

# Estudo da Influência de um Dossel Urbano sobre o Balanço de Energia na Superfície e Implicações na Estrutura Vertical da Camada Limite Atmosférica

**EDSON ROBERTO MARCIOTTO**

Tese apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciências na área de Meteorologia.

Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira

PÓS 2008

IAG/USP

## AGRADECIMENTOS

Ao Prof. Amauri P. Oliveira pela oportunidade deste trabalho.

Ao Prof. Marcos T. Pereira (Poli/IPT) e a Gilder Narder (IPT) durante a minha permanência no Instituto de Pesquisas Tecnológicas.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas Adilson W. Gandú, Augusto J. Pereira Filho, Jacyra R. Soares, Marcia A. Yamasoe, Maria de Fátima Andrade, Ricardo de Camargo e Tércio Ambrizzi pelos conhecimentos que adquiri nas disciplinas ministradas por eles, e também ao Prof. Marcos Pimenta do Faculdade de Engenharia Mecânica da Escola Politécnica.

Aos relatores deste projeto Profs. Edmilson D. Freitas e Humberto R. Rocha.

À minha colega de sala, Vanessa, pela agradável companhia diária e pela paciência que teve comigo. E também a todos meus colegas e amigos do IAG.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – CAPES e à Pró-reitoria de Pós-graduação da Universidade de São Paulo pelo suporte financeiro.

## RESUMO

Nesta tese é investigado o papel que a ocupação do solo de uma região urbana exerce sobre o balanço de energia na superfície e sobre a camada limite atmosférica (CLA). Um modelo de dossel urbano é proposto para descrever interação atmosfera-superfície no qual o dossel urbano é representado por um conjunto de cânions infinitos com razão geométrica (altura do edifício/largura da rua) e orientação variável. Para descrever os processos turbulentos na CLA é utilizado um modelo de fechamento de segunda ordem unidimensional, nível 4. O modelo de dossel urbano é validado com valores médios de irradiância solar descendente e temperatura observados na plataforma micrometeorológica do IAG/USP. A resposta do modelo frente às forçantes locais se demonstra adequada ao que é observado na superfície em condições sinóticas não perturbadas e com vento geostrófico constante. O modelo é capaz de reproduzir adequadamente o ciclo diurno do balanço de energia e da temperatura na superfície tanto no caso urbano quanto rural. Este resultado, um tanto inesperado, indica que o efeito de ilha de calor urbana não está associado completamente ao aprisionamento da radiação de onda longa no dossel urbano. A evolução temporal da camada de mistura é bem descrita pelo modelo e reproduz adequadamente os valores que tem sido observado para a RMSD tanto no verão quanto no inverno. A camada de mistura atinge valores máximos no inverno e no verão de 1100 m e 2200 m, respectivamente. A altura da camada de mistura não é significativamente afetada pela orientação dos cânions. Entretanto, a razão geométrica desempenha um papel importante na taxa de crescimento da camada de mistura. O impacto disso na concentração de poluentes nas áreas urbanas é discutido.

## ABSTRACT

The role played by urban canopy on the surface energy budget and atmospheric boundary layer is investigated in this thesis. A model was developed to describe the surface–atmosphere interaction by considering the urban canopy as array of infinity canyons with aspect ratio (ratio of building height to road width) and orientation variables. To describe the atmospheric boundary layer dynamics the urban canopy model was coupled to a one-dimensional second order closure model, level 4. Urban canopy model is validated using monthly averaged hourly values of solar radiation and temperature observed at the micrometeorological platform of IAG-USP during more than ten years. Model performance under undisturbed synoptic conditions and considering geostrophic winds constant is satisfactory when the simulations are compared with observations. Under these circumstances, the model is able to reproduce the energy budget and temperature diurnal cycle at the surface adequately in both rural and urban cases. It was found that near to the surface temperature and sensible heat flux decrease as the aspect ratio increases. This unexpected behavior indicates that the urban heat island effect seems to be due to other processes rather than the long-wave radiation trapping in the canyon. The simulations indicated that mixing layer height values reach around 1100 m in the winter and around 2200 m in the summer. It was found that the aspect ratio affects strongly the mixing layer evolution. On the other hand, mixing layer evolution is insensitive to canyon orientation. The impact of the aspect ratio effects over the local pattern of air pollution is assessed.

## SUMÁRIO

<i>Agradecimentos</i> . . . . .	i
<i>Resumo</i> . . . . .	ii
<i>Abstract</i> . . . . .	iii
<i>Lista de Tabelas</i> . . . . .	vii
<i>Lista de Figuras</i> . . . . .	viii
<i>Lista de Símbolos</i> . . . . .	xv
<b>1. Introdução</b> . . . . .	1
1.1 A camada limite urbana . . . . .	1
1.2 Importância de estudar a camada limite urbana . . . . .	3
1.3 Métodos de estudo da camada limite urbana . . . . .	5
1.3.1 Experimentos em campo . . . . .	5
1.3.2 Modelagem numérica . . . . .	6
1.3.3 Experimentos em laboratório . . . . .	7
1.3.4 Sensoriamento Remoto . . . . .	9
1.4 O problema da comparação modelo–observação . . . . .	9
1.5 Considerações gerais e objetivos . . . . .	11
1.5.1 Objetivos . . . . .	11
1.5.2 Hipótese de trabalho . . . . .	13
1.5.3 Organização da tese . . . . .	14

2.	<i>O Modelo de Fechamento de Segunda Ordem</i>	16
2.1	Abordagens do problema do fechamento	16
2.2	Descrição do MFSO	18
2.3	Esquema numérico	19
2.3.1	Acoplamento com a superfície	23
2.4	O papel da cobertura vegetal	24
2.4.1	Efeito sobre as escalas características e as propriedades do ar no nível de referência ( $Z_R$ )	24
2.4.2	Efeito sobre os fluxos, temperatura e umidade na superfície	27
2.4.3	Efeito sobre o albedo e razão de Bowen	29
2.5	Resumo sobre o papel da vegetação	30
3.	<i>Representação do Dossel Urbano</i>	31
3.1	Descrição da radiação	31
3.1.1	Fatores de visão	31
3.1.2	Onda curta	33
3.1.3	Onda longa	36
3.2	Fluxo de calor armazenado nas superfícies sólidas	39
3.3	Fluxos turbulentos	41
3.3.1	Composição dos fluxos efetivos	43
3.3.2	Temperatura e umidade no cânion	43
3.3.3	Descrição do vento e dos coeficientes de troca no interior do cânion	44
3.3.4	Coeficientes de troca turbulenta	46
3.4	Acoplamento como o MFSO	49
3.4.1	Entradas	49
3.4.2	Saídas	49
3.5	Avaliação do modelo urbano	49
3.5.1	Balço de radiação de onda curta	50

3.5.2	Fluxos de calor sensível . . . . .	52
3.5.3	Evolução da temperatura e o efeito de ilha de calor urbana . . .	54
3.5.4	Resposta do modelo a forçantes reais . . . . .	56
4.	<i>Validação do MDU-MFSO</i> . . . . .	59
4.1	O acoplamento MDU-ISBA-MFSO . . . . .	59
4.1.1	Metodologia para a validação do acoplamento MDU-MFSO . . .	60
4.1.2	Validação com base na irradiância global e no balanço de energia (GBE) . . . . .	62
4.1.3	Validação com base na irradiância direta/difusa e na temperatura (DDT) . . . . .	66
4.2	Validação da altura da camada de mistura convectiva . . . . .	73
4.3	Discussão sobre a validação do modelo . . . . .	76
5.	<i>Influência do dossel urbano na estrutura da CLA</i> . . . . .	78
5.1	A camada limite convectiva: representações <i>bottom-up</i> e <i>top-down</i> . . .	78
5.2	Estrutura vertical para o inverno, $h/d = 3$ : comparação com LES . . .	80
5.2.1	Estimativa da razão de entranhamento–fluxo de superfície . . .	86
5.3	Efeito da razão geométrica no balanço de energia na superfície . . . .	87
5.4	Efeito da razão geométrica e da orientação dos cânions na altura e na evolução da CLA . . . . .	96
5.5	Efeito da cobertura vegetal e da geometria dos cânions sobre a distribuição vertical dos momentos estatísticos . . . . .	98
5.6	Implicações no estudo da dispersão de poluentes . . . . .	102
6.	<i>Conclusões e perspectivas</i> . . . . .	107
6.1	Conclusões . . . . .	107
6.2	Perspectivas e aprimoramentos . . . . .	111

