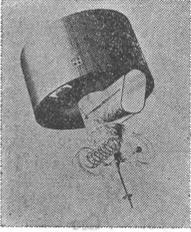


宇宙から見た気象——No. 15



ひまわり2号

衛星画像で見た対流性の雲塊の
変化と降雨域

—木場博之*

衛星画像データの等価黒体温度(以下 T_{BB} と略す)の低温域と降雨域に対応性があることは、これまで多くの例で報告されている。ここでは、30分の時間々隔で比較した結果を報告する。調査した事例は、大雨に最も寄与すると考えられる対流性の雲塊に対してである。

両者の比較は、風ベクトル算出用に取得されている連続した4回の画像データから、下記の方法で処理した平均 T_{BB} 値と、アメダス降雨量データの30分間値を用いて行った。平均 T_{BB} 値は、緯経度方向0.1度の領域内に含まれるすべての画素の T_{BB} 値を平均したものである。その距離分解能は領域内に含まれる画素数から東西方向で約15 km, 南北方向で約20 km である。

なお、平均 T_{BB} 値を求めるに際し、大気吸収による減衰の補正は省略し、雲の射出率は1とした。衛星画像データの時刻は調査対象域(九州付近)が撮像された時刻とし、10分単位で示した。また、地形図に対する雲の位置は、GMSの姿勢の変化などのために若干ずれる場合がある。この調査での位置ずれは東西方向で最大約30 km, 南北方向で最大約10 km であった。この位置ずれは、 T_{BB} 分布図では高橋(1981)の方法で修正したが、赤外画像は修正されていないので、雲(低温域)の地形図上の位置が異なっている。

(a) 事例1 (1979年6月27日2210Z~2340Z)

赤外画像(口絵写真1, (Z)~(C))では、九州付近からその南西海上にかけて、組織化した列状の活発な対流性の雲塊が見られる。画像中に示した C_1 ~ C_3 の雲塊の通過によって九州南西部は大雨となり、28日00Zの前3時間雨量の最大値は99 mm に達した。

第1図は、この時の T_{BB} 分布の低温域の中心部分(以下、低温度核と呼ぶ)の変化と降雨域の変化を示したもので、低温度核は赤外画像での C_1 ~ C_3 にそれぞれ対応

している。

2210Z(Z)では、強雨域に対応して -67°C 以下の領域(直径で40 km程度)で示した低温度核 C_{1Z} , C_{2Z} が存在し、間隔は約90 km である。最低温度は -70°C とすでに圏界面高度に達している。2240Z(A)になると、 C_{1A} と C_{2A} の中間に C'_{2A} , C_{2A} の西方約40 km の位置に C_{3A} が出現している。これらの低温度核はそれぞれ約90 km/h で東北東進し、陸上に侵入した後は最低温度が上昇し、衰弱している。

