

本州南岸沖を西進して発達する中規模の 雲システム (その3)*

櫃 間 道 夫 成 川 二 郎**

要旨

この雲システムの生成初期の機構を既報で考察したが、本報ではそれにつぐ成長期の雲システムの南部の構造を主体に解析した。(1) 雲システム東方の北東流は氾濫する寒気またはこれで作られた下層高気圧の南～西部の気流であり、時間経過につれ南分をもつようになる。(2) 雲域部分および東側では下層収束、西側では下層発散がある。(3) 雲域部分では最下層から 750 mb まで一貫した不安定成層となっている——などの事実を示し、これらに基いて、東側の上昇流、西側の下降流から成るモデルを考えた。これは既報で示した雲システム生成初期のモデルと時間的・空間的に連続する。

また、雲システム形成前から本州南岸沖に下層の温暖域が存在すること、雲システムの成長期を通じて東方に雲のない領域が広く存在すること、750 mb 付近の逆転層の中に著しい乾燥域があること等の現象を指摘した。

1. はしがき

既報(櫃間, 1979 a, b)の要旨は次のようなものであった。すなわち、

(1) 標題のような雲が存在する。その出現の起源は日本付近への寒気吹出しにあるらしい。

(2) 雲システムの生成初期、八丈島付近における機構は次のように考えられる。すなわち、暖流の上で変質し、対流不安定となっている気団の下に、本州中部山地の北回りの冷い北東流の気団が侵入し、前者は気層全体が押し上げられて不安定となり、対流が生ずる(後に示す第10図)。

(3) しかし 700 mb 付近に顕著な安定層があり、上記の対流による雲もこの高度を越えない。

(4) 一方、後者の気団すなわち北東流においては、気団前縁の進行速度と気団内の風速との差から水平収束に

よる上昇流も考えられ、また、八丈島より南方では両気団間の温度傾度が小さくなる事実がある。これらの事実から両気団の境界の安定層は早晚破られるものと思われ、引き続き対流が維持される機構は別に求める必要がある。

(5) 更に後、上空の気圧の谷の接近によりこの雲システムは急速に発達し、東進する。

さて、この報では上記(4)の段階、すなわち成長期の雲システムにおける八丈島以南の部分の主対象に、その構造を探りたい。

2. 方法と資料

2年間のルーチン作業で経験した多数の事例は、後に結論の章で述べる機構を暗示するものであったが、これらを踏まえ、高層観測点の小笠原父島(27°N, 142°E)・啓風丸(30.5°N, 140.3°E)を適当な時刻に雲システムが通過した1978年10月17日の事例を主体に解析する。

3. 解析結果と考察

3.1. 氾濫する寒気とこれによる高気圧

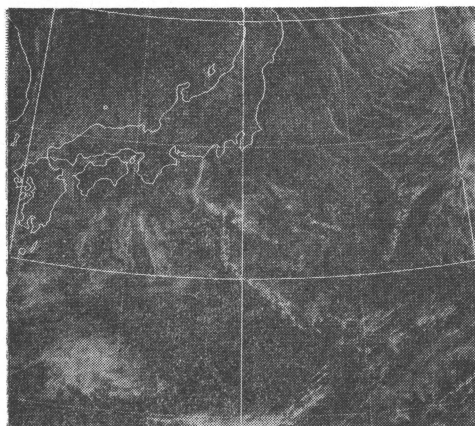
問題の雲システムが成長する過程を第1図に、またこれに対応する地上天気図を第2図に示す。北海道東方海

* Mesoscale cloud system which moves westward and develops off the south coast of Japan (Part III).

