DMDF モデルによるオホーツク海流氷運動の数値予測

学生員 松 沢 孝 俊* 正員 山 口 一*
 正 員 林 昌 奎** 鈴 木 慎 介*
 正 員 加 藤 洋 治*

A Numerical Prediction with “DMDF” Model of Pack Ice Motion in the Okhotsk Sea

by Takatoshi Matsuzawa, *Student Member*, Hajime Yamaguchi, *Member*
 Chang Kyu Rheem, *Member* Shinsuke Suzuki
 Hiroharu Kato, *Member*

Summary

The Distributed Mass/Discrete Floe model, DMDF model, is a new numerical model for pack ice motion computation. This model expresses the ice floe collision by dividing the pack ice into many ice floe bunches in which ice floes are distributed uniformly: thus it can express the discrete nature of force transmission between the floes and also can treat a larger number of floes than a discrete element approach. This paper applies the DMDF model to the computation of one-week pack ice motion in the Okhotsk Sea of February 1994, transferring a large amount of data from the Japan Meteorological Agency, and then discusses the characteristics of the model and ice motion in this particular sea area.

The main conclusions are:

- (1) The DMDF model showed rigorous ice motion against the external forces such as wind and current.
- (2) The ice motion is determined mainly by the wind, but the local behavior is strongly affected by the current.
- (3) The interaction between the wind, ice and current is important, thus the coupled computation with the current is required to predict the ice motion more precisely.
- (4) Since the direction of shearing force due to wind is different from the wind direction by the influence of Coriolis force due to the earth rotation, the computed ice motion agrees better with the observation when the shearing force direction is deviated in clockwise direction.
- (5) The computed ice motion is compared with the buoy observation. The result showed fairly good agreement. It is recognized, however, that more accurate and detailed current data is necessary.

1. は じ め に

海水の数値計算モデルと言う場合、普通はモデルの対象によって二通りに大別される。その一方は海水の成長や融解を扱う熱力学的モデルであり、もう一方は海水の運動を扱う力学的モデルである。流水の運動を予測する力学的数

値計算モデルは、1960年代に Campbell¹⁾ が北極海の海水の移動の計算を試みたことに始まり、Coon et al²⁾, Thorndike et al¹³⁾, Hibler³⁾ と受け継がれ、最近では熱力学的な影響を含んだモデルが発展している。

力学的モデルをさらに分類すると、海水が空間に連続的に分布してその密度度と質量が保存されながら分布が変化する連続体モデルと、海水一つ一つの運動を Lagrange 的に追う個別要素モデルの二通りがある。連続体モデルは簡便で計算量も比較的少なく、広範囲にわたる海域の海水の分布をシミュレートするのに適しているが、狭い領域での海水の短期変動の解析にあたって重要な海水の離散的な特性の表現ができないという欠点がある。一方個別要素モデ

* 東京大学大学院工学系研究科船舶海洋工学専攻

** 東京大学生産技術研究所

ルではその欠点を克服するが、計算は複雑で時間がかかり、計算対象として扱える海水の数が限られる。

記号

- A_i : Total ice area in a bunch
- C_a : Friction coefficient between air and ice
- C_d : Friction coefficient between air and water
- C_w : Friction coefficient between ice and water
- dt : Time step for the computation
- E_z : Eddy viscosity in the depth direction
- f : Coriolis parameter
- F_i : Ice interaction force (internal stress)
- g : Acceleration of gravity
- $\vec{k}$: Unit vector in the depth direction
- M_i : Total ice mass in a bunch
- N_i : Number of floe rows in a bunch
- n_i : Number of floe rows to collide in a bunch
- $\vec{V}_a$: Wind velocity
- $\vec{V}_w$: Water velocity
- $\vec{v}_i$: Ice velocity
- μ_i : Ice/ice friction coefficient
- η : Water surface elevation
- ρ_a : Density of air
- ρ_i : Density of ice
- ρ_w : Density of water
- $\vec{\tau}_a$: Shear stress acting on a bunch due to the wind
- $\vec{\tau}_w$: Shear stress acting on a bunch due to the current

