

海風により発達する内部境界層の数値シミュレーション

野沢 徹

要 旨

オクラホマ大学で開発されている領域予報モデル (ARPS) を用いて、海面と陸面の地表面温度差により誘起される海風の数値シミュレーションを行い、陸面上に発達する内部境界層の発達過程およびその維持機構を調べた。内部境界層は海風前線の後面下層に発達し、その高さは海岸線からの距離の $1/2$ 乗に比例する。境界層内では温位擾乱の水平移流項と乱流混合項とがほぼ釣り合うことにより、強い不安定成層が維持されている。

キーワード：内部境界層，海風，領域予報モデル (ARPS)

1. はじめに

内部境界層は地表面特性(粗度長，地表面温度，湿度など)の急激な変化により発達する境界層である。地表面特性が急激に変化している代表例は海陸の境界すなわち海岸線付近である。海洋と陸地では地表面特性，特に表面温度および粗度長が異なるため，海風時には海岸線付近から内陸へ向けて境界層が発達する。このような海岸線付近に発達する内部境界層に関しては，これまでに様々な研究が行われている。Durand et al. (1989) はオランダの海岸において内部境界層の集中観測を行い，その乱流構造を明らかにした。また，彼らは観測結果を基に内部境界層の数値シミュレーションを行い，境界層の高さについて議論している。Sha et al. (1991) は海岸線に垂直な鉛直2次元平面内で海陸風の数値シミュレーションを行い，重力流として見た海風，特に海風前線後面に発生する Kelvin - Helmholtz 渦について調べた。また，彼らは，海風前線の後面下層に内部境界層が発達していることを示している。しかし，これらの研究では，内部境界層の発達過程や維持機構についてはほとんど調べられていない。本研究では，海陸の分布に合わせて地表面温度および粗度長が急激に変化する場合の内部境界層の数値シミュレーションを行ない，その発達過程および維持機構を明らかにする。不安定成層した内部境界層がどのように発達し維持されているのかを調べる。

2. モデルの概要と初期条件

2.1 数値モデル

数値計算には，オクラホマ大学の Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS) で開発された，非静水圧・圧縮性の局地予報モデル (Advanced Regional Prediction System 略して ARPS) を用いる。サブグリッドスケールの乱流混合には1.5次の乱流運動エネルギークロージャーを，地表面フラックスには安定度や粗度長に依存したパラメタリゼーションを用いる。簡単のため乾燥大気を仮定し，水蒸気を含む物理過程は考慮しない。また，コリオリ力も考慮しない。数値誤差を減少させるため，水平方向には2次の，鉛直方向には4次の数値混合項を付加する。また，音波を抑制するために，発散減衰項も付加している。方程式系や数値計算上の詳細な設定などは Xue et al. (1995) に詳しく書かれているため，ここでは触れない。

計算領域および格子配置の概要図を Fig.1 に示す。計算は，海岸線に垂直な水平 $75\text{ km} \times$ 鉛直 5 km の鉛直2次元平面内で行う。地表面の左側 $1/3$ (25 km) を海洋，右側 $2/3$ (50 km) を陸地とする。水平方向の格子点数は750，格子間隔は $\Delta x = 100\text{ m}$ で等間隔とする。鉛直方向の格子点数は100とし，格子間隔は下層ほど小さくなるように設定する (Fig.1参照)。なお，最下層での格子間隔は $\Delta z_{\min} = 10\text{ m}$ である。

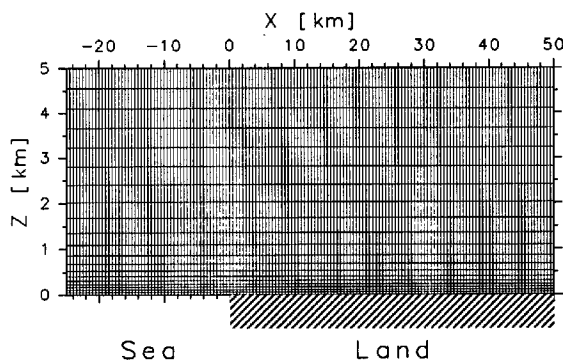


Fig. 1 Schematic of the configuration of the computational domain and that of the grid.