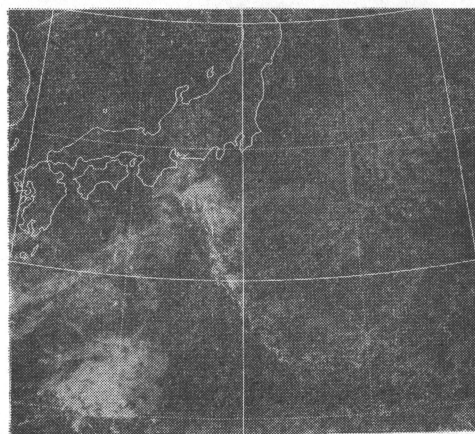
** Michio Hitsuma and Jiro Narikawa, 気象庁予報課。

—1980年4月21日受領—

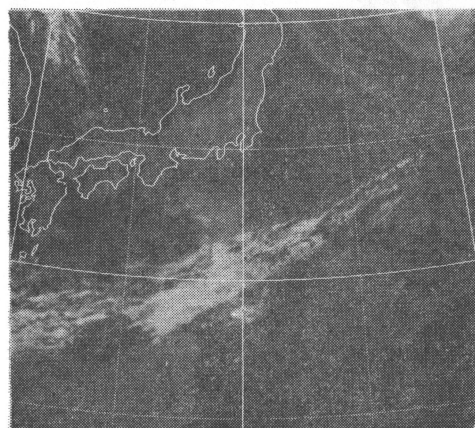
—1980年9月8日受理—



(a)



(b)



(c)

第1図 GMS 写真。(a)可視, 1978年10月17日09時。(b)同, 同日15時。(c)赤外, 同日21時。

上にある低気圧の後面で寒気が氾濫し, これが本州南海上で高気圧を形成して, この高気圧の西側縁辺で雲システムが成長することが判る。すなわち, 雲システムの東方にある北東流を, 既報では単に「本州中部山地の北を回って三陸沖に出た冷い気団」としていたが, 更に包括的に「氾濫する寒気またはこれで作られた高気圧の南～西側縁辺の気流」として捉えるべきことに気付く。

一般にこの雲システムでは, 初め北西～南東の走向のものが南部ほど急速に西進するため, 南北走向となる現象が経験されるが, この現象も上記の高気圧領域増大の結果として説明されよう。ただし, また一般に雲は本州南岸付近で最も発達することが多く, 中部山地の果たす役割はやはり重要と思われる。

なお, 関東地方の北東気流に関しては, 既に斎藤(1971)が寒冷高気圧の南側縁辺の現象として扱っている。

3.2. 雲システム付近での下層風分布

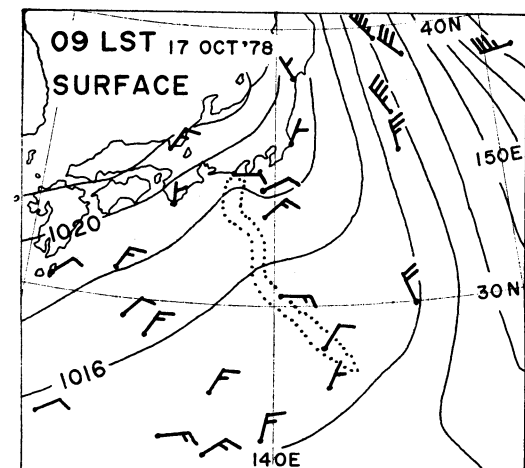
雲域部分以東では既報の通り北東風が卓越するが, 第2図や後に示す第6図から判るように, 時間経過につれて北分は少くなり, 部分的には南東風さえ見られるようになる。

また第2図では必ずしも明瞭ではないが, データの多い別の事例(第3図や, 櫃間, 1979b の第2, 5図)で判るように, 雲域部分とその東では下層風の収束が認められる。また第2図の事例でも, a図からc図に至る間の雲システムの移動速度(雲システムの法線方向への)はb図に示したような値であり, これと雲域東方での風速とを比較すれば後者が大きく, やはり収束の存在が示唆される。

