

本州南岸沖の停滞性雲システムの衛星風ベクトル*

齋藤和雄** 高野 功*** 櫃間道夫**

要 旨

成長期にある本州南岸沖の停滞性雲システムの衛星風を、2枚の連続したGMS-2画像を用いた自動雲指定法によって稠密に求めた。雲システム付近の下層風は、雲システム南西縁の対流雲列を境とした強い低気圧性シアを示した。雲システムの層積雲域はこのシア東側の南東風域に発生しており、対流雲列自身もこれに応じて北西進していた。一方、雲システム西側のOPN域は最大30 ktに達する強い北西風場となっていた。

同時刻のVFM 65モデル63.5 km客観解析場では、この雲システムに対応する擾乱が不完全ながら表現されている。上記衛星風ベクトルをVFM風解析に合成し、雲システム付近の下層風系を解析した。他のデータも含めると、成長期のこの雲システムの構造としては、本州東沖の寒冷高気圧の南～西縁辺の東風が気団変質し、日本海から直接南下した北西風の上をはい上がるというモデルが考えられる。

1. はじめに

日本付近への寒気吹き出しが弱まった後、本州南岸沖に発生し、しばしば西進して発達する特徴的な中規模の雲システムは、雲解析上および予報技術上の両面で大変興味深い現象であり、既に多くの調査・報告がある。これまでの報告では、(1)上記のような下層雲域がしばしば発生する(櫃間, 1979 a; 黒田, 1983)。 (2)雲システム初期の発生機構としては、本州南海上で変質し対流不安定となっている気団の下に北回りの冷たい北東流がもぐり込み、前者の気層を押し上げる(櫃間, 1979 b)。 (3)成長期には雲域部分およびその東側では下層収束が存在し、雲域東側では時間経過につれて北東風の北分が小さくなり、西側では北分が卓越して下層正渦度が形成されるらしい(櫃間・成川, 1980)。 (4)発達期には雲域後面へのCold & Dry Airの流入により運動エネルギーが増大し、シノプティック擾乱の発達となる(長谷川, 1982)。 (5)数値予報モデル(6L-FLM)では雲シ

ステムの動向は十分には表現されず、発達を助長する総観場という形で間接的に表現されるにとどまる(櫃間, 1979 a; 櫃間・成川, 1981)——等が指摘されていた。

本報では気象衛星センターでルーチンに使用されている下層風自動算出プログラムを利用して、2枚の連続したGMS-2の画像から、成長期にある雲システム付近の衛星風を稠密に求め、その下層風系を調査した。また同時刻の気象庁数値予報課VFM 65モデル63.5 km客観解析場を参考にこの雲システム付近の風系を解析し、他のデータも含めてこの段階における雲システムの構造について考察した。

2. 衛星風ベクトルについて

気象衛星センターでは1日8回、3時間毎の定時観測の他に00Zおよび12Zの前30分おきに各3回の風算出用の観測を行っている。このうち上層風は定時観測を含めた30分間隔4枚の画像からループ・フィルムを作成し人手による絹雲片の追跡によって求めており、下層風は定時と30分前、更にチェック用に定時1時間前の3枚の画像を使用して緯度・経度平均 2° 毎に下層雲の自動指定、自動追跡により算出している。

今回の調査では、この下層風算出プログラムを利用して緯度・経度各 0.5° および各 0.25° 毎に自動雲指定を行い、前述の雲システム付近の下層風ベクトルを密に算出した。1時間前の画像によるチェックや画像表示装置

* GMS-2 satellite winds on the stationary mesoscale cloud system off the south coast of Japan.

** Kazuo Saito, Michio Hitsuma, 気象衛星センター

*** Isao Takano, 気象衛星センター (現在は気象庁数値予報課)

——1985年9月24日 受領——

——1986年1月10日 受理——

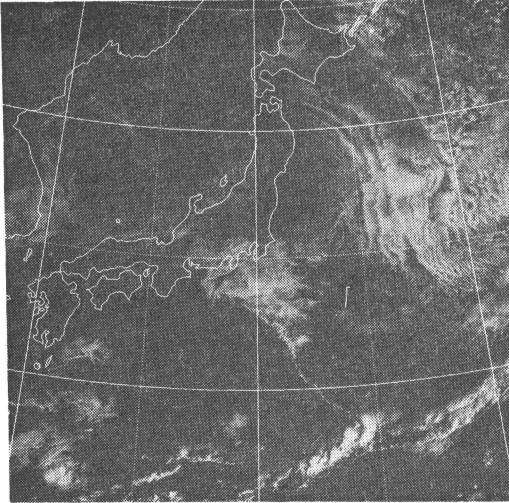


写真1 GMS-2 可視画像. 1983年10月12日00Z.