## LISTA DE TABELAS

3.1	<i>Razão entre os picos de calor sensível e radiação líquida (<math>H_{\text{máx}}/R_{\text{n máx}}</math>) . . . . .</i>	53
4.1	<i>Propriedades radiativas do dossel. . . . .</i>	62
4.2	<i>Propriedades térmicas e espessura das camadas do dossel urbano. . . . .</i>	62
4.3	<i>Séries temporais dos dados observados na plataforma micrometeorológica correspondentes a períodos superiores a 10 anos e com resolução temporal de 1.0 h. Os períodos não são completos. Coluna 1, tipo de dado; coluna 2, período; coluna 3, comprimento da série (CS); coluna 4, percentual de dias contidos nas séries (PD). . . . .</i>	67
4.4	<i>Constantes utilizadas na calibração da irradiância direta e difusa no MDU. . . . .</i>	69
5.1	<i>Variação da temperatura e dos fluxos no nível da superfície correspondente <math>\Delta(h/d) = 10 - 0.1</math> (Fig. 5.8). Temperatura em graus Celsius e fluxos em <math>W/m^2</math>. A variação dos fluxos são mostradas para as 1200 HL e referem-se à Fig. 5.10. . . . .</i>	88
5.2	<i>Variação da taxa de esfriamento do ar durante o período de 0030 a 0730 HL e aquecimento durante o período de 0800 a 1400 HL. É apresentado também a variação da taxa de perda radiativa por onda longa durante o período de 1900 a 2400 HL. As três variáveis correspondem ao dia do ano 211 (inverno). . . . .</i>	93



## LISTA DE FIGURAS

1.1	<i>Esquema conceitual da camada limite urbana. A figura, que enfatiza a escala local, também mostra aspectos relacionados a modelagem numérica e à mensuração em campo. Os símbolos <math>\Delta Q_{H OBS}</math> e <math>\Delta Q_{H TEB}</math> representam os fluxos de calor sensível gerado pelo modelo e observado, respectivamente. <math>\Delta Q_A</math> representa o fluxo de calor advectado (Masson et al., 2002).</i>	2
1.2	<i>Esquema conceitual da camada limite urbana (urban canopy layer, UCL) num contexto regional durante o período noturno. O gradiente de temperatura potencial dentro da pluma urbana pode eventualmente tornar-se menor que zero (Oke, 1982). A figura sugere também que a área rural à jusante do escoamento pode não ser afetada, por exemplo, pela poluição produzida na cidade. Adaptado de <i>Urban Heat Islands: Hotter Cities</i>, por James A. Voogt (2004) (online).</i>	4
1.3	<i>Intensidade da turbulência da componente longitudinal do escoamento em função da altura acima da superfície; <math>z_H</math> é a altura média dos blocos (Rotach et al., 2005).</i>	15
2.1	<i>Resolução da grade para os momentos de primeira ordem (ZM) e para os de segunda ordem (ZT).</i>	21
2.2	<i>Esquema da distribuição vertical de empuxo sob condições estáveis e convectivas usada na estimativa da altura da CLA. Sob condição estável o empuxo cai assintoticamente com a altura e o limite de 5% em relação ao valor de superfície é escolhido. No caso de situação convectiva o empuxo passa por um mínimo, devido ao entranhamento na base da inversão, e a altura onde isso ocorre é escolhida como sendo a altura da CLA (Oliveira, 2003).</i>	22

2.3	<i>Ciclo diurno das escalas de velocidade, <math>u_*</math>, temperatura, <math>\theta_*</math> e umidade específica, <math>q_*</math> (coluna a esquerda) e os valores em 10 m de <math>U_{ZR}</math>, <math>T_{ZR}</math> e <math>Q_{ZR}</math> (coluna a direita). Linha contínua representa o solo nu e linha tracejada o solo parcialmente coberto.</i>	26
2.4	<i>Ciclo diurno dos fluxos (<math>R_N</math>, <math>G</math>, <math>H</math> e <math>LE</math>), temperatura e umidade específica no nível da superfície (<math>z = z_0 + d_0</math>). Figura superior esquerda: fluxos para um solo nu; figura superior direita: fluxos para um solo parcialmente coberto. No caso da temperatura e umidade a linha contínua representa o solo nu e a linha tracejada o solo parcialmente coberto.</i>	28
2.5	<i>Razão de Bowen e albedo.</i>	29
3.1	<i>(a) Geometria dos fatores de visão para um cânion; <math>\beta</math> é o ângulo que define o fator de visão do céu para a rua (no ponto <math>y</math>) e <math>\gamma</math> é o ângulo que define o fator de visão do céu para a parede (no ponto <math>z</math>). (b) Variação dos fatores de visão em função da razão geométrica (<math>h/d</math>).</i>	32
3.2	<i>Eixo esquerdo. Comportamento da razão <math>S_{dir}/S_{dif}</math> de acordo com Kondo et al. (2001). Eixo direito. Fração da radiação de onda curta direta em relação a global.</i>	35
3.3	<i>Esquema da interação da radiação de onda longa com as superfícies sólidas no interior do cânion. Os números entre parênteses correspondem aos da descrição de cada termo.</i>	38
3.4	<i>Balço de radiação solar (direta + difusa) obtidos ao considerar as paredes em conjunto (linha contínua) e em separado (linha tracejada) diferem significativamente. A diferença no saldo sobre as paredes do cânion é mostrada na linha pontilhada. As maiores diferenças ocorrem nos horários de maior insolação (0900 e 1500 HL). Esses valores correspondem a uma orientação não preferencial do cânion.</i>	39
3.5	<i>Esquema numérico para fluxo e temperatura das superfícies sólidas. Os fluxos são calculados na interface entre as camadas e as temperaturas no ponto médio entre as interfaces.</i>	41
3.6	<i>Composição dos fluxos de calor sensível e latente (representados por <math>F</math>).</i>	44

3.7	<i>Esquema de interação atmosfera-dossel. As variáveis que alimentam o MFSO são as escalas características <math>u_*</math>, <math>T_*</math>, <math>q_*</math> e <math>T(z = z_0)</math> e <math>q(z = z_0)</math>. As entradas para o MDU são <math>U(z = z_R)</math>, <math>T(z = z_R)</math> e <math>q(z = z_R)</math>, sendo <math>z_R</math> o nível de referência (2h). <math>RES_o</math> e <math>RES_{can}</math> representam as resistências aerodinâmicas para o fluxo provindo do telhado e para o fluxo provindo do cânion respectivamente.</i> . . . . .	45
3.8	<i>Alturas utilizadas para calcular <math>U_{top}</math> e <math>U_{can}</math>.</i> . . . . .	46
3.9	<i>Coefficientes de troca turbulento. (a) em função do parâmetro de estabilidade. Foi suposto que todos os comprimentos de rugosidade fossem iguais (<math>z_0 = z_T = z_q</math>) tal que <math>C_H</math> coincide com <math>C_E</math> em todo o intervalo de estabilidade considerado. No caso estável as três curvas são idênticas como requerido pela Eqs. 3.25 e 3.26. O parâmetro <math>Pr_t</math> é o número de Prandtl turbulento. (b) Ciclo diurno para a estação de inverno.</i> . . . . .	48
3.10	<i>Evolução temporal do balanço de radiação: (a) longitudinal do cânion orientado na direção norte-sul, (b) na orientação leste-oeste e (c) média para as orientações de <math>0^\circ</math> a <math>90^\circ</math> em relação à direção norte-sul. Note-se que ao meio-dia para cada superfície o balanço de radiação solar é o mesmo independente das situações. É utilizado <math>850 \text{ W/m}^2</math> para a irradiância solar direta e <math>150 \text{ W/m}^2</math> para a irradiância solar difusa.</i> . . . . .	51
3.11	<i>(a) Balanço de radiação solar e (b) fluxos de calor sensível e latente simulado pelo T-TEB. (Karam, 2006).</i> . . . . .	52
3.12	<i>(a) Fluxo líquido de radiação e (b) de calor sensível simulado pelo MDU (desacoplado). O fluxo de calor latente (não mostrado) atinge picos de <math>120 \text{ W/m}^2</math> na rua e <math>220 \text{ W/m}^2</math> no telhado.</i> . . . . .	53
3.13	<i>(a) Evolução da temperatura nas superfícies sólidas. Note-se que o pico da parede a leste é mais alto que o da parede a oeste. (b) Temperatura do ar acima do dossel (<math>T_{ar}</math>) e no interior do cânion (<math>T_{can}</math>).</i> . . . . .	54

