

晴天乱気流の数値シミュレーション*

遠峰 菊郎・若松 桜男・阿部 成雄**

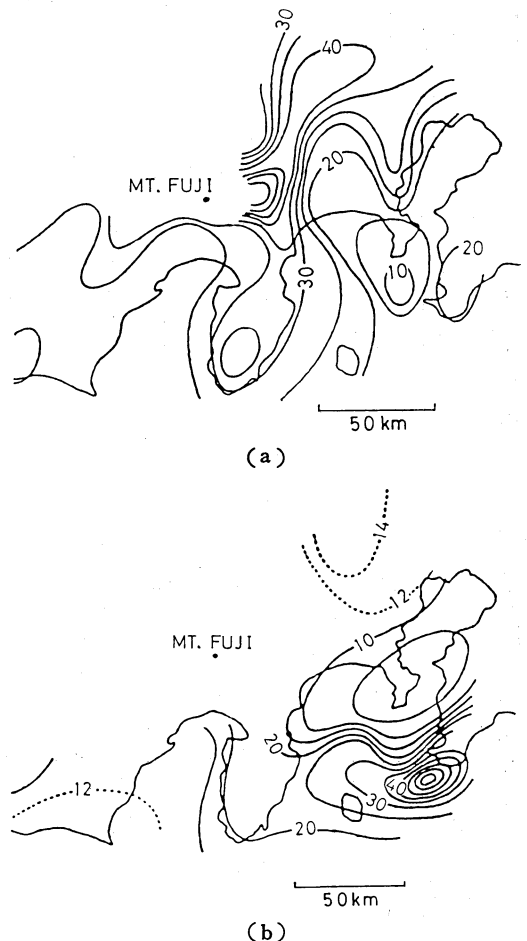
要旨

晴天乱気流 (CAT) は大気中の不連続層やジェット流の近くで観測されることが多く、航空機の運用上重要な現象である。ここでは、比較的 low 空に現われる CAT について不連続層と山岳の存在との関係を調べるために、数値実験を行う。実際に CAT が観測された例をモデルとしてシミュレーションを行ったが、CAT が観測された位置、高度、波長等、観測結果とよく一致する結果が得られる。

1. はじめに

航空機の運用上重要な CAT (Clear Air Turbulence, 晴天乱気流) は、ケルヴィンヘルムホルツ波 (K-H波) による現象であると言われている。Browning (1971, 1973) は、航空機で鉛直シャーが大きい領域を飛ぶことにより CAT を確認し、その時の擾乱をレーダー及び航空機上の観測器機により測定し、擾乱の波長がシャー層の厚さの約 7.5 倍であることから、この CAT は K-H波によるものであると述べている。また、低高度において発生する CAT については、地形の影響が大きいと言われている (柴田, 1968)。第 1 図は冬期 5 年間に於いて、富士山頂の風向が (a) 西から北西の場合、(b) 南西から西南西の場合における、高度 6 km 以下で自衛隊機による CAT への遭遇率分布図である (柴田, 1968)。a 図では関東山地の東側、及び三国山脈の南東側で遭遇率が大きく、b 図では伊豆半島から房総半島にかけて遭遇率が大きいことが分かる。このように風向きによって遭遇頻度が大きい領域が変わるのは、上空のシャー層または前線の位置の相異と地形の影響によるものと考えられる。

そこで、上空にシャー層がある場合の山岳地形による CAT の発生現象を理解するために、CAT が観測された例をモデル化して数値実験を行う。この CAT は吉野 (1984) により紹介されたもので、その概要は第 2 節で述べる。ここで用いられた数値モデルとその結果について



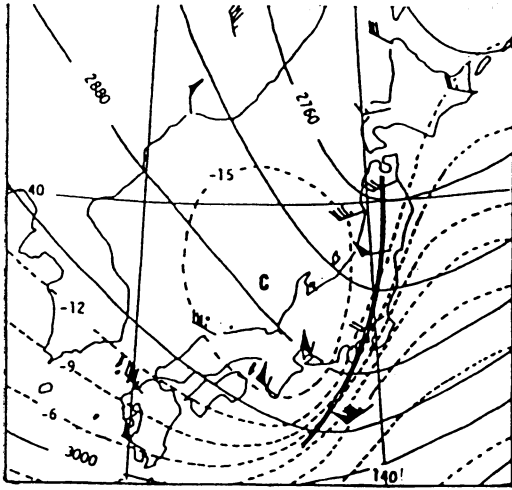
第 1 図 富士山の風が 50 kt 以上吹いた時、冬期、20,000 フィート以下における、自衛隊機による乱気流の遭遇率。(a) 北西風、(b) 西南西～南西風の場合 (柴田, 1968)。

* Numerical Simulation of a Clear Air Turbulence.