2.2 基本場および境界条件

基本状態における大気は弱安定であるとし、基本場の温位 $\bar{\theta}(z)$ は次のように設定する：

$$\bar{\theta}(z) = 290 + \Gamma z, \quad (1)$$

ここで、 $\Gamma \equiv d\bar{\theta}/dz = 2.0 \times 10^{-3}$ K/m は基本場の温位の鉛直勾配である。また、基本場(初期場)の大気は静止している ($\bar{u} = \bar{v} = 0$) とする。

陸面上の地表面温度は 292.5 K、海面水温は 290.0 K で一定とする。陸面の粗度長は 0.1 m とし、海面における粗度長 z_0 は Anderson (1993) の観測結果より、水平風速に依存して次のように与える：

$$z_0(u) = \frac{\Delta z_{\min}}{2} \exp\left(-\frac{k}{\sqrt{C_{dm}}}\right), \quad (2)$$

$$C_{dm} = (0.4 + 0.079 u) \times 10^{-3}, \quad (3)$$

但し、 k ：カルマン定数、 C_{dm} ：空力学抵抗係数、 u ：水平風速である。

側面境界には波動伝播型の開境界条件 (Durrant and Klemp, 1983) を適用する。上下端境界はともに固体壁とし、上端での波の反射を防ぐために、3 km より上層では Rayleigh 減衰により各物理量の変動を抑制している。

2.3 時間積分法

ARPS は音波を含むモデルであるため、音波を含む項と含まない項とを異なった時間差分で解く time-splitting 積分法を用いている。音波を含む項は Crank-Nicolson 法により時間差分 $\Delta t_{\text{smi}} = 0.25$ s で、それ以外の項は leapfrog 法により時間差分 $\Delta t_{\text{big}} = 3.0$ s で解く (詳細は Xue et al. (1995) 参照)。