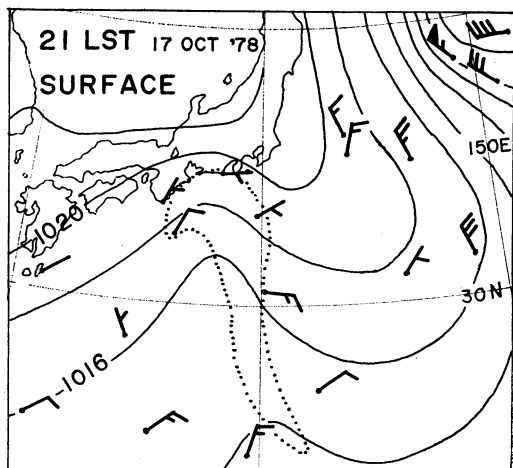
一方, 雲域の西方については若干複雑である。すなわち雲から遠く離れた所(第2図の事例では200～300 km 西方)では北東流だが, 上記(第3図ほか)の事例でも判るように雲域のすぐ西側では北分が卓越している場合が多い。従って, 雲域部分においては正渦度が形成され, 摩擦収束が期待される。一方, 雲域の西～南側では下層風が速度発散の傾向を示しており, さらに雲システムの移動速度と西方の風速との比較からも発散の存在が期待される。

3.3. 雲システム付近での成層の不安定

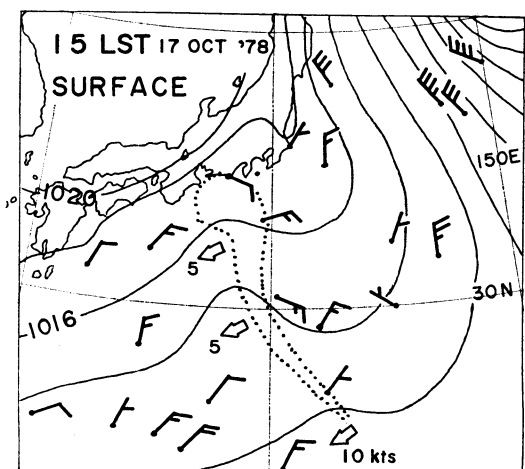
雲システムの南端が10月17日15時頃, 東から西へと通過した父島の, その前後の高層データを第4図に示す。これは時間高度断面図だが, 雲システム通過の前後において各々数時間の準定常性を仮定すれば, この図の下層部分は近似的に空間断面図とみなせよう。そこでは第1



(a)



(c)



(b)

第2図 地上天気図と雲域(点線)。第1図に対応する。b図における白矢印は、a図からc図までの雲域の平均移動速度。

(a) 1978年10月17日09時。

(b) 同日15時。

(c) 同日21時。

で見られた薄い安定層は既になく、最下層から750 mbまで一貫して不安定な成層となっており、最下層から750 mbまで貫通する対流の存在が示唆される。

3.4. 900 mb 面における気圧の谷

雲システムの存在する環境を更に詳しく見るために第1, 2図の各a, cに対応する時刻の900 mb面を第6図a, bに、また、700 mb面を第7図に示す(700 mbは両時刻とも大差ないので21時を省略)。

地上で見た南東海上の高気圧形成の過程が900 mbでも見られる一方、東シナ海方面にも別の高気圧があって、これらの中間にあたる紀伊半島南方海上は900 mb面でも気圧の谷となって行く(b図)。

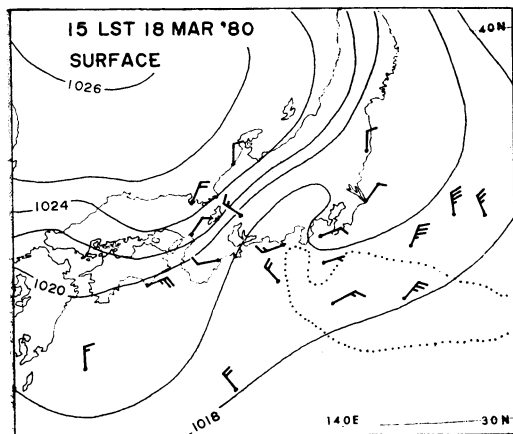
この気圧の谷に関して注目すべきことは、雲域が低圧部の東方に位置し、低圧部そのものは晴天であるという現象である。斎藤(未発表)はこれを偏東風波動(たとえば第8図)と同じパターンであると指摘した。熱帯の現象をそのままここに持ち込むことには若干の検討を要しようが、確かにこれまで見て来た下層風・温度成層・雲などの分布から示唆されるものは雲域およびそのすぐ東での上昇流、西での下降流という構造(後に示す第11図)であり、それは斎藤(1973)の示した第8図に似ている。