3.14	<i>Temperatura e onda longa líquida referentes às superfícies do cânion. O comportamento é similar ao obtido por Masson (2000). Os valores também são compatíveis dadas as diferentes condições de simulação. O hora do pôr do Sol é aproximadamente 1800 HL.</i>	56
3.15	<i>(a) Radiação solar e de onda longa e (b) temperatura do ar e umidade relativa utilizadas como forçantes no MDU (desacoplado).</i>	57
3.16	<i>Resposta do MDU (desacoplado) frente às forçantes da Fig. 3.15. Note-se que o fluxo de calor armazenado está definido positivo quando é no sentido da normal da superfície.</i>	58
4.1	<i>Fluxos produzidos pelo dossel urbano para o caso em que (a) a área urbana é desprezível em relação à área rural (<math>A = 0</math>) e (b) para o caso em que apenas o dossel urbano está presente (<math>A = 1</math>).</i>	60
4.2	<i>Temperatura do ar calculada no primeiro nível do modelo (linha preta) e no interior do cânion (linha vermelha). (a) corresponde ao verão e (b) ao inverno.</i>	61
4.3	<i>Balanco de energia estimados a partir dados observados na plataforma micrometeorológica-IAG (linhas com símbolos) e os modelados com o MDU-MFSO (linhas sem símbolos). Em (a) é mostrado <math>R_N</math> e <math>H</math> observados e modelados. Em (b) os valores de <math>LE</math> foram estimados de forma a serem proporcionais aos do fluxo de calor sensível, e o energia armazenado na superfície é calculado como resíduo. Os dados observados originais incluíam também uma estimativa do fluxo de calor antropogênico, porém estes não são considerados no balanço e foram subtraídos de <math>G</math>. Os dados observados incluem dias com ou sem nuvem.</i>	65
4.4	<i>Irradiância global e difusa para (a) verão e (b) inverno. Linhas pretas representam os valores médios observados e linhas vermelhas representam os valores modelados.</i>	68

4.5	<i>Temperatura do ar no nível de referência para o verão (a) e inverno (b) e radiação de onda longa (c) e (d). Linhas pretas são dados observados e processados de acordo com o texto e linhas vermelhas são as saídas do MDU-MFSO. A razão geométrica igual a 3 é que melhor ajustou a temperatura observada à modelada. A amplitude média da temperatura é de cerca 8° no verão e 10° no inverno. . . .</i>	70
4.6	<i>Idem da Fig.4.3 mas tendo a radiação global, difusa, de onda longa e temperatura ajustas para a estação de inverno. A razão geométrica utilizada neste caso foi igual 3.</i>	72
4.7	<i>Evolução temporal e espacial da camada de mistura. Em (a)–(c) são mostradas as distribuições de amplitude do sinal retro-espalhado em função do tempo e da altura. A estrutura vertical da CM pode ser vista em detalhes. Note-se que as escalas de tempo e de intensidade não são as mesmas. (Dados do Laboratório de Aplicações Ambientais do Laser – IPEN.) Em (d) é mostrada altura da CM, estimada como <math>\partial S_{corr}(z)/\partial z</math>, sendo <math>S(z)</math> a intensidade do sinal retro-espalhado (Landulfo et al., 2007). Em (e) as curvas foram suavizadas. . . . .</i>	75
5.1	<i>(a) Perfil vertical do vento simulados com LES (L) e MFSO (M) em três horários para o convectivo. Nas curvas referentes ao MFSO <math> U  = \sqrt{U^2 + V^2}</math>. A componente V não está presente nas simulações LES. (b) Temperatura potencial.</i>	83
5.2	<i>(a) Perfil vertical fluxos de momento e (b) calor sensível. . . . .</i>	84
5.3	<i>(a) Perfil vertical da concentração de CO média simulado pelo LES e (b) perfil vertical da umidade média simulada pelo MFSO. . . . .</i>	85
5.4	<i>(a) Perfil vertical do fluxo de CO simulado pelo LES e (b) perfil vertical do fluxo de umidade simulada pelo MFSO. . . . .</i>	86
5.5	<i>Energia cinética turbulenta. Linha contínua com “+” foram obtidas da simulação com LES. Linha tracejada foram obtidas a partir do MFSO. . . . .</i>	87
5.6	<i>Razão taxa de entranhamento–fluxo de superfície (<math>\beta</math>) durante o período convectivo para as estações de verão e inverno. Os valores foram estimados segundo dois critérios: usando a equação que define <math>\beta</math> (Eq. 5.4), linha preta, e usando a equação da altura onde o fluxo é zero (Eq. 5.8), linha vermelha. . . . .</i>	88

5.7	<i>Variação da temperatura em função da razão geométrica. Linha preta, 1200 HL e linha vermelha, 2400 HL. Durante o dia a temperatura cai assintoticamente, mas a noite esse comportamento não é claro. Note-se as escalas diferentes.</i> . . . . .	89
5.8	(a) <i>Variação do ciclo diurno de temperatura em função da razão geométrica. Em (b) é destacado o comportamento da temperatura na segunda metade do período noturno. É possível notar que para <math>h/d</math> menores a taxa de esfriamento é maior, indicando o efeito do aprisionamento da radiação de onda longa.</i> . . . . .	92
5.9	<i>Variação da temperatura do ar na manhã e no início da tarde (a) e durante a segunda metade do período noturno (b).</i> . . . . .	93
5.10	<i>Variação das componentes do balanço de energia em função da razão geométrica; G12, H12, RN12 e LE12 indicam os valores dos fluxos às 1200 HL. Note-se que as escalas dos fluxos para verão e inverno não são as mesmas.</i> . . . . .	94
5.11	(a) <i>Variação da altura máxima da CM e (b) de <math>T_D</math> em função da razão geométrica. <math>T_D</math> é definido como a hora local na qual a altura da CM decai abruptamente.</i> . . .	96
5.12	(a) <i>Evolução temporal da altura da camada de mistura. A dependência de <math>z_i</math> com a geometria é evidente. A hora local na qual a turbulência na CM decai também pode ser vista claramente. (b) Altura da camada de mistura adimensionalizada por <math>z_{i\text{máx}}</math> versus a hora local adimensionalizada por <math>T_D</math>. <math>DIR = 0</math> significa que as simulações foram realizadas para a situação na qual o cânion está orientado na direção NS.</i> . . . . .	98
5.13	<i>Evolução temporal da altura da CM para várias orientações do conjunto de cânions. A razão geométrica foi mantida constante e igual a 3. Na legenda, <math>DIRn</math> está relacionado com o ângulo referente a direção NS por meio da equação <math>\Theta = 11.25n</math>.</i>	99

5.14	<i>Variação da estrutura vertical do vento, temperatura potencial e umidade e seus respectivos fluxos em função da cobertura vegetal simulada para o período de verão. Dois horários são mostrados: 1500 e 2300 HL. O triângulo corresponde a um dossel sem vegetação e com razão geométrica igual a 3 e é utilizado com uma configuração de referência. Área completamente rural (<math>A = 0</math>) é representada por quadrados e área semi-urbanizada (<math>A = 0.5</math>) corresponde é representada por círculos. . . . .</i>	100
5.15	<i>Idem à Fig. 5.14 mas para uma área completamente urbana. Triângulo cheio corresponde a configuração de referência (<math>A = 1</math> e <math>h/d = 3</math>). As razões geométricas 0.1 e 1 são representadas por quadrado e círculo respectivamente. . . . .</i>	102
5.16	<i>Energia cinética turbulenta (<math>\times 2</math>) simulada por (a) Yamada &amp; Mellor (1975) e (b) para um dossel urbano correspondente ao balanço de energia mostrado na Fig. 4.6.</i>	105
5.17	<i>(a) Estrutura espacial da difusividade simulada com o MFSO e (b) por Ulke &amp; Fátima Andrade (2001). . . . .</i>	106
6.1	<i>Modelos físicos dos experimentos de (a) Pearlmutter et al. (2006) e (b) Kanda et al. (2005a, 2005b). . . . .</i>	113

