

第7章 局地風モデルを利用した光化学大気汚染の 数値シミュレーション*

7.1 はじめに

7.1.1 大気汚染研究における局地風の重要性

大気汚染の数値シミュレーションは、汚染濃度と排出源との因果関係を定量的に明らかにすることができる。これは排出源の削減計画や新たな施設を計画する際の事前評価に必要である。自動車や工場から大気中へ排出された汚染質は風により運ばれる。汚染濃度と排出源との因果関係を明確にするためには、まずこの風の働きを正確にとらえる必要がある。

風下数 km くらいの小規模汚染では、多くの場合、風は水平方向には一様と仮定できる。しかし光化学スモッグのように、汚染の範囲が 100 km 以上におよぶ場合には、そうはいかない。とくに、わが国によくみられるように汚染源が海や山で囲まれた平野の中にある場合には、大気の流れは局地風の影響を強く受けて複雑なものとなる。光化学大気汚染のシミュレーションにとって、地上風ばかりでなく上層風も重要な要素であることが、感度解析の手段により示されている (Seigneur, et al. 1981)。つまり、局地風の立体的構造を知る必要がある。

7.1.2 局地風の研究へのフィードバック

大気中の汚染質の挙動を調べることは、気象学的立場からみても重要なことである。つまり、汚染質を大気の流れを追うトレーサーとみることができるからである。局地風は地上でか、せいぜいパイボールなどによる上層の水平風しか直接には観測できない。汚染濃度は、水平風のほか鉛直風や乱流拡散の影響を受けた結果であり、間接的ながら、これら直接測定が難しい量をチェックできる。とくに後に述べるように航空機やカイツーンによる立体的な汚染観測は、局地風の鉛直構造に関する有益な情報を与えてくれる。最も現実的には、途中での反応や変質があったり、排出源が正確につかめないなど難しい問題もある。

7.1.3 数値モデルの概要

この研究では、主に数値モデルにより局地風と光化学大気汚染の挙動との関係を明らかにしようと試みる。とくに汚染質の輸送過程の基本的な性質を調べる。ただし、ここで用いられる数値モデルは、排出規制などの実用にただちに供せられるほどの高い精度を持っていないことを強調しておく。その目的のためには、輸送過程だけではなく、反応過程や排出源情報などあらゆる要素の精度

*木村富士男：応用気象研究部

を揃える必要があり、多くの分野の専門家の協力が不可欠である。

この数値モデルは図 7.1 に示すように 2 段階になっている。第 1 段階の局地風モデルには地形一般風、地表の状態などが入力され、風や拡散係数の立体分布と時間変化が出力される。これらのデータはそのまま次の光化学大気汚染モデルへの入力となる。第 2 段階の光化学大気汚染モデルは移流拡散モデルと光化学反応モデルの 2 つのサブモデルにより構成されている。第 1 段階の結果に汚染源活動のデータを加えて、移流拡散と光化学反応の数値積分が行われ、汚染濃度が出力される。

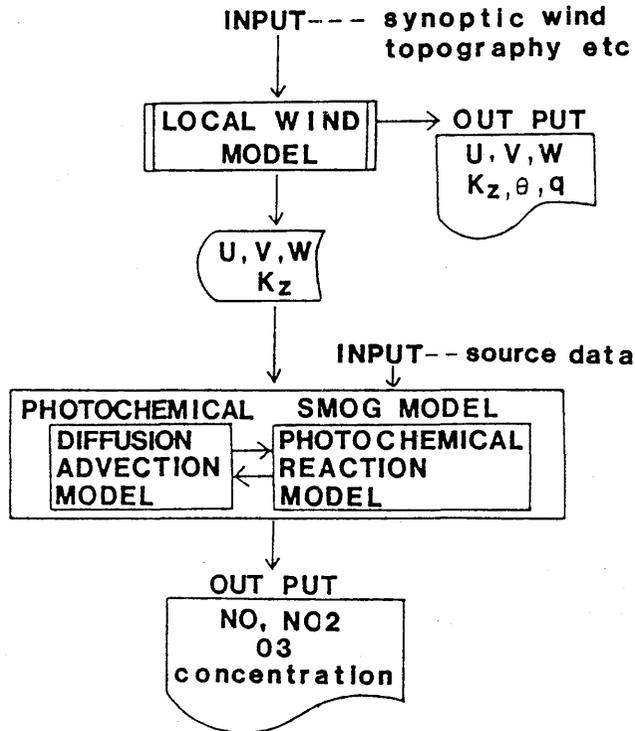


Fig. 7.1 A flow-chart of the two-step model.

7.2 局地気象モデル

7.2.1 基礎方程式

局地気象モデルは Kikuehi et al. (1981) により開発されたものを改良する。基本方程式は Boussinesq 近似、静力学平衡を仮定した方程式系で、これは海陸風のように大気の厚さに比べて浅く、水平スケールも数 10 km くらいの対流を表わすのに適している。方程式は以下に示すように地面に沿った非直交座標系 (z^* 系) で書かれている。

運動方程式

$$\frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial hu u}{\partial x} + \frac{\partial hu v}{\partial y} + \frac{\partial hu w^*}{\partial z^*} = fhv - h\theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + gh \frac{\theta'}{\theta} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_G}{\partial x}$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x} (hK_H \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_H \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial u}{\partial z^*}) \quad (1)$$

$$\frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial huv}{\partial x} + \frac{\partial hvv}{\partial y} + \frac{\partial hvw^*}{\partial z^*} = -fhu - h\theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + gh \frac{\theta'}{\theta} \frac{z_T - z^*}{z_T} \frac{\partial z_G}{\partial y} \quad (2)$$

$$+ \frac{\partial}{\partial x} (hK_H \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_H \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{z_T}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} (K_m \frac{\partial v}{\partial z^*})$$

熱力学の式

$$\frac{\partial h\theta'}{\partial t} + \frac{\partial hu\theta'}{\partial x} + \frac{\partial hv\theta'}{\partial y} + \frac{\partial hw^*\theta'}{\partial z^*} = \frac{\partial}{\partial x} (hK_H \frac{\partial \theta'}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_H \frac{\partial \theta'}{\partial y}) + \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} (K_h \frac{\partial \theta'}{\partial z^*}) \quad (3)$$

連続の式

$$\frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} + \frac{\partial hw^*}{\partial z^*} = 0 \quad (4)$$

静力学平衡の式

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = \frac{h}{z_T} \frac{g\theta'}{\theta^2} \quad (5)$$

混合比の式

$$\begin{aligned} \frac{\partial hq}{\partial t} + \frac{\partial hqu}{\partial x} + \frac{\partial hqv}{\partial y} + \frac{\partial hqw^*}{\partial z^*} &= \frac{\partial}{\partial x} (hK_H \frac{\partial q}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (hK_H \frac{\partial q}{\partial y}) \\ &+ \frac{z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} (K_h \frac{\partial q}{\partial z^*}) \end{aligned} \quad (6)$$

ここでは z^* はこの座標系での鉛直座標で、デカルト座標系での z と次の関係がある。

$$z^* = z_T \frac{z - z_G}{h}, \quad h = z_T - z_G$$

ここで z_T はモデル大気上面(後に示すE層の上面)の高さで、 z_G は地面の高さである。方程式系に含まれるその他の記号は習慣に従うものとする。

数値モデルの鉛直構造は図7.2に示すように15層から成っている。このうち上に示した方程式の支配している領域は下層の14層(E層と呼ぶ)のみで、 z_T より上にある第15層(M層と呼ぶ)は上部に自由表面を持っていて、方程式はこの自由表面に沿った座標系で書かれている。M層は連続の式の鉛直積分の際に領域内で質量を保存させるために設定されている。M層では(1)~(6)式は次のように書き換えられる。

Free Atmosphere

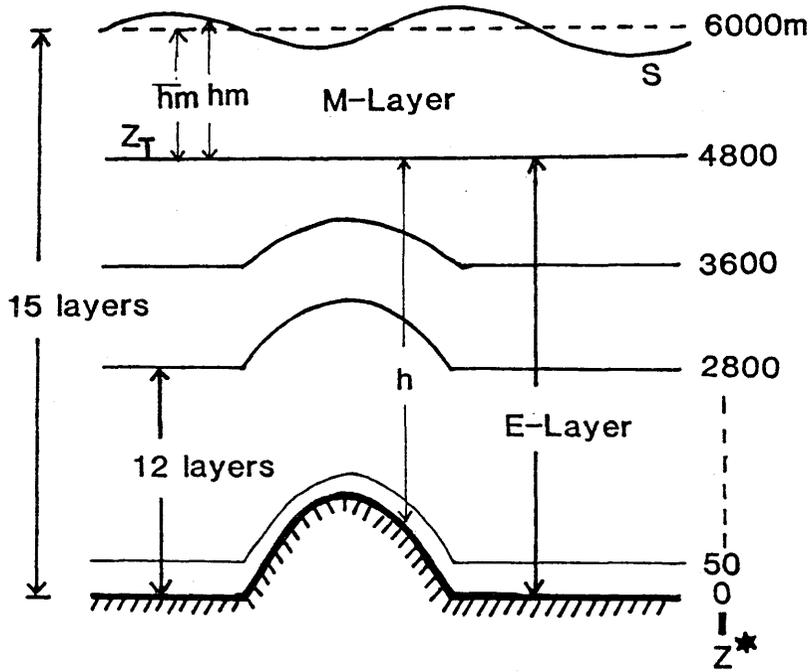


Fig. 7.2 Vertical coordinate system of the numerical model.

運動量の保存式

$$\frac{\partial h_m u}{\partial t} + \frac{\partial h_m u u}{\partial x} + \frac{\partial h_m u v}{\partial y} + \frac{\partial h_m u w^*}{\partial z^*} = f h_m v - h_m \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + g h_m \frac{z^*}{\bar{h}_m} \frac{\partial h_m}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} (h_m K_H \frac{\partial u}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (h_m K_H \frac{\partial u}{\partial y}) \quad (7)$$

$$\frac{\partial h_m v}{\partial t} + \frac{\partial h_m u v}{\partial x} + \frac{\partial h_m v v}{\partial y} + \frac{\partial h_m v w^*}{\partial z^*} = -f h_m u - h_m \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + g h_m \frac{z^*}{\bar{h}_m} \frac{\partial h_m}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} (h_m K_H \frac{\partial v}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (h_m K_H \frac{\partial v}{\partial y}) \quad (8)$$

熱力学の式

$$\frac{\partial h_m \theta'}{\partial t} + \frac{\partial h_m u \theta'}{\partial x} + \frac{\partial h_m v \theta'}{\partial y} + \frac{\partial h_m w^* \theta'}{\partial z^*} = \frac{\partial}{\partial x} (h_m K_H \frac{\partial \theta'}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (h_m K_H \frac{\partial \theta'}{\partial y}) \quad (9)$$

連続の式

$$\frac{\partial h_m}{\partial t} + \frac{\partial h_m u}{\partial x} + \frac{\partial h_m v}{\partial y} + \frac{\partial h_m w^*}{\partial z^*} = 0 \quad (10)$$

静力学平衡の式

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = \frac{h_m}{\bar{h}_m} \frac{g \theta'}{\theta^2} \quad (11)$$

混合比の式

$$\frac{\partial h_m q}{\partial t} + \frac{\partial h_m u q}{\partial x} + \frac{\partial h_m v q}{\partial y} + \frac{\partial h_m w^* q}{\partial z^*} = \frac{\partial}{\partial x} \left(h_m K_H \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(h_m K_H \frac{\partial q}{\partial y} \right) \quad (12)$$

ここで $h_m = s - z_T$ 、 $z^* = \bar{h}_m \frac{z - z_T}{s - z_T}$ 、また s は自由表面の高さである。M層の自由表面は質量の保存を満足させるほか、短い波長の重力波のエネルギーを吸収することもできる。これについては後に示す。

7.2.2 地面からの熱収支

(1) 地面温度

地面と大気との熱交換は、局地風のエネルギー源であり、大変重要である。地表面温度 θ_0 は Bhumralker (1975) や Deardorff (1978) により提案されている force restore method により決定する。

$$\frac{\partial \theta_0}{\partial t} = \frac{1}{C_1} (S + R_L - H - \ell E) - \frac{1}{C_2} (\theta_0 - \theta_1) \quad (13)$$

ここで S と R_L は下向きの日射量および長波放射量、 H と ℓE は上向きの顕熱、潜熱フラックス、 θ_1 は平均の地面温度である。 C_1 と C_2 は次のように与えられる。

$$C_1 = \sqrt{kc/2\omega}, \quad C_2 = 1/\omega$$

ここに $\omega = 2\pi/(24 \text{ hrs})$ 、 k と c はそれぞれ土の熱伝導係数と熱容量である。これらの量は片山 (1978) に従って次のように見積る。

$$c = 0.386 + 0.15 w' \quad [\text{cal cm}^{-3} \text{ K}^{-1}]$$

$$k = 0.02 + 0.0002 w' \quad [\text{cal cm}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ K}^{-1}]$$

ここでは w' は土の wetness (地中の含水量/最大可能保水量) であり、一定と仮定される。

海面や水面の温度は、日射が水中にまで及ぶことなどから (13) 式は正確には成立しない。しかし海面温度の日変化は小さく、局地風にとってそれほど重要でないので、ここでは $c = 1.0 \text{ cal cm}^{-3} \text{ K}^{-1}$ および $k = 10 \text{ cal}^{-1} \text{ sec}^{-1} \text{ K}^{-1}$ を仮定し、(13) 式をそのまま適用する。

(2) 短波長放射

全天日射は直達日射と散乱光とに分けられるが、前者には斜面の効果を加味すべきである。斜面への日射の入射角を i とすると、単位面積の斜面に当る直達日射 S_s は

$$S_s = S_0 a^m \cos i \quad (14)$$

ここで S_0 は大気外の日射の強さ、 a は大気の透過率、 m は大気的路程である。入射角 i は次の

ようにして季節毎に時々刻々決められる。

$$\cos i = \cos \alpha \sin h_{\odot} + \sin \alpha \cos h_{\odot} \cos \varphi \quad (15)$$

$$\text{ただし } \psi = \psi_{\odot} - \psi_n \quad (16)$$

ψ_{\odot} 、 ψ_n はそれぞれ太陽と斜面の法線の方位角 (南から時計回りに測る。図 7.3 参照) である。

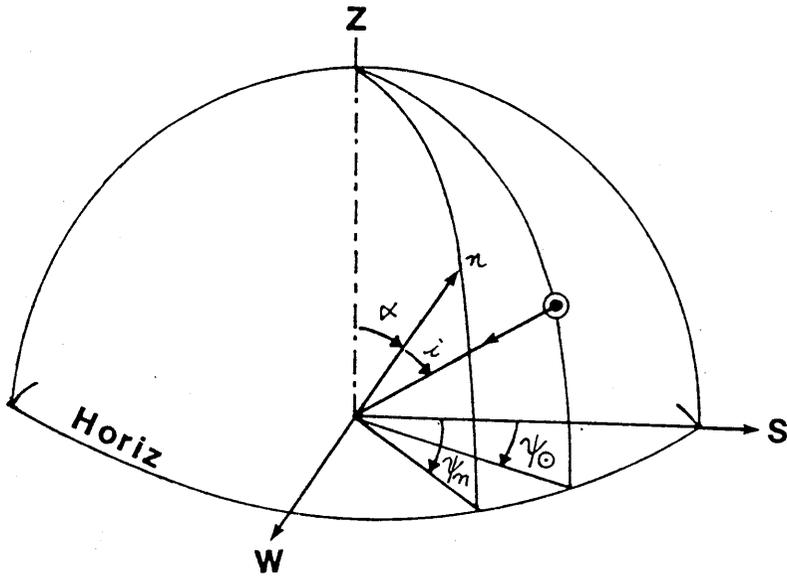


Fig. 7.3 Coordinate system for the calculation of the short wave radiation.

また

$$\alpha = \tan^{-1} \left\{ \left(\frac{\partial z_G}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial z_G}{\partial y} \right)^2 \right\} \quad (17)$$

$$\psi_n = \tan^{-1} \left\{ \frac{\partial z_G}{\partial x} / \frac{\partial z_G}{\partial y} \right\} \quad (18)$$

$$\sin h_{\odot} = \sin \psi \sin \delta + \cos \psi \cos \delta \cos \varphi \quad (19)$$

$$\cos \psi_{\odot} = \frac{\sin h_{\odot} \sin \psi - \sin \delta}{\cos h_{\odot} \cos \psi} \quad (20)$$

$$\sin \psi_{\odot} = \frac{\cos \delta \cos \varphi}{\cos h_{\odot}} \quad (21)$$

z_G : 地面の標高、 ψ : 緯度、 δ : 赤緯、

h_{\odot} : 太陽の高度角、 φ : 時角

また m は

$$m = \left\{ \left(\frac{R}{H} \right)^2 \sin^2 h_{\odot} + 2 \frac{R}{H} + 1 \right\}^{1/2} - \frac{R}{H} \sin h_{\odot} \quad (22)$$

R : 地球半径、 H : 齊一大気の厚さ

散乱光は次のようにして求める。すなわち、太陽光のうち9%は大気中の水蒸気とオゾン等で吸収されると考え、吸収で減じた直射光と上で求めた S_s との差が散乱光であると仮定し、その半分が地上に達すると考えた (List, 1963)。すなわち

$$D = \left(0.455 - \frac{a^m}{2} \right) S_0 \sin h_{\odot} \quad (23)$$

結局、斜面に当たる全天日射量 S は、単位水平面に換算して

$$S = (1 - A) (S_s + D) \sec \alpha \quad (24)$$

但し A は地表面アルベドで、ここでは次のような値をとった。

$$A = \begin{cases} 5\%、海上 \\ 12\%、陸上 \end{cases}$$

(3) 長波長放射

地表面における長波長放射収支は、地表面からの上向き放射 (L^{\uparrow}) と大気中の主として水蒸気からやってくる下向き放射 (L^{\downarrow}) とがある。下向き放射にはこのほかに炭酸ガスからの放射もあるが、これについてはあとで述べる。

L^{\downarrow} に関しては山本の放射図の原理に従う。それによれば

$$L^{\downarrow} = \pi B(T_0) + \int_{T_0}^0 \frac{1}{\tau_f(u, T)} \frac{d}{dT} (\pi B) dT \quad (25)$$

但し $\pi B(T_0)$: 温度 T_0 の黒体放射、 $\frac{1}{\tau_f(u, T)}$: フラックスの透渦間数の全波長にわたる荷重平均、 T_0 : 地表温度で、大気上端の温度は 0°K としてある。一方、 L^{\uparrow} は $\pi B(T_0)$ であるから、地表面における正味の放射は

$$L = L^{\downarrow} - L^{\uparrow} = \int_{T_0}^{T_H} \frac{1}{\tau_f(u, T)} \frac{d}{dT} (\pi B) dT - \alpha \cdot \frac{1}{\tau_f(u_H, T_H)} \pi B(T_H) \quad (26)$$

T_H はモデル大気の上面の気温である。第1項は地上からモデルのトップ (H) までの気温と水蒸気の分布を知って計算できる。第2項は H より上には水蒸気はないとして適当な $\tau_f(u_H, T)$ の関数関係を仮定して求められる。ここでは $T = T_H$ から $T = 0$ までの範囲で τ_f を T の2次式で近似すると、第2項で $\alpha = 2/3$ となる。

第1項で $\tau_f(u, T)$ は u と T の関数であるが、山本のチャートを見ても分かるように、通常の温度範囲 ($T \geq 230\text{K}$) ではほとんど T に関係せず u のみの関数と見なされる。その値は Yamamoto

(1952)の論文にのっている。ここではその表に基づいて内挿法によって $\overline{\tau_f(u)}$ を求めることにした。

u は圧力補正を施した有効水蒸気量で次式から求められる。

$$u = \frac{1}{g} \int_p^{p_0} q \frac{p}{p_0} dp \quad (27)$$

但し、 p_0 : 地上気圧、 q : 比湿である。

炭酸ガスによる下向放射 $L_{CO_2}^{\downarrow}$ は Elsasser の方式に従い、最下層の気温の関数として次式から求めた。

$$L_{CO_2}^{\downarrow} = 0.0011 t_1 + 0.084 \quad (\text{ly}/\text{min}) \quad (28)$$

(4) HとℓEの見積り

地表面における顕熱と潜熱のフラックス(HとℓE)はモデル大気的最下層に接地層を仮定し、Monin-Obukhovの相似則より求める。同時に運動量フラックス τ も求める。地表面における顕熱、潜熱、運動量のフラックス(H、ℓE、 τ)は次の式で表わせる。

$$H = -\rho C_p u_* \theta_* \quad (29)$$

$$\ell E = -\rho u_* q_* \quad (30)$$

$$\tau = -\rho u_*^2 \quad (31)$$

ただし、 u_* は摩擦速度、 θ_* は摩擦温度、 q_* は摩擦比湿であってこれら3量は接地層中の温位、比湿、風速と次の関係がある。

$$\theta' - \theta'_0 = \frac{\theta_*}{k} \psi_h(\zeta) \quad (32)$$

$$q - q_0 = \frac{q_*}{k} \psi_h(\zeta) \quad (33)$$

$$\sqrt{u^2 + v^2} = \frac{u_*}{k} \psi_m(\zeta) \quad (34)$$

ただし

$$\psi_h = \int_{\zeta}^{\zeta_0} \frac{\phi_h}{\zeta} d\zeta, \quad \psi_m = \int_{\zeta_0}^{\zeta} \frac{\phi_m}{\zeta} \alpha \zeta \quad (35)$$

$$\left. \begin{aligned} \zeta &= \frac{z}{L}, \quad \zeta_0 = \frac{z_0}{L} = \frac{z_0}{z} \zeta \\ L &= \frac{\bar{\theta} u_*^2}{kg \theta_*} \end{aligned} \right\} \quad (36)$$

z は θ 、 q 、 u を測った高さ、 ϕ_h 、 ϕ_m は無次元シャー関数、 L はMonin-Obukhovの長さ、 k はvon Karman定数、 z_0 は粗度長、 $\bar{\theta} = (\theta_1 + \theta_0) / 2$ である。無次元シャー関数 ϕ_m 、 ϕ_h は次

式のように表わせる。(Busch, 1973, Kondo, et al. 1978)。

$$\left. \begin{aligned} \phi_m &= (1 - r\zeta)^{-1/4} \\ \phi_h &= (1 - r\zeta)^{-1/2} \end{aligned} \right\}, \zeta < 0 \quad (37)$$

$$\begin{aligned} \phi_m &= \phi_h = 1 + \alpha\zeta, \quad \zeta_c > \zeta > 0 \\ &= 1 + \alpha\zeta_c, \quad \zeta \geq \zeta_c \end{aligned} \quad (38)$$

ただし、 $\zeta_c = 5/7$, $\alpha = 7$, $r = 16$ である。一方、(36)と(32)、(34)より

$$\zeta = B \frac{\phi_m^2(\zeta)}{\phi_h(\zeta)} \quad (39)$$

ここで、 $B = \frac{g}{\theta} \frac{\theta - \theta_0}{U^2} z$: バルクリチャードソン数である。故にBを与えて ζ を求め〔 $\zeta < 0$ (不安定)のときには繰り返し法により、 $\zeta > 0$ (安定)のときには直接的に〕、以下次の手順によりフラックスH、IEを求める。

$$(35) \quad (32) \quad (29)$$

$$(37) \quad (33) \quad (30)$$

$$(38) \quad (34) \quad (31)$$

$$\zeta \longrightarrow \phi \longrightarrow \theta_x, q_x \longrightarrow H, \ell E, \tau$$

なお接地層内の拡散係数 K_m 、 K_h は

$$\left. \begin{aligned} K_m &= kz \frac{u_x^*}{\phi_m} \\ K_h &= kz \frac{u_x^*}{\phi_h} \end{aligned} \right\} \quad (40)$$

から求まる。

次に地表面での比湿 q_0 は見積りが難しいが、ここでは次の方法による。

$$q - q_0 = \beta (q - q_0^*) \quad (41)$$

ここでも q_0^* は地面での飽和比湿で、これは地面温度より求まる。 β は蒸発効率と呼ばれるパラメータで、片山、1978により、次のように見積る。

$$\beta = \text{Min} (1, 2w') \quad (42)$$

w' は前出の wetness である。

7.2.3 境界層の扱い

境界層内の乱流のパラメタリゼーションは局地風にとって重要であるばかりでなく、汚染質の輸送にとっても非常に重要である。そこで Mellor と Yamada (1974)により提案された乱流 closure model を適用する。この closure model は乱流過程をどこまで表現するかによって level 1~4 までの4つの精度階級に分かれている。この研究の目的から考えると、乱流エネルギーなどの予報方

程式を持つ level 3 程度を適用するのが理想的と考えられるが、計算機への負荷を考えて、ここでは乱流エネルギーを診断式から決定する level 2 を採用する。level 2 では乱流の物理量の予報方程式を持たず、乱流拡散係数 K_m 、 K_h は次のように与えられる。

$$K_m = \ell^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} S_M \quad (43)$$

$$K_h = \ell^2 \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} S_H \quad (44)$$

ここで ℓ は乱流の特徴的長さ、また S_M 、 S_H は次の式で与えられる。

$$S_M = B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} \widetilde{S}_M^{3/2} \quad (45)$$

$$S_H = B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} \widetilde{S}_M^{1/2} \widetilde{S}_H \quad (46)$$

ここで R_f は flux Richardson 数で gradient Richardson 数 Ri と次のような関係がある。

$$R_f = 0.725 [Ri + 0.186 - (R_i^2 - 0.316 Ri + 0.0346)^{1/2}]$$

また

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta' / \partial z}{(\partial \sqrt{u^2 + v^2} / \partial z)^2} \quad (47)$$

であり温位 θ' と風速 u 、 v の鉛直分布より求まる。また \widetilde{S}_M と \widetilde{S}_H は次の式により R_f より求まる。

$$\widetilde{S}_M = 3 A_1 \frac{r_1 - C_1 - (6A_1 + 3A_2) \Gamma / B_1}{r_1 - r_2 \Gamma + 3A_1 \Gamma / B_1} (r_1 - r_2 \Gamma) \quad (48)$$

$$\widetilde{S}_H = 3 A_2 (r_1 - r_2 \Gamma) \quad (49)$$

ただし、 $\widetilde{S}_M \geq 0$ 、 $\widetilde{S}_H \geq 0$

ここで $\Gamma = R_f / (1 - R_f)$ (50)

また A_1 、 A_2 、 B_1 、 B_2 、 C_1 は closure model に現われるパラメーターでそれぞれ 0.78、0.78、15、8、0.056 と見積られている。また $r_1 = \frac{1}{3} - (2A_1 / B_1)$ 、 $r_2 = B_2 / B_1 + 6A_1 / B_1$ である。

次に特徴的長さ ℓ は次の式により与えられる

$$\ell = \frac{kz}{1 + kz / \ell_0} \quad (51)$$

k はカルマン定数で ℓ_0 は

$$\ell_0 = \alpha \frac{\int_0^\infty z q dz}{\int_0^\infty q dz} \quad (52)$$

で与えられる。 α は経験的定数で $\alpha = 0.1$ を適用する。また q は乱流エネルギーと平方根で乱流エネルギーの生成消散の釣り合いから次式が成り立つ。

$$\frac{q^3}{B_1 \ell} = -\overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta''} \quad (53)$$

ここで各フラックス $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{w'\theta''}$ は次式で与えられる。

$$-(\overline{u'w'}, \overline{v'w'}) = \ell q \widetilde{S}_M \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (54)$$

$$-\overline{w'\theta''} = \ell g \widetilde{S}_H \frac{\partial \theta'}{\partial z} \quad (55)$$

(54)、(55)より $\overline{u'w'}$ 、 $\overline{v'w'}$ 、 $\overline{w'\theta''}$ を消去すると

$$q^2 = B_1 \ell^2 \left\{ \widetilde{S}_M \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta} \widetilde{S}_H \frac{\partial \theta'}{\partial z} \right\} \quad (56)$$

となる。この式は ℓ を含んでいるので結局 (51)、(52)、(56) の陰公式により ℓ_0 を求めることとなる。これは繰り返し法により計算できるが、実際には前の計算ステップの q を使って ℓ_0 を計算しても、結果はほとんど変わらないので、繰り返し法はシミュレーションの初めにだけ行えば十分である。

closure model による拡散係数は強い安定時に極端に小さくなり、拡散実験などの結果と大きく異なることがある。そこで、このくい違いを小さくするために拡散係数に最小値を設定する。ここでは

$$K_h \geq 0.5 \text{ m}^2 / \text{sec} \quad (57)$$

$$K_m \geq 0.5 \text{ m}^2 / \text{sec} \quad (58)$$

を仮定した。一方、強い不安定時には K_h 、 K_m は $100 \text{ m}^2 / \text{sec}$ をこえるような大きな値になることがある。このような場合には鉛直方向の数値積分に陰公式を持ってしても、 Δt をかなり小さくしないと、 K_h 、 K_m の鉛直分布に計算モードが発生する。このため K_h 、 K_m の上限値を設け、あまり大きな値とならないようにする。

$$K_h \leq 65.8 \text{ m}^2 / \text{sec} \quad (59)$$

$$K_m \leq 50 \text{ m}^2 / \text{sec} \quad (60)$$

ここで K_h と K_m の上限値が異なるのは、不安定の極限、 $Ri \rightarrow -\infty$ のときの Pr 数 $K_m / K_h = 0.76$ を考慮したためである。 K_h 、 K_m に上限値を設定したことによる影響はそれほど大きくないことが、2次元の海陸風シミュレーションにより確かめられている。

7.2.4 上部境界条件

前に記したようにモデルの最上層には上面が自由表面のM層が置かれている。一般場の気圧傾度力は、この自由表面を通して伝えられる。またこれには、シミュレーションに有害な短い波長の重力波(水平境界に長波長の重力波が反射されたときに発生する計算モード波など)のエネルギーを吸収する働きを持たせることもできる。自由表面上での π' は次の式により定める。

$$\pi' = \overline{\pi'}(x, y) + g \frac{\theta_F - \theta}{\theta} (h_m - \overline{h_m}) + F \frac{\partial h_m}{\partial t} \quad (61)$$

ここで第1項は、一般場の高さ $z_T + \overline{h_m}$ の気圧分布に対応する。第2項は、自由表面の高さの基準高度 ($z_T + \overline{h_m}$) からのずれに相当する分の気圧差の項である。このとき自由表面のさらに上に温位 θ_F をもつ自由大気を仮定している。この自由大気を仮定したために、自由表面を波面とする重力波の位相速度は低くおさえられる。つまりモデル大気を θ の等温位と仮定すると、この重力波(一種の外部重力波)の進行速度は

$$C = V + \sqrt{g^*(Z_T + \overline{h_m})} \quad (62)$$

で与えられる。ここに

$$g^* = \frac{\theta_F - \theta}{\theta_F} g \quad (63)$$

また V は平均流速である。自由大気の代りに真空を仮定した場合 ($g^* = g$) に比べて進行速度が大幅におそくなっていることが分かる。重力波の進行速度は数値積分の時間ステップ Δt と深い関係があり、上のことは Δt の設定条件をかなり緩めることになる。

(61)式の第3項はエネルギーの吸収項である。Kikuchi et al., 1981. では h_m に表れる短波長と重力波(計算モード波)を取り除くため、 h_m の予報式に水平拡散項を入れたり、smoothing をかけたりした。しかし、この方法で長時間の積分を行うと、M層の温度場に大規模な変型が起こる。これは smoothing が質量と温度の保存性をこわしているためと考えられる。ここでは smoothing などのかわりに、(61)式に第3項を付け加えることで、これら短波長の重力波を取り除く方式をとる。第3項は自由表面の上昇・下降に抵抗する力(F はパラメーター)で、これによりエネルギー吸収が起こる。重力波の鉛直流・水平流の特徴的な大きさを w 、 u とすれば $\frac{\partial h_m}{\partial t} \sim w$ であるから単位時間、単位面積に吸収されるエネルギーは

$$Fw^2 \quad (64)$$

のオーダーである。一方、この重力波の単位面積当りのエネルギーの総量のオーダーは Hu^2 (H は大気の厚さ、ここでは $Z_T + \overline{h_m}$) であるから重力波がエネルギーを全部失なうまでの時間スケール T との間に

$$Fw^2 T \sim Hu^2 \quad (65)$$

が成立する。重力波の波長のスケールを L とすると、 $w/u \sim L/H$ だから

$$T \sim \frac{L^2}{FH} \quad (66)$$

となる。つまり、重力波の寿命は波長の2乗に比例し、 F を適当に決めてやると、短波長の重力波だけを取り除くことができる。最も短い波長、 $L \sim 2.4x$ のとき T が5~10分くらいになるように F を決めると、短波長の重力波を取り除くのに効率的でかつ、下層の局地風にほとんど影響を与え

ないことが経験的に確かめられている。

上記の見積りは浅水波の方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial h}{\partial x} = 0 \quad (67)$$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + H \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (68)$$

