

$k - \varepsilon$ モデルを用いた
森林の2次元シミュレーション

岐阜大学大学院
工学研究科 博士前期課程
土木工学専攻
大気陸面水環境研究室 (水環境工学講座)

鈴木一成

2002年2月6日

目次

1	はじめに	1
2	森林のモデル化	3
2.1	森林のモデル化について	3
2.2	本研究モデルの全体構成	3
3	本研究モデルの説明	5
3.1	大気-植生間のエネルギー交換について	5
3.1.1	葉面及び地表面での熱収支	5
3.1.2	葉面及び地表面におけるフラックス	5
3.1.3	気孔コンダクタンス	6
3.1.4	放射伝達	7
3.1.5	葉面温度及び地表面温度	8
3.2	乱流輸送について	9
3.2.1	$k-\epsilon$ モデル	9
3.2.2	森林の大気への影響	9
3.2.3	温度場0方程式モデル	10
3.3	圧力について	12
3.3.1	連続式と圧力	12
3.3.2	緩和法	12
3.4	境界条件及び計算方法について	13
3.4.1	境界条件	13
3.4.2	対数則	13
3.4.3	計算方法	14
4	実験条件の決定方法	15
4.1	観測データについて	15
4.2	森林葉面積密度データの作成について	17
4.3	モデルパラメータについて	23
4.4	実験方法について	25
5	結果および考察	26
5.1	1次元モデルでの観測値の再現	26
5.2	2次元モデルと1次元モデルの比較	31
5.3	2次元モデルでの不均一性に関する検討	35
5.4	森林境界に関する検討	42
6	まとめ	47
	謝辞	48
	参考文献	49

1 はじめに

地球表面にはさまざまな形態の地表面状態(水面(海面、湖面、川面)、雪面、裸地面、草地、森林、人工物(コンクリート、アスファルトなど))があり、その表面における熱・物質(H_2O 、 CO_2)交換の特徴の違いによって局地的スケールから全球スケールのエネルギー・物質循環が形成されている。こうしたさまざまな地表面上において熱・物質輸送課程を調べることは気候形成の理解、環境問題の改善処置などのために非常に重要と考えられる。過去においてさまざまな地表面上の熱・物質フラックスについて研究が行われてきたが、近年、地球温暖化問題に関連して草地、森林などの陸域生態系のはたらきが注目されている。特に森林はその広大な面積と生物量の大きさからそのはたらきは大きいと考えられる。

地球温暖化問題に対する森林のはたらきには、温室効果抑制の側面と、温室効果加速の側面がある。温室効果抑制の側面としては、蒸発量が多く地表面温度は加熱されにくいことや、水蒸気の凝結による雲の形成量の増大に伴う太陽放射遮蔽。そして、葉面での光合成による CO_2 の吸収などがある。逆に温室効果加速の側面として、アルベドが低いことや地表面からの長波放射遮蔽、呼吸による CO_2 放出などがある。また呼吸以外にも CO_2 については、植物体に固定された炭素が落葉と枯死によって林床土壌に堆積し、微生物による分解作用によっても大気中に返されている。このように森林には地球温暖化問題に対して2つの側面を持っており、正味でどれだけ森林が抑制あるいは加速させているのかを、土壌も含めた植生 - 大気連続系として考えて評価することが重要になる。

現在、全世界の各種生態系において、熱収支や CO_2 フラックス等を長期的に連続観測するプロジェクト FLUXNET が行われている (Baldocchi et al. 1996¹⁾)。この観測によるデータは将来的に統合化され、陸域生態系の研究に非常に有用なデータとなる。従来、FLUXNET は欧米を中心とした研究グループによって推進されてきたが、全球をカバーする有効なデータベースにするため、さらに多くの研究グループの参加が求められている。そのような要請に応える目的で、日本および東アジア地域のフラックス観測をネットワーク化する AsiaFLUX が設立され、多くの研究グループの参加を呼びかけている (福嶋 2000²⁾)。

このように世界各国で多くの観測がなされているが、その観測方法は森林内の1ないし2ヶ所に樹高を越える高いタワーを建て、これに測器を設置するというものである。先に述べたように森林研究で重要なことは、正味でどれだけ森林が温室効果抑制にはたらくかということである。けれども森林内は小さなスケールでみた場合一様とみなせることは少なく、これらの観測結果は常に樹木配置の不均一性の影響を受けていて、森林の代表性を表しているか疑問が残る。しかしながらそれに対応した観測は、現実には非常に困難である。そこでこれらの観測値が領域の代表値として適切かどうかを、モデルを利用した数値解析により検証することが必要である。

水面、雪面、裸地面における研究では、地表面の物理的状态を表すパラメータからバルク交換係数を用いて精度よく熱フラックスが計算されることがわかっている (Kondo and Saigusa 1990³⁾、Matsushima and Kondo 1995⁴⁾、Kondo and Xu 1997⁵⁾)。しかし植生を含む地表面については、植生が環境の変化に応じて気孔開閉をすることによって蒸発量を変化させ、温度コントロールをしているために、その植生応答を表す植物生理学的パラメータも考えなければならない。その植生応答の表現方法として気孔抵抗(またはコンダクタンス)がある (Jarvis 1976⁶⁾、Collatz et al. 1991⁷⁾)。このような植生応答を取り入れた大気-植生モデルには、地表面を1層、あるいは2層として取り扱う簡単なもの (Brutsaert 1979⁸⁾、Yamazaki et al. 1992⁹⁾、Acs 1994¹⁰⁾、Watanabe 1994¹¹⁾、Mabuchi et al. 1997¹²⁾) からもっと多くの層に分割して計算を行うもの (Kondo and Watanabe 1992¹³⁾、Su et al. 1996¹⁴⁾、Matsushima and Kondo 1997¹⁵⁾、Seen et al. 1997¹⁶⁾、神田ら

1977¹⁷⁾、Baldocchi and Meyers 1998¹⁸⁾) まで、多く提案されてきた。しかしながらこれらの多く(特に多層モデルに関して)は、鉛直 1 次元モデルであり、森林内の不均一性を考えることができない。

そこで本研究では、植生層を細かく分割した 2 次元の多層モデルを作成し、都市内にある二次林での観測データをもとに、1 日のシミュレーションを行った。森林の鉛直分布のみを考慮した 1 次元計算の結果と、水平分布も取り入れた 2 次元計算の結果を比較し、1 次元モデルでは表現できない、森林内の移流による効果、樹木の不均一性による各種鉛直フラックスの場所による違いなどの考察を行う。さらに森林境界の影響などについての考察も行う。

第 2 章においては森林のモデル化について説明する。第 3 章では本研究モデルについて、その中に使われている方程式系を挙げながらその計算過程を説明する。そして第 4 章では観測結果から、モデルに必要な各パラメータ、森林分布、初期値などの決定方法および実験方法を説明する。第 5 章では今回行った 3 パターン(1 次元、2 次元、森林境界)の計算結果と観測結果を様々な方向から比較をし、1 次元モデルでは表現できない現象、不均一性による影響および森林境界について考察も行った。

2 森林のモデル化

2.1 森林のモデル化について

森林上に降り注ぐ日射のエネルギーは、一部が葉面などで反射され、別の一部が林冠を透過して地面に達するが残りの大部分は葉などに吸収される。吸収されたエネルギーによって、葉などに含まれる水分が蒸発したり、それらに接する空気が暖められる。このとき群落内の大気中に放たれた熱や水蒸気は、群落内を通り抜ける風の渦（乱流）によって群落の外へ運び出され、大気中へ広がっていく。森林ではこのような過程を経て大気との間で熱や水蒸気がやりとりされている。これを、森林の葉量、葉の光学的特性、風に対する抵抗係数、葉の熱交換特性、葉層と地面の蒸発効率（蒸発の起こりやすさを表す指数）などの指数を組み合わせる表現しなければならない。ところで、植物は天候などに応じて葉の気孔を開閉し、光合成の速度を調節しているが、このとき同時に蒸散の速度も変化する。すると、日射エネルギーのうち蒸発に使われる割合が変化し、大気に及ぼす影響が変化することになる。つまり、森林などの植生地においては、植物の生理作用による気孔の開閉の様子をモデルに取り入れなければならない。

2.2 本研究モデルの全体構成

今回、作成したモデルの概念図を Fig.1 に示す。

大気からの日射エネルギーは森林上端で一部反射され、残りは植生層を減衰しながら地表面に到達する。大気からの長波放射に関しても同様に森林の下層に入るにつれて減衰する。また、地表面もその温度 T_g に対応する放射 σT_g^4 を上向きに射出し、上方に伝達されるにつれて減衰する。

葉面に吸収された日射と長波放射のエネルギーは葉面の熱収支によって、長波放射、顕熱 (H_l)、潜熱 (LE_l)、森林への著熱に配分される。それぞれのフラックス量に関しては葉面抵抗 (r) を用いて表すことができる。葉面抵抗は葉面境界抵抗と気孔抵抗によって求まり、気孔抵抗に関して本研究では Jarvis(1976)⁶⁾ の気孔コンダクタンスモデルを用いている。同様に地表面においても顕熱 (H_g)、潜熱 (LE_g)、地中熱流量 (G) が求まる。

葉面からのフラックスは乱流によって森林外に運ばれる。乱流輸送に関しては $k-\epsilon$ モデルで表現した。

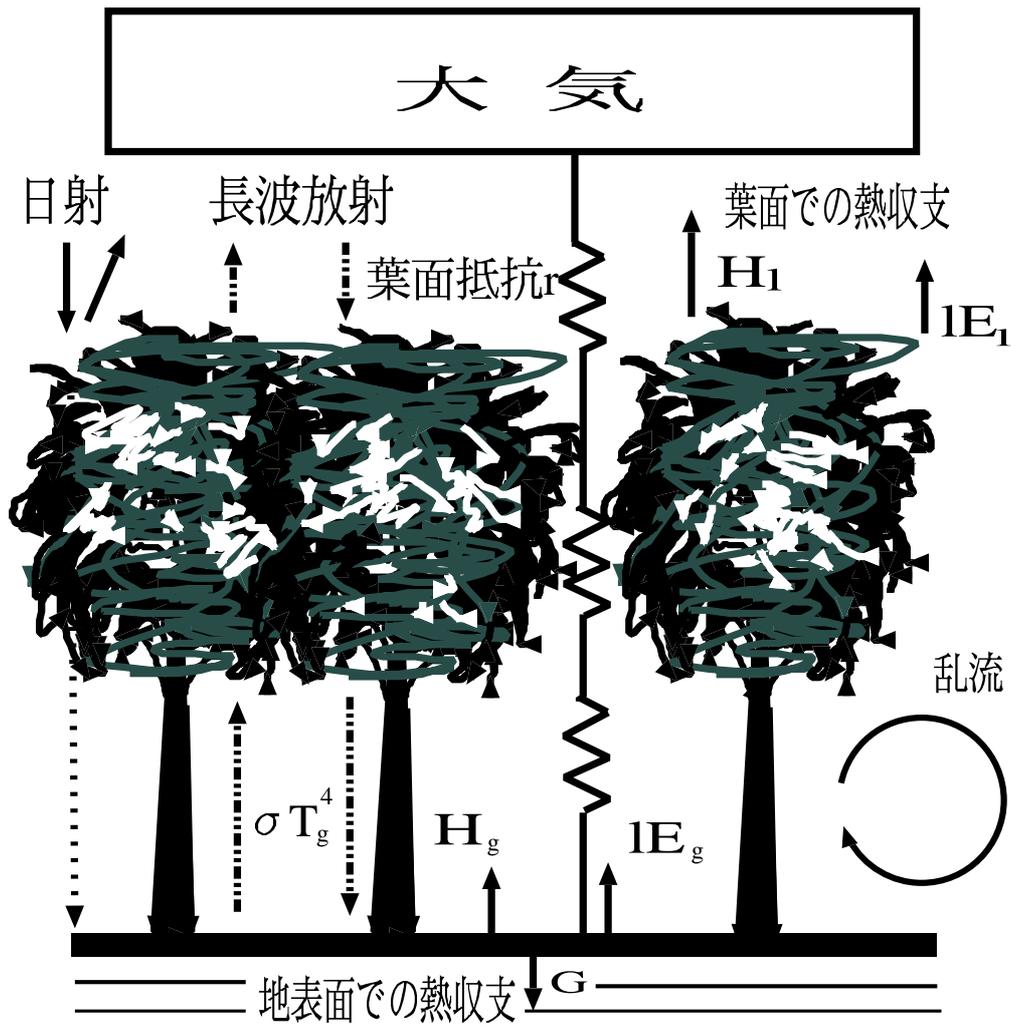


Fig. 1: モデルの概念図

3 本研究モデルの説明

各種の植生で覆われた森林内の乱流輸送、及び、大気との間で行われるエネルギー・物質交換過程を調べるために本研究では鉛直 80 層 (1[m] 間隔、植生層は内 18 層)、水平 10 層 (10[m] 間隔) に分割して計算を行う 2 次元の植生多層モデルを作成した。森林内での放射過程は 1 次元であると仮定し、構成する方程式系は高橋 (1999)¹⁹⁾ の鉛直 1 次元モデルとほとんど同じである。植生活動を表現するために Jarvis(1976)⁶⁾ による気孔抵抗の式を用い、また葉内 CO₂ 濃度を考慮することによって光合成による CO₂ 動態も計算対象にしている。乱流輸送は $k - \epsilon$ モデルに基づいて計算しており、森林の取り扱いは平岡ら (1989)²⁰⁾ の作成した乱流モデルを用いた。

以下にモデルを構成する方程式系について説明する。

3.1 大気-植生間のエネルギー交換について

3.1.1 葉面及び地表面での熱収支

葉面に吸収された日射と長波放射のエネルギーは、長波放射、顕熱、蒸発の潜熱、森林への貯蓄に使われる。このことを式で表すと葉面で単位面積あたり次のようになる。

$$FS^\downarrow + F(L^\downarrow + L^\uparrow) = 2F\sigma T_l^4 + H_l + lE_l + F_l \quad (1)$$

森林最上層のみ、

$$(1 - ref_c)FS^\downarrow + F(L^\downarrow + L^\uparrow) = 2F\sigma T_l^4 + H_l + lE_l + F_l \quad (2)$$

ここで S^\downarrow 、 L^\downarrow 、 L^\uparrow はそれぞれ葉に入射してくる下向き短波放射 [Wm^{-2}]、下向き長波放射 [Wm^{-2}]、上向き長波放射 [Wm^{-2}] である。森林内では本来、ある層で反射された短波放射がその上の層に影響を与えるのだが、本研究モデルでは簡単化のため、最上層で森林キャノピーとして短波放射を反射し、下の層では反射を考えないこととした。したがって ref_c は森林キャノピーとしてのアルベドである。また F は葉の傾きを表すファクターであり、0 から 1 の間の値をとる。葉に入射してくる放射の方向に対して葉の方向が水平のとき F は 0、垂直のとき 1 をとる。本研究においては森林を構成する葉の傾きの分布はランダムであると仮定し 0.5 としている。 σT_l^4 は葉面から放射される長波放射 [Wm^{-2}] である。 $(\sigma$ はステファン・ボルツマン定数 [$Wm^{-2} K^{-4}$]、 T_l は葉面温度 [K] を表す)。 H_l 、 lE_l はそれぞれ葉面における顕熱フラックス [Wm^{-2}]、潜熱フラックス [Wm^{-2}] である。 l は水の気化熱 [Jg^{-1}] を表し、 E_l は蒸発量 [g] を表す)。 F_l は葉面への熱エネルギーフラックス [Wm^{-2}] である。

同様に地表面においてもエネルギーはバランスしており、単位面積あたり次式が成り立つ。

$$(1 - ref_g)S_g^\downarrow + L_g^\downarrow + L_g^\uparrow = H_g + lE_g + G \quad (3)$$

ここで ref_g は地表面のアルベド、 H_g 、 lE_g はそれぞれ地表面からの顕熱フラックス [Wm^{-2}]、潜熱フラックス [Wm^{-2}]、 G は地中熱流量 [Wm^{-2}] である。

3.1.2 葉面及び地表面におけるフラックス

葉面における各種フラックス、熱 (H_l)、水蒸気 (E_l)、CO₂ (F_{co_2}) はおのこの交換係数 c_h 、 c_e 、 c_{co_2} を用いて次のように表される。

$$H_l = c_p \rho c_h U [T_l - T] \quad (4)$$

$$E_l = \rho c_e U [q_{sat}(T_l) - q] \quad (5)$$

$$F_{CO_2} = c_{CO_2} U [C_{leaf} - C] \quad (6)$$

ここで c_p は空気の定圧比熱 [$\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$]、 ρ は空気密度 [kgm^{-3}]、 U は風速 [ms^{-1}]、 $q_{sat}(T_l)$ は葉面温度 T_l [K] における飽和比湿 [gkg^{-1}]、 q は比湿 [gkg^{-1}]、 C_{leaf} は葉の細胞間隙内の CO_2 濃度 [ppm]、 C は大気中の CO_2 濃度 [ppm] である。 C_{leaf} に関しては、原菌ら (1996)²¹⁾ にしたがって次のように日射量の関数として与えている。

$$C_{leaf} = C_{leaf,MAX} \exp[-\mu_C S^{\downarrow}] \quad (7)$$

また蒸散と CO_2 フラックスには気孔抵抗を考慮しており、Jarvis(1976)⁶⁾ の気孔コンダクタンス g_s (詳細は次節) を用いている。

c_h と c_e 、 c_{CO_2} の関係は $r_a = 1/c_h U$ 、 $r_s = 1/0.018 g_s$ とすると次式のように表される (ここで分母の 0.018 は g_s と単位を合わせるための係数で、水蒸気の分子量 $18 \times 10^{-3} [\text{kgmol}^{-1}]$ である)。

$$\frac{1}{c_e U} = r_a + r_s \quad (8)$$

$$\frac{1}{c_{CO_2} U} = 1.6^{2/3} r_a + 1.6 r_s \quad (9)$$

CO_2 に関して水蒸気の交換速度との差を表す係数 $1.6^{2/3}$ 、 1.6 は Caemmerer and Farquhar(1981)²²⁾ に従った。この係数で表される分だけ CO_2 は水蒸気に比べて抵抗が大きく交換されにくいことを表している。