## LISTA DE SÍMBOLOS

### SIGLAS

- AMS: *American Meteorological Society*
- ARPS: *Advanced Regional Prediction System*
- BRAMS: *Brazilian developments on RAMS*
- CLA: camada limite atmosférica
- CLU: camada limite urbana
- CLS: camada limite superficial
- CM: camada de mistura (convectiva)
- DDT: critério de validação irradiância Direta–Difusa–Temperatura
- ECT: energia cinética turbulenta
- EDP: equação diferencial parcial
- GBE: critério de validação irradiância Global–Balanço de Energia
- ISBA: modelo de Interação Solo–Biosfera–Atmosfera
- LES: *Large Eddy Simulation*
- MDU: Modelo de Dossel Urbano
- MFSO: Modelo de Fechamento de Segunda Ordem
- RAMS: *Regional Atmospheric Modelling System*
- RMSP: região metropolitana de São Paulo
- TEB: *Town Energy Budget*
- T-TEB: Tropical-TEB
- TVM: *Three-dimensional Vorticity-mode Model*



## LATINOS

- $A$ : área fracional de superfície urbana
- $b$ : largura dos edificios
- $\bar{c}$ : concentração de um escalar
- $C$ : capacidade térmica das camadas das superfícies sólidas
- $C_D$ : coeficiente arrasto
- $C_H$ : coeficiente de troca para o calor sensível
- $C_E$ : coeficiente de troca para o calor latente
- $C_{EN}$ : coeficiente de troca para o calor latente sob estabilidade neutra
- $c_p$ : calor específico do ar a pressão constante
- $d$ : largura da rua
- $d_0$ : deslocamento do plano zero
- $G$ : fluxo de calor nas superfícies sólidas
- $h$ : altura dos edificios
- $h/d$ : razão geométrica (*aspect ratio*)
- $H$ : fluxo de calor sensível
- $I_{\text{difusa}}$ : irradiância difusa
- $I_{\text{direta}}$ : irradiância direta
- $I_{\text{global}}$ : irradiância global
- $I_u$ : intensidade da turbulência
- $k$ : condutividade térmica
- $\ell$ : escala espacial de forçantes atmosféricas
- $\ell$ : escala mestra
- $L$ : comprimento de Monin-Obukhov
- $LE$ : fluxo de calor latente
- $L_{\text{hetero}}$ : escala horizontal da heterogeneidade
- $L_v$ : calor de latente de vaporização do ar
- $M_*$ : contribuição das multi-reflexões para a radiação difusa

$OC$ : radiação de onda curta incidente  
 $OL\downarrow$ : radiação de onda longa incidente  
 $OL^*$ : radiação de onda longa absorvida  
 $p_s$ : pressão do ar no nível da superfície  
 $Pr_t$ : número de Prandtl para escoamento turbulento  
 $q$ : umidade específica do ar  
 $q_*$ : umidade específica de saturação do ar [ $q_* = q_{sat}(T, p_s)$ ]  
 $q_{can}$ : umidade específica do ar no interior do cânion  
 $Q_A$ : fluxo de calor antropogênico  
 $R_n$ : radiação total absorvida  
 $S^*$ : radiação solar absorvida por umas superfícies  
 $S_0$ : irradiância no topo do modelo ao meio-dia  
 $S^{dir}$ : radiação solar direta incidente sobre umas superfícies  
 $S^{dif}$ : radiação solar difusa incidente sobre umas superfícies  
 $t$ : tempo  
 $T$ : temperatura das superfícies sólidas  
 $T_{ar}$ : temperatura do ar no nível de referência  
 $T_{can}$ : temperatura do ar no interior do cânion  
 $T_{in}$ : temperatura interna dos edifícios  
 $T_D$ : hora na qual a CM cai abruptamente  
 $U_{ar}$ : velocidade do ar no topo do modelo  
 $\mathbf{U}_{ar}$ : vetor-velocidade do vento no topo do modelo urbano  
 $U_{can}$ : velocidade do vento no interior do cânion  
 $U_{top}$ : velocidade do vento no topo do dossel  
 $U_G$ : vento geostrófico  
 $U_M$ : velocidade do escoamento no modelo (escala reduzida)  
 $U_P$ : velocidade do escoamento no protótipo (escala real)  
 $\mathbf{x}$ : vetor posição

- $z$ : altura (geral)
- $z_b$ : altura de homogeneização
- $z_H$ : altura média dos edifícios no modelo físico (túnel de vento)
- $z_i$ : altura da CM (base da inversão térmica)
- $z_{i\text{máx}}$ : altura máxima da CM
- $z_0$ : comprimento de rugosidade para o transporte de momento
- $z_q$ : comprimento de rugosidade para o transporte de umidade
- $z_t$ : comprimento de rugosidade para o transporte de calor

## GREGOS

- $\alpha$ : albedo
- $\beta$ : ângulo plano que define o fator de visada para a rua
- $\beta$ : razão de Ball
- $\gamma$ : ângulo plano que define o fator de visada para a parede
- $\delta$ : espessura das camadas sólidas
- $\Delta t$ : passo de tempo
- $\Delta T_{U-R}$ : intensidade da ilha de calor urbana
- $\Delta z$ : altura do nível de referência em relação ao topo do dossel
- $\epsilon$ : coeficiente de emissão = coeficiente absorção
- $\zeta$ : parâmetro de estabilidade
- $\theta$ : temperatura potencial
- $\theta$ : ângulo entre a longitudinal do cânion e a direção norte-sul
- $\varkappa$ : constante de von Kármán
- $\lambda$ : ângulo zenital
- $\lambda$ : densidade de rugosidade frontal
- $\lambda_0$ : ângulo limite que determina o completo sombreamento da rua
- $\nu_M$ : viscosidade cinemática do meio onde está o modelo
- $\nu_P$ : viscosidade cinemática do meio onde está o protótipo

- $\phi_*$ : gradiente adimensional de temperatura ou umidade
- $\phi_M$ : gradiente adimensional de velocidade
- $\Psi_*$ : correção de estabilidade para temperatura ou umidade
- $\Psi_M$ : correção de estabilidade para momento
- $\Psi_r$ : fator de visada do céu para a rua
- $\Psi_w$ : fator de visada do céu para a parede
- $\rho$ : densidade do ar no nível de pressão  $p_s$
- $\sigma$ : desvio padrão
- $\sigma_F$ : índice de cobertura vegetal
- $\ell$ : escala temporal das forçantes atmosféricas
- $\chi$ : fração de radiação solar direta em relação à global

## SUB-ÍNDICES

- $r$ : rua
- $ww$ : parede a oeste
- $we$ : parede a leste
- $o$ : telhado
- $*$ : escala característica
- $*$ : índice genérico para rua, parede ou telhado
- $ZR$ : nível de referência

*Facts are the air of scientists.*

*Without them you can never fly.*

Linus Pauling

*Science is built up of facts,*

*as a house is with stones.*

*But a collection of facts is no more a science  
than a heap of stones is a house.*

Henri Poincaré

# 1. INTRODUÇÃO

## 1.1 *A camada limite urbana*

A camada limite atmosférica (CLA) é tradicionalmente definida como a porção inferior da troposfera onde as forçantes devido a presença da superfície são significativas. A estrutura da CLA pode variar muito em função da superfície abaixo dela. O comportamento da CLA sobre uma superfície urbana é o interesse deste estudo. Atualmente grande parte da população do Brasil (~80%) e também do mundo (~50%) vivem em cidades, o que torna o estudo da camada limite urbana (CLU) de grande importância. A produção de poluentes derivados da queima de combustíveis fósseis tais como gasolina, diesel e GLP ocorrem em geral numa razão superior a que a CLU pode dispersá-los, causando episódios de poluição recorrentes. O processo de urbanização também afeta o albedo, a emissividade e as propriedades térmicas superfície. Um terceiro efeito dos centros urbanos sobre a CLU é devido à produção antropogênica de calor. Dessa forma, a geometria da superfície urbana e a atividade humana afetam diretamente os fluxos de momento, calor e umidade