の(67)式の左辺に、(61)式の第3項に対応する項 $\frac{\partial}{\partial x} \left(F \frac{\partial h}{\partial t} \right)$ をつけ加えて解析解を求めても似たような結果を得る。ここでは詳しい計算は省略するが、この場合、短波長の重力波は減衰するほか、位相速度も若干の変形を受ける。

7.2.5 水平方向の境界条件とワンウェイネスティング

水平方向の境界は計算能力に限界があるために設けられた人為的な仮定である。したがって、境界条件の選び方は単に自然法則の定式化だけでは定まらず、ある程度経験的に選んでやらなければならない。このときの目標は、計算領域のできるだけ広い範囲において、境界条件の影響をできるだけ受けない解が得られることである。これは大変難しいことであり、最良の方法は数値実験の目的に依存すると思われる。この数値モデルでもいくつかの境界条件をテストした結果を下に示す radiation condition が一般的には良い結果を与えることがわかった。

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \quad (69)$$

ここで ϕ は一般の物理量、 C は代表的位相速度である。(69)式は次のように差分表示に書き直せる。

$$\phi_b^{n+1} = \phi_b^n (1 - r) + r \phi_{b-1}^n \quad (70)$$

ここに ϕ_b^n は境界点での $t = n \cdot \Delta t$ の値、 ϕ_{b-1}^n はそのひとつの内側の格子点の値である。また $r = C \Delta t / \Delta x$ である。 r の値は一つずつ内側の格子点で $t = (n - 1) \Delta t$ の時点についての ϕ の値を(70)式に代入し、 r を逆算する。

$$r = \frac{\phi_{b-1}^n - \phi_b^{n-1}}{\phi_{b-2}^{n-1} - \phi_{b-1}^{n-1}} \quad (71)$$

ただし $0 \leq r \leq 1$ とする。

(70)式はもともと重力波が境界をうまく透過するように考えられた条件なので、境界付近の値が鉛直混合によって変化するような場合にはあまり良い結果をもたらさないことがある。この場合には $\partial \phi / \partial x = 0$ つまり $\phi_b = \phi_{b-1}$ の方が良い結果を与えるので、数値実験の目的により使い分けが必要である。この報告では2次元モデルには後者、3次元モデルには前者を適用した。

上記のような境界条件では、境界の外にある地形の影響は考慮できない。現実には遠くの地形の影響を強く受ける一方で、近くの微細な地形の影響も重要な場合がある。このような場合は、計算能力を節約するため、分解能を場所により変えることが有効である。

分解能を場所により変える場合、ワンウェイネスティングの試みがよく行われる。すなわち、広い範囲を粗い格子間隔でおおい、その中の一部を細かい格子間隔でおおう。粗い格子による計算結果の情報は細かい格子の計算に使われるが、その逆は行われない。情報は粗い格子から細かい格子へ一方的に流れる。局地風シミュレーションの場合には、風の間をフーリエ成分に展開して考えると長周期・長波長成分は広い範囲の大きな地形の特徴によって、短周期・短波長成分は狭い範囲の微細な地形の構造に支配されていると期待できるので、ワンウェイネスティングの方法は有効であろう。

ワンウェイネスティングの接続境界条件は次の性質を持つ必要がある。

- 1) 境界外からのじょう乱は境界内にそのまま伝わる。
- 2) 境界内で発生したじょう乱が接続境界で不自然に反射されてはならない。

しかし、現実には上記の2つの条件を同時に満すのはなかなか難しい。ここでは、境界外からは長周期・長波長成分だけ内部に伝わることを考え、次に示すような接続境界条件を使用する。

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C \frac{\partial \phi}{\partial x} = \tau (\phi - \phi_B) \quad (72)$$

ここで、 C はじょう乱の位相速度、 ϕ_B は粗い格子間隔による接続境界面での値、 τ は時間の逆数の次元をもつ接続のパラメーターである。 $\tau = 0$ とおくと、式(72)は前に述べた radiation condition となる。 τ は前記の2つの条件をできるだけ満たすように決めなければならない。このため次のような最も簡単な浅水波の方程式に適用する。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + g \frac{\partial \phi}{\partial x} &= 0 \\ \frac{\partial \phi}{\partial x} + H \frac{\partial u}{\partial x} &= 0 \end{aligned} \quad (73)$$

以下詳しい計算は省略するが、式(72)を box 法による空間差分で近似し、この差分方程式の解析解〔式(72)の解析解ではない〕を求め接続境界条件の式に代入して、接続境界面の反射・透過波の大きさを解析的に調べる。その結果、

$$\frac{1}{\tau} \gg \frac{\Delta x}{2C} \quad \text{ただし} \quad C = \sqrt{gH} \quad (74)$$

であれば通常の radiation condition とあまり変わらない程度に条件2)を満たすことがわかる。ここで Δx は格子間隔である。次に周波数 ω 、振幅 A_1 の波が接続境界の外から侵入してきたとき内部へ伝わる波の振幅 A_2 と位相差 θ は、簡単なため波長が Δx より長くと仮定すると次のようになる。

$$|A_2 / A_1| e^{i\theta} \simeq \frac{\tau}{\tau - 2i\omega} \quad (75)$$

$\tau \gg \omega$ であれば $A_2 \simeq A_1$ 、 $\theta \simeq \frac{2\omega}{\tau}$ となる。 τ が ω の10倍程度であれば、振幅はほぼ完全なまま内部に伝わる。また若干の位相の遅れが生じるが、式(72)の ϕ_B にこの遅れに対応した時間だけ進んだ値を使うことにより補正することもできる。

海陸風モデルに適用する場合には、 $\Delta x = 4 \text{ km}$ 、 $C = 5 \text{ m/sec}$ 、粗い格子から内側へ伝わる波の周期 $1/\omega = \text{半日}$ とすると

$$12\text{h} \gg \frac{1}{\tau} \gg \frac{\Delta x}{2C} = 400 \text{ sec} \quad (76)$$

なので $1/\tau$ を1時間程度にとるとよいことがわかる。

7.3 大気汚染モデル

7.3.1 移流拡散モデル

汚染質の輸送式は局地気象モデルと同じく Z^* 系で表示する。格子間隔が10kmのオーダーでは水平拡散は無視できるので鉛直拡散だけを考える。

$$\frac{\partial hC_i}{\partial t} + \frac{\partial hC_i}{\partial x} + \frac{\partial hC_i}{\partial y} + \frac{\partial hC_i W^*}{\partial z^*} = \frac{Z_T^2}{h} \frac{\partial}{\partial z^*} K_h \frac{\partial C_i}{\partial z^*} + hQ_i + hR_i \quad (77)$$

ここで C_i は全部で n 種の汚染濃度、 Q_i 、 R_i はそれぞれ汚染質 i の発生量と反応生成量である。地表面での境界条件は汚染質の地表への吸着で定まる。吸着による下向きのフラックスは次式で与えられる (Garland, et al 1979)。

$$F \equiv \left(K \frac{\partial C}{\partial z} \right)_{z=0} = -v_d(z_1) C(z_1) \quad (78)$$

ここで $v_d(z_1)$ は高度 z_1 (普通は1m) で定義された沈着速度である。モデルで計算される最下層の濃度は $z_2 = 25 \text{ m}$ のものなので、濃度分布にも constant flux layer を仮定して次式により z_1 の濃度に換算する。

$$C(z_1) = C(z_2) - \frac{F}{k u^*} \ln z_2 / z_1 \quad (79)$$

ここで u^* は接地層での摩擦度、 k はカルマン定数である。(78)、(79)を連立させて F を求めることができる。ここで(79)式は中立成層のときの式であり、安定・不安定の時には正確でない。しかし v_d そのものが、安定度や地面の状態によりどのように変化するかよく分かっていないので、ここでは最も簡単な(79)式を仮定する。

O_3 に関する v_d の値に関して、野外での実例は数多く行なわれているが、データはかなりばらついている。Galbally (1971) や Garland, et al. (1979) などのまとめを総合すると $0.3 \sim 0.8 \text{ cm/sec}$ の間にはいるデータが多く、夜よりも昼の方が若干大きいとされている。 NO_x に関する v_d は O_3 のものよりかなり小さいと言われている。あとで示すように、実際のシミュレーショ

ンでは O_3 の v_d に 0.3 cm/sec 、 NO_x に対しては 0 を仮定した。

一般的に汚染濃度の分布は局所的で空間変動が大きいので、(77)式の数値積分に単純な中央差分・松野スキームなどを適用すると擬似拡散と呼ばれているある種の計算誤差を生じる。この主な原因は短波長成分の位相速度の遅れにある。このモデルでは中央差分・松野スキームと2次の風上差分を1回おきにくり返すことにより、位相速度の遅れを少なくし、擬似拡散を軽減している。このスキームの詳しい議論は Kimura, 1983 を参照されたい。

7.3.2 パラメーター化した光化学反応

前にも述べたように、この研究では現実の複雑な光化学反応そのままではなく、大幅に簡略化した光化学反応を考える。ここでは特に O_3 濃度のふるまいに注意して、すでに提案されている反応モデルを合理的に簡略化した反応系を導く。まず反応系のもつ次のような性質に着目する。すなわち O_3 の生成量は、一次汚染質の NO 、 NO_2 の量と非メタン炭化水素 HC の量と種別、それに紫外線強度などに依存することが知られているが、初期値として、 HC の量が NO 、 NO_2 の量に比べて十分多い場合、(だいたい10倍以上)では O_3 の生成量は HC の量や種別にはあまり依存しなくなる。また現実の日本の都市部やその周辺の大気中にも NO 、 NO_2 に比べて十分多量の HC が存在することが多いと言われている(鈴木, 1979)。そこで NO 、 NO_2 の存在する場合には必ず十分多量の HC が存在していると仮定し、 HC を独立変数から除外する。こうすれば最もよく分かっていない HC の発生源についてのデータも不用となる。

上記に留意の上、今までに提案されている反応モデル例えば Ikeda, et al. (1977) の基礎反応モデル(以下 BPRM と略す)を NO 、 NO_2 、 O_3 の生成・消滅を中心に見直す。まず上記物質については次の三つの反応が非常に重要であることが古くから知られている(Seinfeld, 1975)。



ここで k_1 、 k_2 、 k_3 は各反応の速度定数である。しかし上記の三反応だけでは正味のオゾンの生成はない。光化学オキシダントの発生には有機物質の関与する他の多くの反応も重要な働きをしているわけであるが、ここではそれらを前記の池田のモデルに基づき次のように分類する。まず NO が酸化されて NO_2 になる反応(グループ1)は、

グループ1

反 応	速度定数
$HO_2 + NO \rightarrow HO + NO_2$	k_8
$RO_2 + NO \rightarrow \lambda RCHO + \delta HO_2 + NO_2$	k_{12}
$RO_2' + NO \rightarrow RO_2 + NO_2$	k_{13}
$NO_3 + NO \rightarrow 2NO_2$	k_{28}

ここで反応速度定数などの記号はBPRMに従った。また λ 、 δ などのギリシャ文字は反応モデルのパラメーターで大きさは1のオーダーである。これはBPRM自体がすでに複雑な反応を簡略化したものであり、1つの反応式で多くの反応を代表させるために導入されたパラメーターである。

また RO_2 、 RO_2' は有機パーオキシラジカル(CH_3O_2 、 $C_2H_5O_2$ など)の総称である。

反応グループ1によるNOの消滅速度つまり NO_2 の生成速度は次のように書ける。

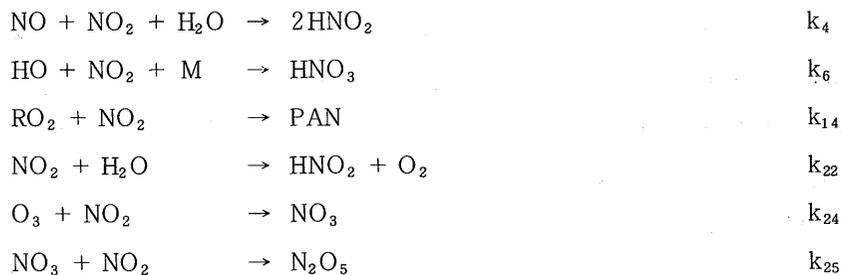
$$-\left(\frac{d[NO]}{dt}\right)_{\text{group1}} = \left(\frac{d[NO_2]}{dt}\right)_{\text{group1}} = R_1[NO]$$

ここでパラメーター R_1 は次のように定義される。

$$R_1[NO] = (k_8[HO_2] + k_{12}[RO_2] + k_{13}[RO_2'] + k_{28}[NO_3])[NO]$$

以下同様に、 NO_2 の除去反応(グループ2)は

グループ2

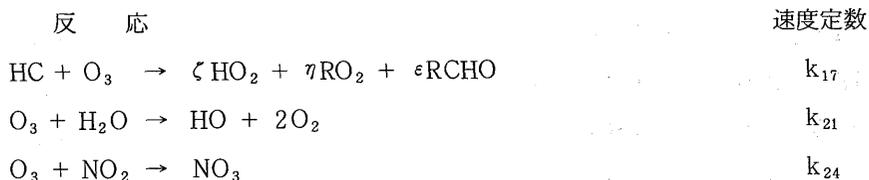


であり、パラメーター R_2 を次のように定義する。

$$R_2[NO_2] = (k_4[NO][H_2O] + k_6[HO][M] + k_{14}[RO_2] + k_{22}[HO_2] + k_{24}[O_3] + k_{25}[NO_3])[NO_2] \quad (18)$$

上の反応でPANはペルオキシアシルナイトレート(PAN)の総称である

グループ3 (O_3 の除去反応)



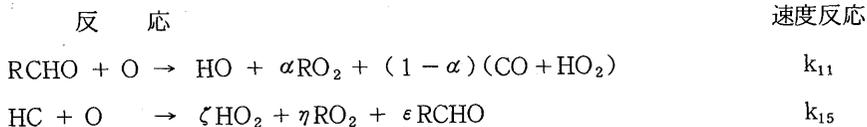
$$R_3[O_3] = (k_{17}[HC] + k_{21}[HO_2] + k_{24}[NO_2])[O_3]$$

グループ4 (NO の除去反応)



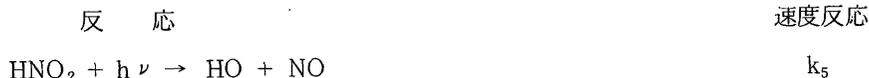
$$R_4[NO] = (k_4[NO_2][H_2O] + k_{20}[HO])[NO]$$

グループ5 (Oの除去反応)



$$R_5 [O] = (k_{11} [RCHO] + k_{15} [HC]) [O]$$

グループ6 (NOの生成反応)



パラメータ F_1 を次のように定義する。

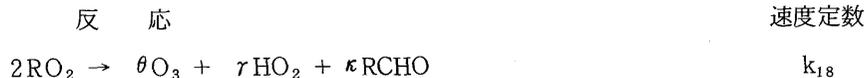
$$F_1 = k_5 [HNO_2]$$

グループ7 (NO₂の生成反応)



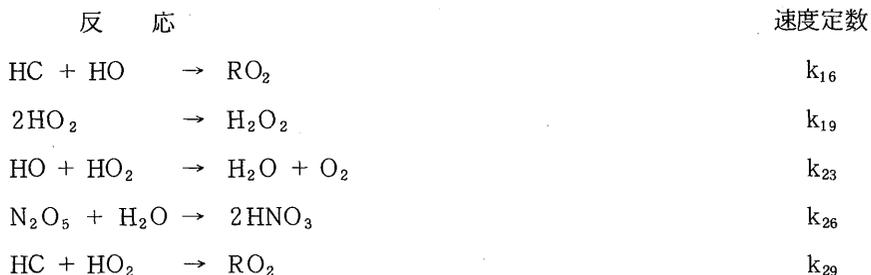
$$F_2 = k_{27} [N_2O_5] + k_{28} [NO_3] [NO]$$

グループ8 (O₃の生成反応)



$$F_3 = \theta k_{18} [RO_2]^2$$

BPRMには、上記のどのグループにも分類されない次に示す反応も含まれている。



これらの反応は NO, NO₂, O, O₃ の生成・除去を直接には含まないもので、これから導こうとする反応モデルには直接には考慮されない。しかしこれらの反応の効果は間接的にパラメーター $R_1 \sim R_5$, $F_1 \sim F_3$ を通して扱われる。

パラメーター $R_1 \sim R_5$, $F_1 \sim F_3$ の反応系の中での役割を模式図にして図 7.4 に示す。以上のパラメーターを使うと NO, NO₂, O₃, O のそれぞれの保存式は次のように書ける。

$$\frac{d}{dt}[\text{NO}] = -k_3[\text{NO}][\text{O}_3] + k_1[\text{NO}_2] - R_1[\text{NO}] - R_4[\text{NO}] + F_1 \quad (80)$$

$6 \times 10^{-4} \quad 10^{-1} \quad 10^{-1} \quad 2 \times 10^{-3} \quad 5 \times 10^{-5} \quad 10^{-4}$

$$\frac{d}{dt}[\text{NO}_2] = k_3[\text{NO}][\text{O}_3] - k_1[\text{NO}_2] + R_1[\text{NO}] - R_2[\text{NO}_2] + F_2 \quad (81)$$

$10^{-3} \quad 10^{-1} \quad 10^{-1} \quad 2 \times 10^{-2} \quad 10^{-2} \quad 10^{-2}$

$$\frac{d}{dt}[\text{O}] = k_1[\text{NO}_2] - k_2'[\text{O}] - R_5[\text{O}] \quad (82)$$

$2 \times 10^{-10} \quad 10^{-1} \quad 10^{-1} \quad 5 \times 10^{-4}$

$$\frac{d}{dt}[\text{O}_3] = -k_3[\text{NO}][\text{O}_3] + k_2'[\text{O}] - R_3[\text{O}_3] + F_3 \quad (83)$$

$4 \times 10^{-3} \quad 10^{-1} \quad 10^{-1} \quad 3 \times 10^{-3} \quad 10^{-7}$

ここで $k_2' = k_2[\text{O}_2][\text{M}]$

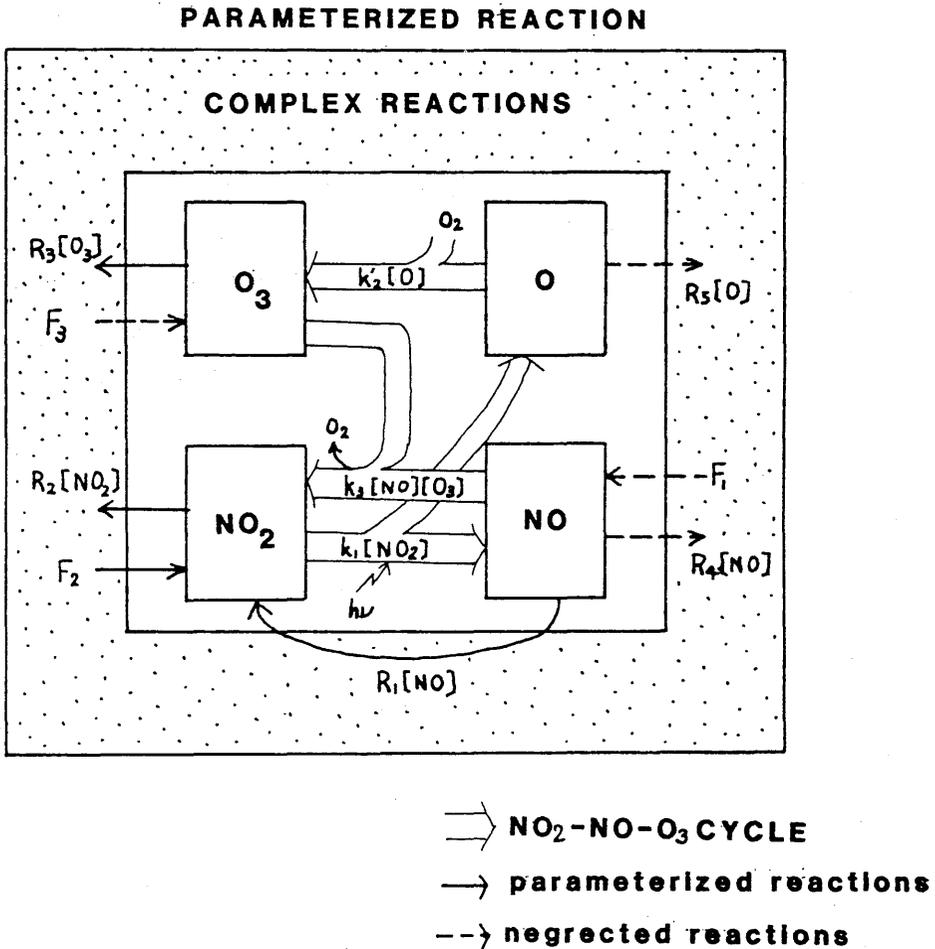


Fig. 7.4 Schematic diagram of the parameterized reaction model.

さて、上式を簡略化するため各項の大きさを見積ってみる。各項の大きさは初期濃度のちがいや経過時間によりかなり大きく異なるが、代表的な濃度での反応の最盛期について計算してみるとだいたい各項の下に記した程度の大きさとなる。やはり反応〔1〕～〔3〕による寄与が大きく他の項と比べて10倍以上になっているのが分かる。しかし、ここで 10^{-2} 以下の項をすべて無視してしまうと、〔1〕～〔3〕による定常状態を示す式が出てくるだけで、光化学オキシダントの発生はなくなってしまう。そこで 10^{-2} 以下の項を詳しく見るために 10^{-1} の大きさの項を消去した式を作る。これは(80) + (81)と(81) + (82) + (83)によって2つ得られる。

$$\frac{d}{dt} [\text{NO}_x] = - R_2 [\text{NO}_2] + F_2 - R_4 [\text{NO}] + F_1 \quad (84)$$

$10^{-3} \quad 2 \times 10^{-3} \quad 10^{-2} \quad 5 \times 10^{-5} \quad 2 \times 10^{-4}$

$$\frac{d}{dt} [\text{PO}] = R_1 [\text{NO}] - R_2 [\text{NO}_2] + F_2 - R_2 [\text{O}] - R_3 [\text{O}_3] + F_3 \quad (85)$$

$10^{-3} \quad 2 \times 10^{-3} \quad 10^{-2} \quad 10^{-2} \quad 5 \times 10^{-4} \quad 3 \times 10^{-3} \quad 10^{-7}$

ただし

$$[\text{NO}_x] = [\text{NO}] + [\text{NO}_2] \quad (86)$$

$$[\text{PO}] = [\text{NO}_2] + [\text{O}] + [\text{O}_3] \quad (87)$$

これらの式から NO_x および PO (ここでは potential ozone と仮称する)は NO , NO_2 , O , O_3 単独よりゆっくり反応し、この反応速度が O_3 の正味の生成・消滅を表わしていることが分かる。したがって、これらの式は光化学反応の最も重要な過程を表している。式(84)、(85)を採用すれば(80)～(83)のうち2つは独立でないので不要である。このうち(82)、(83)を残して(82)～(85)式の4つの独立した式を考え、各式の中で最大項より2ケタ以上小さい項を無視すると

$$k_1 [\text{NO}_2] - k_2 [\text{O}] = 0 \quad (88)$$

$$- k_3 [\text{NO}] [\text{O}_3] + k_2 [\text{O}] = 0 \quad (89)$$

$$\frac{d}{dt} [\text{NO}_x] = - R'_2 [\text{NO}_2] \quad (90)$$

$$\frac{d}{dt} [\text{PO}] = R_1 [\text{NO}] - R'_2 [\text{NO}_2] - R_3 [\text{O}_3] \quad (91)$$

が得られる。ここで $R'_2 [\text{NO}_2]$ は NO_2 の正味の除去反応の速さで

$$R'_2 [\text{NO}_2] = R_2 [\text{NO}_2] - F_2$$

で定義される。

(88)、(89)から

$$[\text{NO}] [\text{O}_3] = \frac{k_1}{k_3} [\text{NO}_2] \quad (92)$$

これと(86)、(87)を使うと $[\text{NO}_x]$, $[\text{PO}]$ から $[\text{NO}]$, $[\text{NO}_2]$, $[\text{O}_3]$ を求める換算式を得る。

$$\left. \begin{aligned} [\text{NO}_2] &= S/2 - \sqrt{S^2/4 - [\text{PO}][\text{NO}_x]} \\ [\text{NO}] &= [\text{NO}_x] - S/2 + \sqrt{S^2/4 - [\text{PO}][\text{NO}_x]} \\ [\text{O}_3] &= k_1/k_3 [\text{NO}_2]/[\text{NO}] \end{aligned} \right\} \quad (93)$$

ただし $S = [\text{PO}] + [\text{NO}_x] + k_1/k_3$

ここで仮に R_1 、 R_2 、 R_3 が既知であるとする、(90)、(91)の2つの予報式と診断式(93)の組合せて方程式は閉じ、その解は元の反応モデルの良い近似となっているはずである。ここで近似式を導く上で光定常態の関係式(92)が表われるが、この近似方程式系は通常の意味での準定常近似すなわちNOとNO₂の予報式を立て、O₃濃度を(92)式から算出する方法とは少し意味が異なることに注意したい。O₃のような高濃度の物質に対し通常準定常近似を適用することは非常に悪い結果をもたらすことが知られているが、この原因は反応〔1〕～〔3〕で成立するはずのPOの保存則が破られることに大きな原因があると考えられる。一方(90)、(91)、(93)の方程式系ではこの保存則は完全に保証されている。

さて、上記方程式系において R_1 、 R_2 、 R_3 は残念ながら前述したような未知の物質濃度の関数となっていて、系は閉じていない。ここで系を強制的に閉じさせるために大胆な仮定をする。つまり R_1 、 R_2 、 R_3 を経験的パラメータと考え、NO、NO₂、O₃濃度の関数で近似する。この3つの量を近似する上で光化学反応の持つ次のような性質に着目する。

1) 正味のオゾンの生成量、すなわち〔1〕、〔2〕、〔3〕の寄与を除いた生成量、(上記の方程式系では R_1 に相当する)、は紫外線量にはほぼ比例して増大する。

2) NO_x、O₃の正味の消滅速度(それぞれ R_2 、 R_3 に対応)は汚染大気中では大きい、清浄大気中では小さい。

まず、3つのパラメータのうち最も重要な R_1 は $[\text{O}_3]$ に比例すると仮定する。

$$R_1 = r_1 [\text{O}_3] \quad r_1 = \text{constant} \quad (94)$$

(92)式を使って変型すると

$$\begin{aligned} R_1 [\text{NO}] &= r_1 [\text{O}_3] [\text{NO}] \\ &= \frac{r_1}{k_3} k_1 [\text{NO}_2] \end{aligned} \quad (95)$$

となって $[\text{NO}_2]$ の光分解速度に比例し、上記の性質1)を満たす。また元の反応モデル(BPRM)の結果から R_1 を見積ってみてもほぼ $[\text{O}_3]$ に比例し、その係数はだいたい $3 \text{ min}^{-1} \text{ ppm}^{-1}$ くらいであることが分かる。

次に

$$R_2 = r_2 [\text{O}_3] \quad (96)$$

$$R_3 = r_3 [\text{NO}_x] \quad (97)$$

と仮定すると、 O_3 にとっては NO_x が、 NO_x にとっては O_3 の存在が消滅反応を起こさせることになるので、性質 2) とだいたい一致する。BPRM の結果からは (96)、(97) は (94) ほどよい近似ではないことが示されるが、 r_2 、 r_3 はともにだいたい $10^{-1} \text{ min}^{-1} \text{ ppm}^{-1}$ のオーダーであることが分かる。(94)~(97) の仮定により方程式は閉じ、(90)、(91) の 2 つの予報式と (93) の診断式の組合せで解が求まる。ここで係数 r_1 、 r_2 、 r_3 の値については、そのオーダーしか分からないので、実験データより決める。上述の方程式系は極端な簡略化を行なっているので、一次汚染質の濃度が現実の環境濃度と同程度の条件で行なわれた実験結果と比較しないと大きな誤差を生じる危険がある。

図 7.5 は Sakamaki ら、(1981) によるチャンバーシミュレーションの結果の一部で、HC の初期値を 0.5 ppm に固定し、 NO_x の初期値を変えたときの最高 O_3 濃度を示したものである。最高 O_3 濃度は NO_x の初期濃度のおよそ 1/2 乗に比例し、また HC の種類にあまりよらないことが示されている。上記の方程式系による計算結果を黒丸で示す。計算値は実験値とほぼ同様のふるまいをすることが分かる。ここで計算に用いたパラメーターは他のチャンバー実験結果も考え合せて、次のように決めた。

$$(r_1, r_2, r_3) = (3.6, 0.1, 0.08)$$

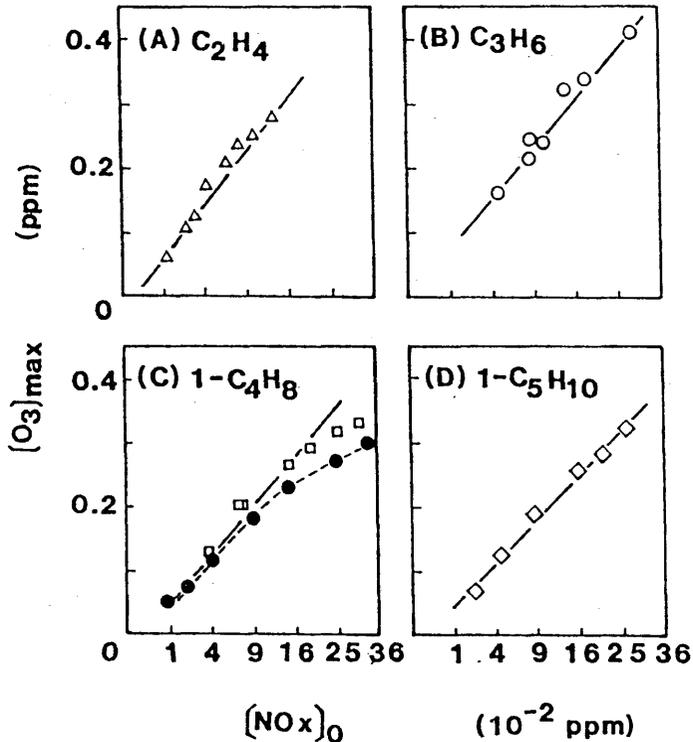


Fig. 7.5 The maximum ozone concentration and initial NO_x concentration in the case of HC excess provided by a chamber experiment carried out by Sakamaki et al. (1981). The black circles are calculated values.

また k_1 は実験条件より 0.21 min^{-1} 、 k_3 は文献によるとだいたい $20 \sim 30 \text{ min}^{-1} \text{ ppm}^{-1}$ なので $25 \text{ min}^{-1} \text{ ppm}^{-1}$ を仮定する。図 7.6 は O_3 の最大生成速度と NO_x の初期濃度との関係を示したものである。 NO_x の初期値が低いと実験値同様 NO_x の初期値の増大とともに増加するが、実験値が一定値以上大きくならないのに対し、計算値はそのまま増大し、ついに過大となる。図 7.7 は O_3 の最大生成速度と k_1 との関係を示すもので、計算値は実験値と同じように k_1 とより比例関係を示す。また、図 7.8 は NO 、 NO_2 、 O_3 の各濃度の時間変化を示すが、Hect et al. (1974) などにより引用されている多くのチャンバー実験の結果とよく似た変化をしている。

上に示したように、パラメータ化した反応モデルによって現実の光化学反応による低 NO_x 、高 HC 下での O_3 濃度をかなりの程度は再現できるといえる。しかし言うまでもないことであるが、パラメータ化した反応モデルは現実の反応系を極端に単純化しているため、現実の光化学スモッグのあらゆる性質を再現しているものではなく、このモデルを使った結果を解釈する上では充分留意する必要がある。反応過程が結論に微妙な影響を与えたと考えられる問題については、より精密な反応モデルを使用しなければならない。

7.4 2次元の海陸風と光化学大気汚染

7.4.1 計算条件

初めに局地風と大気汚染の基本的な関係を調べるため、もっとも簡単な局地風のひとつである2次元の海陸風の中での汚染質の挙動を調べる。

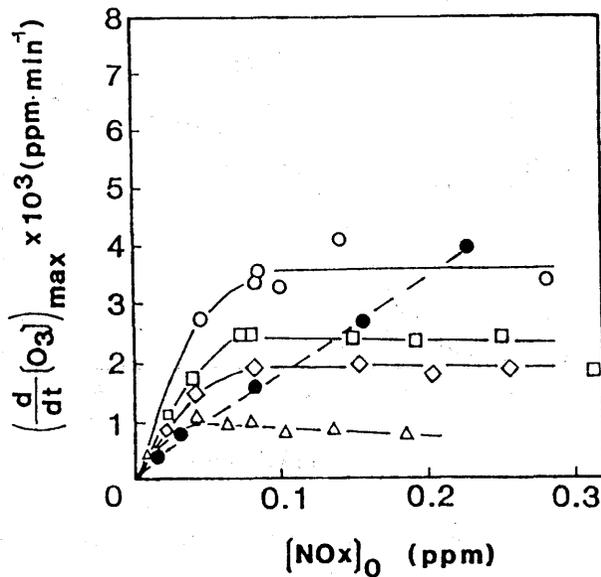


Fig. 7.6 The maximum ozone formation rate v. s. initial concentration.