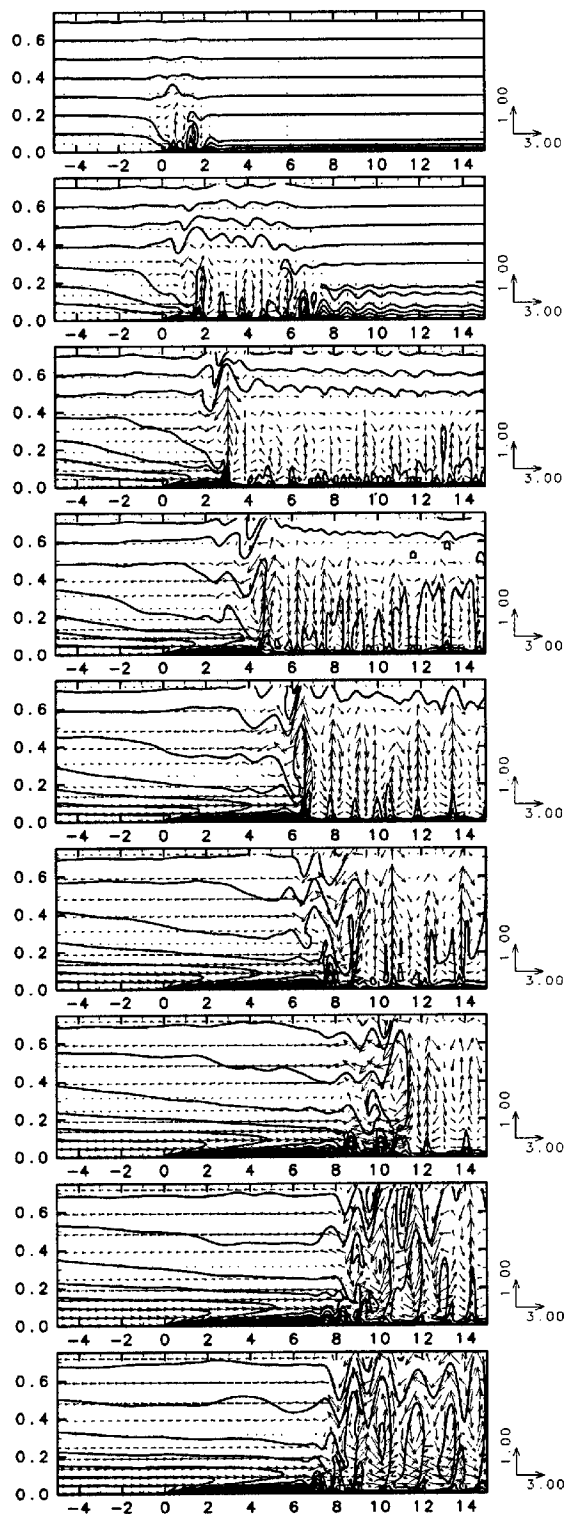


Fig. 2 Evolution of the potential temperature (contour) and the velocity (vector) fields. The numbers on the abscissa indicate the distance from the shoreline [km] : positive for inland and negative for sea. The numbers on the ordinate indicate the height [km]. The figures are shown for every one hour. Contour interval is 0.2 K. Unit vector [m/s] is also shown in rhs of the figures.

3. 結果および考察

3.1 内部境界層の発達過程

温位場 θ と風速ベクトル (u, w) の時間発展を Fig.2 に示す。最上段が計算開始から1時間後の温位と風速の分布であり、以下1時間毎に9時間後(最下段)まで示している。陸面上の大気は地表面との温度差によって熱せられ、地表付近には不安定層 ($\partial\theta/\partial z < 0$) が形成される。海岸線付近には温位の水平勾配が生じるため、 x - z 平面に垂直な反時計回りの渦度が誘起され(小倉, 1997)、海岸線付近で最初のブリュームが発生する(1時間後)。このブリュームがトリガーとなって、内陸側にも複数のブリュームが発生する(2-3時間後)。最初のブリュームによって生じた上昇流域は海風により陸側へと移動し、内陸で発生したブリュームを次々と併合しながら海風前線を形成する(3-7時間後)。海風前線後方では下層で海風、上層で陸風となっており、風速が 0 m/s となる高さは約 300 m である。また、海風の最大値は高さ 50 m 付近に存在する(7時間後)。海風前線の後面下層には海上の冷たい大気が陸側へ侵入しており、陸上で熱せられた暖かい大気の上に乗り上げている。この負の温位勾配を持つ層が内部境界層である。

海風前線の後面上層には温位変動の激しい領域が存在している。これは、海風前線が静止大気中に進行することによって生じた風下山岳波であると考えられる。海風前線を形成している対流が高くなるにつれて風下山岳波の振幅も大きくなり、やがて碎波を起こす。このことは 5-7 時間後の図からも明らかである(7時間後の図における $x = 10$ km, $z = 300$ m 付近が最も特徴的である)。

海風前線は7時間後には海岸線から 10 km 付近まで到達しているが、それ以降は内陸へと侵入していないように思われる。これは、下層にある内部境界層の上端付近から新たな対流が発生しているためであると考えられる。

Fig.3 は高度 200 m における鉛直速度 w の水平距離-時間断面図を示す。最初に海岸線付近($x \sim 0$ km)で発生したブリュームは、海岸線から内陸側約 8 km までの対流を次々と励起していることがわかる。内陸側 8 km 以遠では、温位の鉛直逆勾配がきつくなったため、ベナール対流が発生している。陸面上に発生した対流はほとんど移動していないが、いくつかは互いに併合してより強い上昇流域を形成している。最も海岸寄りのブリュームは海風前線であり、隣接するブリュームを次々と併合しながら内陸側へと移動している。海風前線の移動速度は初期には非