3.5. 本州南岸沖における温暖域

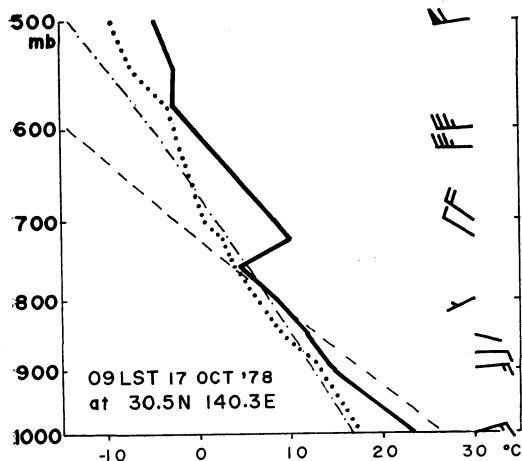
節の(2), (3)で述べたものと似た構造、すなわち下層の著しい対流不安定や700~800 mbにおける逆転層の存在、更にこの逆転層が雲システムの通過に伴い上方へ変位する現象などが見られる。

一方、第1節の(4)で触れたように父島では八丈島とは異なって、雲システムの東西両側での温度傾度が小さくなり、八丈島で雲システム通過時に見られた900 mb付近の薄い安定層(第10図)が父島では認められない。偽相当温位分布から見ても、下層の北東流の気塊が900 mbよりも上方まで運ばれることが判る。

更に、雲システムの通過と高層観測時刻とがほぼ合致した17日09時の啓風丸の状況(第5図)を見るとこの事実は一層明瞭である。ここでも前記、八丈島の900 mb



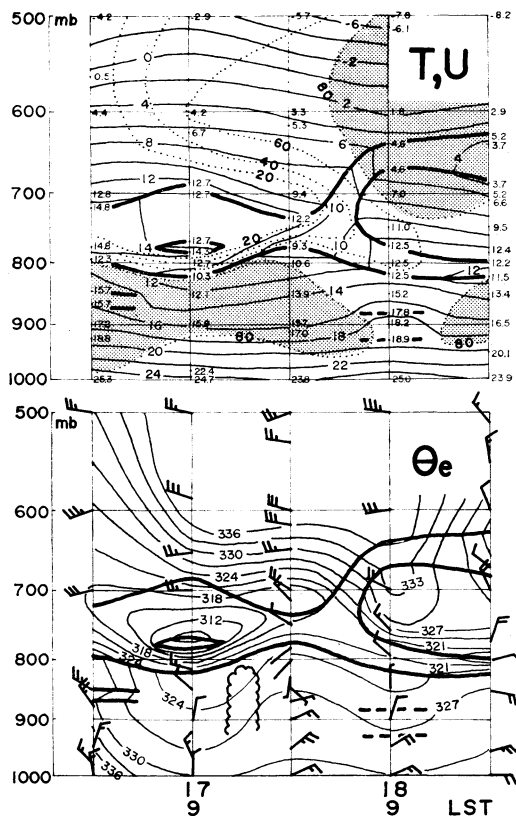
第3図 地上天気図と雲域 (点線). 1980年3月18日15時.



第5図 啓風丸 (30.5°N, 140.3°E) における状態曲線と風. 実線は温度, 点線は露点温度, 破線・鎖線はそれぞれ乾燥・湿潤断熱線を示す. 1978年10月17日09時.