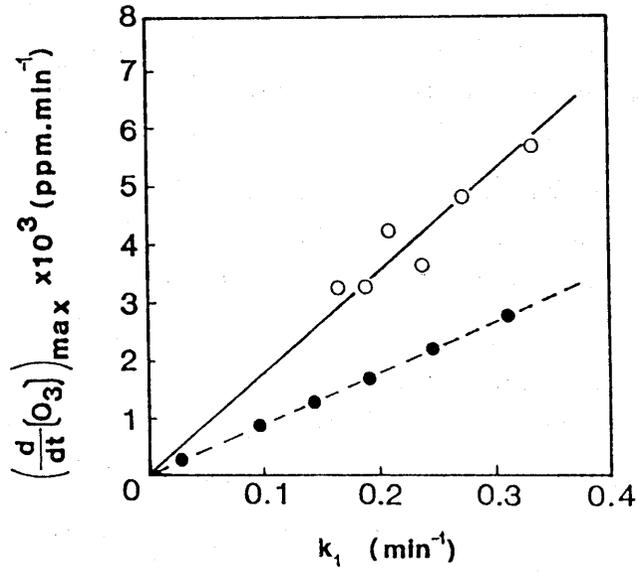


Fig. 7.7 The maximum ozone formation rate v. s. light intensity.

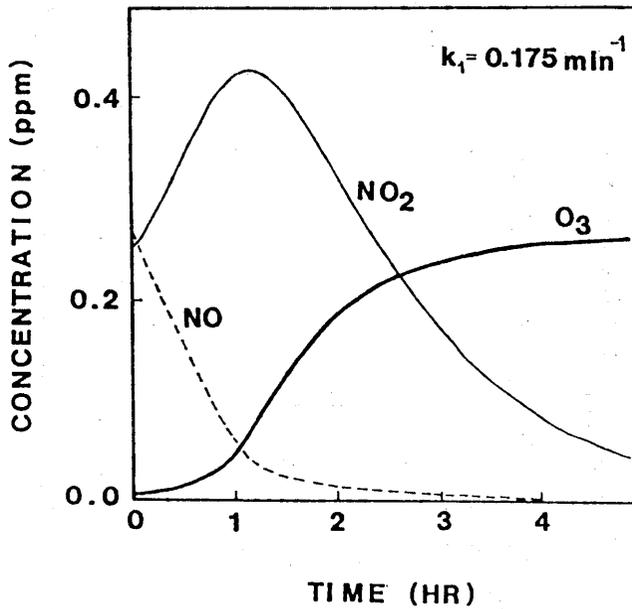


Fig. 7.8 One of the solutions of the parameterized photochemical reaction model.

海と平坦な陸地を考え、海岸から内陸30 km までに発生源が存在すると仮定する。格子間隔を7.5 km、全体の計算領域を225 km にとり、次のような計算条件を仮定しシミュレーションを行う。

(1) 気象関係

- ・ 太陽高度：北緯35°での夏至に相当
- ・ 一般風なし
- ・ 初期温位分布： $\partial\theta/\partial z = 0.0035^\circ\text{C}/\text{m}$ (午前0時にて)
- ・ 初期湿度分布：全域で相対湿度50% (")
- ・ 初期表面温度：海面温度 = 地面温度 = 地上気温 (")
- ・ 地表の Wetness： $w' = 0.1$ 、これにより蒸発効率 β は0.2となる。

ここで $w' = 0.1$ の仮定は地面がかなり乾いていることを意味し、太陽からの放射エネルギーは比較的効率がよく顕熱となって大気に伝わる。

(2) 汚染関係

- ・ 初期値： $\text{O}_3 = 25 \text{ ppb}$, $\text{NO}_x = 0$
- ・ 発生源：7^hより20^hまで、NOおよび非反応性汚染NRを地上面源として $200 \text{ m}^3/\text{h}(7.5 \text{ km})^2$ の割合で一様に放出する。
- ・ 地表面沈着：陸上において O_3 の速度 v_d を $0.3 \text{ cm}/\text{sec}$ に仮定し、その他の汚染質の吸着はないものとする。

また NO_2 の光分解速度 k_1 は中緯度での日中で $0.4 \sim 0.5 \text{ min}$ (秋元、1979)といわれているので、ここでは日射量 $S (\text{cal}/\text{cm}^2/\text{min})$ に比例すると考えて、 $k_1/k_3 = 0.013 S$ を仮定する。これにより日射のもっとも強い時で $k_1 = 0.46 \text{ min}^{-1}$ に相当する。なお上で仮定した発生量は、30 km 四方の都市を考えると $3200 \text{ m}^3/\text{h}$ となるが、首都圏での移動発生源は全体で $10^4 \text{ m}^3/\text{h}$ くらいなので、これよりやや少ない。

7.4.2 風と汚染の立体分布

局地風と汚染の数値積分は午前0時に開始し、48時間行った。図7.9は2日目の6^h、つまり計算を開始してから30時間後の風、 O_3 、 NO_x およびNR(非反応性汚染質、トレーサーと考える)の分布を示したものである。計算は地上から高度6000 m まで行っているが下層の2000 m までが示されている。

地上から500 m くらいまで広い範囲にわたって弱い陸風が吹いていて、その上空にさらに弱い反流が見られる。 O_3 濃度は地上付近は低濃度となっているが、汚染源の上空500 m から1500 m 近くまでの層にかなり高濃度の O_3 が存在する。これは前日排出された汚染質によるものである。 NO_x は汚染源より内陸側のごく下層にわずかに存在する。一方、NRは下層ばかりでなく、かなり上層

にも存在し、 NO_x より高濃度となっている。NR と NO_x の排出量は同じなので、両者の濃度の差は反応により除去された量に相当する。

12^h(図 7.10)では海岸から 30 km くらいの範囲で海風が吹いている。陸上では混合層が発達し、鉛直拡散が盛んになる。日射により反応も盛んになって、排出された NO_x から O_3 が作られる。上空にあった前日からの O_3 とも混合し、発源地帯の内陸側を中心に高濃度となる。しかし NO_x は反応による除去と鉛直拡散により、あまり高濃度とならない。15^h(図 7.11)になると海風は内陸 50 km 以上侵入し、風速も最大では 5 m/s を超え、また上昇流も強くなる。強い海風による清浄大気の侵入によって発源地帯の下層では O_3 、NR 濃度が低下する。一方、上層の汚染質は海風の反流によってゆっくり海側に輸送されるが、これが下層の海風に乗って再上陸するような現象はあ

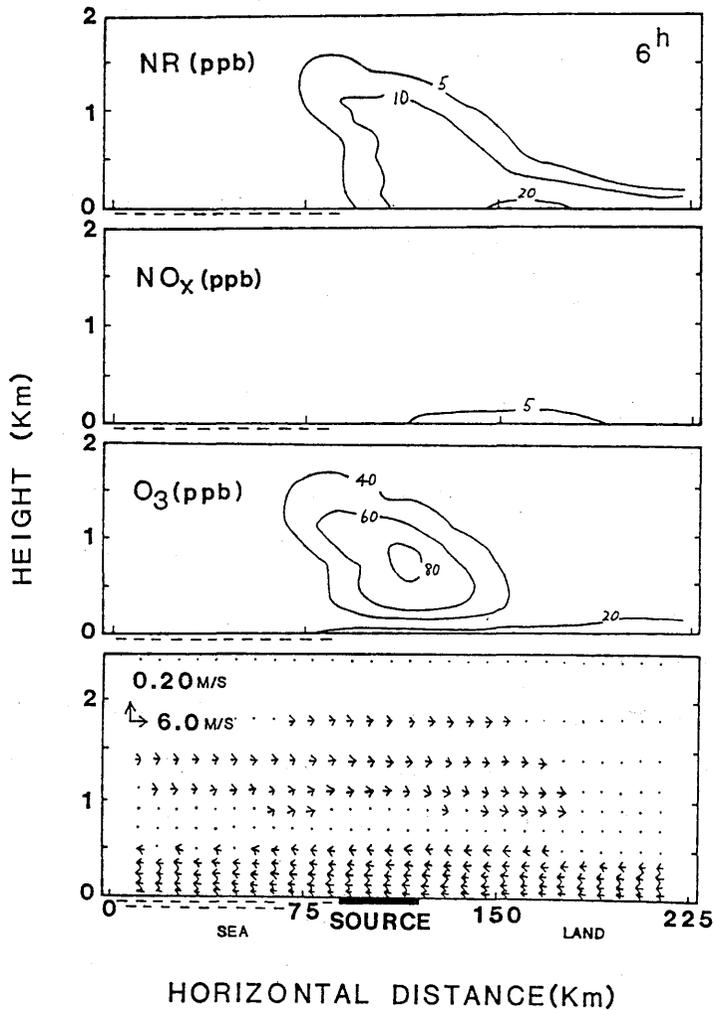


Fig. 7.9 Distribution of wind velocity, ozone, NO_x and NR (non-reactive pollutant) calculated by the model at 0600 LST on the second day.

まり見られない。さらに18^h(図7.12)では海風は内陸深く侵入するが、大気の状態は次第に安定に変わる。NO_xは上層へ拡散せず、地上付近の濃度は上昇する。これに伴ってO₃濃度は低下し、発生源地帯の地上濃度はついに0になる。これに対し、上層では依然高濃度のO₃が存在し、これは翌日まで発生源地帯の上空に止まる。

発生源地帯の地上付近での夜間、O₃濃度は非常に低いが、上層では高濃度のオゾンが存在することはカイツーンなどによって実際に観測されている(鶴田、1982)。

7.4.3 地上濃度の日変化

図7.13の最下段は海岸から26 kmの、発生源帯のもっとも内陸側の格子点での地上風、地上濃度(高度25 m)の日変化である。O₃濃度は13^hごろにピークをもつ1山型、NO_x濃度は朝夕にピーク

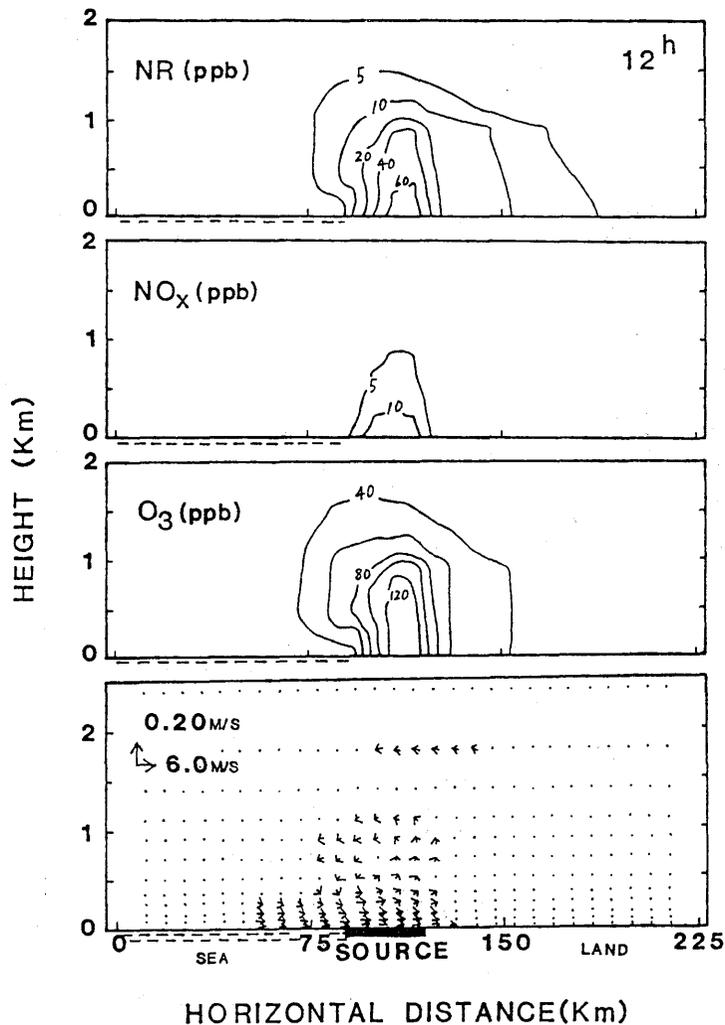


Fig. 7.10 Same as in Fig.7.9, but at 1200 JST.

クをもつ2山型をしている。これらは都市周辺の常時測点でごく普通に見られる日変化パターンである(原田、1979)。地上風は夜半から早朝にかけて陸風であるが、風速は弱く最大でも1m/sくらいである。9時前には海風に変わるが、風速は弱く本格的に海風になるのは昼過ぎで、13^hから18^hごろには風速は5m/s 近くになる。海風は、その後徐々に弱くなり夜半前後に消滅する。この日変化パターンは東京や大阪周辺あるいはロスアンゼルスなど観測されている海陸風の日変化とよく一致している。

午前中の NO_x の濃度は発生源活動が開始されると上昇する。その後混合層の発達に伴って鉛直拡散が盛んになり、同時に反応により消費され NO_x 濃度は低下する。さらに午後になると強い海風により清浄な大気が供給され一層低下する。しかし夕方近くになると大気は徐々に安定になり排

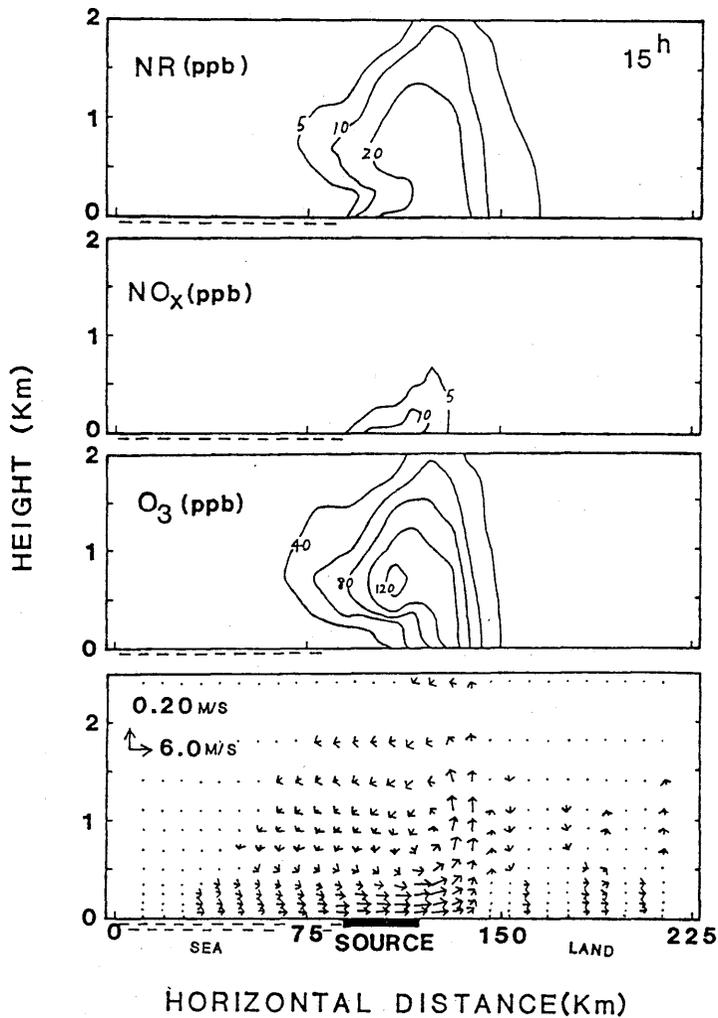


Fig. 7.11 Same as in Fig.7.9, but at 1500 JST.

出された NO_x は上方へ拡散しにくくなって、地上付近に高濃度をもたらし、第2のピークを作る。上記の過程は NO_x と NR の日変化を比べて見ると理解し易い。一方、 O_3 濃度は午前中には反応により生成されるのに加えて、鉛直混合による上空から供給もあって昼すぎまで急速に上昇する。しかし午後になると海風が強くなるため低下する。さらに夕方には NO_x 濃度が上昇するため地上付近では反応によりほとんど消滅する。

図には海岸からの距離が41, 56, 71 km の各点における地上風と地上濃度(高度25 m)も同時に示されている。内陸に行くに従って海風の吹き初めと O_3 のピークの時間は遅くなって X = 71 km では夕刻となる。内陸ほど O_3 濃度のピーク時間が遅れる現象は現実にも関東やロスアンゼルスでよく知られている(河村、1975)。しかし、いわゆる海風前線の進行と高オゾン気塊の移動の速度は

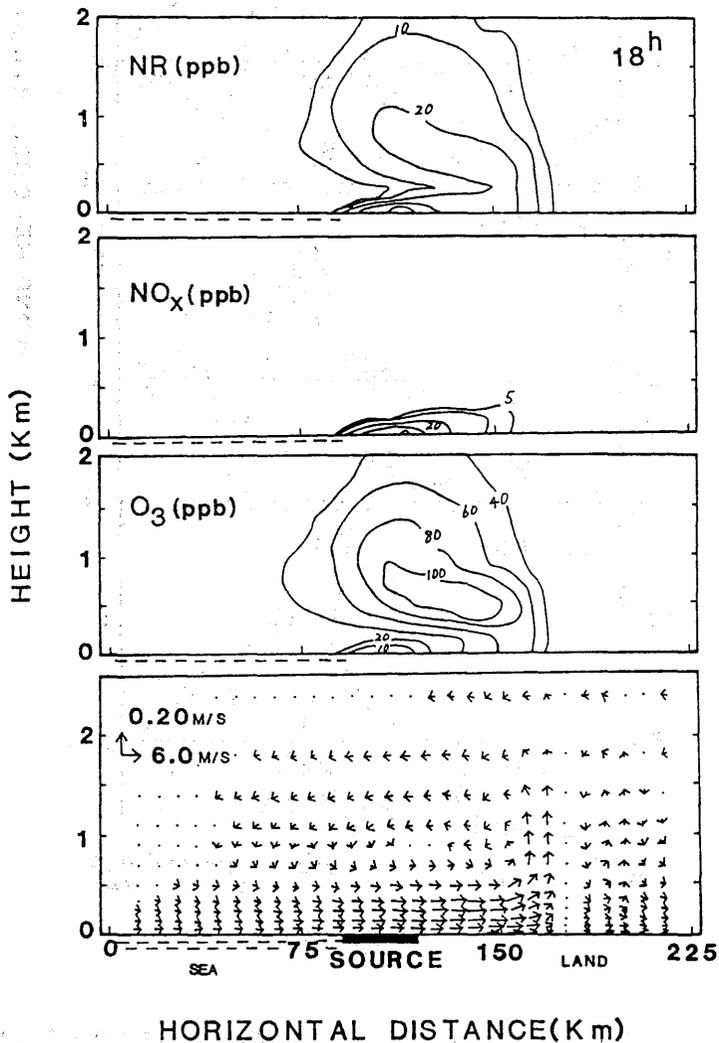


Fig. 7.12 Same as in Fig 7.9. but at 1800 JST.

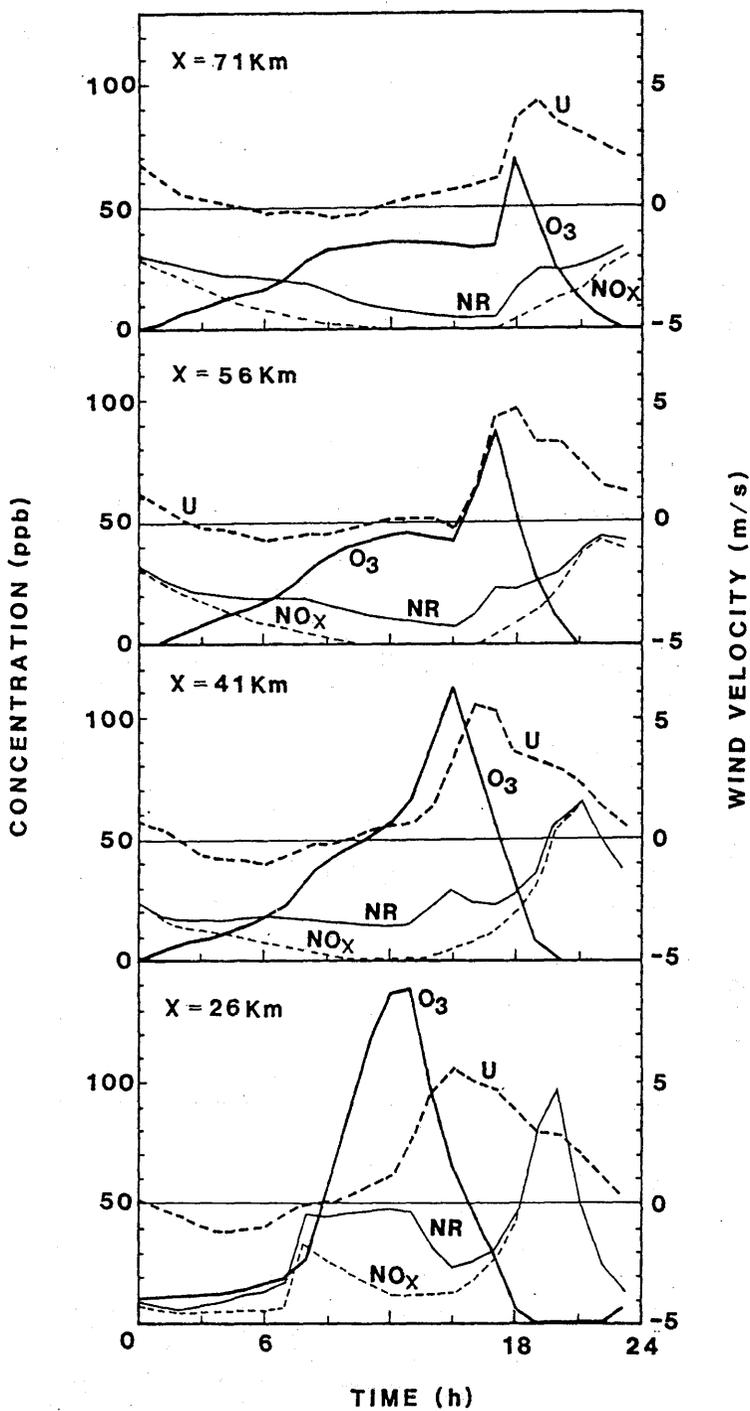


Fig. 7.13 Diurnal variation of wind velocity and concentrations at the level of 25 m on the second day. X is the distance from the coast.

必ずしも一致していない。X = 50 km 以上の内陸深くでは O₃ 濃度は夕方にシャープなピークを持つ反面、昼ごろにもゆるやかな別なピークが表われ、2山型となる。数値実験によると、昼ごろのピークは前日に排出された汚染物質の影響であることが分かる。

7.4.4 まとめ

2次元のモデルによって、海に近い平地で一般的に観測される次のような光化学大気汚染の基本的な特徴を再現できた。

(1) 汚染源地域では、O₃の日変化は昼ごろに大きなピークを持つ1山型、NO_xは朝夕にピークを持つ2山型になる。(2) 汚染源から離れて、内陸に入るにつれて、O₃濃度の最高値の出現する時刻は次第に遅くなる。(3) 夜間には、汚染源付近の上層にはかなり多量のオゾンが残っているが、地上付近では著しく低濃度となる。

7.5 中国・四国地方の静穏時の局地風シミュレーション

7.5.1 実測風の特徴

前記の局地風の数値モデルを使って、中国・四国地方に発達する海陸風や山谷風を再現し、アメダスによる観測と比較する。村山ほか(1981)の報告により、瀬戸内海を中心とする狭い領域の数値シミュレーションは、境界付近に高い山が存在することになるので、あまりよい結果を与えないことが分かっている。そのため、もう少し広い範囲を考え、中国・四国全体を対象として選んだ。

はじめに、この地域の局地風の特徴をアメダスによる観測値から調べる。図7.14は1200 JSTの風向・風速をプロットしたものである。1979～1981の間で、西日本が高気圧におおわれ、晴天で一般風の弱い日を8日選び出した。点線で示されている等高線は400 mおき、風の矢羽は1本について2 m/secを表わしている。図をよくみると、風向・風速の再現性のよい地点と悪い地点のあることがわかる。再現性のよい測定点は海岸部や平地に多く、再現性の悪い測定点は内陸部・山間部に多い。また海岸部であっても四国の三崎、足摺、室戸、蒲生田といった岬の先端では再現性が著しく悪い。また来島海峡周辺の久比、今治、および備讃瀬戸の東側の玉野、高松、小豆島でもあまりよくない。また中国地方の日本海側、特に萩から出雲にかけての海岸線の風向も変動が大きい。

海岸部の再現性のよい地点では、風はほぼ海岸に直角に陸に向かって吹いて、安定した海風や谷風が吹いているものと考えられる。一方、内陸部で風向の再現性が悪いのは、周囲の微細な地形の影響を受けていること、複数の局地風系間の境界に近いこと、わずかな気象条件の違いにより、大きな差が現われることが考えられる。海峡付近についても、局地風系の境界になりやすいためと考えられる。岬の先端では、わずかな一般場の違いを敏感に反映しているのではないかと推定される。

土佐湾、燧灘の南岸、北岸の3本の海岸線に吹く海風(正確には海風と谷風の複合と考えられる)

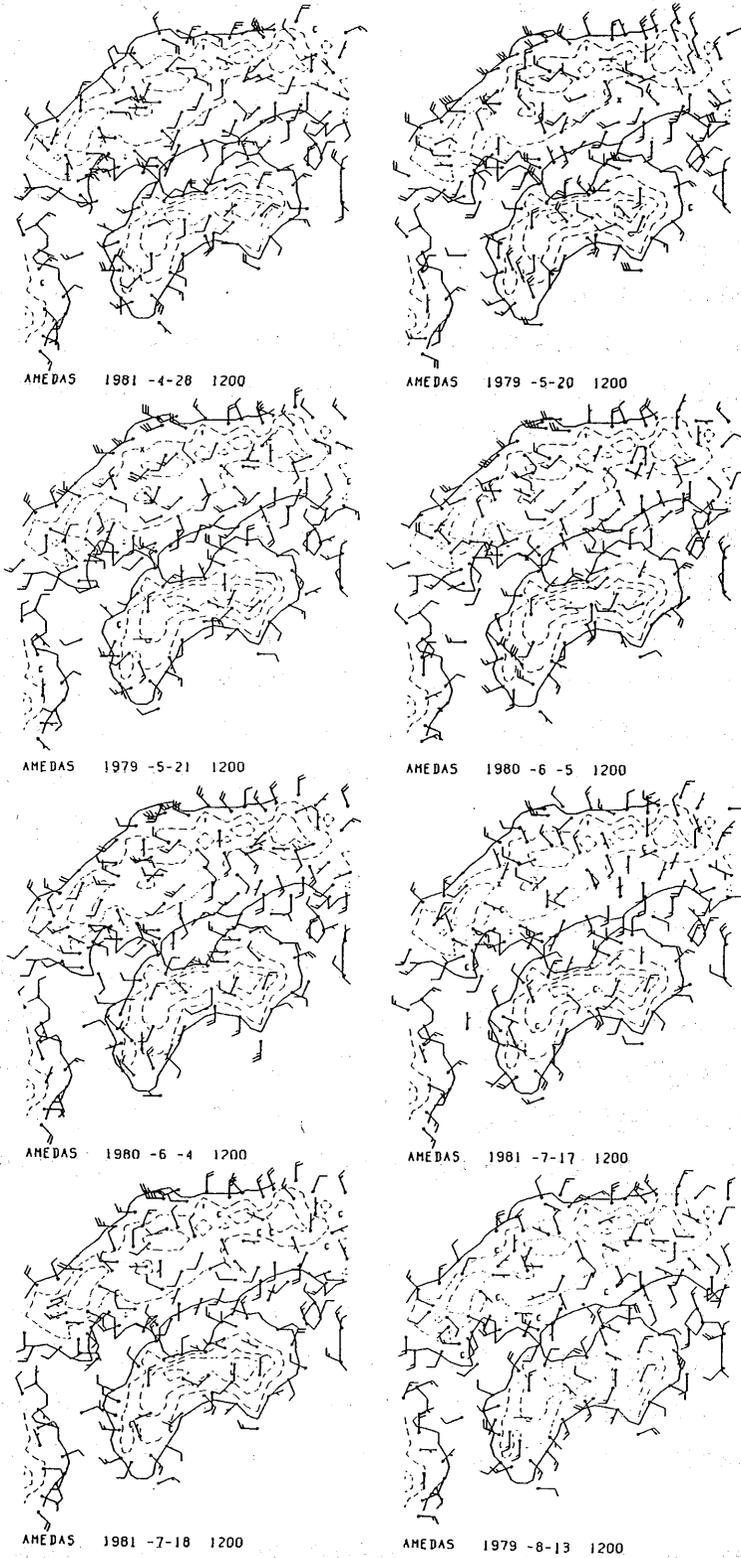


Fig. 7.14 Surface wind velocity at 1200 JST in the days when the large scale wind is mild and the sky is clear.

の強さを比べると、土佐湾からの海風が2~4m/secで最も強い。燧灘の南岸、北岸の強風はどちらも1~3m/sec程度だが、南岸(四国側)に吹く海風の方が強いことの方がやや多いようである。次に燧灘周辺の海風の東西成分に着目すると、燧灘の東側では岡山側でも香川側でも西風が顕著であるのに対し、西側に吹くべき東風は相対的に目立たない。また、やや判別しにくいのが広島から岡山にかけて、やや内陸側の測定点も含めて南西風がしばしば出現する。これに対して岡山より東の播磨灘沿岸とその内陸では真南かやや東よりの南風が現われる。この2つの風系は午後になると、より明確となる。図7.15に15時の風系を2例示す。中国地方の瀬戸内側では全体的に南西風系におおわれている。しかし播磨灘沿岸には南風が残っているのが認められる。この2つの風系、特に広島市から岡山市にかけての南西風は、海陸風よりもややスケールの大きな局地風と考えられ、燧灘の東側で西風が顕著であることも関連があると見られる。海陸風とそれよりスケールの大きな局地風が同時に存在することは藤部と浅井(1979)により関東地方で指摘されているが、上記の風系が、これと同じように、より広い範囲の地形の影響によって形成されたものであるかどうかは、これだけの解析ではわからない。

昼の海風・谷風に対して、夜の陸風・山風はアメダス観測網ではわかりにくい(図7.16)。一般に風が弱く、1m/sec単位の測定では無風とされている測定点が多くなるためである。また昼間より、さらに微細な地形の影響を受け易くなるためか、再現性は悪くなる。その中でも、やや再現性のよい地点を挙げると燧灘の南岸、北岸、とくに南岸の陸風・山風、広島湾に向かって吹く陸風、姫路平野から播磨灘へ吹く陸風、四国の西岸から豊後水道へ吹く陸風、および四国の東岸から紀伊水道へ吹く陸風などである。

7.5.2 数値シミュレーションによる地上風の特徴

まず数値シミュレーションの計算条件から述べる。計算は午前0時に無風状態を仮定して出発する。その時の温位分布は水平方向には一様、鉛直には一定の温位傾度(=3.5°C/km)を仮定する。

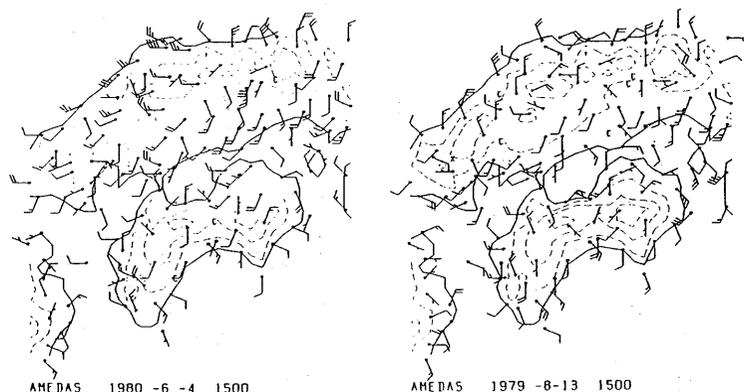


Fig. 7.15 Same as in Fig.7.14, but at 1500 JST.