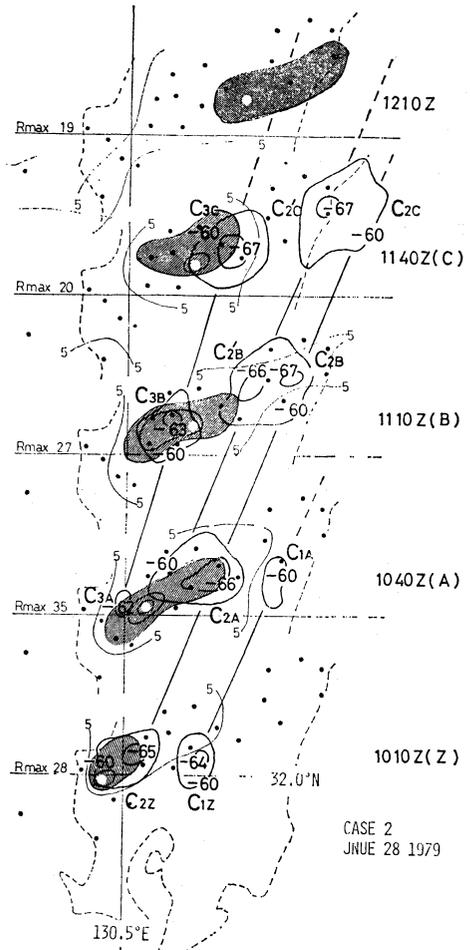
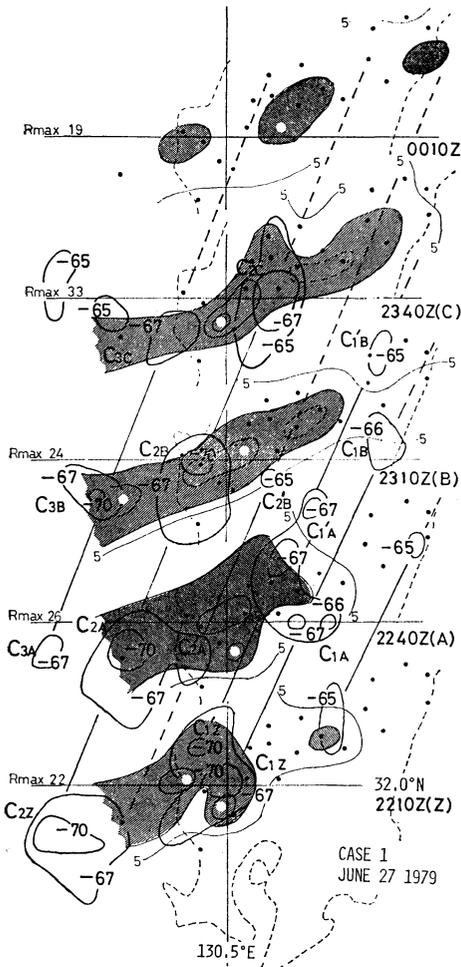
一方、強雨域は、2210Z(Z)で C_{1Z} と一致していた東端の移動速度は約60 km/h で、低温度核の移動速度より遅い。強雨域は、低温度核が継続して通過することで帯状に形成されているが、降雨量の極大域は九州西部の沿岸と、2310Z(B)以後の九州山地(18 mm の極大域を破線域で示す)のはほぼ定位置に出現している。降雨量のピークは、沿岸部の極大域では C_1 , C_2 の通過に対して比較的明瞭であるが、その他の極大域については不明瞭である。前述した九州山地の降雨量の極大域の出現には地形効果が加味されていると考えられる。

(b) 事例2 (1979年6月28日1010Z~1140Z)

口絵写真2, (Z)~(C)に赤外画像を示す。九州中南部において C_1 ~ C_3 で示した対流性の雲塊が見られ、 C_2 , C_3 は時間と共に明瞭となっているのが分かる。これらの雲塊によって12Zでの前3時間雨量は78 mm に達し、1時間雨量の最大値は60 mm と短時間に集中した強雨であった。この C_1 ~ C_3 に伴う低温度核の変化および強雨域の変化を第2図に示す。

低温度核の変化を見ると、1010Z(Z)では -60°C 以下の領域で示される低温度核 C_{1Z} , C_{2Z} が存在している。 C_{2Z} の最低温度は -65°C である。1040Z(A)では先行する C_{1A} は衰弱し、一方 C_{2A} の最低温度は -66°C に下がり発達している。また C_{2A} の西方約45 km の、30分前の C_{2Z} の位置付近に新たに C_{3A} が発生している。

* Hiroyuki Koba, 気象衛星センター。



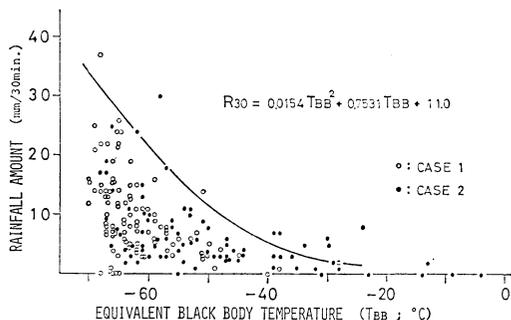
第1図 事例1における T_{BB} 分布の低温度核と降雨域の変化. T_{BB} 分布の時刻を右側に示す. 低温度核は C_{nT} (n : 識別番号, T : 画像時刻で T_{BB} 分布の時刻に付した記号 $Z \sim C$) で示す. 降雨量は T_{BB} 分布の時刻における前30分間値で, 5 mm の等値線を細実線で示す. 10 mm 以上は強雨域として斜線域で表した. 強雨域中の等値線は 10 mm 間隔で, \odot 印は最大30分間雨量の観測点の位置を示す. 各時刻における低温度核の位置は, 口絵写真1の赤外画像に比べ東へ約 20 km, 南へ 5~10 km 修正されている.

第2図 事例2における T_{BB} 分布の低温度核と降雨域の変化. 図の表示法は第1図と同じ. 各時刻における低温度核の位置は, 口絵写真2の赤外画像に比べ東へ約 30 km, 南へ 5~10 km 修正されている.