第6図で注目されるもうひとつの現象は, 本州南岸から南の沖合にのびる温暖域 (湿潤でもある) の存在である. これは櫃間 (1979b) の第2図や長谷川 (1980) の第2図でも同様であり, 長谷川はこれを「雲域に南から突込んでいいる wet & warm の気団」と表現しているが, 第6図からも判るようにこの温暖域は雲システムまたは西方の低圧部が明瞭化する以前から存在する.

その形成要因として海面からの影響が先ず考えられようが, 海面水温分布図 (略) によれば, 三陸沖の冷水域は別として, 本州南岸沖における温度の不均一は上記の



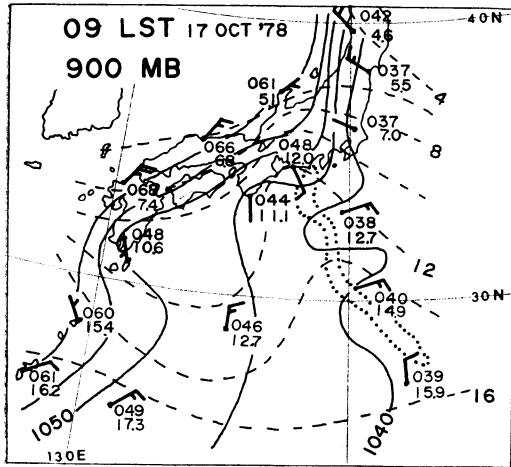
第4図 父島 (27°N, 142°E) における気温 (T), 相対湿度 (U), 偽相当温位 (θ_e) の時間高度断面図. 太実線は逆転層の上限・下限, 太破線は弱い安定層, 点彩域は相対湿度80%以上, 雲形は雲域が東から西へと観測点を通じた時刻を示す.

温暖域を説明できるほどに大きくはない. むしろ 櫃間 (1979b) の第2図 などから考えられることは, 寒気吹出し時においてこの領域が本州中部山地の山陰となり, 先在する下層大気を吹き払われずに残すという構造である.

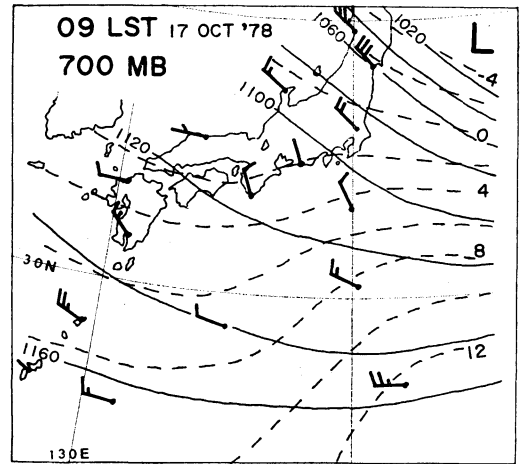
ともあれ, この先在する温暖域は雲システムの形成・成長に重要な役目を果たすものと思われるので別途, 詳論したい.

3.6. 雲システム周辺における雲のない領域

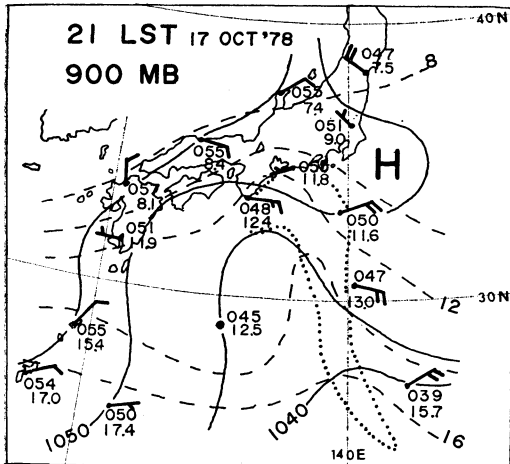
雲分布の特徴として更にひとつの事実を指摘したい. それは既報の各写真で判るように, 雲システムの成長期を通じて, その東方にもまた数百 km の幅で雲のない領域が存在することである. この現象から, 雲システム東方の広い領域での海面からの熱・水分が, 既に見たよ



(a)



第7図 700 mb. その他は第6図aに同じ.



