



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	レーダーによる流氷の動きの観測
Author(s)	田畑, 忠司; TABATA, Tadashi; 青田, 昌秋 他
Citation	低温科学. 物理篇, 27, 295-315
Issue Date	1970-03-31
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18119">https://hdl.handle.net/2115/18119</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	27_p295-315.pdf



## レーダーによる流氷の動きの観測<sup>\*,\*\*</sup>

田畑忠司 青田昌秋

大井正行 石川正雄

(低温科学研究所)

(昭和44年8月受理)

### I. 序 言

北極海や南極地域の周辺の海では一年中海の氷がみられるが、そのほかに冬季間だけ凍結する海面もきわめて広く、いわゆる流氷が見られる海の面積は、世界中の海の総面積のおよそ10%に達する。これらの海域での流氷の限界、その大まかな発達・減衰の状況は、古くには沿岸や船舶上からの観測によって、また最近では航空機、人工衛星による観測などによって可成り良く知られるようになった。しかしこれらの仕事は、大まかな流氷の分布図を1日あるいは数日もしくはそれ以上の間隔で作製するにとどまっている。したがって、その結果から得られる流氷の動きは極く大まかなものである。

流氷の動きは、周知のように、その水面上の部分に働く風の力と、水中部分に作用する水の力と、地球自転の転向力によって支配される。ところが、流氷の水面上および水中の部分の形や大きさは共にきわめて複雑多岐である。このため、詳細に見れば流氷の動きはきわめて複雑である。北氷洋のような広大な海面における大まかな流氷の動きについては可成り良く知られているにも拘わらず、流氷の動きに関する基礎的な測定・研究はきわめて少なく、福富・楠・田畑等<sup>1)</sup>による1951年の測定と近年のJohanessen等<sup>2)</sup>による試みがあるにすぎない。

北海道のオホーツク沿岸沖における流氷の分布を詳細に観測し、その動きに関する基礎的研究を行なうために1967年に紋別市郊外の紋別山山頂に流氷観測レーダーが設置された。それを利用した観測結果の一部については既に報告した<sup>3)</sup>。その後1968年に網走市能取岬、1969年に枝幸町徳志別山にそれぞれ流氷観測レーダーが設置されて流氷観測レーダー網が完成し、北海道のオホーツク海沿岸沖50~70kmの範囲の流氷状況が詳細に観測できるようになった。

この報告では、これらのレーダー網の概略をのべ、観測結果の一部について報告する。

### II. 流氷観測レーダー網の概要

1967年2月、紋別市に設置された紋別レーダーの装置の系統図はすでに示したが<sup>3)</sup>、完成したレーダー網の系統図およびレーダー装置諸元は第1表のとおりである。

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第992号

\*\* 北海道大学低温科学研究所流氷研究施設 研究報告 第9号

第1表 流水観測レーダー網系統図および装置の諸元

局名	枝幸・紋別レーダー			網走レーダー	
	枝幸局 枝幸町徳志別山 海拔 440 m 枝幸町徳志別から 5 km	大山局 紋別市大山 海拔 300 m 紋別市街より 9 km	流水研 レーダー室 紋別市南ヶ丘	美岬局 網走市美岬 海拔 220 m 網走市街より 12 km	台町観測所 網走市台町
空中線 ビーム幅 電波 パルス幅	籠型 開口径 3.6 m 水平 1 度 垂直 3 度 5540 MHz 40KW .1 μs	同 左 同 左 同 左 0.2 及び 1 μs		同 左 同 左 同 左 1 μs	
遠隔操作・制御・ 通話用超短波回線					
レーダー映像・ 監視信号伝送用 レーダーリレー回線					
制御項目	3局共通： 空中線回転，レーダー装置動作，AFC の ON・OFF；監視信号，通話呼出信号の送出；レーダー装置の同調，利得，STC の連続制御				
監視項目	3局共通： 局舎扉開閉，調整中，送信状況 レーダー B 電圧 レーダーリレー回線電圧 局舎内温度				
テレメーター	風向・風速				
開局	昭和44年1月17日	昭和42年1月20日 昭和44年1月17日変更再免許		昭和43年2月9日	

注 表中の無符号の数字は周波数 MHz をあらわす。

表に示したように、紋別・枝幸両レーダーはいずれも紋別市内の流水研究施設から遠隔操作され、また得られた流水情報は流水研に無線伝送されて、そこで観測される。網走レーダーは網走市内の観測室において遠隔操作および観測が行なわれるようになっており、必要な場合にはその流水情報が紋別市の流水研に有線写真電送される。(網走レーダーによって得られた流水情報が直接流水研に伝送されないのはレーダー映像伝送の技術上の難点によるものである。)

### III. 流氷量の日変化

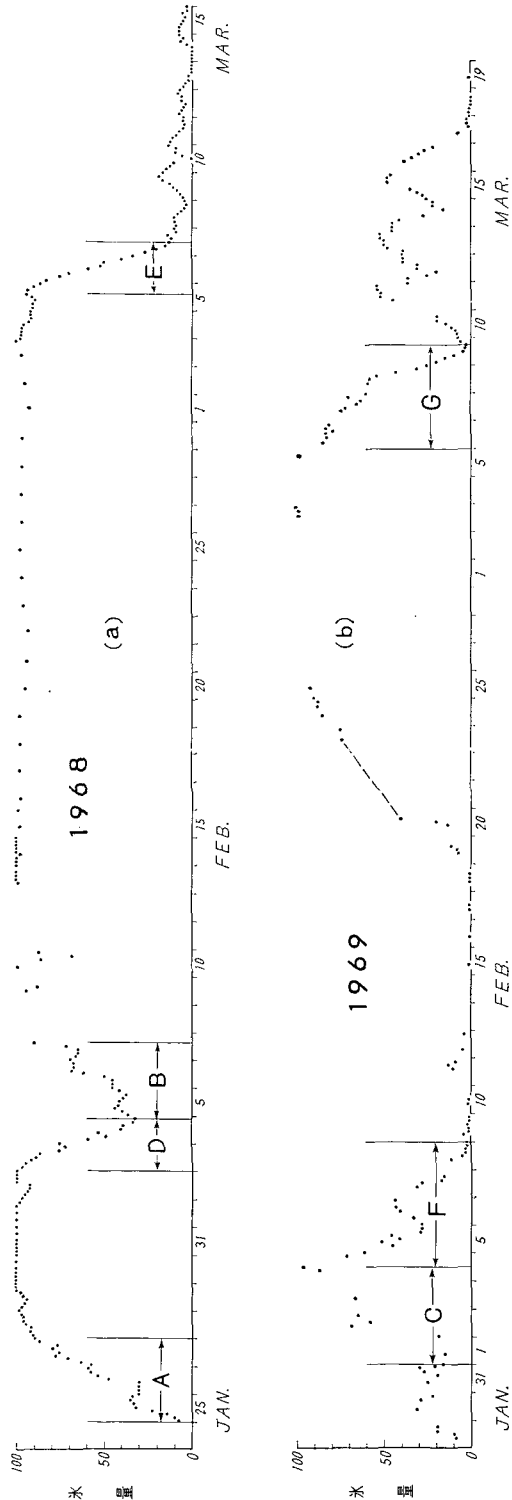
レーダーによる観測海面のうち、紋別レーダー局を中心とする半径 20 哩 (37 km) 以内の海面のみに着目し、その円内を流氷が完全におおったときに流氷量 100 とし、流氷が全くないときに流氷量 0 としたときの流氷量の日変化を 1968, 1969 年の冬季について示したものが第 1 図である。

1968 年には流氷が 1 月 25 日から急激に増加し、2 月初旬に一時的に急減したが再び増加して、3 月 5 日まで優勢であった。3 月 7 日には流氷の大部分が退去してしまい、その後は僅かに痕跡をとどめる程度であった。1969 年には 2 月初旬に一時的に流氷量が増加したが、その後消失し、優勢な流氷がみられたのは 2 月下旬から 3 月上旬にかけてのみであり、その後増減をくり返し、3 月 17 日には殆んどみられなくなった。紋別沖の半径 20 哩の海面内の流氷の積算面積を考えると、1969 年のそれは 1968 年のおよそ 1/2 強であった。

第 2 図において、特に 1968 年度には流氷量はほぼ単調にしかも急激に増加もしくは減少しているが、1969 年には、流氷量の増減は必ずしも単調ではないことに気付く。

#### 1. 流氷量の増加と風の関係

流氷は主として風と海潮流によって運動するのであるが、紋別沖における冬季の海潮流については、沿岸に沿って南東方向に向う流れがあるらしいということが知られているにすぎない。流氷が急激に増加した第 1 図に示した A, B, C の 3 期間について、風向・風速と流氷の増



第 1 図 紋別における流氷量の日変化 (1968, 1969 年)

