

冬期，日本海の雲の分布に与える海水温の影響 について（事例解析）

The Influence of the Sea Surface Temperature on the Cloud Distribution over the Sea of Japan in Winter Season. (Case Study)

内藤成規*
Shigenori Naito*

Abstract

The relation between the sea surface temperature distribution and the cloud distribution in winter season over the sea of Japan was investigated. Low level wind data was derived from GMS-3 short-interval limited scan data about 5 minutes interval and the sea surface temperature was derived from AVHRR infrared data of NOAA-8.

There existed sea ice area at western part of the sea of Japan and warmer sea water was approaching at south side of the sea ice. The divergence area located on south side along concentrated zone of isotherm locating along 40° N by 150km width, referring 10 days mean sea surface temperature made by JMA. The convergence area which was located at same location of Cb-cloud band was found on south side of the divergence area. These facts suggest that this sea surface condition was favorable for intensification of Cb-cloud band at mid-western part of the sea of Japan.

1. はじめに

冬の気圧配置が強まると日本海中部には朝鮮北部山岳の風下から北陸地方を中心とした日本海側まで，発達した対流雲で構成される長い雲バンドができる。これが帯状対流雲と言われるものであるが，その東端にあたる北陸地方を中心とした日本海側の大雪に大きな影響を与えている。その成因については色々調べられている。最近では，八木（1986）が朝鮮北部の山岳地帯を迂回した下層風が山岳の風下で収束することを指摘している。この様に帯状対流雲の発生や発達に関しては，地形的要因や大気の運動学的要因から説明されている。この報告ではGMS-3の短時間連続観測が行なわれた1986年2月5日を例として，今までほとんど触れられていない日本海の海水温分布と冬期日本海に見られる雲分布との関係

について調査することを目的とした。その手段として海水温は気象庁海洋課発表の海況図，GMS-3及びNOAA-8の資料を利用し，その資料とGMS-3の短時間連続観測により得られた下層の風の場と収束発散場を比較した。

2. 総観場の特徴

2.1 天気図からの経過

1986年2月2日，日本海で発生した地上低気圧が東北地方北部を通過し2月3日の午后には北日本の東海上に抜けた。その後2月7日まで日本付近は冬型の気圧配置が続いたが，気圧傾度は緩く地上の北西風は強くなかった。

850mb天気図では2月4日～6日にかけて寒気が日本海方面に南下してきて，日本海中部では気温が下り，5日12Zの啓風丸（39.1° N，134.1° E）の観測によると

* 気象衛星センター解析課
Meteorological Satellite Center.

