

長崎県南部地域の気象観測

薦田 廣章*・武政 剛弘*
古本 勝弘*Meteorological Observation over the South Part
of Nagasaki Prefecture

by

Hiroaki KOMODA*, Takehiro TAKEMASA*
and Katsuhiko Furumoto*

The sea and land breezes over the south part of Nagasaki prefecture are simulated by three dimensional numerical method. In this region, the irregular seashore lines and mountainous topography influence the local meteorological characteristics.

Therefore, we use the z^* axis in order to estimate the effects of mountainous topography.

Moreover, we also carried out the field observations, then the observed data are compared with the numerical result.

1. まえがき

海陸風は、一日を周期として日中は海から陸へ向かう海風と、夜間は陸から海へ向かう陸風が交代する風系である。この風系は、主として海陸間の温度差に起因する。すなわち、太陽の短波放射により、一般に日中は陸地の温度が海より高く、夜間ではこれと逆になるからである。さらに、陸地部分の山地形状や海岸線の幾何学形状、季節、緯度などにより、複雑な影響を受ける。また、海岸地方では、海風が入ると気温の上昇は停止し、内陸に比べて2℃前後涼しくなることもある。したがって、局地気象を考えるうえで重要な風系である。

周囲を海に囲まれたわが国の気象においては、ほぼ全域が海の影響を受けているといっても過言ではない。中でも、九州西部に位置する長崎県は、一方は複雑な海岸線を有し、他方は急峻な山地で囲まれている。さらに、長崎県を南北に分割すると、北部地域では、海岸形状は複雑であるが、山地は比較的穏やかである。

一方、南部地域は、海岸形状は北部地域よりも滑らかであるが、山地形状は急峻である。長崎県南部地域の中心に位置する長崎市も、東西両側が急峻な山地で囲まれた谷間に形成されている。したがって、長崎県南部地域も、北部地域と同様に海陸風の影響を強く受けているものと思われる。

海洋や山地が局地的な気象に与える影響を調べるために、海陸風に関する3次元数値モデルを導入し、シミュレーションを行った。その際、計算を簡素化するために、静水圧分布を仮定し、地形効果を考慮するために、新しい鉛直座標 z^* を用い基礎式を誘導した。

さらに、長崎市街地における気象観測を1994年12月2日から11日にかけて行った。そして、それらの観測結果と計算値との比較・検討を行った。

2. 基礎方程式

基礎方程式は、風速に関する Navier-Stokes の方程式、熱の輸送方程式および連続式である。

平成7年4月30日受理

*社会開発工学科 (Department of Civil Engineering)

基礎方程式は、以下のことを仮定して簡略化している。

- ・地球大気を非圧縮性流体とみなす。
- ・浮力の項以外は密度は一定と考える（ブシネスク近似）。
- ・鉛直方向の圧力分布は静水圧分布とみなす。

Mahrer および Pielke¹⁾ や大河内ら²⁾ と同様の方法を用いて上述の方程式を誘導する。まず、鉛直座標 z の代わりに地形効果を考慮した新しい鉛直座標 z^* を導入する。 z と z^* との間には次の関係が成り立つ。