加との関係を求めてみた。

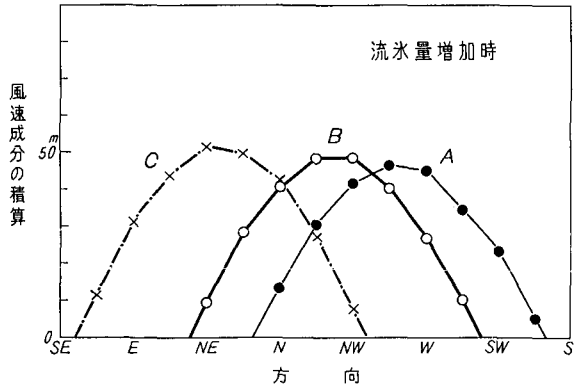
風向・風速としては紋別測候所で観測された3時間ごとの値を用いた。ある流水増加期間にどの方向に風がもっとも卓越していたかを知るために、各時刻に観測された風の16方向の各分速を求め、上記A, B, Cの各期間毎に積算した結果が第2図である。

図から明らかなように流水増加時の風の成分は広い範囲に分布しているが、期間Aでは西および北西の成分が、Bでは北北西および北西、Cでは北東の成分が顕著であることがわかる。期間AとCでは、もっとも卓越した風の方向がそれぞれ西と北東で135度も異なるにも拘わらず、ともに流水量が増加している。当時の流水分布図から流水の襲来方向を読みとって風向と比較したのが第3図である。

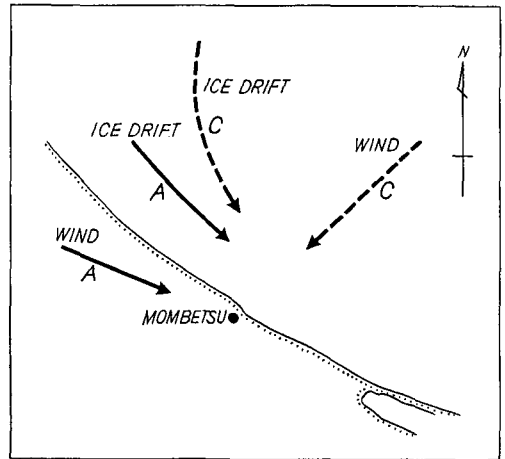
すなわち、期間Aのときには流水が海岸線に平行に北東方向から襲来し、Cのときには反時計まわりの運動をしながら紋別沖に襲来した。流水の運動方向は海流がない場合に北半球では風下から右に偏する筈である。期間Aの場合の流水の動きはこの法則と一致している。しかし、Cの場合には逆に風下より左偏して流れている。当時紋別より北の沿岸では流水は岸から遠くはなれていた。それゆえもし風のみで流水が動くとなると北東乃至東の方向に動いた筈である。しかし実際には第3図のように動いた。したがって、沿岸に沿って南東方向に向う顕著な海水の流れがなければ、Cの場合の流水の動きは起こり得ないことになる。すなわち、流水の動きが沿岸沿いの南東流の存在を示唆している。

第2図に示したように、期間Aの場合には流水量の増大と西北西成分の風の関係が大きいので、同期間中の紋別における3時間毎の西北西の風速成分と3時間毎の流水量増加速度を比較した結果が第4図である。ここで第1図に示した定義による流水量をIとする。この図から次のことがわかる。すなわち、1) 流水量増加速度  $\Delta I/\Delta t$  (但し  $\Delta t=3$  時間) は風速にあまり関係しない。2) 風速が殆んど零のときでも  $\Delta I/\Delta t$  が増加している。3) 同じ風速でも  $\Delta I/\Delta t$  が負の場合がある。これと全く同じ傾向が他のB, Cの期間についてもみられた。

すでにのべたように、AおよびCの期間には流水は海岸線に平行に南東方向に移動して



第2図 流水量増加時の種々の方向の積算風速成分



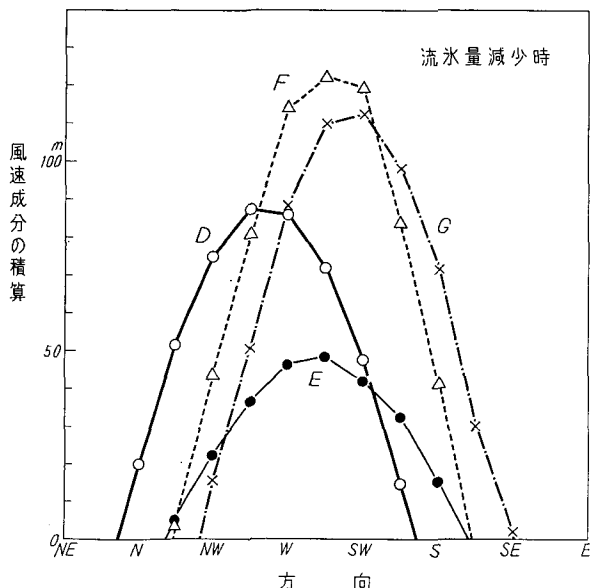
第3図 流水の襲来増加の様態と風の関係 (第1図の期間AおよびC)

きた。また期間 B でも同様であった。したがって、上記 2) の結果は、当時紋別沖には流氷を運ぶような海潮流が存在していたことを示している。流氷は海岸線と平行に動いている。流氷が海流のみで運ばれるときにも、流氷の流向は海流の流向より、北半球では、右偏する筈であるから<sup>4)</sup>、当時の海潮流は海岸線の方角かあるいはそれよりいくらか東を向いていたものと考えられる。このような海潮流が存在したとするとすると、第 4 図の例のように風速があまり大きくないときには、流氷の動きは主として海潮流に支配されるので、上記 1) のような結果を生ずることが充分うなづける。この観測時の流氷は密流氷ではなく、大小さまざまな氷湖（氷野内にある氷のない海面）を有する所謂疎な流氷野であった。このため、流氷は全体としては単調に南東方向に流れていたが、流氷量  $I$  は必ずしも単調増加せず、3) のような結果を生じたものである。

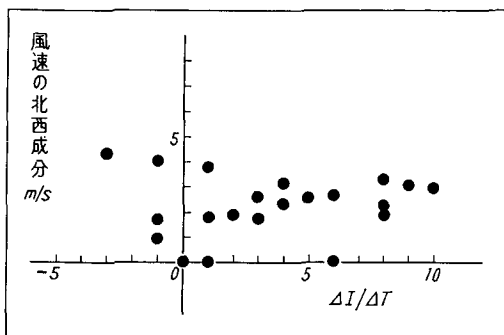
以上の流氷増加時の 3 例から、紋別沖では、北西から北東にいたる広い範囲の風によって流氷の襲来がおこることがわかった。また、流氷襲来時の 1 月下旬には、紋別沖には南東に向う顕著な流れが存在することもわかった。

2. 流氷量の減少と風の関係

流氷量の増加の場合と全く同様にして、流氷量が著しく減少した第 1 図の D, E, F, G の各期間毎に 16 方位の風速成分の積和を求めたのが第 5 図である。明らかに流氷量減少時の流氷量減少の風向に対する依存度は流氷襲来時のそれよりも著しく、しかもその風向範囲は南西乃至西北西であって、流氷増加時の第 2 図の風向範囲よりは少しせまい。



第 5 図 流氷量減少時の種々の方向の積算風速成分



第 4 図 1968 年 1 月 25 日～27 日のあいだ（期間 A）の西北西の風速成分と 3 時間ごとの流氷量増加速度  $\Delta I/\Delta t$  との関係

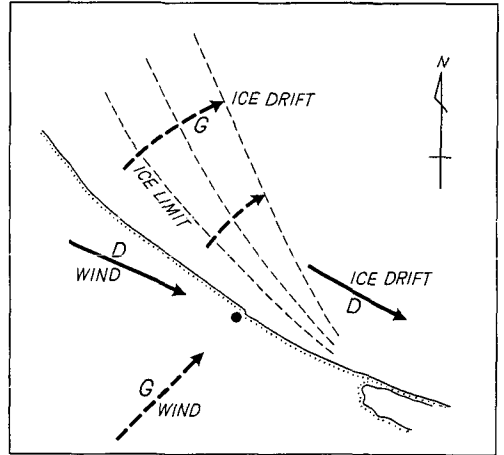
第 5 図の両極端をなす D, G 両期間について、流氷の退去の様子と風向との関係を示したのが第 6 図である。D の期間のときには海岸線にほぼ直角であった流氷の北限線がそのまま南東方向に平行移動しながら流氷が限去した。G の場合には紋別より南の沿岸には流氷が接岸して全く移動せず、図に示したように、開水面が紋別の南東 10 哩附近を中心とする扇形に広がりながら流

水量が減少した。その他の期間ではこの両者がまじりあった形で流水量が減少した。

流水量の急激な減少がおこったのは、いずれも2月初旬と3月上旬のあいだであり、流氷が融解して減少することは考えられない。

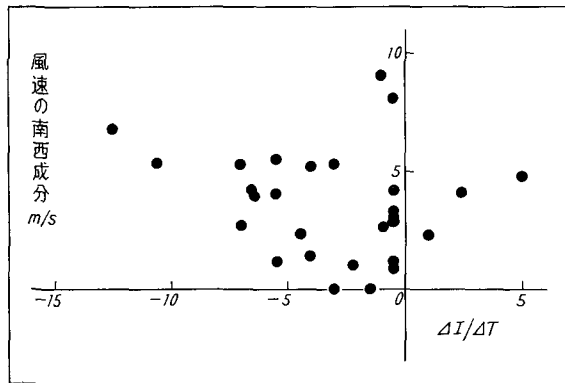
紋別沖の流氷が減少し得るか否かは風や海潮流のみでなく、他の海域の開水面の如何に関係する。したがって、流氷退去はいつも第6図の例の如きであると云うことはできない。