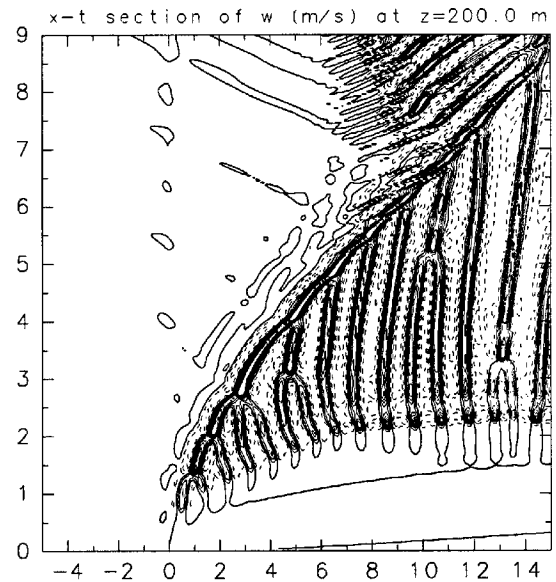


Fig. 3 Horizontal distance-time cross section of the vertical velocity at $z = 200$ m. The numbers on the abscissa indicate the distance from the shoreline [km] as in Fig.2. The numbers on the ordinate indicate the time [hour]. Contour interval is 0.2 m/s and negative areas are denoted by dashed lines.

常に遅いが、隣り合うブリュームを併合すると同時にその速度が増加している。計算開始から3時間後以降は海風前線の移動速度がほぼ一定となっており、約 0.6 m/s で内陸へと進行している。海風前線後面には風下山岳波による下降・上昇流域も見られる。7時間後には海風前線後方でも対流が発生しているが、海風前線はさらに内陸へと進んでおり、9時間後には海岸線から 15 km 付近まで到達している。これより、Fig.2 において、7時間後以降は海風前線が見かけ上進行していないように見えていたのは、海風前線後方で対流が発生しているためであることがわかる。

3.2 内部境界層の構造

Durand et al. (1989) に従って、内部境界層の上端を「温位の鉛直勾配が基本場の鉛直勾配を越える ($\partial\theta/\partial z > d\bar{\theta}/dz$) 最低高度」と定義する。表現こそ異なるものの、この高さは Sha et al. (1991) による内部境界層の高さの定義と一致する。Fig.4 は9時間後における内部境界層の高さを示す(図中の*記号)。内部境界層の上端は海岸線からの距離とともに高くなっていることがわかる。

Fig.4 で示された内部境界層上端の高度を海岸線からの距離 x の関数として示したものが Fig.5 である。海岸線に近い領域 ($x \leq 1$ km) では、境界層の

深さは $x^{1/3}$ の分布に近いが、それ以遠の内陸では $x^{1/2}$ の分布に近い。この内部境界層上端の高度分布 ($x^{1/2}$) は、Venkatram (1986) による見積もりと一致する。

Fig.4 に示したように、内部境界層内では温位の鉛直逆勾配が非常に強く、不安定となっている。Fig.2 にも見られるように、このような不安定層は時間発展の初期の段階から形成されており、長時間に渡って堅固に維持されている。このような温位分布がどのように維持されているのかを調べるために、温位擾乱 $\theta'(x, z, t)$ の式の各項を診断してみる。本数値実験では、温位擾乱は以下の式によって支配されている：

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta'}{\partial x} - w \frac{\partial \theta'}{\partial z} - w \frac{d\bar{\theta}}{dz} + D_{\theta'}, \quad (4)$$

但し、 $D_{\theta'}$ は温位擾乱の乱流混合項である。Fig.6 は、内部境界層における (4) 式の各項評価を示す。各図は以下の量を示している：

- 左上：温位擾乱の水平移流項 ($-u \partial \theta' / \partial x$)
- 右上：温位擾乱の鉛直移流項 ($-w \partial \theta' / \partial z$)
- 左下：基本場の温位の鉛直移流項 ($-w d\bar{\theta} / dz$)
- 右下：温位擾乱の乱流混合項 ($D_{\theta'}$)