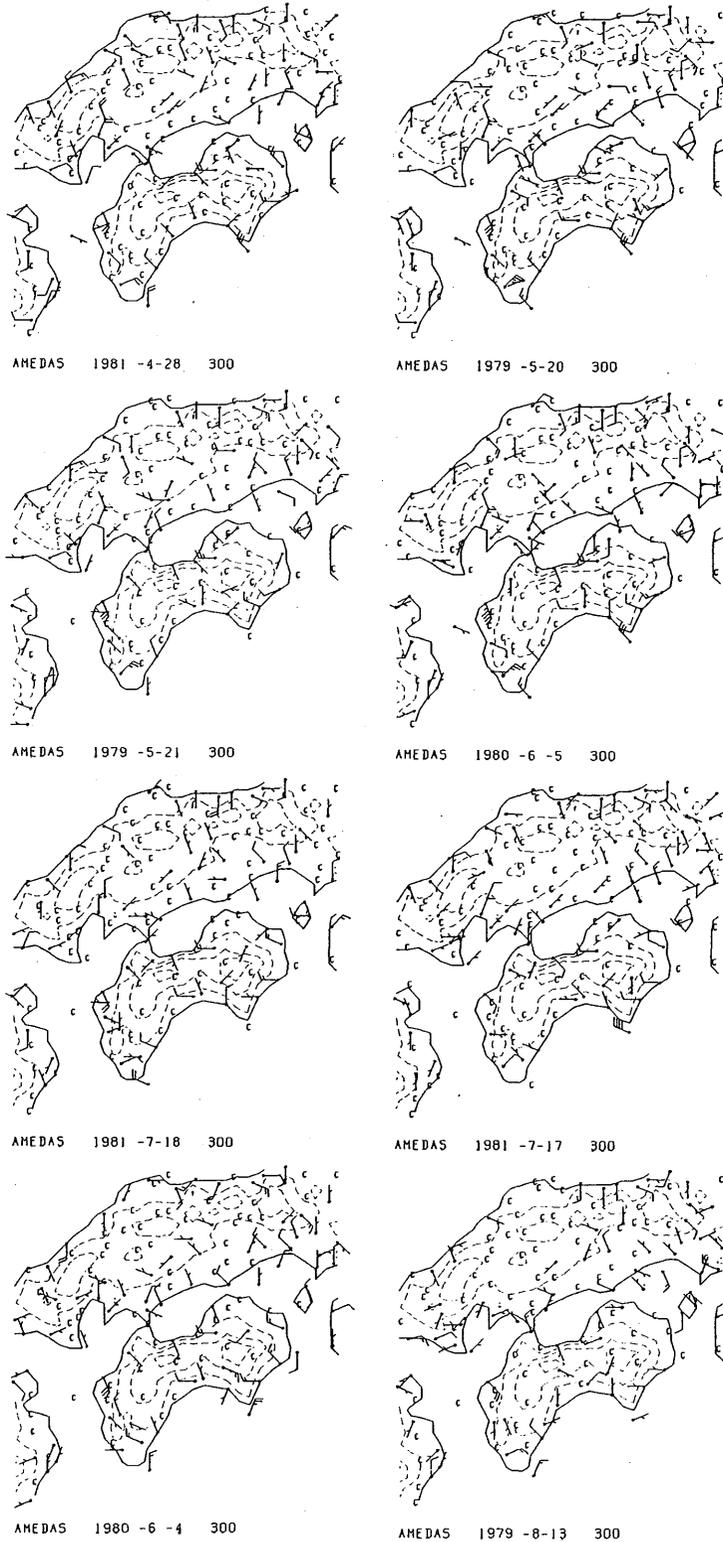


Fig. 7.16 Same as in Fig.7.14, but at 0300 JST.

地表面温度は地上の大気温位に相当する温度を仮定、wetness は 0.25 を仮定する。太陽高度は夏至を想定する。結果に及ぼす初期値の効果を減らすため、48時間のシミュレーションを行ない、2日目の24時間の結果を比較の対象とする。

図 7.17 は計算された12時の地上風である。正確には $z^* = 25 \text{ m}$ の高さ(地表からほぼ25 m の高さ)での風速分布である。アメダスの測定点より高いことに注意しておく。複雑になってしまうのを避けるため、図には、格子点1つおきの矢羽が書かれている。海岸線の急変する場所を除いて、海風は海岸線にほぼ直角に吹いている。海岸部では実測とほぼ一致する場所が多いが、広島湾の両岸に吹き分ける海風や、四国の高縄半島を廻り込むように吹く、丹原の北東風は表現されない。このくいちがいは数値モデルの分解能が十分でないことに原因の大部分がある。図 7.18 は前の節で述べたワンウェイ・ネスティングの方法により、燧灘の周辺を拡大した数値シミュレーションの結果である。格子間隔は 5 km である。粗いモデルでは北北西の風であった丹原付近に、東よりの成分が出てきているのがわかる。

再び図 7.17 の粗いモデルに戻って、土佐湾、燧灘の南岸、北岸の風速に着目すると、土佐湾の海風が最も強くて 4 m/sec くらい、次いで燧灘の南岸の海風で 3 m/sec くらい、北岸の海風は最も

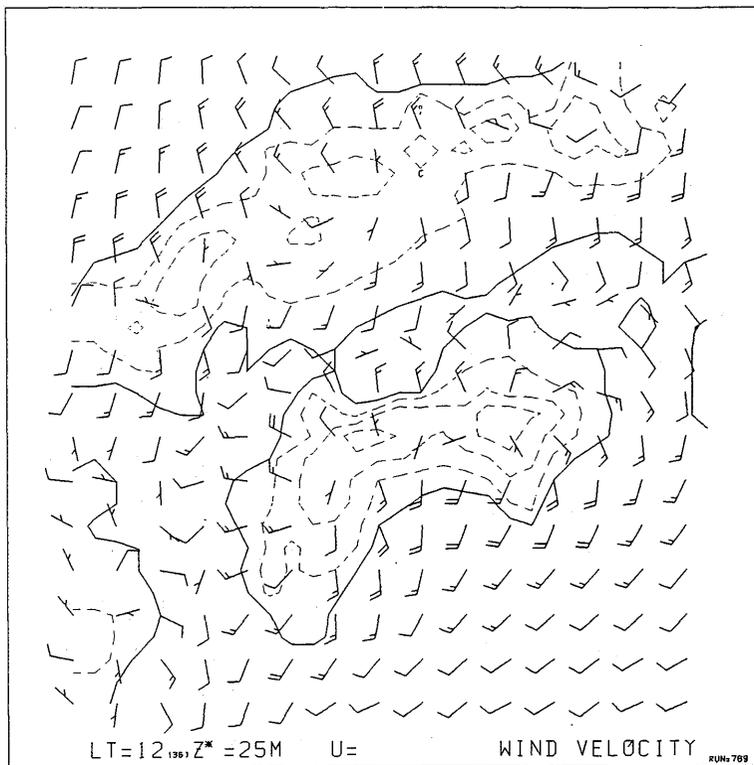


Fig. 7.17 Simulated wind velocity at the level of 25 m at 1200 LST.

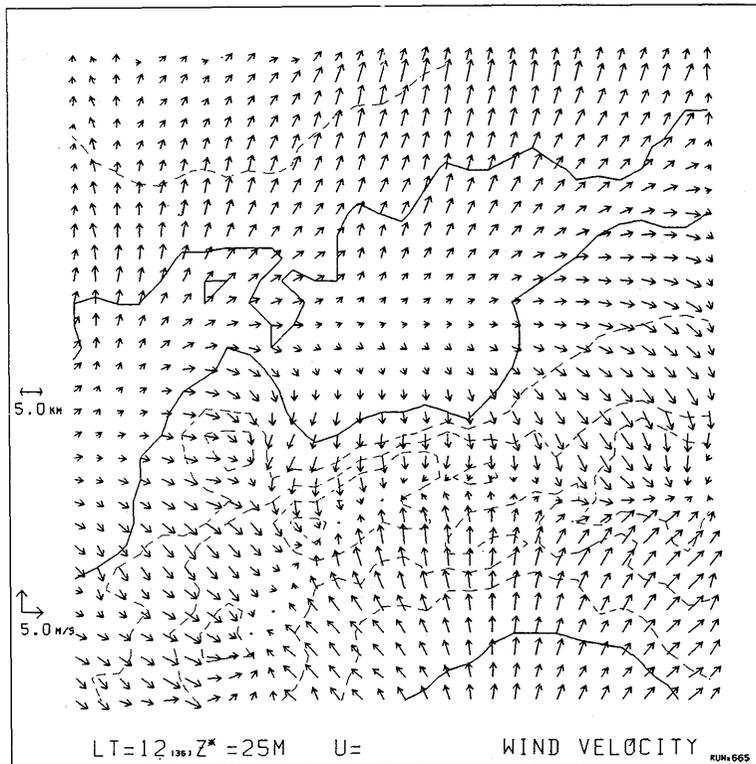


Fig. 7.18 Same as in Fig.7.17, but by the fine grid model (5 km interval).

弱く 2 m/sec くらいである。土佐湾の海風が強いのは外洋に面しているからであり、燧灘の南岸は内陸の斜面が中国側に比べて急峻であるため谷風成分が大きいと思われる。

広島市から岡山市にかけての内陸には実測データにも見られたような南西風が入りこむ。この風系をさかのぼると伊予灘に達する。伊予灘からの西成分を持った風系は燧灘の中央部にも延び、備讃瀬戸に達している。一方紀伊水道からの南風は播磨灘に入って東成分を持ち、一部は備讃瀬戸に達している。また別の一部は姫路平野の海風につながっているように見える。

実測と同じように午後になると伊予灘からの西成分を持った風系と、紀伊水道からのやや東成分を持った風系の2つの、スケールの大きな風系はより明確となる。シミュレーションでは特に18時ごろに最もはっきりする(図7.19)。伊予灘からの南西風は、風系の厚さも海陸風より厚く、700 m以上に及ぶ。上記の2つの風系は、瀬戸内海が海風により南北方向に発散場となっているのを補償しているものと思われる。実測風では淡路島では北風が吹いていることが多く、紀伊水道からの南風と姫路平野に吹く海風のつながりは、地上風の実測値からは確認できない。

夜間の陸風時の地上風を図7.20に示す。燧灘の南・北岸、土佐湾に陸風や山風が見えるが、一般に実測と比べて風が強い。これは数値モデルの最下層の高度(25m)とアメダスの測定高度に差があ

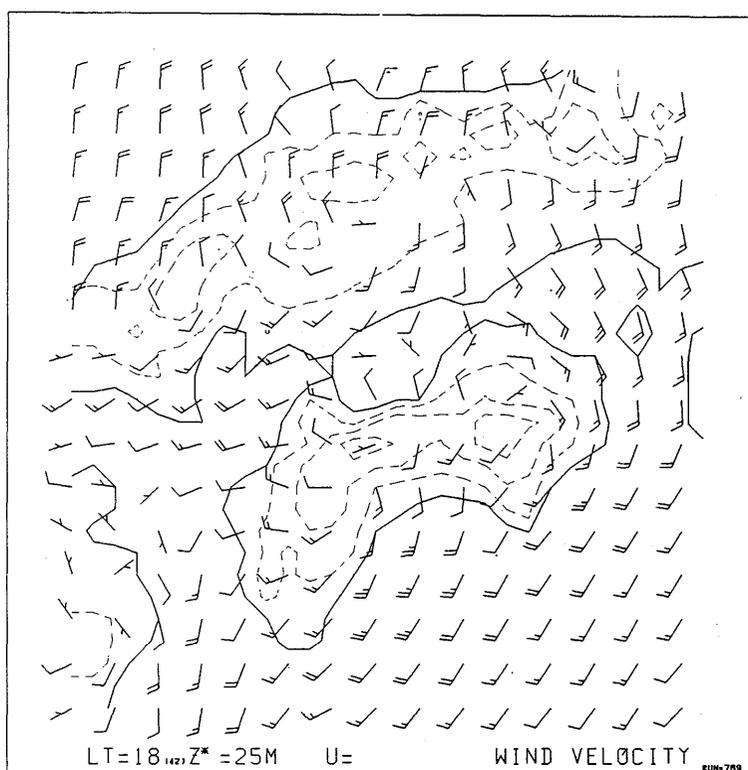


Fig. 7.19 Same as in Fig.7.17, but at 1800 LST.

る上、夜間は高さによる風速差が大きくなるためと説明ができる。しかし、実測では陸風の卓越し易い姫路平野では東風が支配しているなど、実測との一致は日中の海風よりも悪い。瀬戸内地方への応用に限らず一般にシミュレーションでは昼間に作られた、海陸風よりもスケールの大きな風系が翌日までなかなか消滅しない傾向にある。夜間の大気の放射冷却などの見直しが必要となるかもしれない。

7.6 観測期間中の局地風と大気汚染のシミュレーション

7.6.1 1981年度観測との比較

1981年8月19~21日特別観測時の一般場を与えて数値計算をした。計算に用いた因子は、

一般風	E 4.0 m/s
逓減率	0.6 C/100 m
wetness	0.25
格子間隔	12 km

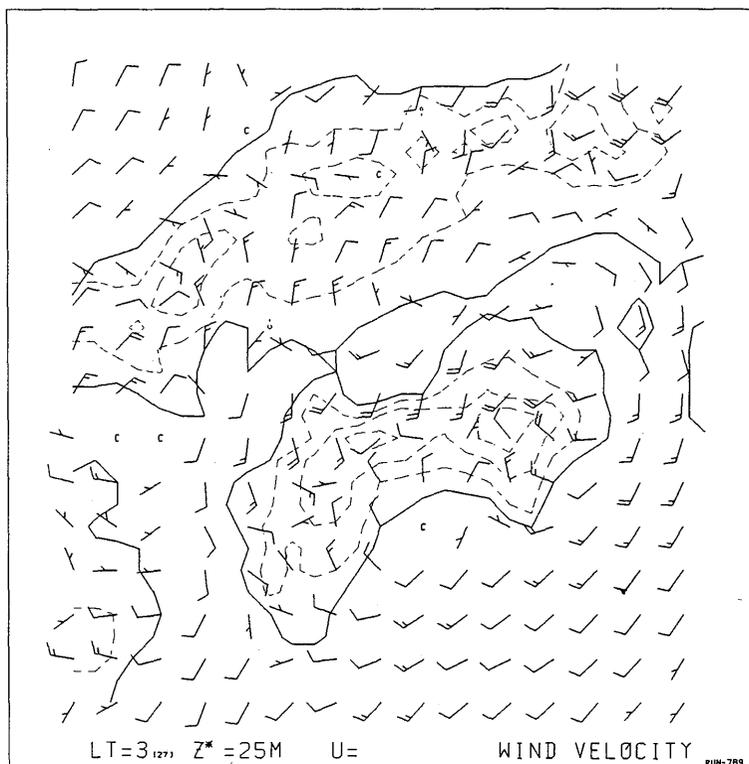


Fig. 7.20 Same as in Fig.7.17, but at 0300 LST.

8月19日21時から20日15時までの6時間おきのパイボールにより得られた風向・風速を高さ100 mでプロットした図を数値シミュレーションにより得られた $Z^* = 75$ m の図と対比させて、図7.21(A)~(D)に示す。同様に図7.22(A)~(D)には高さ400 mの実測風と $Z^* = 350$ mの計測値、図7.23(A)~(D)には1500 mの実測風と1400 mの計算値を示す。また図7.24(A)~(D)には新居浜を通る南北断面上の風向・風速・温位の実測値の分布を示す。この図において矢羽の向きが、右が北になっているので注意が必要である。これに対応する計算結果は図7.25(A)~(D)に示す。上の図が風の水平成分に風向・風速(上向きのベクトルは南風を示す)、下の図は風速の等値線を示す。これらの図から見た実測風と計測値の特徴の比較を表7.1に示す。

表6.1でも指摘したように、図7.22(B)の3時の400 mの実測では、松山、新居浜、別子において西風が吹いている。数値シミュレーションでは、これらの地域では弱い東風となっていて、実測とは一致しない。しかし、わずかに計算条件を変えてやると、この西風を再現することができる。図7.26は一般風の風速をE 4 m/sec からE 3 m/sec に少し弱めて実施したシミュレーションの結果である。松山から新居浜にかけて西風が入っているのが分かる。これは、豊後水道から伊予灘を通り燧灘南部に達する比較的大きな風系の一部であることが分かる。これは静穏時のシミュレーショ

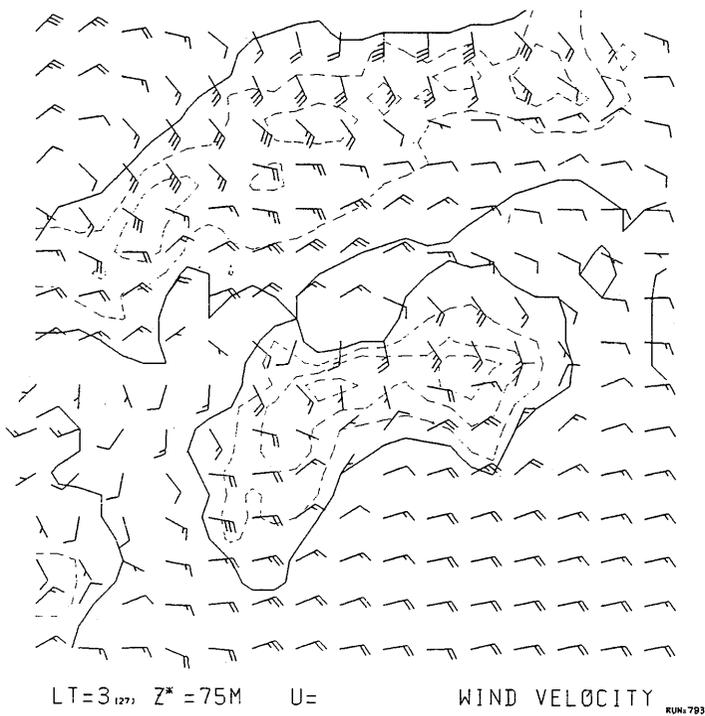
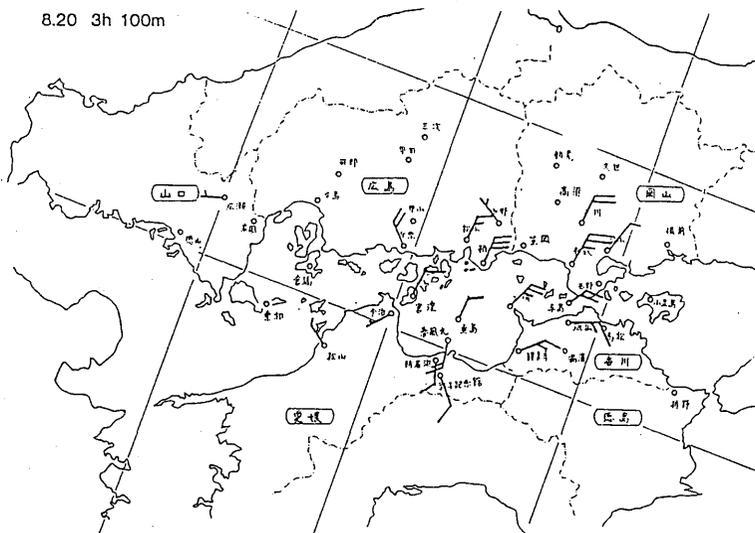


Fig. 7.21(B)

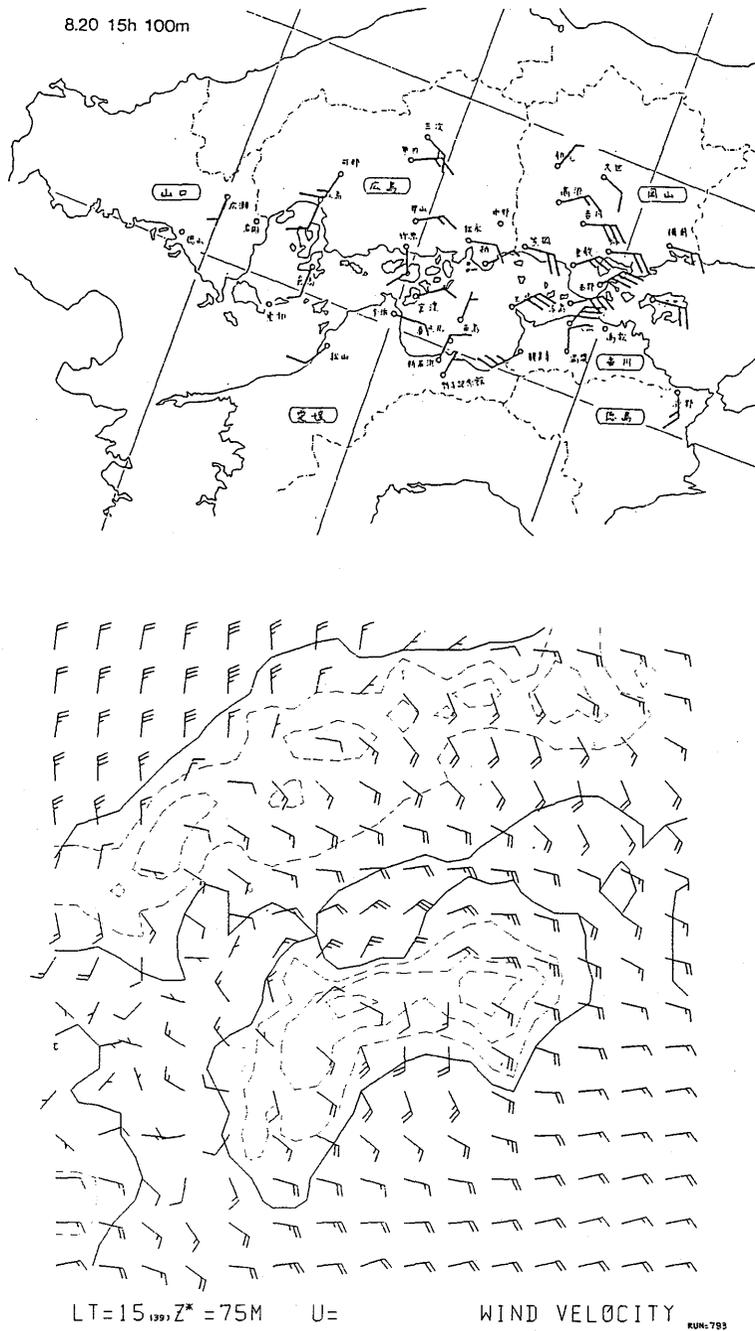


Fig. 7.21(D)

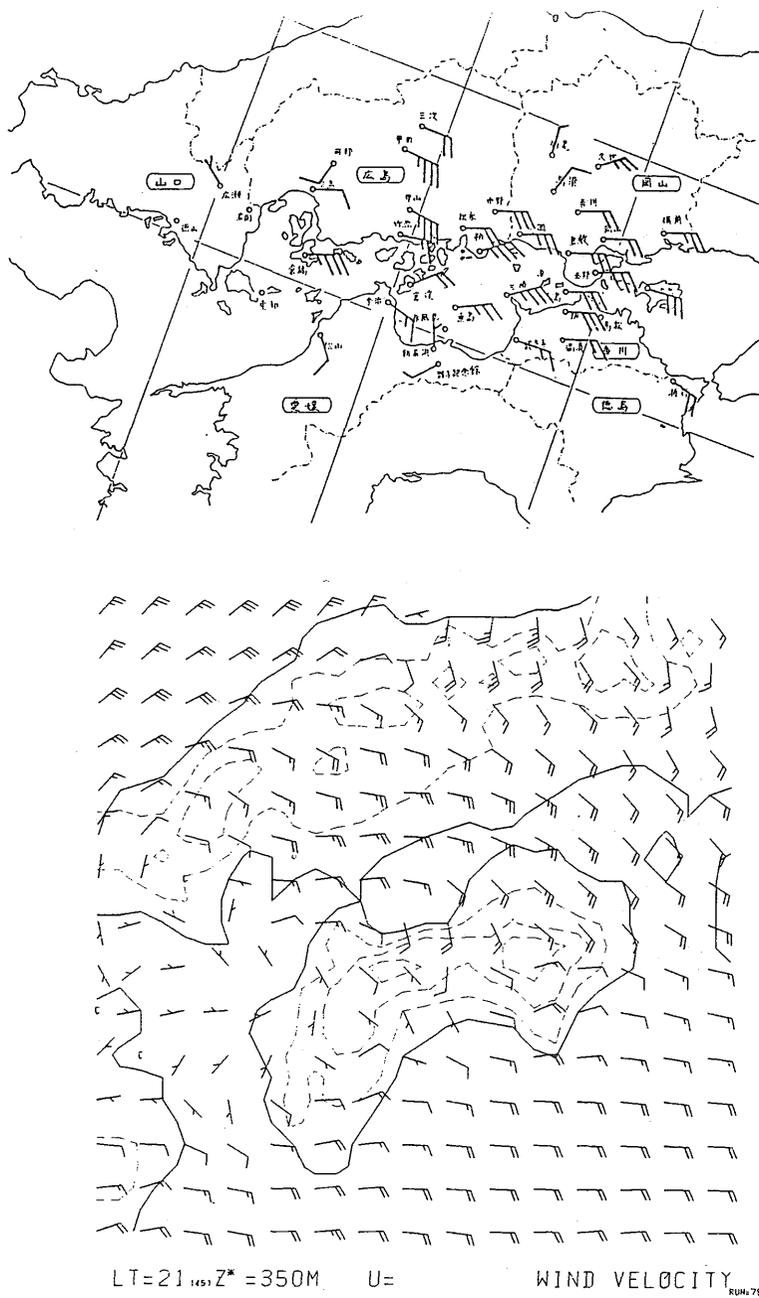


Fig. 7.22 Observed wind velocity at the level of 400 m (top), and the simulated one at the level of 350 m (bottom). A:2100 JST B:0300 JST, C:0900 JST, D:1500 JST.

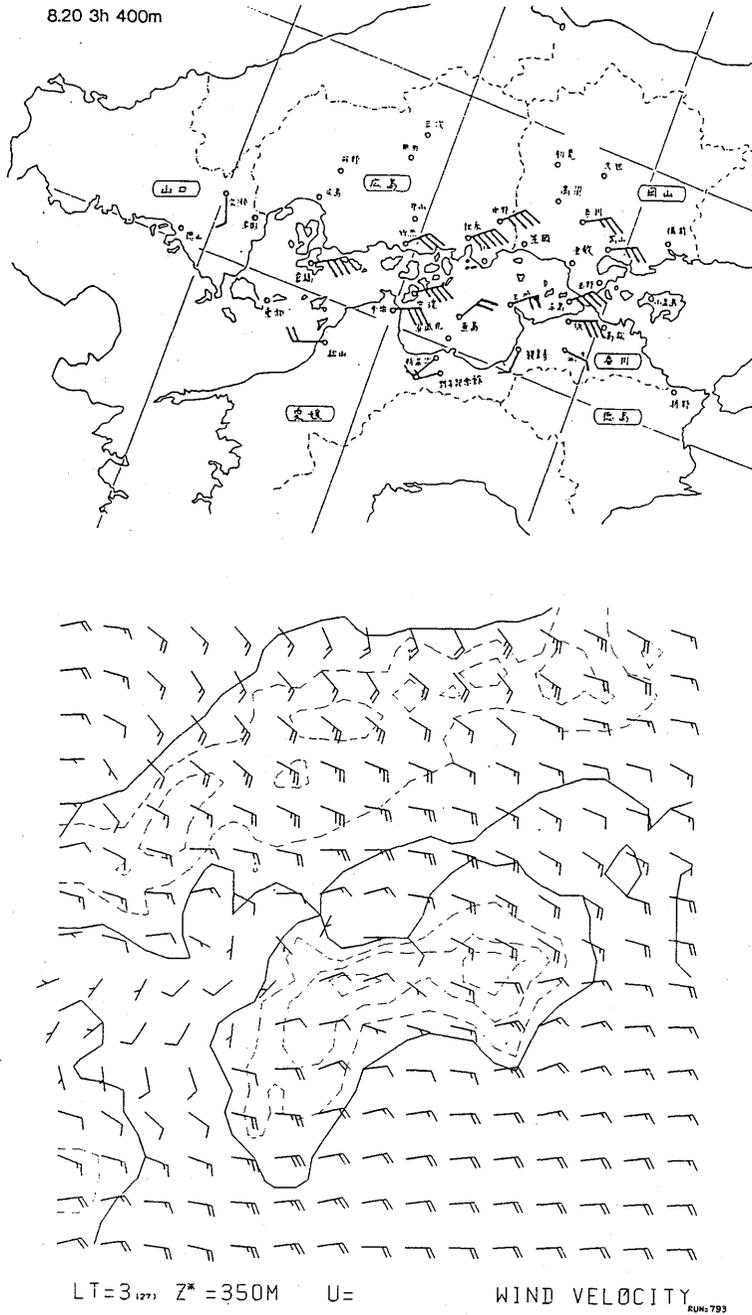


Fig. 7.22(B)

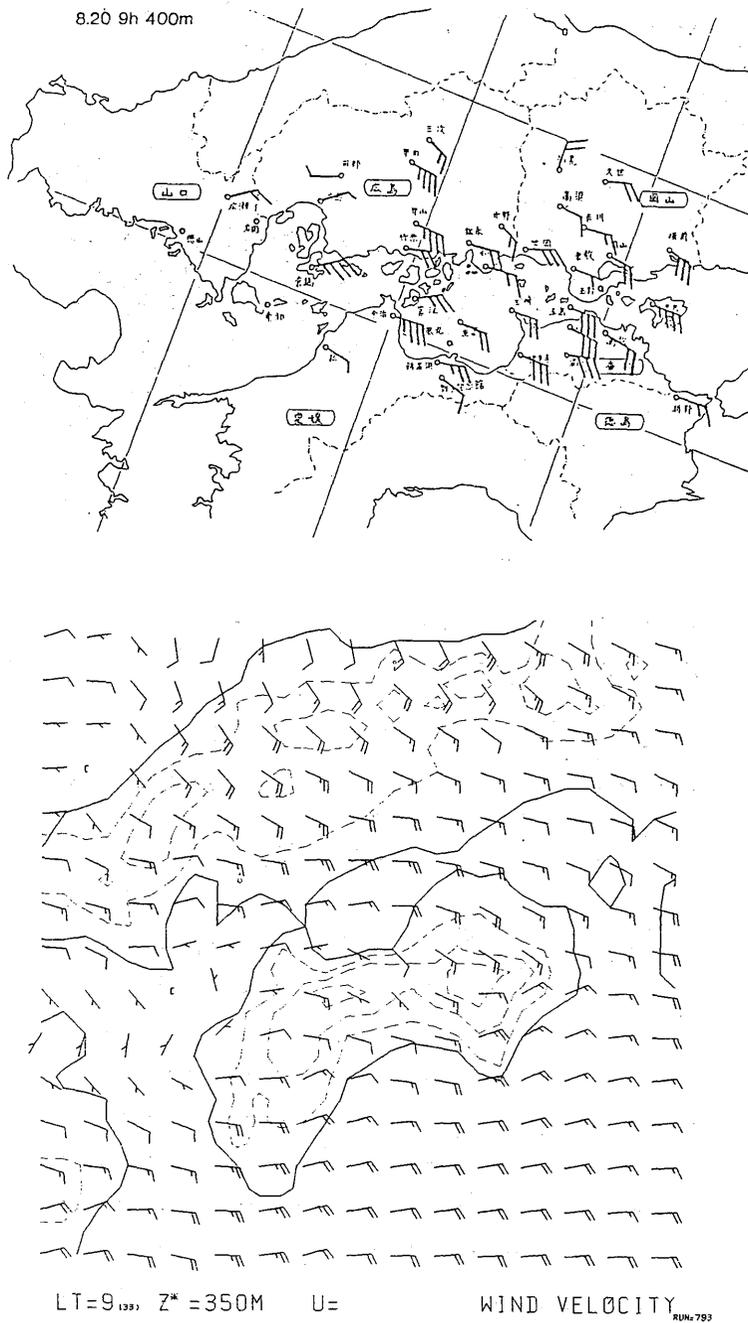
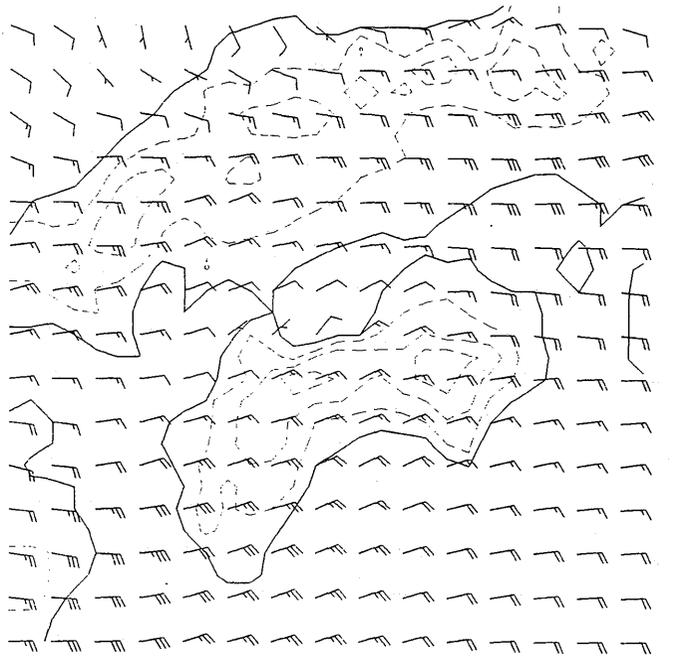
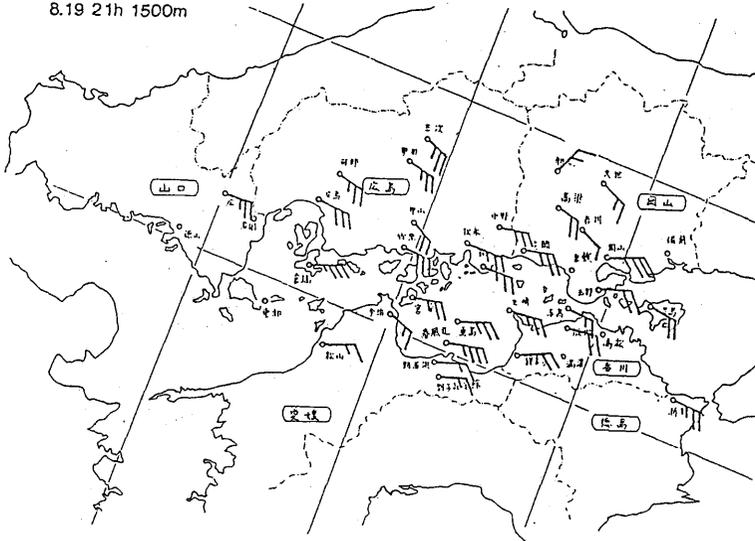


Fig. 7.22(C)

8.19 21h 1500m



LT=21₁₄₅ Z* =1400M U= WIND VELOCITY RUH-793

Fig. 7.23 Observed wind velocity at the level of 1500 m (top), and the simulated one at the level of 1400 m (bottom). A:2100 JST, B:0300 JST, C:0900 JST, D:1500 JST.