地表面における各フラックスは次のように表される。ただし、 CO_2 に関しては観測から決められた地表面温度のみの関数としている。

$$H_g = c_p \rho \overline{w} t = c_p \rho \alpha_t \frac{[T_g - T]}{dz} \quad (10)$$

$$E_g = \rho \beta \overline{w} q = \rho \beta \alpha_t \frac{[q_{sat}(T_g) - q]}{dz} \quad (11)$$

$$F_{CO_2,soil} = R_{20} \times 2^{(T_g - 293.15)/10} \quad (12)$$

ここで T_g は地表面温度 [K]、 $q_{sat}(T_g)$ は地表面温度 T_g [K] における飽和比湿 [gkg^{-1}]、 $\overline{w} t$ は乱流熱フラックス [Km^{-2}]、 $\overline{w} q$ は乱流水蒸気フラックス [$\text{gkg}^{-1}\text{m}^{-2}$]、 dz は地表面から最下層までの距離 [m] である。また α_t は熱の乱流拡散係数 [m^2s^{-1}] で、詳しくは乱流輸送 (3.2) の節で述べる。 β は蒸発効率で、本研究では地面は十分に湿っていると考え 1 とした。

3.1.3 気孔コンダクタンス

本研究では先に述べたように、気孔コンダクタンス g_s を環境要素により表現する際に、Jarvis(1976)⁶⁾ によるモデルも用いる。Jarvis(1976) のモデルでは、気孔コンダクタンスを表現する環境要素として、光合成有効放射量 PAR、気温 T 、飽差 D 、土壌水分ポテンシャル ψ 、気孔細胞内 CO_2 濃度 C_i 、クチクラ層コンダクタンス g_{cw} を挙げている。ここで C_i や g_{cw} は測定が非常に困難である一方で g_s に対して無視できるほど影響が小さい (Pearcy et al. 1989²³⁾)。さらに土壌水分ポテンシャル ψ についても、湿潤な気候帯に成立する森林では無視することができる (檜山 2000²⁴⁾)、ということがわかっている。したがって本研究ではそれらの影響を考えず、以下の式で気孔コンダクタンスを表現する。

$$g_s = g_{s,MAX} f(Q) f(T) f(D) \quad (13)$$

ここで g_s と $g_{s,MAX}$ の単位は $[\text{molH}_2\text{O m}^{-2}\text{s}^{-1}]$ である。 $g_{s,MAX}$ は環境要因からのストレスを受けていない場合の最大気孔コンダクタンス、 $f(Q)$ は光合成有効放射量 $\text{PAR}[\text{Wm}^{-2}]$ の関数で放射量の大小によって $g_{s,MAX}$ からの減少を表現する。 $f(T)f(D)$ は全ストレスであり、 $f(T)$ は気温によるストレス、 $f(D)$ は飽差によるストレスであり、それぞれ $0 \sim 1$ の値をとる。全くストレスがない場合には、

$$g_s = g_{s,MAX} f(Q) \quad (14)$$

となる。 $f(Q)$ に経験式を代入し、式 (14) は式 (15) で表現される。

$$g_s = \frac{g_{s,MAX} \cdot \text{PAR}}{\text{PAR} + g_{s,MAX}/A} \quad (15)$$

ここで A は樹種や環境に応じた定数である。また本研究では、 $\text{PAR} = 0.45S^\downarrow$ で表現できるものとする (高橋 1999¹⁹)。

気温に関するストレス関数は、

$$f(T) = \left(\frac{T - T_n}{T_o - T_n} \right) \left(\frac{T_x - T}{T_x - T_o} \right)^{(T_x - T_o)/(T_o - T_n)} \quad (16)$$

で表現できる。ここで T は気温 [$^\circ\text{C}$]、 T_n, T_o, T_x はそれぞれ気孔コンダクタンスを表現する際の最小気温 [$^\circ\text{C}$]、最適気温 [$^\circ\text{C}$]、最大気温 [$^\circ\text{C}$] である。

飽差に関するストレスは様々なものがあるが、本研究では下記の式を採用する。

$$f(D) = 1 - B\Delta e \quad (17)$$

ここで D は飽差 [kPa]、 B は樹種や環境に応じた定数である。飽差は水蒸気の圧力 e [kPa] と飽和水蒸気圧 e_{sat} [kPa] との差であり、飽和水蒸気圧は以下の式 (Paul R. Lowe 1976²⁵) より、温度 [$^\circ\text{C}$] の関数として求まる。

$$e_{sat} = a_0 + T(a_1 + T(a_2 + T(a_3 + T(a_4 + T(a_5 + a_6T)))))) \quad (18)$$

$a_i (i = 0, 1, \dots, 6)$ は定数である。また、水蒸気の圧力と、比湿 q [gkg^{-1}] には次の関係がある。

$$q = \frac{622(e/p)}{1 - 0.378(e/p)} \quad (19)$$

ここで p は大気圧 [kPa] である。

本研究で使用した定数については、次章で述べる。

3.1.4 放射伝達

先に述べたように本研究モデルでは簡単化のために、放射過程は 1 次元とし葉面での反射は考ない。したがって日射量の森林内での減衰は次の式で表される。

$$\frac{dS^\downarrow}{dz} = FaS^\downarrow \quad (20)$$

a は葉面積密度 [m^{-1}] (単位体積内にある葉の表面積)、 F は葉の傾きファクターである。

長波放射に関しては次の 2 式によって下向き、上向き放射量がそれぞれ求められる。

$$\frac{dL^\downarrow}{dz} = FaL^\downarrow - Fa\sigma T_c^4 \quad (21)$$

$$\frac{dL^\uparrow}{dz} = -F_a L^\uparrow + F_a \sigma T_c^4 \quad (22)$$

T_l は葉面温度 [K]、 σ はステファンボルツマン定数 [$\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$]。境界条件は以下ようになる。

- 上端で $S^\downarrow(h) = S_h^\downarrow$ (与える)、 $L^\downarrow(h) = L_h^\downarrow$ (与える)
- 地面付近で $L^\uparrow(0) = \sigma T_g^4$

3.1.5 葉面温度及び地表面温度

葉面、及び地表面での熱収支は式 (1),(3) で表現できた。したがって葉面温度 [K]、及び地表面温度 [K] について以下の式が成り立つ。

$$\frac{dT_l}{d\tau} = \frac{F_l}{\rho_l \cdot C_l \cdot V_l} \quad (23)$$

$$\frac{dT_g}{d\tau} = \frac{G}{\rho_g \cdot C_g \cdot V_g} \quad (24)$$

ここで、 τ は時間 [s]、 ρ_l, ρ_g はそれぞれ葉、土の密度 [kgm^{-3}]、 C_l, C_g はそれぞれ葉、土の比熱 [$\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$]、 V_l, V_g はそれぞれ葉、土の体積 [m^3] である。

3.2 乱流輸送について

3.2.1 $k-\varepsilon$ モデル

乱流輸送は $k-\varepsilon$ モデルで計算する。乱流モデルには様々なものがあるが今回 $k-\varepsilon$ モデルを選んだ理由を簡単に説明する。まず、小スケールの乱れのみをパラメータ化する LES モデルがあるがこれは乱流の 3 次元性によりモデルを 3 次元にする必要がある。また群落内の乱流拡散係数を一定とする K-理論では各高度における運動量フラックスを局所的な風速勾配だけで表現している。しかし実際の森林では、内外の大きな風速差が原因となり、大きな運動量をもつ森林上空の空気塊が森林内に直接侵入することによる運動量輸送もある。空気塊の侵入後、風は葉の茂る樹間部ですぐに弱まるが、森林下部の開けた空間では穏やかに減衰する。このために森林内の平均風速は地面に近い高度に弱いピークをもつ。この現象は上から順番に運動量が伝わりようとする K-理論では表すことができない。

その点 $k-\varepsilon$ モデルは、空気の運動のすべてを記述している粘性流体の運動方程式 (NS 方程式) のレイノルズ応力を、乱流エネルギー k と粘性消散率 ε で表現したモデルであり、計算が煩雑ではあるが、乱流の本質を K-理論より現実的に表すことができる利点がある。

3.2.2 森林の大気への影響

植生層内では葉面上でエネルギー・物質の交換が行われ、単位体積の大気について以下の量が交換される。

運動量に関しては、

$$Fr_i = a \cdot C_d U_i [U_j^2]^{\frac{1}{2}} \quad (25)$$

温度に関しては、

$$F_t = \frac{aH_l}{\rho c_p} \quad (26)$$

比湿に関しては、

$$F_q = \frac{alE_l}{l\rho} \quad (27)$$

CO₂ 濃度に関しては、

$$F_c = aF_{co_2} \quad (28)$$

{ Fr_i , F_t , F_q , F_c } はそれぞれ単位体積あたりの大気中の {運動量、温度 [K]、比湿 [gkg⁻¹]、CO₂ 濃度 [ppm]} の、森林による単位体積あたりの変化量で、 H_l 、 lE_l 、 F_{co_2} は式 (4)~(6) で表される森林からの顕熱、潜熱、CO₂ フラックス [Wm⁻²]、 a は葉面積密度 [m⁻²]、 C_d は葉面との運動量の交換係数である。

また、乱流エネルギー k と粘性消散率 ε に関する森林の取り扱いについては、平岡ら (1989)²⁰⁾ と同様に、以下の式で表現した。

$$F_k = U_i \cdot Fr_i \quad (29)$$

$$F_\varepsilon = \frac{k^{\frac{3}{2}}}{L} \quad (30)$$

式 (30) の L は物体によって作り出される渦の特徴長さを表し、ここでは葉面積密度をもちいて、

$$L \propto \frac{1}{a} \quad (31)$$

とする。

式 (25)~(30) で表される森林からのフラックスを標準型の $k - \varepsilon$ モデルの基礎方程式に取り込むと以下ようになる (Table 1)。

ν は分子粘性係数 [m^2s^{-1}]、 g_i は重力加速度 [m s^{-2}]、 T_r は基準温度 [K]、 B は体膨張係数 [T^{-1}]、 α は熱の分子拡散係数 [m^2s^{-1}] である。式 (43) の森林の項にかかる係数 C_{pe} について、平岡ら (1990)²⁶⁾ は値を変えて実験を行い、もっとも観測と一致するものを選んでいる。本研究でも係数を変更して予備実験を行い、観測結果と近い値を採用した (詳細は次章)。その他の係数については標準的な $k - \varepsilon$ モデルの係数を用いた。

式 (32) の右辺第 3 項や式 (45) で表される浮力による乱れや分子運動による輸送 (分子粘性係数 ν による拡散) の効果は植物群落内では相対的に小さい (近藤 1994²⁷⁾) ので、本研究モデルにおいてその項は無視した。またこれらの式は後述のスタガード格子を用いて、陽解法で解いた。

3.2.3 温度場 0 方程式モデル

運動量方程式 (32) 中のレイノルズ応力 $\overline{u_i u_j}$ 同様、式 (35) で表されるエネルギー方程式においても、乱流熱流束 $\overline{u_i t}$ を求めることが必要である。本研究においては、渦拡散近似を用いて式 (39) で表現した。ここで α_t は熱の乱流拡散係数 [m^2s^{-1}] であり、乱流粘性係数 ν_t とともに求める方程式が必要となってくる。先に説明してきたように ν_t に関しては、乱流エネルギー k と粘性消散率 ε から求めている。 α_t を求めるための微分方程式の数により温度場 0 方程式モデル、温度場 2 方程式モデル等の乱流伝熱数値解析モデルがある。本研究においてはその中で最も単純な、温度場 0 方程式モデルを利用した。

0 方程式モデルは、 α_t を前もって場所 x_i 、プラントル数 $\text{Pr}(=\nu/\alpha)$ 等の関数として適当に与えるものである。本研究においては壁乱流に近いと考え、乱流 $\text{Pr}=0.9$ (一定) となるように $\alpha_t = 0.9\nu_t$ を与えた。

Table 1: 森林を抵抗として取り入れた標準型の $k - \varepsilon$ モデルの基礎方程式

$$\frac{DU_i}{D\tau} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial x_i} + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - \overline{u_i u_j} \right) - g_i B(T - T_r) - Fr_i \quad (32)$$

$$\overline{u_i u_j} = \frac{2}{3} k \delta_{i,j} - \nu_t \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (33)$$

$$\nu_t = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (34)$$

$$\frac{DT}{D\tau} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\alpha \frac{\partial T}{\partial x_i} - \overline{u_i t} \right) + F_t \quad (35)$$

$$\overline{u_i t} = -\alpha_t \frac{\partial T}{\partial x_i} \quad (36)$$

$$\alpha_t = \frac{\nu_t}{Pr_t} \quad (37)$$

$$\frac{Dq}{D\tau} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\alpha \frac{\partial q}{\partial x_i} - \overline{u_i q} \right) + F_q \quad (38)$$

$$\overline{u_i q} = -\alpha_t \frac{\partial q}{\partial x_i} \quad (39)$$

$$\frac{DC}{D\tau} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\alpha \frac{\partial C}{\partial x_i} - \overline{u_i c} \right) + F_c \quad (40)$$

$$\overline{u_i c} = -\alpha_t \frac{\partial C}{\partial x_i} \quad (41)$$

$$\frac{Dk}{D\tau} - DIFF(k) = P_k - \varepsilon + G_k + F_k \quad (42)$$

$$\frac{D\varepsilon}{D\tau} - DIFF(\varepsilon) = \frac{\varepsilon}{k} (C_{\varepsilon 1} P_k - C_{\varepsilon 2} \varepsilon + C_{\varepsilon 3} G_k + C_{p\varepsilon} F_\varepsilon) \quad (43)$$

$$P_k = -\overline{u_i u_j} \frac{\partial U_i}{\partial x_j} \quad (44)$$

$$G_k = -g_i B \overline{u_i t} \quad (45)$$

$$DIFF(k) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ \left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_k} \right) \frac{\partial k}{\partial x_j} \right\} \quad (46)$$

$$DIFF(\varepsilon) = \frac{\partial}{\partial x_j} \left\{ \left(\nu + \frac{\nu_t}{\sigma_\varepsilon} \right) \frac{\partial \varepsilon}{\partial x_j} \right\} \quad (47)$$

$$C_\mu : 0.09、C_{\varepsilon 1} : 1.44、C_{\varepsilon 2} : 1.92、C_{\varepsilon 3} : 1.44、\sigma_k : 1.0、\sigma_\varepsilon : 1.3$$

3.3 圧力について

3.3.1 連続式と圧力

森林内 $k - \varepsilon$ モデルの基礎方程式 (Table.1)、式 (1),(3) で表現される葉面及び地表面の熱収支方程式、そして式 (23),(24) の葉面温度、地表面温度の予報式を解くことにより圧力以外の物理量に関しては、現在の場から次の時間の場を求めることができる。しかしながら圧力については時間発展の式がないので、ステップ毎に次式で表される Euler の連続式を満たすように値を求める必要がある。

$$\frac{\partial U_i}{\partial x_i} = 0 \quad (48)$$

ここで、圧力と連続式を結びつける目的で、式 (32) を x_i で発散をとり、連続式を考慮することにより圧力に関するポアソン方程式を導き出す。この方程式を解くことにより、ある時刻 τ における速度場 (u^τ, w^τ) から、連続式を満たすような圧力場 p^τ を求める。 $k - \varepsilon$ モデルの基礎方程式は、 $(u^\tau, w^\tau), P^\tau$ よりただちに、 $(u^{\tau+1}, w^{\tau+1})$ が求まるので、この圧力に関するポアソン方程式を解くことにより数値シミュレーションが可能となる。

3.3.2 緩和法

圧力に関するポアソン方程式の右辺を $C_{i,j}$ として、格子幅一定の条件で差分の式に直すと、

$$\frac{P_{i+1,j} - 2P_{i,j} + P_{i-1,j}}{(\Delta x)^2} + \frac{P_{i,j+1} - 2P_{i,j} + P_{i,j-1}}{(\Delta z)^2} = C_{i,j} \quad (49)$$

と表すことができる。この式 (49) を $P_{i,j}$ について解くと、次のようになる。

$$P_{i,j} = \frac{(P_{i+1,j} + P_{i-1,j}) \cdot (\Delta z)^2 + P_{i,j+1} + P_{i,j-1} \cdot (\Delta x)^2 - C_{i,j} \cdot (\Delta z)^2 \cdot (\Delta x)^2}{2(\Delta z)^2 + 2(\Delta x)^2} \quad (50)$$

ここで、圧力場 P にある初期値を与え、式 (50) の右辺にその初期値を代入し、その答えを (左辺) = $P_{i,j}^{(1)}$ とする。こうして全ての点において圧力場 $P^{(1)}$ を求める。そして今度はその圧力場 $P^{(1)}$ を初期値として、(左辺) = $P_{i,j}^{(2)}$ を求める。これを繰り返し、 n 回目の圧力場 $P^{(n)}$ と $n + 1$ 回目の圧力場 $P^{(n+1)}$ の差がなくなるまで繰り返す (式 51)。

$$P_{i,j}^{(n+1)} = \frac{(P_{i+1,j}^{(n)} + P_{i-1,j}^{(n)}) \cdot (\Delta z)^2 + P_{i,j+1}^{(n)} + P_{i,j-1}^{(n)} \cdot (\Delta x)^2 - C_{i,j} \cdot (\Delta z)^2 \cdot (\Delta x)^2}{2(\Delta z)^2 + 2(\Delta x)^2} \quad (51)$$

そして差がなくなったら $P_{i,j}^{(n+1)}$ を $P_{i,j}^\tau$ とする。この方法は、緩和 (Relaxation) 法と呼ばれている。今回はこの方法を用いて、ある時刻 τ における速度場 (v^τ, w^τ) から、連続式を満たすような圧力場 P^τ を求めた。

3.4 境界条件及び計算方法について

3.4.1 境界条件

一部については基礎方程式の説明中にも記述したが、改めてここで本研究モデルの境界条件を示す。

- 地表面境界

風速はゼロ、乱流エネルギー k 、粘性消散率 ε は対数則から求める（詳しくは次節）。また、それによって求められた乱流拡散係数を地表面のバルク係数としている。温度、比湿は地表面の熱収支式 (3) にしたがう、 CO_2 濃度は土壌呼吸を表す式 (12) にしたがう。圧力に関しては境界で、風速等より求まる運動量方程式 (32) 中の圧力勾配を与えている。

