

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

MARCOS VINÍCIUS BUENO DE MORAIS

INVESTIGAÇÃO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA SOBRE A REGIÃO
URBANA DE SÃO PAULO POR MEIO DO MODELO DE MESOESCALA TVM
ACOPLADO AO MODELO DE DOSSEL URBANO DE MARTILLI

SÃO PAULO

2010

MARCOS VINICIUS BUENO DE MORAIS

INVESTIGAÇÃO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA SOBRE A REGIÃO
URBANA DE SÃO PAULO POR MEIO DO MODELO DE MESOESCALA TVM
ACOPLADO AO MODELO DE DOSSEL URBANO DE MARTILLI

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Departamento de Ciências Atmosféricas do
Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências
Atmosféricas da Universidade de São Paulo
como condição parcial para obtenção do título de
Mestre em Ciências Atmosféricas.

Área de concentração: Micrometeorologia
Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira

SÃO PAULO

2010

Aos meus pais, fontes de sabedoria e paz.

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço a Deus.

Ao Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira, pela orientação durante todo o mestrado.

À minha família, que sempre me apoiou, em especial para minha mãe que me acompanhou na chegada à São Paulo. À minha esposa Viviana pelo imenso apoio e ajuda durante todo o mestrado.

Aos amigos que fiz no curso de pós-graduação em meteorologia.

Aos amigos do Grupo de Micrometeorologia, em especial à Flávia Noronha Dutra pela ajuda com o TVM.

Ao Dr. Rosiberto Salustiano da Silva Junior por ajudar a entrar em contato com o Martilli.

Ao Dr. Alberto Martilli pelo fornecimento do código do Modelo de dossel urbano e pela ajuda com as dúvidas com relação ao esquema de radiação solar proposto.

Ao Dr. Rafiq Hamdi pela ajuda na implementação do código do Martilli na nossa versão do TVM.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo suporte financeiro (Processo: 134093/2008-9)

SUMÁRIO

SUMARIO.....	i
LISTA DE FIGURAS	iii
LISTA DE TABELAS	vii
LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS.....	viii
RESUMO	xv
ABSTRACT	xvi
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. CAMADA LIMITE URBANA.....	8
3. MODELO NUMÉRICO TVM-NH.....	16
3.1. Equação da vorticidade.....	19
3.2. Equação da conservação de calor	21
3.3. Equação da conservação de umidade específica	22
3.4. Equação da Energia Cinética Turbulenta	23
3.5. Método Tradicional	24
4. MODELO DE DOSSEL URBANO.....	28
4.1. Balanço de Radiação	31
4.1.1. Fator de Visão.....	31
4.1.2. Radiação Solar.....	34
4.1.3. Radiação de Onda Longa.....	41
4.2. Fluxos Turbulentos	42
4.2.1. Momentum	42
4.2.2. Temperatura.....	44
4.2.3. Energia Cinética Turbulenta.....	46
4.3. Modificação da escala de comprimento turbulento.....	47
5. RESULTADOS	49

5.1. Descrição das simulações	49
5.1.1. Configuração do modelo TVM-NH	49
5.1.2. Configuração do MDU	51
5.1.2.1. Validação dos parâmetros radiativos	52
5.2. Influência do dossel urbano na evolução da CLU	56
5.2.1. Vento	56
5.2.2. Calor	60
5.2.3. Energia Cinética Turbulenta	78
6. CONCLUSÃO	82
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	87

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Imagens de satélites para a Região Metropolitana de São Paulo (retiradas do software Google Earth).....	3
Figura 1.2 – Topografia da região de 50x50 km, em torno do prédio do IAG/USP, com dados do GTOPO30 (http://edcdacc.usgs.gov).	4
Figura 2.1 – Estrutura vertical da camada limite sobre regiões urbanas (CLU). z_i é a profundidade da CLU e h_e é a altura dos elementos de rugosidade que compõem a superfície (baseada em HARMAN, 2003).	9
Figura 2.2 – Comparação entre a evolução diurna da profundidade da camada de mistura (h^*) na região urbana (linha contínua) e rural (linha tracejada). Baseado em CERMAK et al (1995).....	10
Figura 2.3 – Esquema do balanço de energia em um dossel urbano (retirado de OKE, 1988).....	12
Figura 2.4 – Influência das construções na dispersão de poluentes. Adaptado da Figura 8.5 do OKE (1988).	13
Figura 3.1 – Esquema da distribuição vertical da grade utilizado no modelo TVM-NH.	18
Figura 4.1 – Representação da grade numérica do MDU. W é a largura das ruas, B é a largura das construções, i_u são os níveis da grade vertical urbana e I_U o centro dos níveis. $\gamma(z_{iu})$ é a densidade de construções de altura z_{iu} e $I(z_{iu})$ é a densidade de construções maiores que z_{iu} (Retirado de MARTILLI <i>et al</i> , 2002).	28
Figura 4.2 – a) Variação temporal, de 17 de junho a 18 de junho, da temperatura observada dentro do cânion de rua a 2,5 m para Basiléia, na Suíça, e a 2 m para uma estação R numa área Rural, e com simulações “urban” e “class”. b) Perfis de temperatura potencial no cânion para 17 de junho às 03 UTC e c) 18 junho às 12 UTC, com simulações “urban” e “class”. Retirado de HAMDÍ E SCHAYES (2005).	30
Figura 4.3 – Esquemas ilustrativos dos fatores de visão para a) superfícies paralelas e b) superfícies ortogonais.	32
Figura 4.4 – Variação dos fatores de visão em função da razão geométrica, onde wI_{sk} é o fator de visão da interação céu-parede, wI_{w2} é o fator de visão da interação parede-parede, st_{w1} é o fator de visão da interação parede-rua e sk_{st} é o fator de visão da interação rua-céu.	34

Figura 4.5 – Esquema da radiação direta na parede para um dado ângulo zenital (retirado de MARTILLI <i>et al</i> , 2002).	35
Figura 4.6 – Mesmo que a figura 4.5.....	36
Figura 4.7 – Mesmo que a figura 4.5.....	37
Figura 4.8 – Esquema de radiação direta na rua do cânion.	37
Figura 4.9 – Esquema do balanço de radiação solar no cânion (reflexão múltipla).....	39
Figura 4.10 – Evolução temporal da radiação solar nos elementos do cânion para razão geométrica igual à 1. Linha preta corresponde à rua, linha vermelha corresponde à parede leste e linha azul corresponde à parede oeste. Neste caso, considera-se cânions infinitos para visualização.	39
Figura 4.11 – Ilustração da orientação do cânion.....	40
Figura 4.12 – Esquema para ilustrar a modificação nas escalas de comprimento turbulento.....	48
Figura 5.1 – Ocupação de solo utilizada por PEREIRA DE SOUSA (2006) e neste trabalho. O ponto PT_PM é o ponto onde se localiza a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP e PT_N é o ponto que representa a região rural.	50
Figura 5.2 – Distribuição das construções utilizada na simulação com o MDU.....	52
Figura 5.3 – Representação da radiação refletida emergindo do cânion. R_{s_r} é a radiação refletida no telhado e R_{s_c} é a radiação deixando o cânion.	53
Figura 5.4– Orientação do cânion do prédio do IAG/USP. (Imagem do Google Earth).54	
Figura 5.5 – a) Evolução diurna e b) evolução sazonal do albedo efetivo no cânion na PT_PM (MORAIS <i>et al</i> , 2009) . O albedo no telhado possui uma dependência do ângulo zenital assim como sugerem MASSON (2000) e FORTUNIAK (2008). . 55	
Figura 5.6 – Evolução diurna da velocidade do vento para as simulações MDU (linha preta) e tradicional (linha vermelha) no primeiro nível do modelo (10 m) no ponto PT_PM. Os resultados são comparados com a observação que correspondem valor médio mensal observado em janeiro entre 1996 a 2005 (CODATO, 2008).	57
Figura 5.7 – Perfil vertical para as 15 Horas Local da intensidade da velocidade do vento para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta). H' é a altura da construção mais elevada.	58

- Figura 5.8 – Isolinhas de velocidade de atrito para as 15 HL da a) simulação MDU e b) simulação tradicional..... 59
- Figura 5.9 – a) Evolução diurna da temperatura do ar para a simulação MDU (linha preta) e simulação tradicional (linha vermelha) para um ponto localizado na PT_PM. A linha azul representa a temperatura do ar na região rural (ponto PT_N). b) Evolução diurna da intensidade da ICU para a simulação MDU (linha preta) e simulação tradicional (linha vermelha). A diferença de temperatura foi entre os pontos urbanos na PT_PM e o ponto rural na PT_N..... 61
- Figura 5.10 – Isolinhas de temperatura da superfície e campo horizontal do vento para às 15 HL para a) simulação MDU com vento inicial de 5 ms^{-1} , b) simulação tradicional e c) simulação MDU com vento inicial de $3,5 \text{ ms}^{-1}$ 63
- Figura 5.11 – Campo de convergência do vento horizontal para às 15 HL para a) simulação MDU com vento inicial de 5 ms^{-1} , b) simulação tradicional e c) simulação MDU com vento inicial de $3,5 \text{ ms}^{-1}$. Contorno preto indica os limites urbanos. 65
- Figura 5.12 – Evolução diurna da a) radiação líquida, b) radiação solar na superfície. No caso das observações a radiação líquida em (a) e a radiação solar (triângulo cheio em (b)) correspondem a valores médios mensais para Janeiro (2004 a 2009), enquanto a radiação solar em (triângulo vazio em (b)) corresponde a dia de céu claro. 68
- Figura 5.13 – a) Perfil vertical de umidade específica as 15 HL para simulação MDU (linha preta) e tradicional (linha vermelha). H' é a altura da construção mais elevada. b) Relação entre a absorção devido ao vapor de água e umidade específica. 69
- Figura 5.14 – Evolução diurna da a) radiação de onda longa emitida pela superfície, b) radiação de onda longa emitida pela atmosfera na PT_PM. No caso das observações de radiação de onda longa emitida pela atmosfera o triângulo cheio corresponde a valores médios mensais para Janeiro (2004 a 2009), enquanto que o triângulo vazio corresponde a dia de céu claro..... 71
- Figura 5.15 – a) Evolução temporal da temperatura na superfície e b) Evolução diurna da emissividade efetiva da simulação MDU (linha azul) no PT_PM. A linha cinza representa a emissividade da superfície da parede e do telhado, a linha pontilhada amarela é a emissividade da rua, a linha azul escura é a emissividade da simulação tradicional e o ponto vermelho representa as estimativas na PT_PM. 72
- Figura 5.16 – Evolução diurna do a) fluxo de calor latente e do b) fluxo de calor sensível na superfície no ponto PT_PM. 74
- Figura 5.17 – Distribuição espacial do fluxo de calor sensível na superfície às 15 HL. a) Simulação MDU e b) simulação tradicional..... 75

Figura 5.18 – Evolução diurna do fluxo de calor armazenado no dossel urbano no ponto PT_PM.....	76
Figura 5.19 – Perfil vertical para as 15 Horas Local de temperatura potencial para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta). H' é a altura da construção mais elevada.	77
Figura 5.20 – Perfil vertical para as 15 Horas Local da energia cinética turbulenta para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta). H' é a altura da construção mais elevada.	78
Figura 5.21 – Evolução diurna da altura da camada limite planetária no ponto PT_PM.	79
Figura 5.22 – Perfis verticais para as 09 HL de a) temperatura potencial, b) umidade específica, c) velocidade do vento e d) energia cinética turbulenta para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta), para o ponto localizado na PT_PM.	80
Figura 5.23 – Perfis verticais para as 15 HL de a) temperatura potencial, b) umidade específica, c) velocidade do vento e d) energia cinética turbulenta para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta), para o ponto localizado na PT_PM.	81

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 – Classificação do IGBP para os tipos de solo utilizados nas simulações e seus respectivos parâmetros físicos. Sendo α o albedo, ε_0 a emissividade, C_S o produto da profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura com a capacidade térmica do solo, z_0 o comprimento de rugosidade da superfície e T_{int} é a temperatura inicial da superfície e da camada mais profunda. Os dados utilizados são os mesmos de PEREIRA DE SOUSA (2006)..... 50
- Tabela 2 – Parâmetros para a cidade na simulação urbana. K_s é a difusividade térmica do material, C_s é o calor específico, T_{int} é a temperatura inicial e a temperatura da camada mais profunda (interior das construções) do material, α é o albedo da superfície, ε é a emissividade da superfície e z_0 é o comprimento de rugosidade da superfície horizontal. 56

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

ABREVIATURAS

BRAMS	Brazilian developments on Regional Atmospheric Modelling System
BUBBLE	Basel Urban Boundary Layer Experiment
CLS	Camada Limite Superficial
CLP	Camada Limite Planetária
CLU	Camada Limite Urbana
ECT	Energia Cinética Turbulenta
ICU	Ilha de Calor Urbano
LES	Large-Eddy Simulation
MDU	Modelo de Dossel Urbano
MM5	Fifth-Generation of NCAR/PENN State Mesoscale Model
PT_N	Ponto na região rural para comparação dos resultados
PT_PM	Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
TEB	Town-Energy Budget
TSMO	Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov
TVM-NH	Topographic Vorticity-Mode Model – Non-Hydrostatic
URBMET	Urban Boundary-Layer Model
WRF/CHEM	Weather Research and Forecast Model coupled with Chemistry

SIMBOLOS

A_w	Coeficiente de absorção de radiação solar devido ao vapor de água
B	Largura das construções
c_1	Constante experimental (= 3,72)
c_2	Constante experimental (= 7,4)
C_1	Constante experimental (= 0,5)
C_2	Constante experimental (= 0,125)
C_{drag}	Coeficiente de atrito (= 0,4)
c_p	Calor específico à pressão constante ($1004 \text{ J Kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)
C_s	Capacidade térmica do solo
d	Profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura do solo
D	Comprimento do cânion
D_i	Termo referentes ao atrito induzido pela superfície urbana
D_{street}	Direção do cânion com relação ao eixo Norte-Sul
e	Pressão de vapor (mbar)
e_{sat}	Pressão de vapor de saturação (mbar)
e_T	Energia Cinética Turbulenta
f	Parâmetro de Coriolis
Fe^H	Termo referente ao impacto das superfícies horizontais na produção/destruição térmica e mecânica de ECT

F_e^V	Termo referente ao impacto das superfícies verticais na produção/destruição térmica e mecânica de ECT
F_u^H	Termo referente à troca de momentum em superfícies horizontais
F_u^V	Termo referente à troca de momentum em superfícies verticais
F_θ^H	Termo referente à troca de calor em superfícies horizontais
F_θ^V	Termo referente à troca de calor em superfícies verticais
f_η	$= z_T / (z_T - z_G)$
G	Fluxo de Calor armazenado no dossel
h	Altura da CLS
H	Fluxo turbulento de calor sensível
H'	Altura da construção mais alta
h_r	Ângulo horário
h_e	Escala de comprimento dos elementos de rugosidade
K_h	Coefficiente de difusão vertical de calor
K_H	Coefficiente de difusão horizontal de momentum
K_m	Coefficiente de difusão vertical de momentum
K_q	Coefficiente de difusão vertical de umidade
K_s	Difusividade térmica da parede, rua ou telhado
k	Constante de vonKarman (= 0,40)
k_s	Fator de absorção devido à aerossóis (= 0,1)
L	Comprimento de Obukhov
LE	Fluxo turbulento de calor latente
l_b	Escala de Comprimento modificada pela presença da superfície urbana

l_k	Comprimento de Mistura
L_v	Calor latente de evaporação ($2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$)
l_e	Escala de Comprimento de dissipação molecular
P	Pressão na superfície (mbar)
q	Umidade específica
q_0	Umidade específica da superfície
q^*	Escala característica de umidade específica
q_{sat}	Umidade específica de Saturação
Q_A	Advecção Horizontal de energia.
Q_F	Fluxo de energia antropogênica
r_a	Resistência aerodinâmica
R_N	Fluxo de Radiação Líquida
R_S	Radiação de Onda Curta
r_s	Resistência Estomatal
r_η	$= (z_T - \eta) / (z_T - z_G)$
Ri_B	Número de Richardson Bulk
Rl_u	Radiação de onda longa emitida pela superfície
Rl_s	Radiação de onda longa emitida pela atmosfera
Rl_{iu}^W	Radiação de onda longa que atinge a parede oeste
Rl_{iu}^E	Radiação onda longa que atinge a parede leste
Rl_g	Radiação de onda longa que atinge a rua
Rs_{iu}^W	Radiação solar (direta + difusa) que atinge a parede oeste
Rs_{iu}^E	Radiação solar (direta + difusa) que atinge a parede leste

$R_{S_{s,iu}}$	Radiação solar direta no nível iu
S	Constante Solar (1327 W m^{-2})
S_{iu}^H	Área da superfície horizontal no MDU
S_{tot}^H	Área da superfície horizontal total da grade no MDU
S_{iu}^V	Área da superfície vertical (parede) no MDU
T_0	Temperatura da superfície
T_b	Temperatura correspondente ao ciclo anual de temperatura do solo
T_g	Temperatura da rua
T_w	Temperatura da parede oeste
T_E	Temperatura da parede leste
u	Componente zonal da velocidade do vento
u^*	Velocidade de Atrito (m/s)
v	Componente meridional da velocidade do vento
V	Volume do ar na célula de grade urbana
V_S	Velocidade do vento
w	Componente vertical da velocidade do vento
W	Largura do cânion
w^*	Comprimento do caminho do vapor d'água (cm)
z	Altura
z_i	Altura da CLU
z_{iu}	Altura das construções na grade urbana
z_T	Altura do Modelo
z_G	Altitude

z_0	Comprimento de rugosidade
z_{0iu}	Comprimento de rugosidade das superfícies urbanas horizontais (telhado e rua)
Z_T	Ângulo Zenital
α	Albedo
α_g	Albedo da rua
α_{Pr}	Inverso do Número de Prandtl (= 1,3)
α_w	Albedo da parede
$\gamma(z)$	Probabilidade de existir uma construção com altura z
$\Gamma(z)$	Probabilidade de existir construções maiores ou igual à z
γ^*	Constante Psicométrica (= $4,08 \cdot 10^{-4} \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$)
δ	= $\frac{\partial e_{sat}}{\partial T}$
δ_s	Declinação Solar
Δz_{iu}	Espaçamento da grade vertical do MDU
$\Delta\theta$	Diferença entre a temperatura do ar e do telhado
ε	Termo de dissipação molecular
ε_0	Emissividade
ε_g	Emissividade da rua
ε_w	Emissividade da parede
η	Sistema de coordenadas seguindo a topografia
η_1	Primeiro nível do modelo numérico
η_2	Segundo nível do modelo numérico (Camada de interface)
θ	Temperatura Potencial

θ_*	Escala característica de Temperatura Potencial
ξ	Vorticidade
ρ_0	Densidade de referência do ar ($1,23 \text{ kg m}^{-3}$)
ζ	Altura adimensional da CLS ($= z/L$)
σ	Constante de Stefan-Boltzmann ($= 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)
τ	Transmissividade da atmosfera seca
τ_d	Período do ciclo diário (24 horas)
Φ	Função Corrente
χ	Ângulo entre o cânion e a direção do Sol
Ψ	Funções de estabilidade
Ψ_{ji}	Fator de visão entre as superfícies j , que emite radiação, e a superfície i , que recebe radiação.

RESUMO

Neste trabalho é apresentada uma investigação do papel da ocupação de solo urbano na evolução temporal e espacial da Camada Limite Planetária (CLP) sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). Para isso, foi implementado um Modelo de Dossel Urbano (MDU) proposto por MARTILLI *et al* (2002) na versão Não-Hidrostática do modelo de mesoescala TVM-NH. No MDU proposto por MARTILLI *et al* (2002), a cidade é representada como uma combinação de classes urbanas, caracterizada por um arranjo de construções (cânions) de mesma largura, mas com diferentes alturas. Foram realizadas duas simulações para condição de verão: MDU e tradicional. Na simulação MDU o modelo TVM-NH utiliza o modelo de dossel urbano de MARTILLI *et al* (2002). Na simulação tradicional, o modelo TVM-NH utiliza a forma *convencional* de representar a ocupação urbana através de “valores urbanos” de comprimento de rugosidade, das propriedades térmicas e radiativas da superfície. Para analisar apenas a influência do dossel urbano, considerou-se a topografia plana nas simulações. O MDU proposto por MARTILLI *et al* (2002) consegue reproduzir a evolução diurna e sazonal do albedo efetivo na RMSP. Vários outros efeitos do dossel urbano também são qualitativamente melhor reproduzidos pelo MDU. Verificou-se que os efeitos urbanos no campo de temperatura têm um papel fundamental na produção térmica de energia cinética turbulenta e na evolução vertical da CLP convectiva. Os efeitos urbanos no cisalhamento do vento e na escala de comprimento turbulento contribuem para intensificar a mistura turbulenta e a profundidade da CLP em regiões urbanas.

ABSTRACT

This work presents an investigation of the role of the urban land-use in the temporal and spatial evolution of the planetary boundary layer (PBL) over the metropolitan region of São Paulo City (MRSP). It was implemented the Urban Canopy Model (MDU) proposed by MARTILLI *et al* (2002) in the non-hydrostatic version of the Mesoscale Model TVM-NH. In the MDU proposed by MARTILLI *et al* (2002), the city is represented as a combination of urban classes, characterized by an array of buildings (canyons) of the same width but different heights. Two simulations representative of summer condition in the MRSP were carried: *MDU* and *traditional*. In the run *MDU* the TVM-NH uses the new urban canopy of MARTILLI *et al* (2002). In the run *traditional*, the TVM-NH uses the long-established way to reproduce the surface exchange of energy, momentum and mass, based on “urban values” of roughness length, albedo and emissivity of the surface. To analyze only the the urban canopy effects it was considered a flat topography in the simulations. The MDU proposed by MARTILLI *et al* (2002) was able to reproduce the diurnal and seasonal variation of the effective albedo observed in the MRSP. Several other features of the urban canopy, especially those induced by the buildings, were qualitatively better reproduced by the TVM-NH with MDU. It was verified that the urban effects on the temperature have key role in the thermal production of turbulent kinetic energy and in the vertical evolution of the convective PBL. The urban effects on the wind shear and turbulent length scales contribute to intensify the turbulent mixing and to increase the depth PBL in urban areas.

1. INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, o processo de urbanização pode ser considerado como um dos mais impressionantes fenômenos da história do nosso planeta. Em 1950, apenas 29,1% da população mundial residia em áreas urbanas. Em 2007, este número aumentou para 49,4%, sendo que a maior taxa de aumento está em regiões menos desenvolvidas (UN report, 2007).

O número de megacidades (cidades com mais de 10 milhões de habitantes) e sua população também estão aumentando. Em 1950, existiam apenas 2 megacidades (Nova Iorque e Tóquio). Atualmente existem 19 em todo o mundo, sendo 13 delas em países emergentes (UN report, 2007).

Com este crescimento populacional acelerado percebe-se um aumento da área urbanizada, o que pode ocasionar alterações no clima local de uma região, uma vez que o processo de urbanização provoca modificações na rugosidade, nas propriedades térmicas da superfície, diminuição da intensidade do vento e da umidade no solo (KALNAY E CAI, 2003). Estas alterações geram uma diferença de temperatura entre a região urbana e a rural circunvizinha. O contraste de temperatura entre essas duas regiões é chamado de Ilha de Calor Urbano (ICU) (OKE, 1988). A ICU é um fenômeno puramente urbano, que pode variar de intensidade com a velocidade do vento, cobertura de nuvens, com o tamanho da cidade e o aumento da população (ARNFIELD, 2003; ATKINSON, 2003). Em latitudes médias, a ICU é mais bem desenvolvida no período da noite, e em latitudes subtropicais a ICU é mais intensa durante o período diurno (OKE, 1988; MONTÁLVEZ *et al*, 2000; MORRIS E SIMMONDS, 2000). Quando o vento é fraco, o gradiente horizontal de temperatura induzido pela ICU pode formar

uma circulação centrípeta que pode contribuir para o aumento da concentração de poluentes sobre as grandes cidade com topografia plana (FREITAS, 2003).

Tendo em vista que no Brasil, cerca de 80% da população vive em áreas urbanas, o conhecimento do clima urbano é uma informação importante para a sociedade, pois pode ser utilizada para entender o papel que o meio ambiente urbano tem sobre as pessoas e os materiais, e subsidiar ações mitigadores de efeitos negativos que o clima urbano possa ter nas pessoas e nos materiais utilizados nas edificações que ocupam e compõem as regiões urbanas brasileiras. Entre os parâmetros climáticos importantes nesta caracterização, a evolução temporal e espacial da camada limite urbana é um dos mais importantes e menos conhecido nas cidades brasileiras em geral, e na cidade de São Paulo em particular.

A cidade de São Paulo (23°30'S, 46°40'W) possui uma área territorial de aproximadamente 1500 km² (IBGE,2009), e está localizada a uma distância média de 60 km do Oceano Atlântico (Figura 1.1). Com quase 11 milhões de habitantes, mais de 55 mil indústrias e com uma frota de mais de 5 milhões de veículos (IBGE, 2009), a cidade de São Paulo apresenta sérios problemas de poluição.

Típico de regiões subtropical do Brasil, o clima da cidade de São Paulo é caracterizado por um inverno seco e verão úmido (OLIVEIRA *et al.*, 2003). O regime de ventos na cidade de São Paulo é determinado por ventos de N-NE durante o verão e de NE-E durante o inverno. Os ventos médios na cidade de São Paulo são fracos, oscilam entre 1 e 2 m s⁻¹, favorecendo a formação e desenvolvimento de circulações locais associados aos efeitos de topografia e da ocupação do solo (OLIVEIRA *et al.* 2003).

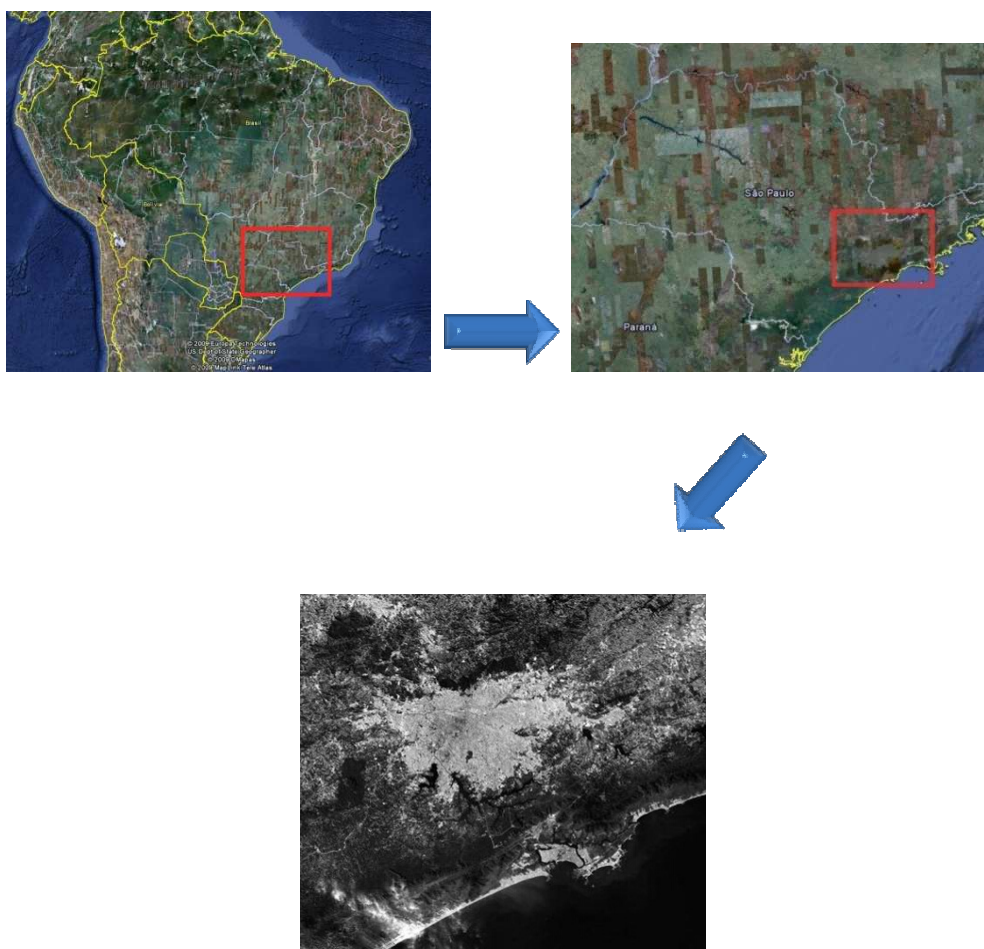


Figura 1.1 – Imagens de satélites para a Região Metropolitana de São Paulo (retiradas do software Google Earth).