第5図から期間Gでは、流水量の減少は南西の成分の風のときにもっとも著しい傾向がみられる。第4図と全く同様にして、期間G中の3時間毎の風速の南西成分と流水量の減少速度  $\Delta I/\Delta t$  (但し  $\Delta t = 3$  時間) との関係を求めたのが第7図である。



第6図 流氷の退去減少の模様と風の関係 (第1, 5図の期間GおよびD)

第7図においても、1) 風速の南西成分の絶対値と  $\Delta I/\Delta t$  のあいだにはあまり関係がない。



第7図 1969年2月6日~9日のあいだ(期間G)の南西の風速成分と3時間ごとの流氷量減少速度  $\Delta I/\Delta t$  との関係

2) 風速の南西成分が非常に小さくても

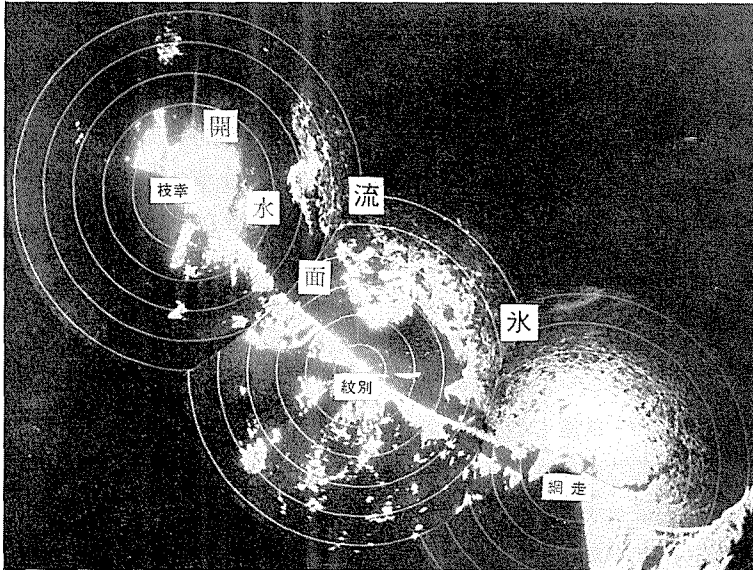
$\Delta I/\Delta t$  は零にならず、ある値をもっている。3) 同じ風速のときでも流水量が減少するばかりでなく逆に増大する場合があった、ことなどが知られるのは第4図の場合と全く同様である。流氷量減少が著しかった他のD, E, Fの各期間でも第7図とほぼ同じ関係が得られた。2),

1)の結果は前項と同様に、紋別沖には流氷減少期間にも沿岸に平行でほぼ南東に向う流れのあることを示している。期間G中の流氷退去状況は前にのべたとおりであるが、紋別沖北東20哩付近の流氷

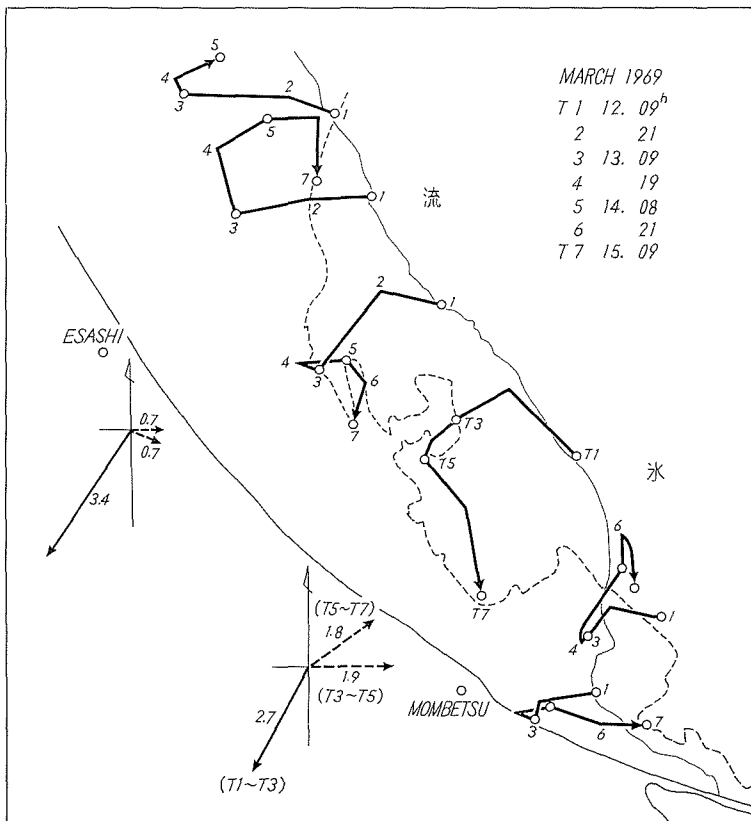
が一時南に向けて動いたことが、すなわち第6図に示したように動いた流氷が反時計まわりの動きを少し見せたことがあったので3)の結果があらわれたものである。

以上の結果、紋別沖における流水量の減少は北西から南西にわたるどの方向の風によってもおこり得ること、および、第1図に示したD~Gの期間にも紋別沖には沿岸に沿った南東流が存在しているらしいことが知られた。

紋別沖には夏期には沿岸に沿って南東に向う宗谷暖流が存在していることが知られている<sup>5)</sup>。1, 2節にのべた第1図のA~Gの全期間中にいずれも沿岸に沿った顕著な南東流が存在



第8図 北海道オホーツク海沿岸沖の流水分布 (1969年3月14日9時)



第9図 北海道オホーツク海沿岸沖の流水の移動 (1969年3月12日~15日)

していると考えられることから、一般に冬季流氷期間中にこのような南東流が存在すると云うことができよう。

### 3. 1969年3月中旬の流氷の動き

第1図(b)からわかるように、1969年3月中旬には、紋別沖の流氷量は3日くらいの周期で変化していた。3月14日9時のオホーツク海沿岸の流氷分布を第8図に示した。図中のいちばん外側の円は半径30哩である。紋別の北西方向には大きな開水面がみられる。網走方面にはところどころに氷湖がみられるが、沿岸まで流氷が押しよせている。この写真に示した日を含む3月12日9時(実線)と3月15日9時(破線)の流氷と開水面の境界を示したのが第9図である。この期間中網走レーダー局管内の流氷は殆んど動かなかつたので、第9図では紋別・枝幸管内の流氷移動のみを示してある。図中には同時に、紋別、枝幸両測候所で観測された各1日間毎の平均風向・風速も示した。

流氷の分布を1時間乃至数時間毎に観測してみると、氷野の縁辺部の特異な形状もしくは氷湖などは簡単には消滅せず、時には数日間にわたってその特異な形状を維持しながら漂流・移動することが多い。このため、これらの特長に注目して、氷野の移動を詳しく知ることができる。

図中の矢印のついた実線はこのようにして求めた氷縁上のある特定な点の3日間にわたる移動経路で、線上の点は各点の1日毎の位置を示している。図のように広い海域をとりあげると、流氷の各部分に吹く風が可成り異なってくるので、流氷の動きは複雑である。

## IV. 網走沖における流氷の動き (1968年3月20日～同29日)

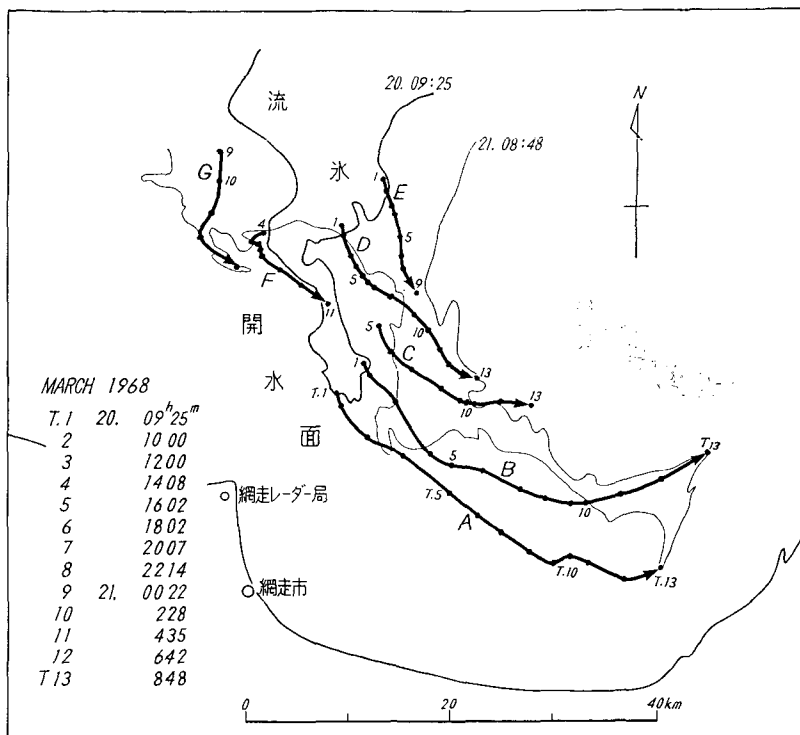
枝幸一紋別一網走能取岬間の海岸線はきわめて単調であり、すでにのべたように、この間には海岸に沿った南東方向に向う流れがあると考えられる十分な根拠がある。しかし第8、10図に見るように、能取岬で海岸線が南にほぼ直角に弯曲して知床岬とのあいだに網走湾を形成している。このため海流もやや複雑になり、網走湾内に時計廻りの環流があるといわれている。したがって、網走沖においては流氷の動きも更に複雑になるものと推察される。