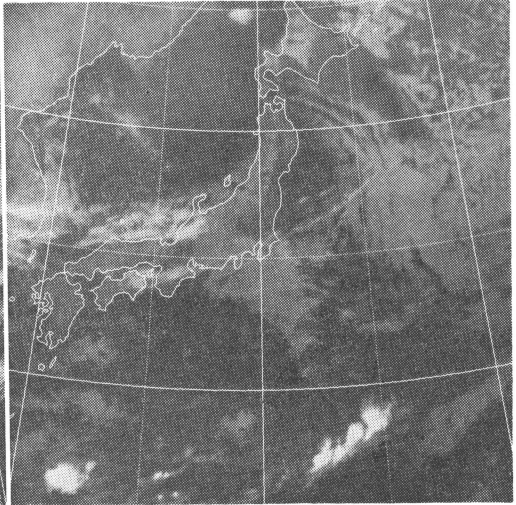
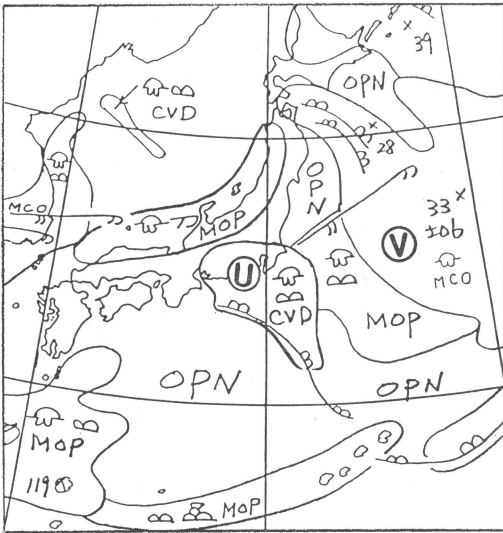
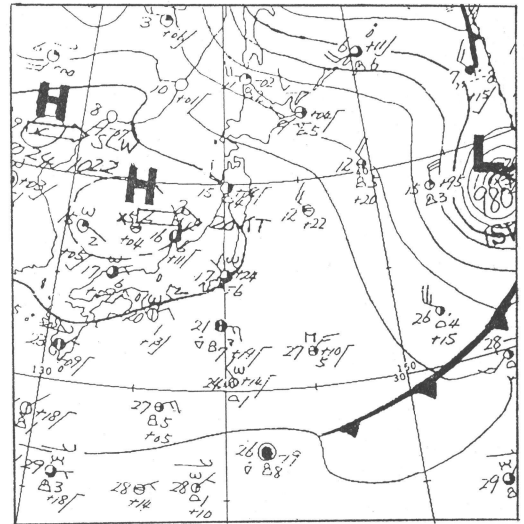


写真2 同. 赤外画像.



第1図 写真1, 2に対応する12日00Zの雲解析図.
⊙が対象の雲域.



第2図 写真1, 2に対応する12日00Zの地上天気図.

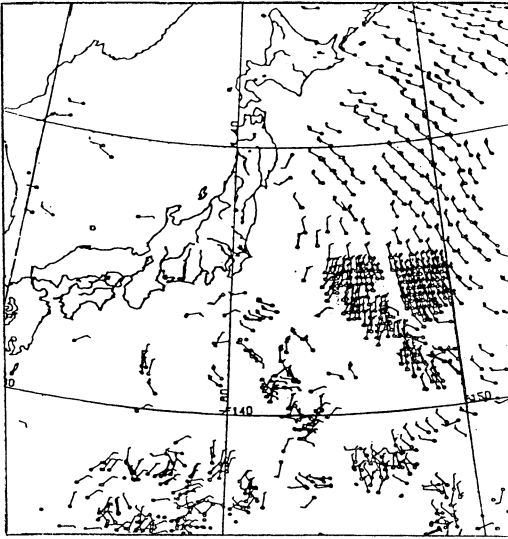
を用いた目視による品質管理は行わなかったが、このように処理を簡単にしても雲頂高度が低ければ、衛星風ベクトルの精度はそれ程下がらないことが報告されている(NWP News Letters, 1984 等).

衛星風の代表する高度については不明確な点が多いが、下層風の場合、気象衛星センターでは追跡雲の雲頂高度等にかかわりなく、850 mb を推定気圧高度として採用している。一般には衛星風は雲頂高度よりも雲底高