- 上層境界

上端に壁面を設け、それを動かすことによって水平風速を与えている。地表面同様に鉛直風はゼロ、乱流エネルギー k 、粘性消散率 ε は上壁での対数則から求めている。温度、比湿、 CO_2 濃度、下向き短波放射、下向き長波放射は上層で観測値を与えている（詳細は次章）。圧力は地表面同様、圧力勾配を与えている。

- 水平境界

モデルを水平方向には周期境界であると考え、右端の右は左端、左端の左は右端とする。

3.4.2 対数則

本研究モデルでは最下端の乱流エネルギー k と粘性消散項 ε は対数則から求めている。

地表面からごく近い対数則領域では、高さ $z[\text{m}]$ における風速 $U[\text{ms}^{-1}]$ は、摩擦速度 $u_*[\text{ms}^{-1}]$ を用いて次式で表すことができる。

$$U = \frac{u_*}{\kappa} \log(z/z_0) \quad (52)$$

ここで、 κ は Karman (カルマン) 定数と呼ばれる定数で実験から、0.4 とされている。また z_0 は粗度高で、地面の形状より定まる。

乱流エネルギーの輸送方程式 (42) において、対数領域であるため移流項と拡散項を無視すると、

$$\nu_t \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 - \varepsilon = 0 \quad (53)$$

が得られる。この領域ではせん断応力 $\nu_t \partial U / \partial z$ が、壁せん断応力 $\tau_w / \rho = u_*^2$ にほぼ等しいことがわかっている。

$$\nu_t \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right) \approx \frac{\tau_w}{\rho} = u_*^2 \quad (54)$$

さらに、乱流拡散係数の定義式 (34) を利用して、

$$k = \frac{u_*^2}{\sqrt{C_\mu}} \quad (55)$$

である。同様に、粘性消散率 ε に関して式 (53) より、

$$\varepsilon = \nu_t \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 \quad (56)$$

を得ることができる。式 (52) および式 (54) などを利用して上式を変形すると、 ε は、

$$\varepsilon = \frac{u_*^3}{Kz} \quad (57)$$

と与えられる。

本研究では風速から摩擦速度 u_* を求め、それを用いて最下層の k と ε を求めている。

3.4.3 計算方法

本研究モデルにおける未知係数は、風速 (u, w)、圧力 P 、気温 T 、比湿 q 、 CO_2 濃度 c 、葉面温度 T_l 、地表面温度 T_g 、さらに各層における放射量 ($S^\downarrow, L^\downarrow, L^\uparrow$) である。

上端で放射量を時間変化させているので、放射伝達式 (20)~(22) により時間 τ における各層の放射量が求まる。それを熱収支の式 (1)、(3) に代入し、各種フラックスが決まる。圧力以外の未知数それぞれの基本方程式 (32)、(35)、(38)、(40)、(23)、(24) を差分化し時間積分を行うと各格子点において次の時間 $\tau + 1$ の未知数を求める式ができる。これに熱収支式を解いて得られた各種フラックスを代入することにより、圧力以外の時間 $\tau + 1$ における未知数が求まる。そして新しく求まった未知数 (風速場) から連続式 (48) を満たすように圧力を求める。

今回、時間ステップは 0.01 秒 (葉面温度 T_l 、地表面温度 T_g に関しては 0.1 秒) で計算し、移流項では 1 次の風上差分を用いた。また格子点配置に関しては Fig.2 で表されるスタガード格子を用いた。スタガード格子とは、速度の各成分およびスカラー量の評価点を同一にせず、それぞれずらした点で与える格子のとり方で、NS 方程式の構造を自然に表現できる長所がある。

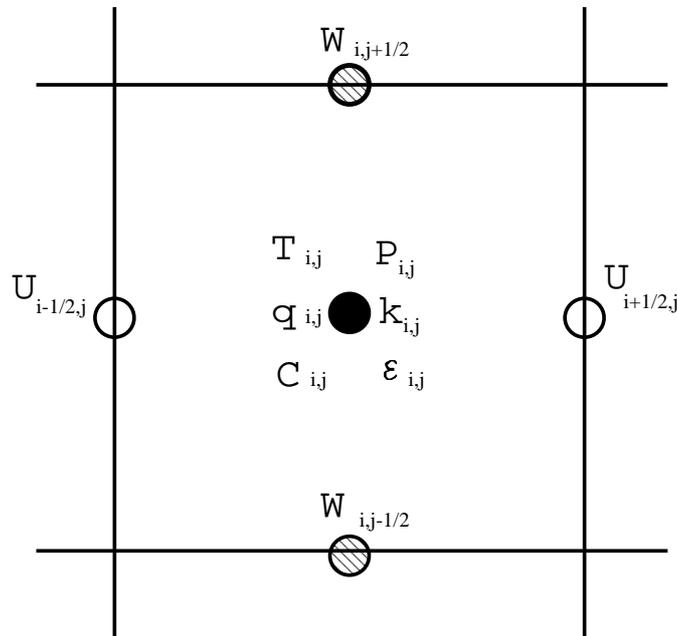


Fig. 2: スタガード格子による格子配置

スタガード格子とは、速度の各成分およびスカラー量の評価点を同一にせず、それぞれずらした点で与える格子のとり方で、NS 方程式の構造を自然に表現できる長所がある。

4 実験条件の決定方法

4.1 観測データについて

今回使用したデータは愛知県西部、名古屋大学構内の二次林 (Fig.3) で行われている微気象観測のデータである。

この二次林内に高さ 21[m] の観測タワーが設けられ、気象観測機器が設置されている。図に示したようにタワーの周りは傾斜地になっておりタワーはちょうど谷部に位置している。傾斜角は平均で 10 程度である。

観測地の植生は、上層木に落葉広葉樹のコナラ (*Quercus serrata*)、中層木に常緑広葉樹のシャシャンボ (*Vaccinium bracteatum*)、下層木に常緑広葉樹のヒサカキ (*Eurya japonica*)、ソヨゴ (*Ilex pedunculosa*)、ネズミモチ (*Ligustrum japonicum*)、アオキ (*Aucuba japonica*) から構成されている。コナラの平均樹高は 17.5[m] である。

観測項目は、上向き・下向き短波放射量、正味放射量、放射温度、気温、湿度、風速、地中熱流量、地温の 8 項目である。観測高度は上向き・下向き短波放射量、正味放射量、放射温度は 20.75[m]、気温、風速は 20.75、19.00、11.45、5.60[m]、湿度は 20.75、19.00[m]、地中熱流量は-5[cm]、地温は-3、-5、-10、-20、-40[cm] で、30 分おきに観測されている。

微気象観測の他にも CO₂ 濃度集中観測、中京 TV 塔 (80[m]) での観測のデータも使用した。CO₂ 濃度集中観測では大気中の CO₂ 濃度 (観測高度 20.75、19.00、14.75、9.10、5.60[m])、土壌間隙内 CO₂ 濃度 (観測高度-10、-20、-40、-80[cm])、土壌呼吸量 (観測高度 0[m]) が昼間は 2 時間おきに、夜間は 3 時間おきに観測され、中京 TV 塔では観測高度 80[m] で気温、相対湿度、風速、気圧が 5 分おきに観測されている。

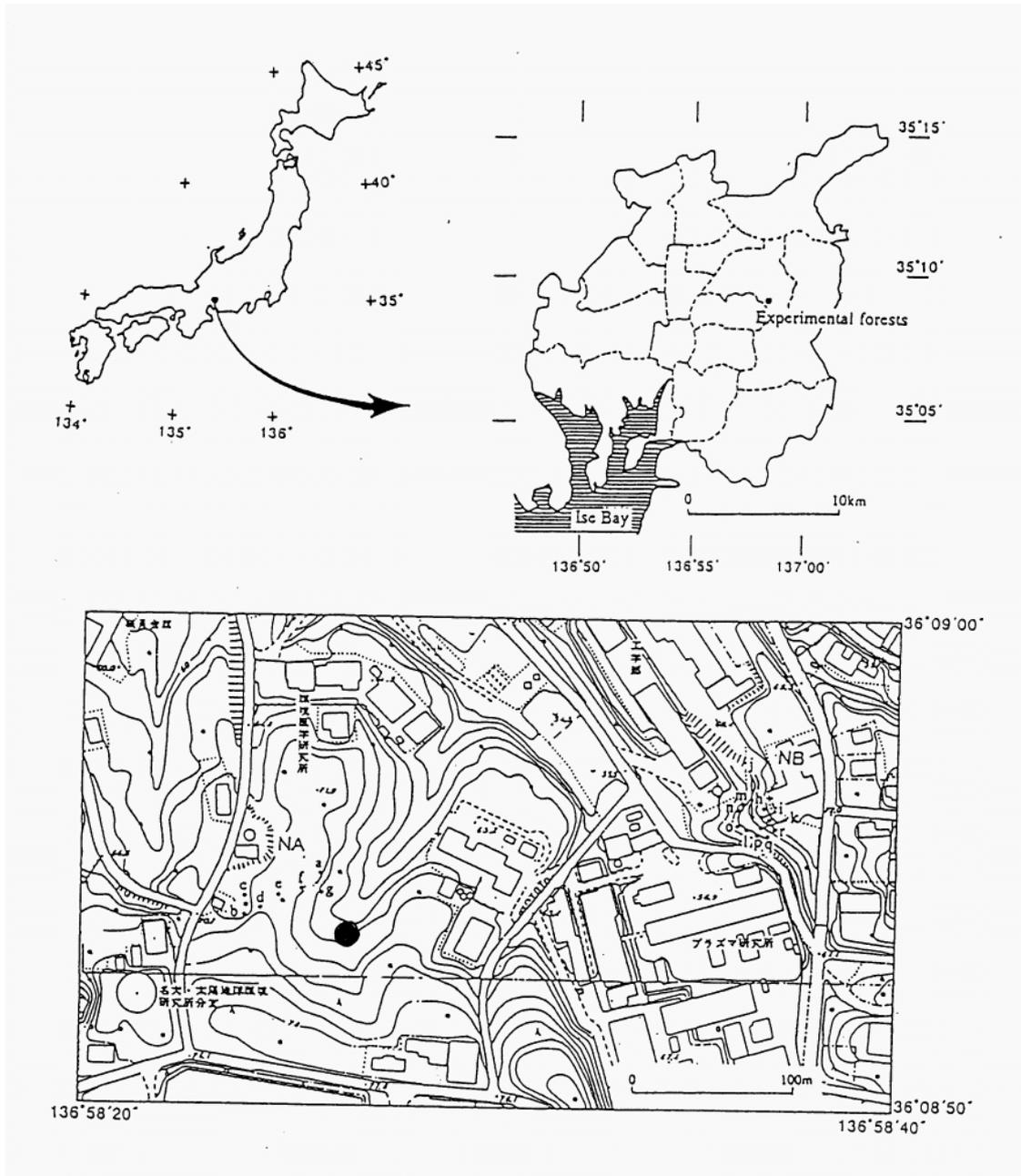


Fig. 3: 観測地
 観測地の地図である。下の図の がタワーの位置である。

4.2 森林葉面積密度データの作成について

Fig.4 は本研究対象である名古屋大学構内の二次林における樹木の分布図である (上が北である)。格子幅は縦横ともに 5[m] である。図の中心に観測タワーが建てられている。図中の領域 A が今回の数値シミュレーション領域である。したがってこの領域の葉面積密度分布が必要となる。また Table 2 はタワー付近の鉛直葉面積密度分布である。これは魚眼レンズを用いた写真撮影から求められた値である。最下段の LAI は葉面積指数 (leaf area index) とよばれるもので、葉面積密度の鉛直積分であり、森林の粗密を表す指数の一つである。

そこで今回、樹木の分布図と葉面積密度の鉛直分布を組み合わせることにより、領域 A の葉面積密度分布を求めた。以下にその手順を説明する。

便宜上 Table 2 の葉面積密度分布は図中のタワーを含む領域 B の値であると仮定する。領域 A 内の各格子内の面積と、領域 B の 4 つの格子内の面積の平均 (基準面積) との比で、領域 A の各格子内の葉面積密度分布を決定する。

また Fig.4 の樹木の分布図は全ての種類の樹木についてなので、DBH(胸高での幹の直径 [cm]) で上層木 (DBH>20[cm])、中層木 (20[cm]>DBH>6[cm])、下層木 (6[cm]>DBH) に分ける。分けた図が Fig.5~7 である。Fig.5 は上層木、Fig.6 は中層木、Fig.7 は下層木の分布図である。

次にそれぞれの分布図で各格子の基準面積との比をとる。各図、各格子での面積比を表したものが Fig.8~10 である。Fig.8 は上層木、Fig.9 は中層木、Fig.10 は下層木についての面積比を示したグラフである。領域 A の上 (北) から順番に、grid(格子)1,2,3,...,10 とした。

Table 2 の葉面積密度分布で高度 14.5[m] 以上を上層林、5.5[m]~14.5[m] を中層林、5.5[m] 以下を下層林による葉面積密度分布とした (高橋 1999¹⁹)。基準の葉面積密度鉛直分布 (Table 2) に、上、中、下層の面積比 (Fig.8~10) をかけて、2次元の葉面積密度分布を作成した。また、タワー付近には DBH が 60[cm] 以上の樹木があり、領域 A 内では DBH が 60[cm] 以上の樹木が他に 2本存在していた。したがってこの樹木を含む格子については高度 18[m] まで葉面積密度を与え、他の格子は高度 17[m] までとした。

このようにして求めた 2次元の葉面積密度分布を Table 3 に示す。

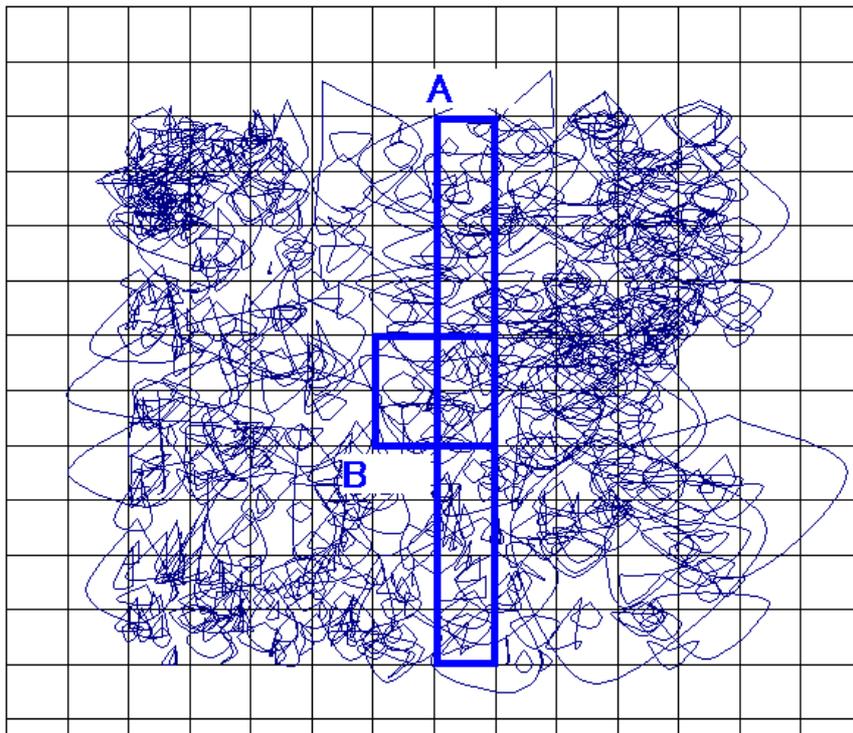


Fig. 4: 樹木の分布図

名古屋大学構内の二次林における樹木の分布図である。図の中心に観測タワーが建てられており、格子幅は縦横ともに5[m]である。領域Aが本研究対象領域で、BはTable 2で表される葉面積密度の分布領域である。(上が北である)。

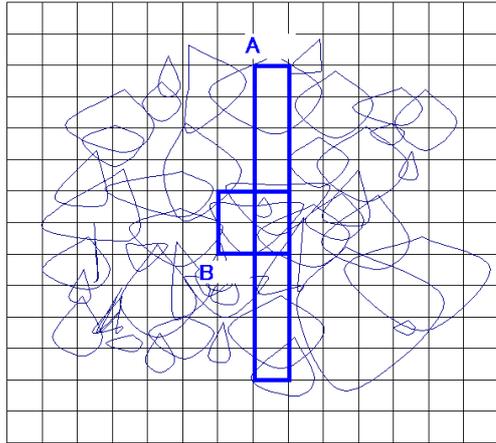


Fig. 5: 樹木の分布図 (上層林)

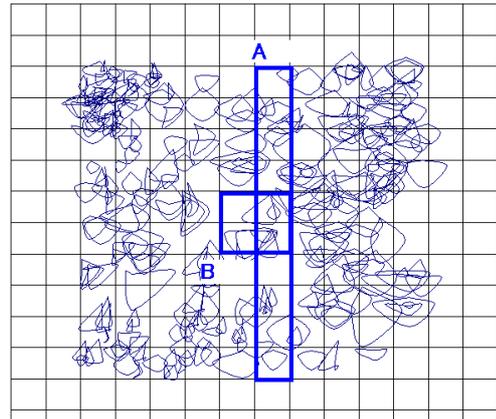


Fig. 6: 樹木の分布図 (中層林)

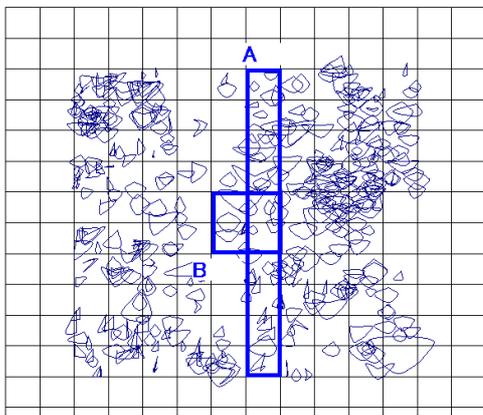


Fig. 7: 樹木の分布図 (下層林)

名古屋大学構内の二次林における樹木の分布図である。Fig.5 は $DBH > 20[m]$ の上層林、Fig.6 は $20[m] > DBH > 6[m]$ の中層林、Fig.7 は $6[m] > DBH$ の下層林の分布図である。図の中心に観測タワーが建てられており、格子幅は縦横ともに $5[m]$ である。領域 A が本研究対象領域で、B は Table 2 で表される葉面積密度の分布領域である。(上が北である)。