### 1. 3月20～21日の動き

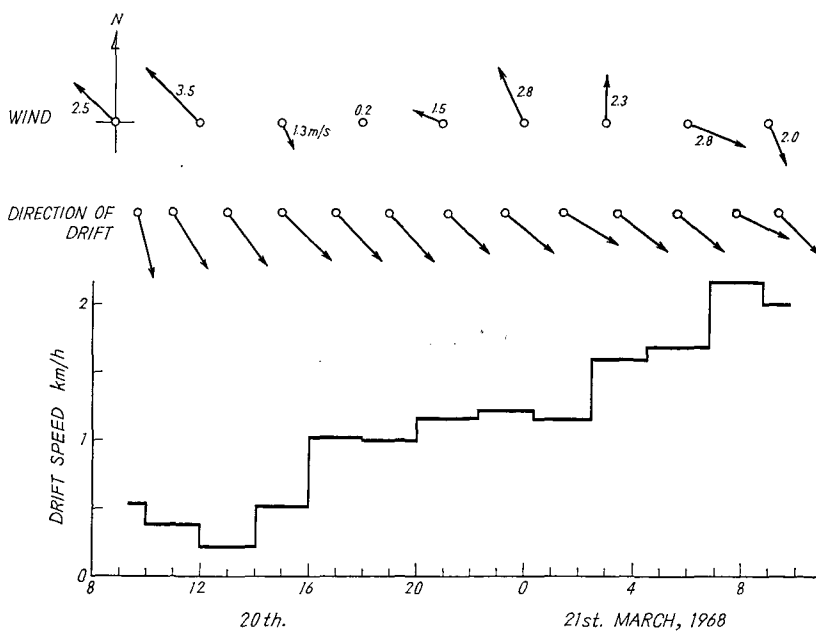
1968年3月20日に第10図の実線で示した舌状の流氷が網走沖に見られた。この流氷舌の動きを、氷野の特異な形状に注目しながら翌21日まで追跡した結果を第10図に示した。実線は観測開始時3月20日9時25分の流氷分布で、細い実線は観測終了時、翌21日8時48分の流氷分布である。矢印のついた太い実線はこの間の流氷上のいくつかの点の移動経路で、その線上の点および数字は図の左下に記した各観測時刻に対応している。

流氷の運動は比較的単純で、ゆるい弧状をなして反時計廻りに動いているが、A、B両点の移動距離はD、E点のそれのおよそ2倍である。

図中の全測定点の平均移動速度、および網走測候所による当時の風向・風速の時間的変化を示したのが第11図である。流氷は流向が南からゆるやかに北にかわるに伴って次第に速さを増し、終には流速2km/時に達している。いつぼう陸上の風速は3m/秒以下で、多くの場合には風向きと流氷の流向とは逆方向である。流氷が風のみによって移動する場合には、移動の



第10図 網走沖の流氷の動き (1968年3月20日~21日)



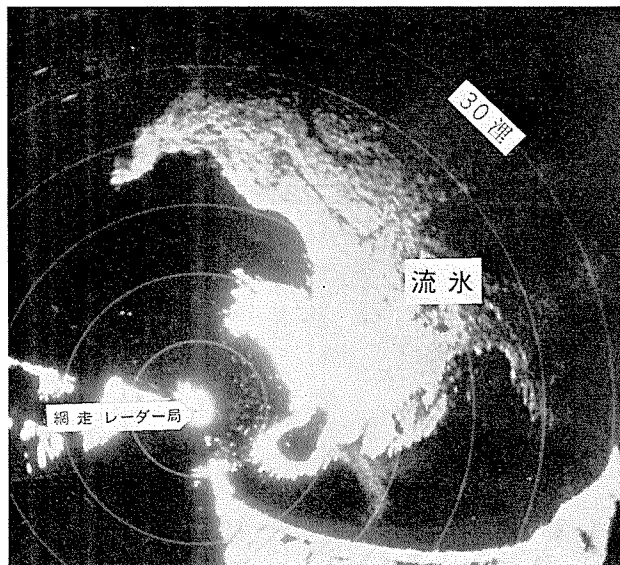
第11図 第10図から求めた流氷移動速度と網走における風

速さは風速のおよそ  $1/20 \sim 1/100$  であることが知られている。陸上の風と流氷上の風がほぼひとしいとすると、この程度の風による流氷の移動速さは  $0.5 \text{ km/時}$  以下にすぎない。しかも第 10, 11 図の場合には流向と風向は逆である。

それゆえ、第 10, 11 図に示した流氷の動きは、主として海水の流れによって生じたものであり、当時この海域にはこの流氷の動きよりはいくらか流速が大きく、しかも流氷とほぼ同方向に流れる海水の流れがあったと考えざるを得ない。

## 2. 3月24日～25日

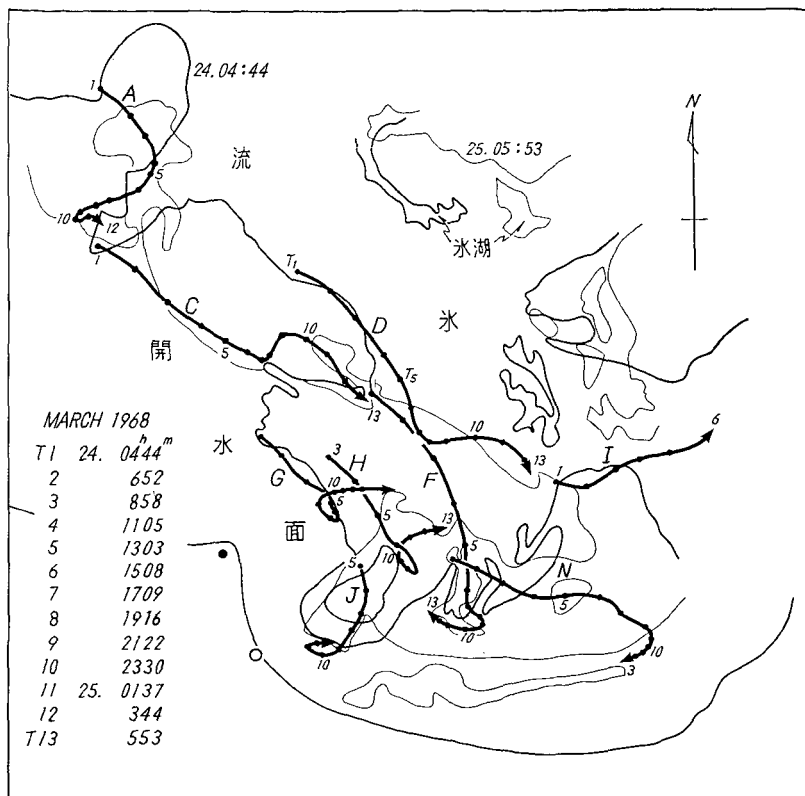
第 10 図の観測の 3 日後、3 月 24 日 04 時 44 分に第 12 図に示したように大量の流氷が網走湾内に岬しよせていた。第 12 図からは、このときに流氷は網走湾内において時計まわりの渦状運動をしているように見える。この流氷は翌 25 日 05 時 55 分には第 13 図中の細い実線に示した位置まで移動した。この間の流氷各部分の移動径路は同図中の太い実線に示したとおりできわめて複雑である。C, D, I などの各点の動きは第 10 図の各点の動きにはほぼひとしい傾向を有しているが、湾に近い点は時計まわりの渦状運動をしている。