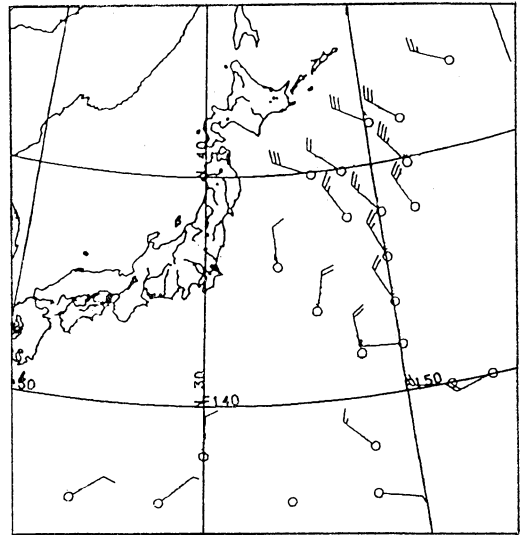
度付近の風を代表する傾向にあり、特に冬期には追跡雲の雲頂高度が低くなれば850 mb より低い高度の風にもよく一致することが Hamada (1982) らにより報告されている。

3. 対象事例

今回調査の対象とした雲システムは1983年10月11日から13日にかけて本州南岸沖に出現したもので、黒田・庄



第3図(a) 衛星風ベクトル。10月12日00Z、緯・経度0.5°毎、および0.25°毎の2回の雲指定処理によって得られたものを重ね合わせて表示してある。



第3図(b) 第3図(a)と同時刻のルーチン処理による衛星風ベクトル。

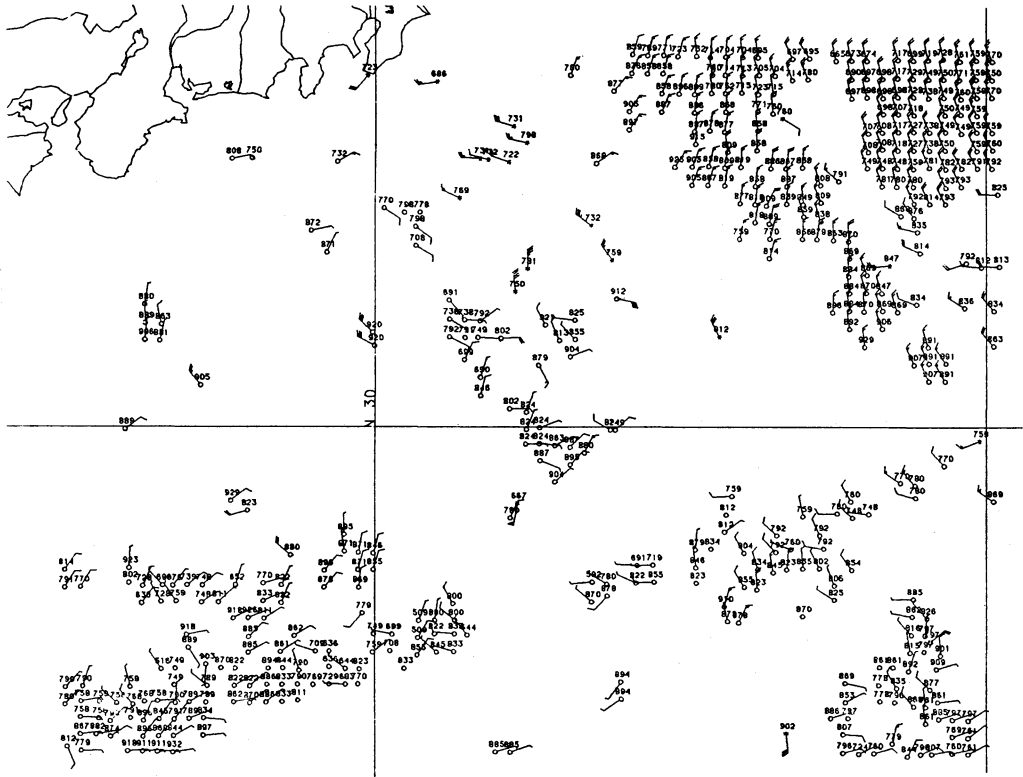
司(1985)も同じ事例を調査している。写真1および写真2は10月12日00ZのGMS-2による可視と赤外の画像で、対応する同時刻の雲解析図を第1図に、地上天気図を第2図に示す。台風8313号の衰弱した低気圧が日本のはるか東に去り、11日12Z頃から関東の南にあった寒気吹き出しに伴う筋状雲の北側に下層雲が増加し始めていた。写真1では東海沖～八丈島、さらに30°N、142°E付近まで明瞭な積雲列がみられ、その北東側には第1図の④に解析されているような層積雲・積雲域が広がっており、この種の雲システムに共通な特徴的形状を示している。また三陸沖～関東のはるか東海上には、第1図⑦に示す寒気吹き出し雲の弱まった別の層積雲域がみられる一方、この雲システムの積雲列の西側はほとんど雲のない「OPN」域になっている。この後この雲システムはほとんど停滞したまま発達し、13日00Zには東進に転じて関東の東海上に進んだ。この間を通じて地上天気図にはこの雲システムに対応するような低気圧は解析されていない。