$$z^* = \frac{z - z_G}{D} \quad (1)$$

ここに、 z_G は地表面の高度である。また、 D は相対的な流体層の厚さで、流体層上部の高さを z_T とすると、次式で示される。

$$D = \frac{z_T - z_G}{z_T} \quad (2)$$

z^* 座標を採用すると、すべての地表面では $z^* = 0$ となる。また、計算領域の上限では、 $z^* = z_T$ となる。

ここで、式(2)の z_T を一定とみなし、前述の静水圧分布を仮定する。さらに、基礎式は、平衡値からの変動量に関して、保存系で定式化する。

したがって、 z^* 座標系で表示した水平方向の運動方程式および熱輸送方程式は次式となる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (Du^2) - \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (Duv) - \frac{\partial}{\partial z^*} (uw^*) \\ & + fv - \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + g \frac{\theta'}{\Theta} \left(1 - \frac{z^*}{z_T} \right) \frac{\partial z_G}{\partial x} + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (DK_H \frac{\partial u}{\partial x}) \\ & + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (DK_H \frac{\partial u}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z^*} (K_V \frac{\partial u}{\partial z^*}) \frac{1}{D^2} \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (Duv) - \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (Dv^2) - \frac{\partial}{\partial z^*} (vw^*) \\ & - fu - \Theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} + g \frac{\theta'}{\Theta} \left(1 - \frac{z^*}{z_T} \right) \frac{\partial z_G}{\partial y} + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (DK_H \frac{\partial v}{\partial x}) \\ & + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (DK_H \frac{\partial v}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z^*} (K_V \frac{\partial v}{\partial z^*}) \frac{1}{D^2} \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta'}{\partial t} = & -\frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (Du\theta') - \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (Dv\theta') - \frac{\partial}{\partial z^*} (w\theta') \\ & - DS w^* - \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) \cdot S \left(1 - \frac{z^*}{z_T} \right) - \Lambda \theta' \\ & + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial x} (DK_H \frac{\partial \theta'}{\partial x}) + \frac{1}{D} \cdot \frac{\partial}{\partial y} (DK_H \frac{\partial \theta'}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z^*} (K_V \frac{\partial \theta'}{\partial z^*}) \frac{1}{D^2} \end{aligned} \quad (5)$$

なお、 z 軸は一般には鉛直上方にとるので、右手系を満足するように、ここでは x 軸および y 軸はそれぞれ南北方向、東西方向にとる。

静水圧分布を仮定しているので、鉛直方向の風速成

分 w に関する運動方程式は、次式のようにエクスマ関数の平均値 Π からの変動量 π' を用いて簡素化することができる。

$$\frac{\partial \pi'}{\partial z^*} = g \frac{\theta'}{\Theta} D \quad (6)$$

ここに、 u 、 v 、 w は風速成分、 θ' は温位の平均値 Θ からの変動量、 S は温位の鉛直安定度 ($S = d\Theta/dz$)、 K_H 、 K_V はそれぞれ水平方向、鉛直方向の渦拡散係数、 f はコリオリパラメータおよび g は重力加速度である。

また、非圧縮性流体に関する連続式を z^* 座標系に変換すると、次式となる。

$$\frac{\partial}{\partial x} (Du) + \frac{\partial}{\partial y} (Dv) + \frac{\partial}{\partial z^*} (Dw^*) = 0 \quad (7)$$

ここに、 w^* は風速の z^* 成分で、次式で示される。

$$w^* = \frac{z_T}{z_T - z_G} w + \frac{z^* - z_T}{z_T - z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} + v \frac{\partial z_G}{\partial y} \right) \quad (8)$$

エクスマ関数 π および温位 θ はそれぞれ次式で示される。

$$\pi = C_a \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/Ca} \quad (9)$$

$$\theta = C_a \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/Ca} T \quad (10)$$

ここに、 T は絶対温度、 p は気圧、 p_0 は標準気圧、 R および C_a はそれぞれ空気の気体定数および定圧比熱である。

3. 数値計算方法および境界条件

基礎方程式は、空間的には図-1のスタガードグリッドを用いて差分法で離散化する。変数の配置を同図に示す。水平方向の格子間隔は、それぞれ一様に2 Kmとした。流体層に関しては、式(2)の鉛直計算領域の上限 z_T を2900mとし、最下層の厚さを100m、それ以上の層の厚さは一様に200mとした。流体層の格子数は $32 \times 32 \times 16$ である。また、地中の鉛直格子はそれぞれ5 cm, 15cm, 35cmおよび55cmの位置に置き、最下層における熱輸送フラックスはないものとした。

境界条件としては、風速成分は地表面では0を与え、計算領域の上限 z_T では水平運動はないものとした。また、計算領域の周辺では、風速の法線方向の変化はないものとした。

つぎに、温度に関しての境界条件としては、海洋における水温は、空間的にも時間的にも一定とし、地温は、太陽放射の入射量を与え、地表面におけるエネルギーバランス（短波放射・有効長波放射・地面から大気中への熱輸送・地面への熱伝導）より決定した。