(b)

第6図 900 mb と雲城(点線). 実線は等高度線(g.p.m), 破線は等温線($^{\circ}\text{C}$). 参考のため各観測点における値も入れた(高度の千位は省略).

(a) 1978年10月17日09時. 第1, 2図の各aに対応.

(b)同日21時. 第1, 2図の各cに対応.

うな下層の東風によって雲域部分に掃き寄せられているとの推察も可能であろう。すなわち CISK (たとえば山岬, 1976) 的な効果の可能性である。

3.7. 逆転層内部における著しい乾燥

ここで再度第4図に戻って、父島700~800 mbの逆転層の内部に注目したい。17日09時(すなわち雲域の西

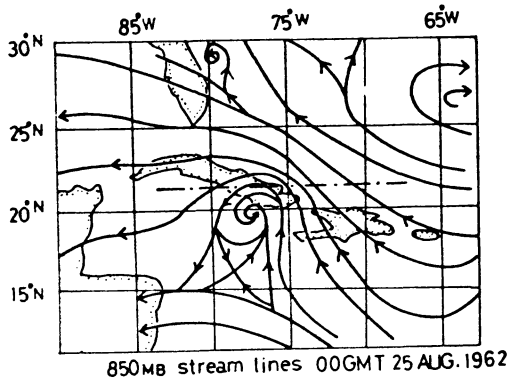
方)を中心に著しい乾燥がある。そこでは約1 km もの厚い層にわたって相対湿度10%未満の状態であり、極点(769 mb)では実に1%と測定されている。

寒気吹出し後の逆転層の上限が乾燥していることは AMTEX によって指摘された（たとえば斎藤，1978）が、逆転層の内部でのこのような乾燥は注目に値する。この乾燥は他の事例でも認められるが、父島での状態（第9図a）を AMTEX 領域での状態（同図b，Ninomiya・Akiyama，1976による）と比較すると、その乾燥や対流不安定の程度がいかに著しいものが判る。この乾燥は上方からの強い沈降の存在を示唆するが、一方、沈降だけでは乾燥を説明しきれないようでもあり、詳細は別途解析したい。

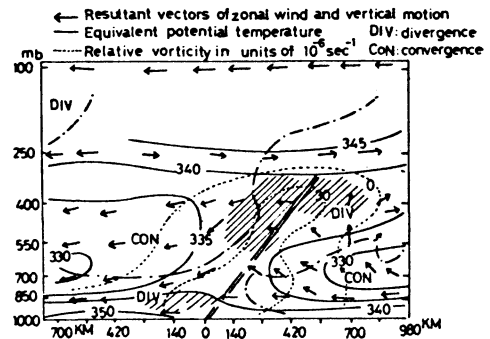
4. 吟味

以上の解析と考察から、この雲システムの北緯30度付近における機構として後述の第11図が得られる。このモデルに対して提出される疑問は、最下層の冷い北東流と中層(800~750 mb)の大気との間に組織的な対流が起り得るかというものであろう。実際、前報(樫間, 1979b)の終節において第11図に似たものを想定した時に寄せられた疑問もそれであった。

しかし既に第5図ほかで確認したように、雲域部分においては最下層から750 mbまで一貫した不安定構造が存在する。しかもこの後、3.2節で見たように雲域の東側では南分の風も吹くようになって組織的な上昇運動が期待される(斎藤, 1973)のに対し、雲域の西側では北分の風が卓越する。更に、やや上層(700 mb, 第7図)

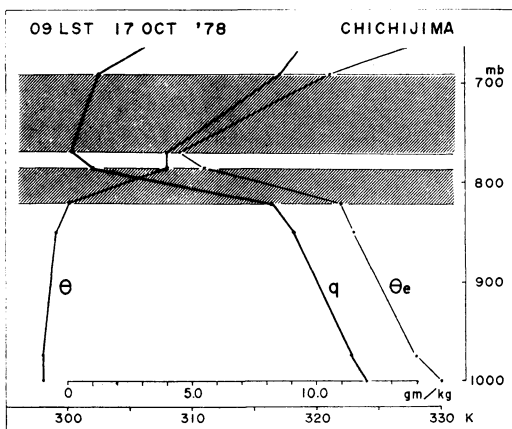


(a)