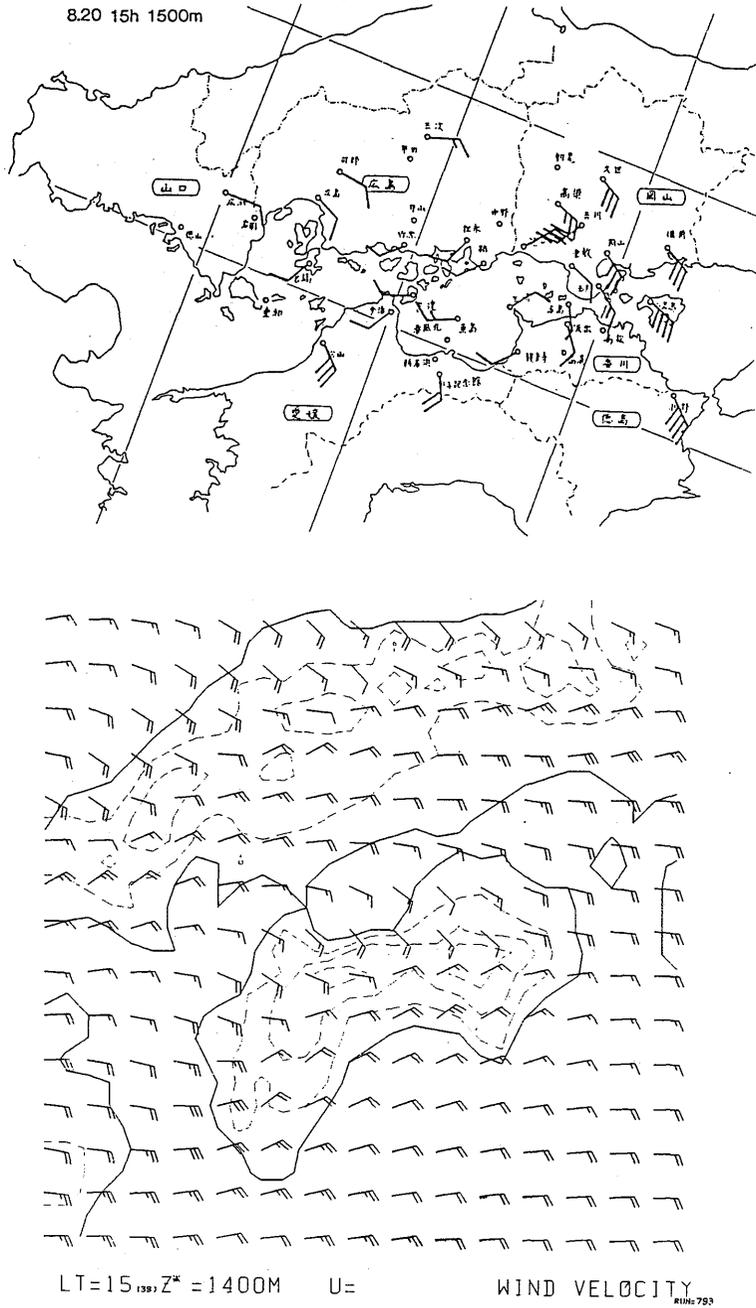
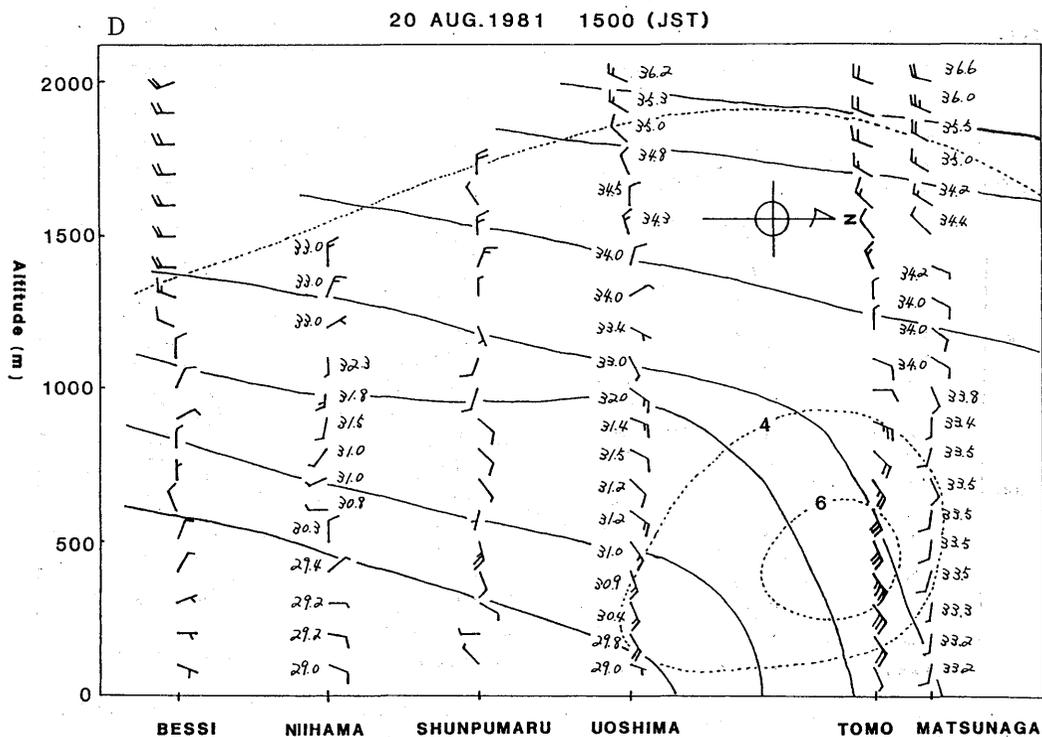
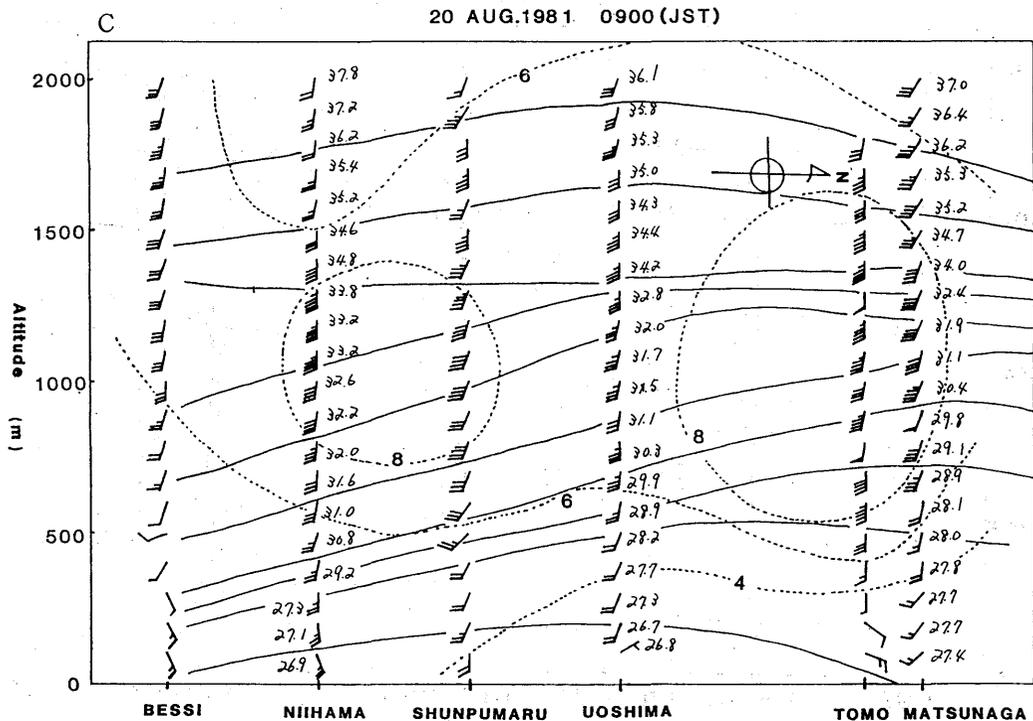


Fig. 7.23(D)



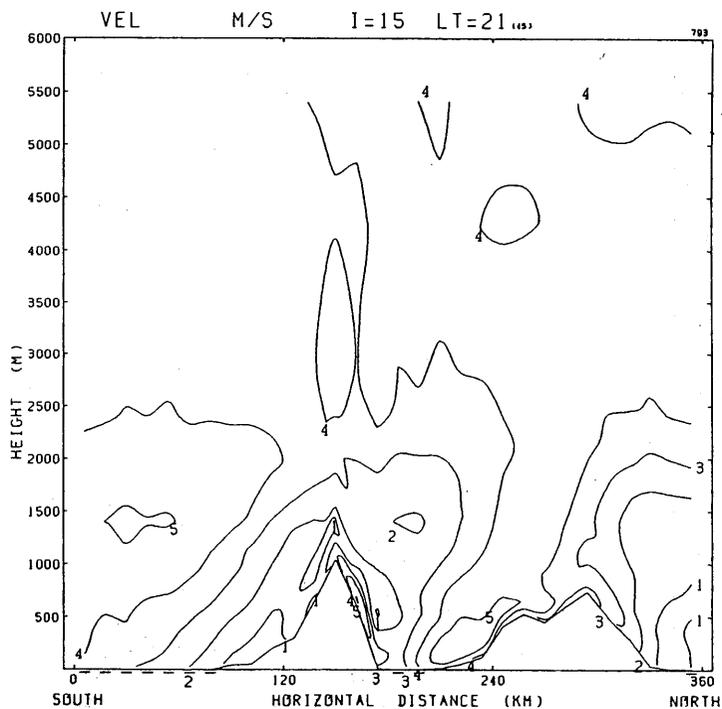
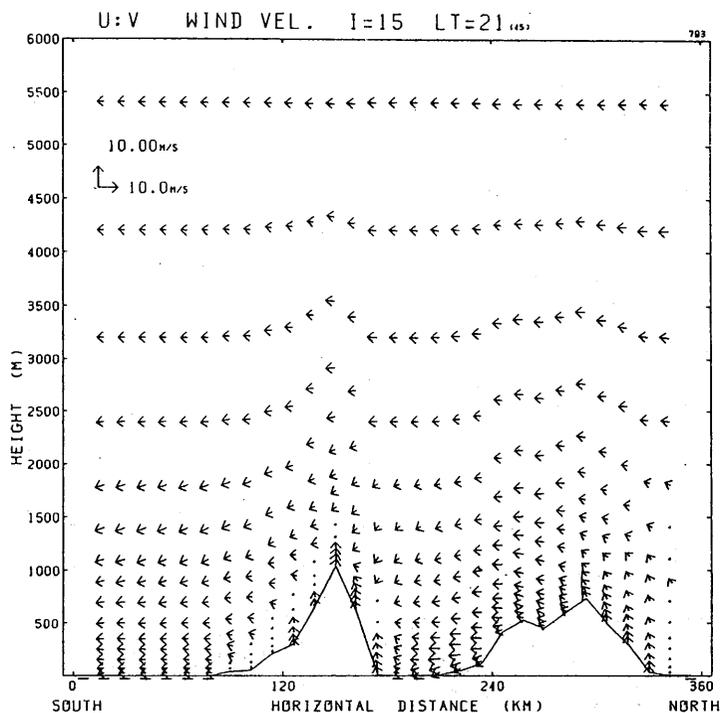


Fig. 7.25 (A)

Fig. 7.25 Same as in Fig.24., but by the simulation.

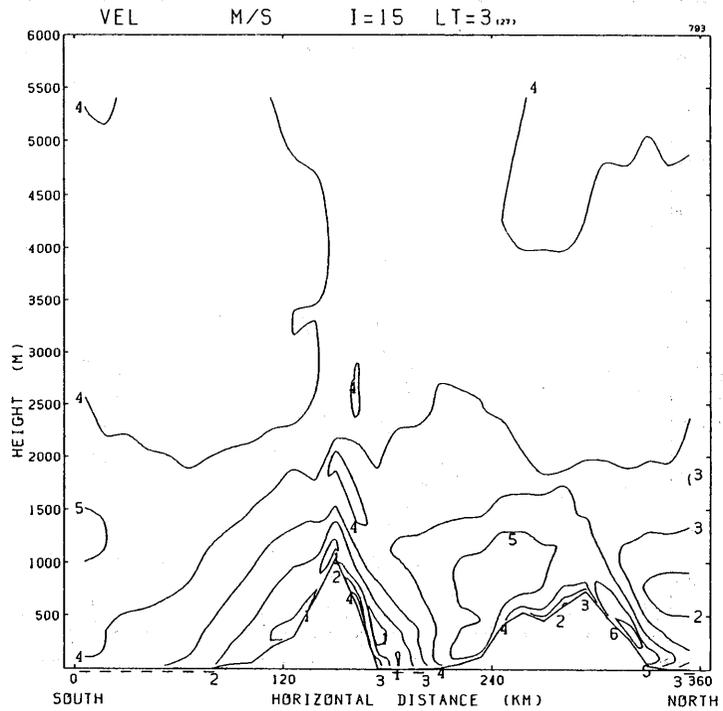
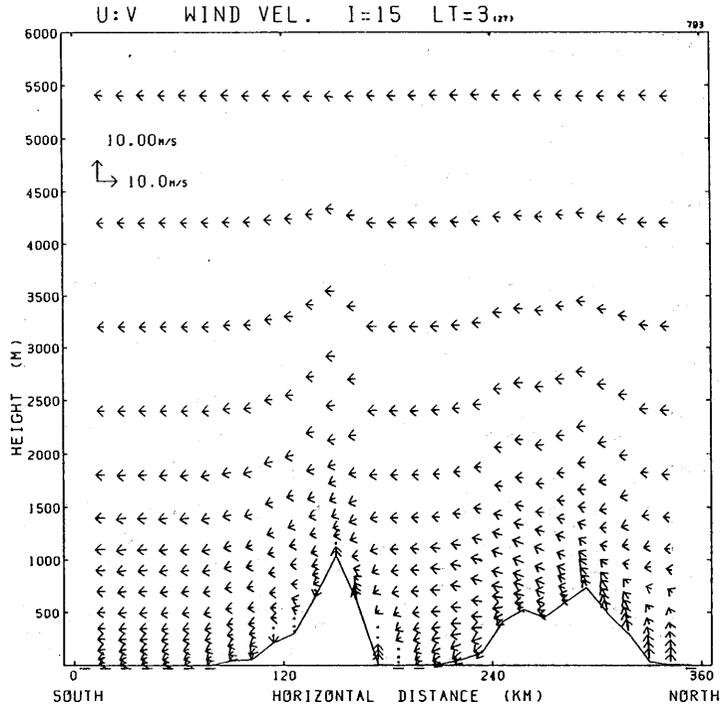


Fig. 7.25 (B)

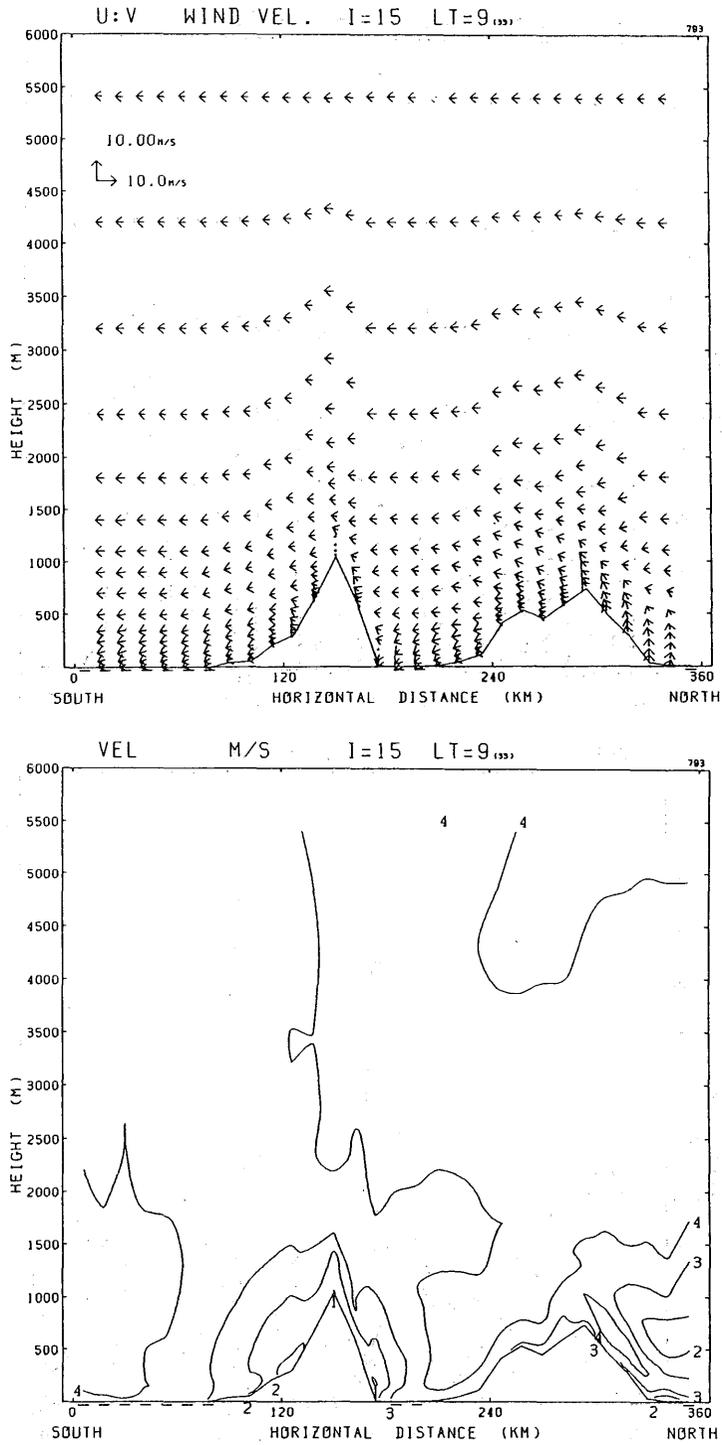


Fig. 7.25 (C)

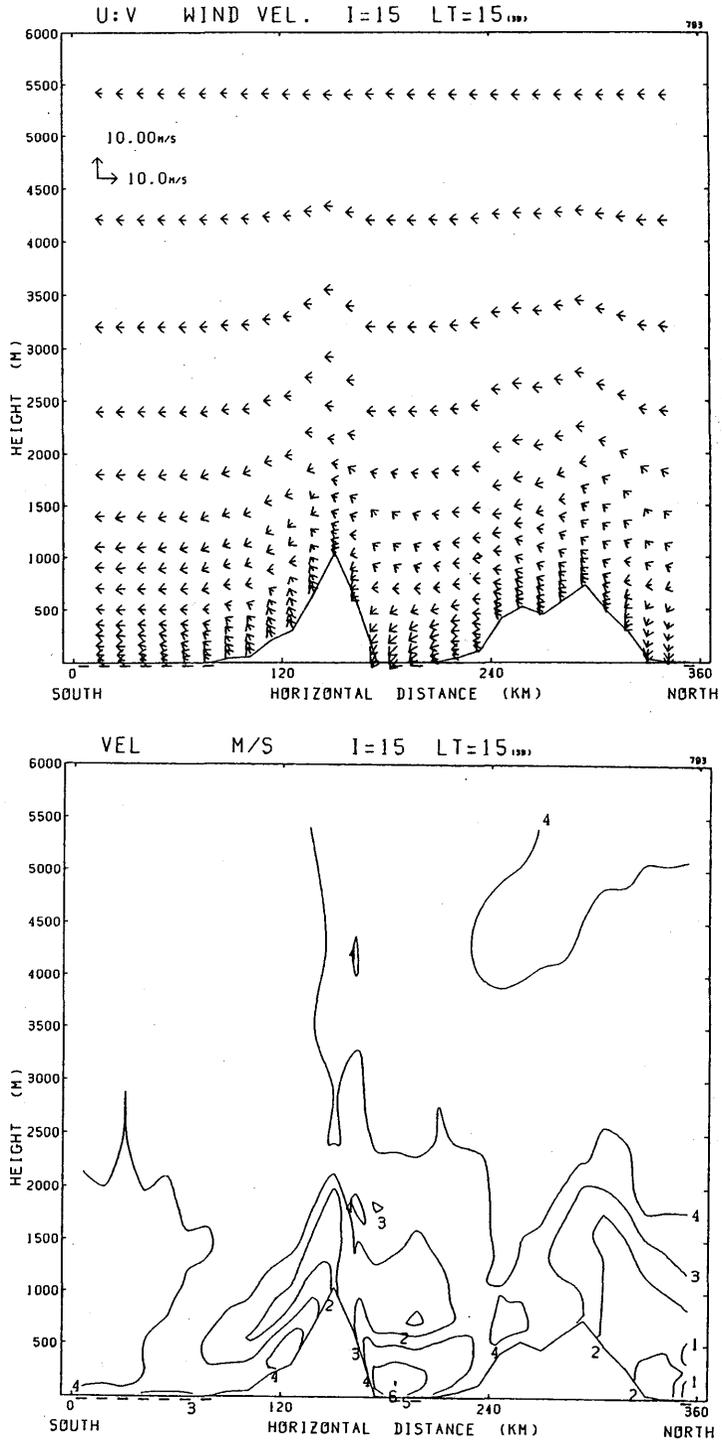


Fig. 7.25 (D)

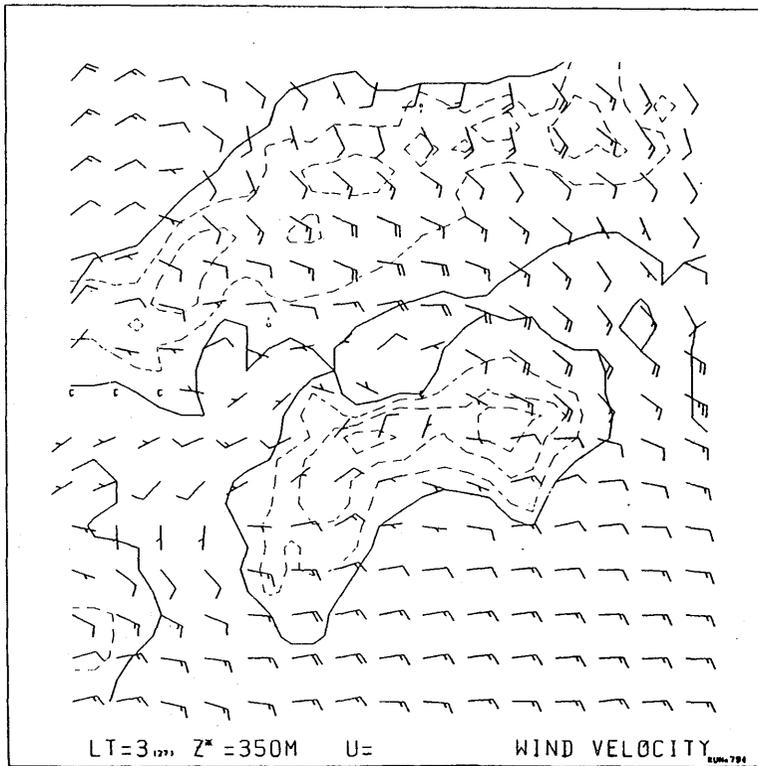


Fig. 7.26 Simulated wind velocity at the level of 350 m at 0300 LST, large scale wind velocity is assumed to be E 3m/sec.

ンで発達した西風成分を持った大きな風系とよく似ている。一般風が東風のため、播磨灘に発達する東よりの成分を持つもうひとつの風系が広く瀬戸内地方を覆っていて、伊予灘からの風系は発達がおさえられている。瀬戸内海ではこの2つのスケールの大きな東西風が一般場の状態により勢力範囲を変えているとも解釈することができる。

燧灘を中心とした下層大気風の観測から得られた一つの特徴は瀬戸内海北部の下層で、どちらかというとも夜間、主風向の方向の風が強まることである。1980年7月は高さ800～1500mで西寄り12m/s以上の風、1981年8月は高さ300～1000mで東寄り8m/s以上の風が吹いていた。東よりの強風帯は瀬戸内海北部にあって東西に伸び、高松—宇野間で特に強い。昼も夜にも現われるが、夜の方が強く、低層に現われる傾向が分かる。この現象は瀬戸内地区の局地循環の特徴として多くの研究者(富田1974、中島1981など)によって指摘されている。風速はやや弱くなるものの図7.25(B)を見ると岡山側の1500m以下の層に5m/sec以上の東風が現われている。

図7.27は燧灘の北岸、松永で測定された温位の鉛直分布の日変化である。19日の夕方17時ごろから下層に安定層が形成され成長していく様子がよくわかる。午前6時には安定層の厚さは1kmく

Table 7.1 Comparison between simulation and observation (1981).

	観測	計算
高さ100mの風 (図 7.21 A~D)	高松・岡山の海峡(備讃瀬戸)で東風が強い。3時には岡山側、15時には香川側が強い傾向がある。燧灘の海陸風の交代は四国側の方が顕著である。	備讃瀬戸より下流、すなわち備後灘(燧灘北部)燧灘地区で東風が強い。前者は3時に強く、後者は15時に強い点は実測と同じ。これは東の一般風と海陸風の相互干渉の結果と思われる。東風が剣山を迂回しているのがよくわかる。
高さ400mの風 (図 7.22 A~D)	東の強風域は備讃瀬戸から山陽道に沿って広島県まで及ぶ。21時と3時に広がり強さも顕著である。最大風速12m/s。3時には松山、新居浜、別子に西風がはいる、燧灘南部に左廻りのうずができて見える。	実測と同じ傾向が21時と3時にみられる。一方、15時に東の強風は備讃瀬戸から燧灘を通して東予地区にのびる。剣山の迂回効果は21時と3時の方が顕著だ。今治付近に低気圧性の渦がある。これらの特徴は高さ25mのものと同じだが高さ350mの方が顕著である。
高さ1500mの風 (図 7.23 A~D)	東風は9時に最も卓越、最大風速8m/s、領域が広い。15時には東風が最も弱い。また別子には海風の逆流が見える。	対象地区(海峡、備讃灘、燧灘)の東風は3時と9時に最も強く、15時に最も弱い。15時には別子付近の海風の逆流が明らかである。
新居浜を通る 南北断面図 (図 7.24 A~D, 図 7.25 A~D)	東風の強風軸はほとんど常時鞘の上空にあり、夜間ほど低く(3時に500m)強い。日中は高く、15時には全体に弱い。新居浜では9時を除いて東風が達せず、風が弱く、海陸風が卓越する。別子の陸風と海風は高く1000mに及ぶ。(山風と谷風)	瀬戸内海と山陽側の低層(地上~1500m)では東風が卓越している。21時と3時には、備後灘、山陽側の下層(地上~500m)で東風が強い。(5、6m/s以上)。燧灘、四国側では海陸風、山谷風の成分(南)が強い。15時と21時には燧灘上空500m~1500mで風が弱い。大勢において観測と一致している。

らいになり、日中からあった上層の安定層と一体になる。しかし7時くらいになると日射により下層から暖められて混合層(図に破線で示す)が成長する。混合層の高さは9時には、速くも1000mに達し、昼すぎには1400mくらいになる。夕方になると混合層は再び安定層に変わるが、このときは前日と異なり下層から上層まではほぼ同時に変化し、地面から放射冷却で安定層が作られるといった通常の境界層モデルでは説明できない。図7.28には、これに相当する計算結果を示す。図には平均温位 θ ($= 35.5^{\circ}\text{C}$) との差が示されている。また破線で混合層の高さ (K_h が $1\text{m}^2/\text{sec}$ 以上の領域) を示す。朝、実測と同じように混合層が成長していくが、成長速度は実測よりやや遅く、また最大高度も1000mに満たず、やや低い。18時をすぎると下層から安定層が成長し、混合層は消滅するが、実測に比べると安定度はやや弱い。全体的に見て、安定度の日変化がやや弱い、変化パターンは実測とよく似ている。

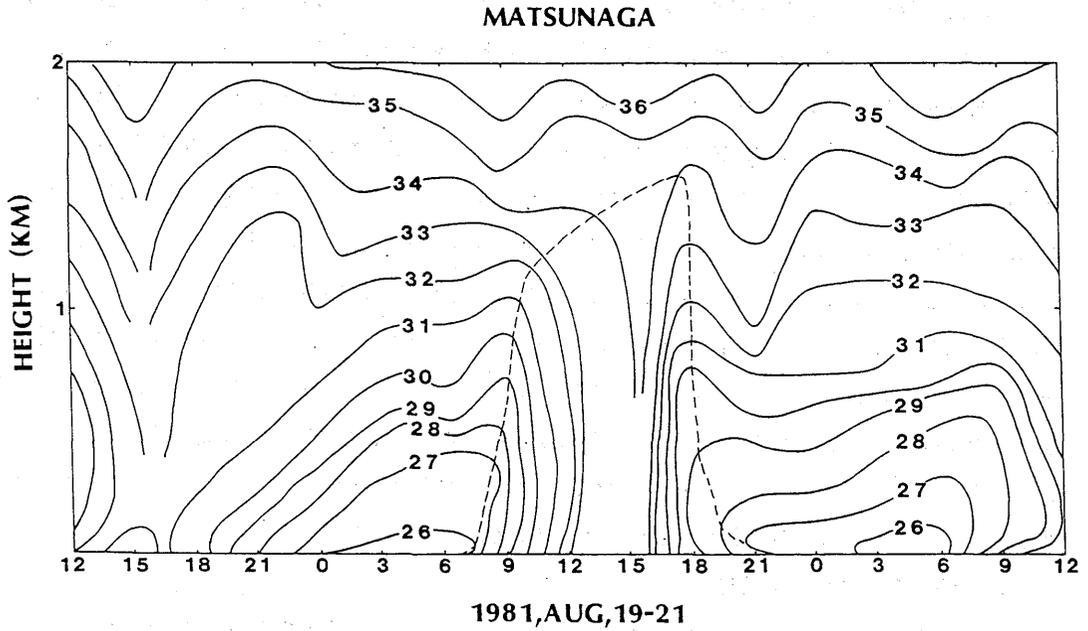


Fig. 7.27 Diurnal variation of the observed vertical profile of potential temperature at Matsunaga, 19-20, Aug., 1981. Broken line shows the top of the mixing layer.

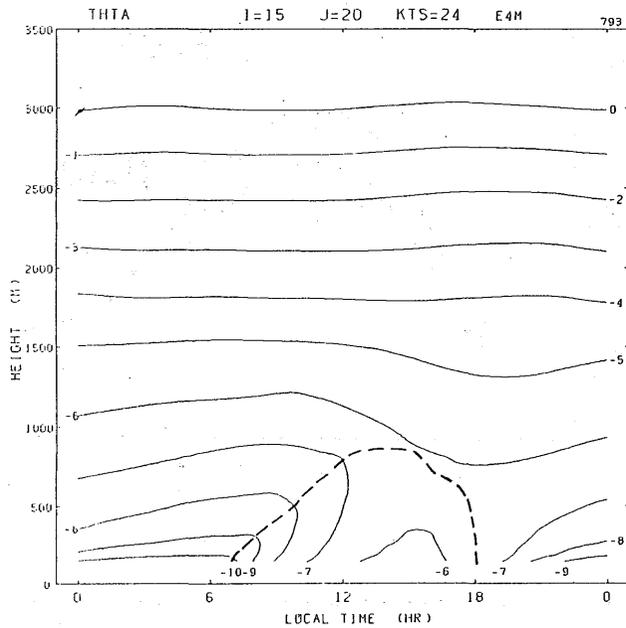


Fig. 7.28 Same as in Fig.7.27, but simulated one.