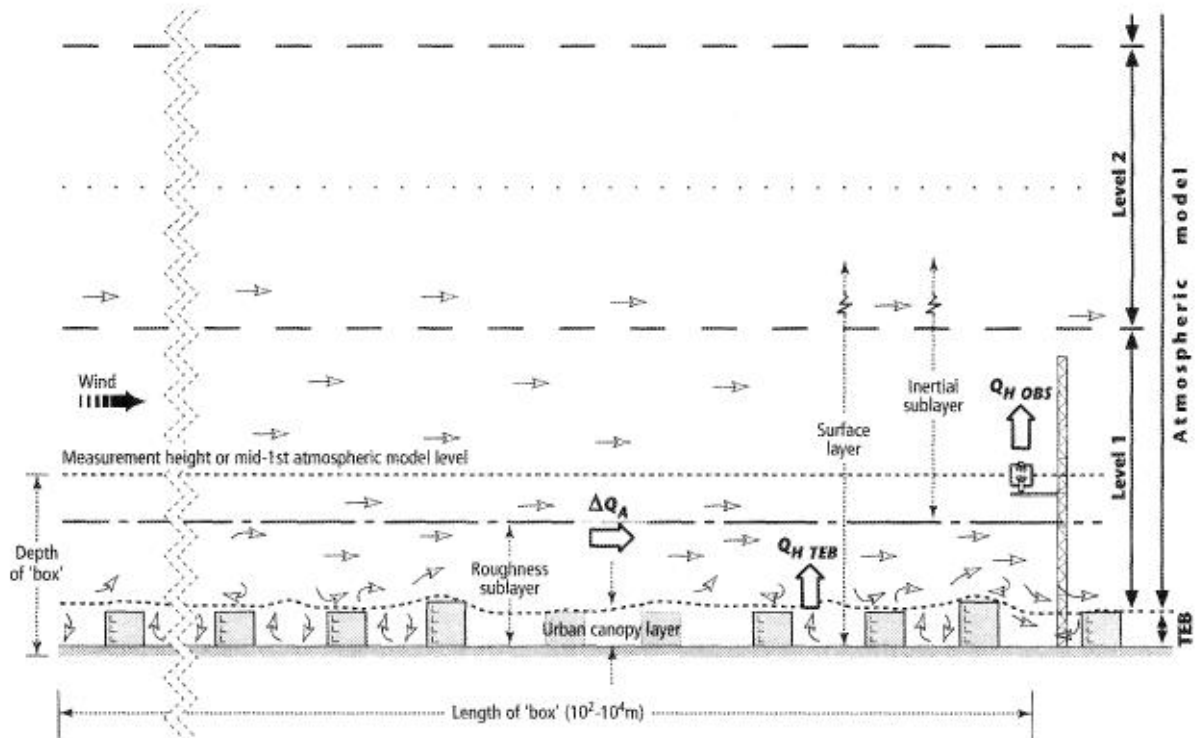


Fig. 1.1: Esquema conceitual da camada limite urbana. A figura, que enfatiza a escala local, também mostra aspectos relacionados a modelagem numérica e à mensuração em campo. Os símbolos  $\Delta Q_{H\ OBS}$  e  $\Delta Q_{H\ TEB}$  representam os fluxos de calor sensível gerado pelo modelo e observado, respectivamente.  $\Delta Q_A$  representa o fluxo de calor advectado (Masson et al., 2002).

próximo a superfície, na camada do dossel urbano (*urban canopy layer*).

A Fig. 1.1 mostra o esquema conceitual da CLU com suas sub-camadas. Partindo da superfície, encontra-se a chamada camada do dossel urbano, na qual os fluxos não têm comportamento bem definido porque o escoamento não está em equilíbrio e as escalas do movimento são determinadas pela geometria particular da área considerada. A sub-camada rugosa (*roughness sublayer*) é aquela que é influenciada diretamente pelo dossel e engloba a camada do dossel urbano (Raupach et al., 1991). Acima da sub-camada de rugosidade encontra-se a camada limite superficial (*surface layer*). Esta é a camada na qual os fluxos turbulentos não variam por mais de 10% do seu valor na superfície (Stull, 1988; Sorbjan, 1989). No interior da camada limite superficial (CLS) a teoria de similaridade de Monin–Obukhov é

válida, os fluxos turbulentos obedecem as relações de fluxo-perfil de Businger–Dyer e os espectros de variância e co-variância seguem as formulações de Kaimal et al. (1972). Por causa desse comportamento dos espectros na CLS, esta camada as vezes é referida como sub-camada inercial em analogia com o sub-intervalo inercial (Tennekes & Lumley, 1972; Kaimal et al., 1972; Rotach, 1999; Roth, 2000). Todas essas propriedades da CLS podem perder a validade se a distribuição espacial dos obstáculos (edifícios) for relativamente irregular, sendo este o caso mais comum. Por exemplo, Cheng & Castro (2002) utilizaram um túnel de vento para estudar o efeito da heterogeneidade. Eles obtiveram dados detalhados do escoamento médio e da turbulência dentro e acima de superfícies urbanas idealizadas, que consistiam de cubos e blocos retangulares regularmente espaçados. Configurações com elementos de alturas uniforme e variável foram estudadas, sendo a heterogeneidade devida às diferentes alturas dos blocos. Eles encontraram uma CLS muito mais fina sobre a configuração com elementos de altura variável do que sobre a configuração com altura homogênea. Cheng & Castro concluíram que a CLS pode não existir sobre uma superfície urbana real. Definir o comprimento de rugosidade e a velocidade de atrito adequados pode também ser uma tarefa difícil.

A presença do dossel urbano pode alterar significativamente a estrutura da camada limite como sugerem McCormac (1971) e Oke (1982). A Fig. 1.2 mostra que o ar mais frio vindo da área rural é aquecido ao atingir a região urbana e adquire movimento ascendente. A altura da influência da cidade cresce à medida que o escoamento avança, formando uma camada limite interna sobre a região urbana. Se a atmosfera sobre a região à jusante estiver estável, esta área não sofrerá os efeitos da chamada pluma urbana.

## *1.2 Importância de estudar a camada limite urbana*

A forma como os padrões de locais de tempo e clima são afetados pelo processo de urbanização tem se tornado evidente, especialmente no caso da RMSP onde houve



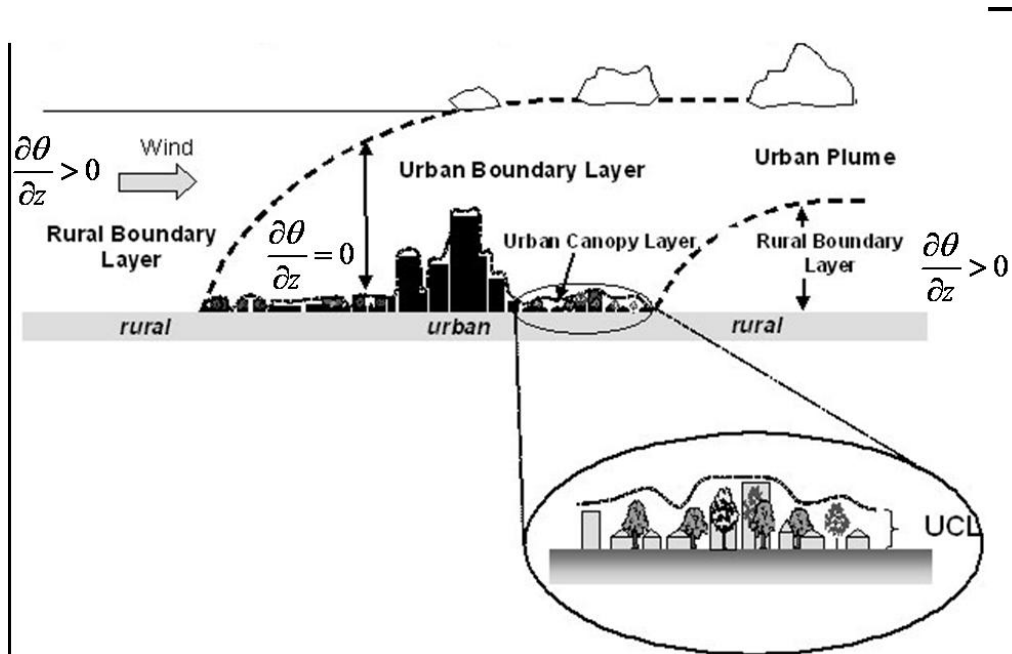


Fig. 1.2: Esquema conceitual da camada limite urbana (urban canopy layer, UCL) num contexto regional durante o período noturno. O gradiente de temperatura potencial dentro da pluma urbana pode eventualmente tornar-se menor que zero (Oke, 1982). A figura sugere também que a área rural à jusante do escoamento pode não ser afetada, por exemplo, pela poluição produzida na cidade. Adaptado de *Urban Heat Islands: Hotter Cities*, por James A. Voogt (2004) (online).

um registro sistemático da variação do clima (Pereira Filho et al. 2007). Nas áreas urbanas vive a maior parte da população brasileira e por isso as mudanças no clima urbano são as que apresentam maiores impactos sociais, como proliferação de doenças, inundações, deslizamento de encostas, etc. Áreas urbanas são quase totalmente cobertas por material impermeável tais como asfalto e concreto. A alta condutividade térmica desses materiais faz com que as áreas urbanas tenham variações de temperatura mais rapidamente do que as áreas rurais, ao passo que a alta capacidade térmica propicia grande armazenamento de energia no dossel urbano.