A topografia da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) é caracterizada, na direção leste-oeste, pela presença do Vale do Rio Tietê (Fig. 1.2), e pode alcançar picos de até 1000 m no extremo Norte. Apesar de não muito acidentada, a topografia da RMSP se distribui de forma a intensificar as circulações de brisa marítima e terrestre através da superposição dessas brisas com a circulação do tipo vale-montanha (OLIVEIRA *et al.* 2003; FREITAS, 2003; PEREIRA DE SOUSA, 2006).

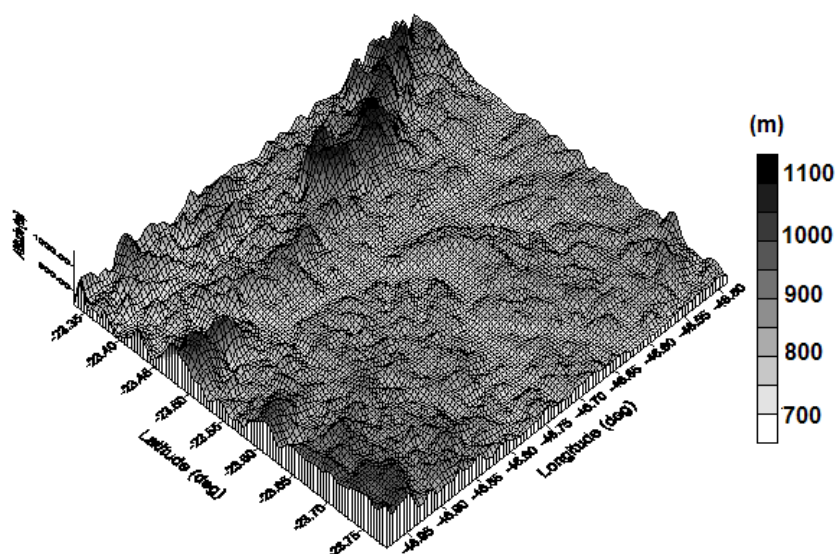


Figura 1.2 – Topografia da região de 50x50 km, em torno do prédio do IAG/USP, com dados do GTOPO30 (<http://edcdacc.usgs.gov>).

O efeito da ocupação urbana da RMSP sobre a evolução vertical da Camada Limite Planetária (CLP) tem sido investigado do ponto de vista observacional por NAIR *et al* (2004), MARCIOTTO *et al* (2007) e FERREIRA *et al* (2008).

NAIR *et al* (2004) utilizou dados de SODAR para estimar a evolução da Camada Limite Urbana (CLU) no período de inverno, atingindo aproximadamente 1600 m em torno das 12 HL. Para o verão, MARCIOTTO *et al* (2007), utilizou dados de lidar para estimar a evolução da CLU, que atingiu uma profundidade de até 2,5 km. FERREIRA *et al* (2008) mostrou evidências de que o calor armazenado no dossel urbano pode contribuir para a formação da ICU na cidade de São Paulo.

A evolução temporal e espacial da CLU sobre a RMSP tem sido investigada por meio da modelagem numérica (FREITAS, 2003; PEREIRA DE SOUSA, 2006; CODATO, 2008; MARCIOTTO, 2008).

FREITAS (2003) realizou simulações com o modelo BRAMS acoplado ao modelo de dossel urbano TEB. Neste caso, a diferença de temperatura alcançada pela região urbana, em comparação à simulação em que a cidade foi substituída por um tipo de vegetação equivalente à mata aberta, foi de 3,5 °C. Além disso, a presença de áreas urbanas aumentou a CLU em cerca de 150 m, mesmo quando as fontes antropogênicas são menos intensas. Quando a fonte antropogênica é maior, a diferença nas simulações pode chegar a mais de 400 m.

PEREIRA DE SOUSA (2006) mostrou com o modelo TVM-NH, que as simulações para a RMSP com a ocupação de solo urbana, representada de forma tradicional, apresentam valores mais intensos de calor sensível, velocidade de atrito, energia cinética turbulenta, etc., do que no caso da ocupação de solo rural. Também verificou-se que, para ventos com intensidades menores que 5 ms^{-1} , a topografia da RMSP é um fator mais relevante que a ocupação de solo na evolução diurna da CLU.

Utilizando o modelo LES (Large Eddy Simulation) desenvolvido por Moeng, CODATO (2008) simulou a evolução diurna da CLP e o comportamento do monóxido de carbono sobre a RMSP. As simulações reproduziram satisfatoriamente as observações no período convectivo. Além disso, as simulações indicaram que os principais processos que influenciam a evolução diurna de CO na RMSP são o entranhamento de ar limpo no topo da CLP e as emissões veiculares. Nas regiões de transição entre ocupação não-urbana e urbana situadas nas fronteiras da RMSP, a advecção horizontal de CO contribui de forma equivalente ao entranhamento e emissão veicular.

MARCIOTTO (2008) realizou simulações com um modelo de fechamento de segunda ordem, acoplado à um MDU baseado no TEB, com a finalidade de avaliar o

impacto da cobertura vegetal e da geometria do dossel urbano na estrutura vertical da CLU, validado para a RMSP. Para isso, variou-se a fração de área vegetada presente na superfície urbana e a razão geométrica. Em relação à geometria, foi mostrado que uma razão geométrica elevada, ou seja, construções altas, tendem a reduzir a temperatura da superfície e o fluxo de calor sensível; a amplitude de oscilação inercial do vento acima da CLS tende a crescer com a razão geométrica.

Conforme verificado nesta revisão, a intensidade da ICU e outras propriedades da CLU dependem da forma com que as trocas de momentum, energia e massa são tratados no dossel urbano. Nos estudos anteriormente realizados por PEREIRA DE SOUSA (2006), verificou-se que a topografia da RMSP altera as características da CLU, intensificando o cisalhamento do vento em regiões mais altas e gerando uma circulação térmica. Apesar de corretos, os resultados encontrados subestimaram o papel do dossel urbano tendo em vista que o mesmo é tratado de forma tradicional.

Estudos anteriores indicam que a topografia e a ocupação do solo da RMSP são fatores que determinam também as características espaciais da CLU, intensificando a sua extensão vertical diretamente através do aumento do fluxo de calor sensível e indiretamente através da intensificação da produção mecânica de energia cinética turbulenta (PEREIRA DE SOUSA, 2006). Nas simulações numéricas realizadas por PEREIRA DE SOUSA (2006) o balanço de energia sobre o dossel urbano foi tratado através do método simplificado. Tanto o fluxo de calor sensível quanto a produção de energia cinética turbulenta podem estar sub dimensionados nestas simulações, pois não incluem os efeitos das trocas de momento, energia e radiação associado as paredes laterais dos edifícios.

Este trabalho tem por objetivo descrever a evolução temporal e espacial da Camada Limite Urbana (CLU) para a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). Para tanto foi implementado um Modelo de Dossel Urbano (MDU), elaborado por MARTILLI *et al* (2002), na versão não-hidrostática do modelo de mesoescala TVM-NH (SCHAYES *et al*, 1996 e THUNIS E CLAPPIER, 2000). A capacidade do MDU reproduzir as propriedades radiométricas e as componentes do balanço de radiação na superfície urbana da RMSP foi avaliada utilizando como referência as observações realizadas na plataforma micrometeorológica do IAG USP.

No capítulo 2 será apresentado uma revisão e os principais fundamentos teóricos sobre CLU. No capítulo 3, uma breve descrição do modelo TVM-NH, utilizado neste trabalho. No capítulo 4, a descrição da parametrização proposta por Martilli. No capítulo 5, resultados e discussões das simulações. No Capítulo 6, as conclusões e sugestões.

2. CAMADA LIMITE URBANA

A parte mais baixa da atmosfera, chamada de Camada Limite Planetária (CLP), é definida como a parte da atmosfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra, e responde às forçantes da superfície com uma escala de tempo de 1 hora ou menos. Quando a CLP é influenciada pela superfície urbana ela é conhecida como Camada Limite Urbana (CLU). A Figura 2.1 mostra uma ilustração conceitual da distribuição vertical da CLU. A CLU é composta basicamente de três sub-camadas, baseadas nas características dos perfis verticais das médias das variáveis dinâmicas e termodinâmicas dos fluxos turbulentos:

- Sub-camada Rugosa: Adjacente à superfície, esta sub-camada é fortemente influenciada pela escala de comprimento dos elementos de rugosidade (h_e). Esta sub-camada atinge uma profundidade de aproximadamente duas vezes a altura do dossel urbano ($z \sim 2h_e$) (ROTH, 2000).
- Sub-camada Inercial: com uma profundidade entre $2h_e$ e $0,1 - 0,2 z_i$, com z_i sendo a profundidade da CLU, nesta sub-camada os fluxos turbulentos não variam por mais de 10% do seu valor na superfície, caracterizando a Camada Limite Superficial (CLS). Na CLS, a Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) é válida.
- Camada de Mistura: é onde as propriedades dinâmicas e termodinâmicas são rapidamente misturada pela turbulência resultando em perfis verticais uniformes de temperatura potencial, velocidade do vento e umidade específica. Esta camada possui uma extensão entre $0,1 - 0,2 z_i$ e z_i (z_i é a altura da CLU).

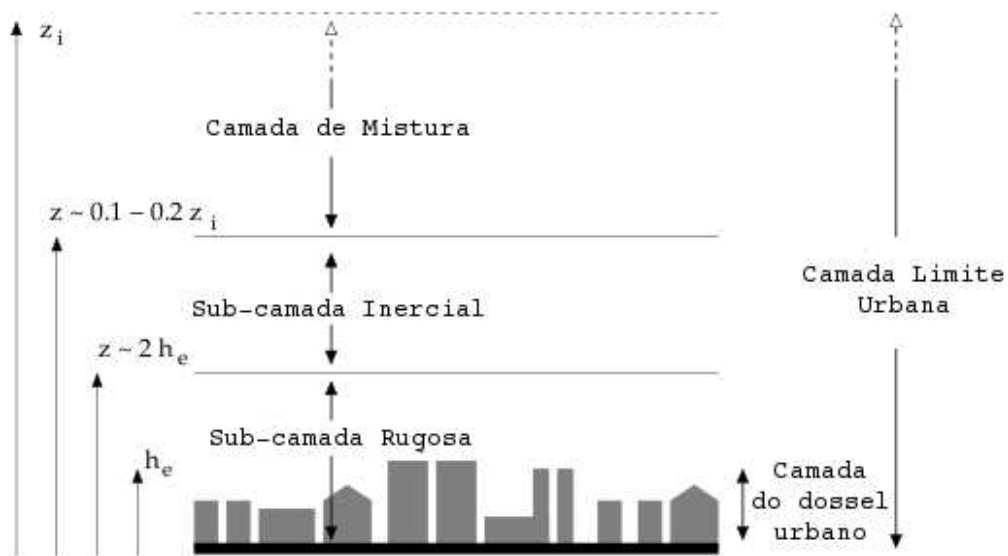


Figura 2.1 – Estrutura vertical da camada limite sobre regiões urbanas (CLU). z_i é a profundidade da CLU e h_e é a altura dos elementos de rugosidade que compõem a superfície (baseada em HARMAN, 2003).

Comparativamente, a evolução diurna da CLP sobre uma região urbana difere consideravelmente da CLP sobre as regiões rurais (Fig. 2.2). Durante o período diurno o fluxo de calor sensível é maior sobre a região urbana, conseqüentemente a altura da CLU é maior do que a extensão vertical da CLP sobre as regiões rurais. À noite as diferenças são maiores, pois enquanto se observa a formação de uma inversão térmica de superfície sobre as regiões rurais, é comum encontrar convecção térmica sobre a região urbana com intensidade suficiente para gerar uma camada de mistura (CERMAK *et al*, 1995). Em alguns casos, o fluxo de calor sensível durante o período diurno apresenta uma variabilidade espacial sobre as regiões urbanas com valores menores sobre as áreas com construções mais altas. Como conseqüência, a altura da CLU também se torna menor sobre estas regiões com construções mais altas (MARCIOTTO,

2008). Este efeito está relacionado com o aumento da capacidade de armazenar calor a medida que as construções se tornam mais altas.

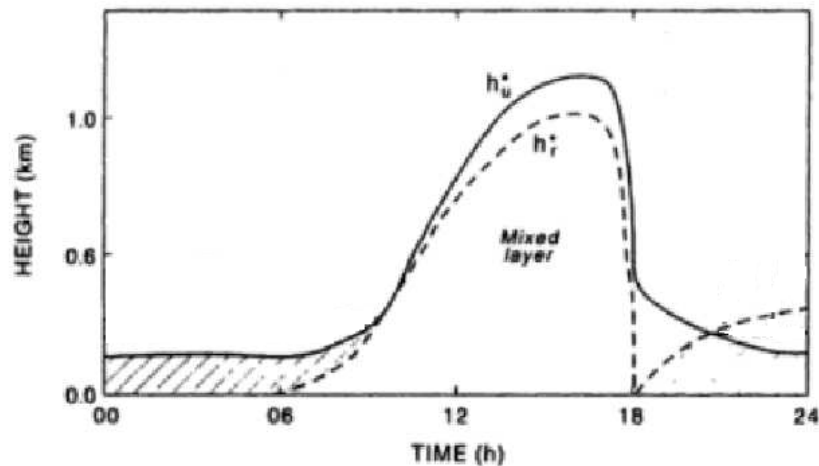


Figura 2.2 – Comparação entre a evolução diurna da profundidade da camada de mistura (h^*) na região urbana (linha contínua) e rural (linha tracejada). Baseado em CERMAK et al (1995).

O que determina em grande parte a evolução temporal e espacial da CLU sobre uma região urbana é a intensidade da turbulência, que depende em grande parte da produção térmica de energia cinética turbulenta, associada ao fluxo de calor sensível, e a produção mecânica de energia cinética turbulenta diretamente proporcional ao produto da tensão de Reynolds e do cisalhamento vertical do vento médio horizontal.

O fluxo de calor sensível representa a troca de calor entre o dossel urbano e a atmosfera e está vinculado aos processos de troca de energia com a superfície através da equação do balanço de energia.

Segundo OKE (1988), sobre uma região urbana o balanço de energia na superfície pode ser representado através do balanço em um elemento de volume correspondente ao dossel urbano (Fig. 2.3). Ele pode ser expresso como:

$$R_N + Q_F = H + LE + G + Q_A \quad (2.1)$$

onde, R_N é o fluxo de radiação líquida, Q_F é o fluxo de energia antropogênica (ou calor antropogênico), H é o fluxo turbulento de calor sensível, LE é o fluxo turbulento de calor latente, G é o fluxo de calor armazenado no dossel e Q_A é a advecção horizontal de energia.

Comparativamente a regiões rurais adjacentes, em geral, sobre uma região urbana existe uma fonte extra de energia associada com a atividade antropogênica, que aumenta a quantidade de energia disponível, intensificando o aquecimento da CLU e gerando ICU. Além disso, sobre uma região urbana o fluxo de calor latente é menor do que sobre a região rural devido a impermeabilização do solo. Como existe mais energia disponível sobre a região urbana, então o fluxo de calor sensível é maior sobre a região urbana em relação às áreas rurais adjacentes.

A evolução espacial e temporal da CLU representa, em um conjunto com os demais parâmetros climáticos, um importante elemento que pode ser utilizado para o planejamento urbano, a fim de amenizar os efeitos adversos da ocupação urbana, tais como o efeito da ICU, modificações nos padrões de nebulosidade e precipitação, além de permitir o desenvolvimento e implementação de construções mais eficientes do ponto de vista energético. Deve ser ressaltado que além das aplicações diretas, as previsões numéricas do tempo e do clima em regiões urbanas dependem da representação realística dos processos físicos de interação entre o dossel urbana e a atmosfera (OKE, 1988).

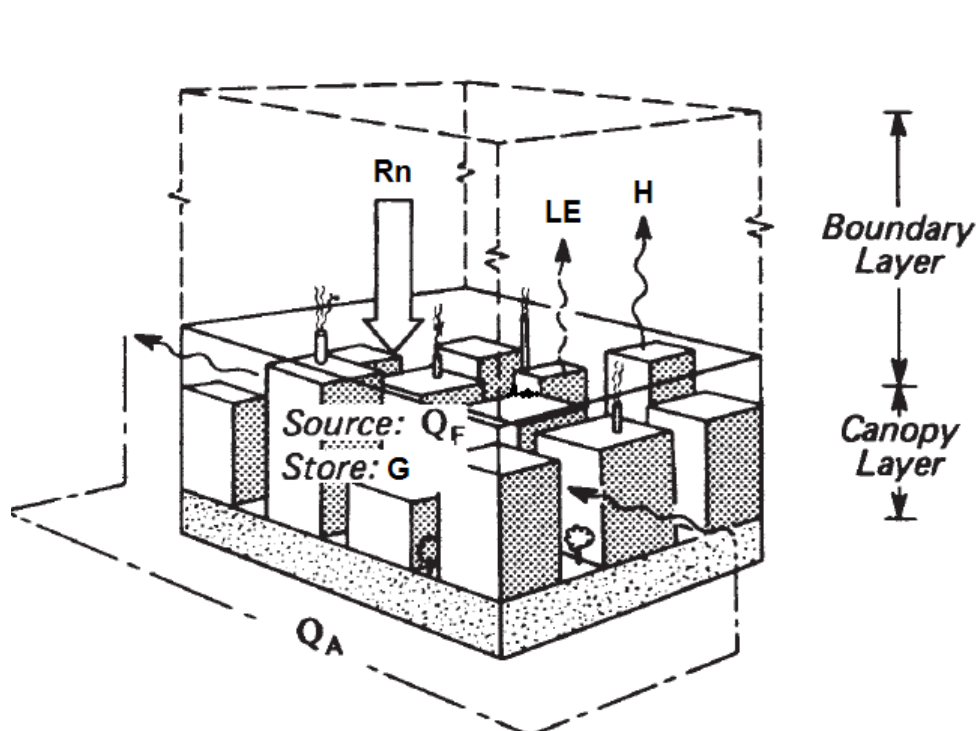


Figura 2.3 – Esquema do balanço de energia em um dossel urbano (retirado de OKE, 1988).

O estudo da CLU também é importante para caracterizar o potencial de dispersão de poluentes da atmosfera em regiões urbanas. Nas áreas urbanas homogêneas (com relação às dimensões e a distribuição espacial), as trocas turbulentas entre o nível da rua (onde poluentes de carros são emitidos) e o nível acima do telhado dependem da razão geométrica¹.

Quando a razão geométrica é pequena (e.g. < 1) as vias (ruas, avenidas, etc) são estreitas em relação a altura das edificações, e a circulação dos vórtices turbulentos fica confinada a camada do dossel urbano, e a dispersão dos poluentes emitidos na superfície fica prejudicada (Fig. 2.4a). Enquanto que em um arranjo mais aberto (razão geométrica > 1), onde os vórtices turbulentos transportam os poluentes para regiões

¹ Razão entre a altura das construções e a largura das ruas.

acima da camada do dossel urbano, favorecendo na dispersão dos poluentes emitidos na superfície (Fig. 2.4b).

Quando a distribuição das edificações é heterogênea, o transporte dos poluentes na camada do dossel urbano torna-se extremamente complexa passando, em muitos casos, a depender da distribuição heterogênea dos vórtices turbulentos, que por sua vez, está associada distribuição espacial heterogênea dos elementos de rugosidade.

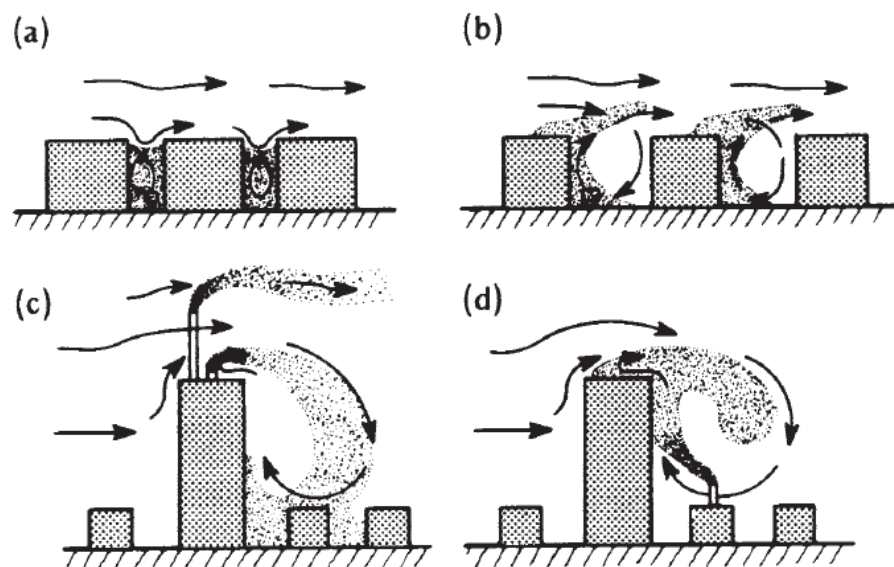


Figura 2.4 – Influência das construções na dispersão de poluentes. Adaptado da Figura 8.5 do OKE (1988).

Por exemplo, quando a fonte de poluentes está localizada na zona de sucção acima do topo de uma edificação mais alta (Fig. 2.4c) os poluentes são transportado para os níveis mais baixos, e contaminando as regiões próximas da superfície. Quando a fonte está localizada no topo de uma edificação mais baixa a contaminação das regiões mais próximas da superfície é menor (Fig. 2.4d).

Nos últimos anos, tem sido empregado um considerável esforço no desenvolvimento de modelos numéricos para simular as propriedades da CLU (BORNSTEIN e CRAIG,

2001). Isto tem ocorrido em virtude da falta de dados observacionais sobre a CLU e em função das dificuldades em obtê-los com resolução temporal e espacial necessárias para aplicações em gerenciamento ambiental, previsão do tempo e clima.

A principal dificuldade em simular a CLU está na representação da complexidade das superfícies urbanas. Uma cidade é uma combinação de elementos urbanos, como construções (prédios, casas), ruas, jardins, etc.

Até recentemente, a maior parte dos modelos numéricos representava os efeitos da ocupação urbana de solo de forma bastante simplificada, através de variações espaciais do comprimento de rugosidade, das propriedades térmicas (condutividade e difusividade térmica) e radiativas (emissividade, albedo) da superfície (GRIMMOND *et al.*, 1998). Esta representação (denominada de *método tradicional*) apresenta deficiências na reprodução nos fluxos turbulentos de momentum, fluxo de calor sensível e dos fluxos radiativos no dossel urbano, pois não consideram os efeitos do atrito, das trocas de calor e das emissões e reflexões múltiplas produzidos pelas superfícies verticais.

A partir 2000, os modelos numéricos começaram a representar as regiões urbanas através de elementos de cânions de rua (MASSON, 2000; MARTILLI, 2001; HARMAN, 2003; KARAM *et al.*, 2009). Os cânions de rua consistem de duas colunas paralelas representando as construções nas regiões urbanas. Esta representação da superfície urbana permite levar em conta a distribuição do sorvedouro de momentum em todos os elementos do cânion, além dos efeitos de sombreamento e retenção de radiação.

BALMORI (2006) utilizou um MDU de Martilli-Dupont (DUPONT *et al.*, 2003) no MM5 para investigar a influência do dossel urbano no clima da cidade de Houston,

Texas. Com esta versão do MM5 foi possível simular de forma mais realística o impacto da ocupação urbana no campo da temperatura. No final do período diurno, a intensidade da ICU simulada atinge 2 K com o método tradicional e 3,5 K com o MDU. Este último valor é mais próximo da intensidade ICU observada em Houston. Além disso, a introdução do MDU permitiu ao modelo MM5 reproduzir os efeitos urbanos no campo de vento, como a desaceleração devido à rugosidade, a divergência e convergência devido às construções e a convergência devido à ICU, de forma mais realística do que com o método tradicional.

LEMONSU E MASSON (2002) utilizaram um modelo de mesoescala não-hidrostático com um MDU conhecido como TEB (Town-Energy Budget) (MASSON, 2000), para simular a brisa terra-terra na cidade de Paris. As simulações mostraram que a urbanização tem um efeito predominante na temperatura e na razão de mistura do ar com relação à topografia (Paris fica num vale de cerca de 200 m de profundidade). Neste caso os efeitos urbanos são mais importantes do que os efeitos topográficos, determinando o desenvolvimento vertical da CLU.

Nesta dissertação será analisado o papel que o dossel urbano tem sobre a CLU utilizando o modelo TVM-NH e com o MDU proposto por Martilli, comparando-se os resultados obtidos por PEREIRA DE SOUSA (2006) com o método tradicional.

3. MODELO NUMÉRICO TVM-NH

O modelo numérico Tridimensional Vorticity-Mode Model (TVM) é a versão tridimensional (SCHAYES *et al.*, 1996; BORNSTEIN *et al.*, 1996) do modelo bidimensional URBMET (BORNSTEIN, 1975). A diferença entre o modelo TVM e os demais modelos de mesoescala é a utilização da equação da vorticidade para determinar as componentes u , v , w do vento médio. A principal vantagem na utilização da vorticidade é que as equações prognósticas perdem a dependência explícita da pressão, enquanto as equações diagnósticas ainda mantêm esta dependência. Além disso, o TVM utiliza a aproximação de Boussinesq e o escoamento médio é considerado não-hidrostatico (THUNIS E CLAPPIER, 2000). A consideração dos termos não hidrostaticos permite ao modelo TVM tratar de forma adequada as acelerações verticais associadas a topografia. A partir da introdução dessa modificação o modelo foi renomeado como TVM-NH.

Esta versão do TVM-NH foi utilizada por STIVARI (1999) e STIVARI *et al* (2003) para estudar a circulação local no Lago de Itaipu. As simulações realizadas nestes trabalhos consideraram as informações existentes sobre a vegetação e a ocupação do solo. Verificou-se que a presença do lago de Itaipu mostrou ser de grande importância na circulação local. Junto com a topografia, o lago consegue gerar e manter uma circulação de térmica (Brisa Lacustre) que intensifica a circulação de vale montanha existente no vale do lago de Itaipu. Verificou-se também que a interação entre a circulação de brisa lacustre e a circulação vale-montanha é altamente sensível a ocupação do solo nas margens do lago.

O modelo TVM-NH também tem sido utilizado para o estudo da dispersão de poluentes, uma vez que consegue simular satisfatoriamente circulações de mesoescala em condições de terreno complexo. MARTIN *et al* (2001) simularam o transporte de poluentes em situações de baixa pressão para a região metropolitana de Madri. KARAM (2002) verificou a origem dos Jatos de Baixos Níveis noturnos de Iperó (SP) e o seu papel na dispersão de poluentes no Estado de São Paulo. PEREIRA (2004) utilizou um modelo lagrangiano de dispersão de poluentes, acoplado ao TVM-NH para determinar os padrões de dispersão de curto e médio alcance na região de Iperó (SP).