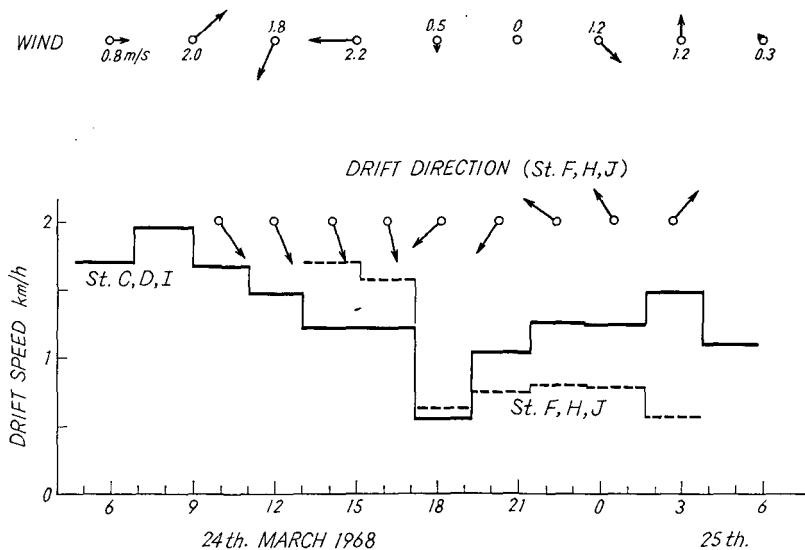
第 12 図 網走沖の流氷分布 (1968 年 3 月 24 日 4 時)

第 14 図に網走における当時の風向・風速および流氷の移動速度を示した。流速のうち、実線はほぼ直線的に動いた C, D, I 点の平均流速で、破線は渦動運動をした相近接した F, H, J の 3 点の平均流速である。流向は後者の 3 点の平均流向である。24 日 18 時頃に流速が急に衰えているのをのぞけば、C, D, I の 3 点は  $1 \text{ km/時}$  以上の流速である。渦動運動をした 3 点では廻転をはじめると同時に流速が半減しているが、それでも  $0.7 \text{ km/時}$  ぐらいである。これに対して、風は、流氷の移動にほとんど影響をおよぼさないほど弱い。

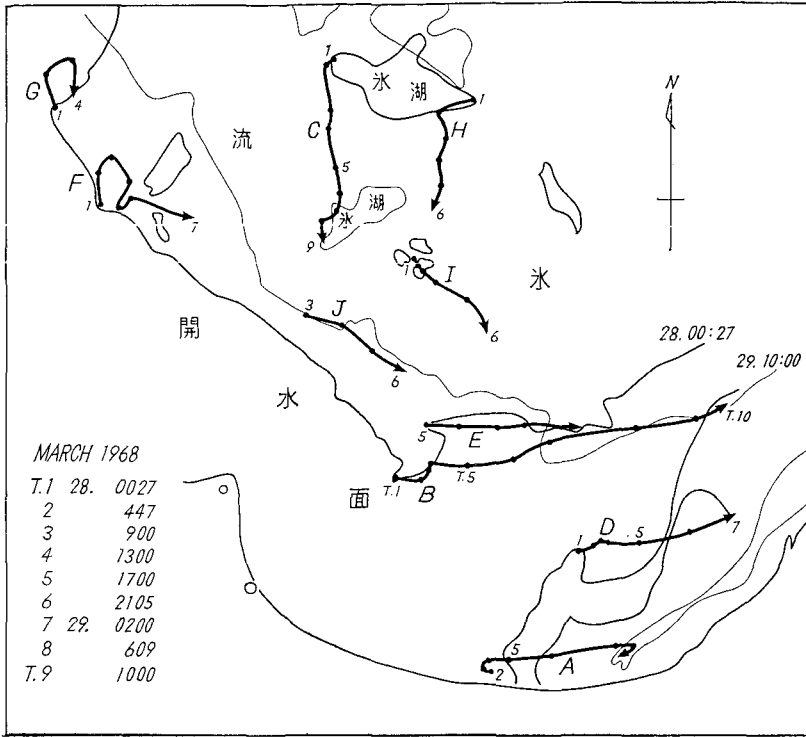
したがって、第 13, 14 図に示した複雑な流氷の動きは主として海水の流れによって引き起こされたものであり、当時の網走湾内の海水の流れが可成り複雑なものであることを示している。



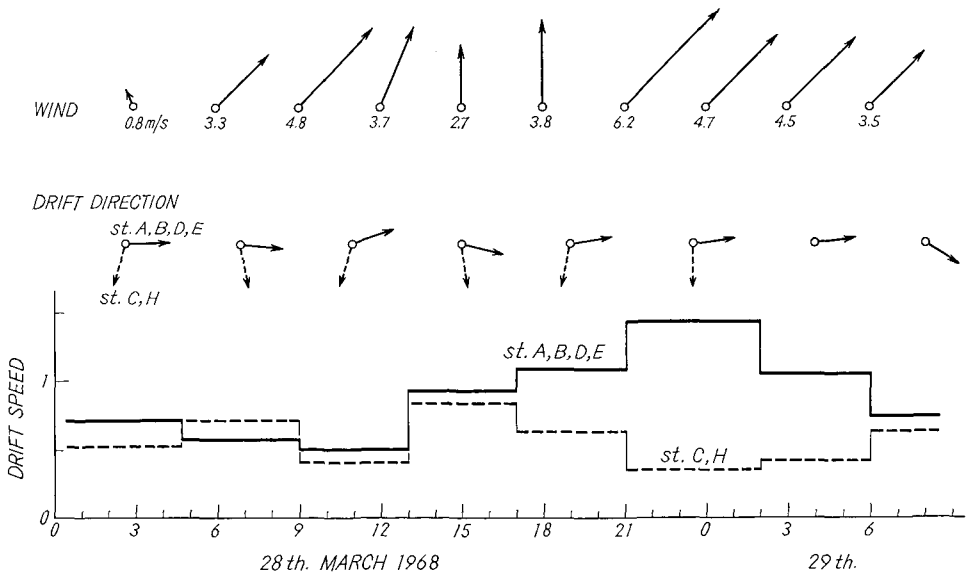
第13図 網走沖の流氷の動き (1968年3月24~25日)



第14図 第13図から求めた流氷の平均移動速度と網走における風



第15図 網走沖の流氷の動き (1968年3月28~29日)



第16図 第15図から求めた流氷の平均移動速度と網走における風

### 3. 3月28日～29日の動き

前項の観測の更に3日後の28日0時には流氷は第15図中の実線で示す位置にあり、翌29日10時には同図中の細い実線の位置に移動した。その間の流氷上の代表的な点の移動径路は太い実線で示したとおりである。能取岬より北の部分では流氷は第10図とほぼ似たゆるやかな反時計まわりの運動をしているのがわかる。

第16図は網走における風向・風速と、流氷の流向・流速を示したものである。流氷の流向・流速のうち、実線は第15図中の点A, B, D, Eの平均流速を示し、破線はほぼ南に動いたC, H, 点の平均値である。

当時網走においては可成り強い南風(第16図)が吹いていたにも拘わらず、網走より遙か北のC, Hの点は明らかに風と逆に南に向かって動いている。これは現場の風が第16図に示した網走の風とは非常に異なっていたか、あるいはほぼ南に向う可成り優勢な海水の流れが存在していたかの何れかによるとおもわれる。

いっぽう、第15, 16図に示したA, B, D, E等の諸点の移動方向は第16図に示した網走での風のみによる移動方向とはほぼ一致する。また風速の増減と流速のそれは可成り良い対応を示している。ただし、すでにのべた風速と流氷の流速との経験的關係よりも実測された流速がいくらか大きい。

それゆえ、当時網走湾内にはほぼ東に向いた水の流れがあり、流氷の東への移動を助けていたと考えるのが妥当であろう。

網走沖では1968年3月下旬の僅か10日間のあいだに流氷の分布が目まぐるしく変化したこと、また流氷の動きが複雑であることをのべた。大まかに見ると、能取岬より北の海域では流氷はゆるやかな反時計まわりの運動を示し、能取岬より南の網走湾内では複雑な動きを呈している。後者は主として湾内の水の動きが複雑でしかもかわりやすいことによるものであると考えられる。

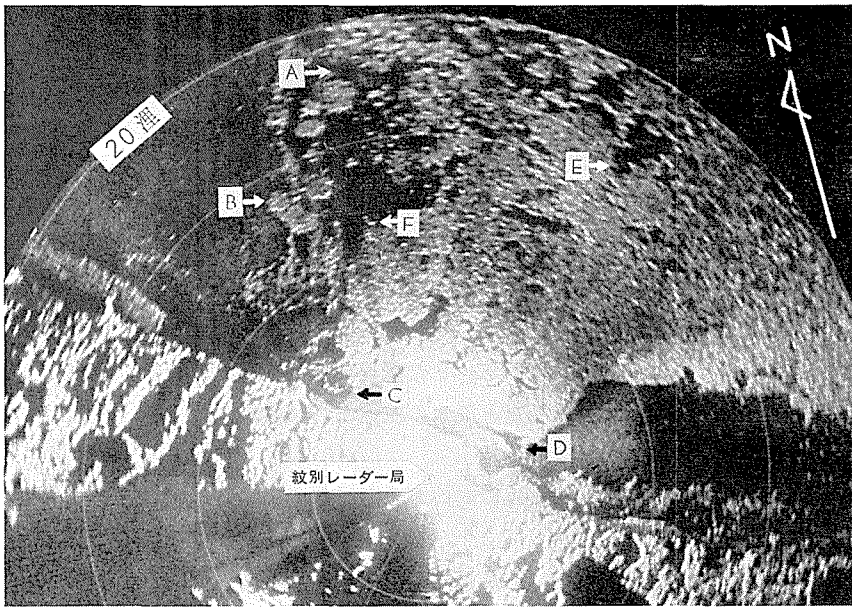
## V. 流氷野の内部変形

流氷野は移動に伴って氷縁の形状が変化するばかりでなく、その内部に新たに氷丘脈を生じて、氷丘度が増加したり、または開水面を生じて密接度が減少したりする。そのため、流氷野の内部に、特定の点で囲まれた部分を考えると、その面積や形が変化する。すなわち流氷は絶えず内部で変形をおこしながら漂流移動する。流氷野の内部変形の観測はむずかしいが、小野<sup>6)</sup>は南極海で、いくつかの氷山の相対位置を船上のレーダーを用いて測定して、それらの氷山で囲まれた多角形内の流氷野の変形を研究した。