4. 雲システムの衛星風ベクトル

10月12日00Zと30分前の2枚の画像から算出した衛星風ベクトルを第3図(a)に示す。この図は緯度・経度0.5°毎に雲指定を行って得たベクトルに、もう一度雲

システム近傍について0.25°毎に雲指定を行って得たベクトルを重ね合わせて表示したものである。この図をみると、三陸沖から本州の東方にかけて弱い寒気移流を示す北西風が、南にいく程東成分が増加して北東風になって雲システム東方から大きく回り込んでいる。これは斎藤(1971)や櫃間・成川(1980)の論じた寒冷高気圧の南～西縁の気流であると考えられる。一方雲システム付近では後述するような比較的強い西風がいくつか観測されているのを除けば、雲システム南西縁の積雲列に沿って南東風が観測されている。櫃間・成川(1980)は雲域部分以東の下層風について、北東風が卓越するが雲域の成長とともに北分が少なくなり部分的には南東風さえみられるようになる事を報告していた。今回の観測はこの報告を具体的に裏付けるとともに、層積雲域内の南東風は部分的に存在するにとどまらず、積雲列自身が北西方向へのシステムティックな運動を行っている事を示している。これは成長期の雲システムの構造が、発生初期の構造(即ち、寒気吹き出しの北西風に伴う筋状の雲)とは全く異なるものになっている事を示唆している。

第1図でOPN域に相当する雲システム西側では、トレーサーとなる下層雲が少ないためベクトル数は少ないが、北～北西風が観測されている。この北西風は山岸(1983)が関東地方の北東気流時の下層風解析で述べた



第3図(c) 緯・経度0.25°毎の雲指定による雲システム近傍の衛星風ベクトル。添字は雲頂高度(単位 mb)。

中部山塊の西側を通る寒気移流の北西風と考えられるが、積雲列近くでは最大30KTに達している。前述した積雲列の北西進と合わせて、雲システムの下層風は積雲列付近を境とした強い低気圧性シアを示している。成長期のこの種の雲システムについて、このように詳細な風ベクトル分布が得られたのは初めての事であり、同時刻のルーチン処理による衛星風ベクトル(第3図(b))では、雲システムに関わるベクトルはほとんど観測されていない。

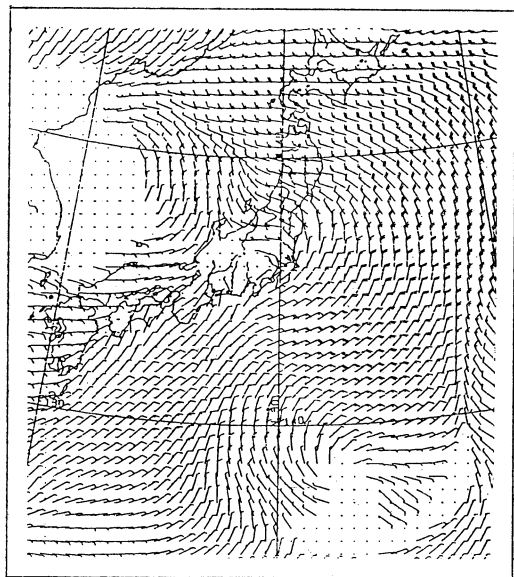
第3図(c)は雲システム近傍について緯度・経度各0.25°毎に雲指定を行って算出したベクトル分布の拡大図で、添字は各ベクトルに対応する追跡雲の雲頂高度(単位はmb)である。雲システム層積雲域の北東縁付近では、いくつか比較的強い西風が観測されているが、これらのベクトルは後述するように700mb面近くの風の影響を受けたものと考えられる。またこの他にも方向や大きさに疑問のあるベクトル(図中、矢羽根に×印を付した)が幾つかあるが、これらはより上層の風の影響

を受けたものの他に風算出処理上の誤マッチングによるものが含まれていると考えられる。今回の調査では風の算出に30分間隔2枚の画像のみを用いルーチン処理のような1時間前の画像によるチェックや人手による品質管理を省略しているため、下層雲の変形の大きい所ではこのような誤ベクトルが混じる場合がある。

雲システム層積雲域で比較的強い西風として観測されたベクトルの雲頂高度は平均742mb(個数12, 標準偏差28mb)、一方東～南東風では平均800mb(個数24, 標準偏差62mb)で、前者の方がやや高かった。ただし、2章で述べたように雲頂高度は直接には衛星風の代表高度とはならず、また衛星の観測した雲頂高度は雲の射出率を100%と仮定した赤外放射温度から求めたもので、必ずしも正確ではない。