著者らの研究室で開発された Distributed Mass / Discrete Floe Model (以下 DMDF モデル) は、連続体モデルと異なって海水の離散的な影響を考慮でき、しかも個別要素モデルより計算に必要な時間が少ないという、両方のモデルの欠点を補った中間的なモデルである⁷⁾⁸⁾。今までにこのモデルの特性を試験するために回流水槽に於ける模擬氷の漂流試験と比較計算が行われ、実際とよく一致する良好な結果を得ている⁹⁾¹¹⁾¹⁰⁾。

本研究では、DMDF モデルをオホーツク海の短期流水運動予測に適用し、比較的広範囲にわたる計算対象についてのモデルの特性や有効性を考察した。計算海域は気象庁が観測および流水予測計算を行っているものと同一とし、計算格子や物理定数などの計算における諸条件もほぼ同じとした。

2. DMDF Model

2.1 海水の表現

DMDF モデルでは、海水の分布を計算格子毎に定義する氷群として表現する。氷群とは、ある代表的な大きさの同形矩形または円盤の氷盤の集合であり、一つの計算格子内

Fig.1 Introduction of Ice Bunch to Treat a Large Number of Ice Floes

に一つ定義する (Fig. 1)。氷群はその計算格子内の全ての氷盤を含む大きさとし、個々の氷盤は計算格子内の全氷盤の密度と氷厚を平均化したものとする。

2.2 氷群の運動

氷群は次の運動量保存式に従って移動する。

$$M_i(\vec{v}_i^{t+dt} - \vec{v}_i^t) = \int_t^{t+dt} (A_i \vec{\tau}_a + A_i \vec{\tau}_w - M_i g \nabla \eta - M_i f \vec{k} \times \vec{v}_i + \vec{F}_i) dt \quad (1)$$

左辺は計算時間間隔 dt の前後の運動量変化であり、右辺の積分内の各項はその間に氷群に与えられる力である。なお、現在のところ氷盤の回転は考慮されていない。

右辺の各項のうち、 $\vec{\tau}_a$ は風による剪断応力、 $\vec{\tau}_w$ は海水による剪断応力であり、これらは次のように与えられる。

$$\vec{\tau}_a = \rho_a C_a |\vec{V}_a - \vec{v}_i| (\vec{V}_a - \vec{v}_i) \quad (2)$$

$$\vec{\tau}_w = \rho_w C_w |\vec{V}_w - \vec{v}_i| (\vec{V}_w - \vec{v}_i) \quad (3)$$

また、 $-M_i g \nabla \eta$ は海面の傾斜による力、 $-M_i f \vec{k} \times \vec{v}_i$ はコリオリの力、 $\vec{F}_i$ は氷群間の内部応力である。ここで、内部応力とは氷盤と氷盤が衝突する際に働く相互作用力のことを言う。DMDF モデルの特徴はこの相互作用力の表現にあり、相互作用力は氷群の衝突の際の運動量保存から計算される。詳しくは既報⁸⁾⁷⁾を参照されたい。

氷群の変形、移動は、氷群の4つの辺の移動によって表現する。氷群は外力によって、あるいは周囲の計算格子の氷群から相互作用力を受けて変形、移動し、時には計算格子より流出する。計算時間間隔 dt 後に、周りからの氷の流入及び周りへの流出する量が決定したら、各計算格子で氷群の再構成を行う。DMDF モデルでは、このように氷群の変形、移動と再構成を繰り返すことで流水運動を計算している。

