

144

161

No. 141

雪 氷

(別 刷)



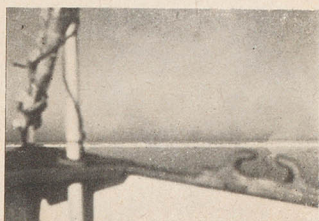
日本雪氷協會
1943



第1圖 實線は結水圏，點線は流水圖



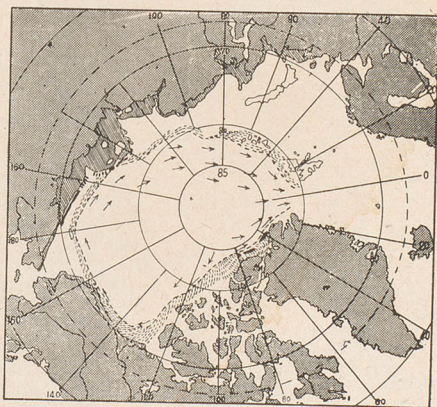
寫眞3 氷野を破つて進む船の跡



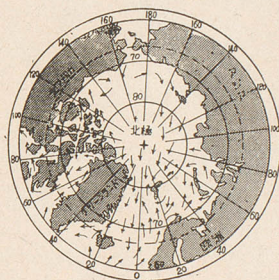
寫眞1 昭和14年3月11日
釧路 SW 20—35 哩 (蒼鷹丸)



寫眞2 流水帶



第3圖 斜線は沿岸堅氷，點線は群氷，流向
の矢を記せる白部は極氷域



第2圖

之が爲「スクリーン」に於ける流速を大ならしめる。

28) 屋外用機器は氷雪の浸入を防止する爲十分気密にすること。

29) 水力發電所の流水雪に對しては最上流に出来るだけ大なる貯水池を作り、取水口堰堤の高さは少くとも 30~60 cm 以上とする。又水槽には上屋を設け取水口に於ては冬期間細目の「スクリーン」を撤去すること。

30) 取水口に冬期間細目の「スクリーン」を撤去して「アイスクリーム」を水路に流入し水槽にて或る程度の水を犠牲にして浮流する氷雪

を餘水路に放出する。

31) 「スクリーン」に附着する氷雪は熊手を以て常時剝離すること。

4. 結 言

以上極めて粗雑なる議論を述べたことになるが、之を要するに氷雪に關する調査、研究は未だ充分でないと言へやう。然しながら之は水力發電に對しても極めて重大なる問題を提示することは上述せる所からも明であるから、之等の諸問題につき今後の充分なる研究が要望せらるゝに至るであらう。

海 水 と 海 流

宇 田 道 隆*

筆者は以前⁽¹⁾本誌に日本近海の海水に就て其の形態、種類、成生消滅の過程に於ける物理的の諸問題を記したことがある。以下その續きとして特に海水と海流の關係に就て述べることにした。

一體海水の成生にはまづ海水がその結氷點にまで冷却されることが必要である。即ち海水の温度、氣温、風速、降雪、波浪等の諸要素が外的條件として作用し、海水の鹽分が内的條件としてこの海水の成生を決定するのである。だから海水の出来る水域は冬季少くも氣温 0°C 以下(普通 -2°C 以下)に降下する地方であることを必要とする。淡水の多く混入してゐる沿岸水域では結氷が容易に行はれる。それで、シベリヤ沿岸とか、ベーリング海でもアラスカの河口内灣の沿岸とか、シベリヤ側のアナデル灣など、低鹹水域が凍り易い。

斯くの如く成生された海水に對する破壊力はウネリ、潮汐、氷壓、風波、風、海潮流などによつて加へられる。浮び漂つて流れる氷塊を流氷(Driftice [英], Trifteis 又は Treibeis [獨] glace flottante [佛])と呼ぶ。氷山は海水とは成因を異にし區別すべきものであるが、やはり浮流する巨大なる氷塊である。氷塊の密に群集せるものを群氷(叢氷といふことがあり、Pack-ice の譯語である)といふ。群氷及氷山の浮流せる區域は航海を著しく困難ならしめる。普通流氷圏と稱する範圍では航海は困難でない、航海可能の水域を大概指してゐる。

結氷域の外縁には常に流氷域がある。流氷の運動には海流と風が主要原動力として働き、潮汐による潮流が之に加つて、そのため引續いての氷の漂流に際して其の經路がループを畫いたり、一日二回塊つたり、離れたりし、氷塊が壓