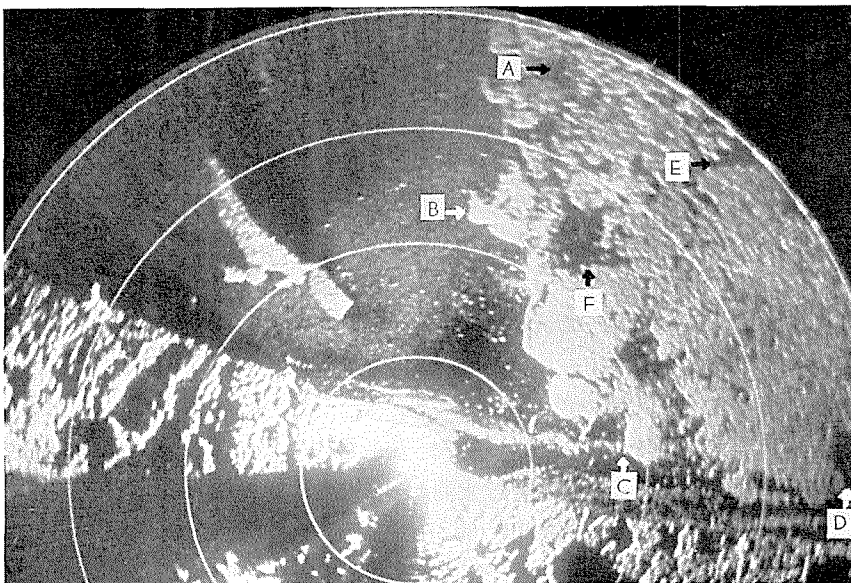
第8, 12図の流氷分布図でもよくわかるが、流氷野内に大小さまざまな黒い模様がいくつも見出されることがある。これらの部分は氷湖あるいは出来たばかりの平らな軟氷の部分であると考えられる。しかも短い時間間隔(30分乃至1時間、時には3時間)で写した流氷図を見比べてみると、これらの氷湖らしき黒斑(以後氷湖という)は可成り長時間にわたり存在し続けることがわかった。そこで、このような氷湖に着目して流氷野の内部変形を求めることを試みた。

### 1. 1968年3月6日紋別沖の水野の変形

1968年3月6日8時58分の紋別沖の流水分布は第17図(a)であった。その後西風が吹きつづけたために、同日18時には流水は同図(b)の位置まで移動した。図の流水野中には多くの氷湖がみられるが、同図(a)中に示したA~Fの6個の氷湖に着目し、およそ1時間毎に写

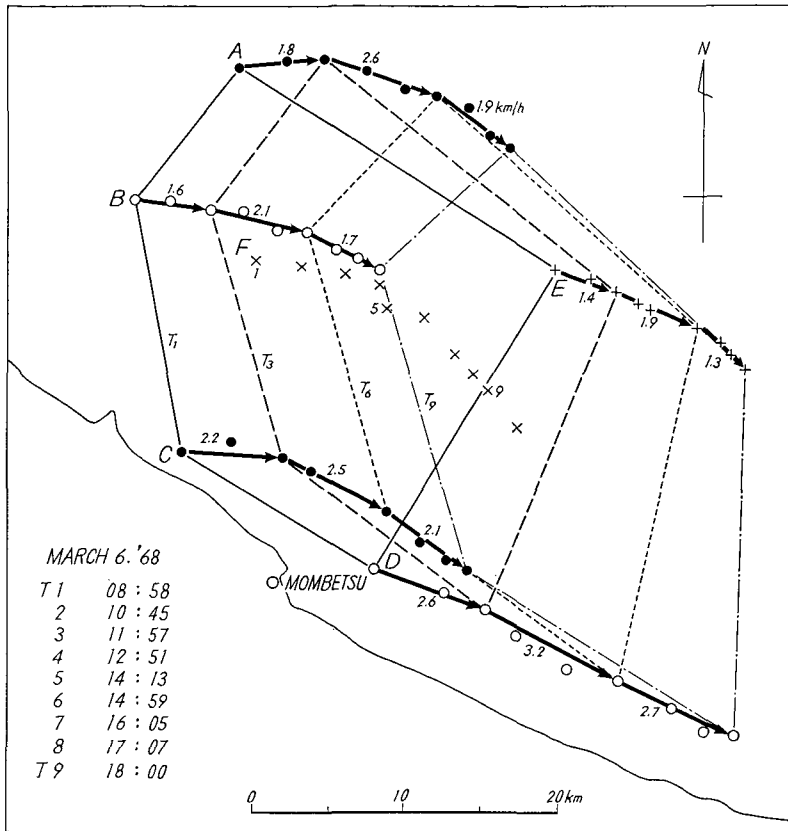


(a) 1968年3月6日8時58分



(b) 1968年3月6日18時

第17図 紋別中の流水分布



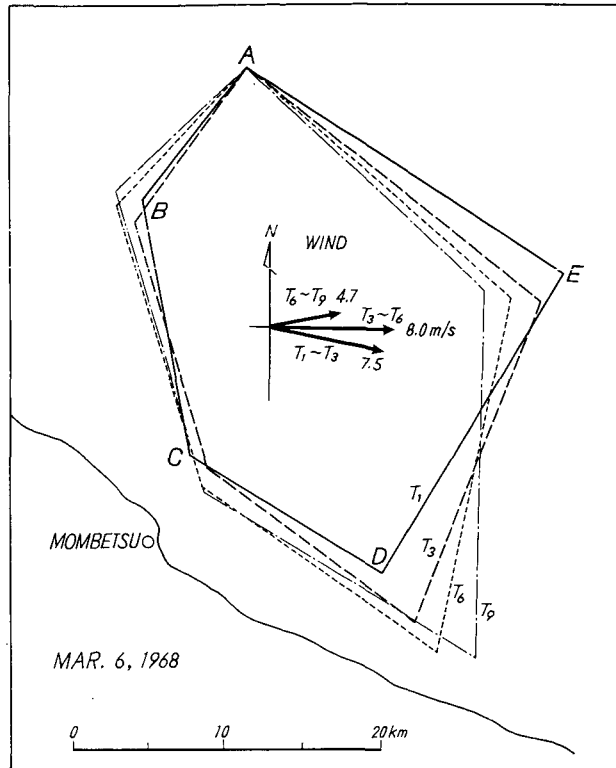
第 18 図 1968 年 3 月 6 日の氷湖の移動 (紋別沖)

した写真によってその動きを追跡したところ、同日 18 時には第 17 図 (b) 中に示した位置に移動した。これらの各点の動きを示したのが第 18 図である。

図中には約 3 時間毎の A~E の点を結んだ 5 角形と、各点の 3 時間のあいだの平均移動方向を矢印で、平均速さを数字 (km/時) で記入してある。各点の移動方向も少しずつちがいが、また速さは D 点で最大で E でもっとも少なく、5 角形 ABCDE が変形していることがわかる。比較のために、図中の 4 個の多角形 ABCDE の頂点 A を重ねて画いたのが第 19 図である。図中には同時に観測期間中の 3 時間毎の紋別における平均風向・風速も示した。

第 19 図から、明らかに D 点が南西方向に変位し E 点は逆にほぼ西に変位している。これらの 4 個の 5 角形が、観測期間中、同一方向については一様な変形をしたと仮定して、次のようにして 5 角形 ABCDE で囲まれた氷野の歪を求めた。

第 19 図の任意の頂点間の距離が、3 時間のあいだに何 % 変化したかを求め、その値をその 2 点間の方向における氷野の変形量と見做すことにする。ただし、この 3 時間のあいだに 2 点間の方向が変化したときにはその平均の方向を採用した。このようにして、第 19 図の各項点間のすべての組合せについて変形量を求めた。任意の点 O を中心として、上記の各 2 頂点間の方向を地図上の方向であらわして、各方向ごとの歪を示したのが第 20 図である。図中の実