2.3 氷盤形状の影響

現在の DMDF モデルでは矩形氷盤と円形氷盤を扱うことができる。形状が円盤であると、密度の最大値が $\pi/2\sqrt{3} (<1)$ になるという条件がある。さらに氷盤が他の氷盤に衝突した際の相互作用力が作用の方向を変えて伝達される。すなわち、ある氷群が辺 E に相互作用力 F_i を受けたとすると、この氷群の中の氷盤が矩形盤ならば、辺 N, S に働く力は

$$F_{iv}^N = F_{iv}^S = 0 \quad (4)$$

Fig. 2 Ice Internal Force Acting between Floes

であるが、円盤の場合は

$$F_{iy}^N = -F_{iy}^S = \frac{n_{ix} F_{ix}^E (\cos \theta - \mu_i \sin \theta)}{4 N_{iy} \sin \theta + \mu_i \cos \theta} \quad (5)$$

となる (Fig. 2)。ここで μ_i は氷盤間の摩擦係数、 N_{iy} と n_{ix} はそれぞれ水群内の y 方向の氷盤の数と衝突に関与する x 方向の氷盤の数である。また θ は相互作用力と運動の方向とがなす角で、円盤が密集している場合を考えて 30° としている。

3. 数 値 計 算

3.1 計算に使用したデータ

本研究では、DMDF モデルにオホーツク海という複雑な境界条件を与えて計算を行った。境界及び計算格子は、気象庁がオホーツク海における水況予測に使用しているもの¹⁶⁾ (Fig. 3) と同一とした。

計算の初期値として与える海水の密度・氷厚は、気象庁が人工衛星や海上保安庁等から収集した観測データを基に予報のために用いているものを、あるいはそれを基に計算したものを用いた。密度は人工衛星と航空機に

よって観測ができるが、氷厚は観測が困難なため精度の良いデータが得られない。そのため氷厚は気象庁が予報のために計算したデータを流用することとした。また、計算領域の境界における条件として、海水は 0 次流出及び 0 次流入とした。ただし北の境界からは常に海水が流入するので、ここでは観測データの密度・氷厚を境界条件とした。

計算に必要な風のデータは、気象庁から得て使用した。気象庁では 1 日 4 回観測される気圧から 10 m 高度海上風を算出する。本計算ではこの風のデータを 1 次補間して用いている。

海流分布を必要とするところでは、気象庁が海上保安庁⁴⁾ および Wakatsuchi & Martin¹⁴⁾ を基に構築した海流図¹⁶⁾ (Fig. 4) を使用した。

海水の物理的性質等に関する諸定数は、Table 1 のように定めた。これらは過去の様々な研究により求められた代表的な値であり、特にこの海域に適する値が得られたものについては、それを使用することとした。

3.2 海流の扱い

海流図に示されているものは吹送流より下の海流である。海水に直接影響を及ぼすのは海面近傍の海流であるので、海水の運動に直接関与する海面での海水の流れをより正確に評価するため、海流を水深方向の多層モデルを用いて解析した。

各層の海水の運動方程式としては、海水の存在による自由表面の変化を考慮した 2 次元 Navier-Stokes 方程式を用いた。

Fig. 3 Computation Domain and Grid

Fig. 4 Ocean Current in the Okhotsk Sea

Table 1 Physical and Computational Parameters for Calculation

Density of Air : ρ_a	= 1.293[kg/m ³]
Density of Water : ρ_w	= 1025.9[kg/m ³]
Density of Ice : ρ_i	= 910.0[kg/m ³]
Acceleration of Gravity : g	= 9.81[m/sec ²]
Coriolis Parameter : f	= 1.10×10^{-4} [sec ⁻¹] (latitude $\phi = 45^\circ N$)
Friction Coefficient between the Air and Ice : C_a	= 0.001
Friction Coefficient between the Ice and Water : C_w	= 0.004
Ice/Ice Friction Coefficient : μ_i	= 0.3
Ice/Shore Friction Coefficient : μ_s	= 0.1
Representative Length of Floe : l_h	= 100[m]
Number of Layers in the Depth Direction : lw	= 5
Eddy Viscosity in the Depth Direction : E_z	= 0.03[m ² /sec]