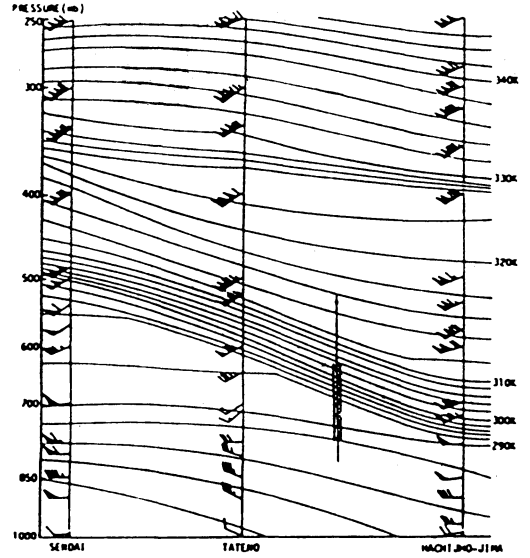
** Kikuro Tomine, Sakurao Wakamatsu, Shigeo Abe, 防衛大学校地学教室。

—1987年4月27日受領—

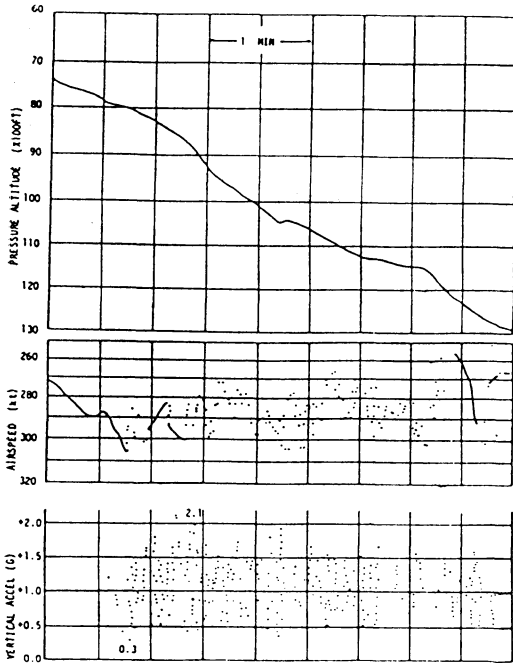
—1987年7月29日受理—



(a)



(b)



(c)

第2図 CATが観測された時の (a) 700 mb 天気図, 等高線 (実線), 等温線 (破線), (b) 大気断面解析図, 等温位線 (実線), 矢印は航跡, 〰〰印は CAT 遭遇域, (c) FDR 解析図 (吉野, 1984).

てはそれぞれ第3, 4節において述べる。

2. 観測された CAT の概要

吉野 (1984) によれば, 1981年12月20日09 JST 頃,

房総半島南端上空, 約 12,000 から 7,000 フィート (3.6 ~ 2.1 km) の間で降下中の航空機によりシビア CAT が観測された。第2 a 図に当時の 700 mb 天気図を示す。これによれば, トラフ前面の暖気移流, 後面の寒気

移流により、関東上空にシャープな前線帯が形成されている。大気断面解析図(第2b図)を見ると、このCATは安定層の下部、鉛直シャーが大きく、リチャードソン数が小さい領域で発生していることが分かる。FDR(Flight Data Recorder)の解析図を第2c図に示す。これによれば、CATは約3分間持続し、対気速度は285 kt (143 m s⁻¹)を中心として約±10 kt (5 m s⁻¹)の振動をしており、鉛直加速度は0.3から2 G位であった。次に山岳がCATに及ぼす影響を調べるために、数値実験を行う。