1110Z(B) には C_{2B} の最低温度は -67°C とさらに発達し, C_{3B} も発達している. 1140Z(C) には C_{3C} の最低温度は -67°C となる. このように C_2, C_3 は発達期の

低温度核で, 約 80 km/h で東北東進している. C_3 の移動速度は C_2 に比べて幾分遅いが, それは低温度核の発達段階の若干の違いによるものと考えられる.

強雨域の変化を見ると, 1010Z(Z) で C_{2Z} と一致していた強雨域は, C_{2Z} の移動に伴って下流に延びるが, 1時間後の 1110Z(B) では C_{2B} との空間的対応は無くなり, 強雨域は C_{3B} と対応している. 強雨域の西端はこの期間中一定の速度で東進しているが, 東端の移動速度は 1040Z を境にして変化している. その変化は, 低温度核が九州山地を越す段階で起こっている. 強雨域が九



第3図 平均 T_{BB} 値 ($^{\circ}\text{C}$) と30分間雨量との関係。平均 T_{BB} 値はアメダス観測点を中心とする0.1緯経度内に含まれるすべての画素の T_{BB} 値の平均値。30分間雨量は T_{BB} の時刻を含む毎30分間値で、1010Z の T_{BB} に対しては1000Z から1030Z の降雨量が対応する。

州山地を越えて移動しないのは、この降雨現象が地形の影響を大きく受けている結果と考えられる。

一方30分間雨量の最大値の出現状況を見ると、この降雨は2個の降雨セルによって構成されていることが分かる。1110Z(B)までは低温度核 C_2 に、それ以後は低温度核 C_3 に対応して出現しているが、いずれも低温度核の温度が最低となると同時に相互の空間的対応関係は崩れてくる。それぞれの降雨セルの移動速度は約60 km/hである。一方レーダーから求められた、強雨域に対応したエコーセルの移動速度は50 km/hと観測されていた。算出方法の違いや誤差を考慮すると両者はほぼ等しいと考えられる。

(160頁より続く)

して、その長期的変化傾向の地域的分布を明らかにした。資料は気象庁・長期予報課作成の半月平均北半球500 mb面高度値である。北緯 30° 以北について面積補正を行って平均をとったものは、1946~1980年の35年間にかなりの低下を示す。

同資料中の格子点197点ごとに35年間の直線の変化成分を算出し、その分布を見ると、北太平洋東部、北米東岸等で低下が大きい。他方、大西洋、ユーラシア大陸中央部、カナダ・アラスカ付近には上昇域もある。これらを超長波と対応させると、谷の部分で低下、峯の部分で上昇という形になっている。

しかしながら、解析方法の変更等ともなる資料の信頼性に問題が残っているため、上述の結果の評価については、なお検討を要する。

1983年3月

(C) 事例1, 2に共通して見られる特徴

広範囲に広がった低温域内において、低温度核付近は強雨域に対応し、その直径は約40 km、 T_{BB} は -60°C 以下の領域である。また低温度核の分布は40~45 kmと比較的規則的である。降雨強度は低温度核の発達期において強い。このため移動性の低温度核については、その温度が最低となる以前において強雨域との対応が見られるが、その後は空間的対応は悪くなる。低温度核が継続して通過することにより、強雨域は比較的一定域に形成される。

(d) T_{BB} と30分間雨量

2つの事例における低温度核通過域の個々のアメダス観測点を中心とした平均 T_{BB} 値と30分間雨量との関係を第3図に示した。観測点の延べ数は272である。図によると、 -30°C 以下になると5 mm以上の降雨量が出現し易く、 -50°C 以下になると10 mm以上の降雨量が出現し易くなっている。また降雨量は T_{BB} 値が低くなるにつれ幾何級数的に増加する傾向にあるが、同時にバラツキも大きくなり、必ずしも T_{BB} の値によるとは言えない。このことは一地点の T_{BB} 値そのものと降雨量は直接的には関連づけられないことを示しているが、図に見られるように、ある平均 T_{BB} 値に対して最大の降雨量がほぼ図に示した曲線内に納まることは注目して良いだろう。

文献

高橋大知, 1981: アース・エッチ検出法による VI-SSR 画像の位置合せについて, 気象衛星センター技術報告, 第3号, 55-68.