3.2.1 鉛直方向の層の分割

広く深い海の上を吹くような風によって生ずる海水の流れを考えたとき、コリオリ力の影響によって、理論的には海面での海水の流れ方向が風の方向より 45° 右偏 (北半球) する。この吹送流は特に Ekman 吹送流として知られている¹²⁾。本モデルの海流の解析では海水を鉛直方向に数層に分割するが、各層の高さは Ekman 吹送流の水平方向の流量が各層で等しくなるように計算で決定している。

海水の流れ方向が海面での流れ方向と正反対になる水深を D_f とすると、

$$D_f = \pi \sqrt{\frac{2E_z}{f}} \quad (6)$$

となる。ここで E_z は鉛直方向の渦粘性係数であり、ここでは風速の関数で鉛直方向に一定であると仮定している。また f はコリオリパラメータである。実際的水深が D_f を超す場合に計算上の水深として D_f を使い、その時 $z=D_f$ における境界条件として Fig. 4 の海流図による流速を利用した。

3.2.2 海水の運動

海水は Ekman 吹送流の流速分布を用いて数層に分割されるが、各層 (k ; $k=1, \dots, k_m$) の境界での水平方向剪断応力は

$$\tau_b^{k-1} = -\tau_t^k = \rho_w E_z \frac{\partial v_w}{\partial z} \quad (7)$$

最上層の上面 ($k=1$, 海面) では

$$\tau_t^1 = A_i \tau_i + (1-A_i) \tau_a \quad (8)$$

という式で求められる。ここで、 E_z は鉛直方向の渦粘性係数、 v_w は海水の速度である。また、添字 b と t はそれぞれその層の下面と上面を意味している。上の式 (7) と式 (8) を下面と上面にかかる剪断応力とした 2 次元 Navier-Stokes 方程式と海水の連続式によって、海水流れが計算される。なお海底にあたる面では non-slip であるとした。

3.3 風による剪断応力の扱い

風が吹くことによる剪断応力の海水に対する作用方向は、海流に関する場合と同様に、コリオリ力の影響を受けて風向とは若干ずれる。理論的には 45° 右偏するが、現実には拡散の効果により偏角はそれより小さいと考えられる。本研究では試験的に、偏角が $0^\circ, 22.5^\circ, 45^\circ$ の 3 パターンについて計算を行った。

風の剪断応力自体は

$$\tau_a = \rho_a C_a |V_a| V_a \quad (9)$$

を用いて計算した。ここで空気と海水の間の摩擦係数 C_a を用いているが、この値は $Wu^{15)}$ による

$$C_a = (0.8 + 0.065 |V_a|) \times 10^{-3} \quad (10)$$

を採用した。

3.4 計算結果

3.4.1 計算対象期間の気象・海象

本計算では、初期条件として 1994 年 2 月 1 日のデータを用い、1 週間後の 2 月 8 日の氷況の予測計算を行った。以下に示すデータでは、時間に関しては全て日本時間午前 9 時のものに統一してある。Fig. 5 に 2 月 1 日の、Fig. 6 に 2 月 8 日の密接度の観測値を、また Fig. 7 に 2 月 1 日～7 日の風のデータの例を示す。ここでいう密接度とは、ある海域の海水面と海水に覆われている面積との比率を 0 (海水なし) ～1 (全域が海水) の値で表わしたものである。

この期間の密接度の変化としては、知床岬の付近で海水が押し上げられていることからわかるように、オホーツク海の流水は全体的に南東 (右下) に移動している。しかし流水域の東への拡大部分は密接度が低いのも特徴である。局所的に見るとサハリン西岸の海水が消滅しているが、