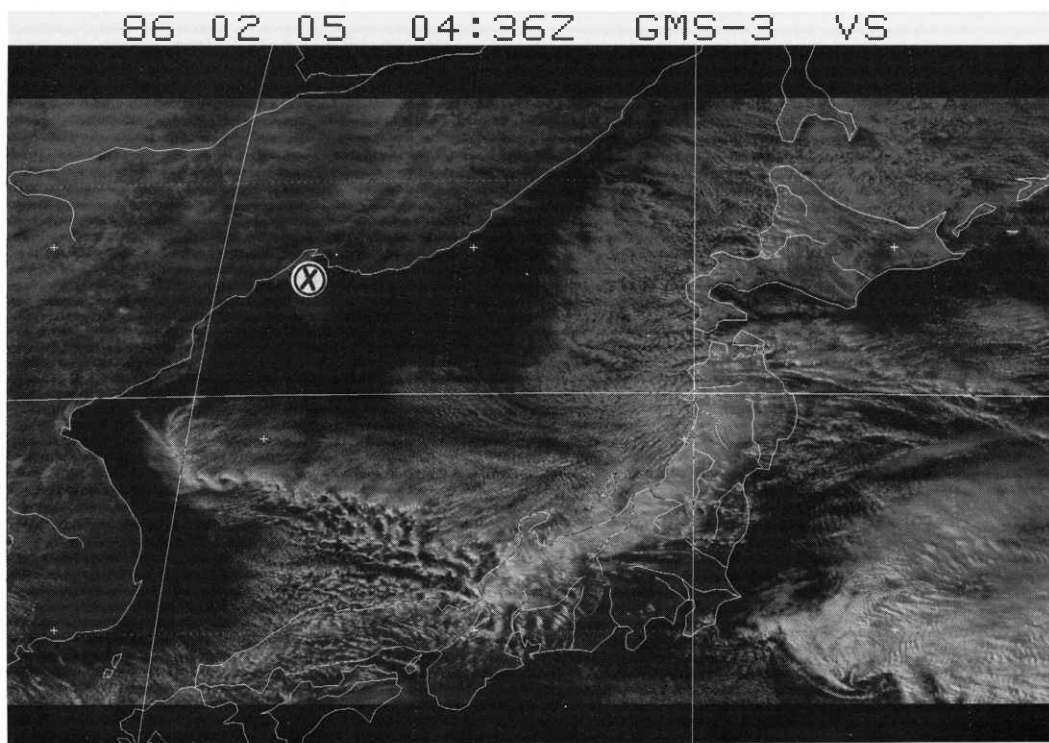


Photo. 1 GMS-3 visible image. (0436 Z, Feb.05, 1986)

-15.5° Cだった。

2.2 GMS-3 からみた日本海西部の状況と雲分布

2月5日0436Zの可視画像をPhoto. 1に示す。

北緯40度以北の日本海西部では雲が少なく海面が見える。ウラジオストック南東海上のピョートル大帝湾 (Photo. 1 では⊗で示す。) を中心に氷が見られ、陸地から南東方向に最大150kmも張り出している。氷の風下側では雲の発生位置の離岸距離が氷の部分から測ったとしてもかなり広がっており、氷域の南縁の形状と雲の発生位置の形状がほぼ相似な分布をしている。一方雲分布を見ると帯状対流雲が日本海西部から東南東の方向にやや蛇行しながら北陸地方まで延び、帯状収束雲の北側では大体北緯40度までTモードと呼ばれる風向に直角な走向をもつ雲が見られ、南側ではオープンセル型の雲が見られる。

3. GMS-3の短時間連続観測による下層風及び収束発散分布の算出

3.1 下層風の算出

1986年2月5日0421Zから約5分間隔で8回の日本付近のGMS-3による短時間連続観測が行われた。このうち2回目～4回目(0426Z～0436Z)の3枚の画像を用い、現在気象衛星センターでルーチンに利用している下層風算出システム(浜田1984)により下層雲の移動ベクトルを求めた。移動ベクトルを求める対象とした雲は雲頂高度950mb～600mbのものを緯経度共に0.25度間隔で指定した。指定は赤外画像で行い相互相関を可視画像(上層雲はすけて見える。)で行っている為、算出された雲の移動ベクトルは下層雲の動きを抽出していると考えられる。

算出された移動ベクトルをFig. 1に示す。Fig. 1で雲があってもデータの得られていない領域は、陸地の誤マッチングを避けた陸地近くの領域か前述の雲頂高度の範囲に入らなかった領域である。