Recentemente, foi realizado um estudo do efeito da ocupação do solo e da topografia da RMSP utilizando o modelo TVM-NH (PEREIRA DE SOUSA, 2006). Os resultados deste estudo indicam que a topografia da região é capaz de induzir circulações anabáticas durante todo o período diurno. Além disso, foi possível verificar que a topografia também intensifica a extensão vertical da CLP aumentando, nas áreas mais altas, a produção mecânica de Energia Cinética Turbulenta (ECT) e com isso extensão vertical da CLP.

O modelo TVM-NH considera duas camadas de solos e duas camadas atmosféricas, conforme ilustra a Figura 3.1. A primeira camada atmosférica é conhecida como camada de interface, e está entre a superfície e a atmosfera. A segunda camada está entre o topo da camada interfacial e o topo da atmosfera, correspondendo, assim, ao restante da camada atmosférica.

Existem dois níveis verticais na camada de interface, como mostra a Figura 3.1. η_1 representa o primeiro nível vertical, correspondendo a 10 m. As propriedades desta camada correspondem às da Camada Limite Superficial (CLS), onde os fluxos são constantes. O segundo nível vertical (η_2), corresponde ao topo da camada de interface.

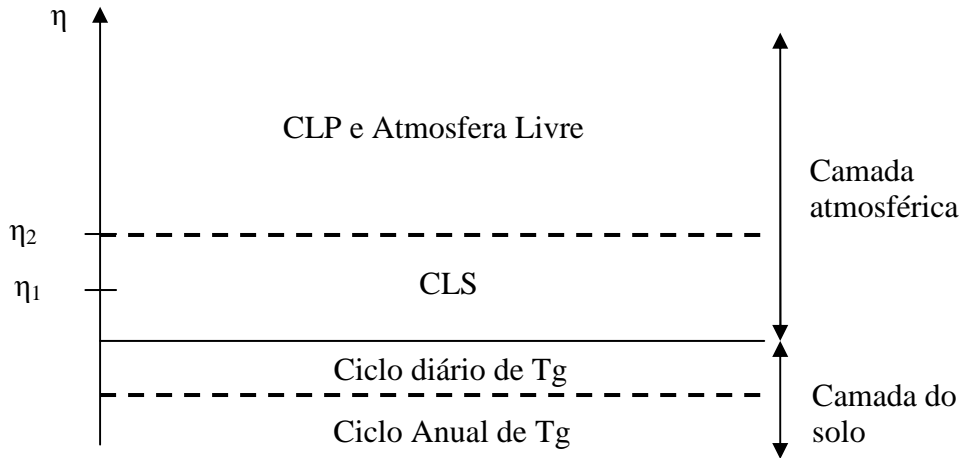


Figura 3.1 – Esquema da distribuição vertical da grade utilizado no modelo TVM-NH.

O efeito topográfico é levado em conta no modelo através da transformação do sistema de coordenadas cartesianas (x, y, z) no sistema de coordenadas (x, y, η) , pela seguinte relação de transformação:

$$\eta = z_T \left(\frac{z - z_G(x, y)}{z_T - z_G(x, y)} \right)$$

onde z_T é a altura do modelo e z_G é a altitude.

No modelo TVM-NH, a temperatura potencial e a umidade específica são estimadas no primeiro nível do modelo, dentro da camada de interface. Com estas informações, todos os fluxos turbulentos e a equação de ECT são estimados analiticamente com a TSMO.

Na camada atmosférica, a ECT é resolvida e usada para estimar os coeficientes e a altura da CLP. Em seguida, resolvem-se as equações prognósticas da temperatura potencial, umidade específica e das componentes da vorticidade. As componentes da

velocidade do vento (u , v e w) são estimadas através das componentes do vetor função de correntes:

$$u = -\frac{1}{f_\eta} \frac{\partial \phi_2}{\partial \eta}$$

$$v = \frac{1}{f_\eta} \frac{\partial \phi_1}{\partial \eta}$$

$$w = \left(\frac{\partial \phi_1}{\partial y} - \frac{\partial \phi_2}{\partial x} \right) + \left(\frac{\partial \phi_1}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial y} - \frac{\partial \phi_2}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial x} \right) r_\sigma$$

onde o vetor vorticidade $\vec{\xi}_i = -\nabla^2 \phi$ (mais detalhes em KARAM, 2002).

3.1. Equação da vorticidade

A principal vantagem na utilização da vorticidade ao invés das componentes u , v , w , é que as equações prognósticas perdem a dependência explícita da pressão enquanto as equações diagnósticas ainda mantêm esta dependência.

No modelo TVM-NH são resolvidas as equações das componentes horizontais da vorticidade:

$$\begin{aligned} \frac{d\bar{\xi}_x}{dt} = & \underbrace{\frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\partial \theta'}{\partial y} - \frac{\partial \theta'}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial y} r_\eta \right)}_{II} + \underbrace{\bar{\xi}_x \left[\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial x} r_\eta \right] + \bar{\xi}_y \left[\frac{\partial \bar{u}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{u}}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial y} r_\eta \right]}_{III} + \\ & \underbrace{K_H \left[\frac{\partial^2 \bar{\xi}_y}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{\xi}_y}{\partial y^2} \right] + \frac{1}{f_\eta^2} \frac{\partial}{\partial \eta} \left[K_m \frac{\partial \bar{\xi}_y}{\partial \eta} \right]}_{IV} + \underbrace{\frac{f}{f_\eta} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \eta}}_V + \underbrace{\epsilon_1}_{VI} + \underbrace{D_{\bar{\xi}_x}}_{VII} \end{aligned} \quad (3.1a)$$

$$\underbrace{\frac{d\bar{\xi}_y}{dt}}_{\text{I}} = \underbrace{\frac{g}{\theta_0} \left(\frac{\partial \theta'}{\partial x} - \frac{\partial \theta'}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial x} r_\eta \right)}_{\text{II}} + \underbrace{\bar{\xi}_y \left[\frac{\partial \bar{v}}{\partial y} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial y} r_\eta \right] + \bar{\xi}_x \left[\frac{\partial \bar{v}}{\partial x} - \frac{\partial \bar{v}}{\partial \eta} \frac{\partial z_G}{\partial x} r_\eta \right]}_{\text{III}} + \underbrace{K_H \left[\frac{\partial^2 \bar{\xi}_x}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{\xi}_x}{\partial x^2} \right] + \frac{1}{f_\eta^2} \frac{\partial}{\partial \eta} \left[K_m \frac{\partial \bar{\xi}_x}{\partial \eta} \right]}_{\text{IV}} + \underbrace{\frac{f}{f_\eta} \frac{\partial \bar{v}}{\partial \eta}}_{\text{V}} + \underbrace{\epsilon_2}_{\text{VI}} + \underbrace{D_{\xi_y}}_{\text{VII}} \quad (3.1b)$$

onde **I.** é a variação total (local + advecção) da componente x (eq. 3.1a) ou y (eq. 3.1b) da vorticidade; **II.** É o termo de empuxo; **III.** termo de divergência, com $r_\eta = \left(\frac{z_T - \eta}{z_T - z_G} \right)$; **IV.** é o termo de difusão turbulenta, com $f_\eta = \left(\frac{z_T}{z_T - z_G} \right)$; **V.** é a produção/destruição de vorticidade devido à rotação da Terra (f é o parâmetro de Coriolis); **VI.** é o termo referente à parcelas próprias às equações escritas no sistema coordenadas seguindo a topografia; e **VII.** É o termo referente ao atrito induzido por superfícies urbanas. Os termos de divergência relativos à componente vertical e os termos de inclinação dos vórtices (com exceção da vorticidade planetária) são negligenciados. Detalhes sobre a derivação desta equação são apresentados em KARAM (2002) e PEREIRA (2004).

No modelo TVM-NH são resolvidas apenas as componentes horizontais, $\vec{\xi}_H = (\xi_x, \xi_y)$, do vetor vorticidade. São desprezados a componente vertical e outros termos horizontais dependente da componente vertical.

O coeficiente de difusão horizontal (K_H) é assumido constante no espaço (2.10^2 m²/s), enquanto o coeficiente de difusão vertical turbulento de momento é dado por

$$K_m = C_l l_k e_T^{1/2} \quad (3.2)$$

onde C_l é uma constante igual a 0,5 e l_k é a escala de comprimento turbulento de mistura dada pela formulação de THERRY E LACARRÈRE (1983).

O termo de atrito induzido pela superfície urbana (D_ξ) é igual aos fluxos devidos à presença de construções divididos pelo volume do ar da célula de grades. Em outras palavras, para o fluxo de momentum

$$\vec{D}_\xi = \nabla \times \left(\frac{\vec{F}u^V + \vec{F}u^H}{V} \right) \quad (3.3)$$

onde $\vec{F}u^H$ e $\vec{F}u^V$ são as trocas do fluxo de momentum para superfícies horizontais e verticais, respectivamente, que são calculadas na grade urbana e interpolada na grade de mesoescala, e V é o volume do ar na célula da grade urbana (volume total menos volume ocupado pelas construções).

Como \vec{F}^H e \vec{F}^V são vetores horizontais, expressas no capítulo 4, as duas componentes horizontais do termo de atrito \vec{D}_ξ são:

$$D_{\xi x} = \frac{-1}{f_\eta} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{F_y^V + F_y^H}{V} \right) \quad (3.4)$$

$$D_{\xi y} = \frac{-1}{f_\eta} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{F_x^V + F_x^H}{V} \right) \quad (3.5)$$

3.2. Equação de conservação de calor

$$\begin{aligned} \underbrace{\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}}_I &= - \underbrace{\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial \eta} \right)}_{II} + \underbrace{\frac{1}{f_\eta^2} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial \eta} \right)}_{III} - \underbrace{\frac{1}{\rho_0 c_P} \frac{\partial R_N}{\partial z}}_{IV} \\ &+ \underbrace{K_H \left(\frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial y^2} \right)}_V + \underbrace{D_\theta}_{VI} \end{aligned} \quad (3.6)$$

onde cada termo: **I.** Variação local da temperatura potencial; **II.** Advecção de temperatura potencial; **III.** Difusão vertical de temperatura potencial; **IV.** Divergência vertical do fluxo de radiação líquida; **V.** Difusão horizontal da temperatura potencial; **VI.** Fonte e sorvedouro de calor associado ao dossel urbano.

O coeficiente de difusão vertical turbulenta de calor (K_h) é expresso da seguinte forma:

$$K_h = \alpha_{Pr} K_m \quad (3.7)$$

onde $\alpha_{Pr} = 1,3 = 1/Pr$ é o inverso do número de Prandtl e K_m dada por (3.2).

Equivalente à equação da vorticidade, o termo fonte e sorvedouro de calor devido a interação entre a atmosfera e o dossel urbano assume a seguinte forma:

$$D_\theta = \frac{F_\theta^V + F_\theta^H}{V} \quad (3.8)$$

3.3. Equação da conservação de umidade específica

$$\underbrace{\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}}_I = - \underbrace{\left(\bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} + \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \eta} \right)}_{II} + \underbrace{\frac{1}{f_\eta^2} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(K_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial \eta} \right)}_{III} + \underbrace{K_q \left(\frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial y^2} \right)}_{IV} \quad (3.9)$$

onde: **I.** é a variação local de umidade; **II.** o termo de advecção de umidade; **III.** é a difusão vertical de umidade; **IV.** difusão horizontal de umidade. Na equação 3.9 os coeficientes de difusão vertical e horizontal de umidade ($K_q = K_h$) são considerados iguais.

3.4. Equação da Energia Cinética Turbulenta

O TVM-NH usa um fechamento turbulento de ordem 1,5, envolvendo uma equação de Energia Cinética Turbulenta (ECT) $e_T = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2})$

$$\begin{aligned} \frac{\partial e_T}{\partial t} = & \underbrace{-\left(u \frac{\partial e_T}{\partial x} + v \frac{\partial e_T}{\partial y} + w \frac{\partial e_T}{\partial \eta}\right)}_{\text{II}} + \underbrace{K_m \frac{1}{f_\eta^2} \left[\left(\frac{\partial \tilde{u}}{\partial \eta}\right)^2 + \left(\frac{\partial \tilde{y}}{\partial \eta}\right)^2 \right]}_{\text{III}} - \underbrace{\frac{g}{\theta_0} K_h \frac{1}{f_\eta} \frac{\partial \theta}{\partial \eta}}_{\text{IV}} \\ & + \underbrace{1,2 \left(\frac{\partial}{\partial \eta} K_m \frac{\partial e_T}{\partial \eta} \right)}_{\text{V}} - \underbrace{\varepsilon}_{\text{VI}} + \underbrace{K_H \left(\frac{\partial^2 e_T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 e_T}{\partial y^2} \right)}_{\text{VII}} + \underbrace{D_e}_{\text{VIII}} \end{aligned} \quad (3.10)$$

onde: **I.** é a variação local de ECT; **II.** é a advecção da ECT; **III.** é a produção mecânica de ECT; **IV.** é a produção (ou destruição) térmica de ECT; **V.** é a difusão vertical; **VI.** é a dissipação molecular de ECT; **VII.** É a difusão horizontal de ECT; e **VIII.** é o termo fonte de ECT gerado pela interação entre as construções e o fluxo de ar.

O termo de dissipação molecular é dado por

$$\varepsilon = C_2 e_T^{3/2} l_\varepsilon^{-1} \quad (3.11)$$

onde C_2 é uma constante igual a 0,125 e l_ε é a escalas de comprimento turbulento de dissipação dada pela formulação de THERRY E LACARRÈRE (1983).

Para a ECT, o termo D_e é calculado como:

$$D_e = \frac{F_e^V + F_e^H}{V} \quad (3.12)$$

com F_e^V e F_e^H dados no capítulo 4.

3.5. Método Tradicional

O método tradicional de estimar a temperatura e umidade do ar no nível do solo consiste em expressar as propriedades térmicas, aerodinâmicas e radiativas da superfície através do albedo, emissividade da superfície, resistência aerodinâmica da superfície, resolvendo a equação do balanço de energia na superfície para determinar a evolução temporal da temperatura da superfície do solo e, conseqüentemente, os fluxos turbulentos na camada de interface.

A temperatura potencial no primeiro nível da camada do solo (Figura 3.1) é assumida como igual à temperatura da camada de mais externa do solo (T_0), que de acordo com o método proposto por DEARDORFF (1978) representa o ciclo diurno de temperatura do solo da seguinte maneira,

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = -\frac{c_1 G}{C_s d} - \frac{c_2 (T_0 - T_b)}{\tau_d} \quad (3.13)$$

onde c_1 (=3,72) e c_2 (=7,4) são constantes, C_s é a capacidade térmica do solo, d é a profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura do solo, T_b é a temperatura correspondente ao ciclo anual de temperatura do solo e τ_d é o período do ciclo diário (24 horas).

O fluxo de calor no solo G é obtido através do balanço de energia na superfície

$$G = (1 - \alpha)R_s - Rl_u + Rl_s - H - LE \quad (3.14)$$

onde α é o albedo, R_s é o fluxo de radiação onda curta, Rl_u é o fluxo de radiação de onda longa para cima, Rl_s é o fluxo de radiação de onda longa para baixo da atmosfera, H é o fluxo de calor sensível e LE é o fluxo de calor latente.

O fluxo de radiação de onda curta na superfície leva em conta os fatores astronômicos e atenuação da radiação solar devido à presença de vapor de água e de aerossol, e é estimado pela formulação de SCHAYES (1982)

$$R_s = S \cos Zr (\tau - A_w) \exp\left(\frac{-k_s}{\cos Zr}\right) \quad (3.15)$$

onde k_s é o fator de absorção devido a aerossóis (= 0,1 para o modelo); S é a constante solar igual a 1327 W m^{-2} ; Zr é o ângulo zenital do sol; τ é a transmissividade da atmosfera seca e A_w é o coeficiente de absorção de radiação solar devido ao vapor de água presente em toda da atmosfera.

A transmissividade da atmosfera seca é calculada por

$$\tau = 1,021 - 0,0824 \left[\frac{949 \cdot 10^{-6} * P + 0,051}{\cos Zr} \right]^{0,5} \quad (3.16)$$

onde P é a pressão na superfície (em mbar).

A absorvidade atmosférica devido ao vapor d'água presente em toda a atmosfera é dada por

$$A_w = 0,077 \left(\frac{w^*}{\cos Zr} \right)^{0,3} \quad (3.17)$$

onde w^* é o comprimento do caminho do vapor de água (water vapor path length) em cm.

A radiação de onda longa emitida para cima (Rl_u) é calculada pela lei de Stefan-Boltzman: $Rl_u = \epsilon_o \sigma T_0^4$, onde ϵ_o é a emissividade da superfície, $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ e T_0 é a temperatura na superfície.

A radiação de onda longa emitida pela atmosfera (Rl_s) é dada por SASAMORI (1968).

O fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente são calculados através das seguintes equações, baseado nas escalas características de velocidade, temperatura e umidade:

$$H = -\rho_0 c_p u_* \theta_* \quad (3.18)$$

$$LE(h) = -\rho_0 L_v u_* q_* \quad (3.19)$$

onde u_* é a velocidade de atrito; θ_* é a escala característica de temperatura potencial; ρ_0 é a densidade do ar de referência (1,23 kg m⁻³), L_v é o calor latente de evaporação; q_* é a escala característica de umidade específica.

A velocidade de atrito u_* e as escalas características de temperatura θ_* e umidade q_* são calculadas dos gradientes médios na CLS

$$u_* \cong k V_s \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_m(\zeta) \right]^{-1} \quad (3.20)$$

$$\theta_* \cong \frac{\theta_s - \theta_{z_0}}{0,74} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_h(\zeta) \right]^{-1} \quad (3.21)$$

$$q_* \cong \frac{q_s - q_{z_0}}{0,74} \left[\ln \left(\frac{z}{z_0} \right) - \psi_q(\zeta) \right]^{-1} \quad (3.22)$$

onde k é a constante de Von-Karman ($k \approx 0,40$); V_s é a velocidade do vento no 2º nível; ζ é a altura adimensional da CLS ($\zeta = z/L$) e L é o comprimento de Obukhov, definido

como $L = -\frac{\theta_0 u_*^3}{g w' \theta' k}$; e ψ 's são funções de estabilidade dadas por BUSINGER *et al*

(1971).

O fluxo de calor latente na superfície é dado pela formulação de Penmann-Monteith (MONTEITH, 1981)

$$LE_0 = \frac{\delta(R_N - G) + c_p \rho_0 [q_{sat} - q(h)] / r_a}{\delta + \gamma^* (1 + r_s / r_a)} \quad (3.23)$$

e

$$\delta = \frac{\partial e_{sat}}{\partial T} \quad (3.24)$$

onde e_{sat} é a pressão de saturação do vapor (hPa); R_N é a soma dos fluxos; q_{sat} é a umidade específica de saturação; $q(h)$ é a umidade específica no segundo nível do modelo; r_a é a resistência aerodinâmica; γ^* é a constante psicrométrica ($4,08 \cdot 10^{-4} \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$) e r_s é a resistência estomatal.

A resistência aerodinâmica é dada por

$$r_a = \frac{\left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_m \right] \left[\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) - \psi_E \right]}{k^2 V_s} \quad (3.25)$$

A umidade do ar no nível da superfície é estimada através da seguinte relação:

$$\frac{\partial q_0}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0 L_v} \left[\frac{LE_0 - LE(h)}{h} \right] \quad (3.26)$$

onde q_0 é a umidade do ar no nível da superfície; $LE(h)$ é o fluxo de calor latente, dada pela equação (3.19) e h corresponde à altura da CLS.

4. MODELO DE DOSSEL URBANO

O Modelo de Dossel Urbano (MDU) adotado neste trabalho foi proposto por MARTILLI *et al* (2002), onde a cidade é representada como uma combinação de classes urbanas. Cada classe é caracterizada por um arranjo de construções de mesma largura B localizado à mesma distância (cânion de largura W), mas com diferentes alturas z (com uma probabilidade $\gamma(z)$ de ter uma construção com altura z , ver Figura 4.1).

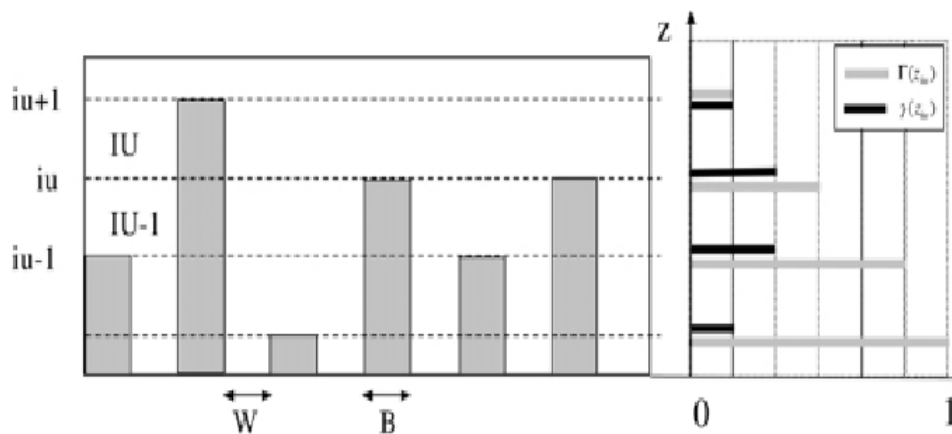


Figura 4.1 – Representação da grade numérica do MDU. W é a largura das ruas, B é a largura das construções, iu são os níveis da grade vertical urbana e IU o centro dos níveis. $\gamma(z_{iu})$ é a densidade de construções de altura z_{iu} e $\Gamma(z_{iu})$ é a densidade de construções maiores que z_{iu} (Retirado de MARTILLI *et al*, 2002).

As principais características da interação entre o dossel urbano e a atmosfera do MDU proposto por Martilli são:

- São acrescentados termos adicionais nas equações de momento, de temperatura e Energia Cinética Turbulenta (ECT), a fim de levar em consideração a interação dos elementos dos cânions com a atmosfera;

- O balanço de radiação é calculado levando em consideração construções de diferentes alturas e orientação do cânion;
- A temperatura representativa da superfície urbana leva em conta as temperaturas das paredes, do chão e do telhado do cânion estimadas através do balanço de energia para cada elemento.

O MDU de MARTILLI *et al* (2002) foi implementado no TVM-NH por HAMDI E SCHAYES (2005,2008). Nestes trabalhos foram realizadas duas simulações: a primeira simulação denotada de “urban”, que usa a versão urbana do TVM (com o MDU do Martilli implementado), e uma segunda, chamada de “class”, feita com a representação do dossel urbano utilizada o método tradicional descrito no capítulo 3.

A figura 4.2 mostra a variação temporal da temperatura (Fig. 4.2a) e os perfis verticais de temperatura potencial para o dia (Fig. 4.2b) e para a noite (Fig. 4.2c), observados, simultaneamente, dentro de um cânion na cidade de Basileia, Suíça, e numa zona rural adjacente. Esses dados foram comparados com as simulações “urban” e “class”, encontrando que a simulação com o TVM-NH acoplado ao MDU de Martilli reproduz melhor o comportamento dos dados observados no dossel urbano.

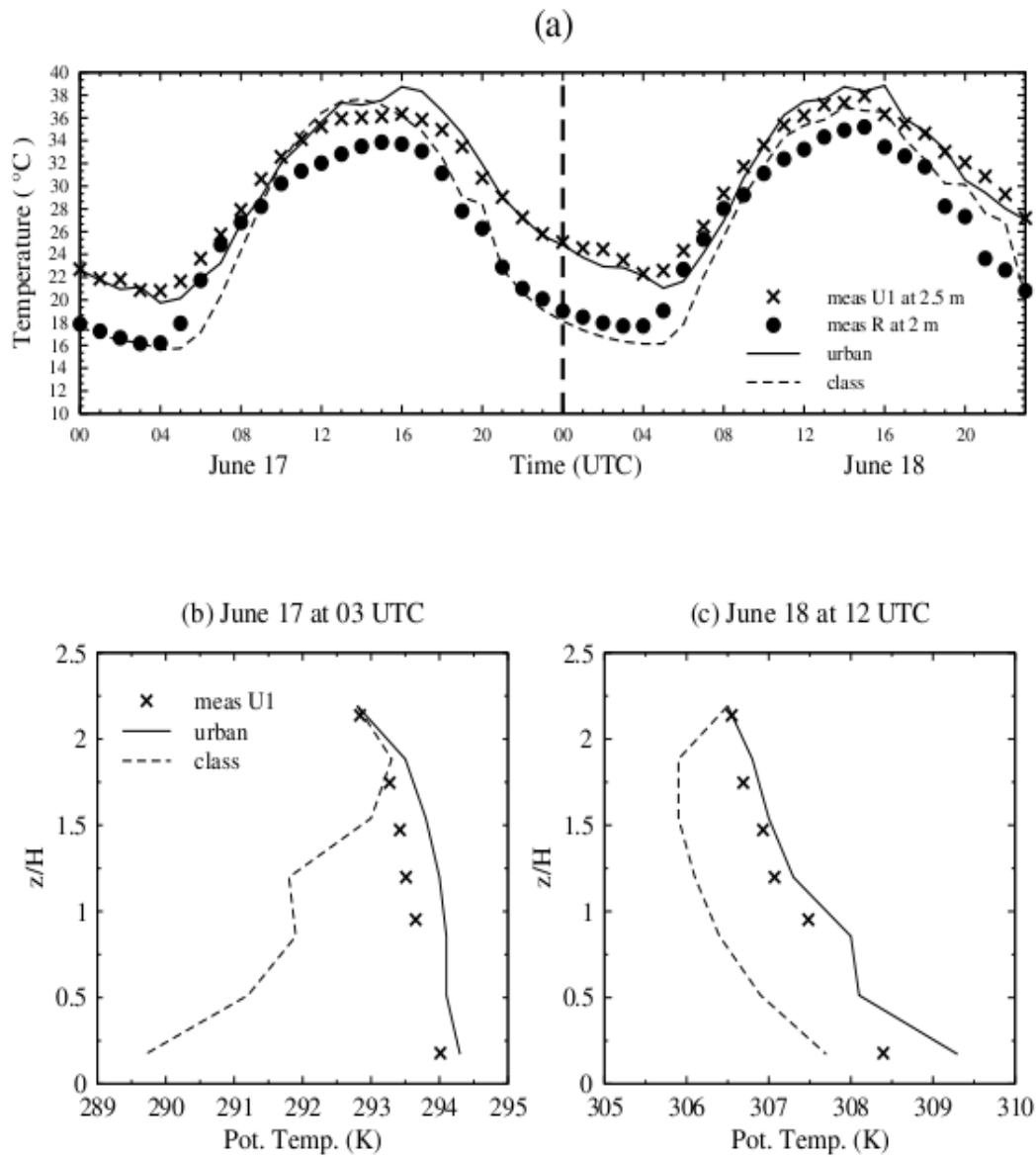


Figura 4.2 – a) Variação temporal, de 17 de junho a 18 de junho, da temperatura observada dentro do cânion de rua a 2,5 m para Basiléia, na Suíça, e a 2 m para uma estação R numa área Rural, e com simulações “urban” e “class”. b) Perfis de temperatura potencial no cânion para 17 de junho às 03 UTC e c) 18 junho às 12 UTC, com simulações “urban” e “class”. Retirado de HAMDI E SCHAYES (2005).

SILVA JUNIOR (2009) utilizou o modelo WRF/Chem com a parametrização de dossel urbano proposta por MARTILLI *et al* (2002) para investigar a sensibilidade na

estimativa da concentração de poluentes fotoquímicos para a RMSP. Os resultados mostraram que o transporte vertical e horizontal dos poluentes, além de sua formação e consumo, foram melhores representados pelo modelo com a inclusão do MDU.