Fig. 5 Observed Ice Concentration on 1st February, 1994

Fig. 6 Observed Ice Concentration on 8th February, 1994

Fig. 7 Variation of Wind during 1st and 8th February, 1994

2月は熱収支を考慮すると海水は融解する傾向にあるので、これは熱の影響によるものと思われる。

風については1週間の変化がかなり激しいが、全体としては南、東南、東向きである。また、計算領域の東側の海上に強い風が吹くことが特徴である。

3.4.2 2月8日氷況の計算

計算条件を Table 2 に示す。

Figs. 8~10 は、それぞれ風の剪断応力の作用方向が 0° 、 22.5° 、 45° 右偏するとした場合の、2月8日の氷況についての予測計算結果である。これらの計算では、氷群内の氷盤

Table 2 Cases of calculation

Current	Floe Type	Direction of Shear Force due to Wind	Fig.No.
Interaction between the Wind, Ice and Current	rectangle	same as the wind	Fig.8
		22.5° right	Fig.9
		45° right	Fig.10
No Interaction	rectangle	22.5° right	Fig.11
	disk	22.5° right	Fig.12

Fig. 8 Calculated Ice Concentration on 8th February, 1994; Rectangular Floe Model. The direction of shearing force due to wind is the same as that of the wind.

Fig. 9 Calculated Ice Concentration on 8th February, 1994; Rectangular Floe Model. The direction of shearing force due to wind is deviated by 22.5° in clockwise direction from the wind.

Fig. 10 Calculated Ice Concentration on 8th February, 1994; Rectangular Floe. The direction of shearing force due to wind is deviated by 45° in clockwise direction from the wind.

Fig. 11 Calculated Ice Concentration on 8th February, 1994; Rectangular Floe Model. Stationary Current (No Interaction between Current, Ice and Wind), The direction of shearing force due to wind is deviated by 22.5° in clockwise direction from the wind.

は矩形盤としている。

また、海流については海流図による海流が定常に流れているとして、風や氷との干渉を考慮しない計算も行った。ただし風による剪断応力の作用方向は 22.5° 右偏としている。さらにこの計算では、氷盤の形状が異なる場合も計算した。Fig. 11 は氷盤が矩形盤の場合、Fig. 12 は氷盤が円盤の場合の計算結果である。

風の剪断応力の作用方向が異なる3通りの計算結果 (Figs. 8, 9, 10) に表れている特徴として、いずれも海水が南東方向に移動するという傾向を示し、またサハリン西岸の海水は実際と異なり広く拡散していると言える。中でも風と同じ方向に力が作用する Fig. 8 では北東の海上での海水の拡散が大きく、これが力の作用方向を右偏すると観測 (Fig. 6) に近づくようにまとまるのがわかる。しかし北海道の北東の海域ではむしろ偏角が大きいと海水が減少するので、その意味では偏角を 22.5° とした Fig. 9 が最もよく実際と合致していると言えよう。このことは、実際の偏角が理論値 45° より若干小さくなるという従来の考察結果 (例えば Sverdrup et al¹²⁾) とも一致している。

海流を定常とすると、計算に要する時間は $1/2$ から $1/3$ になる。実績としては、Sun SparcStation 10 を用いて、海流が定常の場合が4時間、海流を多層モデルを用いて計算した場合が10時間を要した。計算結果の Fig. 11 については、深層流の向きの影響を受けて海水の分布が複雑になっているのがわかる。実際、海流図にある渦の影響が顕著に表れている。しかし陸地に近い場所ではむしろ、海流を多層モデルで計算した場合よりも観測 (Fig. 6) に良く合致し

Fig. 12 Calculated Ice Concentration on 8th February, 1994; Disk Floe Model. Stationary Current (No Interaction between Current, Ice and Wind), The direction of shearing force due to wind is deviated by 22.5° in clockwise direction from the wind.