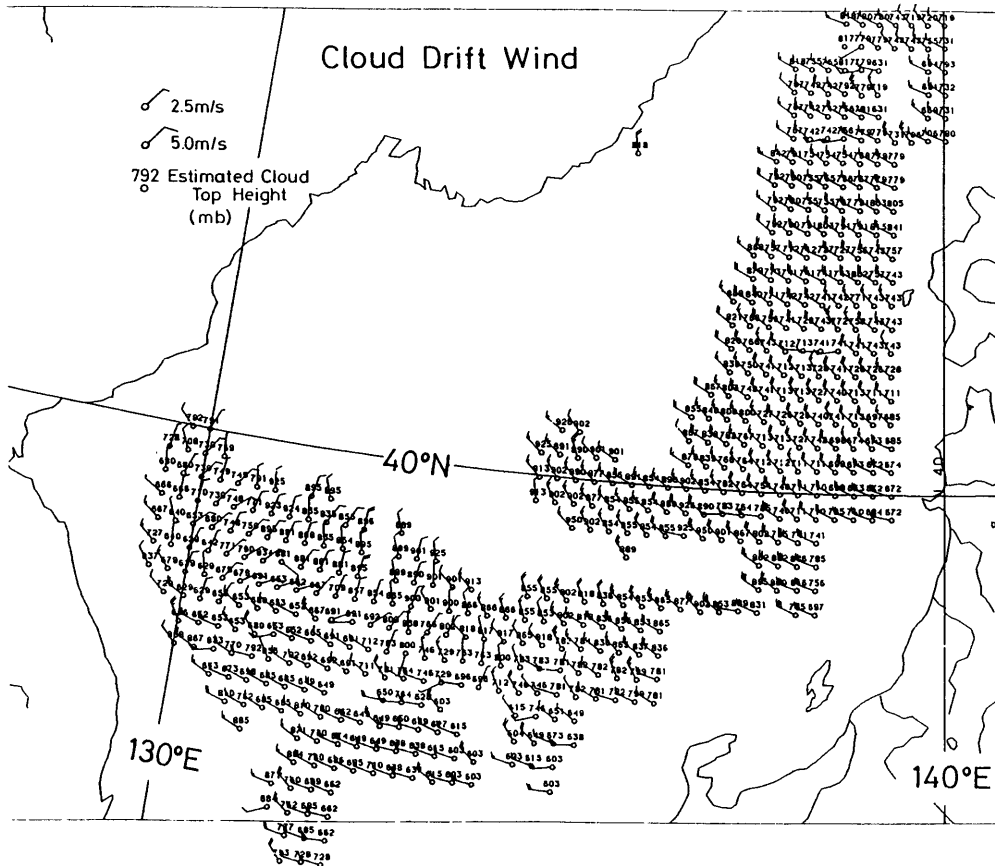


Fig. 1 Cloud drift wind derived by Automatic Target Cloud Selection Method from GMS -3 short-interval limited scan(from 0426 Z to 0436 Z on Feb.05).

Photo. 1と比較すると東経130度～134度付近のTモード領域では比較的風速が弱く風向は北東～北となっている。又、帯状対流雲付近から南側では直ぐ北のTモード領域と比較すると風速がやや強く風向は帯状対流雲の走向に沿っており緯度による変化は少ない。このことから日本海西部から中部にかけては帯状対流雲に沿ってシャーラインが存在することがわかる。

3.2 収束発散分布の算出

下層風場を定量的に評価する目的で収束発散場を求めた。北緯35.5度～42度、東経128度～140度で囲まれる領域で下層風を緯経度共に0.25度間隔で客観解析を行いこれにもとずき収束発散を計算した。近くに風のデータが得られていないところを除いて収束発散分布を示したの

がFig. 2である。

全体的には帯状対流雲に沿って収束域が対応（これは元木・里見(1981)の結果と一致している。）し、その北側は広く東西に延びる発散域が分布している。細かく見ると、帯状対流雲は、④～⑥に沿った収束帯に一致しこの中に強い収束域（ -10^{-4}sec^{-1} を含む比較的広い $-5 \times 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ 以上の領域）が130～140kmの間隔で分布している。これは帯状対流雲の蛇行に対応しているものと思われる。元木(1983)も帯状対流雲に対応したメンジョウ乱を報告している。又、発散域の南には⑦～⑨という帯状対流雲に対応していない収束域があり、東経135度付近のTモードの中の雲に対応している。従って全体的に見れば北緯40度より南の収束域の北縁は日本海中部ではほぼ緯度線に平行で西部では岸に寄る程北上がっている。