5. 1979年2月のブロッキング現象のエリアッセン・パームフラックスを用いた解析

佐藤康雄・井上長俊(気象大学校)

FGGE 期間中の1979年2月後半のブロッキング現象について、エリアッセン・パームフラックスを用いた解析を行い、プラネタリー波と平均東西流それぞれの時間変動とその相互作用について解析した。用いたデータは、北半球、10, 20, ……1000 mb 15層の等圧面高度データである。このブロッキングは、東西波数2のプラネタリー波の異常増幅によるものであることがわかった。プラネタリー波の異常増幅の直前に下部対流圏 75°N の平均東西流は東風から西風が変わった。このことは、この西風強化が大規模山岳・海陸分布による非断熱加熱差などによってプラネタリー波を線形的に励起しているように推論させる。

53

宇宙から見た気象

衛星画像で見た対流性の雲塊の変化と降雨域

(説明は161～163ページ参照)

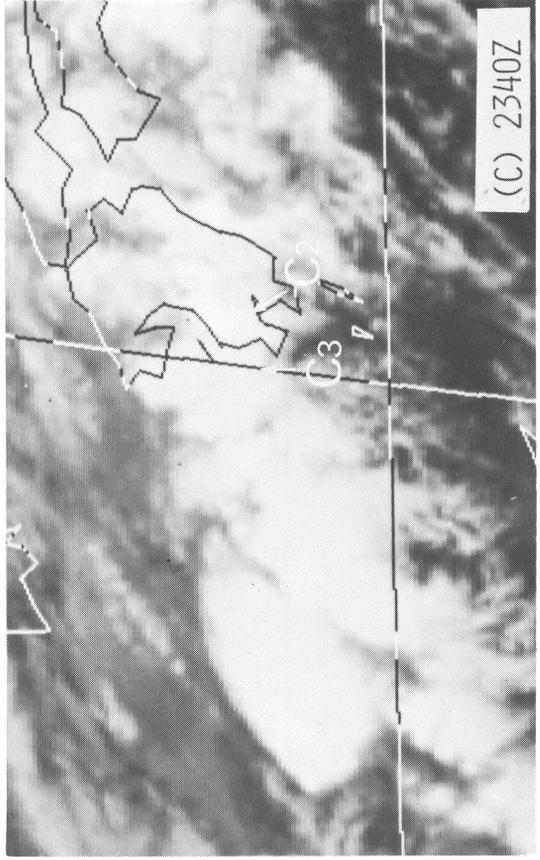
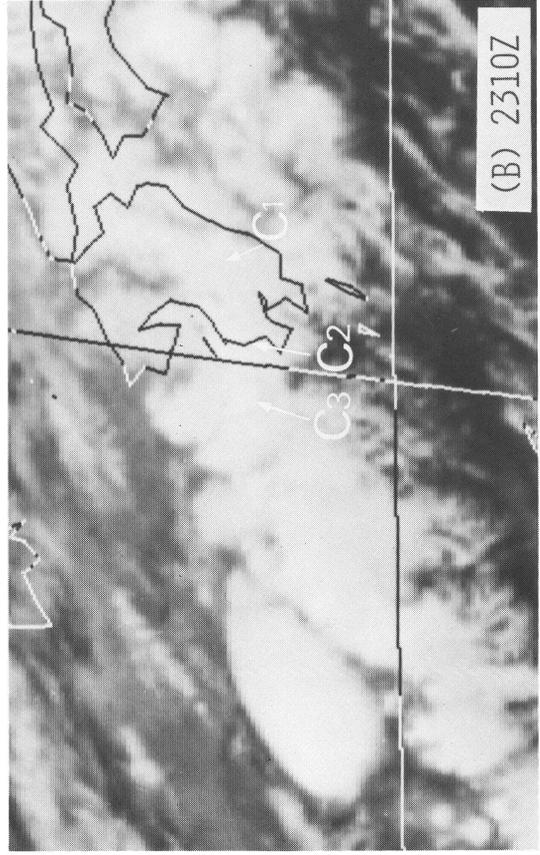
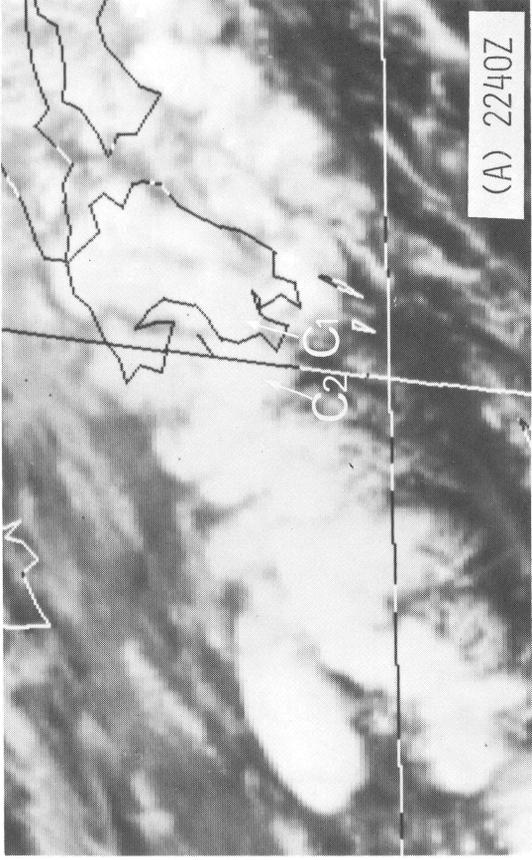
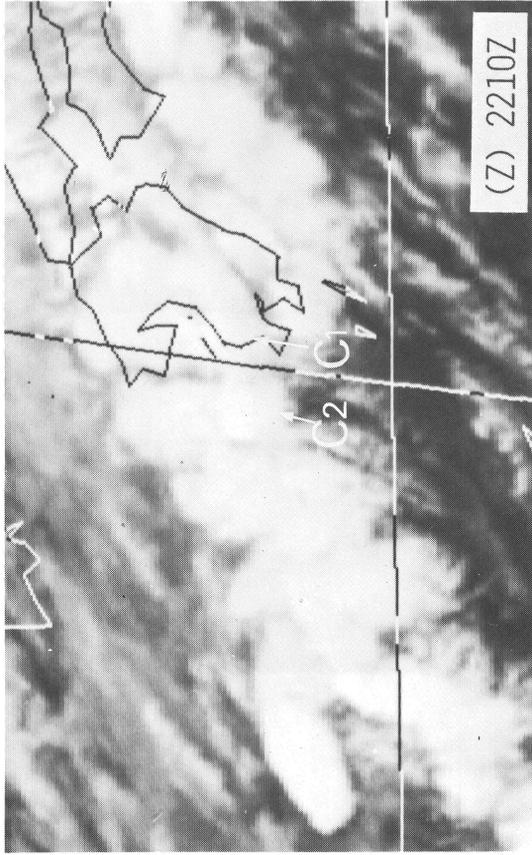