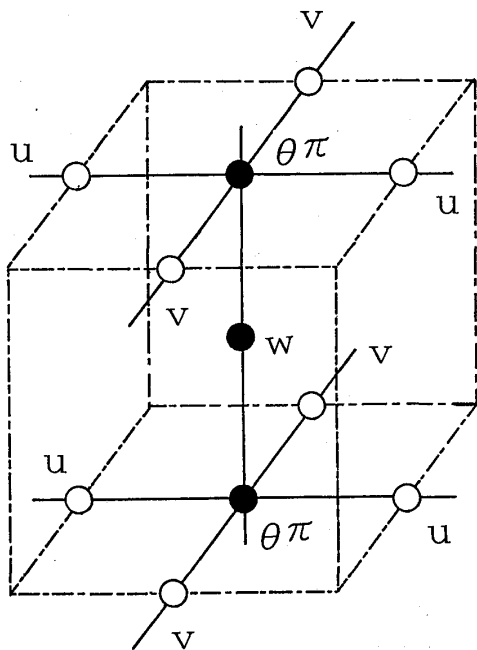


Fig. 1 Staggered grid.

すなわち、海陸風が周期的に起こるのは、海陸間の温度差が生じることに起因する。日中は陸の地温が海洋の水温よりも一般に大きく、夜間はこれと反対の現象が起こる。いずれにしても、この温度差を作りだす入力エネルギーは日変化する太陽の短波放射である³⁾。したがって、海の水温度は一定とし、陸側では、エネルギーバランスより地温を決定した。

また、領域の上限 z_T では、温位およびエクストラ関数の変動量は 0 とし、計算領域の周辺では、風速と同様にそれらの法線方向の勾配を 0 とした。

式(3)~(5)の渦拡散係数については、水平方向は一律な値 $10^4 \text{m}^2/\text{s}$ を与えたが、鉛直方向に関しては、KEYP S タイプ⁴⁾ に従い、各層での大気成層の安定状態を加味して決定した。

初期条件としては、快晴で無風状態を仮定した。すなわち、すべての風速成分を 0 とした。さらに、温度に関しては、標高が 0 m の地点では、観測値をもとに海を含め全域で 9°C を与えた。標高が 0 でない陸地の地点では、大気成層は安定しているものとみなし、各高度における温位を与えた。また、計算期間はすべて快晴とみなし、太陽の天頂角は、1994年の12月5日の視赤緯 ($\delta = -22^\circ$) および緯度 ($\phi = 32.67^\circ$) を用いて計算した。

時間積分に関しては 3 段階の leap-frog 法を採用する。時間の差分間隔は 12 秒とした。この時間ステップはノイマン型の安定条件を満たす。

また、地表面の高度 z_G は、国土地理院の 1/25000 の

地図を用い、20m 間隔で読みとった。

4. 数値計算結果

計算対象領域は長崎市を中心とする長崎県南部地域である。それを図-2に示す。同図のメッシュ間隔は前述のように 2 Km である。

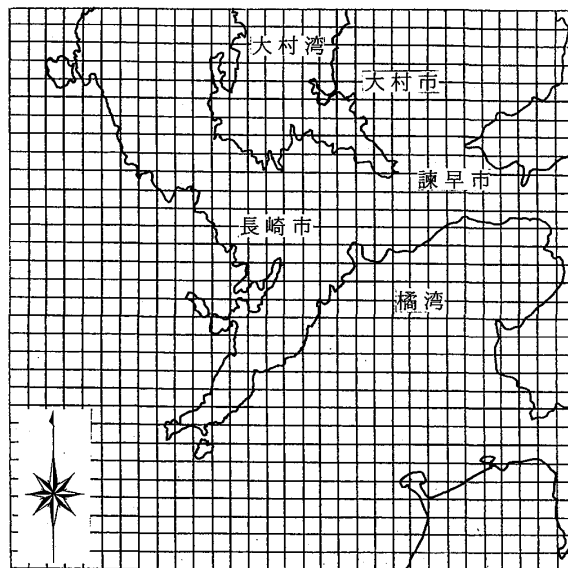


Fig. 2 Computational region

この地域の地形的特徴としては、複雑な海岸線形状と急峻な山地である。海岸線形状が複雑なことは図-2からも容易に分かるが、西海岸においてその傾向が著しい。また、長崎市北西部に位置する西彼杵半島、南西部に位置する長崎半島は比較的急峻な山地からなり、さらに、大村市北東部には 1000m を越す多良岳山系がある。