第19図 第18図中の氷湖を結ぶ五角形の3時間ごとの変形

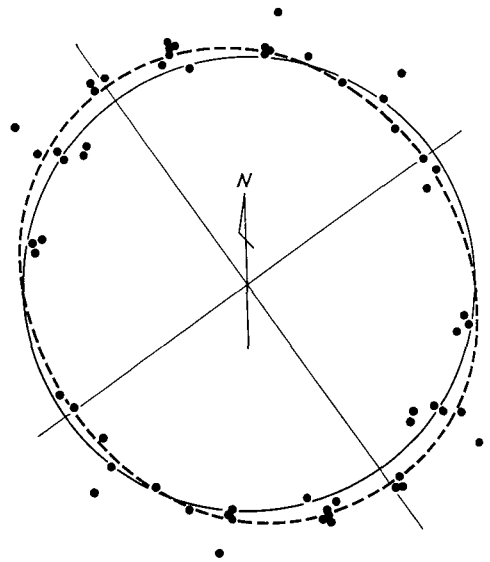
線は単位円である。

第20図では点がバラついているが、ほぼ図中に破線で示した楕円分布をしてみるとみなすことができる。氷野は図中の楕円の長軸の方向、すなわちほぼ南西から北東方向では3時間毎に数%ずつ収縮し、これと直角な方向では同じ程度膨脹しつつ、全体としてはほぼ南西方向に移動したことがわかる。

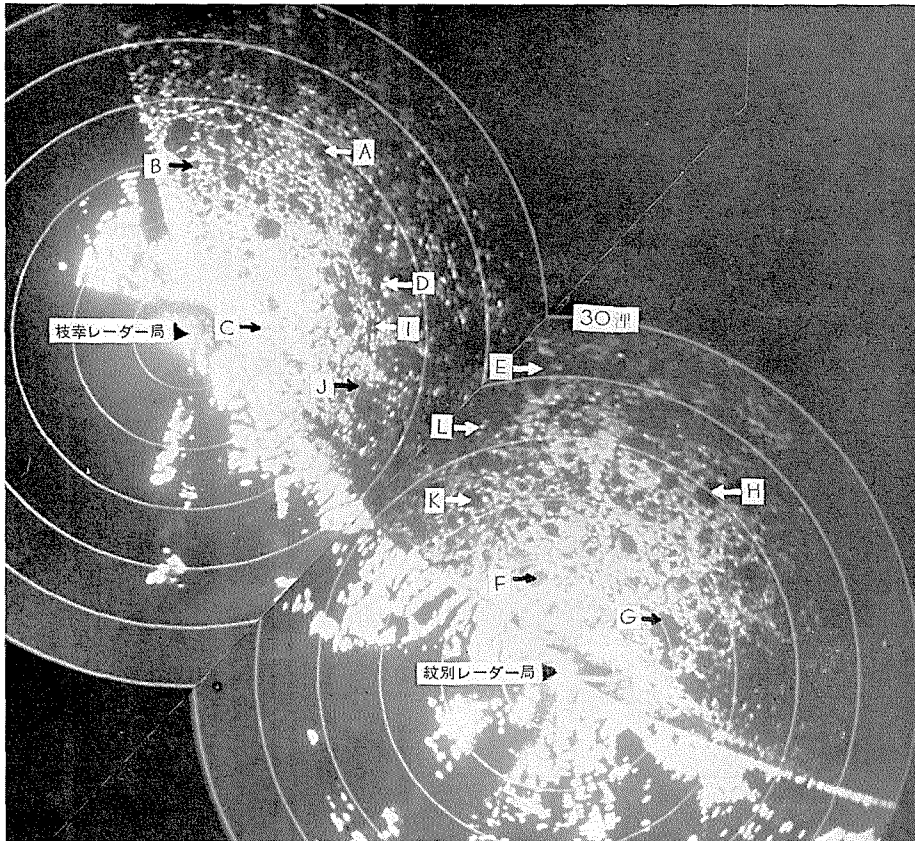
2. 1969年2月23~25日 紋別・枝幸沖の氷野の変形

1969年2月23日にオホーツク海沿岸沖に多数の氷湖を有する流氷野が接岸し、接岸したままでゆっくり南東方向に移動した。第21図は2月24日8時58分の流氷分布図で、明らかに多数の氷湖がみとめられる。これら

の氷湖のうちから図に示したA~Lの12個の氷湖をえらび、それらの動きを23日8時55分から25日8時53分まで48時間にわたり3時間おきに観測した。



第20図 流氷野の変形の歪楕円



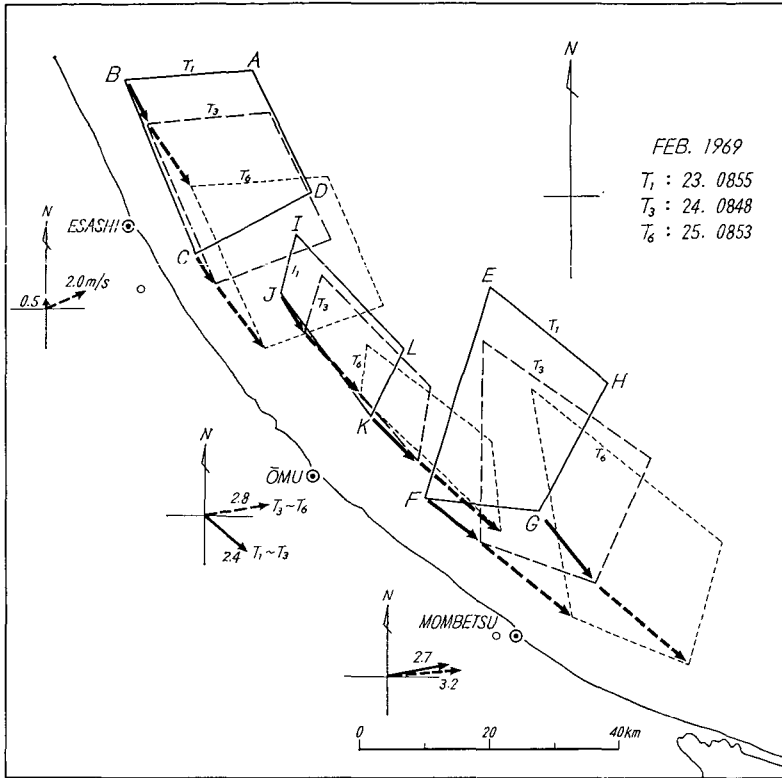
第 21 図 紋別・枝幸沖の流水分布 (1969 年 2 月 24 日 8 時 58 分)

第 22 図にはこれらの 12 点の観測開始時の 24 時間後、48 時間後の位置と、枝幸・雄武・紋別各測候所で観測された各 24 時間中の平均風向・風速を示した。ただし図では上記 12 点を 3 群にわけて、3 つの 4 角形として画いてある。

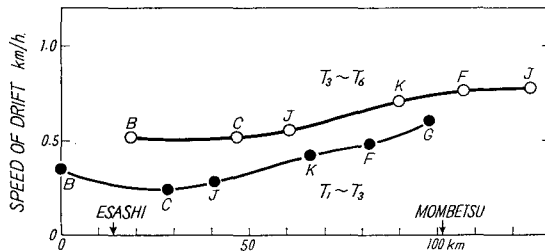
観測時には流水は接岸しながら全体として南東に流れていたもので、ほとんどすべての点が海岸線に平行に動いているが、E 点のみが 23 日から 24 日の間に海岸線に向かって動いているのが特徴的である。また、図をみると紋別に近づくにつれて、沿岸近くの点の流速が大きくなっていることに気付く。第 23 図は横軸に第 22 図 B 点から測った海岸線沿いの距離をとって、各点の流速を比較したものである。明らかに紋別側に行くにしたがって流速が大きくなっている。第 22 図中の当時の平均風には紋別付近の流水の流速を雄武付近のそれよりも大にする要因は全く見出されない。おそらくは海水の流れに起因するものとおもわれるが興味ぶかいことである。

第 22 図中の 4 つの多角形の変形を比較しやすくするために、前と同様にして、3 個の 4 角形の各頂点 A, I, J をそれぞれ重ねて画いたのが第 24 図である。ただし、図中のこれらの 3 点の位置は観測期間中の平均位置としてある。