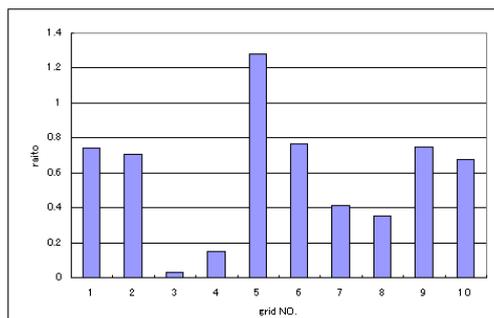


Fig. 8: 基準面積との比 (上層林)

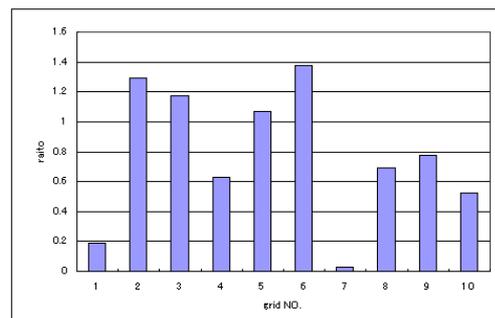


Fig. 9: 基準面積との比 (中層林)

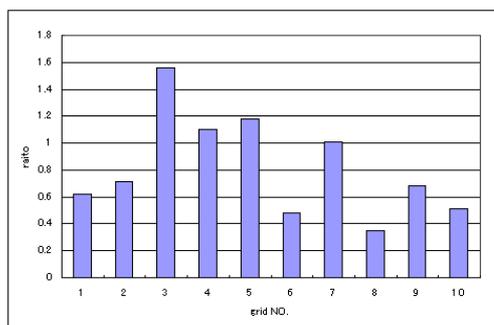


Fig. 10: 基準面積との比 (下層林)

Fig.5~7 で表される分布図の領域 B における基準面積に対する、領域 A の各格子の面積の比を表したグラフである。領域 A の上(北)から順番に、grid(格子)1,2,3,...,10とした。Fig.8 は上層林、Fig.9 は中層林、Fig.10 は下層林についてのグラフである。

Table 2: 葉面積密度 (1 次元)

高度 [m]	葉面積密度 a [m^{-1}]
$0 < Z < 1.5$	0.00
$1.5 < Z < 2.5$	0.04
$2.5 < Z < 3.5$	0.21
$3.5 < Z < 4.5$	0.15
$4.5 < Z < 5.5$	0.00
$5.5 < Z < 6.5$	0.03
$6.5 < Z < 7.5$	0.00
$7.5 < Z < 8.5$	0.00
$8.5 < Z < 9.5$	0.08
$9.5 < Z < 10.5$	0.30
$10.5 < Z < 11.5$	0.33
$11.5 < Z < 12.5$	0.14
$12.5 < Z < 13.5$	0.36
$13.5 < Z < 14.5$	0.34
$14.5 < Z < 15.5$	0.34
$15.5 < Z < 16.5$	0.34
$16.5 < Z < 17.5$	0.34
LAI	3.34

タワー付近の葉面積密度の鉛直分布である。これは魚眼レンズを用いた写真撮影から求められている。最下段の LAI は葉面積指数 (leaf area index) とよばれるもので、葉面積密度の鉛直積分であり、森林の粗密を表す指数の一つである。

Table 3: 葉面積密度 (2次元)

高度 [m]	葉面積密度 $a[\text{m}^{-1}]$									
0<Z<1	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
1<Z<2	0.02	0.03	0.06	0.04	0.05	0.02	0.04	0.01	0.03	0.02
2<Z<3	0.13	0.15	0.33	0.23	0.25	0.10	0.21	0.07	0.14	0.11
3<Z<4	0.09	0.11	0.23	0.17	0.18	0.07	0.15	0.05	0.10	0.08
4<Z<5	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
5<Z<6	0.01	0.04	0.04	0.02	0.03	0.04	0.00	0.02	0.02	0.02
6<Z<7	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
7<Z<8	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
8<Z<9	0.01	0.10	0.09	0.05	0.09	0.11	0.00	0.06	0.06	0.04
9<Z<10	0.06	0.39	0.35	0.19	0.32	0.41	0.01	0.21	0.23	0.16
10<Z<11	0.06	0.43	0.39	0.21	0.35	0.45	0.01	0.23	0.26	0.17
11<Z<12	0.03	0.18	0.16	0.09	0.15	0.19	0.00	0.10	0.11	0.07
12<Z<13	0.07	0.47	0.42	0.23	0.38	0.50	0.01	0.25	0.28	0.19
13<Z<14	0.06	0.44	0.40	0.21	0.36	0.47	0.01	0.24	0.26	0.18
14<Z<15	0.25	0.24	0.01	0.05	0.43	0.26	0.14	0.12	0.25	0.23
15<Z<16	0.25	0.24	0.01	0.05	0.43	0.26	0.14	0.12	0.25	0.23
16<Z<17	0.25	0.24	0.01	0.05	0.43	0.26	0.14	0.12	0.25	0.23
17<Z<18	0.25	0.00	0.00	0.05	0.43	0.00	0.00	0.12	0.25	0.00
LAI	1.55	3.05	2.50	1.63	3.90	3.15	0.86	1.72	2.51	1.72

Fig.4 の領域 A における葉面積密度の 2 次元分布である。左から順番に、領域 A の上 (北) からの各格子を表している。最下段は LAI(葉面積指数) である。

4.3 モデルパラメータについて

前章のモデル内の方程式系においていくつかの未知係数があった。今回のシミュレーションで用いた値をここで説明する。

式 (13) で表される気孔コンダクタスの未知係数については、観測 (高橋 1999¹⁹) より決定された値を用いている (Table 4)。

Table 4: 気孔コンダクタスの式のパラメータ値

	上層 ($z > 14.5[\text{m}]$)	中層 ($14.5[\text{m}] > z > 5.5[\text{m}]$)	下層 ($5.5[\text{m}] > z$)
$g_{s,MAX}$	0.361	0.466	0.100
A	0.00293	0.03330	0.00944
B	0.034	0.257	0.093
T_n	5.00	5.00	5.00
T_o	41.99	39.70	38.60
T_x	42.00	47.60	42.00

また、CO₂ 濃度関連の式 (7)、(12) に関しても観測 (高橋 1999¹⁹) から決められた値を用いている (Table 5)。

Table 5: 葉内 CO₂ 濃度と土壌呼吸の式のパラメータ値

パラメータ	値
$C_{leaf,MAX}$	500
μ_c	1/360
R ₂₀	0.0877

最後に式 (43) 中の係数 $C_{p\epsilon}$ についてだが、式を提案している平岡ら (1990)²⁶) は値を変えて実験を行い、もっとも観測と一致するものを選んでいいる。本研究でも係数を変更して予備実験を行い、観測結果と近い値を用いることにした。また葉面での運動量交換係数 C_d についても変化させた。

Fig.11、12 はその結果である。実験方法は森林上空の風速が観測値と一致するよう上端の壁を一定の速度で動かし、定常状態になるまで計算させた。Fig.11 は $C_{p\epsilon} = 1.0$ として、 $C_d = 0.15 \sim 0.25$ で変化させたときで、Fig.12 は逆に $C_d = 0.20$ として、 $C_{p\epsilon} = 0.5 \sim 1.5$ で変化させたときの風速の鉛直分布である。

係数 C_d 、 $C_{p\epsilon}$ とともに、値が大きくなるほど風速が弱くなるのが読みとれる。今回のモデルでは、観測結果を完全には再現できなかったが、 $C_d = 0.15 \sim 0.25$ 、 $C_{p\epsilon} = 0.8 \sim 1.2$ でおおむね良好な結果が得られた。本研究モデルにおいては、 $C_d = 0.25$ 、 $C_{p\epsilon} = 0.8$ を採用した (Table 6)。この係数は多少風速が強めにできる傾向にある。

Table 6: 葉面の運動量交換係数と ε の係数 $C_{p\varepsilon}$ の値

パラメータ	値
C_d	0.25
$C_{p\varepsilon}$	0.8

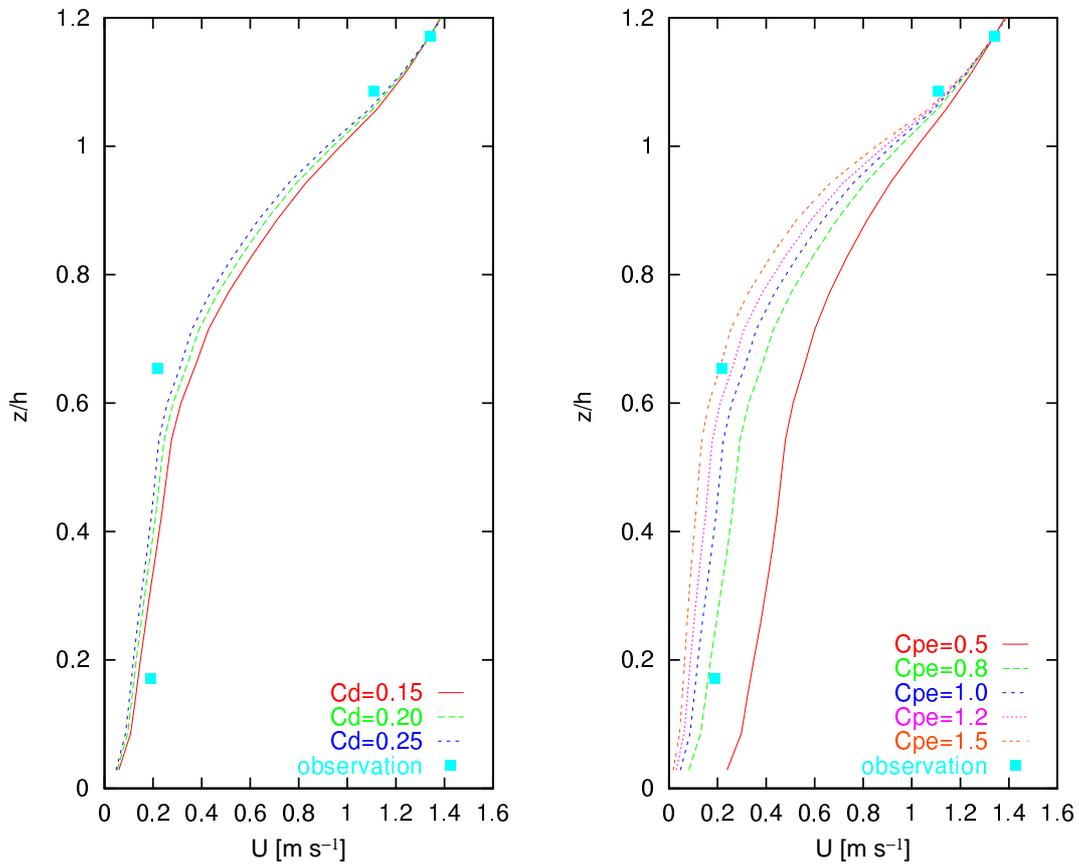


Fig. 11: C_d による風速分布の変化 ($C_{p\varepsilon} = 1.0$) Fig. 12: $C_{p\varepsilon}$ による風速分布の変化 ($C_d = 0.20$)

$C_d(C_{p\varepsilon})$ を固定し、 $C_{p\varepsilon}(C_d)$ を変化させたときの風速の鉛直分布である。横軸が風速 [ms⁻¹] で、縦軸は樹高 $h(17.5[m])$ で無次元化した高度である。線がそれぞれ係数を変化させた計算結果で、点が観測である。

4.4 実験方法について

今まで説明してきた、方程式およびパラメータで実験を行う。

実験内容は、2000年8月22日の数値シミュレーションである。この日は森林内の微気象観測、CO₂濃度集中観測、中京TV塔での観測が行われており、モデル検証や上端境界に最適である。

モデルの説明でも述べたが、本研究モデルにおいては上端で常に観測値を与え続けている。与えている項目は、下向きの短波放射、下向きの長波放射(正味放射から算出)、温度、比湿(相対湿度)、CO₂濃度、風速(上端壁の速度)である。下向きの短波および長波放射に関しては、タワー上端(20.75[m])での観測値をそのまま上端境界(80[m])で与えている。温度、比湿(相対湿度)、CO₂濃度に関しては中京TV塔(80[m])での観測値を用いる予定だったが、温度の観測が通風ができず信頼できないデータになってしまっているため、温度、比湿(相対湿度)はタワー上端での値を上端境界として用いた。CO₂濃度に関しては中京TV塔のデータを用いた。風速に関しては、Table 3で表される葉面積密度分布で予備実験を行い、タワー上端の観測値に近い値になるよう上端壁の速度を決めた。

初期値は、上端境界の値を全層一定で与えた。

以上の条件で今回は樹木を以下の3パターンで配置し、数値シミュレーションを行った。

- 水平一様に配置。(1次元モデル)

今回構築したモデルの検証および1次元モデルと2次元モデルの比較のため、Table 2に表される葉面積密度分布を水平一様に与えた。

- 現実の樹木配置。(2次元モデル)

実際の樹木分布に近い形で作成したTable 3の葉面積密度分布を与えた。

- 領域半分に配置。(森林境界モデル)

2次元モデルの利点を生かして、森林境界の現象を見るためにTable 3の葉面積密度分布の左(樹木分布図Fig.4では領域Aの上(北))半分に0にした。

以降、この3パターンの樹木配置でのシミュレーション結果を、()内の名前で表現する。

5 結果および考察

1次元モデル、2次元モデル、森林境界モデルで数値シミュレーションを行った。

- 1次元モデルの計算値と観測値を比較することにより今回構築したモデルの検証を行う(5.1節)。
- 2次元モデルと1次元モデルの計算値を比較し、1次元モデルでは表現できない現象についての検討を行う(5.2節)。
- 2次元モデルの計算値から不均一性による影響の検討を行う(5.3節)。
- 森林境界モデルと2次元モデルの計算値を比較し、森林境界について検討を行う(5.4節)。

5.1 1次元モデルでの観測値の再現

Fig.13に2000年8月22日のタワー上端(20.75[m])における顕熱(H)、潜熱(IE)、CO₂濃度フラックス(F_{CO₂})の観測値(点)と1次元モデルの計算値(実線)、そして正味放射(R_n)の観測値(点)を示す。フラックスの再現性は図に示したように若干の差はあるものの、良好に観測値を再現できているといえる。この日は観測より10時、12時、14時に曇ったことがわかっている。その影響で顕熱フラックス、潜熱フラックスの観測値がその時ともに減少している。計算値もこれをよく再現できている。CO₂濃度フラックスについても量的には観測値、計算値に差があるものの、曇ったことによる光合成量の減少は計算値も再現できている。観測では夜間に潜熱フラックスが負の値になっている。これは夜間に放射冷却によって葉面の結露と考えられる現象を示している。今回モデルでは葉面での水蒸気交換は気孔でのみ行われると仮定しており、日射のない夜間は気孔を閉じており、大気との交換をゼロとしている。したがって結露のような葉の気孔以外で起こる水蒸気交換は表現できない。その結果潜熱フラックスがなく、熱収支のバランスをとるために顕熱フラックスが負になったと考えられる。また、それが原因で気温の低下にもつながったと考えられる。

Fig.14に同日のタワー上端(20.75[m])における気温(T)、比湿(q)、相対湿度(h_r)、CO₂濃度(CO₂)の観測値(点)と1次元モデルの計算値(実線)を示す。フラックス同様若干の差はあるものの、良好に観測値を再現できているといえる。気温のグラフにおいて、夜間の計算値が観測値より低くなっている。この原因は先に述べたように、気孔外での水蒸気交換をモデルに取り込まなかったことだと考えられる。そして逆に日射が当たってから気温は観測値より高くなっている。これは1次元モデルでは再現できない部分ではないかと考えられる。2次元モデルとの比較のところで詳しく述べるが、タワー付近は葉が密集しており、周りよりLAIが大きい。1次元モデルはこのLAIで計算を行っているため、実際より密な森林を考えている。したがって観測値は移流によって気温は周りと同様だが、1次元モデルではこの移流の効果が再現できないので気温が高くなってしまったのではないかと考えられる。相対湿度のグラフでは朝方に気温の減少により相対湿度が上がるが、それ以降は比較的良く観測値を再現している。CO₂濃度に関しては観測結果が他のパラメータに比べ少なく判断が難しいが、夜間に呼吸によって濃度が上昇し、日中は光合成により減少するといったことは再現できた。

Fig.15にCO₂濃度の鉛直プロファイルを示す。点が観測値で線が計算値である。各時間において森林内の上部では計算値と観測値が一致しているが、地表面付近では観測値を再現できなかった。モデル内のCO₂濃度に関するパラメータは、高橋(1999)¹⁹⁾が改善の必要があると示唆しており、

今回観測を再現できなかったのはそれを裏付ける結果となった。本研究目的は不均一性の影響であり、必ずしも観測値の厳密な再現ではないので、ある程度の精度のあるこのパラメータを用いた。