つぎに、この地域の中心に位置する長崎市に着目すると、東西側には、長崎半島および西彼杵半島の延長線上にある金比羅山、稲佐山があり、市街地は中島川および浦上川によって挟まれた南北の谷間地形に形成されている。また、市街地の周囲にある急峻な斜面地には、標高 200~300m 付近まで住宅地が密集している。これらのことが、他の地方都市と大きく異なる点である。

1994年12月5日天文データを基に、午前6時を計算開始時刻とし、以後30時間の計算を行う。初期条件は無風状態を考え、1時間ごとに計算結果を出力し、異常がないことを確認したのちに次の計算を行った。計算開始時刻から10時間経過した16時から4時間ごとの風速ベクトルを図-3に示す。

この図からは、日の出とともに、ほとんどの領域において、海から陸へと向かう流れ海風が生じることが

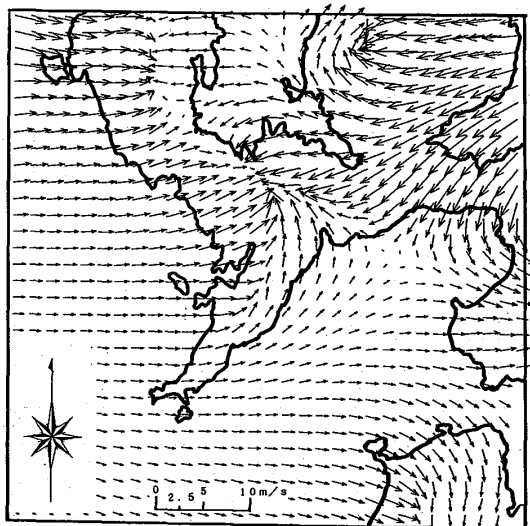


Fig. 3-a Horizontal wind field at $z^*=100\text{m}$. T=16 LST.

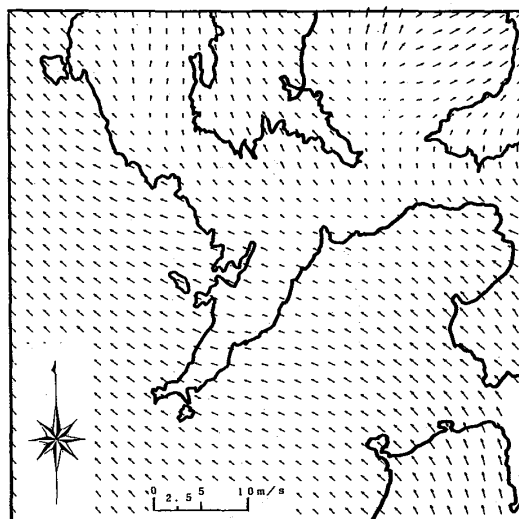


Fig. 3-d Horizontal wind field at $z^*=100\text{m}$. T=4 LST.

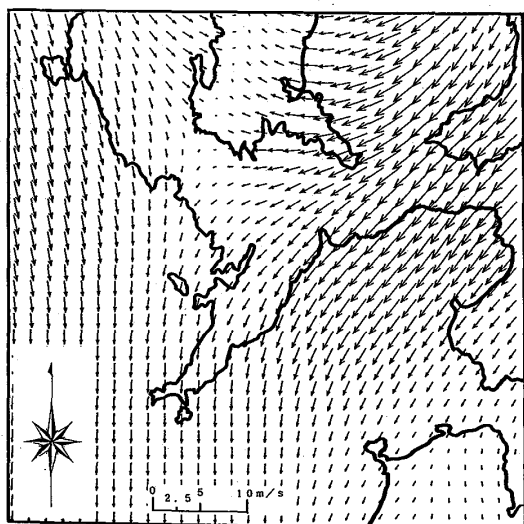


Fig. 3-b Horizontal wind field at $z^*=100\text{m}$. T=20 LST.