4.1. Balanço de Radiação

4.1.1. Fator de Visão

O fator de visão é definido como sendo a razão entre o ângulo sólido pelo qual um dado ponto da rua ou da parede “vê” a superfície irradiadora (céu) e o ângulo sólido subtendido pelo céu. Na representação de Martilli, os fatores de visão são tratados com uma geometria tridimensional (cânions finitos). Para isso, duas funções são definidas: f_{prl} , que são os fatores de visão para duas superfícies iguais e paralelas (Fig. 4.3a), e f_{nrm} , para dois planos iguais e ortogonais (Fig. 4.3b) (SPARROW E CESS, 1970).

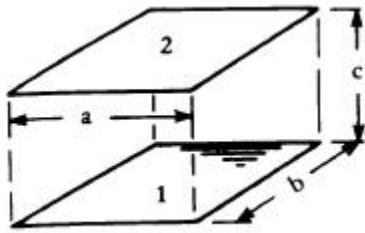
$$f_{prl}(a, b, c) = \left(\frac{2}{\pi XY}\right) \left\{ \ln \left[\frac{(1+X^2)(1+Y^2)}{1+X^2+Y^2} \right]^{1/2} + Y\sqrt{1+X^2} \tan^{-1} \left(\frac{Y}{\sqrt{1+X^2}} \right) + X\sqrt{1+Y^2} \tan^{-1} \left(\frac{X}{\sqrt{1+Y^2}} \right) - Y \tan^{-1} Y - X \tan^{-1} X \right\} \quad (4.1)$$

onde $X = a/c$, $Y = b/c$, e a e b são as largura e comprimento das superfícies e c é a distância entre as superfícies (Fig. 4.3a).

$$fnrm(a, b, c) = \left(\frac{1}{\pi}\right) \left\{ \frac{1}{4} \left[\ln \left(\frac{(1+X^2)(1+Y^2)}{1+Z^2} \right) + Y^2 \ln \left(\frac{Y^2(1+Z)}{Z(1+Y^2)} \right) + X^2 \ln \left(\frac{X^2(1+Z)}{Z(1+X^2)} \right) \right] + Y \tan^{-1} \left(\frac{1}{Y} \right) + X \tan^{-1} \left(\frac{1}{X} \right) - \sqrt{Z} \tan^{-1} \left(\frac{1}{\sqrt{Z}} \right) \right\} \quad (4.2)$$

onde $X = a/b$, $Y = c/b$, $Z = X^2 + Y^2$, com b sendo o comprimento do lado comum das superfícies, enquanto a e c são a altura e largura das superfícies, respectivamente (Fig. 4.3b).

a)



b)

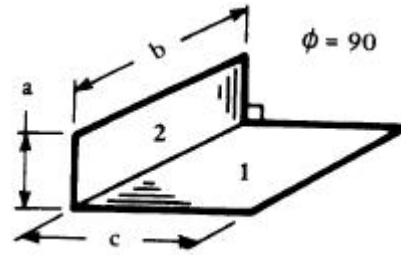


Figura 4.3 – Esquemas ilustrativos dos fatores de visão para a) superfícies paralelas e b) superfícies ortogonais.

Usando esta álgebra dos fatores de visão (SPARROW E CESS, 1970), é possível calcular a interação entre todas as superfícies (rua e paredes) do cânion finito. Para a interação parede-parede, no qual a radiação emitida pela parede j e é recebida pela parede i , o fator de visão é

$$\psi_{ji} = \frac{1}{2} \left[(|z_{i+1} - z_j|) fprl(D, |z_{i+1} - z_j|, W) - |z_{i+1} - z_{j+1}| fprl(D, |z_{i+1} - z_{j+1}|, W) - |z_i - z_j| fprl(D, |z_i - z_j|, W) + |z_i - z_{j+1}| fprl(D, |z_i - z_{j+1}|, W) \right] \frac{1}{|z_{i+1} - z_i|} \quad (4.3)$$

com D sendo o comprimento, W a largura do cânion, z_i a altura da construção acima do nível do solo.

Para o termo rua-parede,

$$\psi_{gi} = [fnrm(z_{i+1}, D, W) - fnrm(z_i, D, W)] \frac{W}{z_{i+1} - z_i} \quad (4.4)$$

onde g é o índice que representa a rua.

Da mesma forma, para o termo parede-rua,

$$\psi_{ig} = [fnrm(W, D, z_{i+1})z_{i+1} - fnrm(W, D, z_i)z_i] \frac{1}{W} \quad (4.5)$$

Para o termo céu-parede,

$$\psi_{si} = [fnrm(H - z_i, D, W) - fnrm(H - z_{i+1}, D, W)] \frac{W}{z_{i+1} - z_i} \quad (4.6)$$

onde o índice s representa o céu, e H' é a altura da construção mais alta. Finalmente,

para o termo céu-rua,

$$\psi_{sg} = fprl(D, W, H) \quad (4.7)$$

A Figura 4.4 mostra a variação do fator de visão com relação à razão geométrica, considerando cânions infinitos, para fins de visualização. Nesta figura, vê-se que o fator de visão da rua é 1, no limite em que a razão geométrica é zero, ou seja, construções de altura zero, significando que toda a radiação proveniente do céu atinge a rua. À medida que a razão geométrica aumenta, o fator de visão diminui. A mesma análise vale para os outros casos.

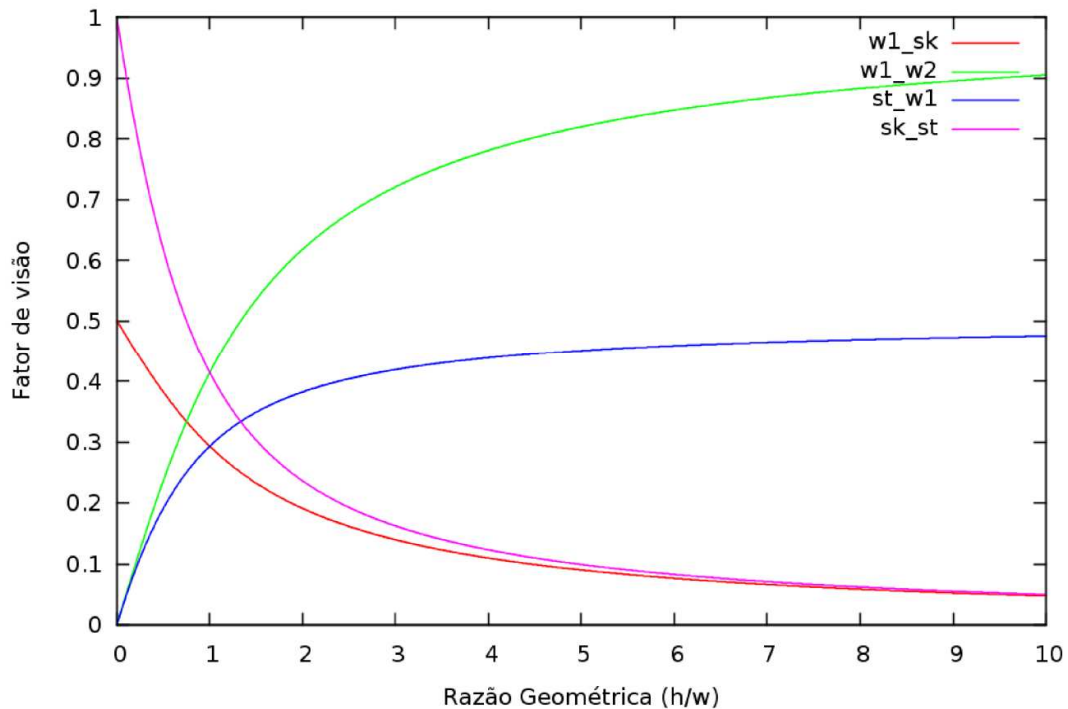


Figura 4.4 – Variação dos fatores de visão em função da razão geométrica, onde $w1_sk$ é o fator de visão da interação céu-parede, $w1_w2$ é o fator de visão da interação parede-parede, st_w1 é o fator de visão da interação parede-rua e sk_st é o fator de visão da interação rua-céu.

4.1.2. Radiação Solar

Para calcular a radiação solar direta, leva-se em consideração o efeito de obstrução dos elementos do cânion. Considerando o cânion com direção Norte-Sul, a radiação chegando no i -ésimo nível da parede será igual a R_s (o valor da radiação solar direta numa superfície horizontal, neste caso equação (3.10) do capítulo 3), multiplicada pela projeção no plano horizontal naquele nível, dividido pela área do elemento.

Considere o caso da figura 4.5. Neste caso, toda a camada IU (entre os níveis z_{iu+1} e z_{iu}) recebe radiação direta. A quantidade de energia será igual àquela que passa pela secção horizontal $x1-x2$. Para este caso:

$$x1 = (z_{ju+1} - z_{iu}) \tan(Zr) \quad (4.8)$$

$$x2 = (z_{ju+1} - z_{iu+1}) \tan(Zr) \quad (4.9)$$

onde Zr é o ângulo zenital. E a quantidade de radiação por unidade de área que atinge a parede entre z_{iu} e z_{iu+1} é

$$RS_{S,iu} = \frac{Rs}{z_{iu+1} - z_{iu}} (x1 - x2) \quad (4.10)$$

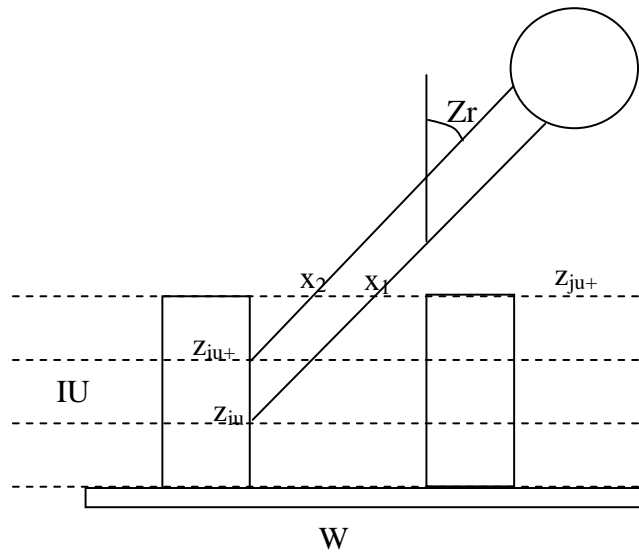


Figura 4.5 – Esquema da radiação direta na parede para um dado ângulo zenital (retirado de MARTILLI *et al*, 2002).

Para o caso em que somente uma parte da parede entre z_{iu} e z_{iu+1} recebe radiação direta (Fig. 4.6), secção horizontal $x1-x2$ é

$$x1 = W \quad (4.11)$$

$$x2 = (z_{ju+1} - z_{iu+1}) \tan(Zr) \quad (4.12)$$

Portanto, o valor máximo que $x1$ pode ter é W . Agrupando os dois casos:

$$x1 = \text{MIN}[(z_{ju+1} - z_{iu}) \tan(Zr), W] \quad (4.13)$$

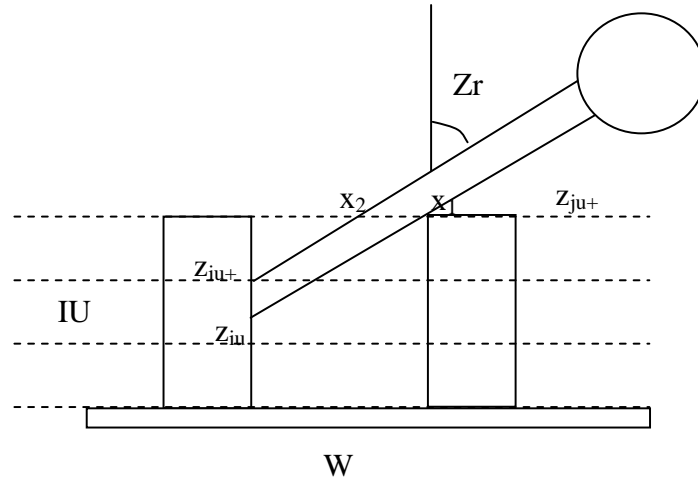


Figura 4.6 – Mesmo que a figura 4.5.

No caso em que o Sol está no horizonte, a camada IU está totalmente sombreada, portanto, $Rs_{s,iu} = 0$. Pela figura 4.7, o valor de $x2$ é maior que a largura do cânion, tornando $x1 - x2 < 0$, o que é fisicamente impossível. Portanto,

$$Rs_{s,iu} = \frac{Rs}{z_{iu+1} - z_{iu}} \text{MAX}[0, (x1 - x2)] \quad (4.14)$$

com

$$x2 = \text{MAX}[0, (z_{ju+1} - z_{iu+1}) \tan(Zr)] \quad (4.15)$$

com $x1$ dada pela equação (4.13).

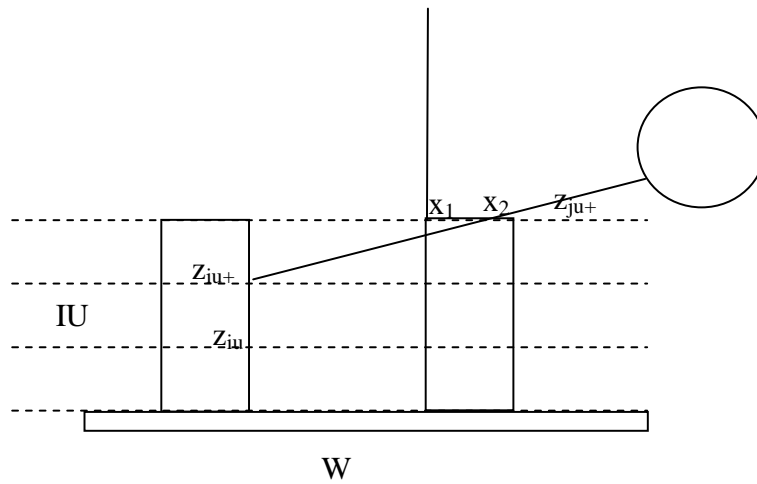


Figura 4.7 – Mesmo que a figura 4.5.

Considerando construções de diferentes alturas e suas distribuições, tem-se

$$R_{S_s,iu} = \frac{R_s}{z_{iu+1} - z_{iu}} \sum_{ju=1}^{nu} [MAX(0., x_1 - x_2) \gamma(z_{ju+1})] \tag{4.16}$$

com $\gamma(z_{ju+1})$ sendo a probabilidade de ter uma construção de altura igual à z_{ju+1} .

Para o caso da rua, a radiação direta incidente (Fig. 4.8) é

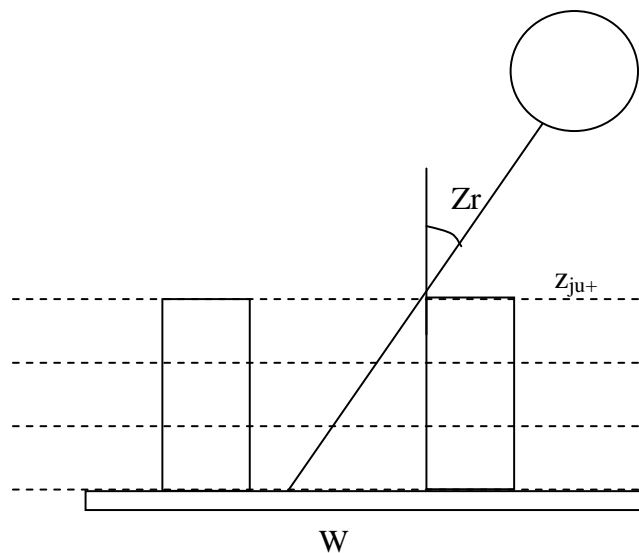


Figura 4.8 – Esquema de radiação direta na rua do cânion.

$$RS_{s,g} = \frac{RS}{W} \sum_{ju=1}^{nu} [MAX(0., W - z_{ju+1} \tan(Zr))\gamma(z_{ju+1})] \quad (4.17)$$

Para um cânion com orientação Norte-Sul, a radiação solar que atinge uma parede é a soma da radiação direta vindo do céu e a radiação refletida pelas outras superfícies do cânion. Considerando que estas superfícies são lambertianas, tem-se para a parede a oeste (Fig. 4.9),

$$RS_{iu}^W = \underbrace{RS_{s,iu}^W}_{\text{Céu}} + \underbrace{\alpha_g \psi_{giu} RS_g}_{\text{Rua}} + \underbrace{\sum_{ju=1}^{nu} [\alpha_w \psi_{jui} RS_{iu}^E \Gamma(z_{ju+1})]}_{\text{Parede Leste}} \quad (4.18)$$

Para a parede leste,

$$RS_{iu}^E = \underbrace{RS_{s,iu}^E}_{\text{Céu}} + \underbrace{\alpha_g \psi_{giu} RS_g}_{\text{Rua}} + \underbrace{\sum_{ju=1}^{nu} [\alpha_w \psi_{jui} RS_{iu}^W \Gamma(z_{ju+1})]}_{\text{Parede Oeste}} \quad (4.19)$$

Para a rua,

$$RS_g = \underbrace{RS_{s,g}}_{\text{Céu}} + \underbrace{\sum_{ju=1}^{nu} [\alpha_w \psi_{jug} (RS_{iu}^E + RS_{iu}^W) \Gamma(z_{ju+1})]}_{\text{Paredes}} \quad (4.20)$$

onde α_w é o albedo das paredes, α_g é o albedo da rua, $\Gamma(z_{ju+1})$ é a probabilidade de ter uma construção de altura maior ou igual à z_{ju+1} , e os índices g , W e E se referem à rua, parede oeste e parede leste, respectivamente. Assim, leva-se em consideração o efeito de reflexão múltipla e retenção de radiação. Nota-se que isto é um sistema linear com

$2n+1$ equações com $2n+1$ variáveis. A figura 4.10 mostra a evolução diária do balanço de radiação solar nos elementos do cânion.

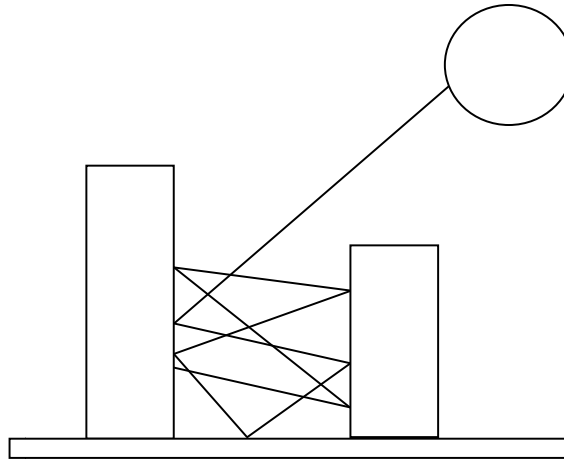


Figura 4.9 – Esquema do balanço de radiação solar no cânion (reflexão múltipla).

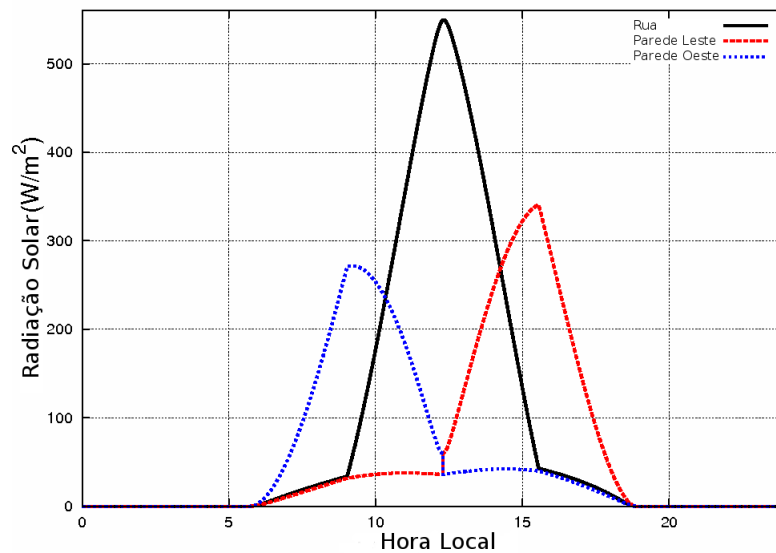


Figura 4.10 – Evolução temporal da radiação solar nos elementos do cânion para razão geométrica igual à 1. Linha preta corresponde à rua, linha vermelha corresponde à parede leste e linha azul corresponde à parede oeste. Neste caso, considera-se cânions infinitos para visualização.

Para levar em consideração outras orientações do cânion, deve-se trocar W nas equações (4.16) e (4.17) por $W/\sin \chi$, e multiplicar os fluxos nas paredes por $\sin \chi$ (equações (4.18) à (4.20)).

A relação usada para calcular o ângulo χ entre a direção do sol e a face da parede é dada por PIELKE (1984):

$$\chi = \sin^{-1} \left(\frac{\cos \delta_s \sin h_r}{\sin Z_r} \right) - D_{street} \quad (4.21)$$

com δ_s sendo a declinação solar, h_r , o ângulo horário e D_{street} , a direção da rua (Fig. 4.11).

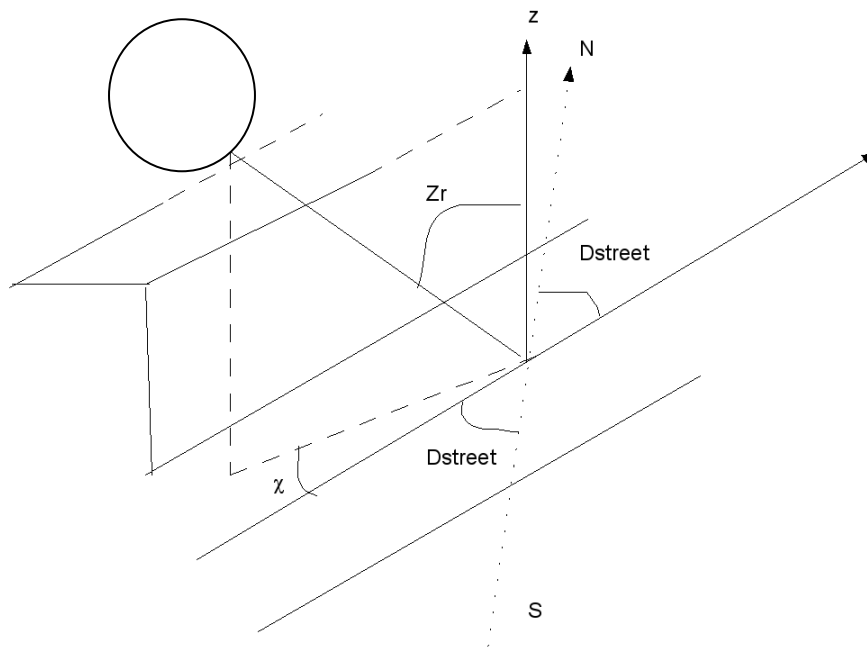


Figura 4.11 – Ilustração da orientação do cânion.

4.1.3. Radiação de Onda Longa

A radiação de onda longa que chega na parede à oeste corresponde à soma da radiação de onda longa vinda do céu, uma fração de onda longa emitida e refletida pela parede oposta e uma fração da radiação de onda longa emitida e refletida pela rua, ou seja,

$$\begin{aligned}
 Rl_{iu}^W = & \underbrace{\psi_{siu}Rl_s + \sum_{ju=1}^{nu} \psi_{juiu}Rl_s[1 - \Gamma(z_{ju+1})]}_{\text{Céu}} + \underbrace{\varepsilon_g \psi_{giu} \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) \psi_{giu} Rl_g}_{\text{Rua}} \\
 & + \underbrace{\sum_{ju=1}^{nu} \varepsilon_w \psi_{juiu} \sigma T_{Eiu}^4 \Gamma(z_{ju+1}) + \sum_{ju=1}^{nu} (1 - \varepsilon_w) \psi_{juiu} Rl_{ju}^E \Gamma(z_{ju+1})}_{\text{Parede Leste}}
 \end{aligned} \tag{4.22}$$

Para a parede leste,

$$\begin{aligned}
 Rl_{iu}^E = & \underbrace{\psi_{siu}Rl_s + \sum_{ju=1}^{nu} \psi_{juiu}Rl_s[1 - \Gamma(z_{ju+1})]}_{\text{Céu}} + \underbrace{\varepsilon_g \psi_{giu} \sigma T_g^4 + (1 - \varepsilon_g) \psi_{giu} Rl_g}_{\text{Rua}} \\
 & + \underbrace{\sum_{ju=1}^{nu} \varepsilon_w \psi_{juiu} \sigma T_{Wiu}^4 \Gamma(z_{ju+1}) + \sum_{ju=1}^{nu} (1 - \varepsilon_w) \psi_{juiu} Rl_{ju}^W \Gamma(z_{ju+1})}_{\text{Parede Oeste}}
 \end{aligned} \tag{4.23}$$

Finalmente, para a rua,

$$\begin{aligned}
 Rl_g & = \underbrace{\psi_{sg}Rl_s + 2 \sum_{ju=1}^{nu} \psi_{jug}Rl_s[1 - \Gamma(z_{ju+1})]}_{\text{Céu}} \\
 & + \underbrace{\sum_{ju=1}^{nu} \varepsilon_w \psi_{jug} \sigma (T_{Wju}^4 + T_{Eju}^4) \Gamma(z_{ju+1}) + \sum_{ju=1}^{nu} (1 - \varepsilon_w) \psi_{jug} (Rl_{ju}^W + Rl_{ju}^E) \Gamma(z_{ju+1})}_{\text{Paredes}}
 \end{aligned} \tag{4.24}$$

onde ε_i é a emissividade da rua (índice g) e das paredes (índice w), T_g é a temperatura da rua, T_W e T_E são as temperaturas da parede com face à leste e oeste, respectivamente, e

Rl_s é a radiação de onda longa emitida pela atmosfera (no nosso caso, equação 3.13 do capítulo 3).

4.2. Fluxos Turbulentos

Os efeitos da superfície urbana nos fluxos são 1) o atrito induzido pelas construções gerando perda de momento, 2) transformação de energia cinética do escoamento médio em ECT e 3) modificação dos fluxos de calor devido ao sombreamento e efeitos de retenção de radiação no cânion. O MDU proposto por Martilli calcula o impacto de todos os elementos do cânion (rua, paredes e telhado) nas equações de conservação de momentum, calor e ECT separadamente.

4.2.1. Momento

A presença das superfícies horizontais, como os telhados e a rua, induz um atrito com conseqüente perda de momentum. No MDU proposto por Martilli, este termo é levado em conta e é distribuído ao longo da grade vertical urbana (da rua até o nível da construção mais elevada), e é proporcional à área da superfície horizontal.

O fluxo de momentum devido às superfícies horizontais (telhados e ruas) no nível i_u é (LOUIS, 1979):

$$\vec{F}u_{iu}^H = -\rho \left\{ \frac{k^2}{\left[\ln \left(\frac{\Delta z_{iu}}{z_{0iu}} \right) \right]^2} \right\} f_m \left(\frac{\Delta z_{iu}}{z_{0iu}}, Ri_B \right) U_{IU}^{hor} |\vec{U}_{IU} S_{iu}^H| \quad (4.25)$$

onde U_{IU}^{hor} é a componente horizontal do vento, Ri_B é o número de Richardson Bulk, k é a constante de von Karman igual à 0,4, Δz_{iu} é o espaçamento da grade vertical e S_{iu}^H é a área da superfície horizontal no nível iu dada por

$$S_{iu}^H = \left\{ \begin{array}{ll} \frac{W}{W+B} S_{tot}^H & \text{para } iu = 1 \\ \frac{B}{W+B} \gamma(z_{iu}) S_{tot}^H & \text{para } iu > 1 \end{array} \right\} \quad (4.26)$$

onde S_{tot}^H é a área total horizontal da célula de grade.