今回構築したモデルは必ずしも観測値と正確に一致はしなかったが、森林内の気象を比較的良く再現できていると考えられる。

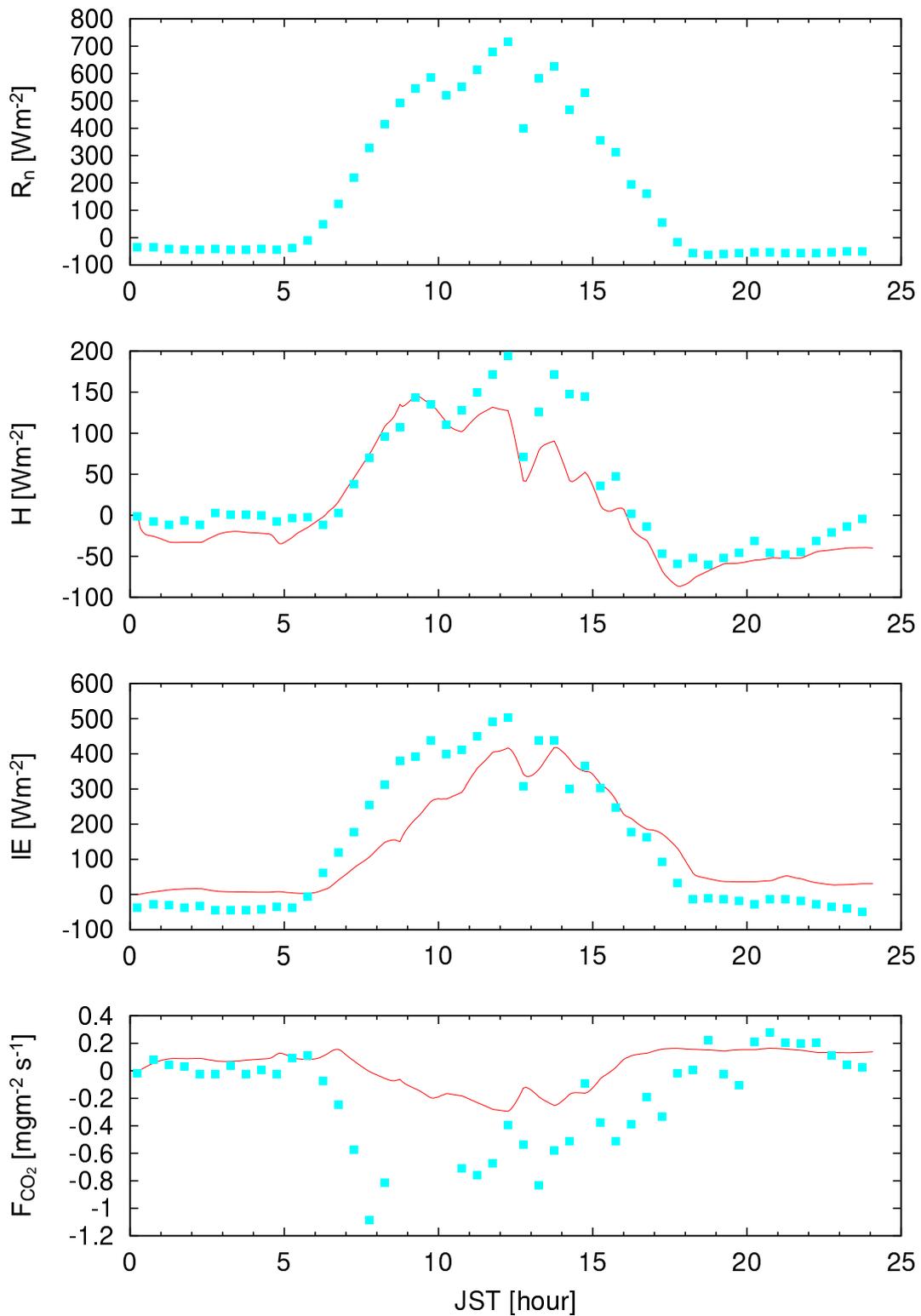


Fig. 13: 各フラックスの日変化

タワー上端 (20.75[m]) における各フラックスの日変化示したものである。上から正味放射 (R_n)、顕熱 (H)、潜熱 (IE) および CO_2 濃度フラックス (F_{CO_2}) である。点が観測値、線が計算値である。

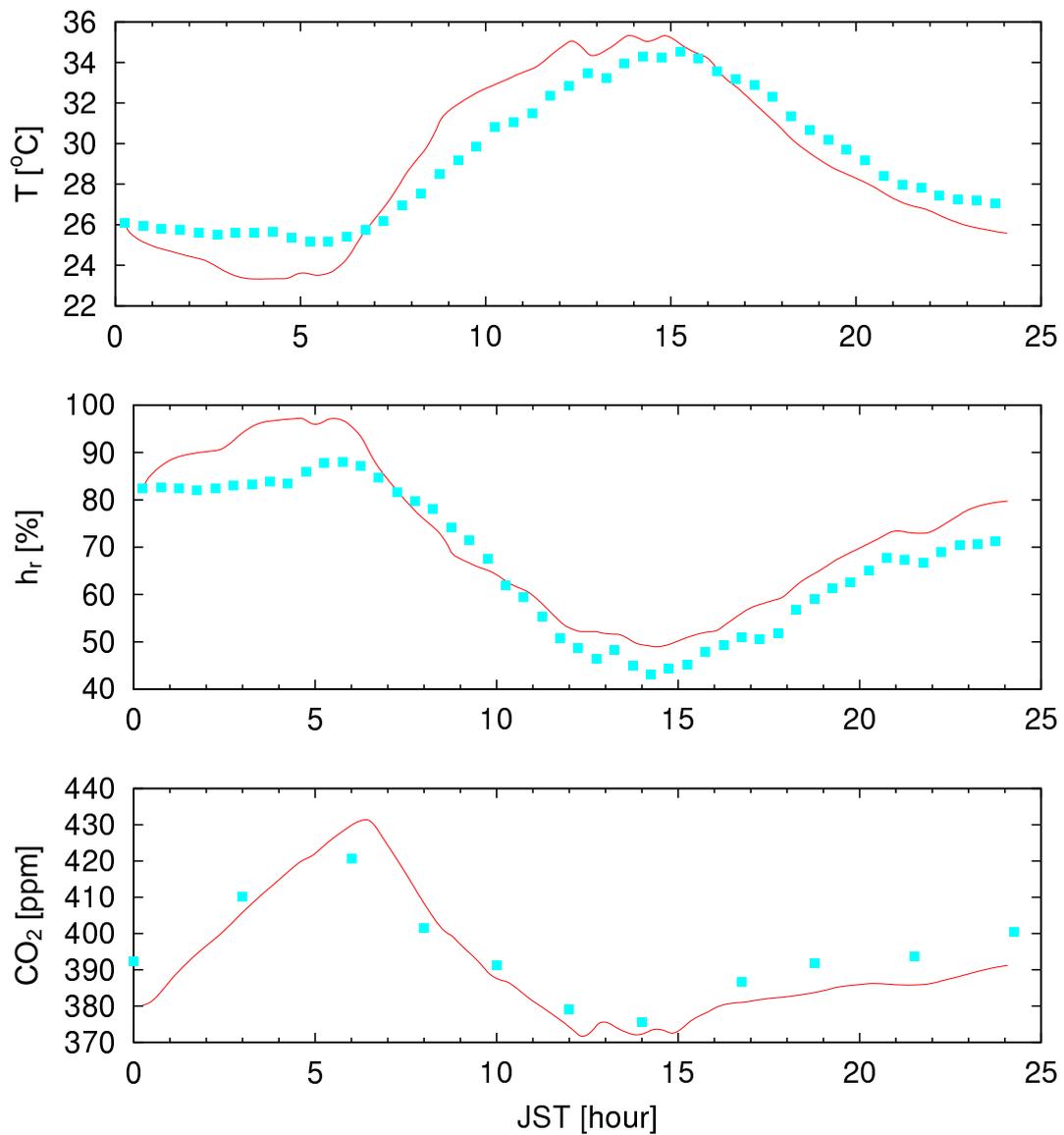


Fig. 14: 各物理量の日変化

タワー上端 (20.75[m]) における各物理量の時間変化を示したものである。上から気温 (T)、相対湿度 (Hr)、 CO_2 濃度 (CO_2) である。点が観測値、線が計算値である。

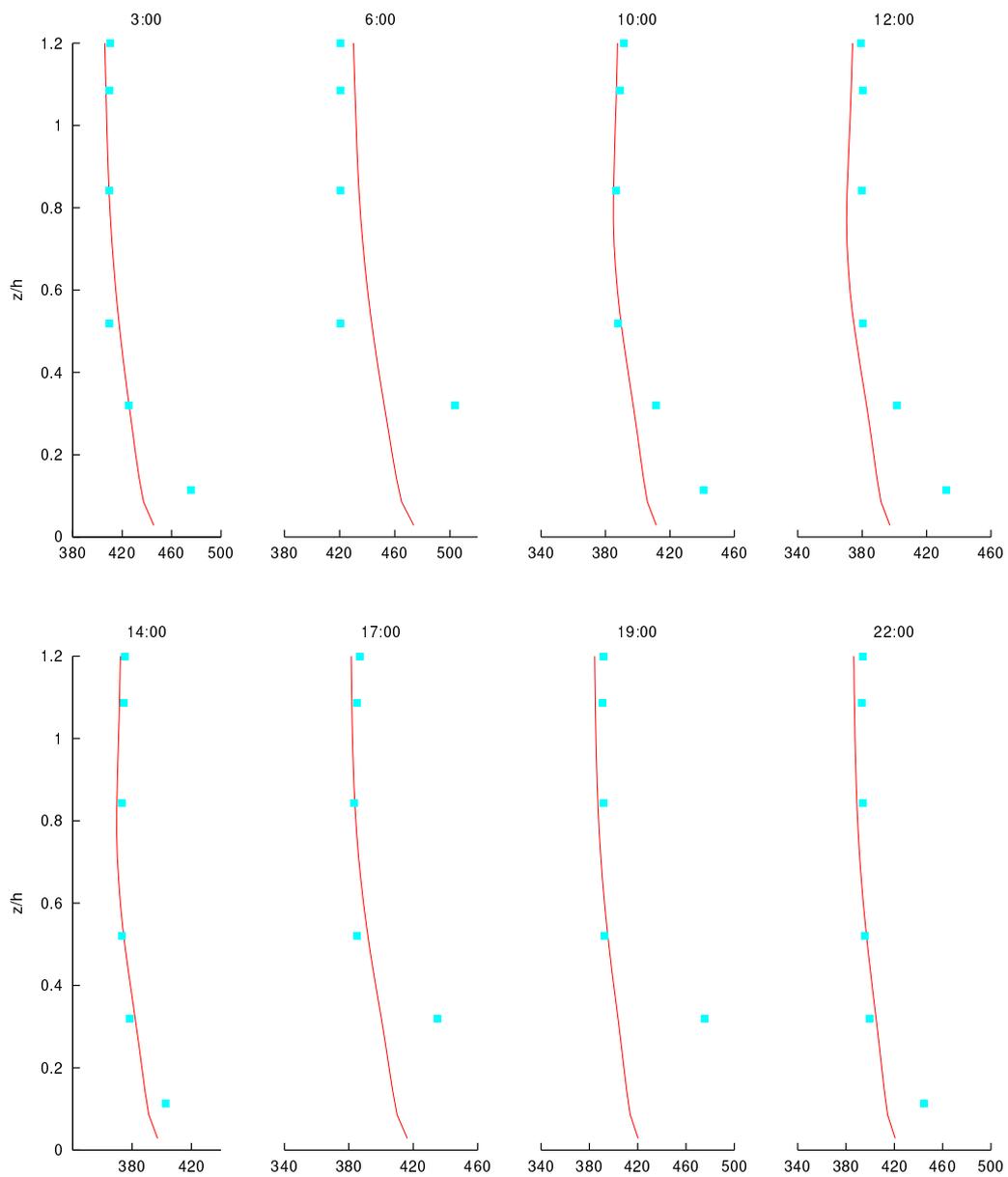


Fig. 15: 各時間における CO₂ 濃度の鉛直プロファイル [ppm]

各時間における CO₂ 濃度の鉛直プロファイルである。縦軸は樹高 $h(17.5[m])$ で無次元化した高度である。点が観測値、線が計算値である。

5.2 2次元モデルと1次元モデルの比較

1次元モデルの計算結果と2次元モデルの計算結果の比較を行った。

Fig.16 にタワー上端 (20.75[m]) における顕熱 (H)、潜熱 (LE)、 CO_2 濃度フラックス (F_{CO_2}) の2次元モデル (実線)、1次元モデル (破線) それぞれの計算値を示す。先の観測値との比較でも述べたが、1次元モデル同様曇ったことによる各種フラックスの減少が2次元モデルでもみられた。また CO_2 濃度フラックスに関しては2次元モデルの方が観測値に近い結果となった。しかしながら顕熱フラックスに関しては2次元モデルの方が1次元モデルより日中に低い値を示し、2次元モデルの方が観測値を再現できなかった。潜熱フラックスの増加はそれを補うためだと思われる。

Fig.17 にタワー上端 (20.75[m]) における気温 (T)、比湿 (q)、 CO_2 濃度 (CO_2) の2次元モデル (実線)、1次元モデル (破線) それぞれの計算値を示す。気温 (T) の日変化を見てみると1次元モデルに比べ2次元モデルの気温は低くなり、これは観測値をほぼ再現できている。これは先に述べたようにタワー付近の葉の分布は森林全体からみると密であり、1次元モデルでは現実より密な森林を考えてしまっている。その影響で気温が観測値より上昇してしまっただけではないかと考えられる。しかしながら2次元モデルはより現実に近い葉の分布をしており、気温が高くなりすぎなかったのは、周りの冷たい空気の移流の効果と考えられる。そう考えると、先程の図で顕熱フラックスが1次元モデルより、2次元モデルが低い値を示したのは気温が低くなったことが原因であり、現実に近い結果は2次元モデルではないかと思われる。観測値と合わなかったのはあくまでパラメータの問題で、葉面での熱の交換係数 0.06 はあくまで平均的な植物群落での値であって、今回研究の対象にした疎な森林ではこれが小さすぎたのではないかと考えている。葉が繁茂した森林では LAI=6 前後、常緑針葉樹や常緑広葉樹では最大 10 程度になる。しかしながら今回の研究対象の森林の LAI は 2.3 である。また葉面の熱交換係数は 0.02 ~ 0.3 の範囲である (近藤 2000²⁸)。この係数に関しては今後の課題の一つである。

Fig.18 に気温の鉛直プロファイルを示す。点が観測値、実線が2次元モデル、破線が1次元モデルである。このグラフでは移流の効果がよりはっきりとでていていると思われる。1次元モデルでは密な森林を考えてしまっているため、気温に関しては熱しやすく冷めにくい状態であると考えられる。その結果1次元モデルの計算値と観測値を比べると、夜間は観測値のほうが低く、逆に昼間は計算値のほうが高くなった。2次元モデルでは移流の効果により周りの冷たい空気が入ってきて、観測値に近い傾向を示していることがわかる。計算で鉛直方向の温度差が表現できなかったのは、森林内の風速は弱く葉面による摩擦だけでなく幹の摩擦が大きく影響する。これを再現するにはモデルの格子間隔を細かくし、葉面積密度の分布以外にも幹の分布を正確に計測する必要があると思われる。また3次元的な風を考慮する必要もある。

今回1次元モデルと2次元モデルでは移流の効果に若干の差がでたものの、全体的には大きな差はなかった。これは次に詳しく説明するが、LAI=2.5 程度の疎な森林では不均一性の影響は現在行われている観測点付近ではほとんどなくなる。したがって今回の結果から、ある一点でのフラックス量を求めるためなら1次元モデルで十分再現できることがわかった。

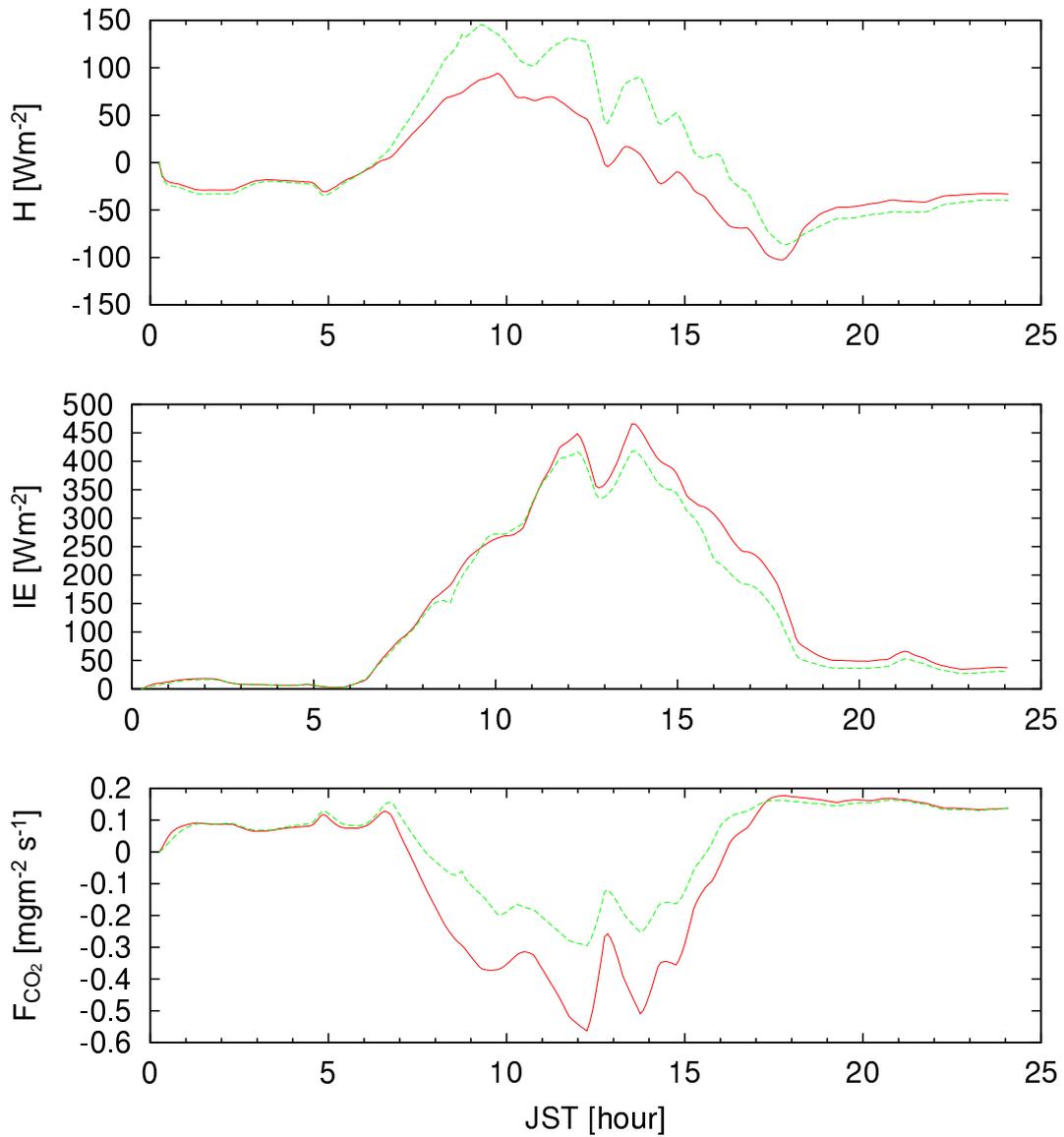


Fig. 16: 各フラックスの日変化

タワー上端 (20.75[m]) における顕熱 (H)、潜熱 (IE) および CO₂ 濃度フラックス (F_{CO₂}) の日変化を示したものである。実線が 2 次元モデルの計算値、破線が 1 次元モデルでの計算値である。