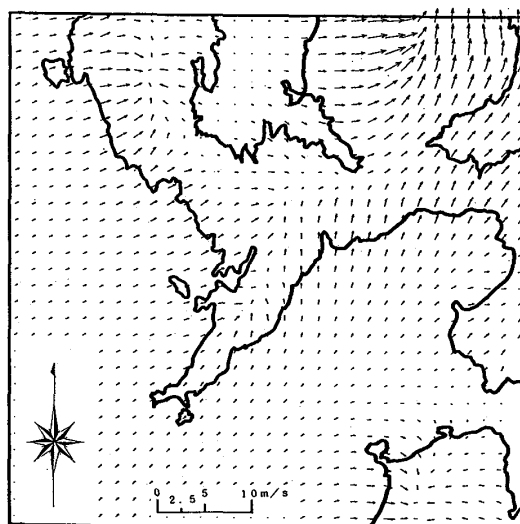


Fig. 3-e Horizontal wind field at $z^*=100\text{m}$. T=8 LST.

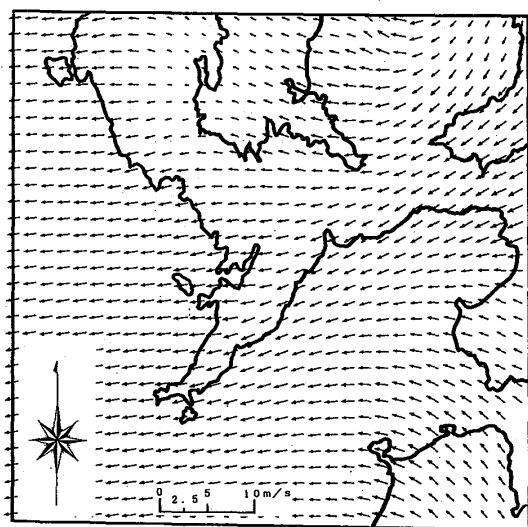


Fig. 3-c Horizontal wind field at $z^*=100\text{m}$. T=0 LST.

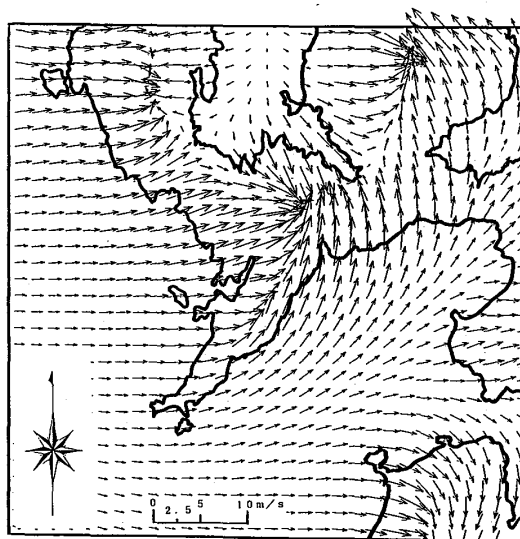


Fig. 3-f Horizontal wind field at $z^*=100\text{m}$. T=12 LST.

分かる。太陽放射により、海陸間に温度差が生じていることを示す。太陽が南中する正午頃に海風はピークに達し、多良岳や西彼杵半島の山岳地帯、長崎市北東部に位置する長崎バイパスの山岳地帯などに風は収束するが、複雑な流れを呈している。さらに時間が経過し日没を迎えると、海風は弱まり、次第に陸風に変わる。そして、そのピークは午後10時頃に達する。この風の流れは、海風と異なり複雑ではない。

温度分布は陸地のみを計算対象とし、長崎市街地の2点（旭大橋、稲佐山山腹）の地温と野外観測の実測値とを比較した。数値計算より得られた稲佐山山腹の地温の経時変化を図-4に示す。

