、いずれの投入水深でも到達水深は 1000 m よりも深い水深となり、本研究の目的である液化二酸化炭素海洋隔離が十分可能であると示唆される。しかし、 2000 m 以浅ではいずれの投入水深（ 250 m 、 500 m 、 750 m 、 1000 m 、 1250 m 、 1500 m 、 1750 m ）でも海洋の表層部に到達してしまうことが確認された。

参考文献

- 1) Sarmiento, J. L., and K. Bryan, : An Ocean Transport Model for the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, 87, pp394-408, 1982.
- 2) 和田明、名古屋靖一郎、高野泰隆、菱田昌孝、川鍋元二：データ同化手法を用いた太平洋の流動解析、水工学論文集、第41巻、pp 521-528、1997.
- 3) Hellerman, S., and M. Rosenstein, : Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, pp 1093-1104, 1983.
- 4) Atlas, R., R. Hoffman, S. Bloom, J. Jusem and J. Ardizzone, : A Multi-year Global Surface Wind Velocity Data Set Using SSM/I Wind Observations, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, vol. 77, No5, pp 869 ~ 882, 1996.
- 5) J. R. Garratt : Review of Drag Coefficients over Oceans and Continents, *Monthly Weather Review* Vol. 105, pp 915~929, July 1997.
- 6) Kondo, J: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Bound.-Layer Meteor.*, 9, pp 91-112, 1975.

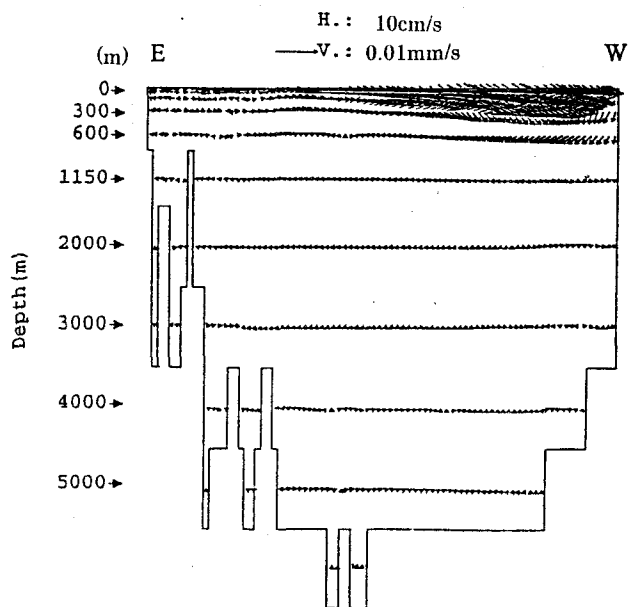


図-5 NSCAT データを使用した流動場と SSM/I データを使用した流動場の鉛直流動の差（北緯 1 度）

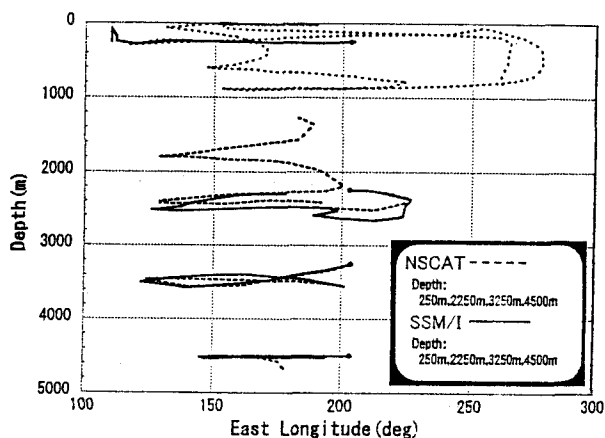


図-6 粒子(液化二酸化炭素)追跡結果:追跡日数 300 年

- 7) 道田豊：漂流ブイによる亜熱帯反流の観測、Report of hydrographic researches No.33 March 1997.
- 8) Fujio, S., T. Kadowaki, and N. Imasato: World Ocean Circulation Diagnostically Derived From Hydrographic and Wind Stress Fields 1. The Velocity Field, *J. Geophys. Res.*, 97, pp 11163 ~ 11176, 1992a.
- 9) Fujio, S., T. Kadowaki, and N. Imasato: World Ocean Circulation Diagnostically Derived From Hydrographic and Wind Stress Fields 2. The Water Movement, *J. Geophys. Res.*, 97, pp 14439 ~ 14452, 1992b.

(2000.10.2受付)