Na equação 4.25, f_m são as expressões usadas em LOUIS (1979), que para momentum equivale à:

$$f_m = \left\{ \begin{array}{ll} \frac{1}{(1 + 0,5b' Ri_B)^2} & \text{para } Ri_B > 0 \\ 1 - b' \left[\frac{Ri_B}{1 + c'_1 (-Ri_B)^{1/2}} \right] & \text{para } Ri_B \leq 0 \end{array} \right\} \quad (4.27)$$

com b' constante e igual a 9,4 e $c'_1 = 7,4b' \left[\frac{k}{\log \left(\frac{\Delta z_{iu}/2}{z_{0iu}} \right)} \right]^2 \left(\frac{\Delta z_{iu}/2}{z_{0iu}} \right)^{1/2}$. Isso significa

que o fluxo no nível iu é calculado usando a velocidade do vento e a temperatura do ar no nível IU , a temperatura e o comprimento de rugosidade das superfícies horizontais

(rua e telhado) no nível iu . A TSMO é usada aqui para calcular somente a contribuição das superfícies horizontais.

A troca de momentum nas superfícies verticais (paredes) é parametrizado como

$$\bar{F}u_{IU}^V = -\rho C_{drag} |U_{IU}^{ort}| \bar{U}_{IU}^{ort} S_{IU}^V \quad (4.28)$$

onde U_{IU}^{ort} é a componente ortogonal da velocidade do vento à direção do cânion, C_{drag} é o coeficiente de atrito, constante e igual à 0,4 (MARTILLI, 2001), e S_{iu}^V é a área total da parede dada por

$$S_{iu}^V = \frac{\Delta z_{IU}}{W+B} \Gamma(z_{iu+1}) S_{tot}^H \quad (4.29)$$

4.2.2. Temperatura

Em analogia com o que é feito para momentum, os fluxos turbulentos de calor sensível no telhado e na rua são calculados de acordo com:

$$F\theta_{iu}^H = -\rho \frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{\Delta z_{IU}/2}{z_{0iu}}\right) \right]^2} |U_{IU}^{hor}| \Delta\theta f_h \left(\frac{\Delta z_{IU}/2}{z_{0iu}}, Ri_B \right) S_{iu}^H \quad (4.30)$$

onde $\Delta\theta$ é a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do telhado ou da rua e f_h se refere às expressões usadas em LOUIS (1979) como

$$f_h = \begin{cases} f_m & \text{para } Ri_B > 0 \\ 1 - b' \left[\frac{Ri_B}{1 + c'_2 (-Ri_B)^{1/2}} \right] & \text{para } Ri_B \leq 0 \end{cases} \quad (4.31)$$

com $c'_2 = 0,72c'_1$.

Para superfícies verticais, MARTILLI et al (2002) utiliza a formulação de CLARKE (1985), assim como proposto por ARNFIELD E GRIMMOND (1998). Portanto, para o caso do cânion orientado Norte-Sul, tem-se:

$$F\theta_{IU}^V = \frac{\eta^*}{c_p} [(\theta_{ar} - \theta_{IU}^W) + (\theta_{ar} - \theta_{IU}^E)] S_{IU}^V \quad (4.32)$$

onde θ_{IU}^W e θ_{IU}^E são as temperaturas potenciais do IU-ésimo nível das paredes Oeste e Leste, respectivamente, e

$$\eta^* = c \left[a + b \left(\frac{U_{IU}^{hor}}{d} \right) \right] \quad (4.33)$$

onde a , b , c e d , neste caso, são constantes, deduzidas empiricamente (CLARKE, 1985), iguais à 1,09, 0,23, 5,678 e 0,3048, respectivamente.

Para calcular as temperaturas dos telhados, paredes e ruas, uma equação de difusão de calor é resolvida em várias camadas no material (concreto ou asfalto):

$$\frac{\partial T_i}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial T_i}{\partial z} \right) \quad (4.34)$$

onde K_s é a difusividade térmica do material (paredes, rua ou telhado), T_i é a temperatura do i -ésimo nível no material.

A condição limite interna é fixa (isso significa que a temperatura no nível mais profundo do material é constante para todo o período de simulação).

Na superfície, a condição limite é definida por resolvendo a seguinte equação do balanço de energia:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{1}{\Delta z_s} \left[\frac{(1-\alpha)R_s + Rl - \varepsilon\sigma T_s^4 + H\rho c_p}{C_s} - K_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_s \right] \quad (4.35)$$

onde α é o albedo da superfície, R_s é a radiação direta e refletida pela superfície, ε é a emissividade da superfície, R_l é a radiação de onda longa recebida pela superfície, H é o fluxo de calor sensível e C_s é o calor específico do material.

4.2.3. Energia Cinética Turbulenta

Na aproximação tradicional, o impacto das superfícies é levado em conta nos termos de produção térmica e mecânica de ECT usando os valores dos fluxos das superfícies e as relações da TSMO. Uma aproximação similar para superfícies horizontais é adotada por MARTILLI *et al* (2002).

$$Fe_{iu}^H = \left[\frac{-\left(\frac{Fu_{iu}^H}{\rho S_{iu}^H}\right)^{3/2}}{v_k \frac{\Delta z_{IU}}{2}} + \frac{g}{\theta_0} \frac{F\theta_{iu}^H}{\rho S_{iu}^H} \right] S_{iu}^H \Delta z_{IU} \rho \quad (4.36)$$

onde Δz_{IU} é o tamanho vertical da célula de grade no nível IU .

Com considerações similares àqueles apresentados na seção sobre momentum, é possível mostrar que a presença das construções aumentam a conversão da Energia Cinética Média em ECT. O termo extra para ECT para superfícies verticais tem dimensões de fluxo e é parametrizado como

$$Fe_{IU}^V = C_{drag} |U_{IU}^{ort}| S_{IU}^V \quad (4.37)$$

4.3. Modificação da escala de comprimento turbulento

No TVM, desde que a formulação das escalas de comprimento é baseada no trabalho de THERRY E LACARRÈRE (1983), a modificação 'urbana' proposta por MARTILLI *et al* (2002) é necessária porque há geração de vórtices nas dimensões das construções. Martilli propõem a altura como uma escala representativa da dimensão das construções. Desde que possam existir construções de diferentes alturas, assume-se que o nível mais baixo 'sente' a influência das construções maiores e menores, enquanto que nos níveis mais elevados somente vórtices induzidos por construções mais altas são importantes (Fig. 4.12). A escala de comprimento, l_b , refletindo esse processo no nível I é então:

$$\left(\frac{1}{l_b}\right)_I = \sum_{iu=iub}^{nu} \gamma(z_{iu}) \frac{1}{z_{iu}} \quad (4.38)$$

onde iub é o nível mais baixo da grade urbana para $z_I < z_{iub}$ (z_I é a altura do centro da grade de mesoescala D). Essa nova escala de comprimento é então adicionada àquela escala de comprimento calculada pelo método tradicional pela formulação de THERRY E LACARRÈRE (1983), l_{trad}

$$\frac{1}{l} = \frac{1}{l_{trad}} + \frac{1}{l_b} \quad (4.39)$$

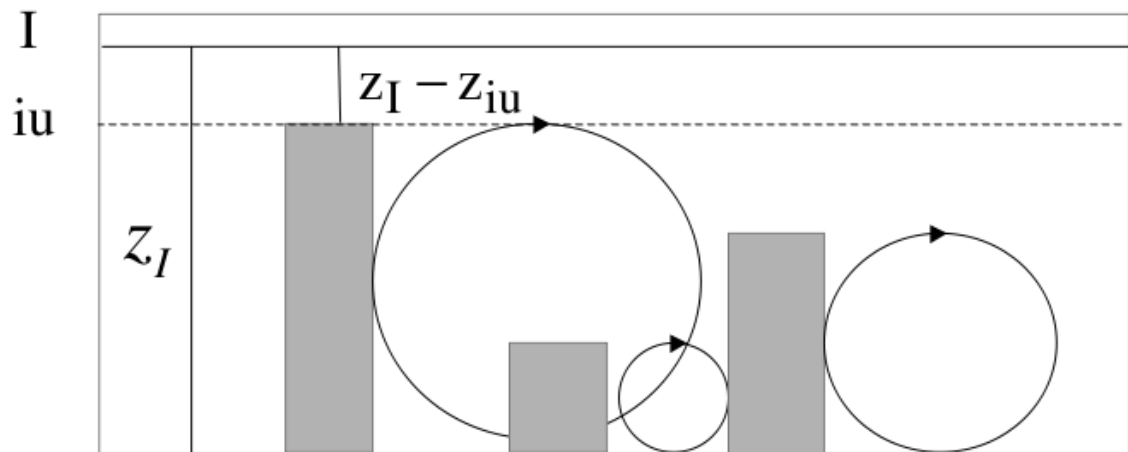


Figura 4.12 – Esquema para ilustrar a modificação nas escalas de comprimento turbulento.

Essa modificação é aplicada para ambas as escalas de comprimento, l_k e l_ϵ .

5. RESULTADOS

5.1. Descrição das simulações

5.1.1. Configuração do modelo TVM-NH

Foram realizadas 2 simulações numéricas: a primeira, chamada de simulação *tradicional*, que utiliza a aproximação tradicional no TVM-NH; a segunda, chamada de simulação *MDU*, representa a versão do TVM-NH com o modelo de dossel urbano proposto por MARTILLI *et al* (2002). Nos dois casos a topografia é plana (numa altura média da cidade de São Paulo de 770 m) e os efeitos de nuvens e poluentes não são considerados.

Dados de ocupação do solo, grade, condições iniciais e forçantes externas são os mesmos de PEREIRA DE SOUSA (2006). A ocupação de solo foi considerada uma área urbana realística da RMSP na parte central da grade e uma ocupação tipo rural no restante do domínio (Fig. 5.1). O ponto central da grade está localizado na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP (23°33'35''S, 46°43'55''W) (PT_PM) e é um ponto dentro da área urbana. Este ponto foi escolhido com o objetivo de realizar as comparações entre as simulações e as observações. Um outro ponto mais ao Norte, localizado em uma região rural, foi escolhido como representativo da região rural nas comparações com os resultados da área urbana. A tabela 1 apresenta os parâmetros que definem as propriedades radiométricas, térmicas e aerodinâmicas da ocupação do solo na região urbana e rural utilizados neste trabalho.

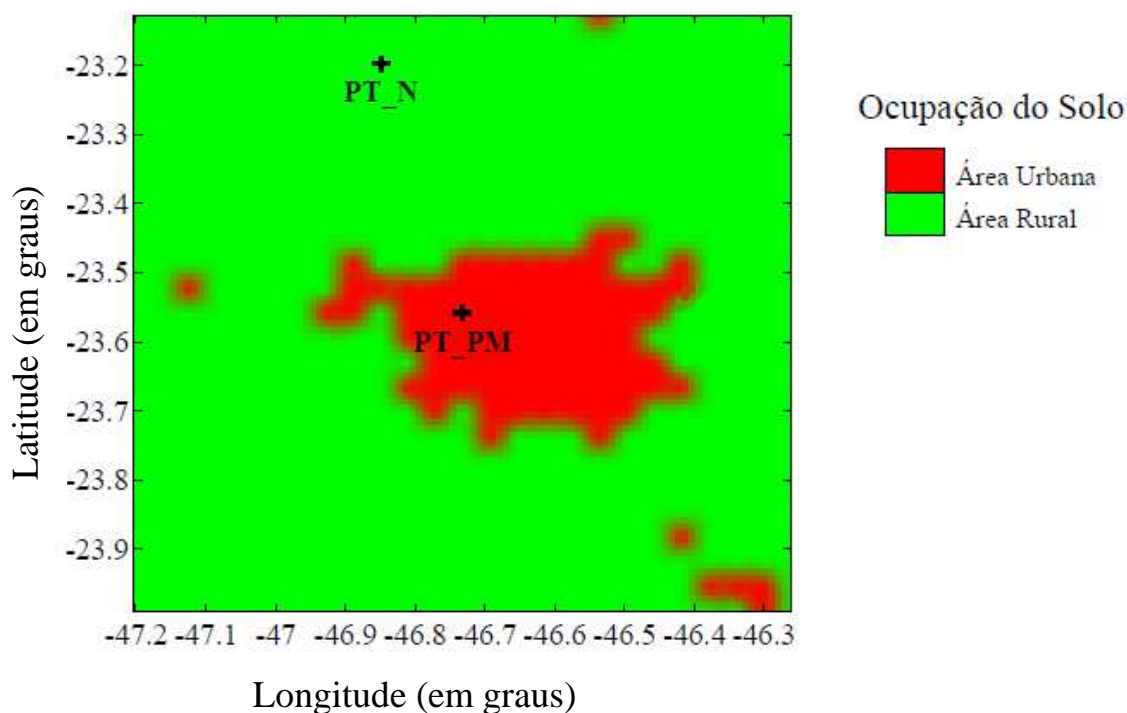


Figura 5.1 – Ocupação de solo utilizada por PEREIRA DE SOUSA (2006) e neste trabalho. O ponto PT_PM é o ponto onde se localiza a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP e PT_N é o ponto que representa a região rural.

Tabela 1 – Classificação do IGBP para os tipos de solo utilizados nas simulações e seus respectivos parâmetros físicos. Sendo α o albedo, ϵ_0 a emissividade, C_s o produto da profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura com a capacidade térmica do solo, z_0 o comprimento de rugosidade da superfície e T_{int} é a temperatura inicial da superfície e da camada mais profunda. Os dados utilizados são os mesmos de PEREIRA DE SOUSA (2006).

Tipo de solo	α	ϵ_0	r_s (s m ⁻¹)	$C_s \times 10^6$ (J m ² K ⁻¹)	z_0 (m)	T_{int} (K)
Área urbana	0,18	0,88	300,0	2,29	0,750	299,15
Área rural	0,15	0,95	50,0	2,76	0,200	299,15

Todas as simulações foram feitas utilizando-se um espaçamento de grade horizontal de 4 km, com 25 pontos nas direções x e y, totalizando uma grade de 100 km x 100 km. Na vertical, foram utilizados 25 pontos de grade, com espaçamento variando

entre 10 m, na superfície, até aproximadamente 1800 m no topo do domínio do modelo, a 13000 m. Nos primeiros 2000 metros tem-se 11 pontos de grade.

Os campos iniciais de temperatura potencial e umidade específica foram considerados horizontalmente homogêneos. Na direção vertical, a temperatura potencial foi assumida sendo igual a 300 K, no primeiro nível do modelo, e com uma taxa de variação vertical igual a 0,002 K/m. No caso da umidade específica, as simulações foram iniciadas com valor igual a 15 g/kg no primeiro nível do modelo, variando na vertical com taxa de $-0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$. Estas características são representativas da condição de verão na RMSP. O campo de vento horizontal inicial é homogêneo na vertical e horizontal, com módulo igual a 5 m/s, com direção de Norte.

As simulações correspondem a um período de 24 horas iniciando às 18 HL. Os resultados correspondem ao período diurno após 12 horas de simulação.

5.1.2. Configurações do MDU

Apenas uma classe urbana é utilizada neste trabalho. O dossel urbano utilizado corresponde a um conjunto de cânions paralelos com orientação na direção Norte-Sul, largura constante e igual à 20 m e altura variável com uma distribuição de 5% para 5 m, 25% para 10 m, 40% para 15 m, 25% para 20 m e 5% para 30 m (Fig. 5.2).

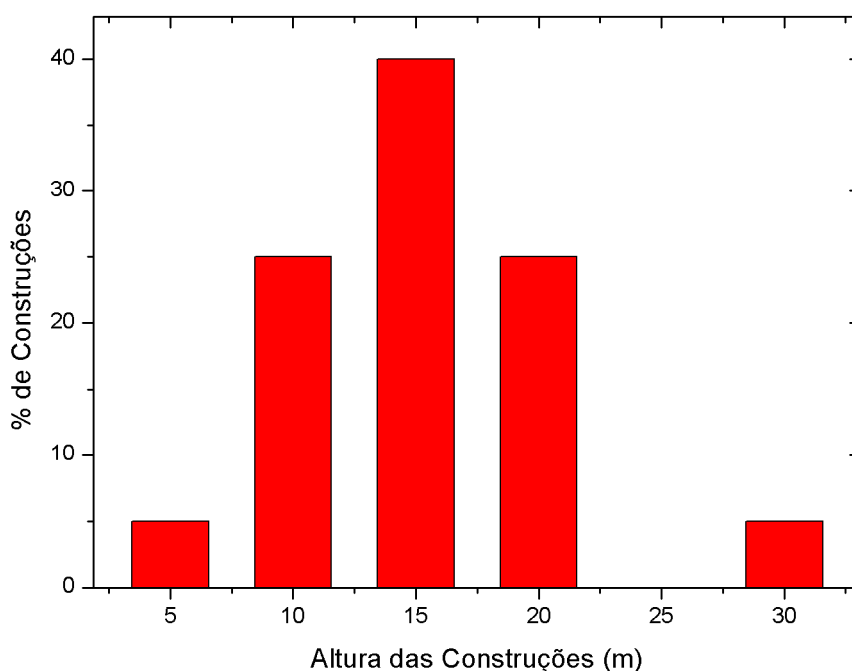


Figura 5.2 – Distribuição das construções utilizada na simulação com o MDU.

5.1.2.1. Validação dos parâmetros radiativos

O albedo efetivo do cânion é a combinação do albedo de superfície dos materiais das construções, e.g. casas e prédios, e as reflexões múltiplas entre as estruturas urbanas (paredes e rua) (SAILOR E FAN, 2002; AIDA E GOTOH, 1982). O balanço de radiação no MDU de MARTILLI *et al* (2002) leva em conta o efeito de sombreamento das construções e as múltiplas reflexões da radiação solar na superfície urbana de acordo com as relações 4.18 à 4.20.

Para analisar o albedo efetivo do cânion deve-se conhecer a quantidade de radiação que deixa o cânion (R_{s_c} da Fig. 5.3). Esta radiação é a soma da radiação difusa refletida pela parede oeste, parede leste e rua. Assim, teremos:

$$Rs_c = \underbrace{\alpha_w \psi_{gs} Rs_g}_{Rua} + \underbrace{\sum_{ju=1}^{nu} [\alpha_w \psi_{jus} (Rs_{iu}^E + Rs_{iu}^W) \Gamma(z_{ju+1})]}_{Paredes} \quad (5.1)$$

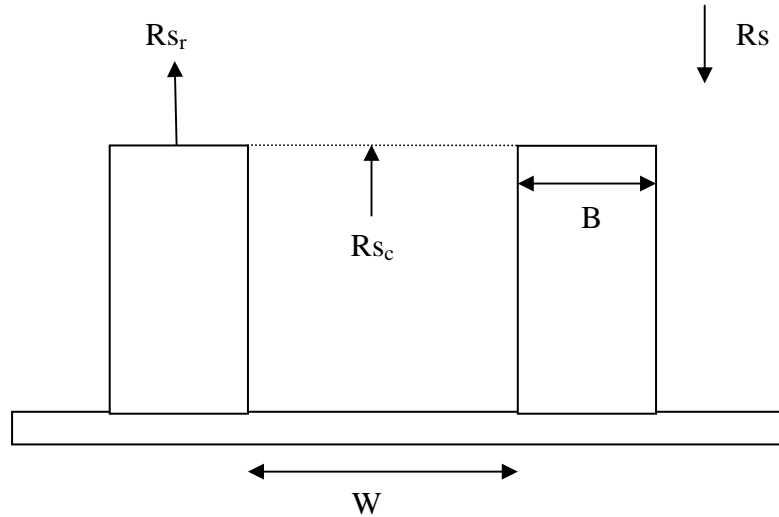


Figura 5.3 – Representação da radiação refletida emergindo do cânion. Rs_r é a radiação refletida no telhado e Rs_c é a radiação deixando o cânion.

O albedo efetivo sobre o dossel é calculado como a razão da média ponderada da radiação refletida em cada elemento do cânion (rua, paredes ou telhados) e a radiação solar global incidente (Eq. 5.2).

$$\alpha_c = \frac{\frac{Rs_r \uparrow}{Rs \downarrow} B + \frac{Rs_c \uparrow}{Rs \downarrow} W}{B + W} \quad (5.2)$$

Para validar os dados de albedo dos elementos do cânion, utilizou-se o módulo de radiação solar do TVM-NH, proposto por SCHAYES (1982) (Eq. 3.15) e adaptado para a RMSF (OLIVEIRA *et al*, 2002), com o MDU de Martilli para simular o albedo efetivo do cânion. As simulações foram realizadas para um ponto localizado na PT_PM, com razão geométrica 1, cânions infinitos e com orientação de 100° (Fig. 5.4). Os

dados de albedo dos elementos é mostrado na tabela 2. Os resultados foram comparados com as estimativas de albedo efetivo do cânion na PT_PM obtidas por FERREIRA *et al* (2007).



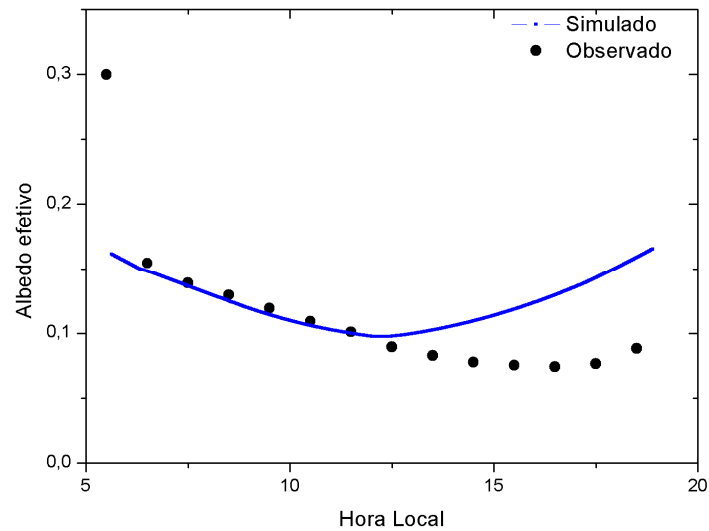
Figura 5.4– Orientação do cânion do prédio do IAG/USP. (Imagem do Google Earth).

A figura 5.5 mostra os resultados obtidos com o MDU de Martilli. O modelo consegue representar o comportamento tanto a evolução diurna quanto à sazonal do albedo efetivo. Na figura 5.5a, o albedo efetivo simulado reproduz a evolução diurna até às 12 HL. Após este horário, o modelo superestima os dados, devido ao efeito causado pela orientação do cânion, sendo que as estimativas apresentam um mínimo às 15 HL. Resultados semelhantes foram obtidos por AIDA E GOTOH (1982), MASSON (2000) e FORTUNIAK (2008).

No caso da evolução sazonal (Fig. 5.5b), o MDU de Martilli consegue reproduzir o mínimo durante o período de inverno, devido à posição do sol no solstício

de inverno. A simulação consegue reproduzir muito bem com os dados estimados na PT_PM.

a)



b)

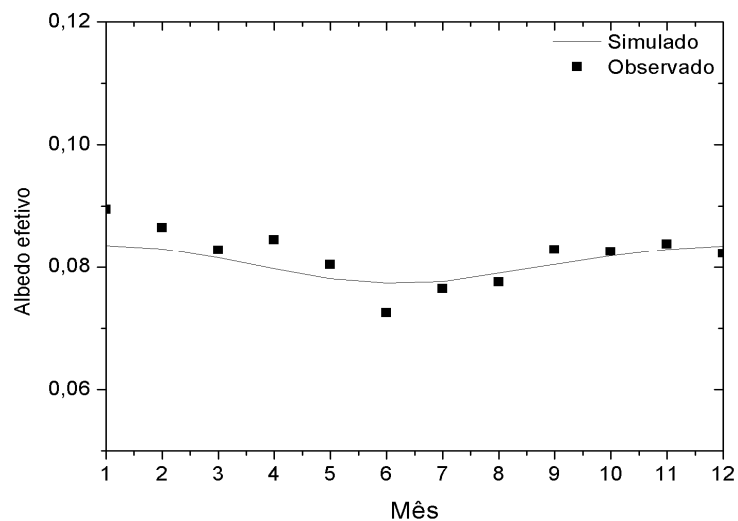


Figura 5.5 – a) Evolução diurna e b) evolução sazonal do albedo efetivo no cânion na PT_PM (MORAIS *et al*, 2009) . O albedo no telhado possui uma dependência do ângulo zenital assim como sugerem MASSON (2000) e FORTUNIAK (2008).

Dessa forma, os valores do albedo para os elementos foram escolhidos por serem capaz de melhor reproduzir as estimativas na PT_PM (MORAIS *et al*, 2009). A tabela 2

apresenta os valores dos parâmetros necessários no MDU. Outros valores são baseados nos dados de MARTILLI *et al* (2002), HAMDI E SCHAYES (2005, 2008) e MARCIOTTO (2008).

Tabela 2 – Parâmetros para a cidade na simulação urbana. K_s é a difusividade térmica do material, C_s é o calor específico, T_{int} é a temperatura inicial e a temperatura da camada mais profunda (interior das construções) do material², α é o albedo da superfície, ϵ é a emissividade da superfície e z_0 é o comprimento de rugosidade da superfície horizontal.

Elemento	$K_s \times 10^{-6} \text{ (m}^2\text{s}^{-1}\text{)}$	$C_s \times 10^6 \text{ (Jm}^{-3}\text{K}^{-1}\text{)}$	$T_{int} \text{ (K)}$	α	ϵ	$z_0 \text{ (m)}$
Parede	0,67	1,0	295,0	0,14	0,9	-
Telhado	0,67	1,0	295,0	0,18	0,9	0,01
Rua	0,28	1,4	-	0,08	0,95	0,01

5.2. Influência do dossel urbano na evolução da CLU

5.2.1. Vento

A velocidade do vento simulada para o ponto na PT_PM, no primeiro nível do modelo, é mostrada na figura 5.6 para ambas as simulações. O vento simulado pelo MDU na região urbana é sistematicamente menor do que no caso tradicional. A razão para esta diferença se deve ao fato de que o MDU leva em conta, na equação da vorticidade (Eq. 3.1), a força de atrito ao longo das superfícies verticais dos edifícios, representados

² A temperatura inicial e da rua é a mesma assumida pela camada mais profunda no modelo TVM-NH para a região urbana (vide Tabela 1).

através do cânion. Este efeito está confinado na região do dossel e é responsável por diferenças de até 1 m/s na intensidade do vento (Fig. 5.7).

Comparativamente, a simulação tradicional se aproxima mais das observações realizadas na plataforma micrometeorológica do IAG. Talvez, os resultados com o MDU sejam mais representativos das regiões com maior adensamento de edifícios do que a região utilizada para medir o vento (rede da CETESB, descrito em CODATO, 2008). Por outro lado, como a intensidade do vento na CLU depende da intensidade da forçante de grande escala, é possível que 5 m/s (valor utilizado neste caso) não seja representativo da condição médio do escoamento de Janeiro na RMSP.

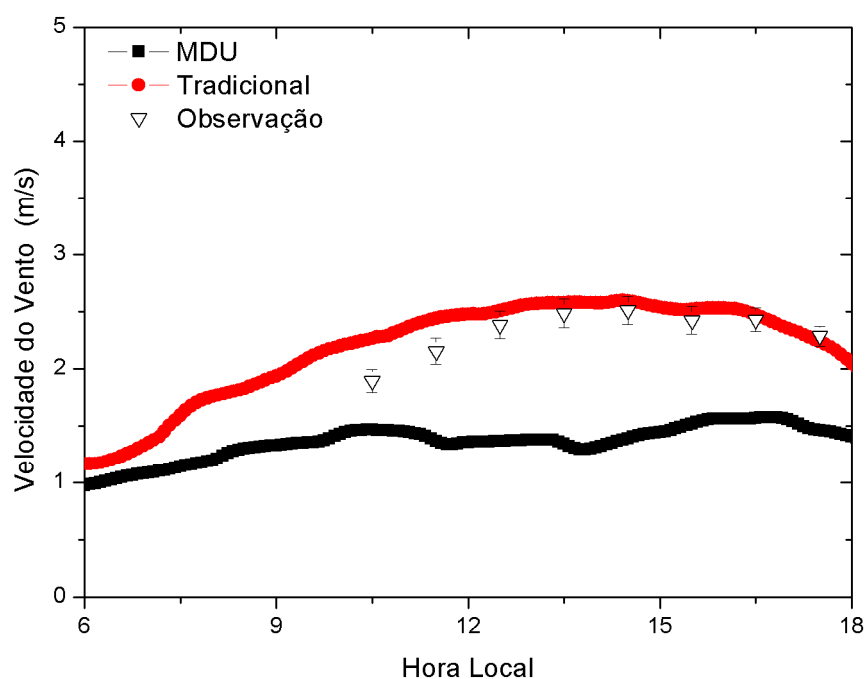


Figura 5.6 – Evolução diurna da velocidade do vento para as simulações MDU (linha preta) e tradicional (linha vermelha) no primeiro nível do modelo (10 m) no ponto PT_PM. Os resultados são comparados com a observação que correspondem valor médio mensal observado em janeiro entre 1996 a 2005 (CODATO, 2008).