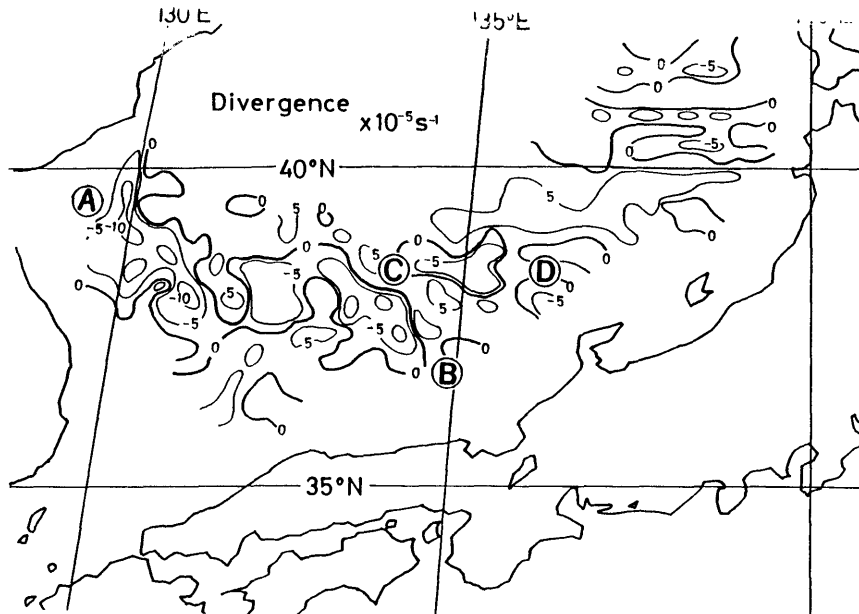


Fig. 2 Divergence field derived from wind field.

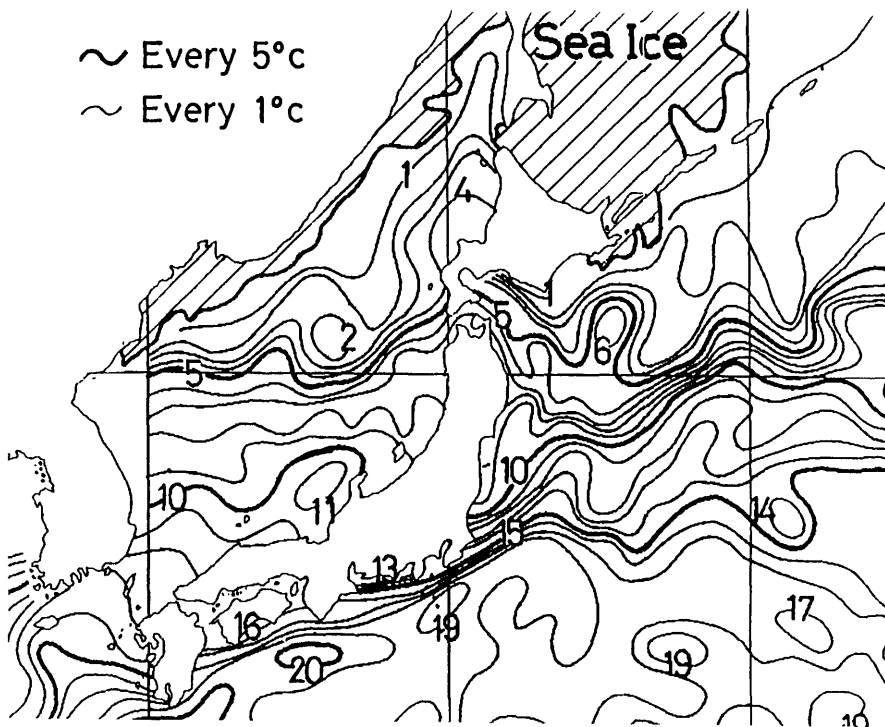


Fig. 3 Analysis of 10 days Mean Sea Surface Temperature.
From Feb.01 to Feb.10. (quoted from JMA data.)