5. 63.5 km 客観解析場との対応

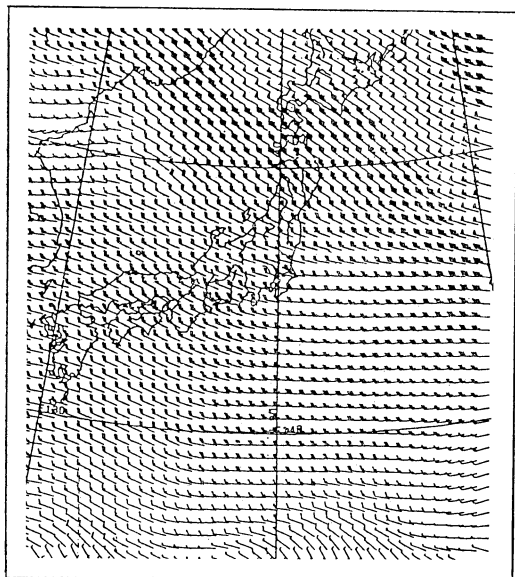
この雲システムについての風計算を行ったのと同時刻の気象庁VFM 65モデル63.5 km客観解析場(地上、



第4図(a)



第4図(b)



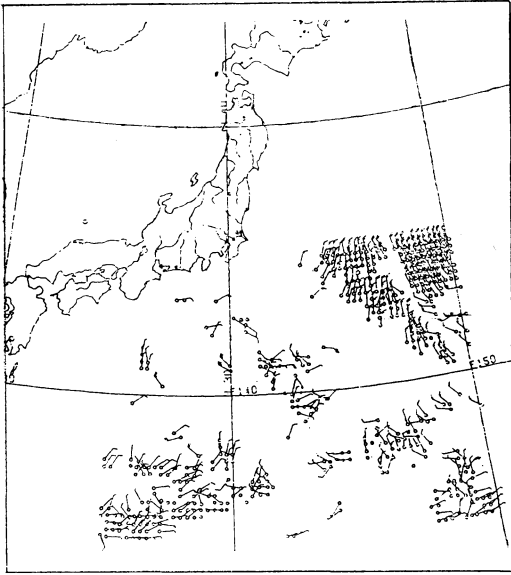
第4図(c)

第4図(a) VFM 65 モデル 63.5 km 客観解析場、
地上、1983年10月12日00Z。
(b) 同、850 mb。
(c) 同、700 mb。

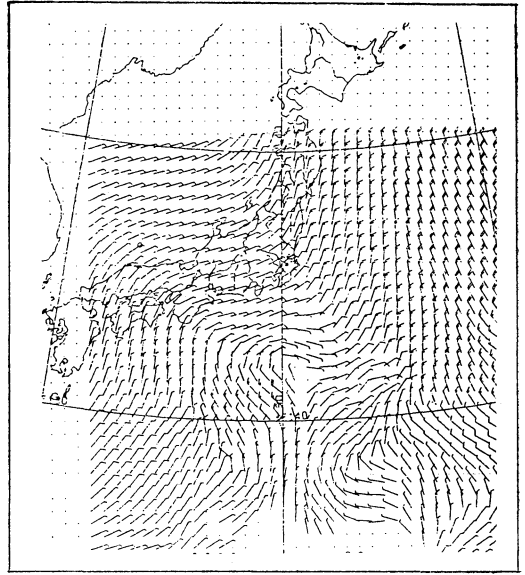
850 mb, 700 mb) を第4図(a)~(c) に示す。この図は現在ルーチン化されている同予報モデルの格子点について63.5 km 幅の各格子点毎に初期値解析したもので、衛星風データは使用していない。なお、山岸(1983)では254 km 格子の客観解析値を63.5 km に内挿して初期値に使用しており、現ルーチン予報モデルでは127 km

格子で客観解析し63.5 km に内挿して使用している。

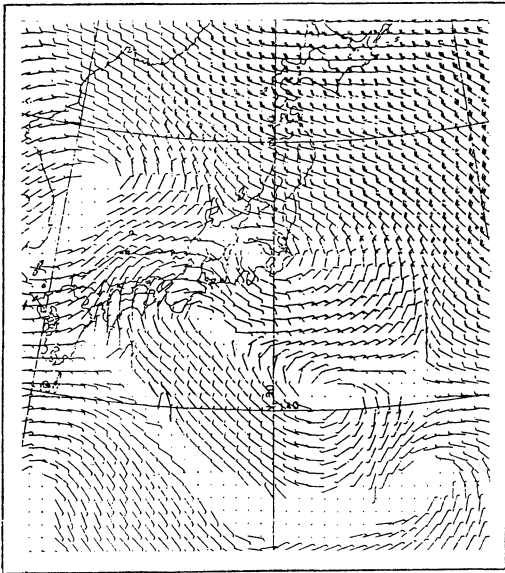
850 mb 解析場第4図(b)をみると、紀伊半島南沖に明瞭な低気圧性循環がみられる。6L-FLM モデルを扱ったこれまでの報告(櫃間, 1979b; 櫃間・成川, 1981)では、雲システムの動向は数値予報モデルでは初期値・予想値とも直接には表現されない、とされてい