温位擾乱の水平移流項は海岸線付近で比較的大きな負の値を示している。これは、海面上の冷たい大気が海風によって移流されていることを示している。内部境界層内では鉛直速度が非常に小さいため (Fig.4), 温位擾乱および基本場の温位の鉛直移流項はともに小さい。乱流混合項は境界層内で強い正の値を示しており、地表面から与えられた熱を上方へと輸送している。海岸線付近に着目してみると、乱流混合項と水平移流項とがほぼ釣り合っていることがわかる。他の2項は無視できるほど小さいため、これらの項が互いに打ち消し合うことにより、Fig.4

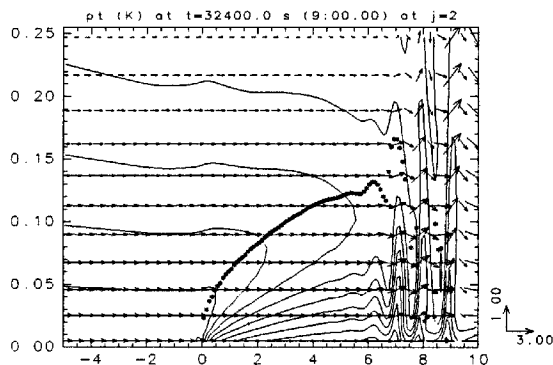


Fig. 4 Enlarged figure of the last one in Fig.2. Thick asterisks denote the top of the thermal internal boundary layer (see text for definition).

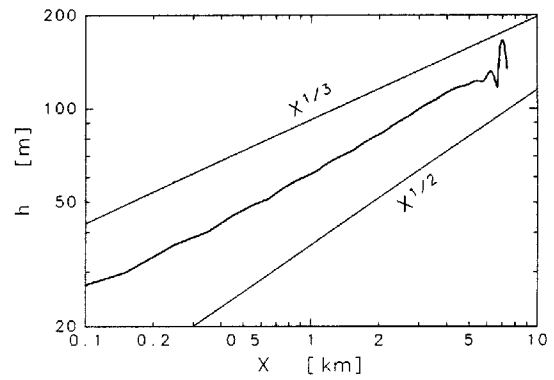


Fig. 5 Height of the thermal internal boundary layer. The $x^{1/2}$ and $x^{1/3}$ lines are also shown.

に見られるような不安定層が維持されていると考えられる。

4. まとめ

オクラホマ大学で開発されている領域予報モデル (ARPS) を用いて、海岸線に垂直な鉛直2次元平面内において海風時に発達する内部境界層の数値シミュレーションを行った。陸面上に発達する内部境界層の発達過程およびその維持機構について調べた。

地表面の水平温度差に起因して最初のブリュームが海岸線付近で発生し、それがトリガーとなって内陸側にも次々とブリュームが発生する。海岸線付近で最初に生じたブリュームは、隣接するブリュームを次々と併合しながら海風前線となって内陸へと進行する。海風前線後方の下層には不安定成層した内部境界層が発達し、長時間に渡って維持される。内部境界層上端の高度 h を「温位勾配が基本場の温位勾配を越える最低高度」と定義すると、 h は海岸線からの距離 x の $1/2$ 乗に近い分布を示す。この分布は Venkatram (1986) による見積もりと一致している。内部境界層内では鉛直速度が小さいために温位の鉛直移流が小さく、水平移流と乱流混合とが互いに打ち消し合っているために、強い不安定層が維持されている。

Acknowledgment

The simulation was made using the Advanced Regional Prediction (ARPS) developed by the Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), University of Oklahoma. CAPS is supported by the National Science Foundation and Federal Aviation Administration under Grant ATM92-20009. The computation was done in part on the KDK system at Radio Atmospheric Science Center, Kyoto University.