写真1 大雨をもたらした雲塊C₁～C₃を含む赤外面像；1979年6月27日2210Z～2340Z.

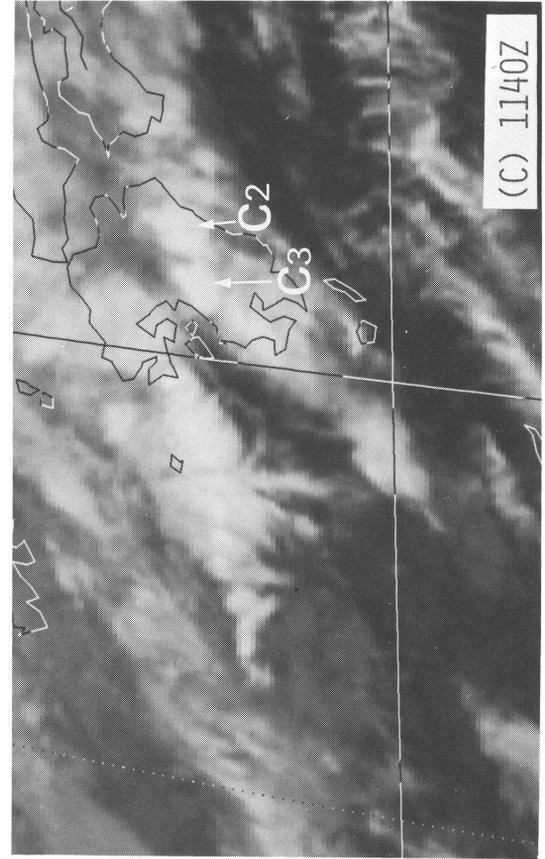
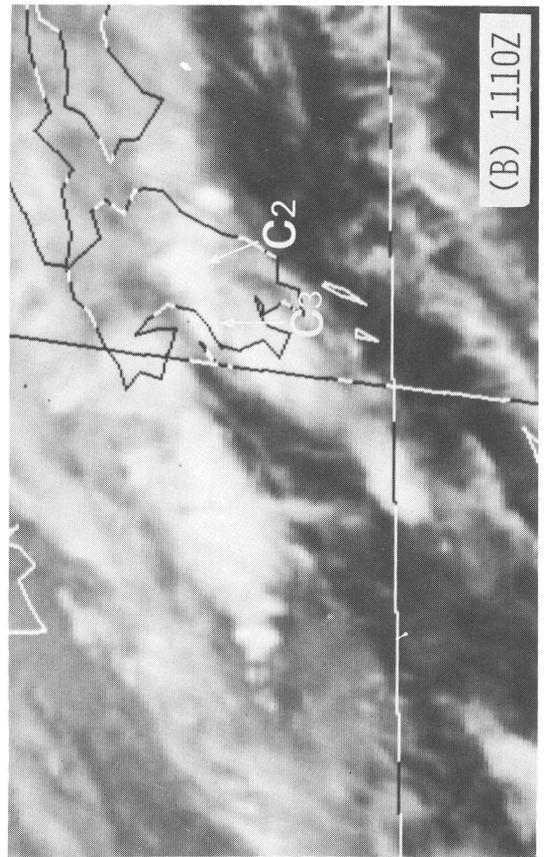
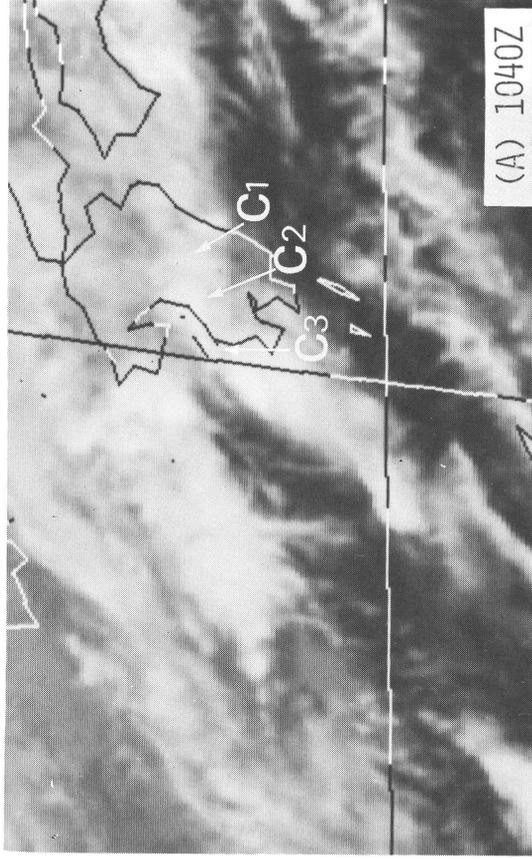
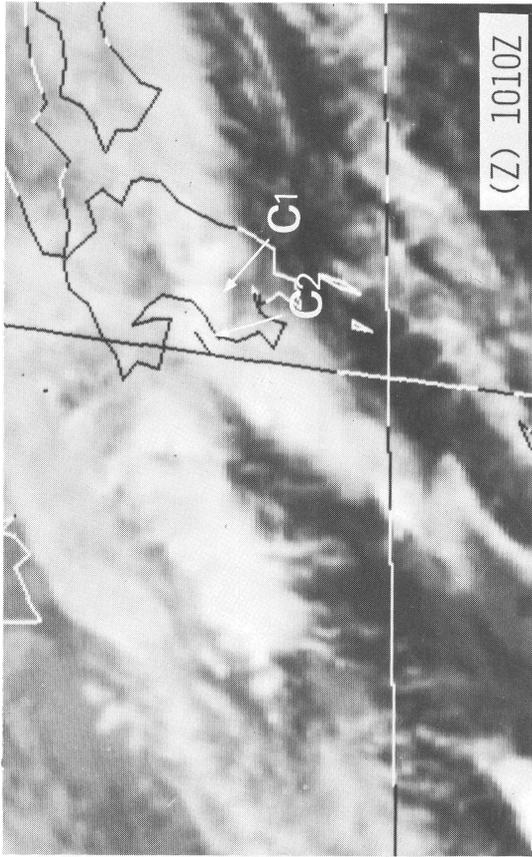


写真2 写真1に同じ。ただし、1979年6月28日1010Z~1140Z.