また、このCATが観測されていた時の富士山頂の風向は西から北西であり(第2a図)、第1a図に属する例である。

3. 数値モデル

3.1 支配方程式系

擾乱は鉛直2次元とし、山脈に直交する方向にx軸を取る。この山脈は伊豆箱根付近の山岳を想定しており、この山岳が上空のシャー層に及ぼす影響を考察する。Peltier, Hallé and Clark (1978)に従い、大気は乾燥していると仮定し、コリオリ力は無視する。支配方程式系を以下に示す。

$$\frac{du}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x} + K_m \nabla^2 u' - (F_1 + F_2) u' \quad (1)$$

$$\frac{dw}{dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - p' \frac{g}{\bar{\rho}} + K_m \nabla^2 w - (F_1 + F_2) w \quad (2)$$

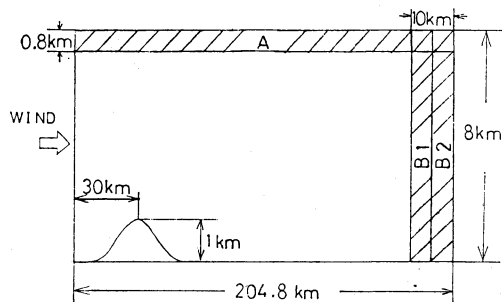
$$\frac{\partial}{\partial x}(\bar{\rho}u) + \frac{\partial}{\partial z}(\bar{\rho}w) = 0 \quad (3)$$

$$\frac{d\theta'}{dt} + w \frac{d\bar{\theta}}{dz} = K_m \nabla^2 \theta' - (F_1 + F_2) \theta' \quad (4)$$

$$\rho' = \frac{p'}{c^2} - \bar{\rho} \frac{\theta'}{\theta} \quad (5)$$

$$c^2 = C_p \bar{\rho} T / C_v \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \nabla^2 p' = & -g \frac{\partial \rho'}{\partial z} + \bar{\rho} K_m \\ & \left(\frac{\partial}{\partial x} \nabla^2 u' + \frac{\partial}{\partial z} \nabla^2 w \right) \\ & - \frac{\partial}{\partial x} \left(\bar{\rho} u \frac{\partial u}{\partial x} + \bar{\rho} w \frac{\partial u}{\partial z} \right) \\ & - \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{\rho} u \frac{\partial w}{\partial x} + \bar{\rho} w \frac{\partial w}{\partial z} \right) \end{aligned}$$



第3図 数値モデルの計算領域。

$$-\bar{\rho}(F_1 + F_2) \left(\frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (7)$$

ここで拡散係数(K_m)は山頂以上で1 m² s⁻¹、それ以下では線形に増大し、地表では2 m² s⁻¹とする。式(6)は式(1)、(2)より得られるp'に関する診断方程式である。

\bar{p} , $\bar{\rho}$, $\bar{\theta}$ に対して理想気体の状態方程式及び静力学の関係が成り立つとする。

$$\bar{p} = \bar{\rho} R \bar{T} \quad (8)$$

$$\frac{d\bar{p}}{dz} = -\bar{\rho} g \quad (9)$$

$$\bar{\theta} = \bar{T} (p_0 / \bar{p})^\alpha \quad (10)$$

ここでu, u'は水平速度と、その初期値からの偏差、 $\bar{\theta}$, θ' , p₀は温位の初期値とそれからの偏差、及び1000 mbを表わす。

3.2 計算領域

観測されたCATが伊豆箱根付近の山系の影響を受けているとすれば、計算領域は両者間の距離よりも長く取らなければならない。また、数kmの波長を持つK-H波を表現しなければならない。そこで第3図に示されているように、水平・鉛直方向にそれぞれ204.8 km, 8 kmの領域を取り、格子間隔は水平方向に200 m、鉛直方向に80 mとする。

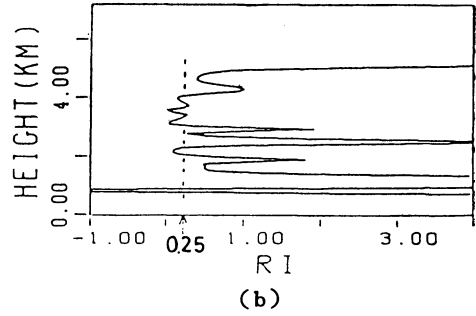
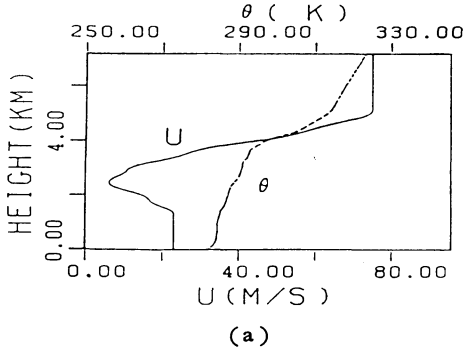
山の形f(x)は次式により与える。

$$f(x) = H \exp\left\{-\frac{(x-x_c)^2}{l^2}\right\}$$

ここで

$$\begin{aligned} H &= 1 \text{ km} \\ x_c &= 30 \text{ km} \\ l &= 4.8 \text{ km} \end{aligned}$$

とする。



第4図 (a) 風速と温位の初期値, (b) 初期におけるリチャードソン数の分布.