ている。

氷盤が矩形の場合 (Fig. 11) と円盤の場合 (Fig. 12) について比較すると、密度度が 0.8 付近の場所で分布が異な

っているのがわかる。しかし全体的には、氷盤形状の特徴を表すような大きな差は表れていない。

3.5 アルゴスブイの軌跡との比較

北海道大学の青田昌秋教授らは、流水にアルゴスブイを埋め込み、その発信する電波を人工衛星で受信することによって北海道に達する流水の動きを追跡する調査を行った⁹⁾。この調査のデータによると、1994年2月にはブイはちょうど本研究の計算領域内で移動しており、計算と比較するには適当であった。

この比較を行うために計算対象期間を1ヶ月に延長し、2月2日のブイの位置から速度を積分することで計算上のブイの軌跡を求めた。計算条件としては風の剪断応力を22.5°右偏とし、海流解析をするものとした。実際のブイの軌跡と計算上の軌跡とともに Fig. 13 に掲げる。

ブイは2つあり、2月1日にはほぼ同じ位置にあったがそれ以降は全く異なった挙動を示している。西側のブイ A は平均 0.79 kt という比較的速度で南下しており、また東側のブイ B は特徴的な時計周りの渦を描きながら徐々に南下している。それに対して計算結果では、どちらのブイもゆっくりと滑らかに南下していることが見てとれる。

4. 考 察

4.1 海水の広がり

海流解析をした計算による海水の分布は、全体的に南東の方向に移動した。計算した期間での風の方向を見ると明らかなように、これは海水の運動方程式を構成する2つの

剪断応力(風による τ_a と海水による τ_w) が海水の運動方向に対して支配的であるということを示している。また、風の剪断応力の作用方向を変えると、特に密接度の低い氷縁についてその影響が良く表れた。

密接度の低い氷縁では水群内の氷盤の衝突が少なく、本来ならば偏角なしの場合 (Fig. 8) の示す通り海水の拡散が大きくなる。しかし風剪断応力の作用方向に偏角を与えると、拡散が押さえられて観測に近づく。このことは、実際の海水の運動にもこの偏角の影響が少なからず存在することを示していると言える。

偏角が理論の通り 45° とすると氷域の拡大が大きいようであり、これは多少少なく見積もるのが適当である。実際にも境界層内の混合の影響によって偏角が小さくなることは妥当と考えられる。どの程度の角度が適当かを推定するには、以後このような数値計算の結果と観測データを数多く比較することが必要と思われるが、本計算の 22.5° は一つの指標となりうるであろう。

計算結果の海水の広がりについては、熱の影響は当然無視できない。別報⁵⁾ ではこれについて論じている。しかしその他にも、本計算のモデルでは氷盤の回転を考慮していないので、並進の運動量が余計に計算されていることも拡散の原因のうちと考えられる。

4.2 サハリン西岸

サハリン西岸の窪みに吹き溜まりのように密接度の高い部分が見られるが、これは計算対象期間の1週間では、概して風は南東方向に吹いたことを示している。海流を多層モデルを用いて解析した計算 Fig. 9 とそうでない計算 Fig. 11 とを比較すると明らかなように、サハリン西岸の海水が南下するのは計算対象期間を通じて南方に吹く風の影響である。この海域では Fig. 4 のように海流は北向きであり、海水は海流と風の大小関係によって移動するというのが言える。

観測結果 (Fig. 6) によると、この海域では氷縁は計算期間の1週間でさほど変化せず、海流と風による力が拮抗していたことが窺われる。海流を解析した計算では多少風の影響を過大評価したようであるが、この海域の計算の精度を向上させるためには、風や海流の振る舞いについて地形的な特性等を十分考慮したデータを用いる必要があると思われる。

4.3 海流による局所的な影響

海流を定常とした計算 (Fig. 11) では、かなり複雑な密接度分布となった。これは海流 Fig. 4 の渦分布や局所的な特徴に対応しており、海流の影響がそのまま計算結果に表れたということになる。観測結果 (Fig. 6) では密接度分布はほぼ一様であり、観測の解像度を信頼できるものとするれば、海水の運動の数値計算において海流として海流図にあるデータをそのまま用いると、計算結果に実状と異なる特徴が現れる恐れがある。