* 神戸海洋氣象臺

(1) 宇田道隆：日本近海の海水に關する物理的諸問題、雪氷、第3巻第1號、昭和16年。

し碎かれたり、積み重ねられたりすることが起るわけである。そうして元來は浮氷、平坦氷であつたのが群氷(パックアイス)に變貌することが起るのである。流水には風の影響が強く利く。氷山では風も利くが、大部分が深く水中に沈んでゐるため主として海流の力が漂流を支配する。もつとも風が吹送流を起してゐるからこの海流も風から獨立したものではない。而して海水、氷山を運ぶ海流はこれ又氷の融けた冷水によつて涵養せられる寒流であつて、結局海水域が寒流の源泉なりと考へられるのである。

海水及氷山の融解は暖かい風に觸れ、日射を受け、比較的暖かい温度の雨や霧を受け、水中沈下部分では暖かい温度の海水に觸れて、熱を受けて起るのである。特に低緯度に向つて漂流する流水に於ては其の効果を迅速に蒙る。そして實際上低緯度に下つて来る流水はその大なるもの程航路に對する脅威となるので注意しなければならぬ。

(1) 海水の分布は何によつてきまるか

海水の分布を決定する最も主要なる要素は氣温及海流の分布である。絶えず流入し来る暖流の影響を受けた暖かい水の分布が海水分布の外縁線を自ら決定する。日本近海の冬季に於ける海水の分布は概ね口繪第1圖に示すが如きものと考へてよいであらう。

今 -2°C 以下の氣温 θ' の絶對値 $|\theta'|$ を時間 t に對して冬季期間 T 及其の海區全體(面積 A) につき積分した熱量 Q' と、暖氷の同海區に流入する熱量 Q'' 、結氷前の海區に存在してゐた上層水塊の持つ熱量 Q''' 、鹽分量 S 、風速 W を知るならばこれらが略その間の結氷成生量 I を決定すると考へてよいであらう。従つて海況の觀測を行ふことによつて結氷前に I を豫報することが可能になる。

(2) F. Nansen: The Norwegian North Polar Expedition, 1893~1896. Vol. III.

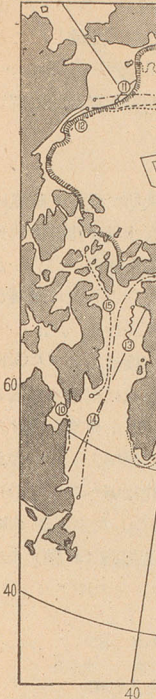
水域の形狀は大型飛行機での視察と航空寫眞測量によつて明示し得る。ベーリング海、オホーツク海、日本海北部の氷狀も冬季數回反覆して大型航空機により周航飛翔すれば全く明瞭に、これが海流分布に一致することを知り得るであらう。暖水量 Q'' の消長に伴ひ、水域は擴大或は縮少し、其の形狀を變化するから、水域を測定するだけで略海流の分布とその勢力の概略を察知し得るのである。

(2) 流水と其の範圍及移動

海流に運ばれ浮流する氷塊たる流水は、北氷洋及南氷洋に於てそれぞれ海流の分布に應じた分布をする。

(1) 北氷洋 口繪第2圖に示すやうな海流の分布に應じて、海水の分布及漂流は口繪第3圖、本文第4圖のやうになつてゐる。即ち北極圏流氷は主にベーリング海峽北方から、北極洋中央海盆を通つてグリーンランド東岸の方へと動いて来る。北極洋上を截ふ氷原は一見まるで動かないやうに見えて1日半哩乃至1哩(Nansenによる)といふやうな緩やかな速度で動く。そして東グリーンランド海流中にはいると3~4倍はやくなる(NansenのFram號漂流探檢報告に據る⁽²⁾)北米及シベリヤからの流水がJan Mayen, アイスランド, フランツヨセフランド, スピツベルゲン(主に西岸及北西岸)グリーンランドに漂着する。

恰も北極のまはり時計廻りに近い流れ方をしてゐて、西へ西へと流れるのでWestdriftとよばれる。しかし極地中央附近には風や、潮流、海流で動かされない、そして船からの探險家を寄せつけない永久的な氷の城塞が存在する。流水の速度は3月乃至7月に最も大きく、11月乃至1月に最も小さいと報告されてゐる。



第4圖 羅破船

結氷、解氷の時期水量は年々變動する(リム及其の分派)の氷は盛んに融けて、諸威の Fram 號の蘇聯セドフ號の漂流に近かつたのにも拘氷原の厚さは 1.5 m 斯くして暖流、寒きまるから逆に海水を推定することが出ら海流の勢力の消長