次に航空機観測で得られた地面温度と、シミュレーションで計算された地表面温度の比較結果について述べる。地表面温度は局地風のエネルギー源である顕熱フラックスを決める重要な量である。また地面温度は場所による変化が大きいため、シミュレーションと比較するためには航空機観測のように、ある範囲の平均の測定値が必要である。この意味で航空機による地面温度の日変化のデータは貴重なものであると言える。図 7.29 に黒丸で示すのは 8 月 19 日と 20 日に測定された讃岐平野東部における地面温度である。2 本の実線は地面の蒸発効率 β を 0.2 と 0.5 に仮定したときの数値シミュレーションによる同じ場所の地面温度である。 $\beta = 0.5$ は今まで述べてきたシミュレーションで設定されていた値である。実測データのばらつきは大きいけれども、だいたいこの 2 本の実線の間におさまっている。また、よく比較すると午前中はシミュレーションより実測の方が低めに、午後は高めになっているのが分かる。これは午前は蒸発効率が高く(すなわち、地面が湿っている)、午後は低くなっている(乾燥している)ことを意味する。 β を一定とせずに地中の水分量の予報を行うと、シミュレーションによる地面温度の変化が改善される可能性がある。

7.6.2 1982 年度観測との比較

1982 年度の観測では汚染濃度の鉛直断面が得られているので、汚染質の鉛直輸送に焦点をしばってシミュレーションとの比較・検討を行なう。汚染質の鉛直断面濃度の測定例は少なく、わが国では関東平野で何例も行なわれている程度である。特に今回の観測のように、急峻な山岳を背後にも

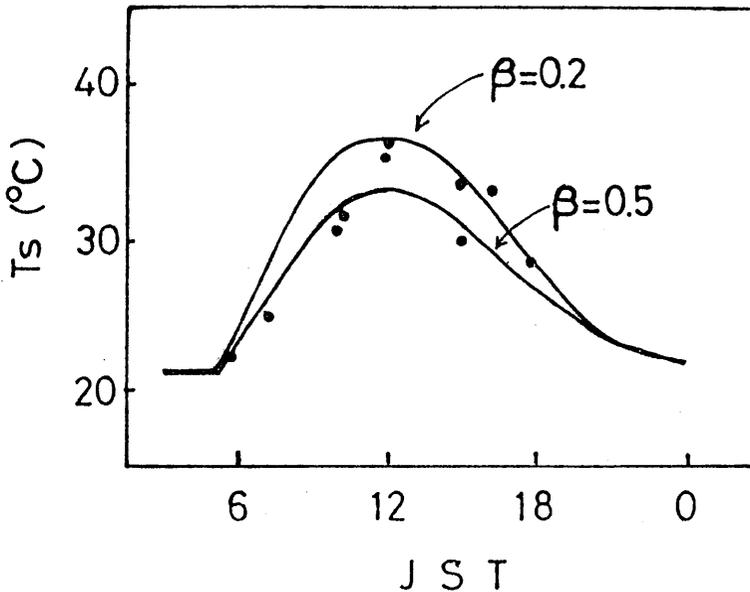


Fig. 7.29 Comparison of surface temperature between observation (black circles) and simulation (solid lines). Surface temperature is measured by an aircraft in the eastern part of Sanuki Plain on 19 and 20, Aug., 1981. β is evaporation efficiency which is assumed in the numerical model.

つ内海での観測はいままでほとんど例がなく、山岳による汚染質の鉛直輸送、ひいては局地風の鉛直構造を解明する上で、非常に貴重なデータである。

図 7.30は観測を行なったコースを示しているが、汚染濃度のシミュレーションも、この図に示されている程度の範囲(5 km 格子)で行なう。しかし、前にも述べたように、瀬戸内海を支配している風系には海岸にはほぼ直角に吹く海陸風だけでなく、四国を西や東から廻り込むように吹くスケールの大きな風系もある。これらを再現するには、この領域では狭すぎるので、まず前節のシミュレーションと同じ領域(12 km 格子)で計算を行ない、次にワンウェイ・ネスティングの手法を用いて、5 km 格子の領域(図 7.31のわくの中)で行なう。

計算条件は観測期間中に合わせるため、一般場に傾圧大気を考え、高さ 6000 m では西12m/sec、海面高度では東1m/sec とし、その間を直線補間する。このときの温度場(初期値)は次の式により定まる。

$$\frac{\partial \theta'}{\partial y} = -\frac{z_T}{h} \frac{f\theta}{g} \frac{\partial u_g}{\partial z^x}$$

シミュレーションのその他の条件は前節と同じにとる。

図 7.31は粗い格子の局地風モデルによる計算結果(2日目の15時の最下層の風)を示す。また図 7.32には比較対象として7月29日15時のアメダスによる地上風を示す。海岸沿いの風向風速など、両者の一致はかなりよいと言える。

図 7.33(A)、(B)は計算領域内の NO_x の発生源分布を示す。(A)は自動車および低煙源(煙突の

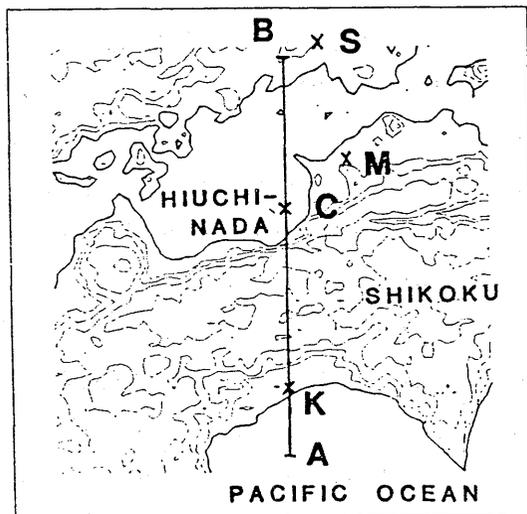


Fig. 7.30 Flight course of the aircraft observation (line AB). Points K, M and S indicate Kohchi, Manno and Sohja, respectively.

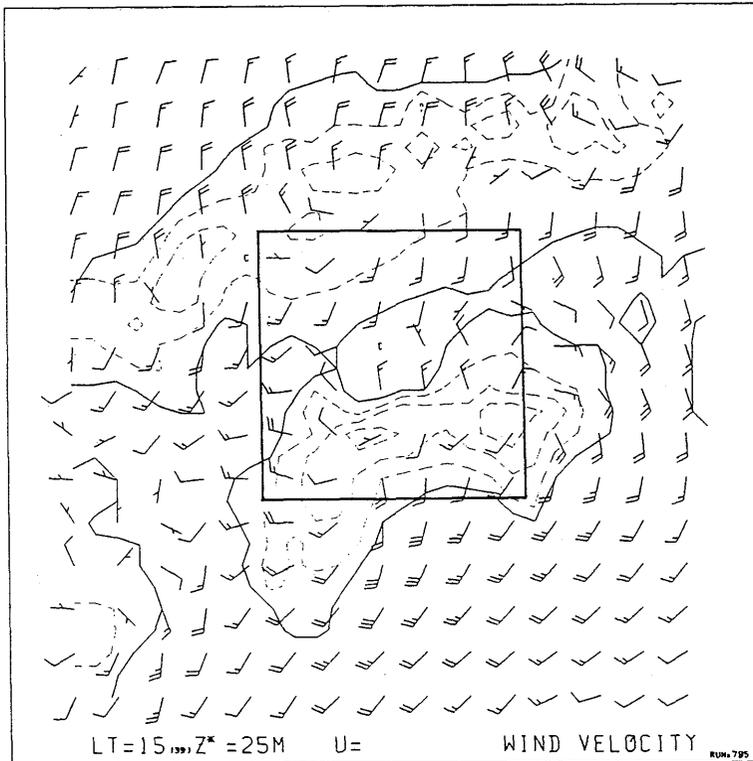


Fig. 7.31 Wind velocity at the level of 25 m at 1500 LST calculated by the coarse grid model (grid interval: 12 km). An enclosed area shows the region of fine grid model.

実体高 100 m 以下)からの排出量で、総量は日平均で約 $3900 \text{ m}^3/\text{h}$ である。

(B)は高煙源(実体高が 100 m 以上)のもので、総量は $3600 \text{ m}^3/\text{h}$ である。これらの合計は首都圏の発生量の $1/2 \sim 1/3$ くらいである。シミュレーションでは低煙源は最下層(25 m)に与え、高煙源は煙の持つ熱による上昇分、つまり有効煙突高を考慮して 350 m の高さに与えた。移流・拡散の効果だけを見るため、光化学大気汚染と平行して非反応性物質 NR(トレーサー)のシミュレーションも行なうが NR の発生量は NO_x の 5 倍を仮定した。

図 7.34 にシミュレーションの結果を示す。図の上から、2 日目の 6 時の風(南北・鉛直ベクトル) NR 濃度、オゾン濃度の鉛直断面分布を示す。鉛直断面は航空機観測を実施した線上にとった。夜間から早朝にかけては山風や陸風が発達するが比較的弱く、鉛直流速も小さい。図には四国北岸付近に上昇流が残っているが、これは一般場と地形の影響によるものである。また 2 km 以上の高度では風が弱いように見えるが、実は紙面に直角成分(西風)が吹いている。NR は大気が安定であるため大部分は地上から 500 ~ 1000 m くらいまでの層にたまる。特に燧灘の中国側では高濃度となっている。一部は先に述べた上昇流により、四国の北岸付近の上層にも分布している。図には示され

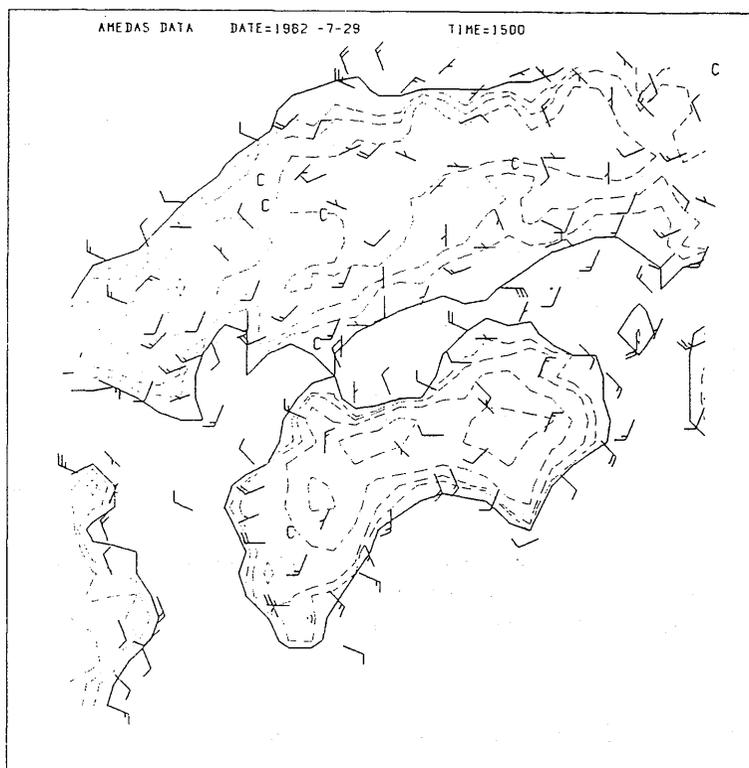


Fig. 7.32 Observed wind velocity at 1500 JST 29, July, 1982.

ていないが、この時点では NO_x の分布は NR とよく似ている。 O_3 は NO により破壊されるため下層で低く、ちょうど NR と逆の分布をしている。

図 7.35 は 15 時の分布である。谷風/海風がよく発達し、その層も厚く、風速も強いので NR はさかんに上空へ輸送される。また O_3 は反応により多量に生成され高濃度となり、分布も NR とよく似ている。これに対して、図には示されていないが NO_x 濃度は反応により消費されるため低下する。汚染質の分布の高さは 2 km に達している。またこのあと夕方には 3 km くらいまで達する。

図 7.36 に 1983 年 7 月 29 日に行なわれた航空機観測の結果をここでもう一度示す。早朝には山風/陸風が吹き、燧灘では NO_x 、 O_3 、 エーロゾル濃度とも 1000 m 以下の層に分布している。午後になると谷風/海風が発達する。 NO_x 濃度は反応により低下、 O_3 、 エーロゾル濃度は山の斜面で厚く分布し、2000 m くらいの高さに達する。燧灘の海上では濃度は低い。シミュレーションと航空機観測の結果はよく一致していると言ってよい。また両者の結果から、瀬戸内地方の汚染質の挙動には山岳、とくに四国山地により引き起こされる局地風による鉛直輸送が重要であることが示唆される。鉛直風を直接測定するよい手段がないことから、汚染濃度の鉛直断面を測定することは、

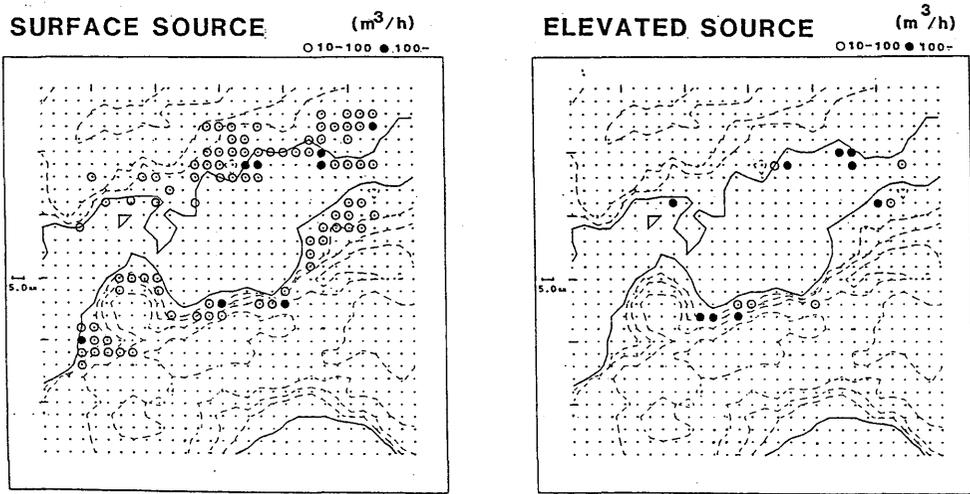


Fig. 7.33 Distribution of NO_x source, a: area source (automobile and stationary source whose stack height is less than 100 m). b: elevated source. Open circles: 10-100 m^3/h , closed circles: 100 m^3/h .

局地風による鉛直輸送を解明する上で大変重要なことである。

鉛直輸送に関する有効な情報は汚染濃度ばかりでなく、水蒸気量分布を測っても得られることがある。図 7.37 は図 7.36 (B) と同時に測定された相対湿度の分布である。燧灘は比較的乾燥していて、陸上とくに山岳地帯で湿度が高い。汚染濃度との類似性はかなり高い。これは一般に上昇流の強い所が相対湿度が高くなるからである。なお、四国山脈の上空には、この時間には積雲が存在していた。航空機はこの積雲の上を越えて四国山脈を横切っているので、この積雲の雲頂高度は、3 km に満たない。しかし、このあと積雲は急速に成長した(航空機観測の章を参照)。

図 7.38 はシミュレーションによる15時の相対湿度を示す。燧灘では比較的乾燥していて、陸上、山岳部で高湿度となっているのは観測とよく一致している。しかし四国の太平洋側では海上で実測では高湿度となっているのに、シミュレーションでは低湿度となっている。このくいちがいは四国沖の海面温度が実際にはかなり高温であった(シミュレーションでは海面温度は場所によらず一定)ためと思われる。図 38 で四国山脈の上空と北側境界付近の点々をつけた領域は過飽和、つまり相対湿度が 100 % を超えている領域を示す。これらは本来は雲となるべき領域であるが、現在の局地風モデルには凝結過程が組み入れられていないので過飽和のまま計算が行なわれている。過飽和水蒸気を凝結させると、潜熱の解放が行なわれ上昇流が増強されて、局地風系が多少変型されると予想される。

図 7.38 と図 7.35 を比べると、過飽和領域に汚染質の一部がとり込まれているのがわかる。とり込まれる汚染質の量は夕方にはもっと多くなる。また実際に凝結過程を導入すると先に述べたように、

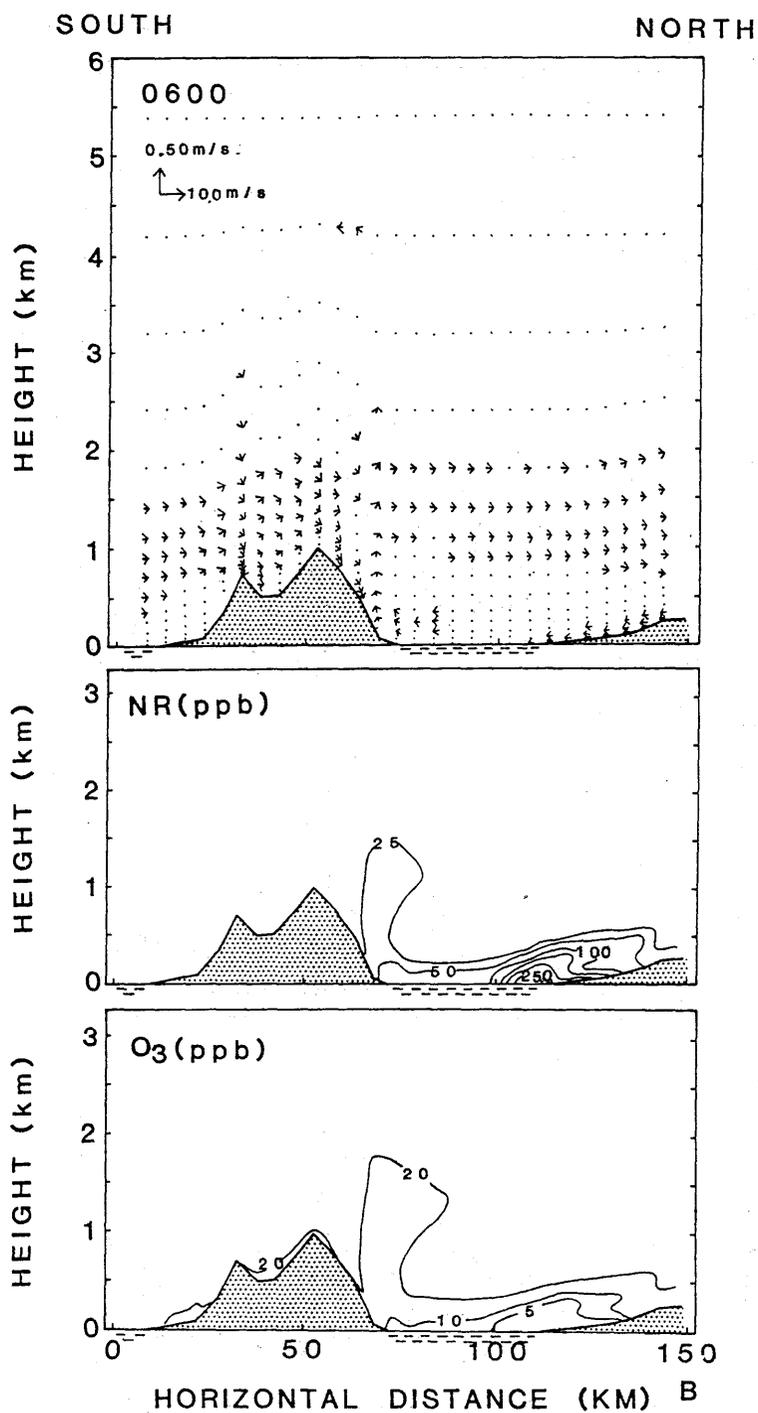


Fig. 7.34 Vertical cross-section calculated by the numerical model on the line AB in Fig. 7.30, at 0300 LST. Top: wind velocity, middle: NR (non-reactive pollutant concentration), bottom: ozone concentration.

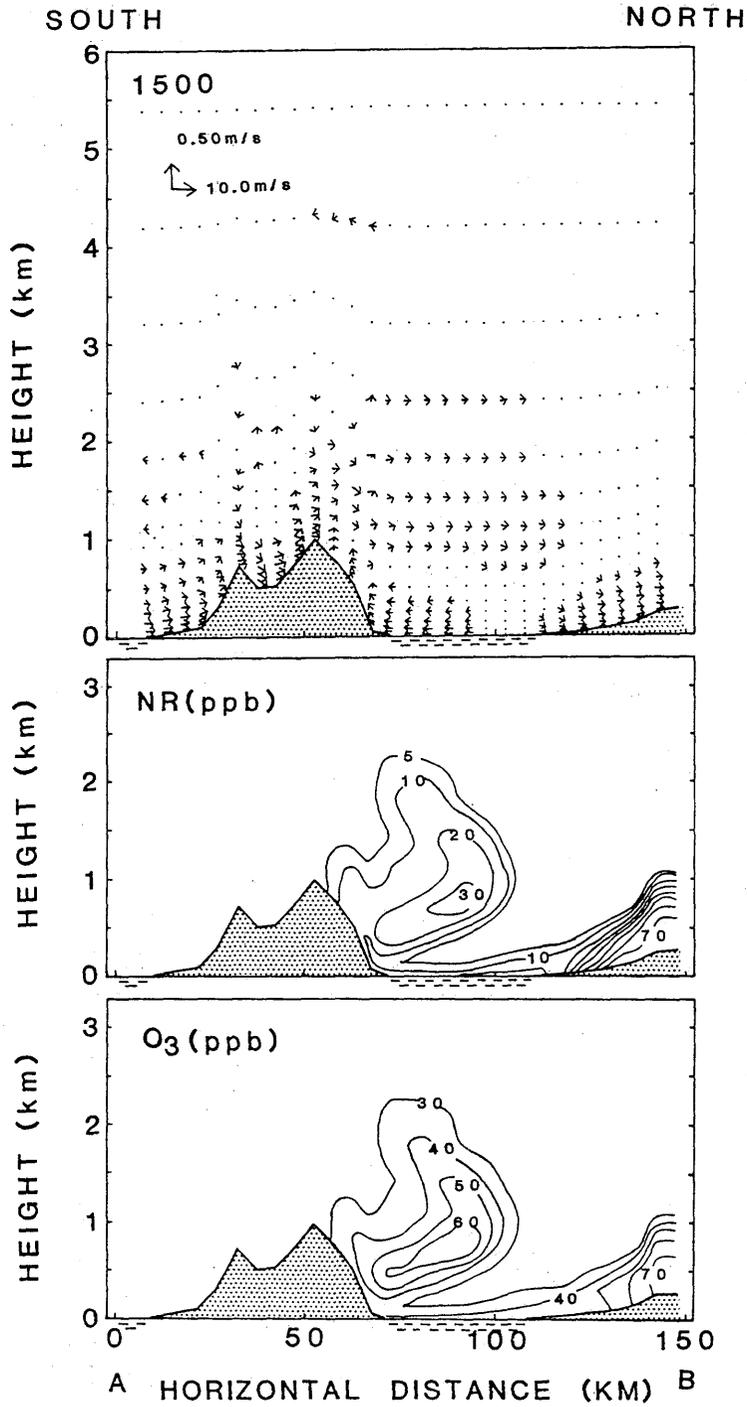


Fig. 7.35 Same as in Fig.7.34, but at 1500 LST.

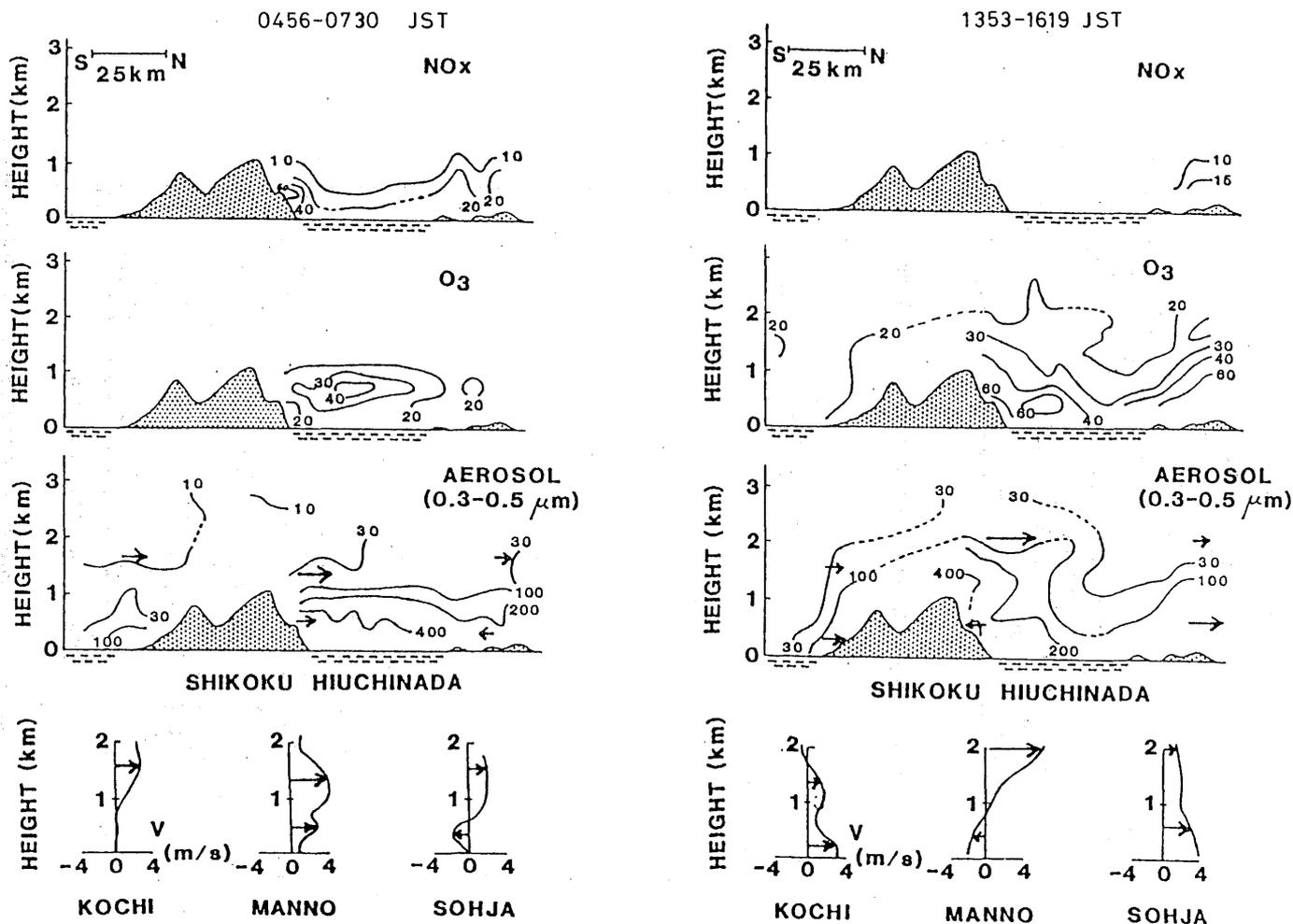


Fig. 7.36 Vertical cross-sections of concentrations observed by aircraft on 29 July, 1982. Left: in the early morning, right: in the afternoon. Top: concentration of NO_x (ppb), the second: O_3 (ppb), the third: particle (relative value), bottom: Vertical profile of north-south component of wind velocity at Kochi, Manno and Sohja.

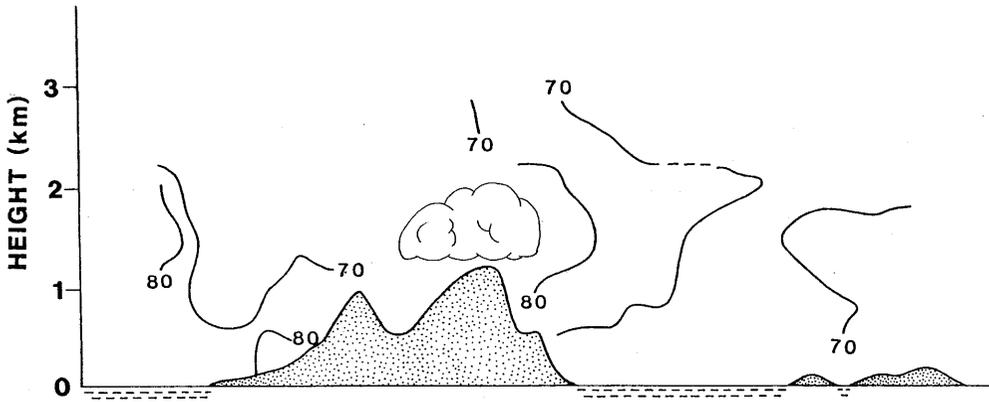


Fig. 7.37 Relative humidity (%) observed in the afternoon, on 29 July, 1982.

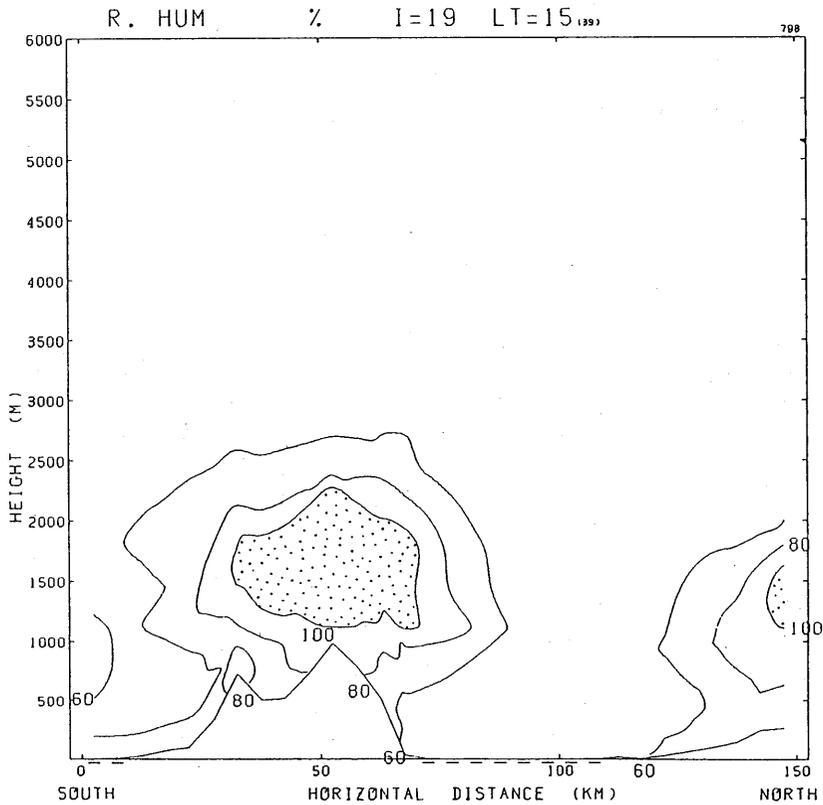


Fig. 7.38 Relative humidity given by numerical simulation at 1500 LST. Dotted area shows over saturated area.

上昇流が増強され、さらに多くの汚染質が雲に取り込まれると考えられる。局地風によりできる雲には汚染質が取り込まれ易いと考えられる。雲は汚染質の鉛直輸送や除去過程を考える上で、重要と思われるだけでなく、両者の関係については酸性雨を解明する上でも今後の研究が望まれる。

7.7 関東地方への応用

7.7.1 関東地方の光化学大気汚染の特徴

シミュレーションモデルを関東地方へ適用する。初めに関東地方に発生する光化学大気汚染の特徴を述べる。

図 7.39は富士通 FIP (1982)によりまとめられた 1978 年、'79年の各 6～8月におけるランク別オキシダント日最高濃度の出現回数をグラフにしたものである。主要な NO_x の発生源は B₁にある。発生源の少ない A₁, A₂, A₃ ブロックのうちでは A₃ が特別に出現日数が多く、A₁ は著しく低い。つまり汚染質は北西へは多く運ばれるが、北東へはあまり輸送されないことを意味している。

図 7.40は鶴田 1983、が示した O_x の高濃度気塊の主な輸送経路である。北へ輸送される A コース、北西へ輸送される B コース、それに西へ向かう C コースが示されている。

図 7.41は A コースにある各測定点での O_x 濃度の時刻変化である。東京湾から測って、荒川は約 10 km、春日部、宇都宮、黒磯はそれぞれ 40 km、100 km、140 km くらいである。O_x 濃度のピークは荒川、草加では昼ごろであるが内陸に行くにしたがって遅くなっているのが分かる。7.4 章で述べた 2 次元モデルによる数値実験の結果(図 7.13)とよく似ているのが分かる。図 7.40に戻る

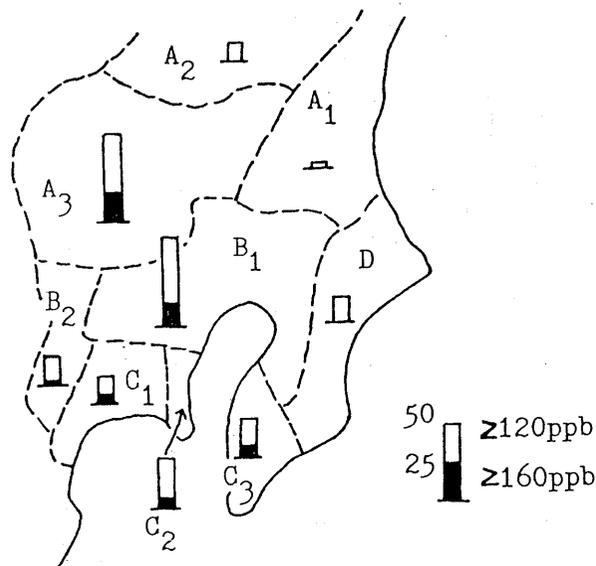


Fig. 7.39 Number of days of high ozone concentration in the areas indicated, in 1978 and 1979. (after Fujitsu F. I. P., 1982).