Fig. 13 Trace of the Argo Buoys and Calculation

一方海流を解析した計算では、海流図の局所的な特徴の影響をそれほど受けておらず、また剪断応力の偏角を適当に定めれば海水の広がりかたにも矛盾はないと言えるので、Ekman 吹送流を考慮した多層モデルにより海流を計算する手法は、海水の運動の数値解析に相当であると考えられる。

4.4 アルゴスブイとの比較

全体として計算によるブイの動きが小さいのは、海流の影響をそれほど反映していないことと、ブイの位置が比較的高密度の領域に含まれていることによると考えられる。それに対して実際のブイは氷縁に含まれ、海水同士の相互作用力をあまり受けずに自由に移動していたと思われる。実測の東側のブイ B は海流図 (Fig. 4) にあるオホーツク海中央の渦の影響をその軌跡に反映しており、特にそのことを示唆している。

上のような相違の原因としては、計算では約 1 ヶ月間の流水の変化を扱ったにも関わらず熱的な影響を考慮していないので、ブイの位置が密度の高い水域に含まれてしまったということも考えられよう。もともと DMDF モデルに氷域の拡大する傾向があるということも無視できない。また、西側のブイの軌跡からもわかるように、データになかった強い南向きの海流が存在していたか、あるいはブイが氷と離れて漂流してしまった可能性もある。しかし傾向としては実測も計算も同じような曲線を描いており、モデルのチューニングをし、精度の高いデータを用いることでさらに現実に近い軌跡が計算できると思われる。

氷縁付近に設置されたブイは長期間漂流することで氷より離れ、あるいは完全に氷域と分離した流水に運ばれて、最後まで氷域の位置を示しているとは言い切れない可能性がある。今回使用したデータのブイはそのような状況にあったと考えられるが、それはそれで海流の様子や風の影響を詳しく知る良い手がかりであり、このような研究の有益性は高く評価することができよう。一方、長期的な予測に不可欠なパラメータには観測の困難なものもあり、その際このようなモデルによる数値計算を観測データの補間等に利用することも有効な手段であろう。

5. ま と め

本研究では、力学的な流水運動の数値計算を行うモデルの一つである DMDF モデルを用いて冬期オホーツク海の流水運動をシミュレートし、数種のケースの比較計算を行った。その結果、比較的広範囲で複雑な境界条件における DMDF モデルの有効性が確かめられた。またそれと同時に、この海域の流水運動の特性の一部を推測することができた。

数値計算では 1994 年 2 月 1 日の海水分布を初期条件とし、気象・海象データを考慮しながら 2 月 8 日までの計算を行った。その結果、計算結果は観測された氷況の動向と

同様の動きを示した。また海流を定常と仮定した場合の計算では、海流の影響を必要以上に受けて現実と離れる結果が得られた。以上より、流水運動は主に風によって支配されること、また数値モデリングにあたっては海流との連成を含めた考慮が必要であることがわかる。

風の剪断応力は、コリオリ力の影響でその作用方向が風の方向より偏位する。その偏角は境界層内の混合の影響で理論値の 45° より小さいと考えられているが、 22.5° とした計算結果は現実によく合う傾向を示した。

計算では海水分布の氷縁が多少拡大する傾向にあるが、これは熱の影響、風応力の偏角の影響と共に DMDF モデルが氷盤の回転を考慮していないためと考えられ、今後のモデルの改良すべき点である。

DMDF モデルは合理的な流水運動を示し、観測結果とも割合良好に一致する。計算海域に対して詳細なデータを得てモデルのチューニングを行えば、予測計算に用いるモデルとして十分実用に適うであろう。他にも経験的な定数の推定や実現現象の把握に用いるなど、研究用としての応用も期待できる。