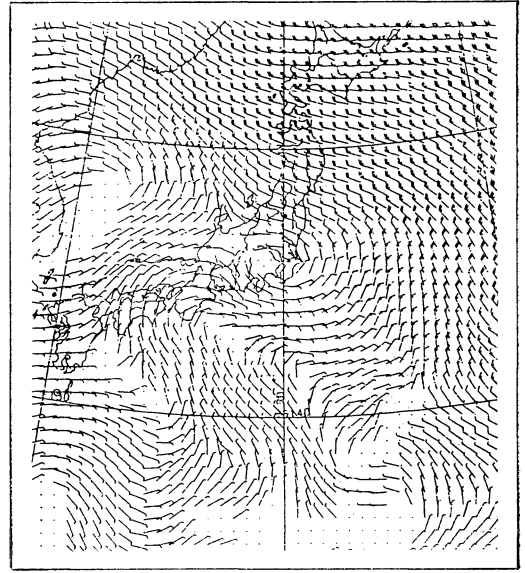
第5図(a)



第5図(b)



第5図(c)



第5図(d)

第5図(a) 客観解析に使用した衛星風ベクトル。0.25°雲指定により得られた462個のベクトルの内、不良とみられる18個を除いてある。

(b) 衛星風ベクトル客観解析場、50 km 離れると $\frac{1}{e}$ (eは自然対数の底) になるような重みをかけて解析した。計算時間短縮のため33×33の格子点についてのみ計算してある。

(c) 第4図(a) 地上と (b) 850 mb 解析場を平均した図。

(d) (b), (c) を荷重平均した図。(b) の解析に使用した重みの係数を使用。

た、この63.5 km 解析場の精度については若干の問題はあるが、雲システム層積雲域は紀伊半島沖の循環東側の南東風場に位置している。12時間後の12日12Z 850 mb 解析場(図は省略)でも本州南岸沖は南風の場合となっており、VFM 65モデル63.5 km 解析場では、不完全ながら雲システムに対応する擾乱が表現されている。ただし紀伊半島沖の低気圧性循環については、00Zの高層観測において米子で北東風、八丈島で南東風が実測されている事が大きく寄与しているようで、12Zの解析場では00Zほど明瞭には表現されていない。第3図(a)、(c)の衛星風ベクトルと比較すると、低気性シアアのラインが全体的に2°程西にずれており、雲システム西側の北～北西風が西風として表現されている。

第4図(c) 700 mb 面解析では、雲システム付近は一樣な西風の場合となっている。第3図(c)に混在していたいくつかの比較的強い西風ベクトルは、この層の風の影響を受けて移動した雲底高度の比較的高い層積雲を追跡した結果と考えられる。

地表の解析第4図(a)では雲システム付近はほぼ一樣な北東風になっており、第2図地上天気図と同様、この雲システムに対応する地上低気圧は解析されていないが、雲システム南西縁の積雲列の両側では北東風の大きさに明瞭な差があり、この付近で下層収束がある事が明白である。

第3図(a)の衛星風ベクトルは、総体的には次章第5図(c)に示す地上解析場と850 mb 面解析場の中間位に大体一致しており、この例の場合では概ね900 mb 面付近の風を代表していると考えられる。

6. 衛星風ベクトルと VFM 解析場との合成

第3図(c)に示した緯度・経度0.25°毎に雲指定を行って算出したベクトルの内から×印を付した18個の不良ベクトルを除き(第5図(a)), 客観解析を行った(第5図(b)). VFM 65モデル63.5 km 格子点の内、計算時間短縮のため33×33の格子点についてのみ計算を行い図示してある。解析は格子点と衛星風ベクトルの距離が50 km 離れると $\frac{1}{e}$ (eは自然対数の底)になるような重みを掛けて行っているため、衛星風が観測されていない35°N以北および135°E以西の矢羽根はあまり意味を持たない。

一方、前章地上解析場第4図(a)と850 mb 解析場第4図(b)を算術平均した図を第5図(c)に示す。第4図(b)にみられた低気圧性シアアの位置が幾らか

東になり、前章で指摘した衛星風ベクトルのシアア位置とのずれが小さくなっている。また日本の東海上の寒気吹き出し風の方向、大きさなどをみても第3図(a)に示した衛星風ベクトルと第5図(c)とはほぼ良い一致を示している。