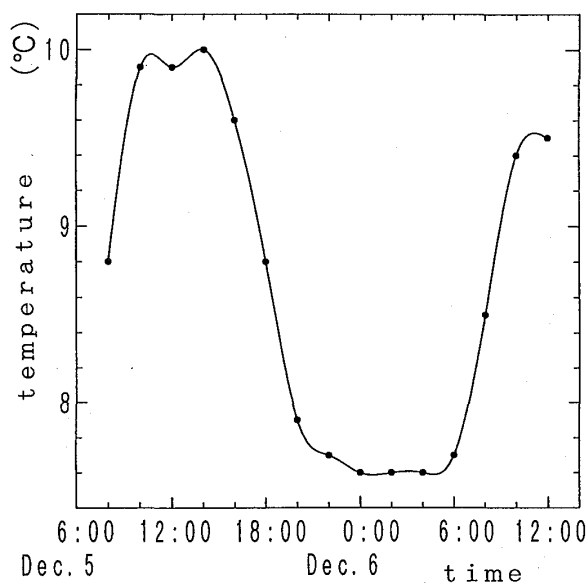


Fig. 4 Variation of temperature.

5. 野外における気象観測および観測結果

急峻な山地地形が局地的な気象に及ぼす影響を調べるために1994年12月2日から11日にかけて、浦上川を挟む東西両斜面の金比羅山山麓と稲佐山の東斜面の8地点で気象観測を行った。測定項目は気温および風向・風速であり、すべて1分間隔で記録した。地上気温は、地上1.5mに設置した百葉箱内で自記温度計(MDL)を用いて測定した。また、上記8地点中、3地点では、MDLを数個取り付けた係留気球を用いて、高度80mから150mまでの気温の鉛直分布を測定した。

それらの観測値と数値計算より得られた結果との比較では、風については、風向は数値計算と実測値とはほとんど一致するが、風速は一致しない。これは数値計算では、初期条件として、無風状態を仮定したこと、また、境界条件として、計算領域周辺でノイマン型の条件を用いたことなどによるものと思われる。

気温については、実測値の日較差は10℃以上になる

が、数値計算ではその1/3程度しか評価していない。これは、数値計算で用いた地表面におけるエネルギーバランスに問題があるものと思われる。

5. 結 論

長崎南部地域の海陸風数値計算を行うことにより以下のことが明らかになった。

- ・陸風に比べ海風の平面ベクトル図は複雑である。これはz*座標を採用し、3次元地形効果を考慮したため、様々の方向から山岳地帯を上昇する流れが発生することを意味する。

- ・海風は陸風に比べやや大きくなる傾向がある。そして、その最大値は約5m/sである。さらに、海風は、海岸付近から起こり、徐々に内陸方向へ進む。

- ・陸風のピーク時は正午頃に、海風のピーク時は午後10時頃に迎える。その中間時に無風状態(凧)が起こる。

また、今回行った数値モデルの問題点としては、以下のことが考えられる。

- ・基本式を誘導した過程での近似処理は妥当なのか。その中でも、ブシネスク近似および静水圧近似を施したことに問題はないのか。

- ・水平方向のメッシュ間隔は2Kmとしたが、このスケールでz*座標系を採用できるのか。

- ・水温を一定としたこと。さらに、陸地では、土地利用状況や高度に拘わらず、アルベドを一定としたこと。

以上のことより、さらに、数値モデルを改良する必要があるものと思われる。また、同時に放射を含めた気象項目の微細な実測が必要である。

謝 辞

今回の数値計算シミュレーションは八代高専の大河内康正先生の開発されたプログラムを用いた。また、貴重なるご助言を頂いた。記して謝意を表します。

参 考 文 献

1. Mahrer, Y. and Pielke, R. A.: The effect of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model, Mon. Wea. Rev., 105, pp.1151-1162, 1977.
2. 大河内康正, 和方吉信: 山岳地形をもつ海陸風の三次元数値モデル, 八代高専紀要, 第4号, pp. 9-18, 昭和57年3月.
3. 大河内康正: 海陸風のシミュレーション, 局地気象研究会講演論文集, 第10号, 日本農業気象学会 局地気象研究部会, pp.21-33, 1994

4. Kondo, H. and Gambo, K.: The effect of the mixing layer on the sea breeze circulation and the diffusion of the pollutants associated with land-sea breezes, J. Meteor. Soc. Japan, 57, 560-575, 1979.