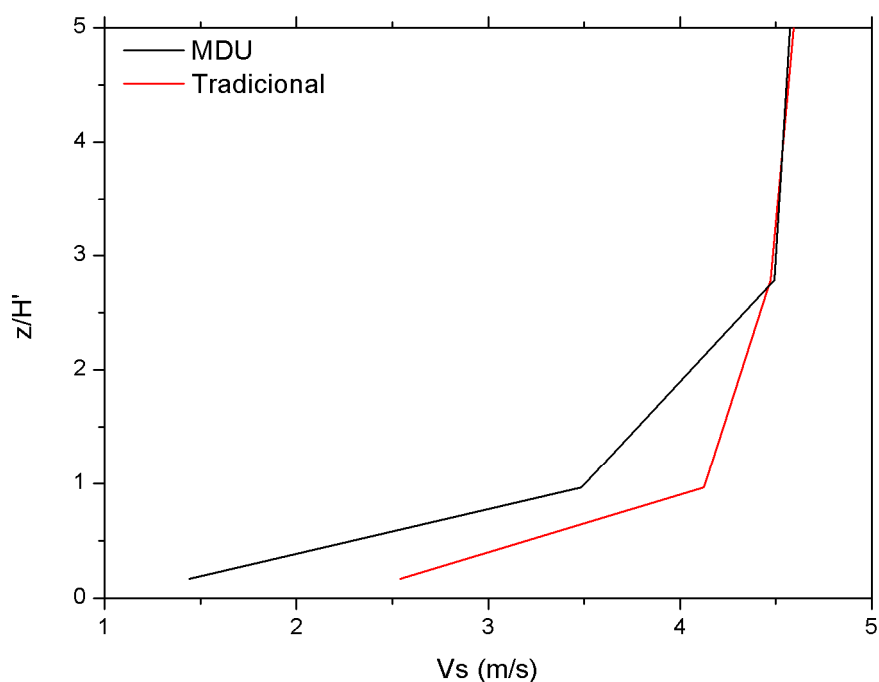
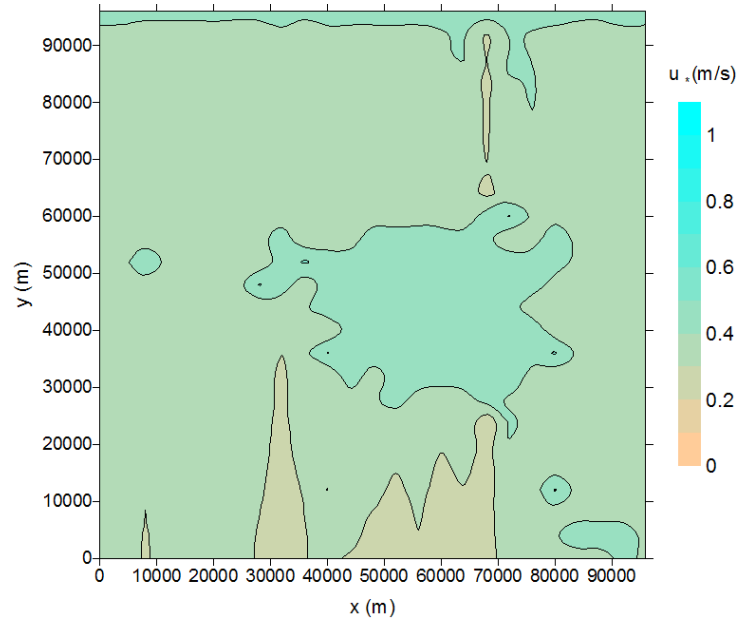


Figura 5.7 – Perfil vertical para as 15 Horas Local da intensidade da velocidade do vento para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta). H' é a altura da construção mais elevada.

A figura 5.8 mostra as isolinhas da velocidade de atrito para as 15 HL para ambas as simulações *MDU* e *tradicional*. A velocidade de atrito na região urbana é maior do que na região rural, em ambas as simulações, assim como visto em PEREIRA DE SOUSA (2006). No caso da simulação *MDU* a velocidade de atrito atingiu um valor máximo de 0,4 m/s na área urbana, enquanto que a simulação *tradicional* apresenta um valor de 0,6 m/s. Esta diferença se deve ao aumento da força de atrito causado pela inclusão do efeito das paredes laterais das construções na parametrização de MARTILLI *et al* (2002). Comparativamente, quando o atrito é maior a velocidade média na superfície tende a ficar menor quando a forçante de grande escala (5 m/s) é

mantida. Conseqüentemente, a velocidade de atrito no caso MDU torna-se menor do que no caso tradicional (vide equação (3.20)).

a) *MDU*



b) *Tradicional*

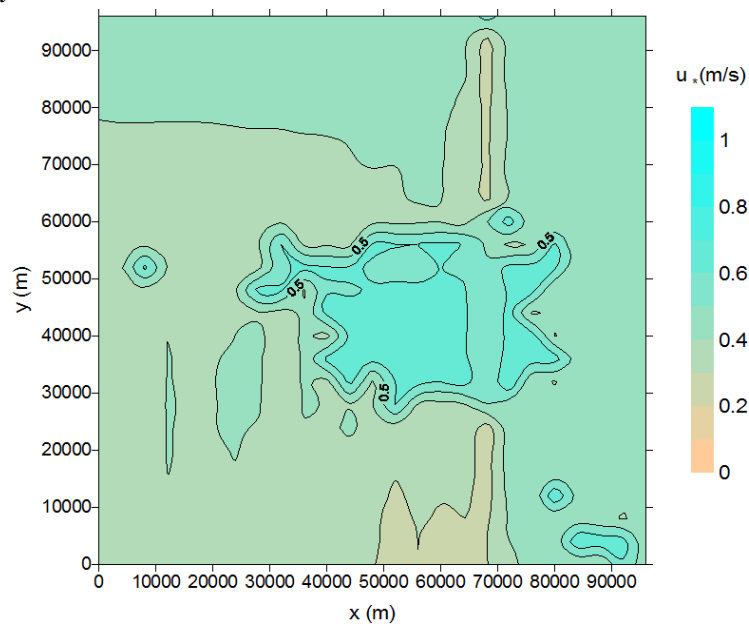


Figura 5.8 – Isolinhas de velocidade de atrito para as 15 HL da a) simulação MDU e b) simulação tradicional.

5.2.2. Calor

A Figura 5.9a mostra uma comparação da evolução diurna da temperatura do ar para a simulação *MDU* e *tradicional* para o primeiro nível do modelo ($z=10\text{m}$) na PT_PM. Os resultados obtidos com a simulação *MDU* alcançam valores de até $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ (por volta das 13 HL) maiores que a simulação *tradicional*. Isto se deve ao fato de que a simulação *MDU* leva em conta o efeito de retenção de energia associado às reflexões múltiplas da radiação dentro do cânion. O efeito de retenção de energia é também responsável pela intensificação da ICU simulado com o MDU em relação ao caso tradicional (Fig. 5.9b). É interessante observar que, apesar da simulação com o MDU apresentar um ciclo diurno com amplitude maior, a temperatura observada na plataforma radiométrica é sistematicamente maior.

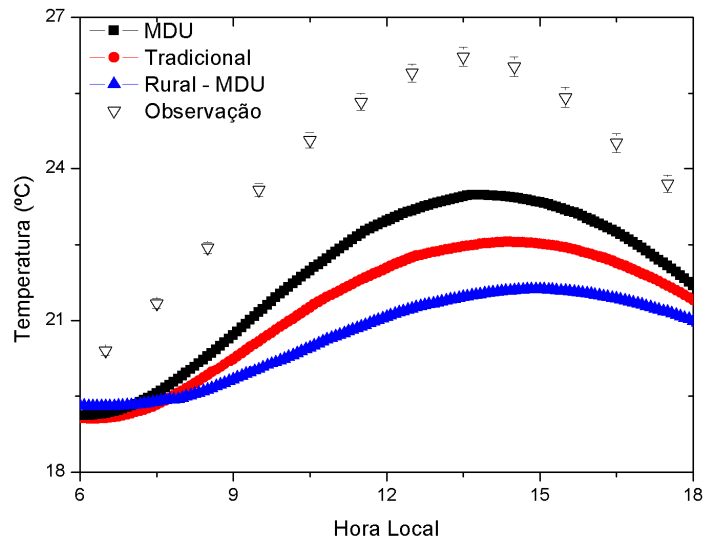
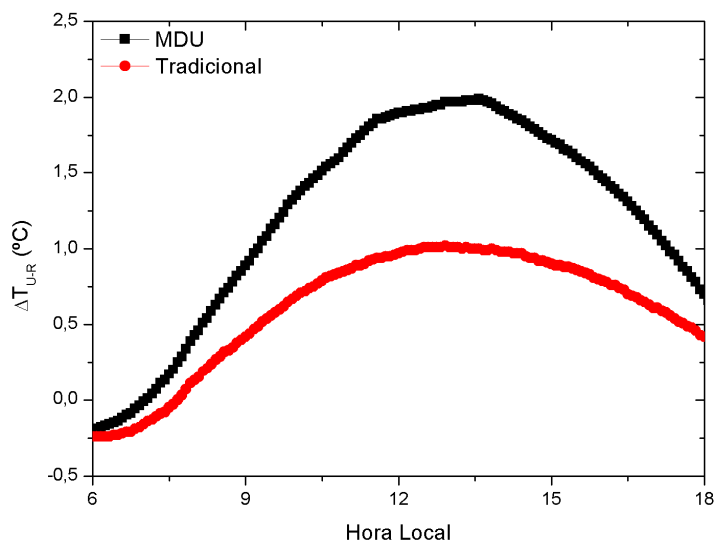
a) *Temperatura do ar*b) *Intensidade da ICU*

Figura 5.9 – a) Evolução diurna da temperatura do ar para a simulação MDU (linha preta) e simulação tradicional (linha vermelha) para um ponto localizado na PT_PM. A linha azul representa a temperatura do ar na região rural (ponto PT_N). b) Evolução diurna da intensidade da ICU para a simulação MDU (linha preta) e simulação tradicional (linha vermelha). A diferença de temperatura foi entre os pontos urbanos na PT_PM e o ponto rural na PT_N.

Diferenças de temperatura similares são encontradas quando se analisa o campo horizontal de temperatura da superfície as 15 HL (Figura 5.10). Também é perceptível que a intensidade do vento horizontal no nível de 10 metros diminui nas áreas urbanas, ainda mais no caso *MDU* (Fig. 5.10b) em virtude do aumento do atrito associado à inclusão do efeito das superfícies verticais (Secção 5.2.1).

Uma terceira simulação foi realizada com as mesmas configurações da simulação *MDU*, porém com o vento inicial de 3,5 m/s, para analisar o efeito térmico nos padrões de circulação RMSP. A figura 5.10c mostra o campo de vento e temperatura para esta simulação. Com a diminuição do vento geostrófico de 5 m/s para 3,5 m/s é possível ver que o vento na superfície não só perde intensidade mas também muda de direção em algumas regiões, passando a indicar a presença de uma área com vento do quadrante sul. Assim, pode-se concluir que quando o vento é inferior a 3,5 m/s (forçantes geostróficas de grande escala) a intensidade da ICU é capaz de gerar e manter uma circulação centrípeta associada ao gradiente horizontal de temperatura. Nesse caso, uma parte da convergência horizontal do vento em superfície está associada não só ao efeito mecânico de aumento de rugosidade, mas também ao contraste térmico horizontal associado à ICU da RMSP.

Curiosamente, no caso específico da RMSP, quando a topografia é incluída, o efeito urbano (circulação centrípeta) pode ser totalmente imperceptível, pois a circulação vale-montanha, com a região urbana (quente) ocupando o vale, irá gerar uma circulação que atuará no sentido contrário ao da circulação centrípeta. Talvez essa seja a razão pela qual não se consegue detectar com observações a circulação de ICU na RMSP (OLIVEIRA *et al*, 2003).

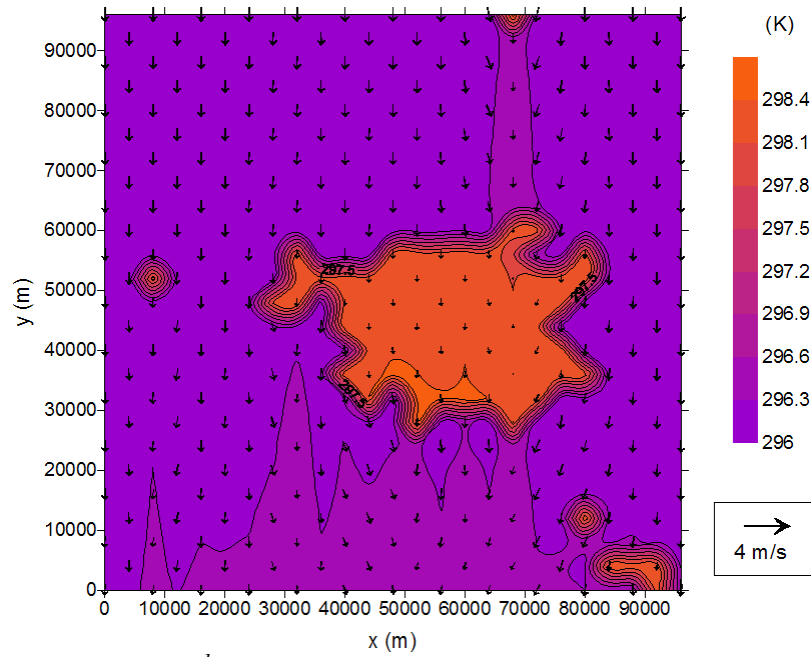
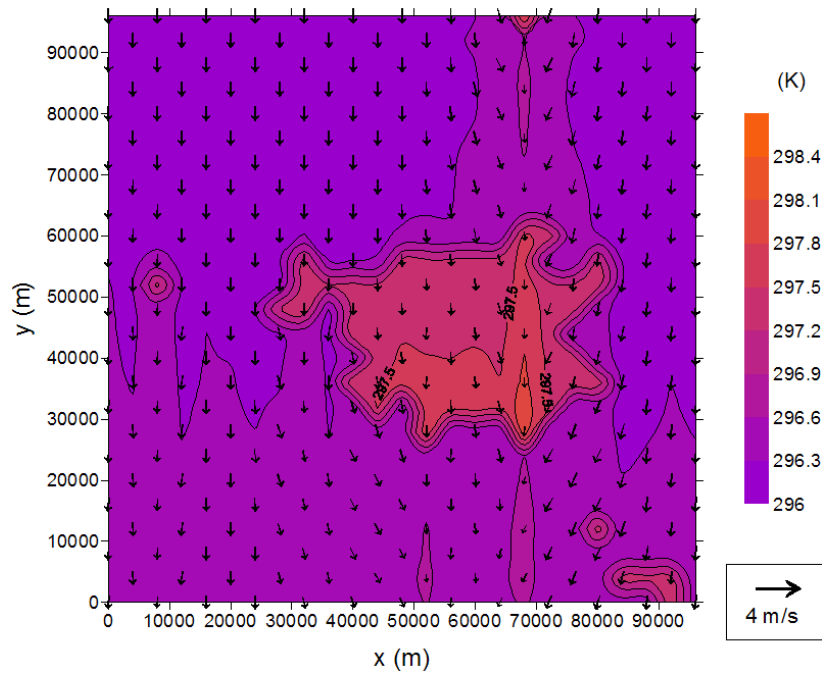
a) MDU – 5 ms^{-1} b) Tradicional – 5 ms^{-1} 

Figura 5.10 – Isolinhas de temperatura da superfície e campo horizontal do vento para às 15 HL para a) simulação MDU com vento inicial de 5 ms^{-1} , b) simulação tradicional e c) simulação MDU com vento inicial de $3,5 \text{ ms}^{-1}$.

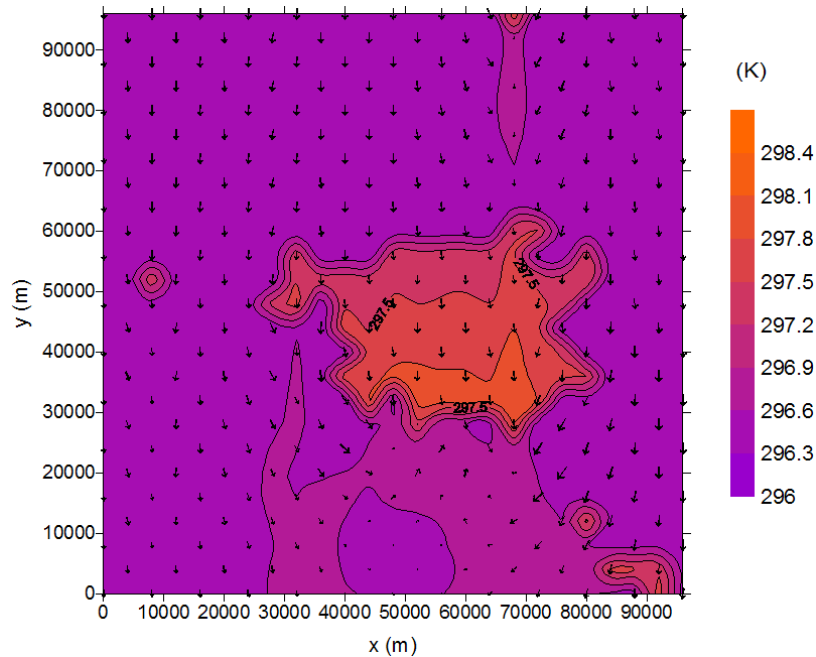
c) $MDU - 3,5 \text{ ms}^{-1}$ 

Figura 5.10 - Continuação

A figura 5.11 mostra os padrões de convergência do vento para as simulações. A simulação *MDU* (Fig. 5.11a) apresenta um padrão bem definido, com convergência no limite norte da cidade, devido ao fato da direção do vento ser de Norte e sua intensidade diminuir no interior da região urbana. A montante da *RMSP*, a divergência está associada à intensificação da velocidade do vento na região rural adjacente. No caso *tradicional* (Fig. 5.11b), não há um padrão bem definido. Apesar de ter convergência a jusante da região urbana, há divergência em toda a extensão da cidade. Além disso, o *Tradicional* possui valores menos intensos de convergência, de até $0,8 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$, enquanto que as simulações com o *MDU* apresentam intensidades de $4 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

A distribuição espacial de divergência do vento horizontal comprova que existe uma intensificação na intensidade e um deslocamento da zona de convergência para o Sul da mancha urbana (área em azul Fig. 5.11a e figura 5.11c) associada à presença da circulação centrípeta que gera ventos de sul a montante da região urbana. Curiosamente,

quando a circulação centrípeta está mais evidente (Fig. 5.10c) a intensidade do contraste térmico passa a se distribuir sobre uma fração menor do que no caso com vento igual a 5 m/s (área vermelha mais clara, indicando temperatura da superfície igual ou maior do que 298 K, nas Fig. 5.10a e Fig. 5.10c). Talvez, o resfriamento da coluna atmosférica sobre a região urbana, associado ao movimento ascendente induzido pela convergência horizontal na superfície, seja mais eficiente do que a advecção horizontal presente no setor norte da área urbana.

a) $MDU - 5 \text{ ms}^{-1}$

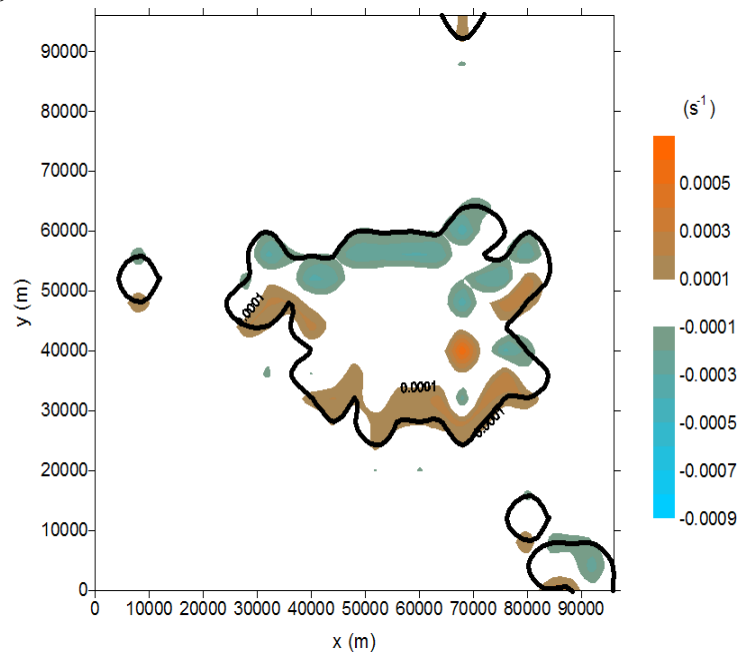
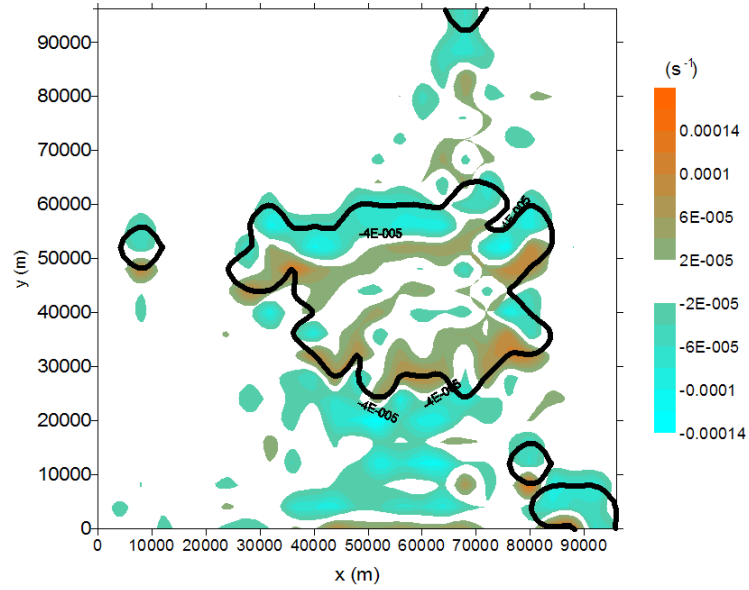


Figura 5.11 – Campo de convergência do vento horizontal para às 15 HL para a) simulação MDU com vento inicial de 5 ms^{-1} , b) simulação tradicional e c) simulação MDU com vento inicial de $3,5 \text{ ms}^{-1}$. Contorno preto indica os limites urbanos.

b) Tradicional – 5 ms^{-1}



c) MDU – $3,5 \text{ ms}^{-1}$

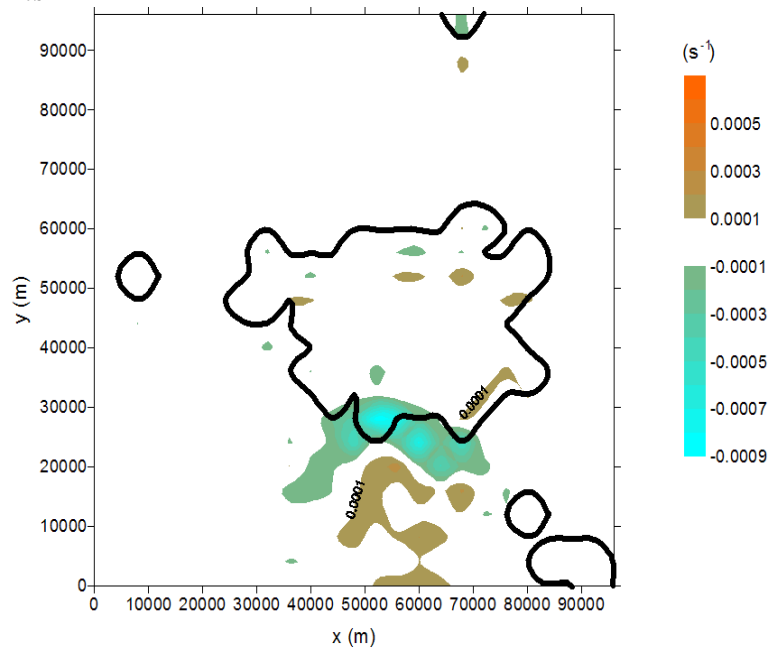


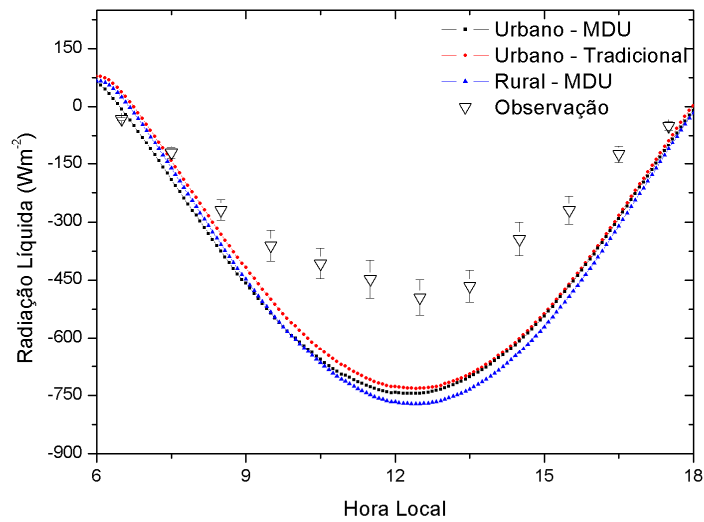
Figura 5.11 – Continuação.

A comparação da evolução diurna das componentes do balanço de energia na superfície mostra que a parametrização urbana não tem uma forte influência na radiação líquida (Fig. 5.12a). A maior diferença entre as simulações é de apenas 10 W/m^2 as 12 HL e indica que a radiação líquida na região urbana é sistematicamente maior do que na região rural. Comparativamente, a radiação líquida simulada é maior do que a radiação líquida média do mês de janeiro, e menor que em um dia de céu claro observado no mesmo período, na PT_PM. A ausência do efeito de nuvens explica uma parte das discrepâncias entre observação e os resultados das simulações para a radiação líquida e solar.

A radiação solar que atinge a superfície (Fig. 5.12b) na simulação *MDU* apresenta valores mais intensos que na simulação *tradicional* ($\sim 15 \text{ W/m}^2$). Isto acontece por causa da redução de umidade (Fig. 5.13a), ocorrendo uma diminuição no coeficiente de absorção devido ao vapor de água sobre a região urbana em ambas as simulações (*MDU* e *tradicional*). A atenuação da absorção devido ao vapor de água aumenta a transmissividade atmosférica para a radiação solar (Eqs. 3.15 e 3.17, Fig. 5.13b).