地表 ($z=0$) において $w=u_0 \frac{df}{dx}$ を与えることにより, 山岳の効果を取り入れる. ここで u_0 は地表 ($z=0$) における初期値を表わす.

3.3 境界条件

横方向にはサイクリックであるとする.

地表面においては,

$$u \equiv 23 \text{ m s}^{-1}$$

$$\theta' = -(\bar{\theta}_{z=f} - \bar{\theta}_{z=0})$$

とし, スリッピング境界条件 ($\frac{\partial u}{\partial z} = 0$) を仮定する. ここで地表風速 23 m s^{-1} は, 館野における実測風に比べかなり大きい. しかし, この実測風を用いると, 地表付近でリチャードソン数が小さく, 不安定になる. そこで 850 mb における実測風を用いた.

計算領域の上限においては,

$$\frac{\partial \theta'}{\partial z} = 0$$

スリッピング ($\frac{\partial u}{\partial z} = 0$), リジッドリッド ($w=0$) 境界条件を仮定する.

(1), (2), (4) 式の最後の項は消散項であり, 第3図の斜線の領域に適用し, F_1, F_2 は次のように与える (Tanaka, 1975 a, b).

$$F_1 = K_f(z-z_1)/z_1 \quad (\text{領域 A})$$

$$F_1 = 0 \quad (\text{領域 A 以外})$$

$$F_2 = K_f(x-x_1+x_2)/x_1 \quad (\text{領域 B}_1)$$

$$F_2 = K_f - K_f(x-x_1)/x_1 \quad (\text{領域 B}_2)$$

$$F_2 = 0 \quad (\text{領域 B}_1, B_2 \text{ 以外})$$

ここで,

$$K_f = 1/120 \text{ s}^{-1}$$

$$z_1 = 7,200 \text{ m}$$

$$z_2 = 800 \text{ m}$$

$$x_1 = 199,800 \text{ m}$$

$$x_2 = 5,000 \text{ m}$$

とする. なお θ' に対する境界条件は, (2) 式と u, w, θ' に対する境界条件より求まる.

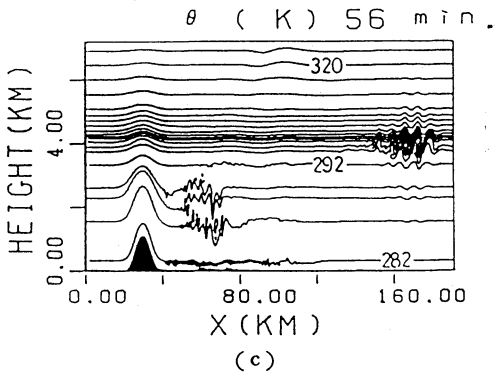
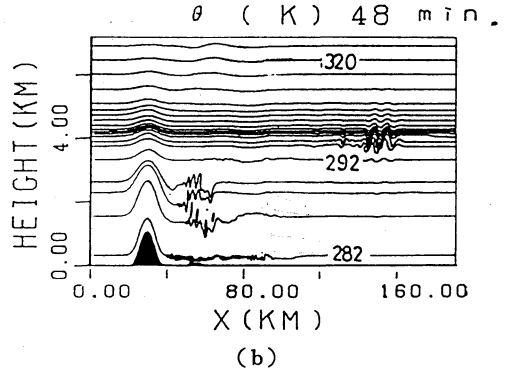
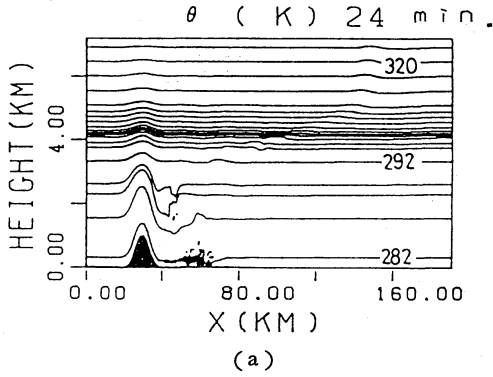
3.4 初期条件