A atividade humana também eleva os níveis de poluição atmosférica nas cidades, principalmente por meio de veículos automotores. A poluição atmosférica está diretamente associada ao aumento de caso de doenças respiratórias que podem ser fatais principalmente em crianças (Saldiva et al., 1994). A ilha de calor urbana é

associada à verticalização das cidades (Oke, 1987), mas está também relacionada ao aumento da poluição. As construções são obstáculos para o escoamento do ar, tornando o transporte horizontal muito ineficiente. O transporte vertical é dominado pela difusão turbulenta e é o principal mecanismo de dispersão de poluentes em muitos casos. Portanto, a compreensão dos mecanismos que atuam na produção da turbulência e na dinâmica da camada limite são fundamentais para modelagem da dispersão de poluentes.

### *1.3 Métodos de estudo da camada limite urbana*

As formas de estudar a CLU não diferem muito daquelas utilizadas no estudo das camada limite sobre áreas rurais ou de floresta. As principais são: experimentos em campo, modelagem numérica, experimentos em laboratórios e sensoriamento remoto.

#### *1.3.1 Experimentos em campo*

Num recente e detalhado estudo observacional realizado num cânion urbano real na cidade de Basel, Suíça, Vogt et al. (2006) obtiveram medidas de vento, balanço de energia e concentração de CO<sub>2</sub> veicular. Nesse estudo o uso de uma torre multi-nível possibilitou a estimativa do fluxo turbulento e o gradiente de concentração de CO<sub>2</sub>. Com essas informações eles puderam testar a validade da teoria de similaridade de Monin-Obukhov dentro do dossel. Segundo Vogt et al. o gradiente adimensional de CO<sub>2</sub> correlaciona-se bem quando comparado com a fórmula clássica  $(1 - 16\zeta)^{-0.5}$  dada por Businger–Dyer. Apesar de ser um caso muito particular, este fato é notório porque dá crédito às parametrizações baseadas na teoria de Monin-Obukhov no interior do dossel urbano e que são utilizadas em todos os modelos de superfície aqui revisados. Esse e outros estudos em Basel (Rotach et al., 2005; Vogt et al., 2006) concentram várias técnicas tais como sensoriamento remoto, torre multi-nível, túnel de vento e modelagem numérica.

### 1.3.2 Modelagem numérica

O dossel urbano se distingue do rural em vários aspectos: na resposta dinâmica ao escoamento, devido aos obstáculos rígidos, na resposta às forçantes radiativas, relacionada à geometria do dossel e à constituição dos materiais, no balanço de energia, que depende da permeabilidade do solo, capacidade e difusividade térmica dos materiais e disponibilidade de água. A representação fiel da superfície urbana é muito difícil de se obter porque necessita de modelos complexos e demanda uma grande quantidade de dados empíricos, que em geral são difíceis de medir. Por esta razão modelos mais simples têm sido bastante explorados em virtude dos poucos parâmetros necessários para utilizá-los.

Em termos de modelagem das áreas urbanas o interesse tem sido o acoplamento em modelos atmosféricos de meso-escala. Por exemplo, Freitas (2003) usa o *Town Energy Budget* (TEB) de Masson (2000) acoplado ao *Regional Atmospheric Modelling System* (RAMS) para estudar o efeito da ocupação urbana do solo na intensificação da brisa marítima bem como na dispersão de poluentes inertes e passivos. Simulações com topografia plana foram realizadas para o isolar o efeito da ilha de calor urbana na convergência dos ventos sobre a cidade. Karam (2006) também usa o TEB de Masson (2000) acoplado ao *Advanced Regional Prediction System* (ARPS) para estudar as circulações de meso-escala associadas a precipitações convectivas sobre a região metropolitana do Rio de Janeiro. Hamdi e Schayes (2007) realizam o acoplamento do modelo de Martilli (2002) ao *Three-dimensional Vorticity-mode Model* (TVM) para estudar a intensidade da ilha de calor urbana no período de verão sobre a cidade de Basel.

Os modelos de dossel urbano (MDUs) têm sido muito úteis quando empregados em conjunto com um modelo de meso-escala, que tradicionalmente eram acoplado com algum esquema de interação solo-vegetação-atmosfera. Antes de essas parametrizações urbanas serem implementadas era necessário “adaptar a vegetação” para simular áreas urbanas. Entretanto, como mostra Freitas et al. (2007) este procedi-

mento tem limitações e não reproduz as observações tão bem quanto no caso dos modelos de dossel urbano. Outro aspecto importante no estudo da CLA sobre a RMSP é a aceleração do vento devido a convergência de massa induzida pela ocupação do solo (Freitas, 2003; Freitas et al., 2007: modelagem; Oliveira et al., 2003: observação) e pela topografia (Karam et al., 2003). Embora a comparação desses trabalhos não seja trivial por conta do período do ano utilizado, do uso de médias, etc., São Paulo é uma cidade caracterizada por ventos de superfície pouco intensos, com valor médio diurno não ultrapassando 1.0 m/s nos meses de inverno e 1.5 m/s nos demais. A média anual fica em aproximadamente 1.0 m/s. Ventos fracos como esses no nível da superfície são desfavoráveis à dispersão de poluentes, e nos modelos numéricos podem levar a uma subestimação do fluxo de calor sensível em dias de céu claro, principalmente no verão.

Uma das principais dificuldades nos MDUs é estabelecer o parâmetros aerodinâmicos da superfície. Um conjunto de 12 tipos de uso urbano do solo foi proposto por Grimmond & Oke (1999) com base num amplo estudo observacional do perfil do vento em diversas áreas urbanas. Seus dados mostram que a razão entre o comprimento de rugosidade e a altura média das construções,  $(z_0/h)$ , varia de 0.06 a 0.20. Para a razão entre deslocamento do plano zero e altura média,  $(d_0/h)$ , os valores ficam entre 0.35 e 0.85. Outras relações são propostas por Britter & Hanna (2003), que utilizam a densidade de rugosidade frontal ( $\lambda_f$ ) (Raupach, 1991; Kastner-Klein & Rotach, 2004).

### 1.3.3 Experimentos em laboratório

Outra forma de estudar a camada limite atmosférica é por meio da realização de experimentos em laboratórios. A grande vantagem dessa metodologia é o controle das condições do experimento. O exemplo mais difundido é o túnel de vento. Utilizando modelos em escala é possível prever o padrão de escoamento no nível do dossel. No entanto em Meteorologia o interesse maior está em estabelecer escalas

características do escoamento em função da rugosidade da superfície (Antonia & Luxton, 1971; Raupach et al., 1980). Uma visão geral da metodologia é resumida em Plate (1999) e questões técnicas relacionadas à arquitetura de túneis de vento podem ser encontradas em Counihan (1969), Mehta & Bradshaw (1979) e Rae & Pope (1984). Estudos de dispersão de poluentes para um escoamento termicamente estratificado também podem ser realizados (Robins et al., 2001a,b).

Muitas vezes pode ser mais fácil simular (ou observar) o escoamento em um túnel de água. Baik et al., (2000) por meio de experimentos em canal de água, obtêm perfis verticais de  $w$  para diversas configurações de cânions. A vantagem do tanque de água reside no fato de que a visualização do escoamento é mais fácil, além de o critério de similaridade de Reynolds ser atingido mais facilmente porque a viscosidade cinemática da água é cerca de 10 vezes menor do que a do ar. Por exemplo, se a escala entre o protótipo e o modelo é de 1:100, o critério de Reynolds estabelece que a velocidade no modelo deve ser  $U_M = 100 \times \frac{\nu_M}{\nu_P} U_P$ . Com efeito, para simular um escoamento de 1 m/s no protótipo (atmosfera), a velocidade no modelo deve ser de 100 m/s se ele estiver imerso no ar e de 10 m/s se estiver imerso na água. Vários experimentos em tanque de água realizados por Willis e Deardorff (Sorbjan, 1989) proporcionaram progressos significativos no entendimento da difusão turbulenta na camada limite convectiva.