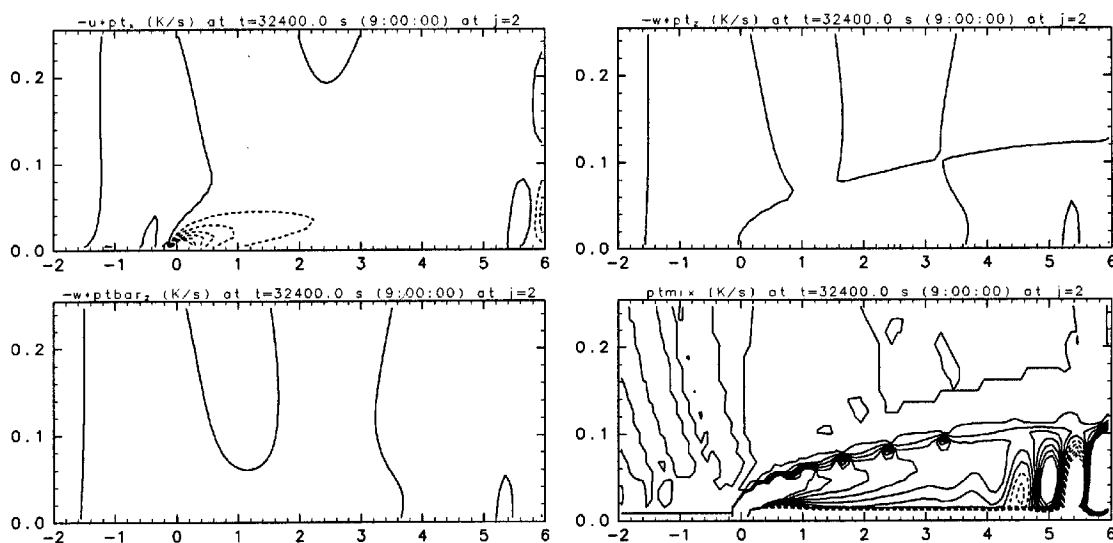


Fig. 6 Diagnosis of each term on the potential temperature equation. (upper left) : horizontal advection of θ' , (upper right) : vertical advection of θ' , (lower left) : vertical advection of $\bar{\theta}$, and (lower right) : turbulent mixing for θ' . Contour interval is 0.5 K/s and negative areas are denoted by dashed lines.

参考文献

- 小倉義光 (1997) : メソ気象の基礎理論, 東京大学出版会, pp.81-96.
- Anderson, R. J. (1993) : A study of wind stress and heat flux over the open ocean by the inertial-dissipation method, *J.Phys.Oceanogr.*, Vol.23, pp.2153-2161.
- Durand, P., Briere, S. and Druilhet, A. (1989) : A sea-land transition observed during the COAST experiment, *J.Atmos.Sci.*, Vol.46, pp.96-116.
- Durran, D. R. and Klemp, J. B. (1983) : The effects of moisture on trapped mountain lee waves, *J.Atmos.Sci.*, Vol.39, pp.2490-2506.
- Sha, W., Kawamura, T. and Ueda, H. (1991) : A numerical study on sea/land breezes as a gravity current: Kelvin-Helmholtz billows and inland penetration of the sea-breeze front, *J.Atmos.Sci.*, Vol.48, pp.1649-1665.
- Venkatram, A. (1986) : An examination of methods to estimate the height of the coastal internal boundary layer, *Boundary-Layer Meteorol.*, Vol.36, pp.149-156.
- Xue, M., Droegemeier, K. K., Wong, V., Shapiro, A. and Brewster, K. (1995) : ARPS version4.0 user's guide, Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), Univ. of Oklahoma.

A Numerical Experiment on the Internal Boundary Layer Produced by the Sea Breeze

Toru Nozawa

Synopsis

In order to investigate the development and the maintenance of the thermal internal boundary layer (TIBL), a numerical simulation on sea breeze, which is induced by the horizontal difference of the surface temperature, was performed using the Advanced Regional Prediction System (ARPS) developed by the Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), University of Oklahoma. The TIBL is developed in the lower part behind the sea breeze front, and the height of TIBL is nearly proportional to $x^{1/2}$, where x is the distance from the shoreline. In the TIBL, the horizontal advection of the disturbance potential temperature is nearly comparable to the turbulent mixing of it, so that the unstably stratified TIBL is maintained.

Keywords : Internal boundary layer, Sea breeze, Advanced regional prediction (ARPS)