CAT が観測されている房総半島南端上空において, ソンデによる観測は実行されていないので, 館野におけるデータにより初期条件を与える. 上下境界からの擾乱を避けるために, 境界付近の風速を一定とし, また, 上部境界付近の温位分布を第4a図のように鉛直方向に準りして, 風速 (u), および温位 (θ) の初期値とする. この初期値に対するリチャードソン数の (R_i) 分布を第4b図に示す. R_i が 0.25 より小さい領域は, 高度 $0.8 \text{ km}, 2 \text{ km}, 4 \text{ km}$ 付近に見られ, ここが不安定領域である.

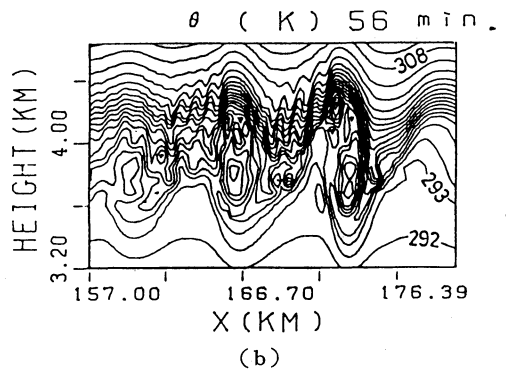
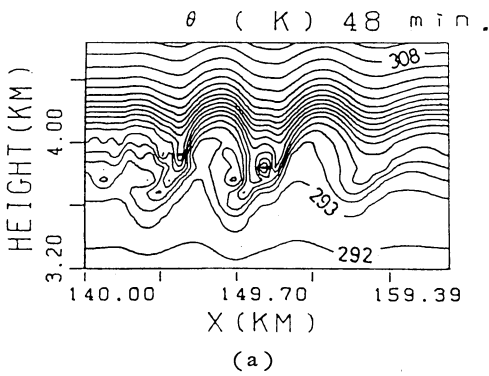
4. 計算結果

第5図に24分, 48分, 56分後の温位分布を示す. 山の風下側, 地表付近, 2 km 付近, 4 km 付近に擾乱が見られる. これらはすべて, 初期におけるリチャードソン数が小さい不安定領域である. 航空機により観測されたCATの高度は約 4 km なので, 今後, この 4 km 付近に算出された擾乱について述べる.

この擾乱近傍における48分と58分後の温位分布の拡大図を第6図a, bに示す. 48分後 (a図) においては温位の高い気塊と低い気塊が相互にからみ合い, 静的に不安定な領域を形成している. 56分後 (b図) になると,



第5図 (a) 24分, (b) 48分, (c) 56分後の温位分布。

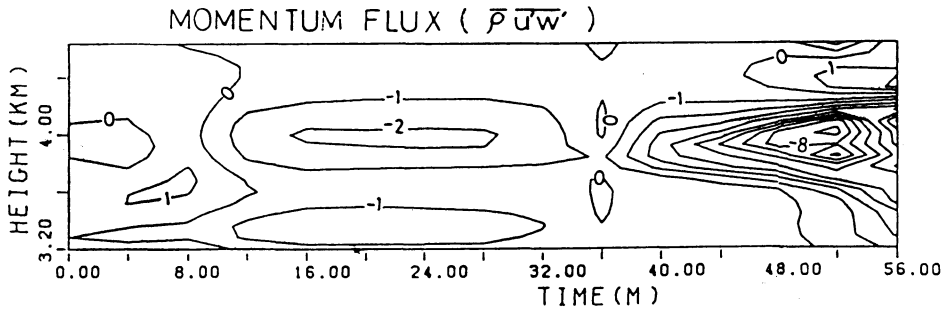


第6図 擾乱近傍における温位分布, (a) 48分, (b) 56分後。

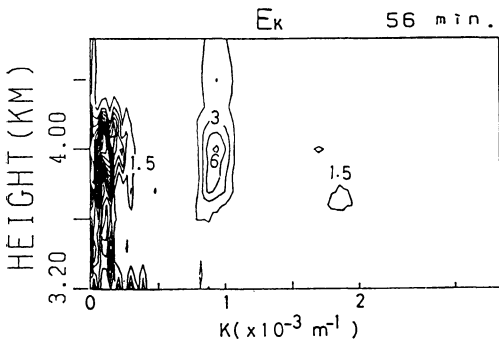
Peltier *et al* (1977) の結果にも見られるように, この擾乱は細かく碎けている。