Assis (2000, 2003) estudou em laboratório o efeito de ilha de calor urbana por meio de um modelo em escala reduzida que é inserido numa câmara fria sobre a qual pode-se controlar a temperatura, a umidade e a velocidade do escoamento. Além da intercomparação entre modelos físicos rurais e urbanos como é feito em Assis (2003) é possível utilizar os números adimensionais de Stanton, de Dalton e de Reynolds para diagnosticar os valores temperatura e umidade do ar e a velocidade do vento, respectivamente, na escala do protótipo.

Esses exemplos mostram a utilidade de experimentos em laboratórios no estudo da CLA em geral e da CLU em particular.

### 1.3.4 *Sensoriamento Remoto*

O sensoriamento remoto da atmosfera pode ser passivo ou ativo. Métodos de sensoriamento remoto têm várias vantagens em relação a medidas *in situ*. Uma delas é sua capacidade de obter médias no volume, o que é mais representativo do que valores pontuais. Outra vantagem é a não interferência nas propriedades do escoamento e por conseguinte na quantidade medida. Uma revisão sobre a técnica de sensoriamento remoto passivo aplicada a regiões urbanas é encontrada em Jin & Shepherd (2005). As técnicas de sensoriamento remoto ativo são sodar, radar e lidar. Schwiesow (1986) discute aspectos gerais e as vantagens e desvantagens de cada técnica comparativamente.

Entre tais técnicas de sensoriamento remoto, o lidar (*light detection and ranging*) parece ser bastante profícuo na pesquisa de várias características da camada limite atmosférica. Menut et al. (1999) utilizaram medidas de lidar para a estimativa da taxa de entranhamento na CLA sobre a cidade de Paris. Landulfo et al. (2005, 2007) utilizaram o lidar para obter o perfil vertical dos coeficientes de extinção e retro-espalhamento do aerossol na RMSP, bem como a altura da CLA. Com a determinação da altura da CLA pelo lidar e utilizando um modelo de camada de mistura simples, Marciotto et al. (2007) estimaram o fluxo de calor sensível na superfície para uma área suburbana da RMSP.

## 1.4 *O problema da comparação modelo–observação*

A descrição dos processos de pequena escala ( $\sim 1$  km) é um dos maiores problemas dos modelos de interação superfície–atmosfera. Mesmo que a física dos processos de pequena e grande escala seja bem representada nos modelos, a descrição da atmosfera por estes ainda esbarra em dificuldades relacionadas aos vínculos observacionais. Esses vínculos ocorrem na entrada de dados, as condições de contorno e forçantes do modelo, e na saída de dados, a validação do modelo. Para ser específico, é difícil validar modelos que pretendam descrever o comportamento da CLA sobre a região

metropolitana de São Paulo devido a falta de resolução espacial e temporal da rede observacional. A Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental de São Paulo (CETESB) dispõe de uma rede relativamente densa mas com apenas um nível. Por outro lado as medidas da distribuição vertical do vento, da temperatura potencial e da umidade são realizadas apenas no Campo de Marte cujos dados são apenas valores médios e ainda possuem baixa resolução temporal (12 h), inviabilizando o estudo do ciclo diurno da extensão vertical da CLA. Além disso os dados de uma única estação não são representativos de toda a RMS, a não ser, possivelmente, para os níveis suficientemente altos da atmosfera onde os efeitos da heterogeneidade da superfície são atenuados (Mahrt, 2000).

A falta de resolução espacial/temporal da rede observacional além de dificultar a análise dos resultados gerados pelos modelos também fornece condições de contornos e forçantes insuficientes, dependendo da resolução do modelo. Esses problemas de vínculo observacional não poderiam ser diferentes no modelo proposto nesta tese. Uma das informações geradas pelo modelo, a taxa de crescimento da camada limite, pode, dentro de limites de representatividade, ser comparada com dados do lidar do IPEN. Os perfis verticais das covariâncias  $\overline{w'\theta'}$ ,  $\overline{w'q'}$ ,  $\overline{w'u'_i}$  e ECT comparados com os resultados disponíveis das simulações com LES. Embora a comparação de modelo com modelo não seja a mais desejada é muitas vezes a única opção, e este é o caso no que diz respeito às covariâncias.

O grupo de micrometeorologia do IAG/USP dispõe atualmente de anemômetro sônico, higrômetro de criptônio e sensor de temperatura para medidas de flutuação de velocidade, umidade e temperatura, que permitirá o cálculo dos fluxos de turbulentos de calor sensível e latente pelo método da covariância. Esses dados poderão futuramente ser utilizados para avaliar o desempenho do modelo, novamente reconhecendo os limites de representatividade.

## 1.5 Considerações gerais e objetivos

A CLU está sujeita a forçantes de diversas escalas de extensão,  $\ell$ , e tempo,  $\tau$ . Na escala local ( $\ell \sim 1 - 10$  km e  $\tau \sim 1$  h) os processos dominantes são o aquecimento/esfriamento da superfície e a produção de mistura turbulenta. A escala regional ( $\ell \sim 10 - 100$  km e  $\tau \sim 1 - 24$  h) é caracterizada por circulações de meso-escala como a brisa marítima e a circulação vale-montanha. Na escala sinótica ( $\ell \sim 100 - 3000$  km e  $\tau \sim 1 - 10$  d) sistemas frontais e sistemas de pressão dominam as propriedades do escoamento. Esta tese se concentra no estudo das forçantes locais, também chamadas de micrometeorológicas. Os processos físicos estudados são, então, relacionados as forçantes e condições de contorno locais. Fenômenos de escala maiores não são desprezíveis, mas para isolar o efeito da escala local no processos o que se faz é supor uma condição específica de tempo estacionária. Esta é uma das razões para supor a superfície plana. A presença da topografia poderia induzir efeitos orográficos que complicaria a análise da contribuição local.

### 1.5.1 Objetivos

Nesta tese é estudado o papel da ocupação do solo de uma região urbana no balanço de energia na superfície e na estrutura vertical da camada limite atmosférica. Objetivamente é proposto um estudo da CLA urbana utilizando dois modelos numéricos para descrever interação atmosfera-superfície. O modelo para a superfície urbana é uma implementação baseada da proposta de Masson (2000) e procura descrever a interação da atmosfera e da radiação com um dossel urbano. O modelo responsável pela descrição dos processos turbulentos na CLA é um modelo de fechamento de segunda ordem nível 4 (MFSO), implementado por Oliveira (2003) com base nos modelos de turbulência de Mellor & Yamada (1974, 1982) e utilizando parametrizações de Nakanishi (2001). A superfície representada pelos modelos acoplados MDU-MFSO engloba uma parte urbana e outra rural. A parte urbana é representada por um conjunto de cânions horizontalmente homogêneo e a parte vegetada é



representada por um dossel rural já presente no MFSO e implementado com base no estudo de Deardorff (1978).

Algumas configurações possíveis para o dossel urbano são investigadas por meio do balanço de energia, da altura da CLA e da estrutura vertical das quantidades médias e fluxos através da CLA. As configurações consideradas são: cobertura vegetal, geometria e orientação dos cânions. Todos os resultados devem ser interpretados como valores médios. As saídas do modelo referentes a dados de superfície são validadas com base em cerca de 10 anos de dados observados na plataforma micro-meteorológica do IAG/USP. Os resultados do modelo para a distribuição vertical precisam ainda ser validados. Ainda assim, perfis verticais e a altura da CLA são comparados e discutidos com o que há disponível na literatura. A evolução temporal da camada de mistura é confrontada com dados de lidar.

A contribuição científica fundamental deste trabalho está na análise de como a geometria de uma região urbana pode afetar a estrutura da CLA. Neste sentido esta é uma contribuição inédita, haja vista que não há na literatura\* nenhum estudo numérico, experimental ou observacional feito com este propósito para a RMSP. De fato há uma grande carência de estudos de estrutura da camada limite para a RMSP, e demais áreas urbanas no Brasil. Como será visto, o processo de verticalização das regiões urbanas pode desempenhar um papel fundamental sobre a estrutura e evolução da CLA, tendo implicações diretas na dispersão de poluentes. Tais conclusões só puderam ser obtidas porque foi realizado a investigação de alguns mecanismos isoladamente. O estudo experimental da estrutura da CLA é complexo e demanda planejamento e investimento. O quê investigar também pode ser uma tarefa difícil de decidir. Neste sentido esta tese sugere quais quantidades devem ser medidas e

---

\* Uma revisão bibliográfica nunca é completa. Foi realizada uma busca objetiva nas bases de dados do *Google Scholar*, *Web of Science*, *Scopus* e *AMS Journals Online* e, até setembro de 2008, não foi encontrado estudo acerca da influência do dossel urbano sobre a CLA a RMSP ou outra região urbana no Brasil. A análise preliminar de conteúdo foi feita com base apenas no título dos artigos e em seguida pelos resumos. Algumas palavras chaves utilizadas foram: ‘MASP’, ‘São Paulo’, ‘urban canopy’, ‘urban boundary layer’ e ‘urban land use’. Mesmo quando as palavras chaves MASP e São Paulo são retiradas da pesquisa, resultam ainda assim poucos trabalhos no sentido no qual esta tese está direcionada.

sob que condições.