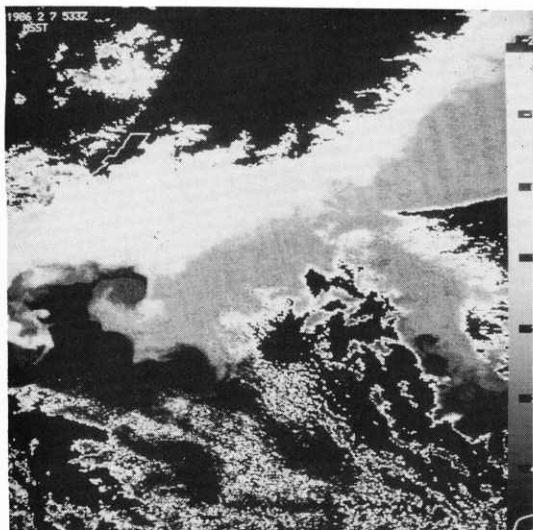


Photo. 2 AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) infrared image by NOAA. (0533 Z, Feb.07, 1986)
By Multi-Channel Sea Surface Temperature method (From Alan E.Strong 1984) using CH.4 (10.5-11.5um) and CH.5 (11.5-12.5um).
The area is from 38° N to 45° N and from 130° E to 137° E.

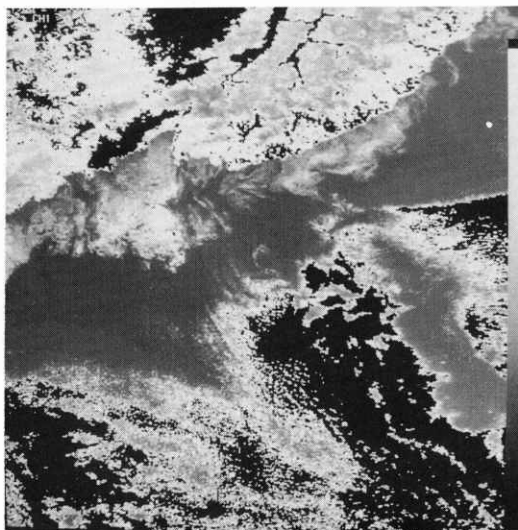


Photo. 3 AVHRR visible image(CH.1 0.55-0.90um) by NOAA. (0553 Z, Feb.07, 1986)
The area is same to photo. 2.

4. 海水温の分布

4.1 日本海全体の海況の概要

Fig. 3に気象庁海洋課発表の海況図を示す。

1日下旬から2月上旬にかけては5°Cを中心とした等温線の集中帯が北緯40度付近にあり、北緯40度以南の日本海では徐々に水温が下がっていた。又対馬暖流の影響で日本海側の沿岸では同じ緯度と比較すると水温がやや高い。

4.2 衛星から得られた北朝鮮沿岸の海面温度の特徴

Fig. 4は静止気象衛星(GMS-3)により得られた2月上旬の海面水温である。東経130度~135度、北緯40度付近で5°Cを中心とした等温線が密である点は海況図と同じであるが、北朝鮮沿岸の北緯41度、東経131度の格子では4.8°Cの暖水域が観測されている。この値は両隣の格子に比べかなり高い。この付近についてさらに詳しい海水温の分布を見る為に軌道衛星(NOAA-8)によって得られたAVHRR(Advanced Very High

Resolution Radiometer)の画像をPhoto. 2, 3に示す。可視画像では沿海州からピョートル大帝湾の地形がはっきり識別できるのでFig. 3及びFig. 4の水温図と比較ができる。まずピョートル大帝湾から南東へ150km位張り出した海水域が観察される。その付近のGMSによる温度はFig. 4より-0.7°Cで、Photo. 2でも大体0°C以下となっている。さらにPhoto. 2から海水域の南の海域に水温が大体5°C以上の海水(写真ではほとんど黒く写っている。)が氷に接する北緯41.5度付近まで入り込んでいるのがわかる。これはFig. 3の海況図にはでていないがFig. 4のGMS-3の観測結果と合っている。又、その暖水域の縁辺はかなりはっきりしており、縁辺を境に北と南で3°C程度の温度差があるようである。このように衛星資料からより詳しい海面温度分布がわかる。