この擾乱の特徴を明らかにするために, いくつかの解析を行う。まず運動量の鉛直フラックス ($\bar{\rho} u'w'$) の鉛

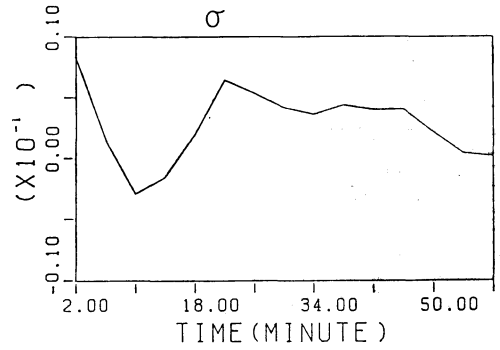
直分布の時間変化を第7図に示す。ここで $\overline{u'w'}$ は水平方向に平均して求めるが, その平均領域は計算領域の全長としている。12分から32分頃までは弱い下向きフラックスが見られ, 36分頃にそのフラックスは一時弱ま



第7図 運動量フラックスの鉛直分布の時間変化 ($10^{-3} \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$).



第8図 56分後における、各波数毎の運動エネルギー (E_k) の鉛直分布 ($\times 10^2 \text{ kgm}^2 \text{ s}^{-2}$).



第9図 高さ4 kmにおける、波数 $9.5 \times 10^{-4} (\text{m}^{-1})$ の波による運動エネルギーの増加率 $\sigma (\text{s}^{-1})$ の時間変化. ($\sigma \equiv \frac{1}{E_k} \frac{\Delta E_k}{\Delta t}$).

り、その後、高度4 km 付近において急速に増大している。前者の弱いフラックスは、鉛直方向に比較的に一様なので、山岳波の効果によるところが大きいと思われる。しかし、後者の強いフラックスは、高度4 km 付近において急速に発達した擾乱によるものである。各波数の波による運動エネルギー (E_k) の56分後における鉛直分布を第8図に示す。現在、議論されている擾乱は、波数 $9.5 \times 10^{-4} (\text{m}^{-1})$ に見られる E_k の極値に対応するものであり、その波長は6.6 km である。波数 $19.0 \times 10^{-4} (\text{m}^{-1})$ に見られる E_k の極値はいわゆるセカンダリーウェーブに対応するもので、上に述べられているウェーブが砕けて発生したものである。この擾乱の位相速度は約 42 m s^{-1} であり、高度4 km の一般流の速度と一致している。

以上の結果をまとめるとこの擾乱は、リチャードソン数が小さい領域で発達し、その領域における一般流と同じ位相速度を持ち、下向きの運動量フラックスを伴い、その波長は6.6 km である。この波長はシャー層の厚さ

を0.9 km とした場合、最も成長率が高い $K-H$ 波の波長である (Miles and Howard, 1964)。また、上述してあるその他の特徴も、この擾乱は $K-H$ 波であることを示している。そこでこの擾乱はいわゆる山岳波ではなく、 $K-H$ 波に相異なることを確認するために、波数 $9.5 \times 10^{-4} (\text{m}^{-1})$ の波による高度4 km における運動エネルギーの増加率 $\sigma \left(\equiv \frac{1}{E_k} \frac{\Delta E_k}{\Delta t} \right)$ の時間変化を調べ第9図とする。初期において σ は正であり、6分後には負になっている。これは、山に風がぶつかって生じたショックウェーブの生成、解消過程を示している。18分後に σ は再び正に変わり、その後、 $6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ から $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ の間に落ち着く。この成長率は、線型論におけるリチャードソン数約0.24における $K-H$ 波のそれとよく一致する (Tanaka, 1975 a)。このことにより、この擾乱は $K-H$ 波によるものであることが確認される。

