

有明海沿岸域における大気-陸面・海面間のエネルギー循環に関する研究

熊本大学 学生員 ○川内 聡
正会員 滝川 清 田中 健路

1. はじめに

日本の都市部は沿岸域に発達している。そこで影響してくるのが局地風の一つである海陸風である。海陸風は海域と陸域の熱容量の差で発生する温度差に伴って駆動するものである。現在、海陸風の研究は様々行われているが、それらは海域と陸域の境界線が常時移動しない場所を対象としたものがほとんどであり、有明・八代海の干潟域のような潮汐に伴って汀線が時間的に変化する場合にはいまだ説明されていない。

そこで、本研究では潮汐に伴う汀線移動を考慮することで干潟域の加熱量(温度変化量)がどのように変化して上空の大気循環のどのような影響を与えるのかを検証した。

2. 数値モデル

2.1. 領域予報モデル(ARPS)の概要と現状

ARPS (Advanced Regional Prediction System)は、オクラホマ大学が開発した、メソスケール気象数値モデルである。このモデルは、準圧縮・非弾性型の非静水圧モデルで、音波や重力波などによる影響を考慮することができる。また、日射や地中温度・水分量を計算することで、地表面温度・フラックスを予測し、それに伴う海陸風などの大気循環をシミュレートできる。

地表面温度・水分量を予測するのに用いられている土壌モデルは、強制復元法に基づく Noilhan - Planton (1989) のモデル(NP89)である。これは、表層数cmとそれ以下の約 1mの深層の温度と水分を計算している。だが、冠水と干出を繰り返す干潟域においてとりうる表層付近の複雑な温度・水分プロファイル²⁾を再現するには、2層では不十分であり、熱伝導方程式・水分・水蒸気移動の方程式をベースにした土壌物理モデルを別途与える必要がある。

2.2. 陸面・土壌モデルの改良

1) 基礎方程式

今回導入する土壌モデル³⁾は、鉛直1次元の温度((1)式)・液状水((2)式)・水蒸気((3)式)の移動方程式から成る。

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_T \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\rho_{liq} \frac{\partial \theta_{liq}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{liq} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} - k_{liq} g - E_{vap} \right) \quad (2)$$

$$\rho_{vap} \frac{\partial \theta_{vap}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{vap} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} + E_{vap} \right) \quad (3)$$

ここで、 C_T は体積熱容量、 T は土壌温度、 ρ_{liq} ρ_{vap} は液状水・水蒸気密度、 k_T k_{liq} k_{vap} はそれぞれ熱伝導係数・不飽和透水係数・水蒸気透水係数、 ψ_m はマトリックポテンシャル、 E_{vap} は水蒸気の湧き出しを表す。

液状水・水蒸気とマトリックポテンシャルとの関係はそれぞれ次のように与えた。

$$\theta_{liq} = \theta_{sat} (\psi_m / \psi)^{1/\alpha} \quad (4)$$

$$\theta_{vap} = (\theta_{sat} - \theta_{liq}) q_{sat} \exp(M_w \psi_m / RT) \quad (5)$$

θ_{sat} は飽和体積含水率、 q_{sat} は飽和混合比、 M_w は水 1モルの質量(0.018kg/mol)、 R は気体定数(8.31J/molK)である。

地表面温度に関する境界条件は次式で与えられる。

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(Rn - H - LE_a + k_{liq} \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} \right) \quad (6)$$

Rn, H, LE_a は、正味放射・顕熱・潜熱フラックスで、 H, LE_a はバルク法によって求められる。水分・水蒸気については式(2)、(3)の括弧内に、それぞれ降水量 P と上空大気への蒸発量 E_a を加えることで、境界条件として与えることができる。地下側は日変化の影響が無視できる十分な深さまで計算領域を与えることにより、一定値として与えられる。

2) 潮汐プロセスの導入

潮汐による表層土壌への(海)水の侵入を考慮するため、地盤高と潮位を別途与え、潮位が地盤高より高い場合を冠水、低い場合を干出しているとみなす。簡単化のため、海水温度は一定として、冠水時の表層土壌は飽和状態、かつ温度は海水温度となるようにした。また、大気側とのカップリングの際に冠水領域の地表面水分量を 1.0として与えた。

3. 数値実験

3.1. 実験の概要

今回は、NP89モデル(汀線移動なし, case 1-2)と改良型モデル(汀線移動あり, case 3)をARPSに組み込み、2次元シミュレーションを行うことで、干潟の存在が熱エネルギー相互作用に伴って、上空の大気循環に与える影響について評価を試みた。計算領域は陸側 10km 海側 10km 鉛直