以上より海面の温度分布についてまとめると、日本海中部から西部には密な等温線の集中帯があり、中部では大体北緯40度に沿い西部では岸に近づく程北に上がっている。又、等温線の集中帯を境に北と南の温度差は中部では3°C程度、西部では5°C以上になっている。

5. 考察

Fig. 5は前述の資料によって得た風の図、収束発散場の図、海面の等温線の集中帯及び海水を示した図を一つ

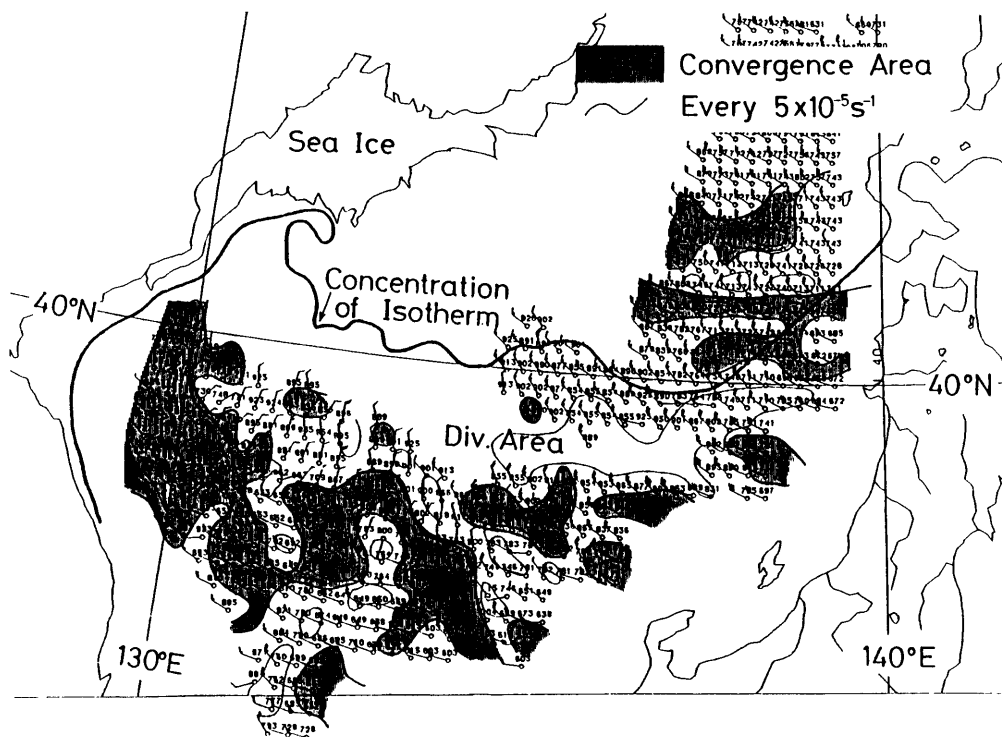


Fig. 5 Composite chart of cloud drift wind, divergence field (Feb.05, 1986) and concentrated line of isotherm of sea surface temperature (early in Feb.,1986).

にまとめたものである。図から気が付くことは次の通りである。

- (1)、大陸東岸沖の海上ではピョートル大帝湾を中心に海上に約150kmも張り出した海水がありその南では海水に接する所まで暖水域が入り込んでいる。
- (2)、発散場がほぼ北緯40度付近の海水温の等温線の集中帯に沿って東西に長く集中帯にはほぼ平行に分布し、発散場の南縁は温度の集中帯の南約150kmである。(東経135度以西では風のデータが得られていないが、南側と東側の雲の動きから発散場が推測できる。)
- (3)、収束場は海水温の等温線の集中帯にやはりほぼ平行に、その南約150kmを収束場の北縁として分布している。(旬平均の海況図によると、収束場の北縁は約7.5°Cの等温線に対応している。)
- (4)、日本海の西部を中心にTモード内の下層風は、海面水温の低い方から高い方に等温線を横切るような北よりの風向になっている。
- (5)、帯状対流雲に対応する集中帯 (Fig. 2の④～⑥) の

