

16時00分頃

北
▼



16時26分30秒頃

T = -36秒



T = 0秒



T = +60秒



T = +120秒



T = +180秒



(オリンパス XA4, 28 mm レンズ)

▲
北

0 3
(KM)

寒冷前線面に現れたケルビン-ヘルムホルツ波*

高藪 出**

1990年12月23日16時30分(日本標準時)頃に、気象研究所(茨城県つくば市)からほぼ真北の方角で写真のような波状雲が観測された。16時00分には波状雲は見られなかったことから、この雲の寿命は数分から20分程度であったことがわかる。この波状雲を含む雲塊は、16時31分の「ひまわり」の赤外画像(第1図)にも明瞭に捉えられていた。波状雲がこの雲塊の南縁で生じていたと判断すると、雲までの距離は 46 ± 8 km(栃木県真岡市、益子町の上空)と推定される。これらの写真のデータからこの波状雲の各種パラメーターを求めると、波長： 2710 ± 400 m、波の峰：高度 3140 ± 500 m、波の谷：高度 2560 ± 400 m そして位相速度： 16 ± 3 ms^{-1} となる。

この波状雲の成因を探るため、大気鉛直構造を館野における高層データから推定した。第2図は、15時のレーウィンの風、及び、9時と21時のレーウィンゾンデデータから単純内挿により算出した温位の鉛直分布を示したものである(9時と21時の温度パターンはよく似ていた)。図には高度2000-3500 mの強い鉛直シア層と、高度2800-3000 mの逆転層が見られる。風向はこの逆転層の下側で280度、上側で260度となっていた。第2図からリチャードソン数を計算すると高度2400-2600 mで $R_1 < 0.25$ となり(図中に網をかけて示した)、これは

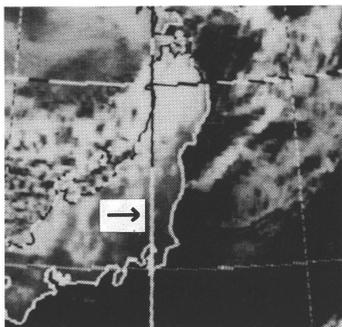
観測された波の高度とよく合っている。この高度での風速は約 16 ms^{-1} であるが、これも観測された波の位相速度と一致している。これらの諸特性は、この波状雲がケルビン-ヘルムホルツ不安定によって生じたものであることを強く示唆している。

最後に当日の総観場についてみておく。第3図は21時の地上天気図であるが、波状雲のみられた地点(KHで示した黒丸)は発達中の低気圧に伴う寒冷前線の後面に当たっている。地点KHの付近で切った東西断面図(第4図)は、関東上空で寒気層の厚さが高度2500-3000 mに達していることを示しており、不安定波の発生したシア層と逆転層(第2図参照)は上空の前線面であったことがわかる。

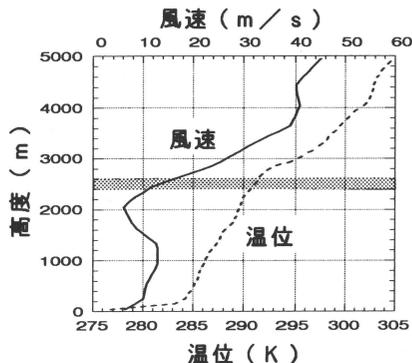
この波状雲の詳しい解析結果については Takayabu (1992) を参照してほしい¹⁾。館野の高層データの入手にあたっては高層気象台の宮川幸治氏のお世話になりました。

参考文献

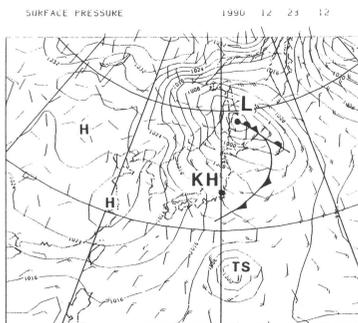
- 1) I. TAKAYABU, 1992: Kelvin-Helmholtz billow clouds on frontal surface. (Submitted to J. Meteor. Soc. Japan)



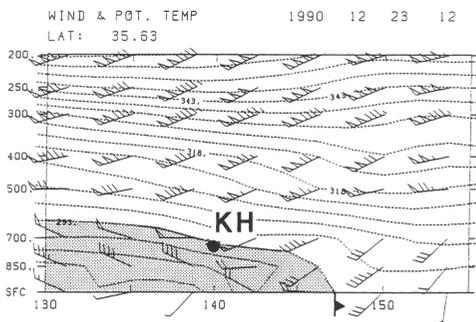
第1図 16時31分撮影の「ひまわり」赤外画像。



第2図 15時の館野での高層データ(温位は推定値)。



第3図 21時の地上天気図(気象庁客観解析データ)。



第4図 21時の北緯36度付近での東西断面図。温位(破線：5K)と水平風(ノット)。

*Kelvin-Helmholtz billows appearing on cold frontal surface.

**Izuru TAKAYABU, 気象研究所応用気象研究部。