と、図 7.40には東へ向かうコースは示されていない。つまり図 7.39でも示されたように汚染質は西へは輸送されるが東へはあまり輸送されないことを意味している。しかし関東には決して西よりの風が吹かないということではない。むしろ 1500 m ぐらいの上層では西よりの風の頻度が高い。これは、光化学スモッグが発生するような気象条件、つまり日射が強く、風があまり強くないとの条件のときに限り下層では、西よりの風が吹きにくいために起る現象である。そのような条件の時には局地風が発達し、その局地風の性質により東へは輸送されにくくなるのであらうと思われる。

7.7.2 計算の条件

関東地方の局地風系は、中部山岳地帯の影響を強く受けているので、計算領域はこれを含むように十分広くとる(図 7.42)。格子点間隔は 15 km で 30×30 の格子点で全領域をおおう。領域内の NO_x の発生量は公開されている文献(数理計画、1979)を参考にしたうえ、大幅に簡略・モデル化して与えた。自動車を主とする地上発生源と、工場の煙突などの高煙源の 2 つに分けて考え、移動発生源は図の砂目をつけた領域に一樣に、また高煙源は東京湾の兩岸の各 1 つずつの格子点(図の黒

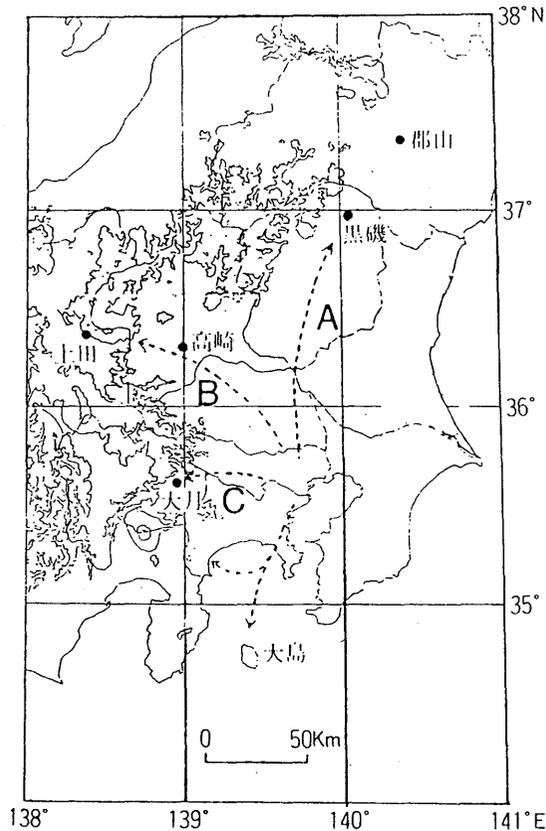


Fig. 7.40 Typical transport routes of air parcel include much ozone which is formed in the Tokyo bay area. (Tsuruta, 1983).

丸)に高さ 500 m に分け与えた。これらは京浜・京葉工業地帯に対応するものである。

図 7.43は移動発生源と高煙源の1時間当りの総排出量の日変化を示す。移動発生源は明確な日変化を持っているので、図に示すように深夜・早朝は日中の1/5の発生量まで減らした。高煙源についても発電所などでは排出量の日変化が大きい、高煙源全体としての日変化はないものと仮定

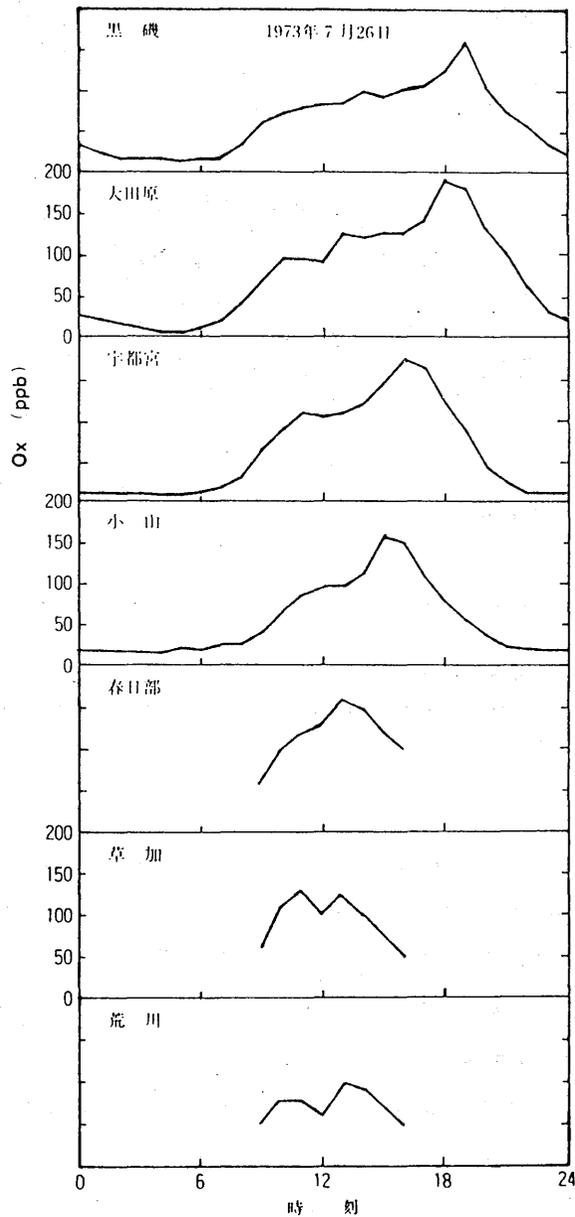


Fig. 7.41 Variations with time of O_x concentration in the stations on the course A in Fig.7.40.

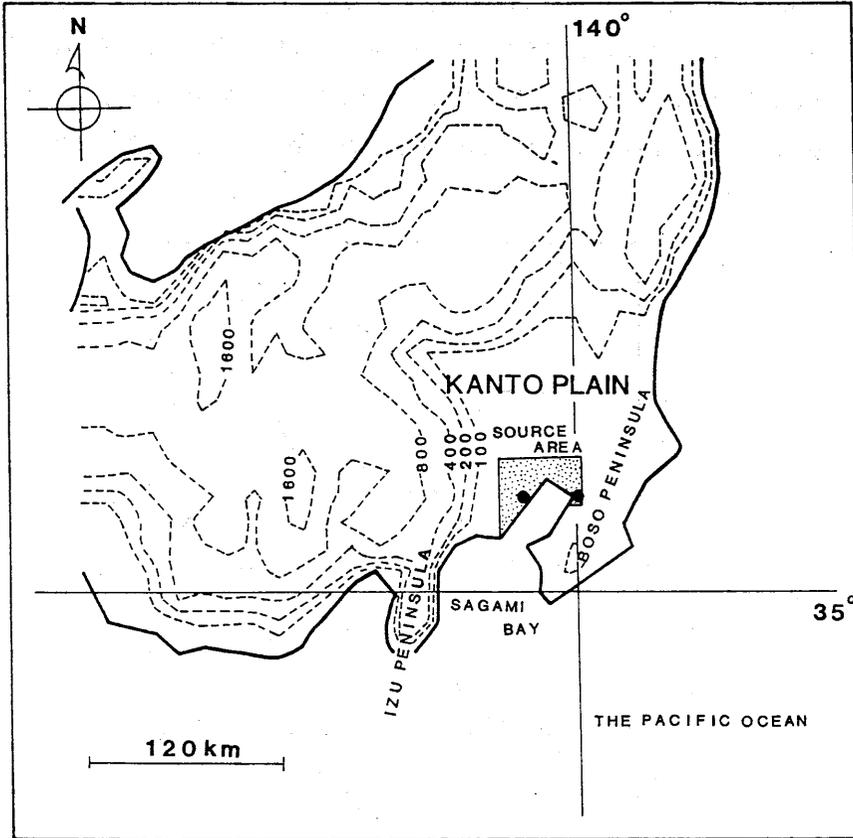


Fig. 7.42 An area in which the numerical simulation is carried out, and distribution of pollutant source. Dotted area shows area source and closed circles shows elevated sources.

した。シミュレーションは一般風のない場合 (Case C)、東風 3 m/sec の場合 (Case E)、南風 3 m/sec の場合 (Case S)、西風 3 m/sec の場合 (Case W) および北風 3 m/sec の場合 (Case N) の 5 Case について、それぞれ夏の晴れた日の日射量を仮定して行った。計算はそれぞれ 48 時間分を行い、初期値の影響を考慮して 2 日目の 24 時間の結果を検討の対象とする。

7.7.3 シミュレーションの結果

図 7.44 に E、S、W、N の 4 Case における 6 時と 12 時の地上風 (地上 25m) の分布を示す。図には関東地方の部分だけを取り出して示してある。

まず Case E および S については山沿いの地域を除くと、一般風によって強く支配されていて、それぞれ東風・南風が広く関東平野を覆っている。これに対して、Case W および N では一般風よりも局地風の影響が強く現われ、とくに 12 時にはどちらの Case でも北関東では南東、南関東で

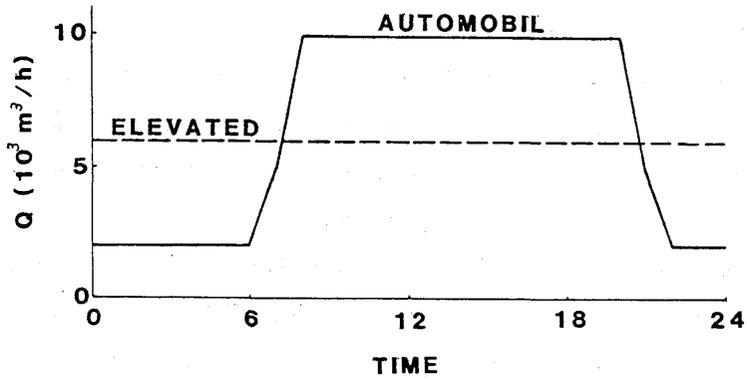


Fig. 7.43 Diurnal variations of hourly total emission rates of area source and elevated source.

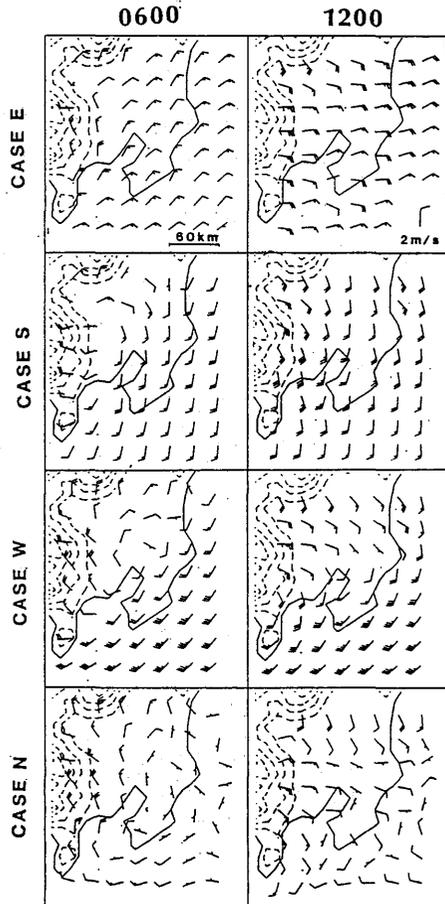


Fig. 7.44 Wind velocity in the Kanto Plain at the level of 25 m calculated by the numerical model. The large scale wind is assumed to be E (top), S, W and N (bottom) 3m/sec. At 0600 LST (left) and 1200 LST (right).

も南よりの風が発達し、むしろ一般風に逆らう風向となっている。この原因の一つには Case E、S では一般風の風向と海風の風向が一致しているのに対し、Case W、N では逆になっていることもあるが、それより関東の西部・北部の山岳の影響によるところが大きいと思われる。つまり、一般風が北や西風の場合には関東平野は山岳地帯の風下になる。山岳地帯に向かう風は、山を大きく迂回する性質があるため、関東平野では一般風が変型されたり、弱められたりする。これに熱的な原因による局地風の効果が加わり、上記のような風系となる。とくに中部地方の山岳の影響は、後に述べるように関東の光化学スモッグの輸送過程に重大な影響を及ぼしている。

図 7.45 は各 Case の地上 25 m での O_3 濃度の 80 ppb 等値線を 3 時間ごとに書いたものである。また図 7.46 はそのときの最高濃度の日変化を示す。

Case C では、朝 9 時に東京の都市部で 80 ppb に達し、そのあと、12 時には半径 40 km くらいに拡大する。この領域は 15 時にはやや北々東に移動し、その後ややスピードを速めて、18 時には関東平野の北西部に達し、やがて消滅する。

Case E では 9 時に相模湾上で 80 ppb を超える領域が現われる。これは早朝の北東風によって一次汚染質の NO_x が流されていたためである。12 時になると東京湾の西部より伊豆半島の根元を通り、静岡周辺に至る東西に長い帯状の高濃度帯が現われる。高濃度帯はゆっくり北上し、18 時には甲府盆地から東京都西部にかけての領域に分布する。さらに 21 時になっても秩父山地の一部に高濃度域が残る。この Case では関東平野では神奈川県と東京都の一部だけが高濃度となるのが大きな特徴である。

Case W では 9 時に東京湾の北端から濃度が上昇し初め、12 時には Case C と似た分布をするが、Case C の場合よりやや東西にのびた領域に広がる。このとき最高濃度は Case C のときよりも高い。高濃度域はゆっくり北北西または北へ移動し、18 時には関東平野北部に達する。関東平野の広い範囲が高い濃度にさらされるもっとも危険な Case である。

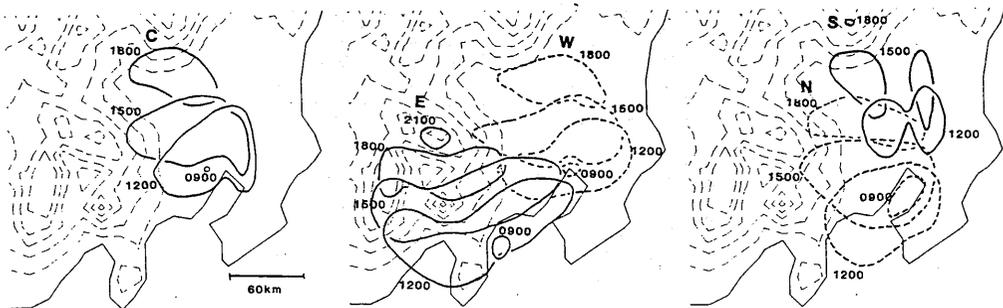


Fig. 7.45 Contour of 80 ppb of O_3 concentration at interval of three hours. Letters C, E, S, W and N show case of no large scale wind and cases in which the large scale wind is E, S, W and N 3 m/sec, respectively.

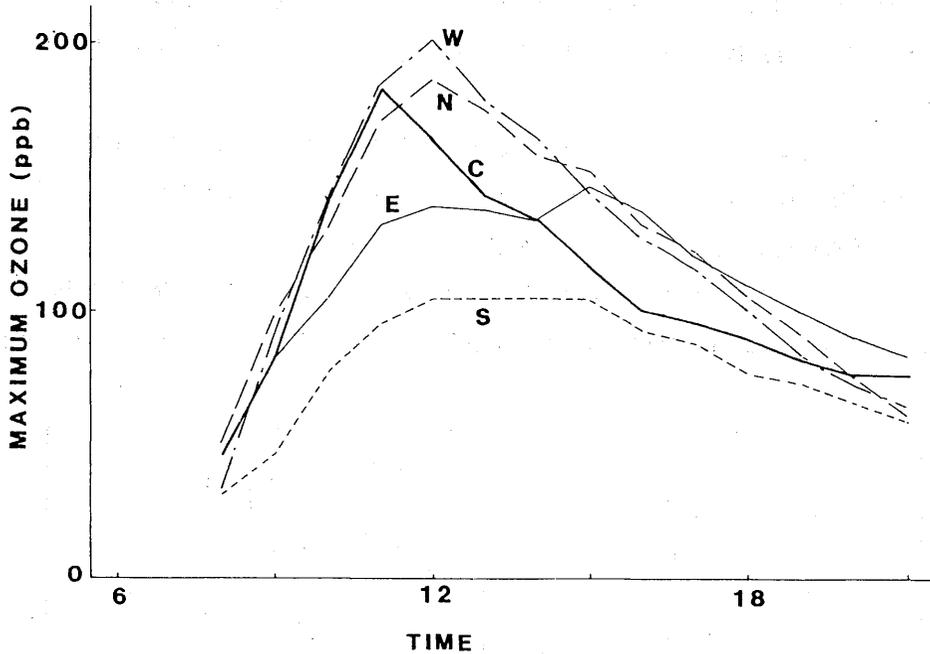


Fig. 7.46 Diurnal variations of the maximum ozone concentration in each case.

Case Sでは、9時に80 ppbを超える場所はない。12時には煙源地帯の北側で、ほぼ東西2つの領域に分かれて高い濃度が現われる。15時になると完全に分離し、また北へ流されて一部は早くも北部の山岳に達する。18時には高濃度域は小さくなり、ほとんど消滅寸前にある。

Case Sでは、関東平野の南部のO₃濃度は1日を通して上がらず、また中部・北部のO₃濃度もそれほど高くはならないのが特徴である。

Case Nでは、9時に東京湾上で高濃度となり、12時には周囲に広がって関東平野の南部、相模湾を覆う。15時にはやや北に移り、神奈川・東京を広く覆い、18時には関東平野中部まで移動し、その後消滅する。このCaseでは一部相模湾上に出た汚染気塊が、逆戻りして再上陸する現象がもっともはっきり見られる。

以上の結果と図7.40を比較すると、Case SとWは図のAコースに、Case CとNはBコースに、Case EはCコースにはほぼ対応する。結局、数値シミュレーションによっても汚染気塊が東の方向へはあまり輸送されないことが示されている。

7.7.4 結果の検討

シミュレーションによれば、汚染質が東へ輸送されにくい原因は、一般場が東風のとき東風が広く関東平野をおおい、汚染質は西へ流されるのに対して、西風のときは局地風の影響が大きく、南関東で南西風、北関東では南東風になるためである。

図 7.47、図 7.48は関東地方の一般場がそれぞれ弱い東よりの風、西よりの風のときの、アメダスによる6時と12時の地上風、天気図およびブロック別日最高オキシダントレベルを示したものである。

東風のときは12時になるとシミュレーションと同じように関東平野全体は東風に覆われている。オキシダント濃度も神奈川でのみ高くなる。シミュレーションでは汚染気塊はさらに西へ延び、静岡・山梨の一部にも及ぶが、ここではデータがないので分からない。

これに対して西よりの一般風の場合には12時の風系をみると、南関東では房総半島を中心に、南西風となっているが、北関東では風向は場所により多少ばらついているものの東よりの成分を持つ

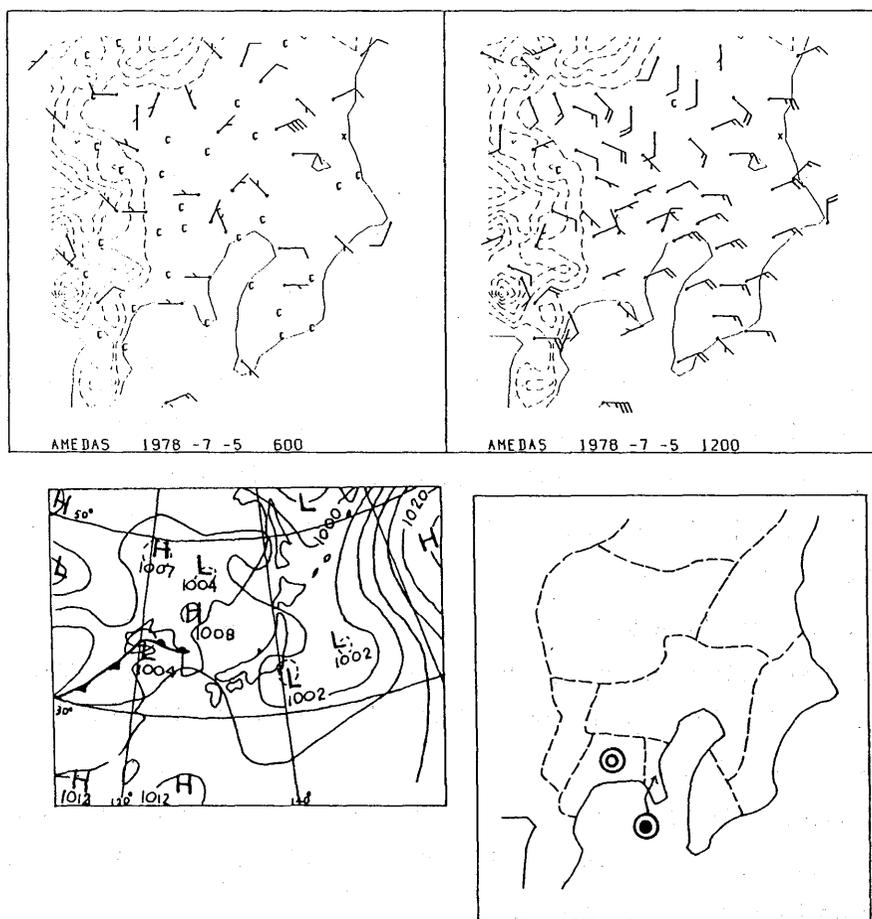


Fig. 7.47 Observed wind velocity at 0600 JST and 1200 JST (top two boxes), surface pressure (bottom left) and the maximum ozone concentration in the indicated area (bottom right) in a day in which the large scale wind is mild easterly. Circle shows that the maximum ozone concentration is larger than 120 ppb, and double circle shows it is larger than 160 ppb.

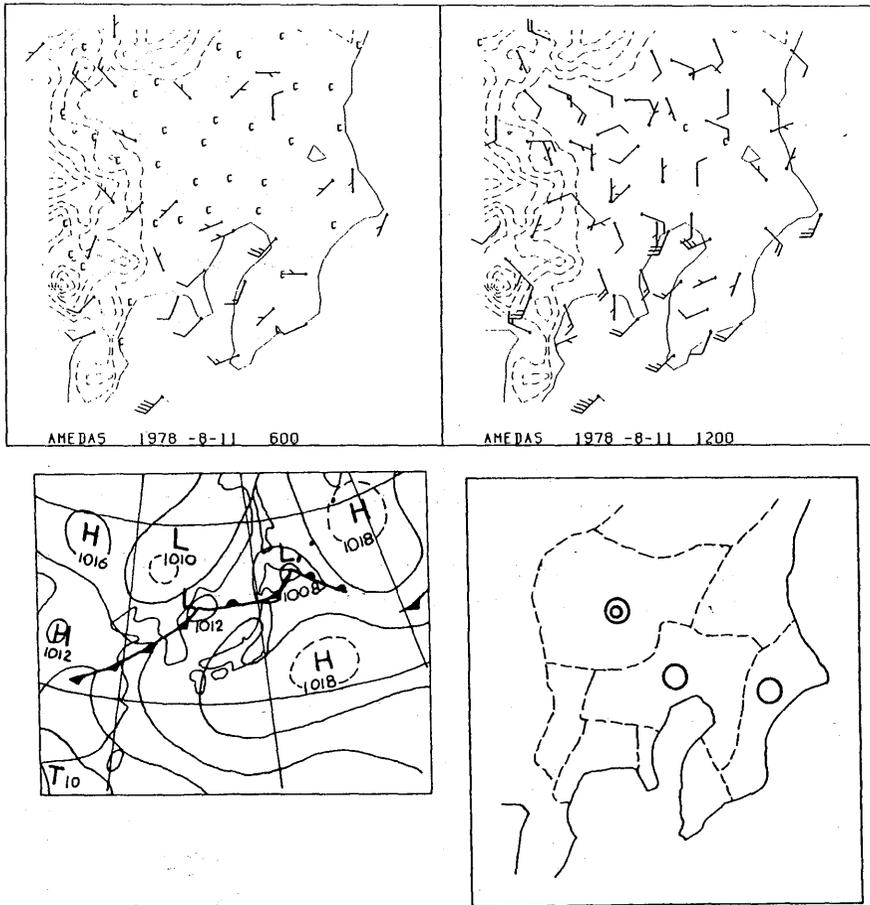


Fig. 7 48 Same as in Fig.7.47, but the large scale wind is mild westerly.

ところが多い。オキシダント濃度を見ても千葉県の一部で少し高くなっているほか、埼玉・群馬方向で高濃度が出現している。これらの特徴はシミュレーションの結果とよく一致している。

関東地方の局地風は中部山地の影響を強く受けていると考えられる。これを数値シミュレーションにより確かめるため、山を取り除いた計算を行なった。図 7.49、図 7.50はそれぞれ Case C(無風)と Case W(W 3 m/sec)の場合である。どちらの場合も汚染質は東へ流されている。つまり山がなくなると汚染質は東へも流されるようになる。山岳地帯の存在は関東平野の光化学オキシダントのふるまいに大きな影響を与えていることが分かる。

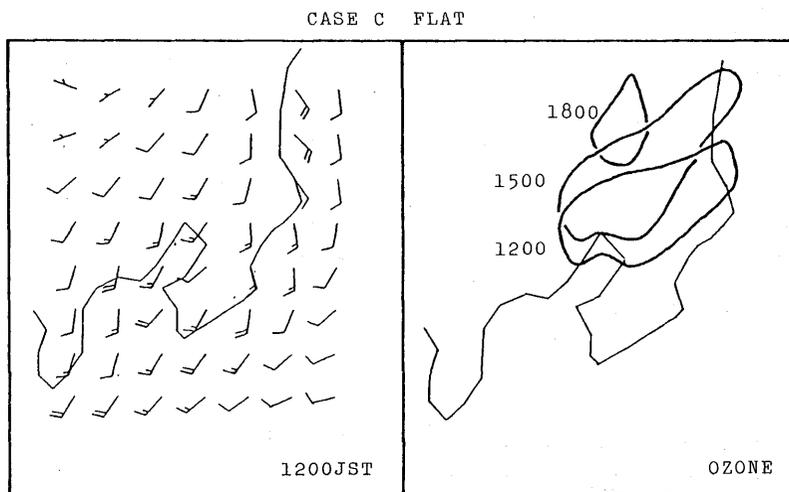


Fig. 7.49 Wind velocity at 1200 and contour of 80 ppb of ozone concentration at interval of three hours in the case of mountain-free and no large scale wind.

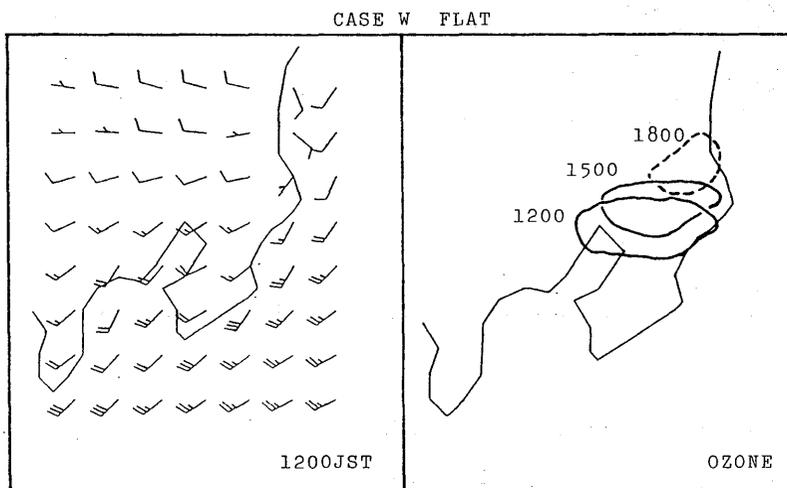


Fig. 7.50 Same as in Fig.7.49, but the large scale wind is W 3 m/sec. Broken line at 1800 LST indicates contour of 60 ppb.

7.8 まとめ

局地風モデルを含んだ光化学大気汚染の数値モデルを開発した。初めに2次元の海陸風の中での光化学大気汚染の挙動を再現し、海岸部や内陸部の地上濃度のおおまかな日変化の特徴がほぼ説明できた。またこれらの特徴には海風の発達と夜間の安定層の形成が大きな役割を果たしていることが明らかになった。瀬戸内海の数値シミュレーションと航空機観測の結果はよく一致したと言って

よい。またこの地方の汚染質の挙動には山岳、特に四国山地により引き起こされる局地風による鉛直輸送が重要であることが示唆された。さらに凝結過程と汚染質の鉛直輸送との関係解明が、将来の課題として提起された。関東地方への適用結果についても、風系、 O_3 濃度の挙動とも基本的特徴がよく一致した。首都圏を発生源とする光化学オキシダントは、北や西には輸送され易いが、東へはあまり輸送されない。これは関東地方の局地風系の働きによるものであるが、特に中部山岳の影響が大きいことが示された。

従来の光化学大気汚染の数値モデルでは、測定に多くの費用のかかる上層風を含めて大量の気象データを入力データとして必要とした。しかし、局地風モデルを含んだ光化学大気汚染の数値モデルは、気象データの不足をかなりカバーできそうである。さらに、局地風と大気汚染の関係を従来のモデルよりも、より明確にできる。しかし、本報告の数値モデルでは発生源情報や反応過程のモデル化が粗く、排出規制のためのシミュレーションなどには精度が不十分である。

参 考 文 献

- Bhumralker, C. M. 1975. Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model. *J. A. M.* 14, 1246-1258
- Dearodoff, J. W. 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. G. R.* 83, 1889-1903.
- Galbally, I. E. 1971: Ozone profiles and ozone fluxes in the atmospheric surface layer. *Quart. J. R. Met. Soc.* 97, 18-29
- Garland, J. A. and R. G. Derwent 1979: Destruction at the ground and the diurnal cycle of ozone and other gases. *Quart. J. R. Met. Soc.* 105, 169-183.
- Ikeda, Y., M. Hiraoka and T. Kawamoto 1977: Modeling of reaction mechanism of photochemical smog. 'Taikiosen Kenkyu' 6, 463-484. (in Japanese with English abstract).
- Kikuchi, Y. and S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki and Y. Nagano 1981: Numerical study on the effects of mountains on the land and sea breeze circulation in the Kanto district. *J. Meteor. Soc. Japan* 59, 723-737.
- Kimura, F. and S. Arakawa 1983: A numerical experiment of the nocturnal low level jet over the Kanto Plain. *J. Meteor. Soc. Japan* 61, 248-261.
- Kimura, F. 1983: A numerical simulation of local winds and photochemical air pollution (I): Tow-dimensional land and sea breeze. *J. Meteor. Soc. Japan* 61, 262-278.
- Mellor, G. L. and T. Yamada 1974: A hierarchy of turbulence closure model for planetary boundary layers. *J. A. S.* 31, 1791-1805.
- Sakamaki, F., H. Akimoto and M. Okuda, 1981: Photochemical reactivity and ozone formation in 1-olefine-nitrogen oxide air system. *Environ. Sci. Tech.* 15, 665-671.
- Seigneur, C. S., T. W. Tesche, P. M. Roth and L. E. Reid 1981: Sensitivity of a complex urban air quality model to input data. *J. A. M.* 20., 1020-1040.
- Seinfeld, J. H. 1975: "Air Pollution, Physical and Chemical Fundamentals" McGraw-Hill, Inc.
- 秋元肇 1979 : 「大気的光化学」鈴木伸編
- 数理計画 1979 : 昭和53年度環境庁委託調査、光化学大気汚染予測システム設定調査報告書

鶴田治雄 1982 : 相模湾域における海陸風と汚染物質の分布、日本気象学会 1982年秋季大会講演予稿集

原田朗 1979 : 「都市の大気環境」河村武編

富士通 F I P 1982 : 昭和56年環境庁委託業務結果報告書、光化学大気汚染に係る統計解析モデル検討調査

関係発表論文リスト

発表項目	発表者	発表年月	発表機関	掲載刊行物
(講演) Experimental and numerical studies of local circulation and medium-range transport of air pollutants in Japan. -the planning and preliminary results -	N. Murayama A. Harada and staff	56年	the 6th meeting of US-Japan air pollution related meteorology in Washington D.C	
瀬戸内海の局地循環と大気汚染質の中距離輸送について 1.特別観測のメソスケール解析 2.数値シミュレーション 3.アクチバブル・マルチ・トレーサーの開発	村山 信彦・矢野 直 原田 朗・荒川 正一 吉川 友章・佐藤 純次 木村富士男・戸矢 時義 小林 隆久・小出 孝	56年	日本気象学会	
ドップラーソーダによる気流と拡散パラメータの測定	吉川 友章・佐藤 純次 荒川 正一・村山 信彦	57年 5月	日本気象学会	57年春季講演予稿集
瀬戸内の局地循環内の low level jet	小出 孝・荒川 正一 木村富士男・村山 信彦	"	"	"
瀬戸内の大気汚染と気象の航空機観測	木村富士男・戸矢 時義 小出 孝・村山 信彦	"	"	"
エア・トレーサーの海陸風による長時間輸送	佐藤 純次・矢野 直 小林 隆久・小出 孝	"	"	"
瀬戸内海における夏の熱と水蒸気のフラックス観測	鈴木 弥幸・戸矢 時義 村山 信彦 (気研・応用) 城 松幸・矢吹文太郎 武田 尚之・梶原 明仁 森本 邦彦・山本 二郎 篠原 吉雄 (神戸海洋) 寺田仁一郎・平野 邦夫 (大阪管区) 藤本 雅裕 (気象協会)	"	"	"
局地循環と汚染質の輸送	村山 信彦・荒川 正一	56年10月	気象研究所	秋季研究発表会