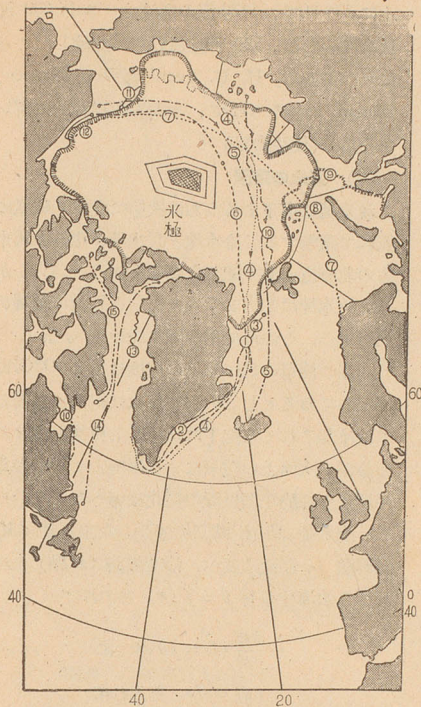
の視察と航空寫眞
 ーリング海, オホー
 冬季數回反覆して
 すれば全く明瞭に,
 ことを知り得るであ
 半ひ, 氷域は擴大或
 するから, 氷域を測
 とその勢力の概略を

動
 現たる流氷は, 北氷
 海流の分布に應じた

圖に示すやうな海流
 布及漂流は口繪第3
 つてゐる。即ち北極
 夾北方から, 北極洋
 ランド東岸の方へと
 氷原は一見まるで
 半渾乃至1渾 (Na-
 緩やかな速度で動
 海流中にはいと
 の Fram 號漂流
 シベリヤからの流氷
 ンド, フランツヨセ
 (主に西岸及北西岸)

廻りに近い流れ方を
 るので Westdrift と
 附近には風や, 潮流,
 て船からの探險家を
 城塞が存在する。流
 最も大きく, 11月
 告されてゐる。

III.

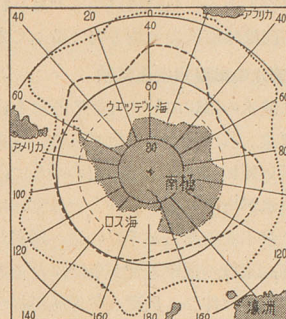


第4圖 難破船, 漂流船, 北極帽氷, 氷極

結氷, 解氷の時期, 結氷圏, 群氷圏の限界線,
 水量は年々變動する。大西洋暖流 (ガルフスト
 リーム及其の分派) 勢力の旺盛なときは北極圏
 の氷は盛んに融けて其の限界線は北退する。

ノルウェーの Fram 號の漂流 (1893~96年) より
 蘇聯セドフ號の漂流 (1937~40年) は北方で極
 に近かつたのにも拘らず氣温は冬季數度高温,
 氷原の厚さは 1.5m も薄くなつてゐた。

斯くして暖流, 寒流の分布に應じて海氷圏が
 きまるから逆に海水の分布に基いて海流の分布
 を推定することが出来, 海氷圏の範圍及水量か
 ら海流の勢力の消長をも推定することが出来



第5圖 黒線は氷山限界, 破線は群氷圏限界

る。

(口) 南氷洋 海水, 氷山の分布は第5圖に
 示してある。南極からの氷山の北限界線は年々著
 しい變動をしてゐる。パタゴニヤの方は 37°S,
 印度洋, 太平洋で 51°S 邊まで氷山が認められ
 た記録がある。氷山の北限界線も年々變動が激し
 い。流氷は 45°-60°S に北限度があり, 年々
 變動してゐる。このやうな限界線を越へて南下
 するほど流氷の濃密な區域で, 到頭 (Pack ice)
 群氷圏に達する。ウエツデル海で涵養せられた
 寒流はこの氷塊の分布と擴がり伸びるやうすに
 深い關係を持つてゐる。

(1) 流氷と渦流, 潮目

オホーツク海の樺太東岸中知床岬沖 (4, 5
 月) や, 太平洋側の色丹島南沖及襟裳岬沖 (2,
 3月) には反時計廻り渦流のため, 流氷塊の停
 滯と群集が見られる。この流氷は融解過程のも
 のであるから種々様々な形状をしてゐて, 氷盤,
 氷岩, 白鳥狀浮氷などが見られる。潮目に來る
 と流氷帯が現はれる。例として筆者の撮影した
 流氷帯の寫眞を示す(口繪寫眞 1, 2)。口繪寫眞
 3は, 沿岸氷野へはいりこんだ船の航跡に残つ
 た開水路で, 一種の人工的の潮目の上に残つた