A amplitude da evolução diurna da radiação solar simulada é maior do que a evolução média para o mês de Janeiro e menor do que a evolução observada em um dia de céu claro. As diferenças são devidas a ausência de nuvens (com relação à observação média) e a falta de representatividade da parametrização na atenuação da radiação solar em relação ao material particulado. Na parametrização usada no TVM-NH (SCHAYES, 1982), o coeficiente de absorção devido ao aerossol é constante e igual a 0,1.

a)



b)

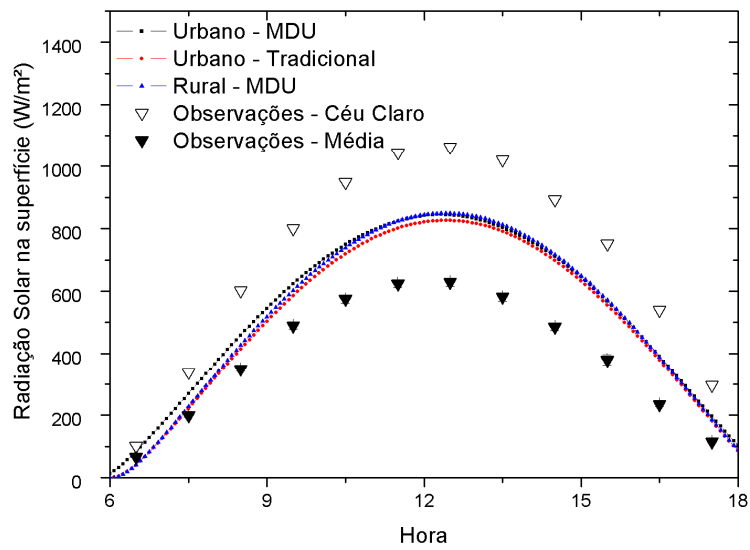
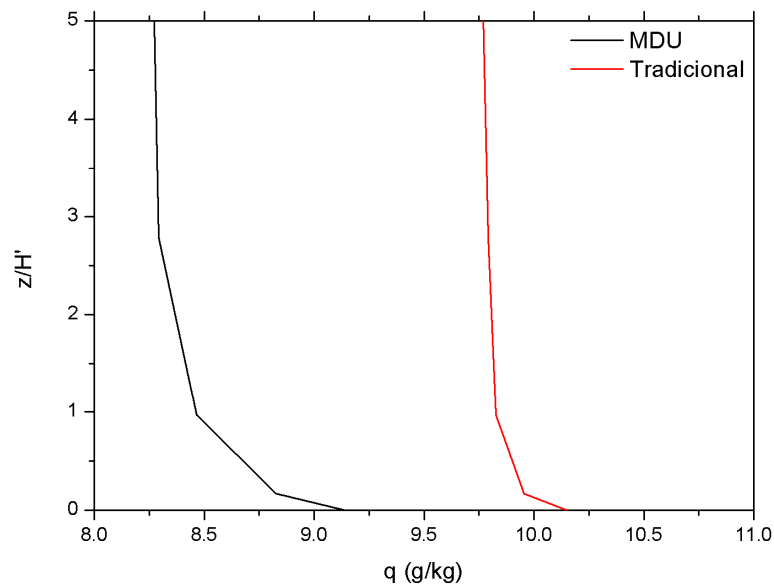


Figura 5.12 – Evolução diurna da a) radiação líquida, b) radiação solar na superfície. No caso das observações a radiação líquida em (a) e a radiação solar (triângulo cheio em (b)) correspondem a valores médios mensais para Janeiro (2004 a 2009), enquanto a radiação solar em (triângulo vazio em (b)) corresponde a dia de céu claro.

a)



b)

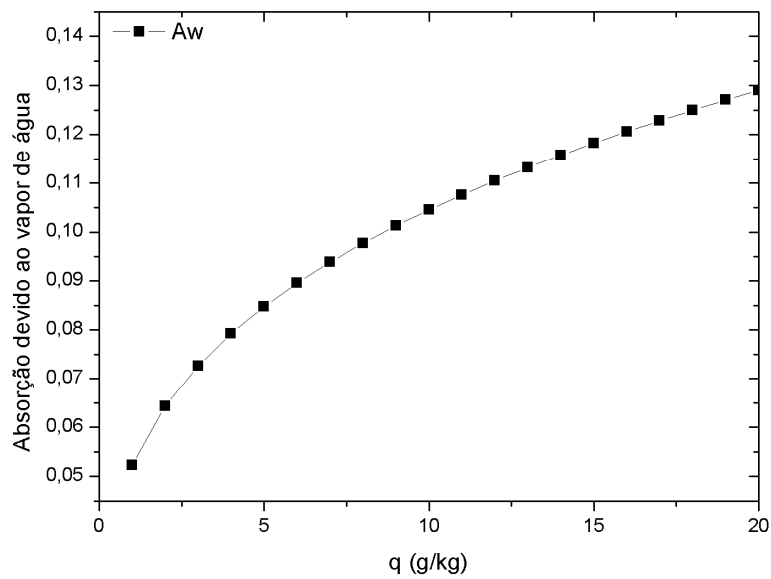


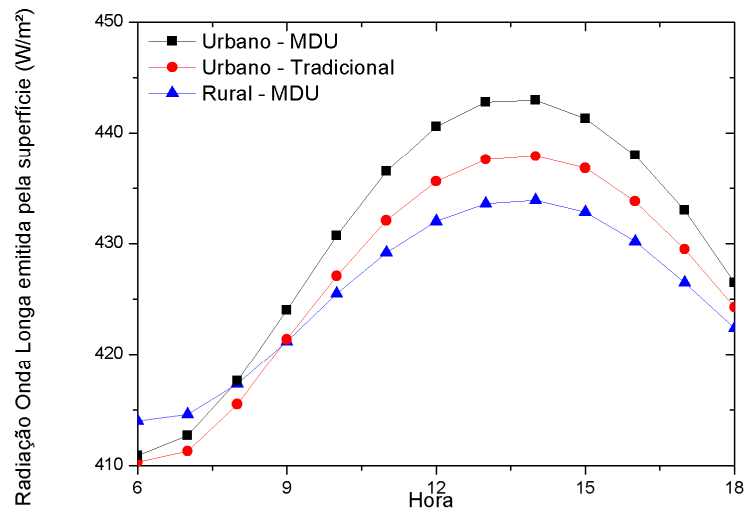
Figura 5.13 – a) Perfil vertical de umidade específica as 15 HL para simulação MDU (linha preta) e tradicional (linha vermelha). H' é a altura da construção mais elevada. b) Relação entre a absorção devido ao vapor de água e umidade específica.

No caso da radiação de onda longa emitida pela superfície (Fig. 5.14a), a simulação *MDU* apresentou valores maiores ($\sim 5 \text{ W/m}^2$) do que o caso tradicional como consequência da temperatura da superfície ser mais elevada (Fig. 5.15a). Além do efeito da temperatura, a onda longa emitida pela superfície na região urbana também é afetada pela emissividade efetiva da superfície, que no caso específico do *MDU*, é indicada na Figura 5.15b. Nesta figura verifica-se que a emissividade efetiva (razão entre a radiação de onda longa emergente e a temperatura da superfície) simulada pelo modelo *MDU* permanece relativamente constante com valores em torno de 0,98, valores estes maiores do que a emissividade dos elementos que compõem o cânion (telhado=0,9; parede=0,9; rua=0,95). Esta diferença está relacionada com a geometria da superfície (FORTUNIAK, 2008). É interessante observar também que a emissividade da superfície estimada através de observações de radiação de onda longa emitida pela superfície na PT_PM, é menor que o valor simulado (quadrado vermelho na Fig. 5.15b). A diferença em relação aos resultados obtidos de emissividade efetiva pode ser atribuída a vários fatores, destacando-se entre eles a diferença entre geometria do prédio do IAG e o modelo de cânion usado, as diferenças entre a emissividade da superfície dos materiais que compõem o cânion do modelo e do prédio, além da área circunvizinha onde foram feitas as observações.

A evolução da radiação de onda longa emitida pela atmosfera simulada pelo modelo *MDU* e *tradicional* apresentam uma grande discrepância em relação aos valores médios observados na PT_PM, mesmo considerando somente os dias de céu claro (Fig. 5.14b). A amplitude do ciclo diurno é bastante pequena. Este resultado indica que o modelo de transferência radiativa proposto por SASAMORI (1968) não consegue reproduzir a radiação de onda longa emitida pela atmosfera adequadamente. Não foi

encontrada uma explicação plausível para esta discrepância. Deve ser enfatizado que esta é a primeira vez que a evolução da radiação de onda longa simulada é comparada com observação.

a)



b)

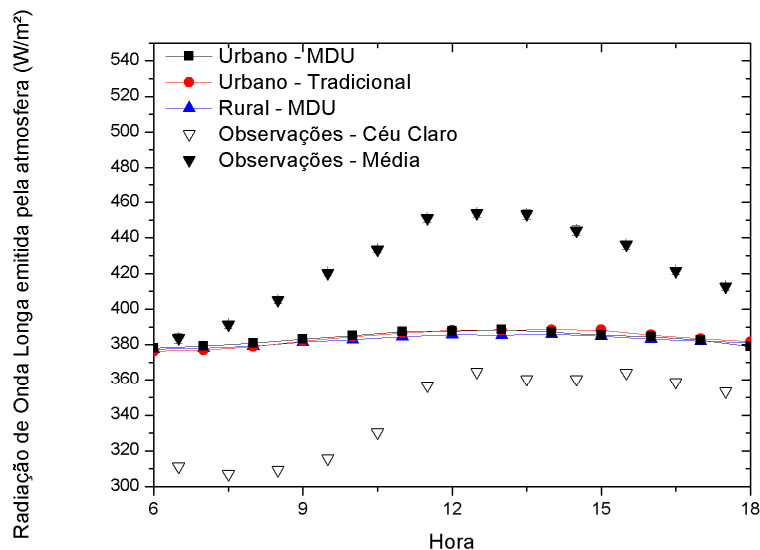
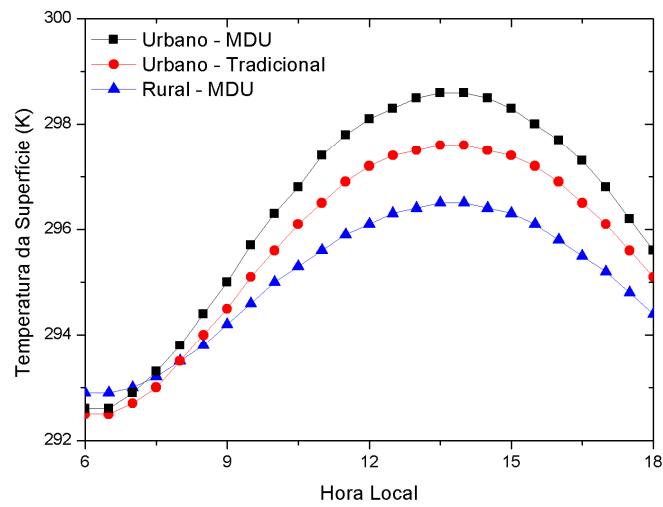


Figura 5.14 – Evolução diurna da a) radiação de onda longa emitida pela superfície, b) radiação de onda longa emitida pela atmosfera na PT_PM. No caso das observações de radiação de onda longa emitida pela atmosfera o triângulo cheio corresponde a valores médios mensais para Janeiro (2004 a 2009), enquanto que o triângulo vazio corresponde a dia de céu claro

a)



b)

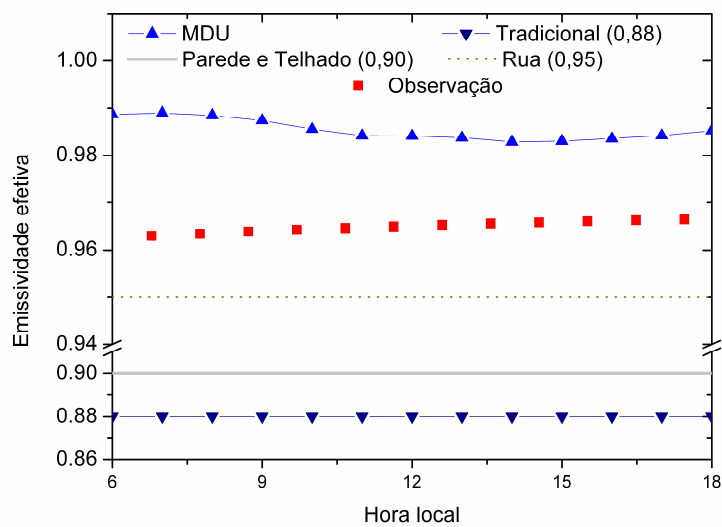
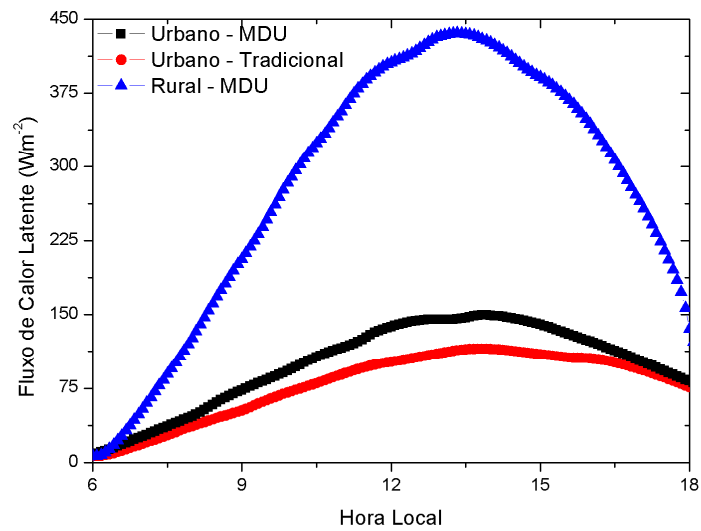


Figura 5.15 – a) Evolução temporal da temperatura na superfície e b) Evolução diurna da emissividade efetiva da simulação MDU (linha azul) no PT_PM. A linha cinza representa a emissividade da superfície da parede e do telhado, a linha pontilhada amarela é a emissividade da rua, a linha azul escura é a emissividade da simulação tradicional e o ponto vermelho representa as estimativas na PT_PM.

Para o caso do fluxo de calor latente (Fig. 5.16a), ambos os modelos (*MDU* e *tradicional*) apresentam valores menores na região urbana com relação à região rural. Comparativamente, a simulação *MDU* apresenta valores sistematicamente maiores do que o método tradicional, chegando a superar o calor latente estimado pelo método tradicional em até 35 W/m^2 (as 14 HL). Do ponto de vista do balanço de energia esta discrepância não é significativamente grande, usando como referência, por exemplo, a radiação líquida (Fig. 5.12a). Entretanto, considerando a amplitude do fluxo de calor latente sobre a região urbana, esta diferença chega a representar (as 14 HL) cerca de 20% da amplitude, que tem conseqüências do ponto de vista da evaporação na região urbana. Tendo em vista que o método utilizado para calcular o fluxo de calor latente é igual nas duas simulações (equações 3.19 a 3.26), esta discrepância encontrada está associada a diferenças na umidade específica e na velocidade do vento.

No caso do fluxo de calor sensível, a simulação *tradicional* apresentou valores de até 75 W/m^2 (13 HL) maiores que a simulação *MDU* (Fig. 5.16b). Os campos horizontais de fluxo de calor sensível para as 15 HL apresentam diferenças de até 100 W/m^2 (Fig. 5.17). Isto se deve ao fato de que a velocidade de atrito, descrita na seção 5.2.1, ser sistematicamente menor na simulação *MDU*. Portanto, de acordo com a equação 3.18, o fluxo de calor sensível tem que ser necessariamente menor do que no caso tradicional.

a)



b)

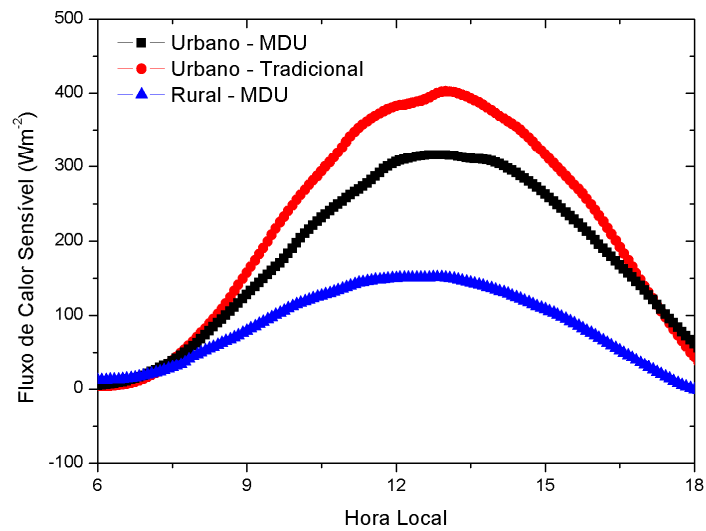
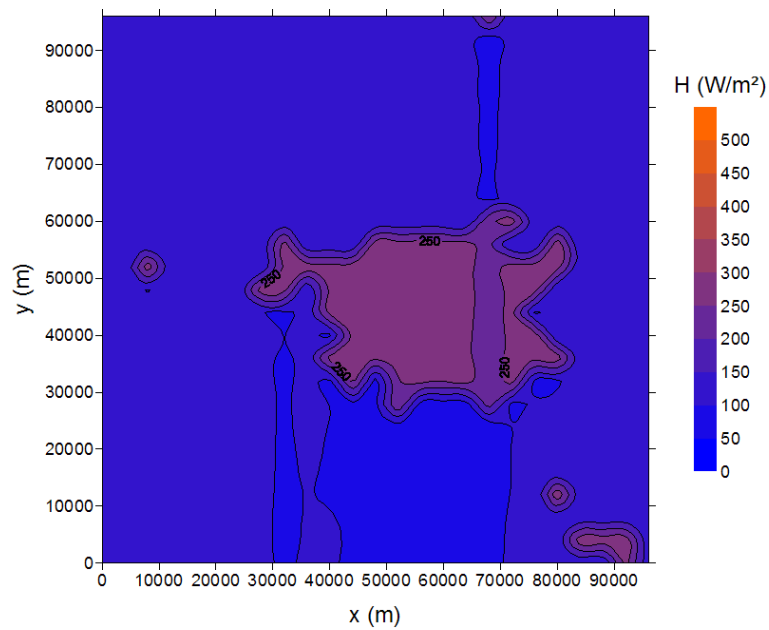


Figura 5.16 – Evolução diurna do a) fluxo de calor latente e do b) fluxo de calor sensível na superfície no ponto PT_PM.

a) MDU



b) Tradicional

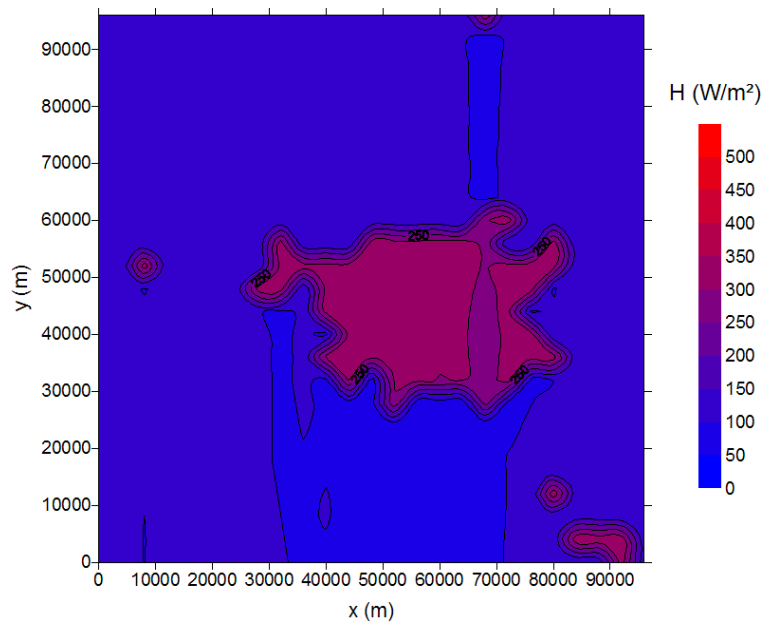


Figura 5.17 – Distribuição espacial do fluxo de calor sensível na superfície às 15 HL.
a) Simulação MDU e b) simulação tradicional.

A evolução diurna do fluxo de calor armazenado no dossel é maior no caso do modelo *MDU* (Fig. 5.18). Na região urbana o fluxo armazenado no dossel é sistematicamente maior do que na região rural, com diferenças no horário de pico (11 HL) da ordem de 150 W/m^2 , no caso *MDU*. Tendo em vista a ausência de dados observacionais não é possível avaliar o desempenho dos modelos na representação do fluxo armazenado no solo. Entretanto, modelo *MDU* apresenta uma forma mais adequada de estimar o efeito urbano de armazenamento de calor, pois leva em conta a estrutura do dossel urbano. Deve ser ressaltado que a temperatura no interior dos edifícios é mantida constante e igual a 295 K . Este valor foi obtido de forma arbitrária baseado em informações coletadas na literatura (HAMDI E SCHAYES, 2005). As características de transporte de calor no interior do dossel (difusividade térmica, calor específico) também foram obtidas de informações disponíveis na literatura (MARTILLI *et al*, 2002; HAMDI E SCHAYES, 2005, 2008).

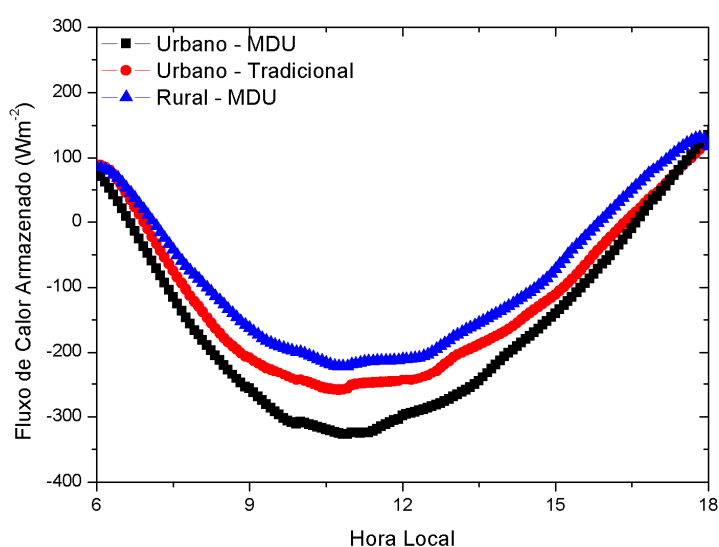


Figura 5.18 – Evolução diurna do fluxo de calor armazenado no dossel urbano no ponto PT_PM.

O perfil vertical de temperatura potencial as 15 HL simulado numericamente, indicam que o dossel urbano está mais quente no caso do modelo MDU (Fig. 5.19). No caso em questão a temperatura do ar dentro do dossel próximo a superfície chega a ser, as 15 HL, cerca de 1 K maior no caso *MDU*. Este maior aquecimento ocorre próximo a superfície e resulta em um gradiente vertical de temperatura potencial mais intenso no caso *MDU*. Neste caso, a camada do dossel urbano é mais instável do ponto de vista da estabilidade estática. Portanto, existe maior produção térmica de ECT no caso MDU. Resultados similares foram obtidos por HAMDI E SCHAYES (2005), MARTILLI *et al* (2002) e ROULET *et al* (2005).

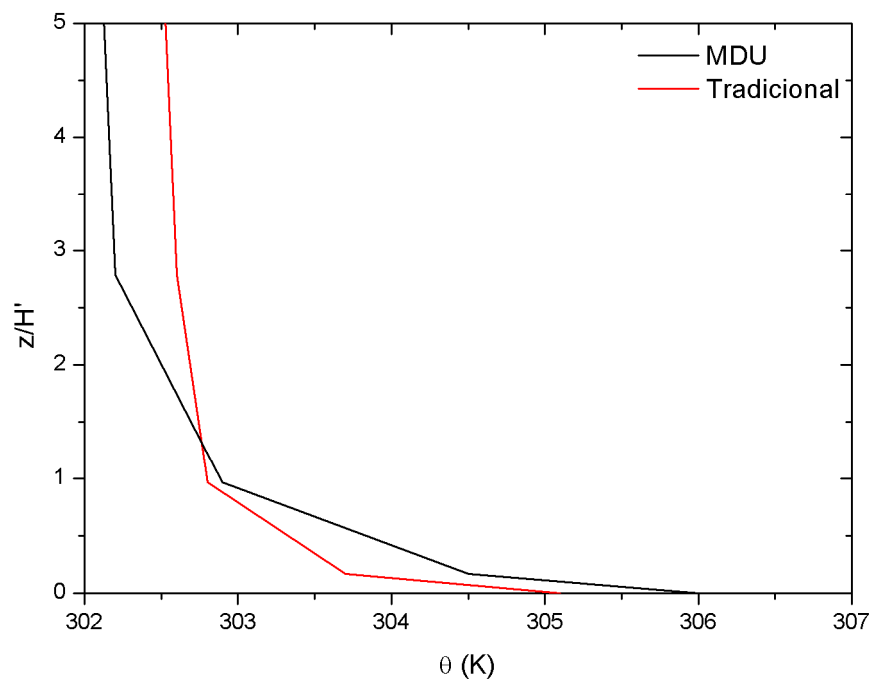


Figura 5.19 – Perfil vertical para as 15 Horas Local de temperatura potencial para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta). H' é a altura da construção mais elevada.

5.2.3. Energia Cinética Turbulenta

O perfil vertical da ECT é um bom indicativo da altura da CLP. Segundo STULL (1988), a altura da CLP pode ser determinada como a altura onde a ECT torna-se menor que 5% do valor da ECT na superfície. A Figura 5.20 mostra os perfis verticais de ECT para as 15 HL, para ambas as simulações, no interior do cânion. O perfil da simulação *Tradicional* apresenta um valor de até $0,5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ maior que a simulação *MDU*. Tendo em vista que a produção térmica de ECT é maior no caso *MDU* (conforme discussão anterior da Fig. 5.19), conclui-se que a produção mecânica de ECT contribui mais para a ECT do que a produção térmica neste caso. MARTILLI *et al* (2002) encontrou resultados semelhantes comparando com dados experimentais.

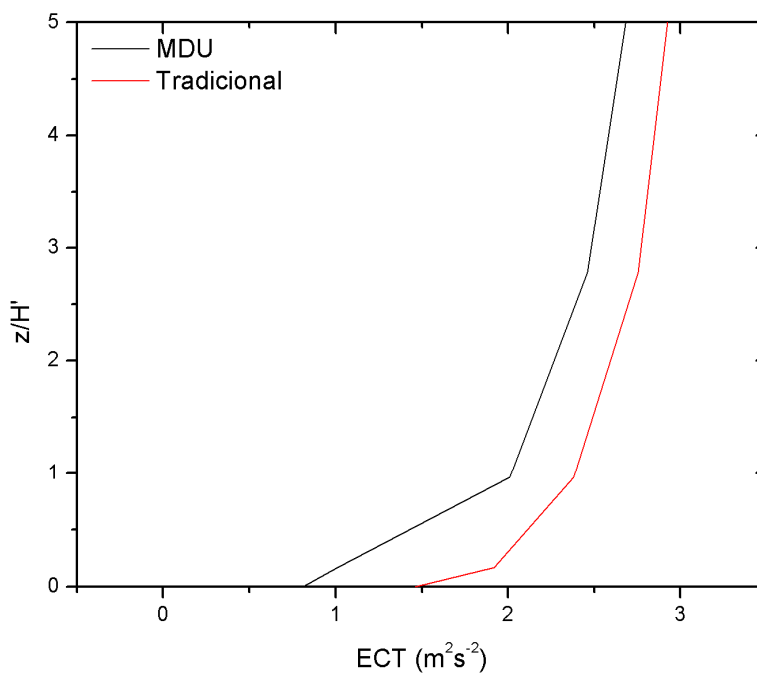


Figura 5.20 – Perfil vertical para as 15 Horas Local da energia cinética turbulenta para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta). H' é a altura da construção mais elevada.