中で、特に東経130度付近の収束が強くなっている。

全体的に見ると日本海の海面温度は北緯40度を境に北で低く南で高い。日本海西部では境はやや北に上がるが、海水の存在及びその南での暖水域の入り込みにより南北の温度差は日本海中部よりもさらに大きくなっていた。永田 (1985) は数値シミュレーションを行い収束帯に対する海面水温の影響について調査している。海面水温として日本海中部に温度傾度が集中した旬平均実測値を与えた場合、海水温偏差分布に応じて大気の加熱が加わり下層では加熱の減少域から増加域に向う北風が強められるとしている。今回の調査でも日本海西部を中心に、帯状対流雲の北側では海面の等温線にはほぼ直角の北よりの下層風が得られており、前述のような海面の温度分布が日本海西部～中部で帯状対流雲の強化に好ましい状況を与えているものと思われる。

さらに議論を深める為には今回の事例解析で得られた (2)、(3)の結果が冬型の気圧配置において常に得られるものか、雲分布と海水温の等温線の集中帯の統計的な位置を比較し調査することが必要であろう。

6. まとめ

1986年2月5日の日本海の雲分布と2月上旬の海面の温度分布との関係について事例解析を行った。その結果以下の事が得られた。

日本海中部の北緯40度付近の海面には、水温約5°Cを中心とした等温線の集中帯があった。ピョートル大帝湾を中心に広く氷が南東に張り出し、その南では海水域に接する北緯41.5度まで等温線の集中帯が北に盛り上がっていた。下層風の発散域はその集中帯に沿って平行に南側150kmまで存在する。さらにその南には下層風の収束域が存在し、その北縁はおおよそ海水温の集中帯に平行である。

7. おわりに

海面水温のより詳しい全体的な分布を得るには、雲のない時の衛星による観測が有効である。一方、雲の移動ベクトルを得るには雲の存在が必要であるが、雲の存在する場所では海水温の値が得られない。海水温分布と風の分布を広い範囲にわたってほぼ同時に得る事は非常に難しい。海水温分布と雲の分布のより詳しい関係を得るためには、今後数多くの例を解析する必要がある。さらに海水温分布の短時間変化と雲分布との関係、あるいは統計的な位置関係についても調査したい。

8. 謝辞

資料は主に気象衛星センターのものを使用し、又解析

に際しても同センターの計算機を使用させて頂きました。関係各位に厚く御礼申し上げます。NOAAのデータの使用には管制課徳野正巳氏のプログラムを、風のプロットには気象庁数値予報課斎藤和雄氏のプログラムを使用させて頂きました。システム管理課元木敏博氏、解析課鈴木和史氏には親切的な御指導を頂きました。その他資料作製等を管制課瀧川貞二氏、解析課泉田一氏に手伝って頂きました。深く感謝の意を表明します。

参考文献

1. Alam E.Strong,1984: Improved Ocean Surface Temperature From Space - Comparisons with Drifting Buoys, Bulletin American Meteorological Society, Vol.65, No.2, 138~142
2. 永田雅, 1985: 日本海側の降雪の数値シミュレーションⅣ-収束帯に対する海面水温の影響について-
一, 1985年秋季大会講演予稿集, 218, 87
3. 浜田忠昭・加藤一靖, 1984: GMS風計算システムにおける客観的雲指定法と算出ベクトルの精度, 気象衛星センター技術報告, 第9号, 27~38
4. 元木敏博・里見穂, 1981: GMS-1による季節風の短時間連続観測(第一報), 気象衛星センター技術報告, 第3号, 15~23
5. 元木敏博, 1983: 短時間連続観測による日本海の雲, 雲画像の解析とその利用・気象衛星センター, 72~81
6. 八木正允・松村照男・山内徳栄・黒川信彦, 1986: 天気・Vol.33, No.9, 453~465