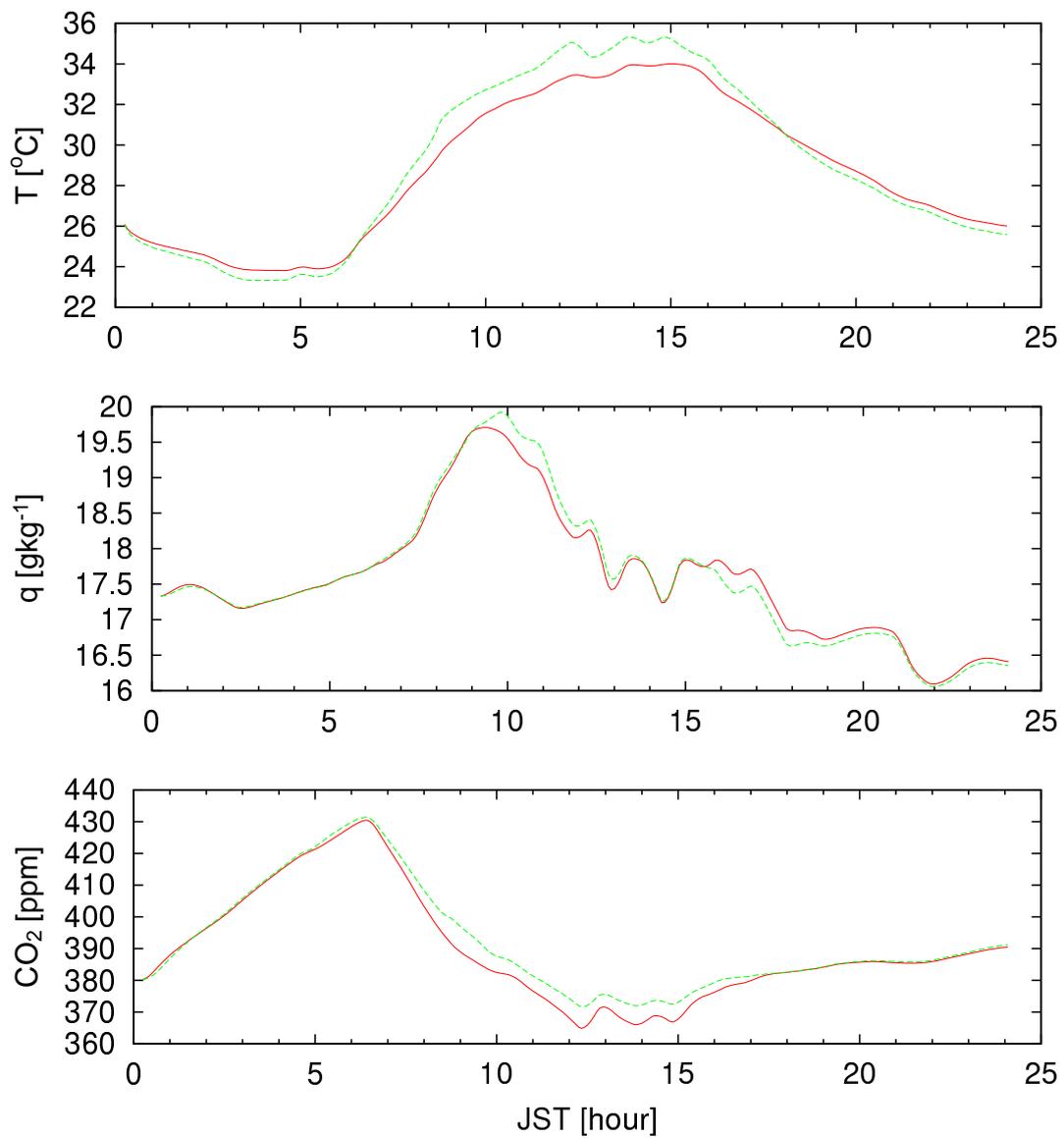


Fig. 17: 各物理量の時間変化

タワー上端 (20.75[m]) における気温 (T)、比湿 (q)、CO₂ 濃度 (CO₂) の日変化を示したものである。実線が2次元モデルの計算値、破線が1次元モデルでの計算値である。

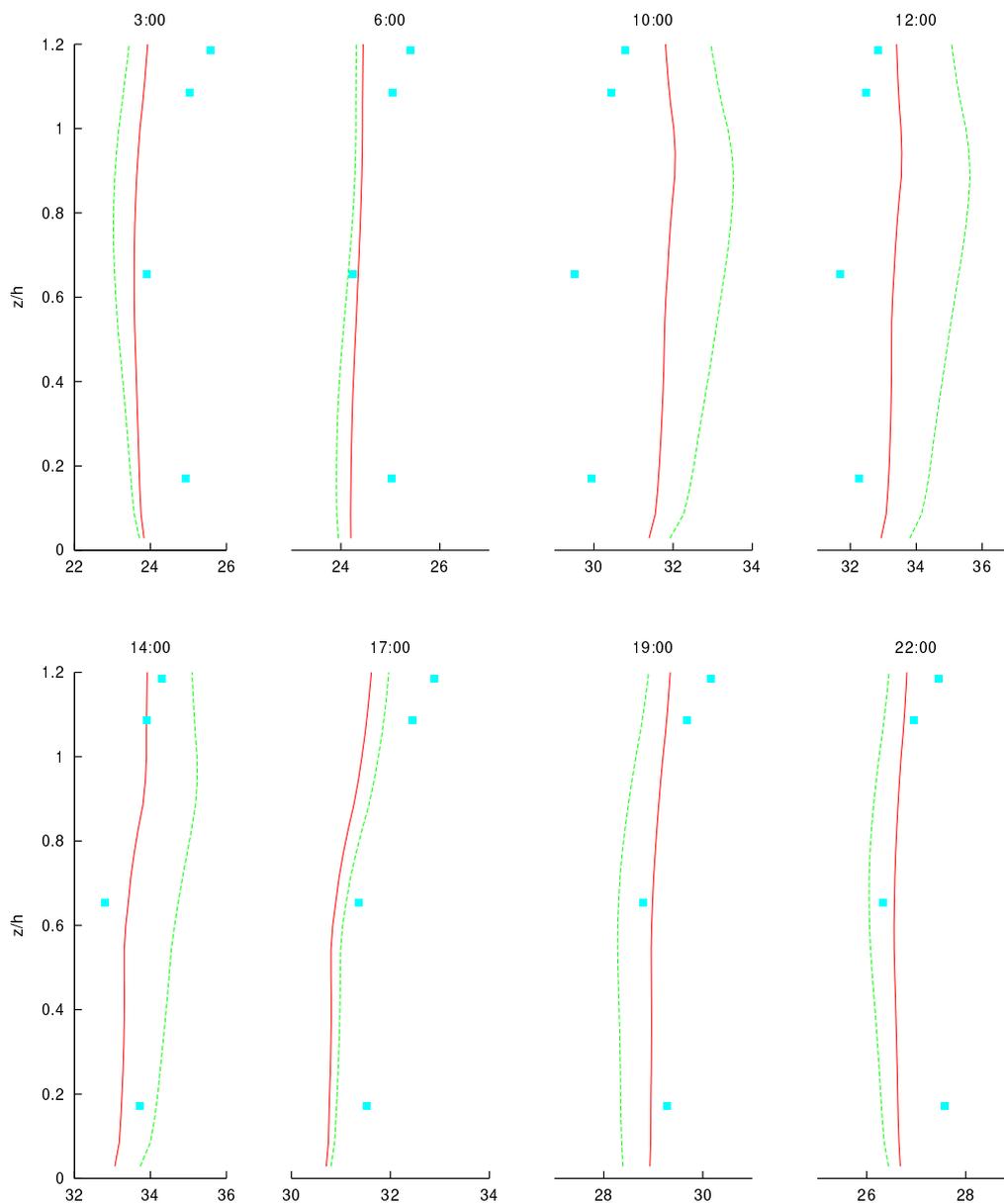


Fig. 18: 各時間における気温の鉛直プロファイル [°C]

各時間における気温の鉛直プロファイルである。縦軸は樹高 $h(17.5[m])$ で無次元化した高度である。実践が2次元モデルの計算値、破線が1次元モデルの計算値、点が観測値である。

5.3 2次元モデルでの不均一性に関する検討

Fig.23 は2次元モデルでの森林の葉面積密度の分布図で、Fig.19、20 は10[hour]における各物理量の分布図である。図の縦軸は樹高で無次元化した高度である。以降、高度と呼ぶ。

Fig.19 の上図は水平風速の分布図である。風は図の右から左に吹いている。葉の最も多い森林上層、高度1~0.8地点で場所による風速の差が最も現れる。また森林中層から下層にかけて葉がない部分がある(高度0.4付近)。ここでも上層の風速の違いがそのまま現れている。しかしながら森林上空(高度1.2付近)になると風速の差がみられなくなっている。森林上層で葉の摩擦による風速の違いが、葉のない高度0.4付近では影響するにもかかわらず同じ葉のない高度1.2付近ではその影響が現れない。これは高度1.2付近は上からの運動量の輸送が大きく、森林内においては運動量の輸送が小さいことを示している。したがって森林内の風速は葉の影響を受けやすく、森林上空の風速に比べて森林内の風速は再現が難しいことがわかる。またそれは逆を言えば、森林上空の風速は林内にくらべ不均一性の影響をほとんど受けないことを示している。

下の図は気温の分布図である。水平0~5[m]、高度0.9付近と、水平20~25[m]、高度0.9付近に気温のピークがみられる。ここは葉面積密度の分布図からわかるようにもっとも葉面積密度が大きく、日射量の多い森林上層である。逆にその下層では日射エネルギーが上層でほとんど吸収されるので、周囲より気温が低くなっている。森林上層では乱れが大きく上下の温度差が少ないのに対し、森林下層では風速、乱れがともに弱く上下に混ざらないこともわかる。

Fig.20 の上の図は比湿の分布図である。比湿の最大値は水平30~35[m]、高度0のところにある。この場所はFig.19 葉面積密度の分布図または、Table3のLAIを見てもらうとわかるが、もっとも日射エネルギーが地表面に達する場所で、したがって地表面温度が最も高い場所である。つまり比湿の最大値は葉面からの蒸発量ではなく、地表面の蒸発量が最も盛んな場所にみられた。

下の図はCO₂濃度の分布図である。図からわかるようにCO₂濃度の最大値は森林上層ではなくその少し下、高度0.6~0.8付近にある。森林のはたらしによるCO₂の吸収量は森林上層で最大値となるが、ここは都市内の二次林であり常に上方から濃度の濃い空気が森林内に入ってきて、徐々に吸収されながらCO₂濃度が減少していく。また下層では土壌呼吸や葉面の呼吸などによってCO₂は排出される。したがって濃度の極小値はその途中の、本モデルでは無次元高度0.6~0.8付近に現れる。水平位置でみると、極小値の地点は水平10~15[m]、25[m]付近である。とくに水平10~15[m]に関してみると、Fig.19 葉面積密度の分布図または、Table3に見られるように、上層林がなく中層林が多く繁茂している場所である。これは2次元モデルではじめてみられる状況である。1次元モデルでは、この地点の高度1付近には葉がないのでCO₂濃度は吸収されず、極小値の地点はもう少し下層になる。しかしながら2次元モデルではその周りに上層林があり、CO₂濃度は吸収され乱流によって平均化される。極小値の地点にははじめから濃度の薄い空気が流れ込んでくるのでCO₂の吸収量が最大となるこの地点で極小値が現れたと考えることができる。

Fig.21 は高さ18[m](樹高)、21[m](観測地点)、30[m]における各物理量の水平分布である。鉛直流以外はある高さにおける水平平均からのずれで表現した。

1番上の図は鉛直流の水平分布である。Fig.19 葉面積密度の分布図からわかるように水平10~20[m]と30~35[m]あたりはほとんど上層林がない。したがってここで上昇流と下降流が発生し、これは上空50[m]付近まで消えない。高さ21[m]付近での平均流による輸送量 \overline{WT} 、 \overline{WQ} 、 \overline{WC} も今回見積もってみた。それをTable7に示す。

$$\overline{WT} = \int_{45}^0 W_x \cdot T_x dx \quad (58)$$

$$\overline{WQ} = \int_{45}^0 W_x \cdot q_x dx \quad (59)$$

$$\overline{WC} = \int_{45}^0 W_x \cdot c_x dx \quad (60)$$

Table 7: 平均流による輸送量の評価

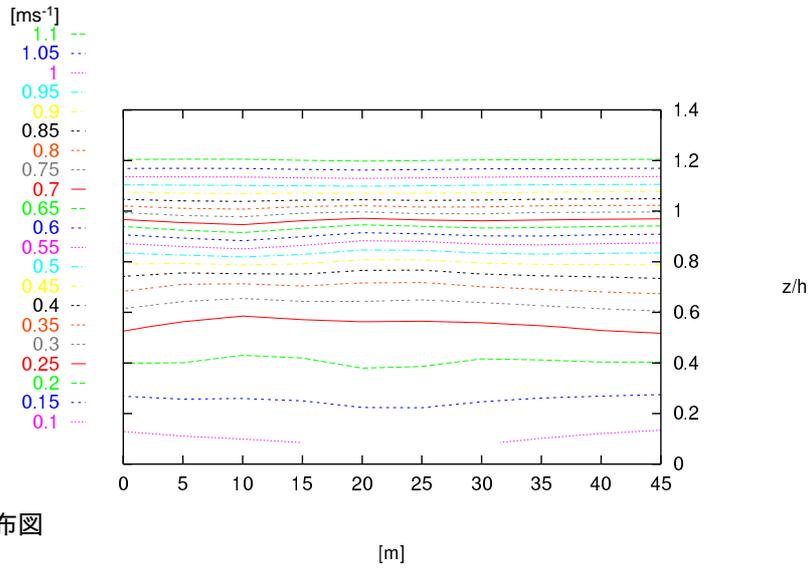
顕熱輸送量 \overline{WT}	線熱輸送量 \overline{WT}	CO ₂ 輸送量 \overline{WC}
8.808	0.286	0.000574

結果、顕熱の輸送量は少し大きい但他的値はほとんど無視できるくらいにとどまった。また下の、3つの図はそれぞれ気温、比湿、CO₂濃度の水平分布である。森林上端の18[m]付近では差はあるが、観測地である21[m]付近ではその差はほとんどなくなることがわかった。これは5.2節で述べた、移流による気温の減少の裏付けにもなった。

続いてFig.22はある高さにおける各フラックス量の水平分布である。先程の物理量と比べると、場所によるずれは大きくとくに顕熱は森林上層で2倍にもなっている。しかしながら今回の観測地の高さ21[m]では少し場所による違いが大きい、上空30[m](高度1.7)付近では、場所による違いはほぼなくなったといって良い。

今回の結果から、LAIが2~3程度の疎な森林で、風が比較的少ない日では不均一によるフラックスの影響は樹高の1.5~2倍の高さでなくなることがわかった。

水平風速の分布図



気温の分布図

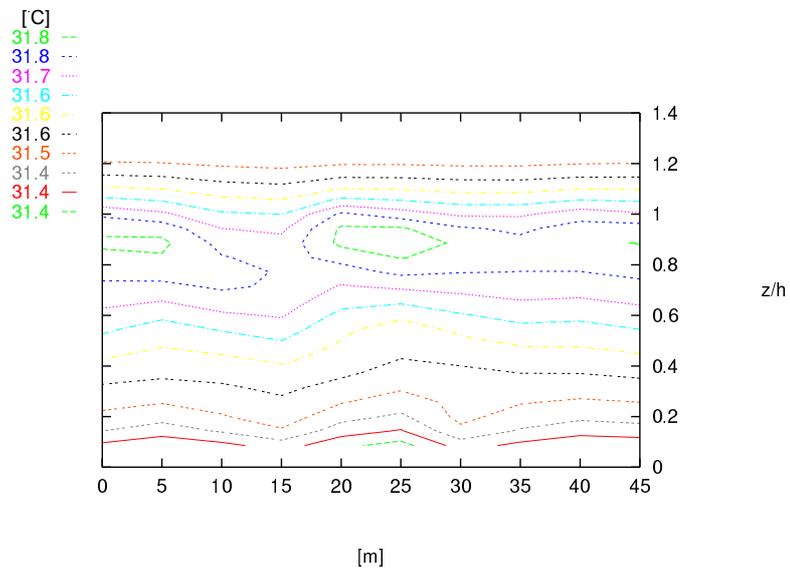
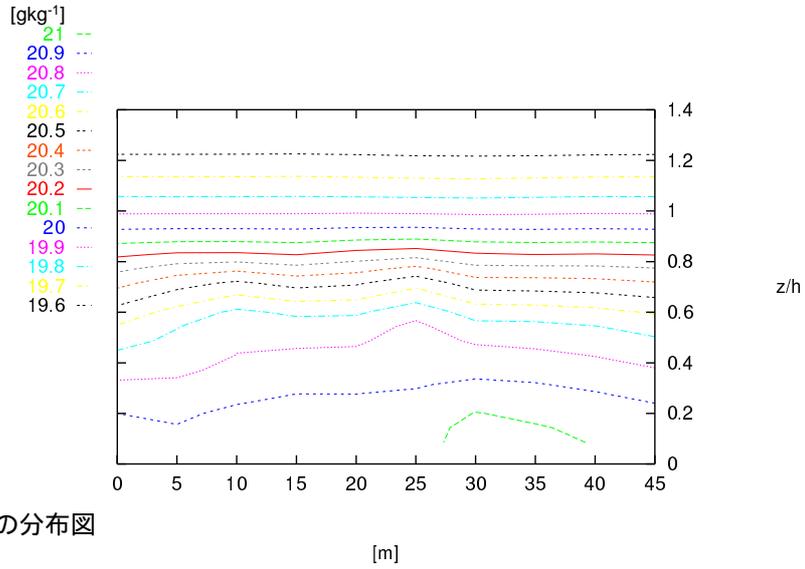


Fig. 19: 10[h]における各物理量の分布図 (a)