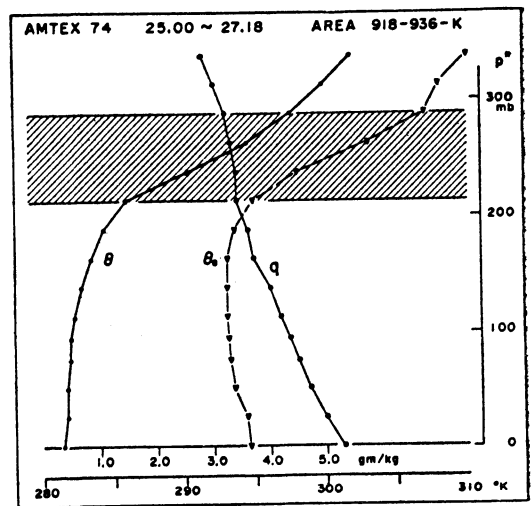


(b)

第8図 カリブ海上で発達中の偏東風波動の一例。a 図中の鎖線に沿う鉛直断面がb 図。斎藤 (1973) による。



(a)



(b)

第9図 (a) 雲域の西に位置した父島の温位, 偽相当温位, 比湿の鉛直分布. 斜線部は逆転層を示す. 1978年10月17日09時.

(b) AMTEX '74の寒気吹出し期の AMTEX 領域での同様な要素 (1974年2月25~27日の平均値). なお, $p^* = p_{sfc} - p$. Ninomiya・Akiyama (1976) による.

では明瞭な寒気移流場が続く. このような場の中をゆっくり西進する雲システムの, 雲域そのものにおける状況は第5図以後の実測例がないが, 第5図のような不安定構造が持続または強化されると考えるのが自然であろう.

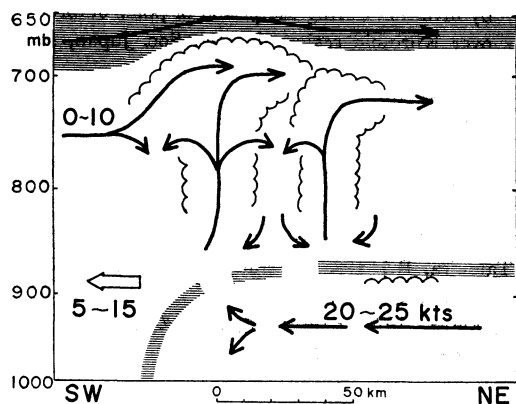
また, 第11図の循環は, これに先行する八丈島付近での循環 (第10図, 前報で考察したもの) との間に時間的・空間的に連続性をもって考えることができる.

5. 結論

以上の解析と吟味から得られた結論は次の通りである.

(1) 雲システムの東方にある下層の北東流は, 既報での結論よりも包括的に「氾濫する寒気またはこれで作られた高気圧の南~西側縁辺の気流」として把えるべきである.

(2) 雲域部分および東側では下層収束が存在し, また



第10図 生成初期の雲システムが八丈島付近にあるときの、雲列に垂直な方向の断面の模図。流線はシステムに相対的な流れを示すのに対し、数字（ノット）は気流の速度（成分）の絶対値を示す。白矢印はシステム前縁の速度、斜線部は安定層。

東方の高気圧（または西方の低圧部）の明瞭化と共に、北東流の北分が少くなり、後には南分さえもつようになる。一方、西側では風の北分が卓越し、雲域部分では下層の正渦度が形成されている。また雲域の西～南方では下層風が速度発散の傾向を示す。これらの事実から推察されるものは「雲域部分と東側での上昇流、西側での下降流」なる分布である。