氷の限界線である。口繪寫真1,2で見られた流氷帯の方向は略海流の平均方向に沿ふて走る。

(4) 流氷の出現頻度と氣象

一般に流氷の出現に最も大なる關係を持つのは春の氣象、特に早春の暴風である。流氷の限界線に近い區域では北海道南海のやうに、1, 2, 3月に流氷が出現するが、沖合では常時は見られない。冬季大陸風が千島の方へ通過した直後に、西高東低の氣壓勾配が急峻になると、北～北西の烈風に伴ひ、風壓と吹送流が加つて、さきの暴風で破壊された氷塊を急速に太平洋側へ、オホーツク海側から、根室海峡、國後海峡を経て押し出す。これが親潮に乗つて南西に釧路沖、襟裳南沖へと漂ひ流れて來るのである。従つて氣象によく注意してをれば低氣壓が到來してから1日乃至3日後に流氷群の北海道南海に出現することを豫報出来る。

ニユーファウンドランドの方へ流下する氷山の數を支配する重要因子は第一にグリーンランドとニユーファウンドランド間の氣壓差であり、第二はアイスランドと諾威間の氣壓差である。これらが大氣環流を強盛ならしめ、従つて極海の氷塊の流出を旺盛にするので、西大西洋の氷山出現數を増加するのである。

(5) 流氷の漂流と風

蘇聯のセドフ號が1937~1940年北氷洋漂流中に觀測した記録によれば、風による氷塊の漂流速度は風速の約五十分の一で、流向は風向に對して30°~40°右偏してゐた。そして實際の漂流経路は定常海流と卓越風との組合せによつて決定せられてゐる。パーニン探險隊(1937年)は北極からグリーンランド東沿海へと浮氷

上に274日間、1120哩の漂流コース中600哩は海流のため、520哩は風のため漂流したことになつてゐる。H. U. Sverdrup⁽³⁾はNansen, Ekmanの後をうけて、本問題を理論的に解いてゐる。(後註参照)

(6) 流氷の南限

流氷塊は南下するうちに次第に暖水と暖風に觸れて融解する。冷水塊と暖水塊が津輕海峡東方の北海道南海で顯著な潮境を作つてゐるから、流氷塊は此處まで入りこむと急激に融解が進行する。その浮流中の融解過程を考察しやう。先づ簡單の爲に氷塊の溫度は常に0°Cに保たれてゐるとし、周圍の海水は絶えず接觸しては冷却されて氷塊下に沈降し、更新を續けてゐるが、水面上の暖氣による融解と、融解の爲の浮氷の靜的平衡位置の變化は考へないものとし、全氷量M、dt時間に減少した氷質量dM、融解熱L、漂流速度v、浮流経路(x軸)上に於ける水温分布をθ=f(x)とすれば

-dM/M * L = kθ dt に

v dt = dx を入れて

-dM/M = k/vL * θ dx

M = A e^{-∫ k/vL * f(x) dx}

或は M = A e^{-∫ k/vL * θ dt}

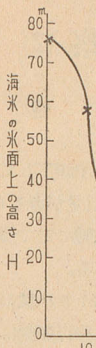
今 f(x) = ax, v = v_0 = const. と置けば

M = A e^{-k/vL * a x^2} 又は M = A e^{-k/vL * θ t}

即ち確率曲線で示されるやうな融解過程を迎る。ラブラドル寒流中に於ける一氷山を監船視て追跡した記録によれば*、4月11日に水面上

(3) H. U. Sverdrup: The wind drift of ice on the North Siberian shelf. The Norwegian North Polar Expedition with the "Maud" 1918~1925. Sc. Results, 4, (1), 1928, 及び Die Eistrift im Weddelmeer, Ann. d. Hydr. 9, 1928.