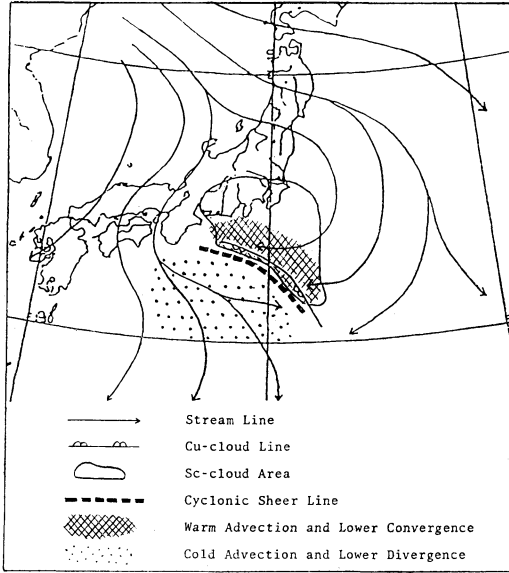
第5図(b)と(c)を比較すると、雲システム付近、低気圧性シアアの位置にまだ小さなずれがあり(140°E線で緯度1°程(c)では南になっている)、雲システム西側での北西風の大きさ、および雲システム南東側や日本のはるか南海上など、衛星風が観測されている所で若干の違いがみられる。そこで(b)、(c)両図の精度の良い所を相互補完すべく合成を試みた。第5図(d)は(b)図の解析に使用した重みの係数を使って(c)図との荷重平均を行った図で、衛星風が密に観測されている所では衛星風による解析が、また衛星風の観測のない所ではVFM 65モデルの解析が優先するように表現されている。この図では衛星風ベクトルによる雲システム近傍の風系と、VFM 解析による雲システムをとりまくより大きなスケールの風系の両方が良く表現されており、また実際の雲分布(第1図)とも良く符合している。

7. 雲システム付近の下層風系と構造

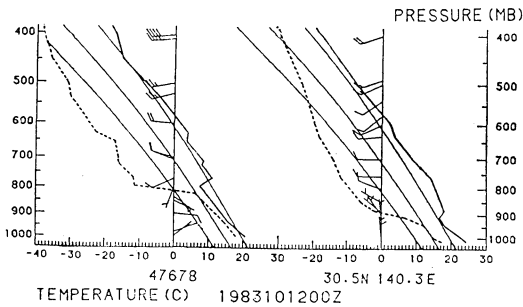
第6図は第5図(d)に基づいて描いた雲システム付近のおよそ900 mb 面の下層風系の模式図である。雲システム層積雲域南西縁の積雲列に沿ってすぐ西側には低気圧性シアアのラインがあり、この東側では南東～東風、西側では北西風の場合となっている。図中、積雲列を示す線につける半円形の記号を第1図とは反対側に書いたのは、積雲列が北西に向かって移動している事を示している。

雲システムの東側から吹き込む東寄りの風は、4章で述べたように、中部山地を北回りに迂回して東北地方を横切り本州東沖に出た下層寒気により形成された寒冷高気圧の南～西縁の気流と考えられるが、この東風が吹送する関東の東～南東沖の海面水温は、第7図の24～5°Cの等温線に示されるように高く、この海上で熱・水分の補給を受ける。

一方、中部山地を西回りに迂回して西日本を南下した風は、紀伊半島沖で北西風となり雲システム西側のOPN域に回り込んでいる。第7図にみられるように紀伊半島沖の海面水温も高いが、日本海から直接南下するこの北西風は、比較的暖かな太平洋上を吹送する時間が



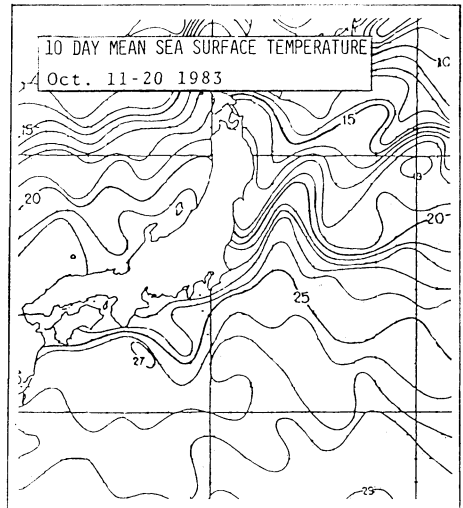
第6図 第5図(d)を参考にして描いた雲システム付近のおよそ900 mb面の下層風系の模式図。



第8図 八丈島(47.678), 啓風丸(30.5°N, 140.3°E)のエマグラム。実線は温度、点線は露点温度。細実線は湿潤断熱線。1983年10月12日00Z。

短かく十分な気団変質を受けない。この東寄りの風と北西風は本州南岸沖で会合し、第6図網目部で示す領域で前者が後者の上をはい上がる。この部分では、900 mb以下の最下層での収束とそれによる正過度の形成→雲システム南西縁の低気圧性シアの強化が行われ、雲システムは全体としては背の低い中小規模擾乱の構造となっている。