なお、このような下層の流れの場と雲域との相互位置関係は偏東風波動と同じであることを斎藤（未発表）が指摘した。

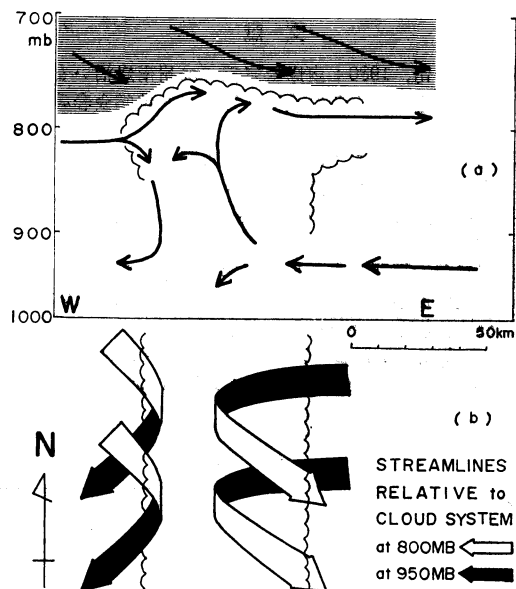
(3) 雲域部分における状態曲線で、最下層から 750 mb まで一貫する不安定な成層が確認された（第5図）。

(4) これらから、この雲システムの南部（北緯30度付近）における機構として第11図が考えられる。それはまた、雲システム生成初期の八丈島付近での機構（第10図、前報で考えたもの）と時間的・空間的に連続する。

(5) 本州南岸沖の下層には暖湿域があり、これは雲システム形成前から存在する。その形成機構として、寒気吹出し時における中部山地の山陰効果が考えられる。

(6) 雲システムの成長期を通じ、その東方にも数百 km の幅で雲のない領域が存在する。この現象から、この海面で補給された熱・水分が下層の東風で雲域部分に掃き寄せられているとの推察もできる。

(7) 雲の上方にある 700 mb 付近の逆転層の内部は著しく乾燥している。



第11図 成長期の雲システム南部（北緯30度付近）における機構の模図。下図の図法は Tatchira (1968) 第12図を参考にした。

6. 今後の問題

雲域付近における下層風の収束について、本報ではその存在を指摘するに留まり、収束を作り出す機構にまでは立ち入れなかった。

また、第11図のモデルはあくまでも成長期の雲システムの南部についてのものであるが、3.1節でも述べたように雲は本州南岸付近で最も発達することが多く、成長期における南岸付近での構造を別に求める必要がある。これに関連して、本州南岸沖での暖湿域についての解析も必要であろう。

これらを含め、中部山地の山陰効果について、本報ではその存在を推察するに留まったが、それを空間的、強度的に定量化することは今後の重要な問題である。

一方、このようにして徐々に成長した雲システムは上空の気圧の谷の接近によって急速に発達することが確認されている（成川・樫間、1980）が、これについても議論したい。

謝辞

この研究を進めるにあたり、斎藤直輔 上智大学教授、山下 洋 気象庁予報官、立平良三 同予報課長、加藤政勝 同調査官の各位から多くのご教示を受け、また、清水逸郎 同予報部長からは激励をいただいた。ここに改めて感謝を述べたい。

文 献

- 長谷川隆司, 1980: 南岸低気圧 (本州南岸沿いを西進後東進する中間規模擾乱), 日本気象学会春季大会予稿集, 56 p.
- 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, 櫃間道夫, 1980: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲システム (続報Ⅱ), 日本気象学会春季大会予稿集, 54 p.
- Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1976: Structure and heat energy budget of mixed layer capped by inversion during the period of polar outbreak over Kuroshio region, J. Met. Soc. Japan, 54, 160-174.
- 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.
- , 1973: 台風, 天気予報指針 (基礎編), 気象庁, 136-137.
- , 1978: AMTEX 領域の総観現象とその解析, 気象庁技術報告, 93, 9-40.
- Tatehira, R., 1968: A study of rainband, Geophys. Mag., 34, 134.
- 山岬正紀, 1976: 台風の構造と発達の力学, 気象研究ノート, 129, 313-375.