* Polarbuch (1933)の74頁に載つてゐる。SmithがMarion號の觀測により報告せるもの。



の高さ(H)が76.24m. 1ヶ月後(5)とある。Hを圖とM/M = dH/Hである線であらはされることになる。

(7) 寒流勢力の

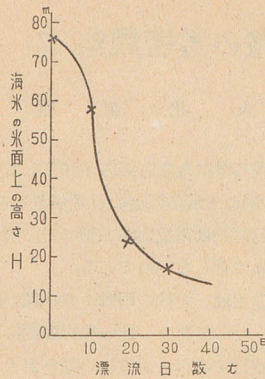
Krümmelによれば、こむ流氷量は一年に12700立方杆、大西洋諸島間を2000から5000立方杆、その他に餘り流動せる寒流水を加へると北大西洋ではラブラドル氷山はグリーンランド、イン、灣西岸から年にいふ。

ラブラドル海流の、アウンドランドに至る野を南へ運び出す主は氷山出現頻度の最

流コース中 600 哩
のため漂流したこと
drup⁽³⁾ は Nansen,
問題を理論的に解い

次第に暖水と暖風に
暖水塊が津軽海峡東
岸を作つてゐるか
と急激に融解が
融解過程を考察しや
温度は常に 0°C に
毎水は絶えず接觸し
降し、更新を續けて
る融解と、融解の爲
は考へないものと
減少した氷質量 dM 、
流経路 (x 軸) 上に
とすれば

dt に
を入れて
 dx
 dx
 $-\int \frac{k}{L} \theta_w dt$
 e
const. と置けば
 $M = Ae^{-\frac{akw_0 t^2}{2L}}$
やうな融解過程を辿
ける一冰山を監視視
4月11日に水面上
the Norwegian
(1928, 及び
報告せるもの。



第 6 圖

の高さ (H) が 76 m, 10 日後に 58 m 18 日後に 24 m. 1ヶ月後 (5月12日) に 18 m. になつた
とある。H を圖示すれば第6圖の如くなり、
 $\frac{dM}{M} = \frac{dH}{H}$ であるから、H が近似的に確率曲
線であらばされることは M が確率曲線で示さ
れることになる。故に $H = 78 e^{-0.00052t^2}$

(7) 寒流勢力の源泉たる海水

Krümmel によれば大西洋に北氷洋へはわり
こむ流水量は一年に、グリーンランド東岸側を
12700 立方杆、大西洋東部のスピツベルゲンベ
ーア諸島間を 2000 立方杆、バツフィン灣の方
から 5000 立方杆、計約 2 萬立方杆とされたが、
その他に餘り流動せず氷のある場所場所とけ
る寒流系水を加へると更に莫大な量に達する。
北大西洋ではラブラドル寒流に乗つて南下する
冰山はグリーンランドから年に 15000 箇、バツフ
イン灣西岸から年に 150 箇位供給されてゐると
いふ。

ラブラドル海流はバツフィン灣からニユーフ
アウンドランドに至るもので群氷の構成する氷
野を南へ運び出す主要因子をなし、且其の方向
は冰山出現頻度の最多なる帯の延びる方向と一

致する。

又別の推算によれば、西グリーンランドの冰山
は年 42—63 立方杆の水量を供給し、バツフイ
ン灣アメリカ側では 1.9 立方杆であつて、合計
44—65 立方杆の冰山の量はこの海區の群氷總量
(3000 立方杆) の 1/100—1/200 となるべく、又
融解に基く北大西洋の水溫降下による熱量を奪
はれる割合はラブラドル寒流に基く降溫による
ものの約 1 割と推算されてゐる位この寒流の勢
力は偉大である。

寒流の流量 F は T 時間には $F = \int_0^T v S dt$,
茲に v は流速, S は寒流の斷面積とする。寒流
が悉く融氷によるものと假に考へると、融氷量

$$G = \int_0^T f(\theta_w, \theta_w, W) dt = \int_0^T f S dt$$

今 $F = G$ とすると、 S を一定と見做して、

$\bar{v} = f(\theta_w, \theta_w, W)$ によつて寒流の平均流
速が求められる。茲に θ_w は氣溫, θ_w は水溫,
 W は風速である。

實際は海水も其の氷質、形態等種々様々あり、
寒流も其の水質、流状態々異つてをる。*海水と
海流の關係に就ては尙記すべきことが多いが、
記載に困難なものもあるので後日に譲りたい。

後註: Sedov 號によつて、Nansen の唱へた方
則 (吹送漂流速は風速の略 1/50, 氷の漂流の地
球自轉偏向力により風向の右手に 30°—40° 偏
向) を確認し、更に附加的方則として、氷の漂
流は等壓線に従ひ、高壓部が右手に、低壓部が
左手に来るやうに起り、氣壓勾配に比例即ち等
壓線の間隔に逆比例して起ることを知つた。故
に天氣圖の等壓線から (海流を参照して) 氷の
漂流方向、速さまでわかる。

[Zubox, N. N., ; The drift of the ice-breaker
Sedov Nature 1940. 533—539.]