方向 10km として、格子間隔は水平方向 100m、鉛直方向 200m とした。また、初期時刻を 2001/10/31 06:00(JST)として、日の出直前から日射エネルギーを与える。初期の海水温・地表面温度は 290K、地中水分は 40%(体積含水率)とした。

改良型モデルを導入した計算においては、海域側の地盤高分布を西本ら(2001)による白川河口域における地盤高測量結果を基に与えた。潮位は、熊本新港における潮汐調和定数(H4)を用い、干潮時刻が 14:00 頃になるように位相を与えた。

また NP89 では汀線移動が表現できないため、海域の陸域境界から 2km までを仮想干潟領域とし、case1 では常時冠水(海域)、case2 では常時干出(陸域)と見なして計算した。

3.2. 結果

図-1 に case 1 の地表風速の時空間分布を示す。図中の $x < 0$ が海域、 $x > 0$ が陸域にあたる(以下の図も同様)。計算 4 時間後に海陸境界付近に海風前線が発達し、陸側へと進行していく様子が現れている。その進行速度は、前線前面(陸側)に形成される熱対流によって、加速・減速(前線の強化・衰弱化)を繰り返している。

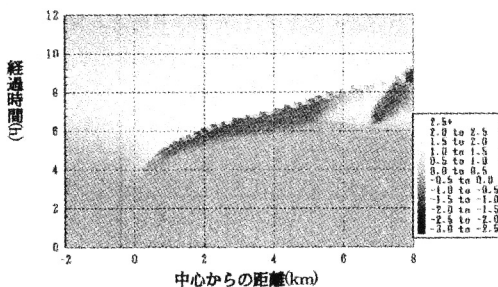


図-1: 地表風速の時空間分布(case1)

図-2 は case 3 における地表面水分量の分布である。潮位変動に伴い、水分量 1.0 の領域が左側へと移動して干潟が露出している様子が現れている。図中の干潟域(A)と陸域(B)の2点の地表面温度の時間変化を調べると図-3のようになった。図-3 には、同じ時刻に実施した熊本新港の干潟域での地表面温度観測⁴⁾の結果も並べて示す。干潟の露出に伴い、A 点での地表面温度の上昇の様子が現れており、この点では定性的には良く再現されている。また、水平風速の時空間分布(図 4)をとると、海陸風前線が陸側へ進行する初期段階で case1 よりも早く発達することが促された。

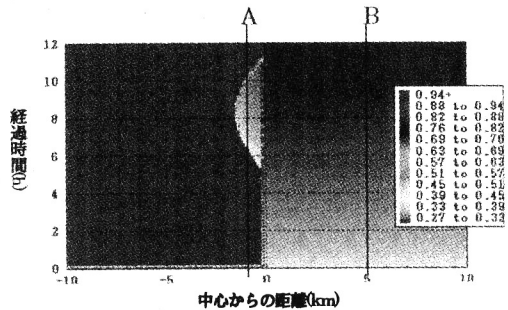


図-2: case 3 における地表面水分の時空間分布

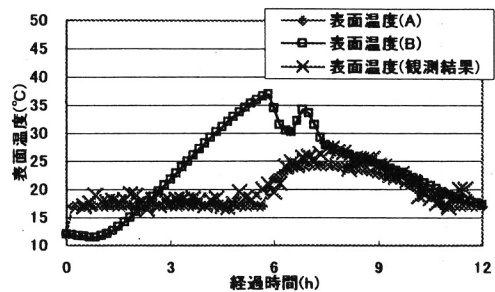


図-3: 地表面温度の時間変化

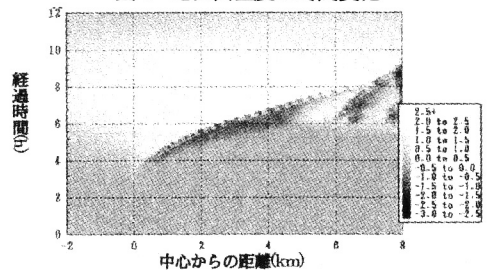


図-4: 地表風速の時空間分布(case3)

4. まとめ

干潟域の存在が海陸風前線発達へもたらす寄与について本研究では数値実験にて検証した。発達段階において多少の寄与が見られたが、干潟時刻を変えたときなどでのような影響が現れるか、今後更なる検討が必要である。

【参考文献】

- 1) Noilhan, J. and Planton, S. (1989): A simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models, *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 537-549
- 2) 朴鍾和、中山哲毅、瀬戸昌洋 (1996): 沿岸干潟域における底泥の環境特性、*水工研報*, **18**, 1-19
- 3) Campbell G S., (1985): *Soil Physics with Basic*, Elsevier Science Publishers.
- 4) 川内 聡 (2002): 有明海沿岸域における大気-陸面・海面間のエネルギー循環に関する研究、熊本大学大学院自然科学研究科、修士論文