発表項目	発表者	発表年月	発表機関	掲載刊行物
瀬戸内海の局地観測— 1982—	鈴木 弥幸・村山 信彦 荒川 正一・吉川 友章	58年5月	日本気象学会	58年春季大会 予稿集
瀬戸内の大気汚染と気象の 航空機観測(第2報)	村山 信彦・木村富士男 戸矢 時義・小出 孝 栗田 進	58年5月	〃	〃
瀬戸内海における低層気象 立体観測	応用気象研究部 (村山 信彦)	57年11月	文部省環境科学特別研究「広域大気汚染の動態」第3回研究会	
大気拡散トレーサー (AMAT) 法の開発	矢野 直・佐藤 純次 小林 隆久・小出 孝 村山 信彦・(富永 洋 今橋 強・立川 登)	57年12月	気象研究所	昭和57年度気象研究所研究発表会要旨集
Experimental studies on local circulation and the related transport of air pollution in the complex coastal region Part 1. "planning and present status"	N. Murayama and A. Harada	57年11月	7th US - Japan Meeting on Air Pollution related Meteorology	
ibid. Part 2. "results"	N. Murayama Y. Suzuki S. Arakawa J. Sato T. Yoshikawa F. Kimura T. Toya N. Yano T. Kobayashi T. Koide I. Sato S. Kurita and A. Harada			

発 表 項 目	発 表 者	発表年月	発 表 機 関	掲載刊行物
A numerical simulation on local winds and photochemical air pollution	F. Kimura	57年12月	7th US - Japan Meeting on Air Pollution related Meteorology and Joint Meeting with photochemical Air Pollution Panel	
Medium-range dispersion of air pollutants in an inland sea area surrounded by complex terrain	N. Murayama T. Yoshikawa F. Kimura J. Sato T. Koide S. Arakawa and T. Toya	58年 5 月	VIth World Congress on Air Quality, 16-20 May 1983, Paris	Proceedings

近畿地方における局地風の数值シミュレーションと実測風との比較

木村富士男・荒川正一・佐藤功・村山信彦，同上

局地循環シミュレーションの動画について

村山信彦・木村富士男・荒川正一・竹内秀子（日情サ）

昭和58年10月 1983年気象学会秋季大会予稿集

ドップラーソーダによる気流・乱流の鉛直分布の測定（Ⅱ）

吉川友章，同上

瀬戸内特別観測期間中の局地風の特徴

佐藤功・小出孝，同上

局地風モデルを利用した光化学大気汚染の数值シミュレーション

木村富士男

昭和58年11月 気象研究所昭和58年度研究発表会予稿集

図 説 リ ス ト

- 図 1.1 観測点配置図 (1980年)
- 図 1.2 観測点配置図 (1981年)
- 図 1.3 観測点配置図 (1982年)
- 図 1.4 代表地点の低層風の時間変化 (1980年、新居浜)
- 図 1.5 代表地点の低層風の時間変化 (1981年、松永)
- 図 1.6 代表地点の低層風の時間変化 (1982年、与島)
- 図 1.7 低層風データMT収録仕様
- 表 1.1 1980年観測点位置・種別一覧表
- 表 1.2 1981年追加観測点位置・種別一覧表
- 表 1.3 1982年観測点位置・種別一覧表
- 表 1.4 1980年観測期間および観測地点分類表
- 表 1.5 1981年観測期間および観測地点分類表
- 表 1.6 1982年観測期間および観測地点分類表
- 表 1.7 地上気象観測表 (1980年)
- 表 1.8 地上気象観測表 (1981年)
- 表 1.9 地上気象観測表 (1982年)

- 図 2.1 陸風時の風の分布例 (1980年7月22日6時)
上段は高度50m、下段は高度450m、矢羽根半分が $1\frac{m}{s}$ 以下本書ではすべて同じ。
- 図 2.2 海風時の風の分布例 (1980年7月22日14時)。
上段は高度50m、下段は高度450m
- 図 2.3 燧灘を通る南北断面上の夏の日中の局地循環の模式図、実測風は昭和55年7月22日14時を示す。
- 図 2.4 福山における風の時間一高度断面図、破線内部の風が強い。
- 図 2.5 燧灘を通る南北断面図 (1981年8月19日15時)
- 図 2.6 海風時の風の分布例 (1981年8月19日15時)
上段は高度100m、下段は高度500m
- 図 2.7 新居浜を通る南北断面上の風向・風速、温位 (実線)、露点温度 (点線) の分布 (1981年8月20日3時 (JST))
- 図 2.8 陸風時の風向・風速分布、上段は高さ100m、下段は高さ400m、(1981年8月20日3時 (JST))

- 図2.9 新居浜沖での船上観測資料 (1981年8月19日~21日)
- 図2.10 係留気球による温位 (K 、実線) と混合比 (g/kg 、破線) (1981年8月19日~21日)
- 図2.11 備讃瀬戸を通る南北断面図 (1982年7月29日)
Aは12時、Bは6時、横軸の左端から右端まで約70 km、縦軸は高さ (m)、太線が等温位線、細線が温位の鉛直分布
- 図2.12 与島の温位の鉛直分布の日変化 (1982年7月)
横軸が日時、縦軸が高さ (m)、太線が等温位線、細線は温位の鉛直分布、温位 $30^{\circ}C$ 線と交わる点の真下の時刻に対応する。(また対応時刻を上に表示してある。) 図の左上に温度の尺度を示す。
- 図2.13 1982年観測期間中のベクトル平均風と日楕円分布、楕円上の矢印は、時間変化の向きを示す。楕円上の黒丸が零時、ベクトルは、期間中の平均風を示す。左図は高さ100 m、右図は高さ800 mと1500 m
- 図2.14 パイボールと低層ゾンデデータによる新居浜上空の混合層 (上面高度 H 、図中実線) と局地風系区分 (点線) (1980年7月)
- 図2.15 パイボールと低層ゾンデデータから算出した新居浜上空の鉛直拡散係数 K_z (図中の点線は混合層高度 H) (1980年7月)
- 図2.16 混合層高度 H で正規化された新居浜上空の鉛直拡散係数 K_z の時刻別高度分布 (1980年7月)
- 図2.17 新居浜上空の K_z 値の風系別分布 (1980年7月観測から)
- 図2.18(a) パイボールと低層ゾンデデータから算出した松永上空の K_z (1981年8月)
- 図2.18(b) (a)と同じ、ただし魚島上空の K_z
- 図2.18(c) (a)と同じ、ただし新居浜上空の K_z
- 図2.19 海陸風に伴う収束線・発散線の動向 (1980年7月)
- 図2.20 各時刻ごとの海陸風に伴う収束線・発散線の動向 (1980年7月)
- 図3.1 新居浜市付近の地形図。A点 (下水処理場) ; 追跡および放球点、B点 (神郷小学校) ; 追跡点、市役所 ; 放球点
- 図3.2 燧灘でのA点を中心とした基準線 (X軸・Y軸) の配置図
- 図3.3(a) 1980年RUN 1の (海上放球) 水平流跡図。白丸は放球後30分毎、数字は放球の経過時間 (分)
- 図3.3(b) 1980年RUN 1の浮遊高度図。白丸は放球後30分毎
- 図3.4(a) 1980年RUN 4の水平流跡図
- 図3.4(b) 1980年RUN 4の浮遊高度図
- 図3.5(a) 1980年RUN 5の水平流跡図

- 図 3.5 (b) 1980 年 RUN 5 の浮遊高度図
- 図 3.6 (a) 1981 年 RUN 1 の水平流跡図
- 図 3.6 (b) 1981 年 RUN 1 の浮遊高度図
- 図 3.7 (a) 1981 年 RUN 5 の (海上放球) 水平流跡図
- 図 3.7 (b) 1981 年 RUN 5 の浮遊高度図
- 図 3.8 (a) 1981 年 RUN 7 の水平流跡図
- 図 3.8 (b) 1981 年 RUN 7 の浮遊高度図
- 図 3.9 (a) 1981 年 RUN 9 の水平流跡図
- 図 3.9 (b) 1981 年 RUN 9 の浮遊高度図
- 図 3.10 テートルン調整野帳
- 図 3.11 バルーンの内圧の調整に用いる U 字管。

水位差を cm の単位で読みとり、 $\text{cm} \approx \text{mb}$ と近似させてバルーン内外圧差を求める。

- 図 3.12(a) } 気圧と気温から乾燥空気の密度を求めるノモグラム
- (b) }
- 図 3.13(a) } 気圧と気温からヘリウムガスの密度を求めるノモグラム
- (b) }

表 3.1 ノンリフト・バルーン観測一覧表

- 表 3.2 (a) 1980 年 RUN 1 の放球後の経過時間 (分) と A 点を基準とした水平座標 (km)
- 表 3.2 (b) 1980 年 RUN 4 の水平座標
- 表 3.2 (c) 1980 年 RUN 5 の水平座標
- 表 3.3 (a) 1981 年 RUN 1 の水平座標
- 表 3.3 (b) 1981 年 RUN 5 の水平座標
- 表 3.3 (c) 1981 年 RUN 7 の水平座標
- 表 3.3 (d) 1981 年 RUN 9 の水平座標
- 表 3.4 1980 年 RUN 1, 4, 5 の 1 分毎の浮遊高度 (m)
- 表 3.5 1981 年 RUN 1, 5, 7, 9 の 0.5 分毎の浮遊高度 (m)

- 図 4.1 AERO COMMANDER 685 型機 (1980 年、岡山空港にて)
- 図 4.2 CESSNA 404 型機 (1982 年、高知空港にて)
- 図 4.3 ロラン-C VIDEO PLOTTER
- 図 4.4 サーミスター温度計センサー部
- 図 4.5 サーミスター温度計の検定結果
- 図 4.6 白金抵抗温度計センサー部 (中央の筒がそのシェルター部)

- 図 4.7 白金抵抗温度計の検定結果
- 図 4.8 露点計航空機用センサー(右)とコントロールユニット(左)
- 図 4.9 露点計の取り付け状況(左;側面, 右;正面)
- 図 4.10 $Ly-\alpha$ 湿度計の風洞での検定結果(1981年)
- 図 4.11 $Ly-\alpha$ 湿度計を機内に引き込みロックしたところ(A)、Bは $Ly-\alpha$ 湿度計の電源
- 図 4.12 $Ly-\alpha$ 湿度計を機外へ出したところ(中央, 1982年)
- 図 4.13 赤外放射温度計ER-2007の外観((a)正面, (b)後面)
- 図 4.14 赤外放射温度計(A)、Bはビデオカメラ、CはモニターTV
- 図 4.15 赤外放射温度計ER-2007の検定結果(1981年)
- 図 4.16 ネオ日射計(A)と長波長放射計(B)
- 図 4.17 パーティクルカウンター-RION KC-01(右下)、左下はカセットデータレコーダー
TEAC R-80(1981年)
- 図 4.18 大気汚染測定装置(Aは O_3 計)
- 図 4.19 大気サンプリングシステム(テフロン管とマニホールド(A)、1980年)
- 図 4.20 データ収録装置(1981年)、下の3台のCRT上に各種のデータと航跡図が表示される。
- 図 4.21 フライト番号11(1980年)の飛行コースと時刻(上)とその時の主な測定値(下の2段)
上段;気温 T 、地表面温度 T_s 、および露点温度 T_d 、下段; O_3 濃度、 NO_x 濃度および高度、
 NO_x 濃度は1分ごとに細い縦線を入れてある。
- 図 4.22 図 4.21に同じ、ただしフライト番号12
- 図 4.23 図 4.21に同じ、ただしフライト番号13
- 図 4.24 図 4.21に同じ、ただしフライト番号21
- 図 4.25 図 4.21に同じ、ただしフライト番号22
- 図 4.26 図 4.21に同じ、ただしフライト番号23
- 図 4.27 温位、 NO_x 、 O_3 濃度の鉛直分布(1980年7月フライト番号13)
- 図 4.28 燧灘における NO_x 濃度の観測例、1980年7月22日のフライト番号13、矢羽根はパイ
ポールによる高さ300mでの実測風
- 図 4.29 図 4.28の NO_x と同時に観測された O_3 濃度の分布
- 図 4.30 1981年の代表的な飛行コース(上)と、大阪から燧灘へ向かう時に測定された高度、 O_3 、
 NO_x 濃度、 $Ly-\alpha$ による絶対湿度とそのr.m.s(σ_a)および地表面温度(下)
- 図 4.31 図 4.21に同じ、ただし1981年のフライト番号11
- 図 4.32 図 4.21に同じ、ただし1981年のフライト番号12
- 図 4.33 図 4.21に同じ、ただし1981年のフライト番号13
- 図 4.34 図 4.21に同じ、ただし1981年のフライト番号21

- 図 4.35 図 4.21に同じ、ただし 1981 年のフライト番号 22
- 図 4.36 図 4.21に同じ、ただし 1981 年のフライト番号 23
- 図 4.37 図 4.21に同じ、ただし 1981 年のフライト番号 31
- 図 4.38 図 4.21に同じ、ただし 1981 年のフライト番号 32
- 図 4.39 1981 年 8 月 19 日の 6 時 30 分ごろに測定された NO_x 、 O_3 濃度、温位 θ 、および $\text{Ly} - \alpha$ 湿度計と露点温度計により測定された混合比 q の鉛直分布
- 図 4.40 図 4.39に同じ、ただし 8 月 19 日 11 時 15 分ごろ
- 図 4.41 図 4.39に同じ、ただし 8 月 19 日 16 時 15 分ごろ
- 図 4.42 図 4.39に同じ、ただし 8 月 20 日 11 時ごろ
- 図 4.43 図 4.39に同じ、ただし 8 月 20 日 16 時ごろ
- 図 4.44 図 4.39に同じ、ただし 8 月 20 日 6 時 40 分ごろ、土佐湾沖
- 図 4.45 上向き、下向き日射、海面温度およびアルベドの測定高度による依存性、上向きの矢印は船により測定された海水温
- 図 4.46 図 4.30の S 1 (大阪市) で測定された地面温度 (上、黒丸)、日射量 (下、黒丸) およびアルベド (下、白丸)、誤差棒は地表面温度と日射量の標準偏差を示す (1981年 8 月)。
- 図 4.47 図 4.46に同じ、ただし S 2 (播磨灘)
- 図 4.48 図 4.46に同じ、ただし S 3 (讃岐平野)
- 図 4.49(a) 燧灘への往復経路における水蒸気変動量分布および地表面温度、飛行高度 (1981 年 8 月 19 日)
- 図 4.49(b) 図 4.49(a)に同じ (ただし、1981 年 8 月 20 日)
- 図 4.50 1981 年 8 月 19 日の午後に測定されたエーロゾル濃度 (直径 $0.3 \sim 0.5 \mu\text{m}$)、円の面積は濃度の相対値を示す。
- 図 4.51 エーロゾル濃度の鉛直分布 (1981 年 8 月)
- 図 4.52 1982 年 7 月航空機観測のコース (直線 A B)
S. K. M はパイボールの観測点でそれぞれ、総社、満濃、高知
- 図 4.53 観測飛行コースの側面図 (1982 年 7 月)
- 図 4.54 飛行コースと時刻 (上左) とその側面図 (上右)、下段は主な測定値、フライト番号 11 (1982 年 7 月)
- 図 4.55 図 4.54に同じ、ただしフライト番号 12
- 図 4.56 図 4.54に同じ、ただしフライト番号 13
- 図 4.57 図 4.54に同じ、ただしフライト番号 21
- 図 4.58 図 4.54に同じ、ただしフライト番号 31
- 図 4.59 図 4.54に同じ、ただしフライト番号 32

- 図 4.60 図 4.54に同じ、ただしフライト番号 33
- 図 4.61 図 4.54に同じ、ただしフライト番号 34
- 図 4.62 1982年7月29日の早朝に測定された NO_x 、 O_3 およびエロゾル ($0.3 \sim 0.5 \mu\text{m}$) の濃度の鉛直分布と高知、満濃、総社で観測された風の南北成分の鉛直分布
- 図 4.63 図 4.62に同じ、ただし午後
- 図 4.64 図 4.52のC点で7月27日の3回の観測で測定された O_3 の鉛直分布
- 図 4.65 図 4.64に同じ、ただしエロゾル ($0.3 \sim 0.5 \mu\text{m}$) 濃度
- 図 4.66 図 4.64に同じ、ただし絶対湿度
- 図 4.67 積雲を横断したときに観測した高度、エロゾル濃度、相対湿度、 O_3 濃度、1982年7月29日フライト番号 34
- 図 4.68 航空機による風の測定原理、 V_G ; 航空機の対地速度, V_a ; 航空機の対気速度, V_w ; 風速
- 図 4.69 ドップラー航法による風の測定のフライトコース (FC-2)、1981年、1982年共通、ただし図に示されている気象観測点の配置は1982年のもの。
- 図 4.70 フライトコースの側面図、1981年
- 図 4.71 ドップラー航法により測定された風速の例、パイボールによる風速の測定値が、地図上にプロットされている。1981年8月19日。
- 図 4.72 データ処理のブロックダイアグラム
- 表 4.1 航空機観測に使用した機器
- 表 4.2 航空機の性能
- 表 4.3 航空機用サーミスター温度計の仕様
- 表 4.4 航空機用白金抵抗温度計の仕様
- 表 4.5 露点計EG & G MODEL 137の仕様
- 表 4.6 $\text{Ly} - \alpha$ 湿度計 (MODEL - BLR) の仕様
- 表 4.7 赤外放射温度計 ER - 2007 の仕様
- 表 4.8 英弘ネオ日射計 MS - 42 の仕様
- 表 4.9 EPPLEY 長波長放射計 MODEL PIR の仕様
- 表 4.10 ネオ日射計・長波長放射計の検定定数
- 表 4.11 パーティクルカウンター-RION KC - 01 の仕様
- 表 4.12 大気汚染測定装置 (紀本電子工業製) の仕様
- 表 4.13 VTR システム
- 表 4.14 データ収録装置 (紀本電子工業製) の仕様
- 表 4.15 1980年航空機観測
- 表 4.16 1981年航空機観測

- 表 4.17 R-80に入力した要素
- 表 4.18 CMT、MTに収録したフライト
- 表 4.19 CALIBRATION に関する数値 (単位は H_{SPAN} が m、他はすべてボルト)
- 表 4.20 1982年航空機観測
- 表 4.21 ドップラー航法による風の観測 (1981年)
- 表 4.22 ドップラー航法による風の観測 (1982年)
-
- 図 5.1 ドップラーソーダ装置の概要
- 図 5.2 気流の3次元測定結果の例 (破線は風向ギャップ、白丸はCalm、影の区域は下降域を示す)
- 図 5.3 実測データから導いた乱流パラメータの例 (1981年8月)
- 図 5.4 内陸平野での測定結果の例 (2重線は風向ギャップを示す) (1982年7月)
- 図 5.5 内陸平野での乱流パラメータの測定例 (1982年7月)
- 図 5.6 各拡散パラメータの対応 (白丸は前後1時間に風向急変、斜線付きは夜間を意味する) (1982年7月)
- 図 5.7 岡山における K_z の高度時間断面 (1982年7月)
- 図 5.8 (a) 発信部と受信部 (b) 受信部
-
- 表 5.1 ドップラーソーダによる観測データのプリントアウトとMT収録内容
-
- 図 6.1 AMAT放出用噴霧器
- 図 6.2 アトマイザーから放出されたトレーサー粒子の累積分布曲線
- 図 6.3 新居浜トレーサー実験 (1981年) での捕集地点
- 図 6.4 新居浜付近の地上風系 (1980年7月22日8時)
- 図 6.5 海風時における各捕集地点でのAMAT濃度の時間変化。Aは魚島、Bは新居浜沿岸から5km沖の船上での捕集を示す。
- 図 6.6 陸風時における各捕集地点でのAMAT濃度の時間変化。Aは魚島、Bは新居浜沿岸から5km沖の船上での捕集を示す。
- 図 6.7 航空機からの放出に用いたアトマイザー
- 図 6.8 トレーサーの広域的な観測網、Dy、Ho、Eu はそれぞれのトレーサーの放出点
- 図 6.9 トレーサーの局地的観測網
- 図 6.10 Euバックグラウンドの濃度の日変化 (1981年8月)
- 図 6.11 惣開地区 (X) における規準化濃度の時間変化 (Cbを差引いた値) (1981年8月)

- 図 6.12 新居浜および別子のパイボールの垂直断面図
- 図 6.13 新居浜における 1981 年 8 月 19 日の上層の温位分布
- 図 6.14 陸風から海風への変化時の新居浜付近の AMAT 濃度 (1981 年 8 月) A = 4-6 時、B = 6-8 時、C = 8-10 時、D = 10-12 時 (JST)
- 図 6.15 航空機から海風で流した Dy トレーサーのトレース、実線は規準化濃度で 10^{-8} の等値線を示す (1981 年 8 月)。
- 図 6.16 1982 年 トレーサー実験計画
- 図 6.17 トレーサーの沈着測定の配置
- 図 6.18 1982 年 8 月 4 日地上濃度分布、放出率で規準化した濃度 10^{-5} (m^{-2}) の等値線を示す。X は放出点からの距離、左側が 38 分間放出したトレーサー、上が Eu、下が Ho、右が 60 分間放出したトレーサー。上が Dy、下が SF₆
- 図 6.19 1982 年 8 月 4 日気象鉄塔、地上 50m の風向・風速の記録。縦軸が時間、左端の数字は時間、横軸は左が風速 (m/s)、右が風向、N が北、E が東、S が南、W が西を示す。
- 図 6.20 濃度の鉛直分布、測定点と放出点の距離 3.2 km、放出点の高さ 40 m、横軸は高さ Z の濃度 C と高さ 200 m の濃度 C (200) の比、縦軸は高さ Z と放出点の高さの比。
- 図 6.21 温位 Θ (K)・風速 U (m/s)・気温 T (°C)・混合比 W (g/kg) の鉛直分布
- 図 6.22 風下への距離 (m、横軸) と沈着率 (m^{-2} 、縦軸) の関係。沈着トレーサーの放出率で割ってある。数字は実験日、括弧内の数字は放出点の高さ (m)。
- 図 6.23 風向に直角な方向の距離と沈着率の関係、両者の関係を正規分布で近似し、横軸は風向に直角な方向の距離 $Y - \bar{Y}$ と標準偏差 σ の比で示した。縦軸は沈着率 D と放出点に最も近い点の沈着率 D (O) の比。○、△、□、▽ はそれぞれ風下 10、20、50、100 m、 $Y - \bar{Y}$ が正の点で測定、 $Y - \bar{Y}$ が負の点の測定は黒で塗り潰した。上図は 1981 年 8 月 5 日 Dy、放出点の高さ 1.5 m、下図は 1982 年 8 月 6 日 Dy、放出点の高さ 1.5 m。
- 表 6.1 各種トレーサーの比較 (*は、 10 m^3 の空気捕集の場合を示す)
- 表 6.2 アクチバブル・マルチ・エア・トレーサーとしての元素の比較 (*は、 $10^{12} \text{ n/cm}^2/\text{sec}$ 、1 時間照射の場合の値)
- 表 6.3 新居浜トレーサー実験 (1981 年) での観測および計算軸濃度の比較
- 表 6.4 各トレーサー物質のバックグラウンド濃度の統計値
- 表 6.5 各トレーサーの放出条件
- 表 6.6 各トレーサーの放出条件
- 表 6.7 Run ナンバーと採集時刻
- 表 6.8 トレーサー実験データ
a : ユーロピウム

b : ジスプロシウム

c : ホルミウム

- 図 7.1 数値モデルの流れ図
- 図 7.2 数値モデルの鉛直構造
- 図 7.3 斜面に当たる日射計算式のための天球座標、n : 斜面の法線、☉ : 太陽、Z : 天頂、S : 真南、W : 真西
- 図 7.4 パラメータ化した反応モデルの概念図。破線で示されている反応グループは最終的には無視される。
- 図 7.5 チャンバー実験による NO_x の初期値と最高 O_3 濃度の関係、HCの種類と初期値はA: C_2H_4 、B: C_3H_6 、C: $\ell\text{-C}_4\text{H}_8$ 、D: $\ell\text{-C}_5\text{H}_{10}$ おおの 0.5ppm、Cの黒丸はパラメータ化した反応モデルの結果。実測値はSakamakiら(1981)による。
- 図 7.6 NO_x の初期値と O_3 の最大生成速度の関係、記号は、図 7.5 に同じ。
- 図 7.7 図 7.6 に同じ、ただし光の強さ (K_1 値) との関係
- 図 7.8 パラメータ化した反応モデルによって計算された NO 、 NO_2 、 O_3 の各濃度の時間変化
- 図 7.9 NR (トレーサー)、 NO_x および O_3 濃度、風の断面図、2日目の6時 (LT)
- 図 7.10 図 7.9 に同じ、12時 (LT)
- 図 7.11 図 7.9 に同じ、15時 (LT)
- 図 7.12 図 7.9 に同じ、18時 (LT)
- 図 7.13 地上 25m のNR、 NO_x および O_3 濃度と風のU成分 (海岸と直角方向) の日変化、Xは海岸から内陸へ測った距離。
- 図 7.14 晴天で一般風の弱い日の12時 (JST) のアメダスによる地上風
- 図 7.15 図 7.14に同じ、ただし15時 (JST)
- 図 7.16 図 7.14に同じ、ただし3時 (JST)
- 図 7.17 シミュレーションによる12時 (JST) の風、高さ 25m
- 図 7.18 図 7.17と同じ、ただし 5km 格子モデルによる風ベクトル
- 図 7.19 図 7.17と同じ、ただし 18時 (LT)
- 図 7.20 図 7.17と同じ、ただし 3時 (LT)
- 図 7.21 パイボールによる高さ 100m の風向・風速 (上) と数値シミュレーションによる高さ75m の風向・風速 (下)、A : 1981年8月19日21時、B : 8月20日3時、C : 9時、D : 15時
- 図 7.22 パイボールによる高さ 400m の風向・風速 (上) と数値シミュレーションによる高さ 350m の風向・風速 (下)、A : 1981年8月21日21時、B : 3時、C : 9時、D : 15時

- 図 7.23 パイボールによる高さ 1500 m の風向・風速 (上) と数値シミュレーションによる高さ 1400 m の風向・風速 (下)、A : 1981 年 8 月 19 日 21 時、B : 3 時、C : 7 時、D : 15 時
- 図 7.24 新居浜を通る南北断面上の風向・風速、温位の分布 (実測値)、矢羽根は右が北。A : 1981 年 8 月 19 日 21 時、B : 20 日 3 時、C : 9 時、D : 15 時
- 図 7.25 新居浜を通る南北断面上の水平風ベクトル (上) と風速分布 (下) (計算値)、風ベクトルの向きは上が北、A : 21 時、B : 3 時、C : 9 時、D : 15 時 (LT)
- 図 7.26 数値シミュレーションによる高さ 350 m、3 時の風、一般場は $E\ 3\text{ m/sec}$
- 図 7.27 温位の鉛直分布の日変化、(実測値 : 1981 年 8 月 19 日 ~ 21 日 (JST)、松永、破線は混合層の高さを示す)。
- 図 7.28 図 7.27 に対応する計算値
- 図 7.29 地面温度の計算値 (実線) と実測値 (黒丸)、実測は 1981 年 8 月 19 日、20 日に讃岐平野において航空機によって測定した。計算値の β は蒸発効率
- 図 7.30 航空機観測を行なったコース (直線 AB)、点 K、M、S はそれぞれ高知、満濃、総社
- 図 7.31 粗い格子間隔 (12 km) のモデルによる計算結果 15 時 (LT) の高さ 25 m の風、実線のワクは 5 km 格子モデルの領域を示す。
- 図 7.32 1982 年 7 月 29 日 15 時 (JST) のアメダスによる実測風
- 図 7.33 NO_x の発生源分布、a : 低煙源 (移動発生源と実体高 100 m 以下の固定発生源)、b : 高煙源、白丸は $10 - 100\text{ m}^3/\text{h}$ 、黒丸は $100\text{ m}^3/\text{h}$ 以上を示す。
- 図 7.34 シミュレーションによる風、NR 濃度 (非反応性物質ないしトレーサー) および O_3 濃度の鉛直断面濃度、断面は図 7.30 の直線 AB 上、3 時 (LT)
- 図 7.35 図 7.34 に同じ、15 時 (LT)
- 図 7.36 1982 年 7 月 29 日の断面図、左図は早朝、右図は午後 (JST)。陰影部分は山、中程の山は四国山地、右の低い山は中国山地、横破線で海を示す。縦軸は高さ (km)。上図は NO_x 濃度 (ppb)、中の図は O_3 濃度 (ppb)、下図はエアロゾル濃度の相対値。その下の図は高知・満濃・総社 (KOCHI・MANNO・SOHJA) の風の鉛直分布、横軸は風速 (m/s)、縦軸は高さ (m)
- 図 7.37 1982 年 7 月 29 日午後に観測した相対湿度分布 (%)
- 図 7.38 シミュレーションによって計算された 15 時の相対湿度分布 (%)。影の区域は過飽和を示す。
- 図 7.39 ブロック別、ランク別のオキシダント日最高濃度の出現回数、1978 年、1979 年 (富士通 FIP 1982 より)
- 図 7.40 東京湾岸地域で生成された高濃度の O_x を含む汚染気塊の内陸域への輸送経路 (鶴田、1983 より)

- 図 7.41 図 7.40の A コース上にある各測定点での O_x 濃度の時間変化
- 図 7.42 数値シミュレーションの対象領域と発生源分布。影の区域には移動発生源を仮定し、黒丸には高煙源を仮定する。
- 図 7.43 移動発生源と高煙源の 1 時間当りの総排出量の日変化
- 図 7.44 数値シミュレーションによる関東地方の地上風（高さ 25 m）、上から一般風がそれぞれ東、南、西、北 3 m/sec の場合で、左が 6 時、右が 12 時（L T）
- 図 7.45 3 時間毎の O_3 濃度 80 ppb の等値線、図中の C、E、S、W、N はそれぞれ一般風のない場合および、東、南、西、北 3 m/sec の場合を示す。
- 図 7.46 図 7.45 の各ケースにおける最高オゾン濃度の日変化
- 図 7.47 一般場が弱い東よりの風のときのアメダスによる 6 時と 12 時の地上風、天気図およびブロック別日最大オキシダント濃度を示す。オキシダント濃度は丸印が 120 ppb 以上、2 重丸が 160 ppb 以上である。
- 図 7.48 図 7.47 に同じ、ただし一般場が西寄りのとき。
- 図 7.49 山を取り去ったときの、地上風（12 時 L T）と 3 時間ごと（L T）のオゾンの 80 ppb 等濃度線、一般風のないとき。
- 図 7.50 図 7.49 に同じ、ただし西 3 m/sec の一般風のとき、18 時（L T）の破線は 60 ppb の等濃度線を示す。
- 表 7.1 計算結果と観測結果の比較（1981 年度観測）

気 象 研 究 所

1946 (昭和21年) 設立

所 長 : 理 博 森 安 茂 雄

予報研究部	部 長 :	吉 田 泰 治
台風研究部	部 長 :	理 博 相 原 正 彦
物理気象研究部	部 長 :	理 博 岡 林 俊 雄
応用気象研究部	部 長 :	村 山 信 彦
気象衛星研究部	部 長 :	工 博 内 藤 恵 吉
地震火山研究部	部 長 :	理 博 渡 辺 偉 夫
海洋研究部	部 長 :	理 博 飯 田 隼 人
高層物理研究部	部 長 :	理 博 嘉 納 宗 靖
地球化学研究部	部 長 :	秋 山 勉

気象研究所技術報告

編集委員長 : 岡 林 俊 雄

編集委員 : 秋 山 孝 子 近 藤 洋 輝 佐 粧 純 男
吉 川 友 章 青 柳 二 郎 清 野 政 明
遠 藤 昌 宏 小 寺 邦 彦 伏 見 克 彦

事務局 : 西 田 圭 子 西 村 浩 弥

気象研究所技術報告は、気象学、海洋学、地震学、その他関連の地球科学の分野において、気象研究所職員が得た研究成果に関し、技術報告、資料報告及び総合報告を掲載する。

気象研究所技術報告は、1978年(昭和53年)以降、必要の都度刊行される。

昭和59年3月30日発行 ISSN 0386-4049

編集兼発行所 気 象 研 究 所

茨城県筑波郡谷田部町長峰1-1

印刷所 (株) イセブ

TEL 0298 (51) 2515 (代)