このモデルは、中部山地により強制分流された気塊の内、冷たい親潮海域で変質を受けずに南下した気塊が暖流の上で変質し対流不安定となっている気団の下にもぐ



第7図 海面水温図。10月11~20日の平均。単位は°C。

り込む、という発生期の雲システムについてのこれまでの報告のモデルとは逆のもので、ここでも4章に述べた、雲システムの構造が発生期→成長期にかけて大きく変化している事が推定される。第8図は12日00Zの八丈島(47.678)と啓風丸(30.5°N, 140.3°E)でのエマグラムである。両地点の下層風シアーホドグラフも、八丈島(第6図の網目領域)での暖気移流、啓風丸(点彩領域)での寒気移流を明瞭に示しており、上記のモデルを裏付ける。

第6図網目領域で発生した雲は第8図八丈島の実測にもあるような800 mb付近の南風により北に拡がり、全体として写真1にみられるような雲システム層積雲域を形成する。これまでの報告でも指摘され第8図にもみられるような800~700 mbに存在する顕著な逆転層により層積雲の発達はそので頭を押えられるが、800 mb付近の南寄りの滑昇流によって北に拡がった層積雲の一部は、より上層の風の影響を受けて更に北東に拡がる。第3図(c)で強い西風として観測された衛星風ベクトルが層積雲北東縁部に集中していたのも、このためと考えられる。また、写真1, 2にみられる雲の微細な特徴も、そのような機構を示唆している。

8. おわりに

現在の気象庁の観測手段には地上・高層観測の他、レーダー・アメダスや気象衛星等があるが、近年予報手段の中心になりつつある数値予報の初期場作成のために

は、後二者はまだ十分に活用されるに至っていない。数値予報モデルの精密化に伴って、中小規模現象予報の精度向上が望まれているが、そのためには現在の高層観測網の粗さを改善する必要がある。そのような目的に関し、ここでは本州南岸沖の中規模雲システムを例に衛星風の算出を行い、第3図に示すような詳細なベクトル分布を得る事が出来た。衛星風を数値予報モデルの初期解析に利用するには、その精度や代表高度の決定、時間的・空間的スケールの代表性等、多くの問題が残されているが、海上も含めた広範囲にわたる継続的な同時観測という面では、現在これ以上の手段は望めない。今回得られたような風ベクトル分布も、衛星システムによる観測無しには考えられないものであった。

今回の衛星風ベクトル算出にはルーチン観測（即ち30分間隔の）画像を使用した。現在のGMSシステムでも撮像領域を限定する等して画像時間間隔を変えれば、更に精度の良いベクトルがより多く得られる事が期待できる（Takano・Saito, 1985ら）。中小規模現象の観測手段としての衛星システムの重要性は、衛星風ベクトルのみならず、今後更に増すものと考えられる。

9. 謝 辞

この調査を進めるにあたって、気象庁数値予報課の瀬上哲秀技術専門官からは、63.5 km 客観解析格子点データおよび格子点ポラステレオ変換プログラムを拝借

し、大変お世話になり、ここに感謝の意を表します。

文 献

- 櫃間道夫, 1979 a: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域, 天気, 26, 309-311.
 ———, 1979 b: 前項に同じ(その2), 天気, 26, 605-610.
 ———, 成川二郎, 1980: 前項に同じ(その3), 天気, 27, 809-816.
 ———, ———, 1981: 前項に同じ(その4), 天気, 28, 317-321.
 黒田雄紀, 1983: 中規模じょう乱の雲解析, 研究時報35巻別冊, 管区研究会誌選集(1), 64-65.
 ———, 庄司桂一郎, 1985: 前項に同じ(その2), 研究時報36巻別冊, 管区研究会誌選集, 100-101.
 長谷川隆司, 1982: 南岸沖小低気圧(本州南岸沿いを西進後東進する中間規模じょう乱), 研究時報, 34, 1-15.
 Hamada, T., 1982: Representative Heights of GMS Satellite Winds, Meteorological Satellite Center Tech. Note, No. 6, 35-47.
 斎藤直輔, 1971: 関東地方の北東気流についての一考察, 研究時報, 23, 241-254.
 山岸米二郎, 1983: 関東地方の局地的悪天時の場の特徴の数値シュミレーション, 天気, 30, 3-10.
 Takano, I. and K. Saito, 1986: Statistical analyses of wind fields from short-interval VISSR observations, Meteorological Satellite Center Tech. Note, No. 14 (投稿中).

月例会「第30回 山の気象シンポジウム」のお知らせ

日 時 昭和61年6月21日(土) 13:00 から。

場 所 気象庁第1会議室(5F)

講演希望の方は演題に200字以内のアブストラクトを

付して4月末日までに 東京管区気象台業務課 岡野光也
 (〒100 千代田区大手町 1-3-4) まで郵送して下さい。