A evolução diurna da altura da CLP é mostrada na figura 5.21. A simulação *MDU* apresenta uma diferença de até 375m as 14 HL. Aparentemente não existe uma explicação física para a altura da CLP ser maior no caso da simulação do MDU. Uma possível explicação seria o efeito indireto da estabilidade estática da CLP sobre as escalas de comprimento utilizado na estimativa da intensidade do transporte turbulento (Eq. 3.11). Um coeficiente de difusão maior implica em um transporte mais eficiente, resultando de uma CLP onde as propriedades médias são mais homogêneas na vertical. Este efeito pode ser constatado na região da camada de mistura tanto para a temperatura potencial (Fig. 5.22a e 5.23a) quanto para a umidade específica (Fig. 5.22b e 5.23b). Deve ser ressaltado que existe um termo urbano de produção de ECT (Eq. 3.10) que fornece uma contribuição extra de ECT no interior do dossel urbano no caso do modelo MDU. Estes dois fatores atuam no mesmo sentido, de forma que, mesmo sendo ligeiramente menor próximo a superfície, a ECT integrada em toda CLP é maior no caso do modelo MDU.

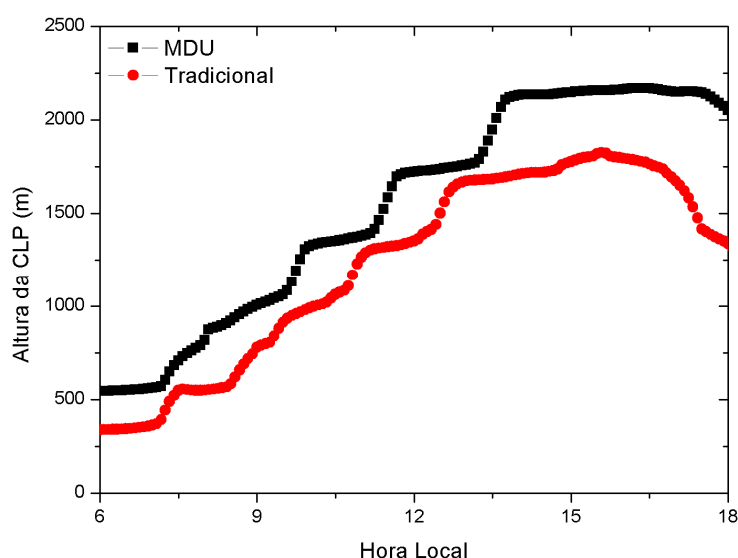


Figura 5.21 – Evolução diurna da altura da camada limite planetária no ponto PT_PM.

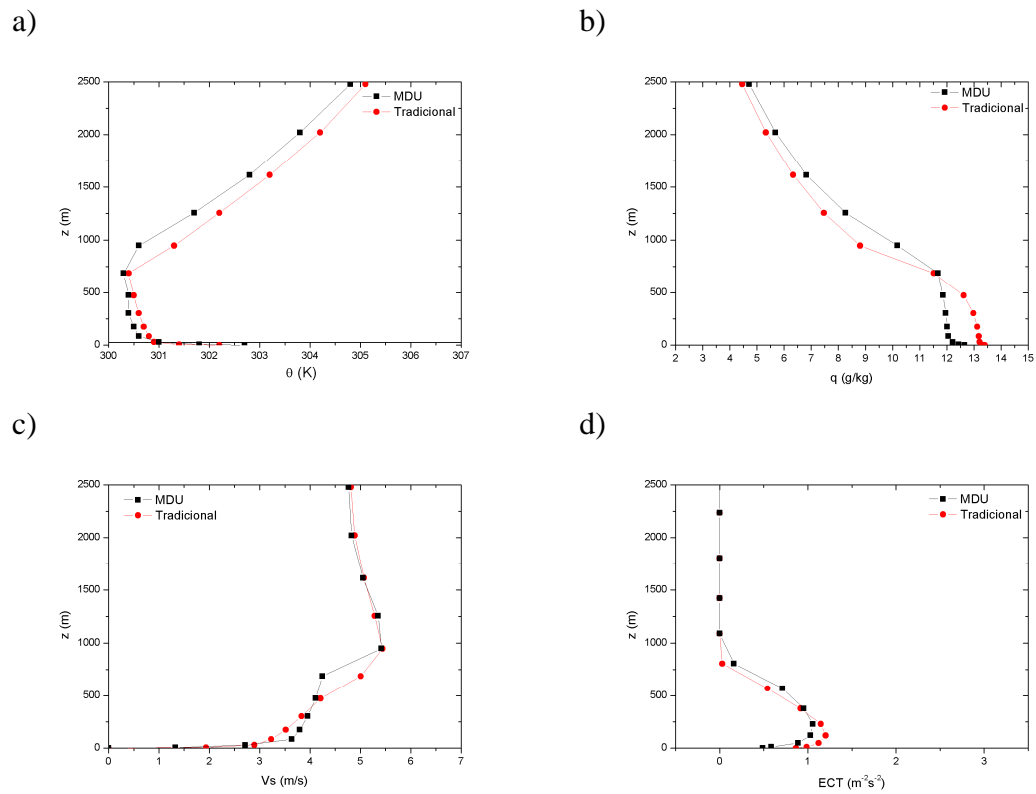


Figura 5.22 – Perfis verticais para as 09 HL de a) temperatura potencial, b) umidade específica, c) velocidade do vento e d) energia cinética turbulenta para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta), para o ponto localizado na PT_PM.

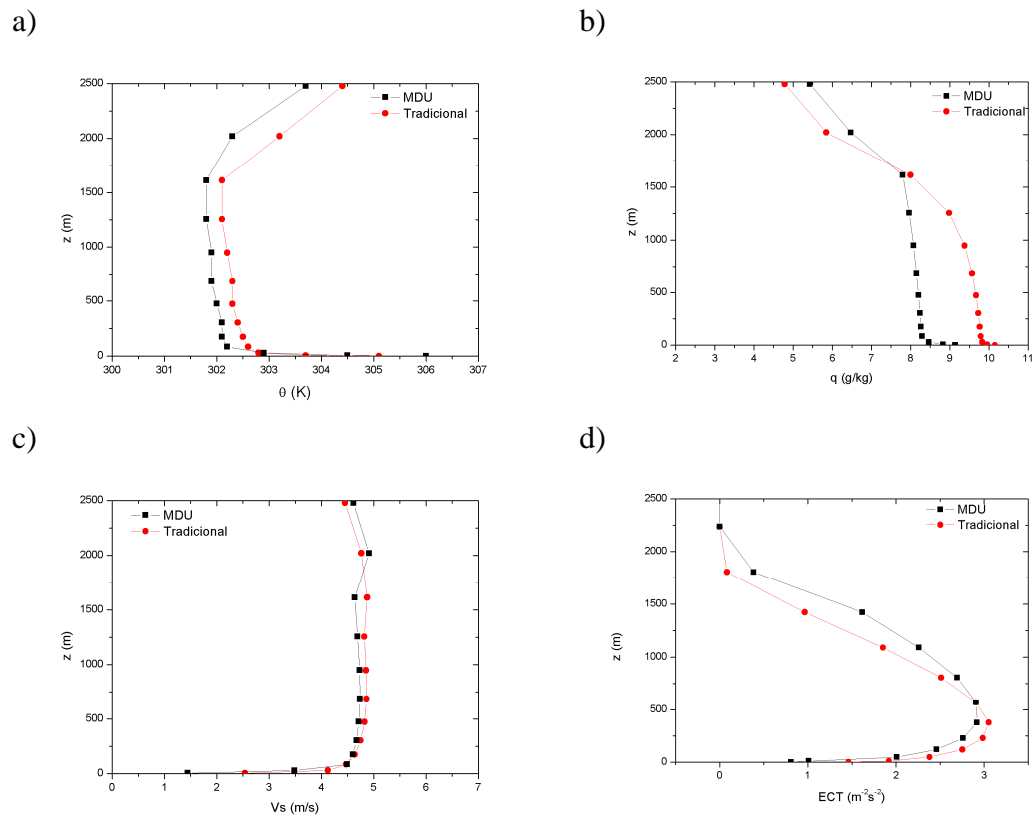


Figura 5.23 – Perfis verticais para as 15 HL de a) temperatura potencial, b) umidade específica, c) velocidade do vento e d) energia cinética turbulenta para a simulação tradicional (linha vermelha) e simulação MDU (linha preta), para o ponto localizado na PT_PM.

6. CONCLUSÃO

Este trabalho tem como objetivo específico descrever a evolução temporal e espacial da Camada Limite Urbana para a RMSP, utilizando a versão não-hidrostática do modelo de mesoescala TVM-NH com um Modelo de Dossel Urbano (MDU) proposto por MARTILLI *et al* (2002).

O modelo TVM-NH (Topographic Vorticity-Mode Model Mesoscale - β , versão não – hidrostática) utilizado neste estudo tem como principal característica a utilização da equação da vorticidade para determinar o campo médio das componentes do vento.

No modelo MDU proposto por MARTILLI *et al* (2002) a região urbana de São Paulo é representada por um arranjo de cânions de diferentes alturas. As principais características da interação do dossel urbano-atmosfera deste MDU são:

- Termos adicionais nas equações de momento, de temperatura e ECT, a fim de levar em consideração a interação dos elementos dos cânions com a atmosfera;
- O balanço de radiação é calculado levando em consideração construções de diferentes alturas e orientação do cânion;
- A temperatura representativa da superfície urbana leva em conta as temperaturas das paredes, do chão e do telhado do cânion estimadas através do balanço de energia para cada elemento.

Para verificar a influência do dossel urbano na evolução espacial e temporal da CLU na RMSP, realizaram-se duas simulações com o modelo TVM-NH: uma com o MDU e outra com a forma *tradicional* de estimar as trocas de momento, energia e massa. Na forma tradicional a área urbana da RMSP é representada através de variações espaciais do comprimento de rugosidade, das propriedades térmicas e radiativas da superfície.

Dados de ocupação do solo, grade, condições iniciais e forçantes externas utilizadas neste trabalho são os mesmos de PEREIRA DE SOUSA (2006). Para facilitar à identificação dos efeitos do dossel urbano nas propriedades da CLU, ambas as simulações foram realizadas com topografia plana.

Os resultados numéricos indicam que o modelo TVM-NH com o MDU é capaz de representar a evolução diurna e sazonal do albedo efetivo observado na RMSP (MORAIS *et al.*, 2009).

Os resultados numéricos mostraram diferenças significativas entre o MDU e a forma tradicional. No campo de vento, a redução da velocidade do vento devido ao efeito de atrito nas superfícies horizontais (telhados e ruas) e verticais (paredes) causado pelas construções no caso do MDU é maior do que no método tradicional. Com isso, o valor da velocidade de atrito tem redução de até 0,2 m/s.

Tendo em vista que o efeito de remoção de momentum no *MDU* é maior do que no caso tradicional, observa-se que a distribuição espacial da divergência horizontal do vento na superfície é mais bem definida no caso MDU do que no caso *tradicional*.

Do ponto de vista do calor, os resultados obtidos indicam que a parametrização urbana com o *MDU* permite um maior armazenamento de energia no dossel, resultando em um aumento maior no ciclo diurno da temperatura da superfície e do ar. Isto se deve ao efeito de retenção de radiação associado à representação do dossel urbano na forma de cânions. O efeito de retenção de energia resulta em um aumento na intensidade da Ilha de Calor Urbana de até 1°C quando comparado com a simulação *tradicional*.

Além disso, a análise do efeito térmico nos padrões de circulação na RMSP sugere que esta diferença na intensidade da ICU é capaz de gerar e manter uma circulação centrípeta associada ao gradiente horizontal de temperatura. Deve ser

ressaltado que a circulação de ICU na RMSP nunca foi detectada observacionalmente (KARAM *et al*, 2003; OLIVEIRA *et al*, 2003). Tendo em vista que as simulações realizadas com topografia plana indicam que a intensidade da circulação centrípeta aumenta consideravelmente à medida que o vento de grande escala diminui, e que uma fração significativa da ICU simulada está concentrada nas regiões mais baixas (Fig. 1.2 e 5.10), então é razoável concluir que o efeito urbano (convergência horizontal do vento na superfície) esteja sendo compensando pelo efeito topográfico (divergência horizontal do vento superfície) de forma que a circulação resultante não indique a presença da circulação centrípeta na RMSP no período diurno.

Com relação às componentes do balanço de radiação na superfície, o *MDU* também obteve resultados satisfatórios. A diferença entre os resultados na evolução da radiação solar na superfície acontece em virtude da redução da absorção devido ao vapor de água na região urbana, mais perceptível no caso do *MDU*. A maior amplitude da temperatura da superfície, juntamente com a variação da emissividade efetiva no dossel urbano, reproduz uma emissão de onda longa da superfície com o *MDU* maior que no caso *tradicional*.

O fluxo de calor latente simulado pelos dois modelos não são significativamente diferentes. A discrepância entre as simulações está associada às diferenças na umidade específica e na intensidade do vento.

O fluxo de calor sensível obtido com a simulação *MDU* é menor do que a simulação *tradicional*, porque a intensidade do vento e a velocidade de atrito são menores em todo o dossel urbano. Resultados similares foram obtidos por ROULET *et al* (2005), para o projeto BUBBLE (Basel Urban Boundary Layer Experiment).

Portanto, o MDU proposto por MARTILLI *et al* (2002) consegue reproduzir os efeitos do dossel urbano, principalmente os induzidos pelas construções, na evolução temporal e espacial da CLP convectiva. Os efeitos no campo de temperatura, que têm um papel fundamental na produção térmica de ECT, juntamente com o cisalhamento do vento, no termo de produção mecânica, e a alteração da escala de comprimento turbulento, contribuem para intensificar a intensidade da mistura turbulenta e aumentar a profundidade da CLP na RMSP.

Os resultados apresentados neste trabalho indicam a importância da representação do dossel urbano para se estudar a evolução temporal e espacial da CLP. Portanto, sugerem-se como trabalhos futuros uma melhor representação da RMSP tanto nos dados de ocupação de solo no TVMNH, quanto no MDU, incluindo neste último, mais classes urbanas e os efeitos associados à presença vegetação. Deve ser ressaltado que nas simulações realizadas neste trabalho não foram incluídos os efeitos da vegetação na RMSP. A inclusão da vegetação, com um nível de detalhes equivalente ao utilizado por HAMDI E SCHAYES (2005) no MDU, irá impor um novo problema em termos de caracterização das propriedades da superfície e de representatividade dos processos de troca de energia, momento e massa.

Com relação ao modelo numérico TVM-NH, destaca-se a importância de modificar os esquemas de transferência radiativa (SASAMORI, 1968; SCHAYES, 1982). Estudos observacionais têm mostrado que expressões empíricas simples representam de forma adequada a evolução diurna das componentes do balanço de radiação na superfície da RMSP (OLIVEIRA, *et al* (2002) e BARBARO *et al* (2008). Os esquemas de transferência radiativa devem ter uma performance melhor do que as relações empíricas para valer a pena serem incorporados em modelos meteorológicos de

mesoescala. Uma melhor representação das componentes de radiação incidentes na superfície será importante para investigar o papel das nuvens e da poluição na CLP da RMSP. Deve ser ressaltado que o impacto destes dois efeitos no balanço de radiação na superfície da RMSP ainda precisa ser mais bem quantificado do ponto de vista observacional (OLIVEIRA *et al*, 2002 e CODATO *et al*, 2007).

Como um próximo passo, pretende-se investigar a estrutura da CLU durante o período noturno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIDA, M.; GOTOH, K. Urban Albedo has a function of the Urban Structure – A two-dimensional numerical simulation. **Boundary-Layer Meteorology**, 1982, vol.23, p. 415-424.
- ARNFIELD, A.J. Two decades of Urban Climate Research: A review of Turbulence, Exchanges of Energy an Water, and the Urban Heat Island. **International Journal of Climatology**, 2003, vol. 23, p. 1-26.
- ARNFIELD, A.J.; GRIMMOND, C.S.B. An urban canyon energy budget model and its application to urban storage heat flux modelling. **Energy and Buildings**, 1998, vol. 27, p. 61-68.
- ATKINSON, B.W. Numerical Modelling of Urban Heat-Island Intensity. **Boundary-Layer Meteorology**, 2003, vol. 109, p. 285-310.
- BALMORI, T.F. **Urbanized MM5 Study of Urban Impacts on an August 2000 Houston Ozone Episode**, 2006. 83 f. Dissertação de mestrado – Departamento de Meteorologia, San Jose State University.
- BÁRBARO, E.W. *et al.* Patterns of longwave radiation at the surface in the megacity of São Paulo, Brazil – Part II: seasonal evolution and pollution impact. **Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, 2008, São Paulo.
- BORNSTEIN, R. The Two-Dimensional URBMET Urban Boundary Layer Model. **Journal of Applied Meteorology**, 1975, vol. 14, p. 1459-1477.
- BORNSTEIN, R.; CRAIG, K.J., Urbanization of Numerical Mesoscale Models, In: International Symposium on Environmental Hydraulics, 2001.
- BORNSTEIN, R.; SCHAYES, G.; THUNIS, P. Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β (TVM) Model – Part II: Evaluation, **Journal of Applied Meteorology**, 1996, vol. 35, p. 1824-1834.
- BRUNT, D. Notes on radiation in the atmosphere. **I. Quart. J. Royal. Meteor. Soc.**, 1932, vol. 58, p. 389-420.
- BUSINGER, J.A.; WYNGAARD, J.C.; IZUMI, Y.; BRADLEY, E.F. Flux-Profile Relationships in Atmospheric Surface Layer, **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1971, vol. 28, p. 181-189.
- CERMAK, J.E.; DAVENPORT, A.G.; PLATE, E.J.; VIEGAS, D.X. **Wind Climate in Cities**, Kluwer Academic Publishers, 1995. 772 pp.
- CLARKE, J.A. **Energy simulation in building design**, Bristol: Adam Hilger, 1985.

- CODATO, G; *et al*, Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast Brazil, **Theor. App. Climatol.**, 2007, vol. 93, p. 57-73.
- CODATO, G. **Simulação Numérica da evolução diurna do monóxido de carbono na camada limite planetária sobre a RMSP com modelo LES**. 2008. 116 f. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- DEARDORFF, J. Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, with inclusion of a layer of vegetation; **Journal of Geophysical Research**, 1978, vol. 83, p. 1889-1903.
- DUPONT, S.; OTTE, T.L.; CHING, J.K. **Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model (MM5)**. Tech. Rep. NERL, U.S.EPA, NOAA, Air Resources Laboratory, NC, 2003, 67p.
- FERREIRA, M.J., *et al*. Evolução Diurna do Balanço de Radiação na Superfície da Cidade de São Paulo, Brasil. **Anais do 8º Congresso Iberoamericano de ingenieria mecânica**, Cusco, Peru, 2007.
- FERREIRA, M.J.; OLIVEIRA, A.P.; SOARES, J.; BARBARO, E.W; CODATO, C.; MARCIOTTO, E.R.; SILVA, M.; ESCOBEDO, J.F. Variação Sazonal de energia na superfície urbana da cidade de São Paulo, Brasil. **Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, São Paulo, 2008.
- FORTUNIAK, K. Numerical Estimation of the Effective albedo of an urban canyon. **Theoretical and Applied Climatology**, 2008, vol. 91, p. 245-258.
- FREITAS, E.D., **Circulações Locais em São Paulo e sua influência na dispersão de poluentes**. 2003. 157 f. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- GRIMMOND, C.S.B.; KING, T.S.; ROTH, M.; OKE, T.R. Aerodynamic Roughness of urban areas derived from wind observations. **Boundary Layer Meteorology**, 1998, vol. 89, p. 1-24.
- HAMDI, R.; SCHAYES, G. Validation of the Martilli's Urban Boundary Layer Scheme with measurements from two mid-latitude European cities. **Atmospheric Chemistry and Physics Discussions**, 2005, vol. 5, p. 4257-4289.
- HAMDI, R.; SCHAYES, G. Sensitivity study of the urban heat island intensity to urban characteristics. **International Journal of Climatology**, 2008, vol. 28, p. 973-982.
- HARMAN, I.N. **The energy Balance of urban áreas**. 2003. 157 f. Tese de Doutorado (Philosophy), University of Reading.

- IBGE, 2009: *Dados da cidade de São Paulo*. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>>
- KALNAY, E.; CAI, M. Impact of urbanization and land-use change on climate. **Nature**. 2003, vol. 423, p. 528-531
- KARAM, H.A. **Estudo do Jato de Baixos Níveis e das Implicações no Transporte de Poluentes no Estado de São Paulo**. 2002. 195 f. Tese de doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- KARAM, H.A.; OLIVEIRA, A.P.; SOARES, J. Application of Mass Conservation Method to Investigate the Wind Patterns over na Area of Complex Topography. **Revista Brasileira de Ciências Mecânicas**, 2003, vol. 25(2), p. 115-121.
- KARAM, H.A.; PEREIRA FILHO, A.J.; MASSON, V.; NIOLHAN, J.; MARQUES FILHO, E.P. Formulation of a tropical town energy budget (t-TEB) scheme. **Theor. Appl. Climatol.**, (in press).
- LEMONSU, A.; MASSON, V. Simulation of a Summer Urban Breeze over Paris, **Boundary Layer Meteorology**, 2002, vol. 104, p. 463-490.
- LOUIS, J.F. A parametric model of vertical eddies fluxes in the atmosphere, **Boundary-Layer Meteorology**, 1979, vol. 17, p. 187-202.
- MARCIOTTO, E.R.; LANDULFO, E.; NAKAEMA, W.M.; OLIVEIRA, A.P.; CARRILO, A.M. Uso do Lidar-IPEN ao estudo da evolução da camada limite urbana sobre São Paulo para três dias de verão. **Anais do V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia**, Revista Ciência e Natura, Santa Maria, RS, 2007.
- MARCIOTTO, E.R. **Estudo da Influência de um Dossel Urbano sobre o balanço de energia na superfície e implicações na Estrutura Vertical da Camada Limite Atmosférica**. 2008. 145 f. Tese de doutorado, Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- MARTILLI, A. **Development of na urban turbulence parameterisation for mesoscale atmospheric model**. 2001. 186 f. Tese de Doutorado - Département de Génie Rural. Lausanne, Suíça: École Polytechnique Fédérale de Lausanne.
- MARTILLI, A.; CLAPPIER, A.; ROTACH, M.W. An urban surface Exchange parametrization for mesoscale models. **Boundary-Layer Meteorology**, 2002, vol. 104, p. 261-304.
- MARTIN, F.; PALACIOS, M.; CRESPI, S.N. Simulations of Mesoscale Circulations in the Center of the Iberian Peninsula for Thermal Low Pressure Conditions. Part II: Air Parcel Transport Patterns. **Journal of Applied Meteorology**. 2001, vol. 40, p. 905-914.

- MASSON, V.A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. **Boundary-Layer Meteorology**, 2000, vol. 94, p. 357-397.
- MONTÁLVEZ, J.P.; RODRIGUÉZ, A.; JIMÉNEZ, J.I. A study of the urban heat island of Granada. **International Journal of Climatology**, 2000, v. 20, n. 8, p. 899-911.
- MONTEITH, J.L. Evaporation and surface temperature, **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 1981, vol. 107, p. 1-27.
- MORAIS, M.V.B.; OLIVEIRA, A.P.; FERREIRA, M.J. Estudo Numérico do Balanço de Radiação na superfície: Variação diurna e anual do albedo na cidade de São Paulo. In: VI Workshop de Micrometeorologia, 2009, Santa Maria – RS, **Revista Ciência e Natura**, Vol. Especial, p. 297-300.
- MORRIS, C.J.G.; SIMMONDS, I. Associations between varying magnitudes of the urban heat island and the synoptic climatology in Melbourne, Australia. **International Journal of Climatology**, 2000, v. 20, n. 15, p. 1931-1954.
- NAIR, K.N.; FREITAS, E.D.; SÁNCHEZ-CEOYLLO, O.R.; SILVA DIAS, M.A.; SILVA DIAS, P.L.; ANDRADE, M.F.; MASSAMBANI, O. Dynamics of urban Boundary Layer over São Paulo associated with mesoscale processes. **Meteorology and Atmospheric Physics**, 2004, vol. 86, p. 87-98.
- OKE, T.R. **Boundary Layer Climates**, 2ª edição. Cambridge, 1988, 435pp.
- OLIVEIRA, A.P.; ESCOBEDO, J.F.; MACHADO, A.J.; SOARES, J. Diurnal evolution of solar radiation at the surface in the City of São Paulo: seasonal variation and modelling. **Theoretical and Applied Climatology**, 2002, vol. 71, p. 231-249.
- OLIVEIRA, A.P.; BORNSTEIN, R.D.; SOARES, J. Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo, **Water, Air and Soil Pollu.**, 2003, vol. 3, p. 3-15.
- PEREIRA, M.M.R., **Estudo do Transporte Local de Poluentes em Iperó por meio de um Modelo Lagrangiano de Partículas**. 2004. 103 f. Tese de doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- PEREIRA DE SOUSA, O.N. **Investigação do papel da topografia e ocupação do solo na camada limite planetária sobre a cidade de São Paulo**. 2006. 116 f. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- PIELKE, R. **Mesoscale Meteorological Modelling**. San Diego: Academic Press, 1984, 612pp.
- ROTH, M. Review of atmospheric turbulence over cities. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, 2000, vol. 126, p. 941-990.

- ROULET, Y.A.; MARTILLI, A.; ROTACH, M.W.; CLAPPIER, A. Validation of an Urban Surface Exchange Parameterization for Mesoscale Models – 1D Case in a Street Canyon. **Journal of Applied Meteorology**, 2005, vol. 44, p. 1484-1499.
- SAILOR, D.J.; FAN, H. Modeling the diurnal variability of effective albedo for cities. **Atmospheric Environment**, 2002, vol. 36, p. 713-725.
- SASAMORI, T. The Radiative Cooling Calculation for Application to General Circulation Experiments. **Journal of Applied Meteorology**, 1968, vol. 7, p. 721-729.
- SCHAYES, G. Direct Determination of Diffusivity Profiles from Synoptic Reports. **Atmospheric Environment**, 1982, vol. 16, p. 1407-1413.
- SCHAYES, G.; THUNIS, P.; BORNSTEIN, R. Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β (TVM) Model – Part I: Formulation, **Journal of Applied Meteorology**, 1996, vol. 35, p. 1815-1824.
- SILVA JUNIOR, R.S. **Sensibilidade na estimativa da concentração de poluentes fotoquímicos com a aplicação de diferentes parametrizações da Camada Limite Planetária utilizando o modelo de Qualidade do Ar WRF/Chem**. 2009. 171 f. Tese de doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- SPARROW, E. M.; CESS, R.D. **Radiation Heat Transfer**, Thermal Science Series, Brooks/Cole, 1970, 366pp.
- STIVARI, S.M.S. **Um estudo da brisa lacustre do lago de Itaipu**. 1999. 126 f. Tese de doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- STIVARI, S.M.S.; OLIVEIRA, A.P.; KARAM, H.A.; SOARES, J. Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze, **Journal of Applied Meteorology**, 2003, vol. 42, p. 37-50.
- STIVARI, S.M.S.; OLIVEIRA, A.P.; SOARES, J. On the Climate Impacto of the Local Circulation in the Itaipu Lake Area, **Climate Change**, 2005, vol. 72, p. 103-121.
- STULL, R.B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic Publishers, Boston, 1988, 680pp.
- THERRY, G.; LACARRÈRE, P. Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description, **Boundary-Layer Meteorology**, 1983, vol. 25, p. 63-88.
- THUNIS, P.; CLAPPIER, A. Formulation and evaluation of a nonhydrostatic mesoscale vorticity model (TVM), **Monthly Weather Review**, 2000, vol. 128, p. 3236-3251.

UN report, 2007: World urbanization Prospect. The 2007 Revision. Department on Economic and Social Affairs. Disponível em: <http://www.un.org/esa/population/publications/wup2007/2007WUP_Highlights_web.pdf>