10[h]における水平風速、気温の分布図である。ともに縦軸が樹高 h [m] で無次元化した高度、横軸が水平距離 [m] である。

比湿の分布図



CO₂ 濃度の分布図

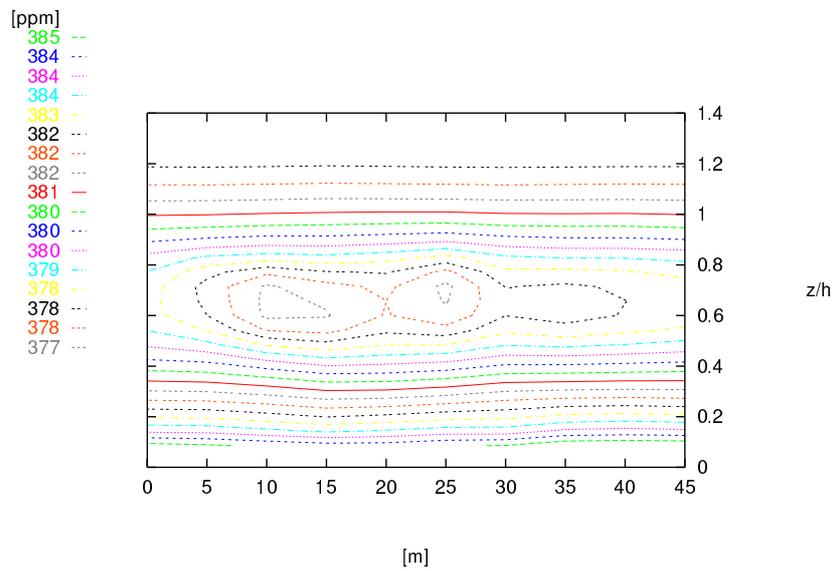


Fig. 20: 10[h]における各物理量の分布図 (b)

10[h]における比湿、CO₂濃度の分布図である。ともに縦軸が樹高 h [m] で無次元化した高度、横軸が水平距離 [m] である。

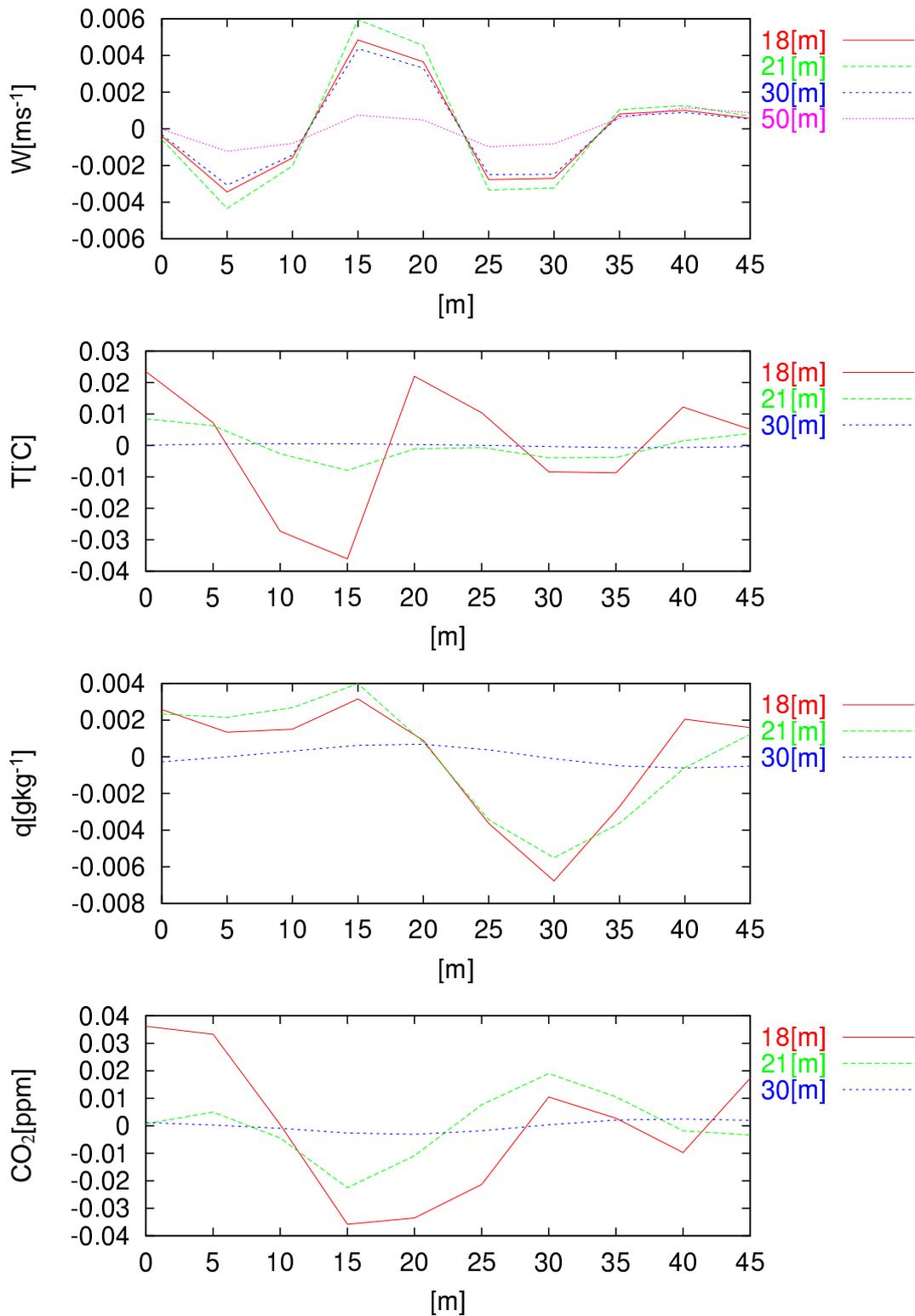


Fig. 21: ある高さにおける各物理量の水平分布

ある高さ (18[m]:樹高、21[m]:観測地点、30[m]) における鉛直風 (W)、気温 (T)、比湿 (q)、CO₂ 濃度 (CO₂) の水平分布である。

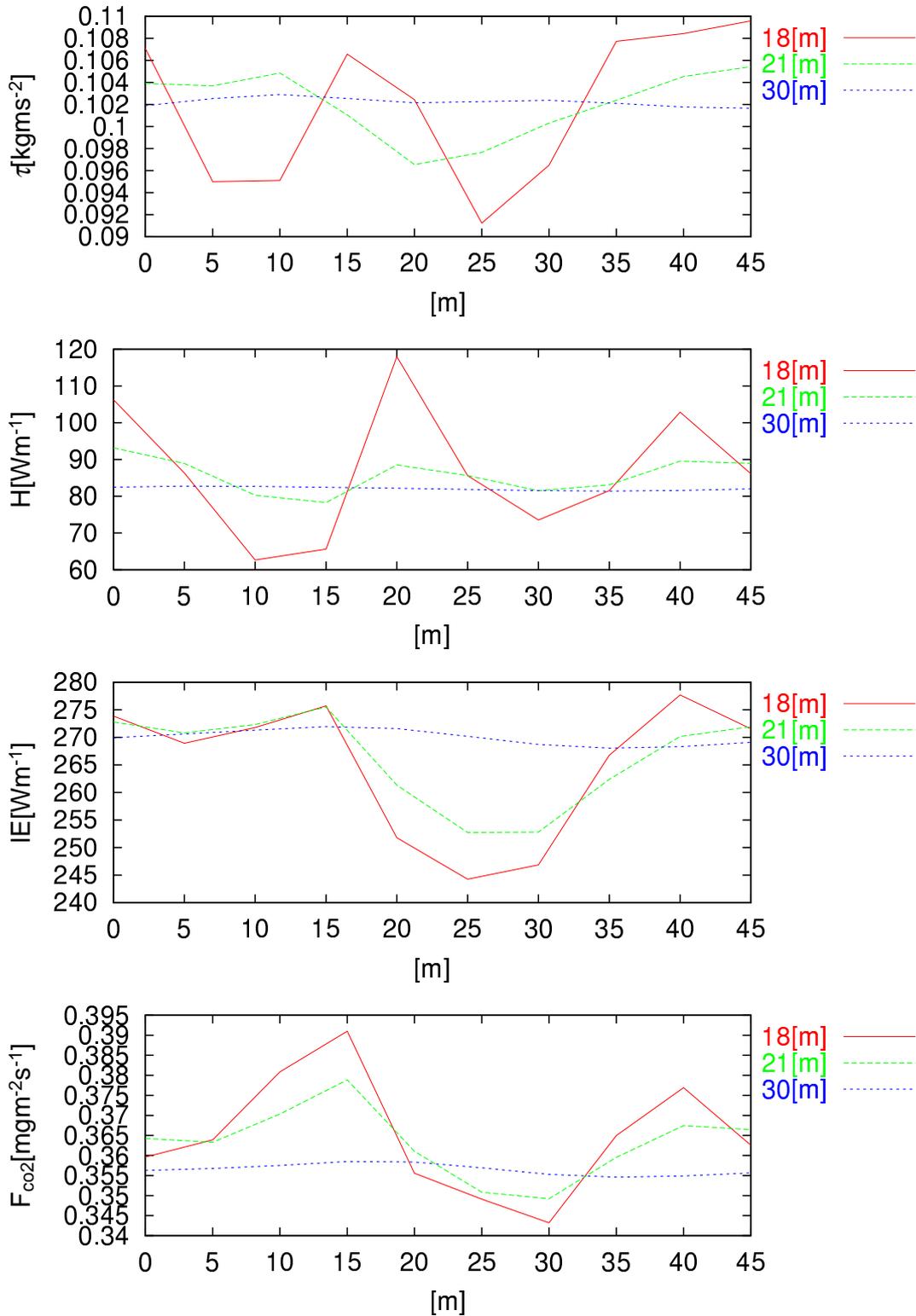


Fig. 22: ある高さにおける各フラックスの水平分布

ある高さ (18[m]:樹高、21[m]:観測地点、30[m]) における顕熱フラックス (H)、潜熱フラックス (IE) および CO₂ 濃度フラックス (F_{CO_2}) の水平分布である。

葉面積密度の分布図

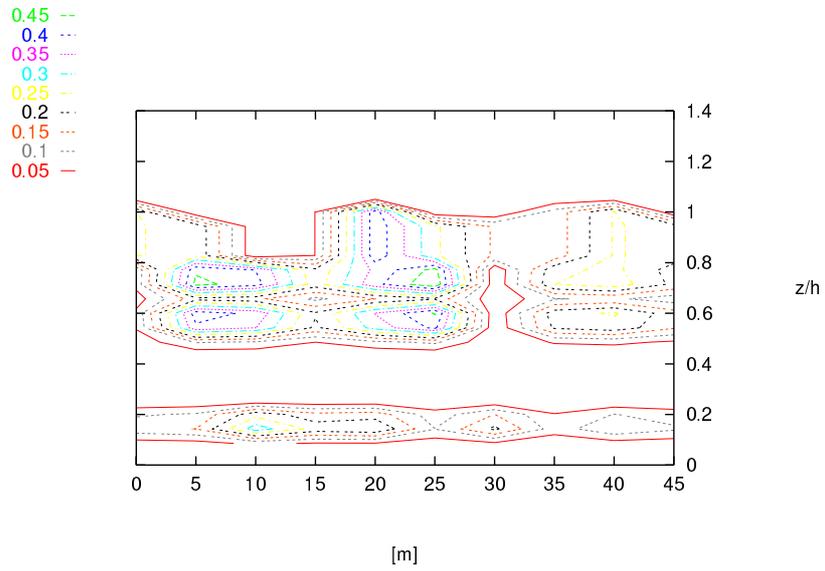


Fig. 23: 2次元モデルの葉面積密度分布

葉面積密度の分布図

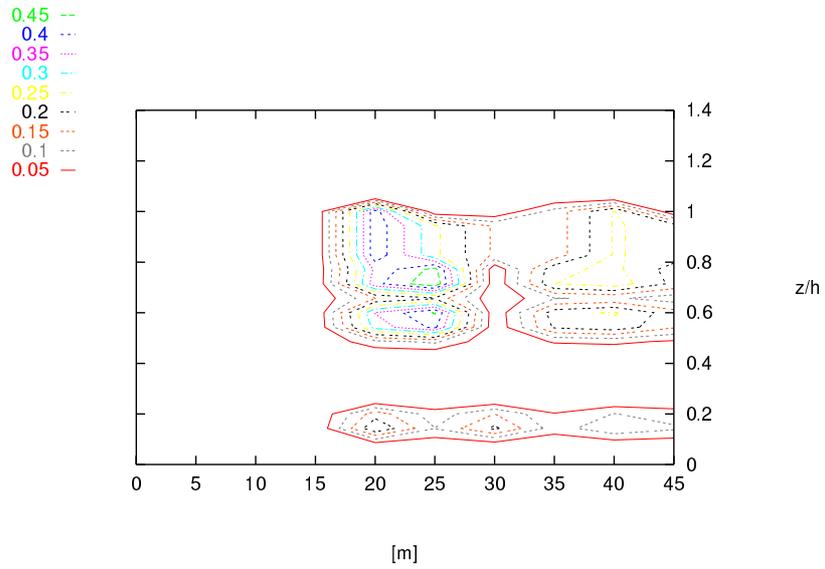


Fig. 24: 森林境界モデルの葉面積密度分布

5.4 森林境界に関する検討

Fig.24 は森林境界モデルで用いた葉面積密度の分布図である。Fig.23 で表される 2 次元モデルの葉面積密度の左半分をゼロにしたものである。森林境界モデルの計算結果と 2 次元モデルの計算結果を比較し森林境界の影響について考える。

Fig.25 は 10[hour] における風速の分布図である。上図が森林境界モデルでの計算値、下図は森林境界モデルと 2 次元モデルの差である。全体的に森林がなくなったことによって抵抗量が減るので風速は大きくなっている。その変化量に着目してみると、水平 0 ~ 15[m] までは森林がなくなったので変化量が多いのは明かであるが、他にも水平 30 ~ 40[m]、高度 0.2 ~ 0.4 でも変化量が多いのが読み取れる。2 次元モデルでは運動量は抵抗の多い森林上層を通らなければ伝わって来ることができなかったが、森林境界では横からの運動量の輸送があり、葉による抵抗のないこの地点の風速がより大きくなったと考えられる。このことは今回 2 次元モデルにおいて森林内の風速が完全には再現できなかった理由の一つとして、有限である観測地を周期境界によって森林が無限に続くと仮定したところに問題があると考えられる。

Fig.26 は 10[hour] における気温の分布図である。上図が森林境界モデルでの計算値、下図は森林境界モデルと 2 次元モデルの差である。先の 2 次元モデルの計算値では気温の極大値が水平 20 ~ 25、高度 0.8 ~ 1 であったのに対し、森林境界モデルでは、水平 40 ~ 45 へと変化している。これは風速が大きくなったことや、森林外の冷たい空気によって顕熱フラックスが増加し、気温の上昇が抑えられたと考えられる。水平 20[m]、高度 0.86 でのフラックスの増加量を Table8 に示す。

Table 8: 森林境界による各フラックスの増加量

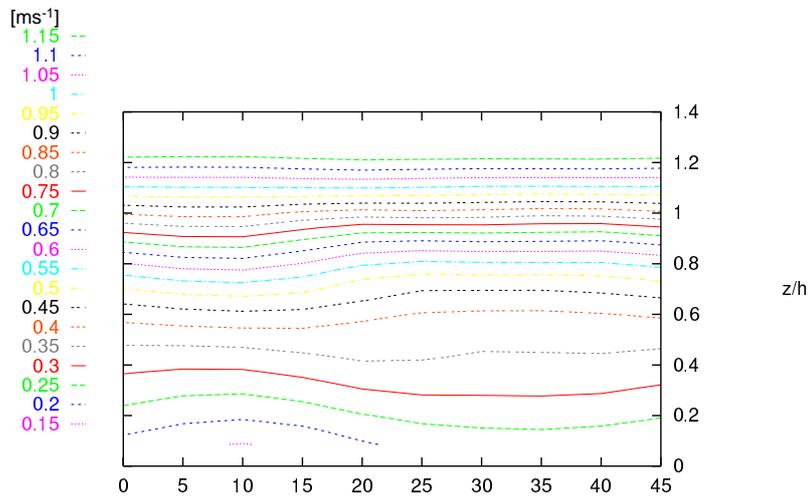
	2 次元モデル	森林境界モデル
顕熱フラックス	50	85
熱フラックス	20	29.5
CO ₂ フラックス	-0.08	-0.14

今回は領域が狭くどのくらいで森林境界の影響がなくなるかは判断できなかった。また本研究では放射過程を 1 次元であると仮定しているため、風速のみを考慮した森林境界の影響である。

Fig.27 は 10[hour] における比湿の分布図である。上図が森林境界モデルでの計算値、下図は森林境界モデルと 2 次元モデルの差である。森林がなくなったことにより全体的に比湿は減少した。また極大値は 2 次元モデルでの計算値同様地表面温度が最も高い場所に現れた。変化量を考えると風速が大きくなったことにより森林内下層で減少量が多くなっている。

Fig.28 は 10[hour] における CO₂ 濃度の分布図である。上図が森林境界モデルでの計算値、下図は森林境界モデルと 2 次元モデルの差である。比湿同様に森林がなくなったことにより全体的に CO₂ 濃度は増加した。