謝 辞

本研究は、北極海航路調査研究 INSROP (International Northern Sea Route Programme) の Project No. I. 6. 2 の一環として行われたものである。関係各位に厚く御礼申し上げます。

気象庁海上気象課の方々には、気象・海象の貴重なデータを多数利用させていただき、また技術的な相談にも快く応じていただいた。ここに深く感謝いたします。

北海道大学低温科学研究所附属流水研究施設長の青田昌秋教授には、公表前 (当時) にも関わらずアルゴスブイの貴重なデータを提供していただいた。厚く御礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Campbell, W. J.: "The wind-driven circulation of ice and water in a polar ocean" *J. Geophys. Res.*, Vol. 70, No 4 (1965), pp. 3279-3301.
- 2) Coon, M. D., R. Colony, R. S. Pritchard, and D. A. Rothrock: "Calculation to test a pack ice model" *AIDJEX Bull.*, Vol. 31 (1976), pp. 170-187.
- 3) Hibler III, W. D.: "A viscous sea ice law as a stochastic average of plasticity" *J. Geophys. Res.*, Vol. 82 (1977), pp. 3932-3938.
- 4) 海上保安庁: "日本近海海流統計図", (1983).
- 5) Matsuzawa, T., H. Yamaguchi, C. K. Rheem, S. Suzuki and H. Kato: "An application of "Distributed Mass/Discrete Floe" model for the prediction of pack ice motion in the Okhotsk Sea" *Proc. 11 th Int. Sym. Okhotsk Sea&Sea Ice*, (1996).
- 6) 望月重人, 青田昌秋, 高塚徹, P. A. Truskov: "アルゴスブイによるオホーツク海流水の漂流観測" 第

- 10 回北方圏国際シンポジウム, (1995).
- 7) Rheem, C. K., H. Yamaguchi and H. Kato: "A Distributed Mass/Discrete Floe model for rheology computation of pack ice consisting of disk floes" *Pro. 4th Int. Conf. ISOPE*, Vol. 2 (1994), pp. 458-465.
- 8) Rheem, C. K., H. Yamaguchi and H. Kato: "Numerical simulation of rectangle ice floes movement using a Distributed Mass/Discrete Floe model" *J. Soc. Naval Arch. Jpn.*, Vol. 175 (1994), pp. 151-159.
- 9) 林昌奎: "離散的な特性を考慮した流水運動の数値モデルの研究", 東京大学博士課程学位論文, (1994).
- 10) Rheem, C. K., H. Yamaguchi and H. Kato: "Investigation on characteristics of pack ice motion with Distributed Mass/Discrete Floe model" *J. Soc. Naval Arch. Jpn.*, Vol. 177 (1994), pp. 131-139.
- 11) Rheem, C. K., H. Yamaguchi and H. Kato: "Drift Tests of Model Floes in a Circulation Water Channel" *Proc. INSROP '95*, (1995).
- 12) Sverdrup, H. U., M. W. Johnson and R. H. Fleming: "The ocean" Prentice-Hall Inc., Englewood Cliffs, NJ, (1942), pp. 489-503.
- 13) Thorndike, A. S., D. A. Rothrock, G. A. Maycut and R. Colony: "The thickness distribution of sea ice" *J. Geophys. Res.*, Vol. 80 (1975), pp. 4501-4513.
- 14) Wakatsuchi, M. and S. Martin: "Water circulation in the Kuril basin of the Okhotsk sea and its relation to eddy formation" *J. Oceanogr. Soc. Jap.*, Vol. 47 (1991), pp. 157-168.
- 15) Wu, J.: "Wind-stress coefficients over sea surface from breeze to hurricane" *J. Geophys. Res.*, Vol. 87 (1982), pp. 9704-9706.
- 16) The Maritime Meteorological Division: "A numerical sea ice prediction in the south part of the Okhotsk" *Geophys. Magazine*, Vol. 44 (1993), pp. 143-155.
-