5. 計算結果と観測結果の比較

次に、この数値モデルによる $K-H$ 波と航空機により観測された CAT を比較する。高度については前節に述べられているように、両者とも 4 km 付近、安定層下部における風のシアーが強い不安定領域に現われている。数値モデル中において $K-H$ 波が十分に成長したのは、48~56 分後、山脈から 120~140 km 離れた地点であるが、CAT が観測されたのは房総半島南端で、これが箱根付近の山岳により励起されているとすれば、両者間の距離は 100 km から 140 km 位なので、計算結果とよく一致する。第 1 b 図において、房総半島南端に CAT の遭遇率最大域があるが、これも上と同様に、箱根付近の山岳により励起された $K-H$ 波が、十分に成長して崩れ始める時期にこの領域に存在することが多いからであろうと考えられる。

FDR のデータ (第 2 図) を用いる際には、航空機の特徴、姿勢制御の仕方等に注意を払わなければならないが、ここでは対気速度のデータが比較的まとまった波形を描いていることに着目し、これから振動の周期と振幅を求めるが、それぞれ約 1 分間と ± 20 kt (10 m s^{-1}) である。この周期に航空機の対気速度を乗じ、風向 (240°) と航空機の機首の向き (30° , ヘディング) を考慮すると、この CAT の波長は約 7.4 km となる。数値モデル中における 56 分後の $K-H$ 波の波長と水平速度の最大振幅は、それぞれ 6.6 km と $\pm 12 \text{ m s}^{-1}$ であり、上の結果とよく一致する。また、数値モデル中において 56 分後の鉛直流の分布を見ると、最大、 $\pm 3 \text{ m s}^{-1}$ の振幅が現れている。

6. まとめ

低高度における CAT は、山の風下において観測されることが多い。吉野 (1984) により紹介された例においても、この CAT 遭遇域の風上 100 km から 140 km 付近に、伊豆半島から箱根付近の山系がある。そこで、この CAT はこの山岳により励起されたものかもしれないと考え、これを確かめるために数値シミュレーションを行った。

その結果、リチャードソン数が小さい領域に擾乱が形成され、山脈の風下、110~150 km 離れた地域においてよく発達し、観測結果とよく合致している。この数値モデル中の擾乱は、下向きの運動量フラックスを伴い、その波長、位相速度、成長率から $K-H$ 波であることが分かる。そこで、1981年12月20日 09 JST に房総半島南

端付近において観測された CAT は、伊豆、箱根付近の山系により発生させられた重力波、または何らかのショック波が引金となり、リチャードソン数が小さい領域に発生した $K-H$ 波によるものであることが分かる。柴田 (1968) によれば、低高度における CAT は地形の影響を受けていることが分かるが、本研究により、房総半島南端において CAT の遭遇率が大きくなるのは、風上側の山系により励起された $K-H$ 波がこの付近で十分に発達し、崩れるからであることが分かる。

最後に、資料及び御助言を頂いた吉野勝美氏、また、データを提供して下さった館野と八丈島の高層気象観測所及び航空自衛隊気象業務隊の皆様へ深く感謝いたします。

文献

- Browning, K.A., 1971: Structure of the atmosphere in the vicinity of large amplitude Kelvin-Helmholtz billow. *Quart. J.R. Met. Soc.*, **97**, 283-299.
- , J.W. Bryant, J.R. Starr and D.N. Axford, 1973: Air motion within Kelvin-Helmholtz billows determined from simultaneous Doppler radar and aircraft measurements. *Ibid.*, **99**: 608-618.
- David, C. F., 1978: The excitation of radiating waves and Kelvin-Helmholtz instabilities by the gravity wave-critical level interaction. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 12-23.
- Michalke, A., 1964: On the inviscid instability of the hyperbolic tangent profile. *J. Fluid Mech.*, **19**, 543-556.
- Miles J.W. and L.N. Howard, 1964: Note on a heterogeneous shear flow. *J. Fluid Mech.*, **20**, 331-336.
- Peltier, W.R., J. Halle and T.L. Clark, 1977: The evolution of finite amplitude Kelvin-Helmholtz billows. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, **10**, 53-87.
- 柴田 宜, 1968: 大気下層の乱気流調査. *天気*, **15**, 201-209.
- Tanaka, H., 1975 a: Quasi-linear and nonlinear interactions of finite amplitude perturbations in a stably stratified fluid with hyperbolic tangent shear. *J. Meteor. Soc. Japan*, **53**, 1-31.
- , 1975 b: Turbulent layers associated with a critical level in the planetary boundary layer. *Ibid.* **53**, 425-439.
- 吉野勝美, 1984: 房総半島南端上空で遭遇した severe CAT. 1984年春季大会講演予稿集, **21**.