図から、南に行くほど 4 角形の変形が大きいことがわかる。すなわち枝幸沖の 4 角形



第22図 第21図に示した氷湖の48時間中の移動経路

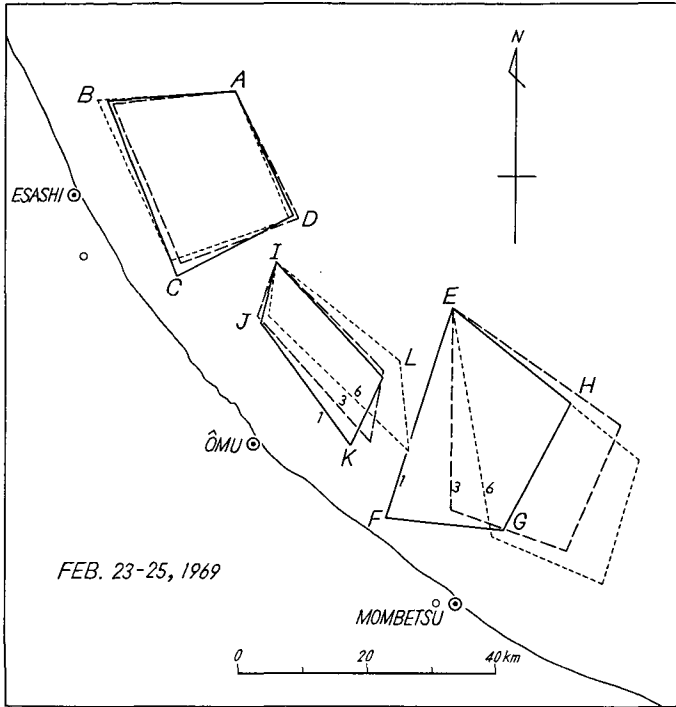


第23図 第21, 22図の沿岸に近い氷湖の移動速度と距離の関係

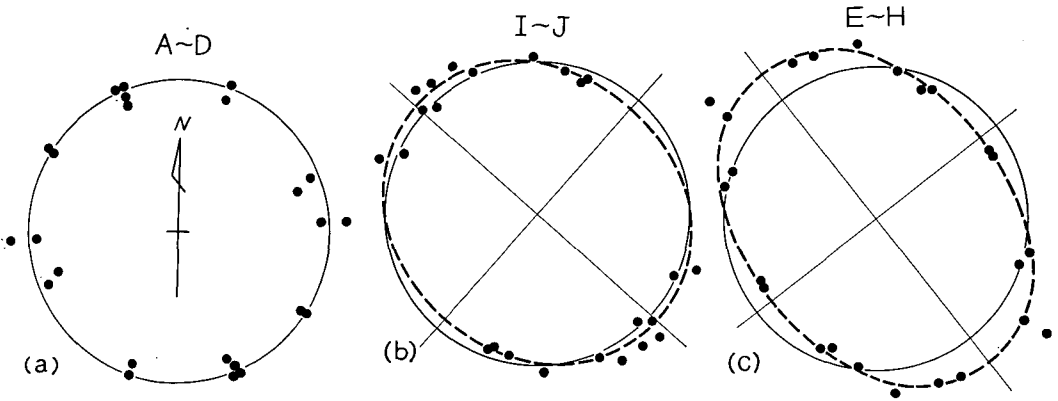
ABCDはほとんど変形せず、平行移動したものと見做すことができよう。雄武沖の4角形IJKLは48時間中に流向より左側に約10度回転し、辺JKの(したがって辺KLも)伸長が目につく。4角形EFGHでは特に辺EFのみが大きく回転しており、このため変形量も最大のようなのである。

第24図を用い、前にのべたと同じ方法で画いた、流氷野の24時間ごとの歪楕円は第25図である。

第25図(a), (b), (c)はそれぞれ枝幸沖、雄武沖、紋別沖の各4角形から求めたものである。第24図からも期待されたように、枝幸沖の4角形ABCDは南西―北東方向に多少圧縮歪をうけていると見られないこともないが、その量は非常に小さく無視できるほどである。南に



第24図 第22図中の氷湖を結ぶ3つの4角形の24時間ごとの変形



第25図 第24図から求めた氷野の変形の歪楕円  
(a)は枝幸沖, (b)は雄武沖, (c)は紋別沖

行くにつれて、歪は多くなっていることは明らかである。しかも圧縮、すなわち流氷野の密化はいずれも南西-北東方向に生じこれと直角の方向では氷野の疎化が生じている。

第20図と第25図の歪楕円は全く同じ傾向を示している。両者はいずれも多数の氷湖を有している氷野であり、しかも沿岸ではほぼ同じ傾向の風が吹いていたことがこのような相似た歪楕円をもたらしたのかもしれないが、変形の解析に利用した多角形は大きさも形も、したがって面積もちがう。また、このような広い海域に果して一様な風が吹いていたか否かもわから

ない。それゆえ、これらの歪楕円は、当該海域にはほぼ一定した海水の流れがあり、そのためにもたされた一般的定常的なものであるのかもしれない。

第 20, 25 図の歪楕円を画くために用いた多角形の各頂点の距離は 10 km 乃至 30 km であった。また、これらの多角形内には多数の氷湖や氷丘があり、詳細にみれば氷野は均質ではない。それにも拘わらず、9 時間および 48 時間にわたる変形を観測して、第 20, 25 図の如き歪楕円を得たことは、この程度の大きさの面積を考えると、氷野の変形は近似的には均質歪と見做し得ることを示唆している。

## VI. 結 語

流氷観測レーダー網の概略および観測結果の一部を報告した。レーダー観測による流氷野の縁辺の特長的形状および氷湖などの移動を利用して流氷の動きのみでなく大まかな海水の流れを知り得ること、更に氷野の内部変形も求め得ることなどを示した。また、第 18, 22 図に示した程度の面積で考えると、氷野の変形は近似的には均質歪と見做し得ることを述べた。

この流氷観測レーダー網は文部省特殊設備充実費によって購入設置されたものであることを記し、関係された各位の御尽力に心から感謝します。

この報告中に用いた風に関する資料を快よく提供された枝幸・雄武・紋別各測候所および網走地方気象台に対して心からお礼申し上げます。

## 文 献

- 1) 福富孝治・楠 宏・田畑忠司 1951 海水の研究 (第 12 報). 流氷の海水に対する相対漂流の 1 測定. 低温科学, **6**, 85-94.
- 2) Johannessen, O. M. and Pounder, E. R. etc. 1968 Preliminary Report on the Ice Drift Study in the Gulf of St. Lawrence, Winter 1968. *Marine Sciences Report*, **4**, McGill Univ, 21 pp.  
Ingram, R. G. Johannessen, O. M. and Pounder, E. R. 1968 A Pilot Study of Ice Drift in the Gulf of St. Lawrence. *Marine Sciences Report*, **5**, McGill Univ, 17 pp.
- 3) 田畑忠司・青田昌秋・大井正行 1967 流氷観測レーダーによる流氷観測 (序報). 低温科学, 物理篇, **25**, 233-239.
- 4) 福富孝治 1951 海水の研究 (第 13 報). 氷量の少い海における流氷塊の風による定常漂流. 低温科学, **7**, 11-23.
- 5) 青田昌秋 1968 北海道オホーツク海沿岸沖における海況変動の研究. I. 低温科学, 物理篇, **26**, 351-361.
- 6) 小野延雄 1959 密流氷野におよぼす風の影響について. 低温科学, 物理篇, **18**, 171-178.

## Summary

To observe the distribution of drift ice along the Okhotsk Sea coast of Hokkaido island, the Sea Ice Radar net work was constructed in 1969. It consists of three radars. Each of them are set up on top of mountains along the coast. They are; Abashiri Radar (44°05' N, 144°14' E, the altitude of radar antenna is 200 m), Mombetsu Radar (44°20' N, 143°19' E, altitude is 300 m) and Esashi Radar (44°49' N, 142°36' altitude is 440 m). The coverage of these radars are approximately 60, 70 and 80 km respectively. The Mombetsu and Esashi radars are operated and controlled from Sea Ice Research

Laboratory (SIRL) in Mombetsu city and information obtained are transmitted by wireless to the Laboratory. The operation and observation of the Abashiri radar is carried out in the branch laboratory of SIRL in Abashiri City. The system and detail of this radar network is shown in table I, and examples of reflection of drift ice with the PPI method are shown in figures 8, 12, 17 and 21.

As seen in these figures, several characteristic patterns at the edge of the ice field and also many polynyas within the ice field may be easily recognized. It was found after successive observations of radar reflection that some of these particular patterns remain unchanged quite frequently from one to several days and thus were very useful for observing the movement of ice fields.

The movement of the ice field which are shown in figures 9, 10, 11, 13, 14, 15 and 16 are obtained by tracking the above mentioned special features. The speed of ice drift frequently exceeds 2 km/h and often ice moves to the opposite direction of wind. From an analysis of the relation between the movement of ice field and the wind observed at Abashiri, Mombetsu and Esashi Meteorological Observatories, it was suggested that a strong sea current moving towards the south-east along the coast line probably exists throughout the ice season.

During the drift, because of the formation of pressure ridges or polynyas, the ice field itself deforms. Taking several special polynyas shown in figures 17 and 21, we can draw polygons within the ice field. Figures 18, 19, 22, 24 show the deformation of four polygons. Each pentagon in figures 18 and 19 was drawn every three hours, and in figures 22 and 24 each quadrilateral was drawn every 24 hours.

Strain ellipses which show the deformation of the ice field were obtained from an analysis of the deformation of these polygons and are given in figures 20 and 25. Figure 20 was obtained off Mombetsu City, 22 (a), 22 (b), 22 (c) were obtained off Esashi, Ōmu and Mombetsu respectively. It is obvious that a contraction of the ice field was taking place in the north-east to south-west direction and the relaxation was perpendicular to this. Though the ice field contains many pressure ridges and polynyas, the internal strain of the ice field within such a large area seems to be similar to that of uniform material.