水平風速の分布図



水平風速の差の分布図

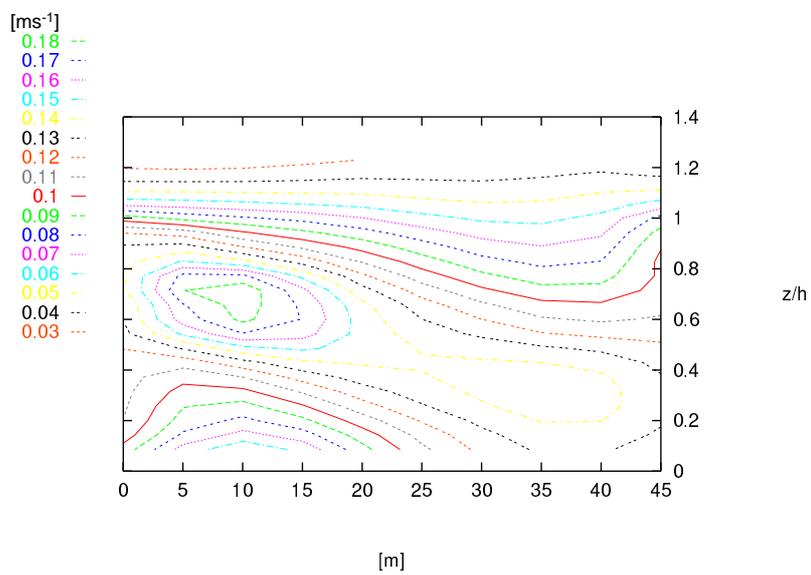
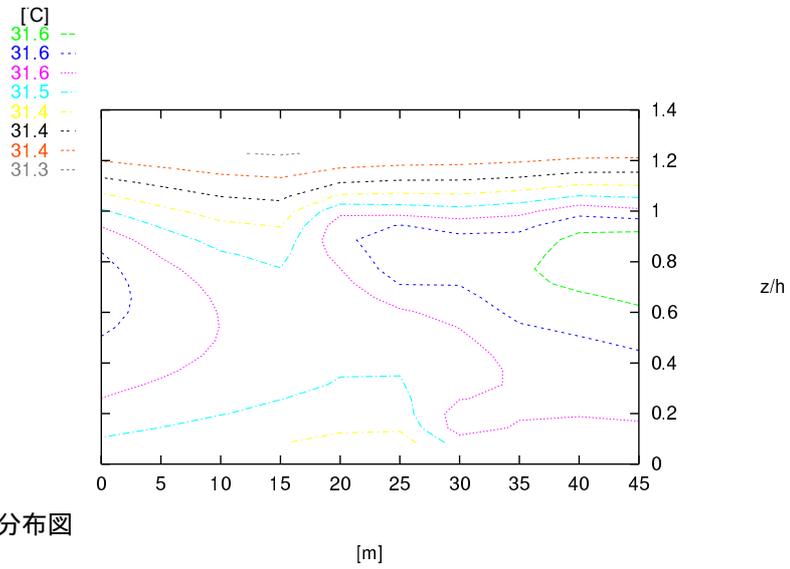


Fig. 25: 10[h]における水平風速の分布図 (a)

10[h]における水平風速、水平風速の差の分布図である。ともに縦軸が樹高 h [m] で無次元化した高度、横軸が水平距離 [m] である。

気温の分布図



気温の差の分布図

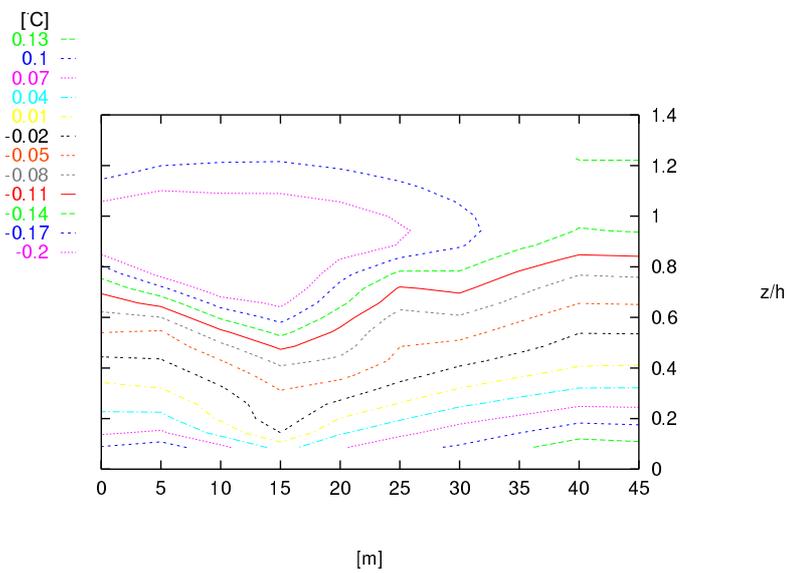
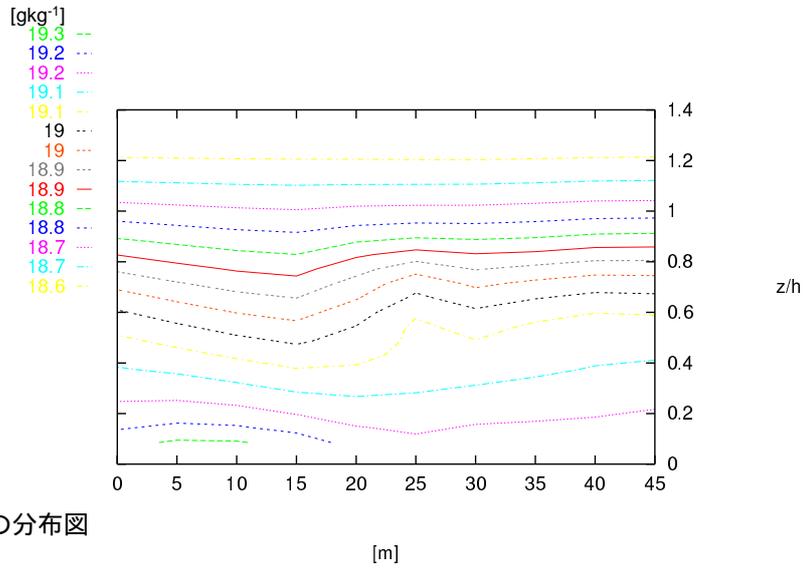


Fig. 26: 10[h]における気温の分布図 (a)

10[h]における気温、気温の差の分布図である。ともに縦軸が樹高 h [m] で無次元化した高度、横軸が水平距離 [m] である。

比湿の分布図



比湿の差の分布図

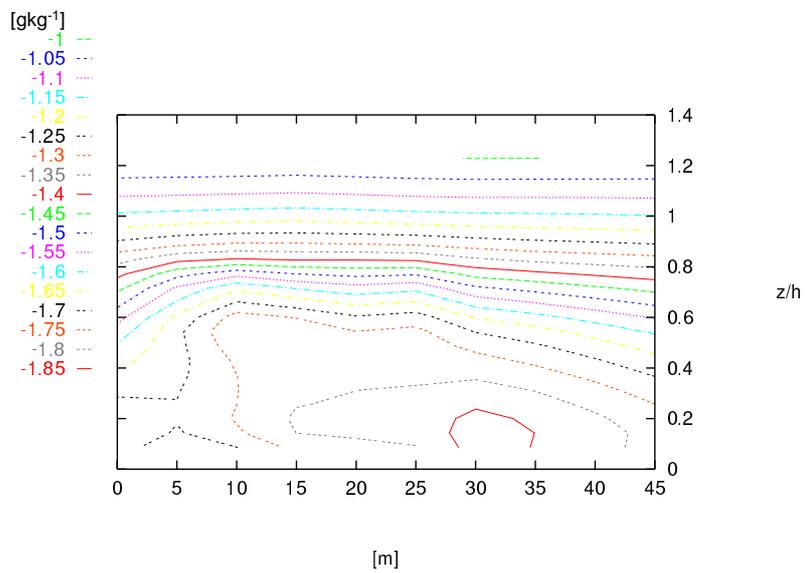
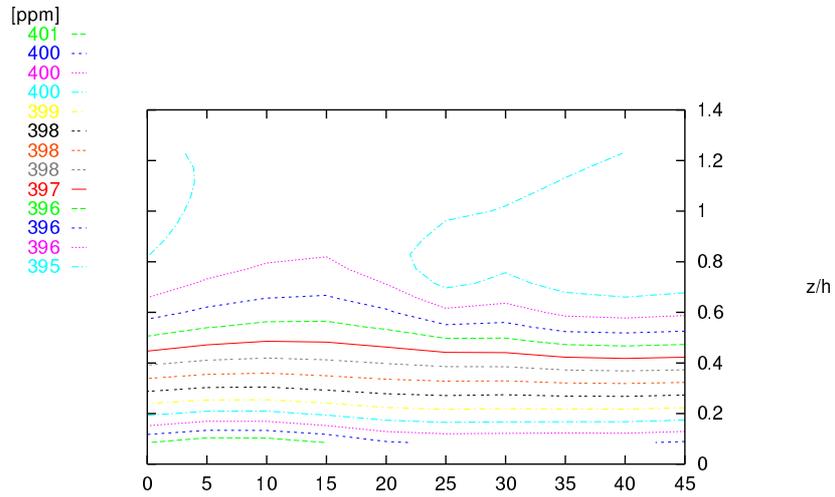


Fig. 27: 10[h] における比湿の分布図 (a)

10[h] における比湿、比湿の差の分布図である。ともに縦軸が樹高 $h[\text{m}]$ で無次元化した高度、横軸が水平距離 $[\text{m}]$ である。

CO₂ 濃度の分布図



CO₂ 濃度の差の分布図

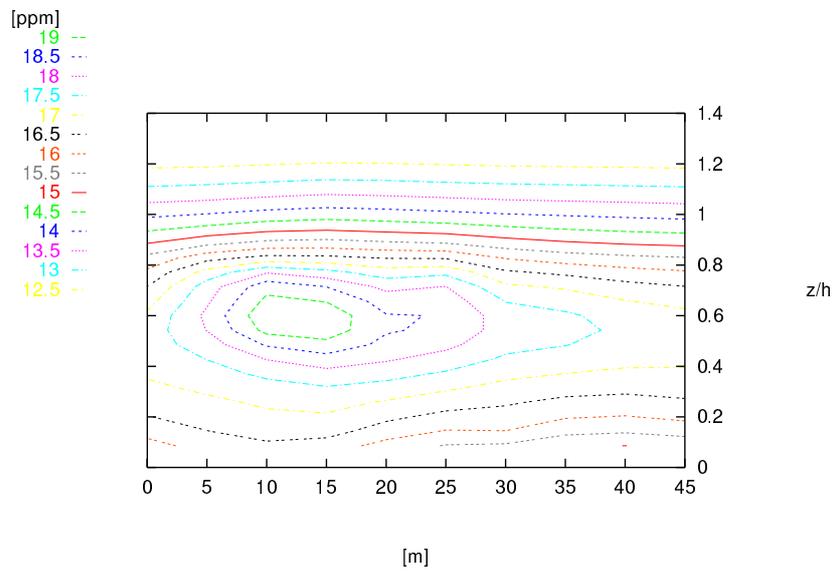


Fig. 28: 10[h] における CO₂ 濃度の分布図 (a)

10[h] における CO₂、CO₂ の差の分布図である。ともに縦軸が樹高 h [m] で無次元化した高度、横軸が水平距離 [m] である。

6 まとめ

森林内の樹木配置の不均一性による各種フラックスの違いや、森林内の移流の効果を表現するために2次元の $k-\epsilon$ 型植生多層モデルを構築した。モデルの方程式系は、標準型の $k-\epsilon$ モデルに森林を格子内の抵抗体として取り入れ、熱・比湿・ CO_2 濃度の移流拡散方程式にも葉（地表）面からのフラックスを与えた。葉（地表）面からのフラックスは熱収支式を解くことによって得られる。葉面における生理学的調整機能については Jarvis(1976)⁶⁾ による気孔コンダクタンスモデルを用いた。圧力は連続式と運動量方程式からポアソン方程式を導き緩和法により解いた。また放射過程については1次元であると仮定した。

本研究モデルを名古屋大学構内の二次林に適用した。計測された鉛直の葉面積密度分布を水平一様で与えた1次元モデルと、樹木の水平分布のデータと組み合わせて作成した2次元の葉面積密度分布を使つての2次元モデルを考えた。

2つのモデルとも若干の差があったものの観測値をほぼ再現することができた。また1次元モデルと2次元モデルを比較を行ったところ移流の効果が見られた。しかしながら現在の観測点(21[m])付近では、その影響がほとんど現れなかった。これはある一点のフラックス量を求める目的なら、1次元モデルで十分であることがわかった。また2次元モデルの計算結果から樹木分布の不均一性による各種フラックスの違いは、樹高の1.5~2倍の高さでほとんどなくなることがわかった。

森林の半分の葉面積密度をゼロにし、森林境界の影響についても考察を行った。結果、森林境界においては風速の増加や、外のフレッシュな空気が流れ込む影響でフラックス量が増加することがわかった。しかしながらこのモデルは放射過程を1次元のみと考えており、今後の課題である。

謝辞

本研究をすすめるにあたり、玉川一郎助教授には懇切丁寧なご指導をいただきました。

名古屋大学地球水循環研究センターの檜山哲哉助教授には多くの助言をいただいたほかに、観測データや各種パラメータの提供など多くの協力をいただきました。

名古屋大学地球水循環研究センターの高橋厚裕さんにはお忙しい中、電子メールを通じて助言をいただきました。

森林内の樹木の分布データは名古屋大学大学院生命農学研究科の鳥羽妙さんが計測してくれたものです。

観測は名古屋大学地球水循環研究センターの皆様が行ったものです。

同研究室の上田剛君、前芝健弘君及び4年生には多くの助言、励ましをうけました。

岐阜大学工学研究科の加藤寛土君にはグラフの作成方法を教えていただきました。

芸能人の松浦亜弥さんにはTVをとうして多くの元気をいただきました。

皆様に深く感謝を申し上げます。

参考文献

- 1). Baldocchi,D.,Valentini,S.Running,W.Oechel and R.Dahlman(1996): Strategies for measuring and modelling carbon dioxide and water vapour fluxes over terrestrial ecosystems. *Global Change Biol.*,2,159-168.
- 2). 福嶋 義宏 (200): AsiaFLUX 構築の意義と課題. 日本気象学会大会講演予稿集,77,108.
- 3). Kondo,J.and N.Saigusa(1990): A parameterization of evaporation from bare soil surface. *J.Appl.Meteorol.*,29,385-389.
- 4). Mastushima,D.and J.Kondo(1995): An estimation of the bulk transfer coefficients for a bare soil surface using a linear model. *J.Appl.Meteorol.*,36,1696-1711.
- 5). Kondo,J and Xu(1997): Seasonal variation in the heat and water balances for nonvegetated surface. *J.Appl.Meteorol.*,36,1676-1695.
- 6). Jarvis,P.G.(1976): The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical transaction of the Royal Society of London B*,273,593-610.
- 7). Collatz,G.J.J.T.Bell,C.Grivet,and J.A.Berry(1991): Physiological and environmental regulation of stomatal conductance,photosynthesis and transpiration:a model that includes a laminar boundary layer. *Agric.For.Meteorol.*,54,107-136.
- 8). Brutsat,W(1979): Heat and mass transfer to and from surface with dense vegetation or similar permeable roughness. *Boundary-Layer Meteorol.*,16,365-388.
- 9). Yamazaki,T.,J.Kondo and T.Watanabe(1992): A heat-balance model with canopy of one or two layers and its application to field experiments. *J.Appl.Meteorol.*,31,86-103.
- 10). Acs,F(1994): A coupled soil-vegetation scheme:description,parameters,validation,and sensitivity studies. *J.Appl.Meteorol.*,33,268-284.
- 11). Watanabe,T.(1994): Bulk parameterization for a vegetated surface and its application to a simulation of nocturnal drainage flow. *Boundary-Layer Meteorol.*,70,13-35.
- 12). Mabuchi,K.,Y.Sato,H.Kida,N.Saisusa,T.Oikawa(1997): A biosphere-atmosphere interaction model (BAIM) and its primary verifications using grassland data. *Papers in Meteorology and Geophysics*,47(No.3/4),115-14.
- 13). Kondo,J.and T.Watanabe(1992): Studies on the bulk transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model. *J.Appl.Meteor.*,49,2183-2199.
- 14). Su,H.B.,K.T.Paw U,and R.H.Shaw(1996): Development of a coupled leaf model for the simulation of planet-atmosphere interaction. *J.Appl.Meteor.*,35,733-748.
- 15). Mastushima,D.and J.Kondo(1997): A proper method for estimating sensible heat flux above a horizontal-homogeneous vegetation canopy using radiometric surface observations. *J.Appl.Meteorol.*,36,1696-1711.

- 16). Seen,D.L.,A.Chehbouni,E.Njoku,S.Saatchi,E.Mougin,and B.Monteny(1997): An approach to couple vegetation functioning and soil-vegetation-atmosphere-transfer models for semiarid grasslands during the HAPEX-Sahel experiment. *Agric.For.Meteorol.*,83,49-74.
- 17). 神田 学・森脇 亮・横山 仁 (1997): 明治神宮の森の気候緩和機能・大気浄化機能の評価. *天気*,44,723-731.
- 18). Baldochi,D.D.and T.Meyers(1998): On using eco-physiological,micrometeorological and biogeochemical theory to evaluate carbon dioxide,water vapor and trace gas fluxes over vegetation:a perspective. *Agric.For.Meteorol.*,90,1-25
- 19). 高橋 厚裕 (1999): 大気-森林間のエネルギー・物質交換過程に関する研究. 修士論文, 名古屋大学.
- 20). 平岡 久司・丸山 敬・中村 泰人・桂 順治 (1989): 森林群落内および都市キャノピー内の乱流輸送に関する研究 (その 1). *日本建築学会計画系論文報告集*,406 号,
- 21). 原園 芳信・吉本 真由美・河村 哲也 (1996): 大気-植生-土壌系モデルによるダイズ群落の光合成速度分布と光合成効率の解析. *農業気象*,52(NO.4),281-291.
- 22). von Caemmerer, J.and G.D.Farquhar (1981): Some relationships between the biochemistry of photosynthesis and the gas exchange of leaves. *Planta.*,153,376-387.
- 23). Pearcy,R.W.,J.R.Ehleringer,H.A.Mooney and P.W.Rundel(1989): *Plant physiological ecology:Field method and instrument*. Chapman & Hall Co.
- 24). 檜山 哲哉・Satirapom Sirisampon・橋本 哲 (2000): 都市二次林の個葉レベルでの気孔コンダクタンスの日～季節変化. *IGBP-MESSC,Second Term*,182-192.
- 25). Paul R.Lowe(1976): An Approximating Polynomail for the Computation of Saturation Vapor Pressure. *J.Appl.Meteorol.*,16,100-103.
- 26). 平岡 久司・丸山 敬・中村 泰人・桂 順治 (1990): 森林群落内および都市キャノピー内の乱流輸送に関する研究 (その 2). *日本建築学会計画系論文報告集*,416 号,
- 27). 近藤 純正 編著 (1994): *水環境の気象学 - 9. 植物と大気 -*. 朝倉書店,220pp.
- 28). 近藤 純正著 (2000): *地表面に近い大気の科学 - 7. 植物と大気 -*. 東京大学出版会,194pp.