### 1.5.2 Hipótese de trabalho

O MDU-MFSO simula apenas superfícies horizontalmente homogêneas, seja porque o modelo é unidimensional ou porque não considera efeitos orográficos. Considerando uma superfície plana, o modelo permite representar a superfície total como uma fração de área rural e outra de área urbana. Seria interessante se este procedimento pudesse ser equiparado a uma média horizontal. De fato em níveis suficientemente afastados da superfície isso parece ser válido e está associado à *altura de homogeneização* (*blending height*), que pode ser definida como altura acima da qual o escoamento deixa de responder às variações na superfície e torna-se aproximadamente homogêneo. Segundo Mahrt (2000) a forma geral da altura de homogeneização pode ser expressa como

$$z_b = a C_D^{n/2} L_{\text{hetero}}, \quad (1.1)$$

em que  $C_D$  é o coeficiente de arrasto,  $L_{\text{hetero}}$  é a escala horizontal da heterogeneidade,  $a$  é um coeficiente adimensional e  $n = 2$  é normalmente utilizado (Mahrt, 2000). O conceito de altura de homogeneização é útil somente quando  $z_b \ll z_i$ . Abaixo da altura de homogeneização a turbulência pode não estar em equilíbrio com o gradiente vertical local, o que impossibilita a aplicação da teoria de similaridade de Monin-Obukhov. Existem subsídios para hipótese de homogeneização acima de uma dada altura. Grant (1991) comparou dados obtidos com balão cativo com dados da camada superficial sobre uma área semi-rural heterogênea a fim de determinar qual é a representatividade das medidas de fluxo pontuais. Os desvios encontrados (10–20%), considerados pequenos, sustentam o conceito de altura de homogeneização. Um suporte experimental recente é fornecido por Rotach et al. (2005). Eles realizaram medidas em túnel de vento com um modelo em escala 1:300 da área de Kleinbasel (cidade de Basel, Suíça). Fig. 1.3 mostra o resultado pertinente

à discussão da altura de homogeneização. Na medida que  $z$  cresce de  $1.8z_H$  até  $3.1z_H$  a média horizontal de  $I_u(\mathbf{x}) = \sigma(\mathbf{x})/U(\mathbf{x})$  decresce. Esse fato não é surpreendente uma vez que  $\sigma(\mathbf{x})$  diminui com  $z$  ao passo que  $U(\mathbf{x})$  aumenta. O fato que é de interesse está na observação de que a variância horizontal de  $\sigma(\mathbf{x})$  também decresce com  $z$ , i.e., acima de uma dada altura,  $3.1z_H$  neste caso, as propriedades dinâmicas do escoamento tornam-se horizontalmente homogêneas ainda que a superfície abaixo seja heterogênea.

Não parece que o conceito de altura de homogeneização possa ser aplicado a toda a RMSP. Dessa forma os resultados obtidos nas simulações devem mais ser interpretados como representativos da região urbana local, onde as medidas foram tomadas. Entretanto, esse conceito será adotado como uma hipótese válida nas simulações realizadas, especialmente quando for necessário comparar dados observados com resultados do modelo.

### 1.5.3 Organização da tese

No capítulo 2 é apresentado o MFSO que é constituído de um modelo, que descreve a turbulência na atmosfera, acoplado a um modelo superfície do tipo rural. A influência da área de cobertura vegetal sobre a temperatura e umidade do ar e velocidade do vento é estudada. No capítulo 3 é desenvolvido o MDU, objeto principal desta tese. No capítulo 4 é realizada a validação do modelo com os dados de superfície disponíveis. No capítulo 5 os perfis das quantidades médias e dos fluxos são comparados com os perfis obtidos com simulações usando LES. Este capítulo também é dedicado ao estudo numérico da influência do dossel urbano sobre a estrutura vertical da camada limite. Implicações sobre a dispersão de poluentes também são discutidas nesse capítulo. Finalmente, no capítulo 6 encontram-se as conclusões deste estudo e sugestões para melhorias do modelo e pesquisas futuras.

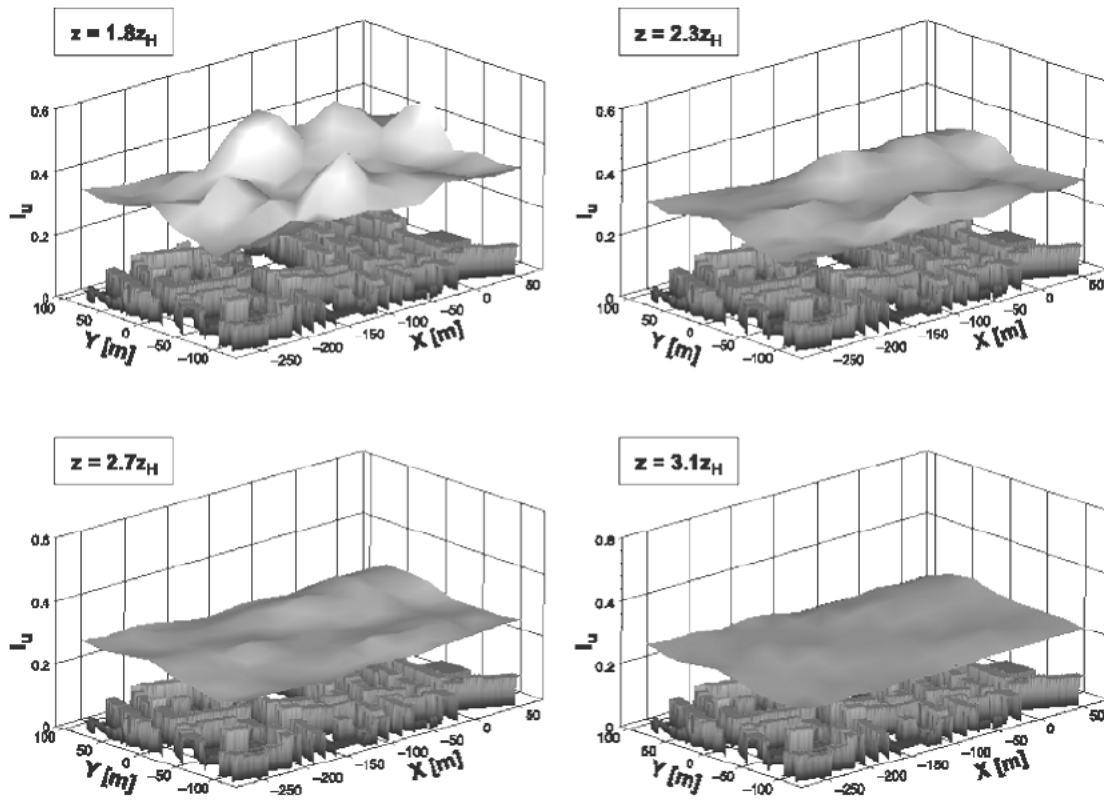


Fig. 1.3: Intensidade da turbulência da componente longitudinal do escoamento em função da altura acima da superfície;  $z_H$  é a altura média dos blocos (Rotach et al., 2005).

## 2. O MODELO DE FECHAMENTO DE SEGUNDA ORDEM

### 2.1 *Abordagens do problema do fechamento*

As principais quantidades de interesse da Meteorologia são a velocidade, a temperatura potencial, a umidade específica ou a concentração de algum poluente. Representando genericamente por  $Y$  essas quantidades, sua evolução temporal na atmosfera em regime de turbulência plenamente desenvolvida pode ser representada por meio de um termo aleatório sobreposto a um estado médio,

$$Y(\mathbf{x}, t) = \bar{Y}(\mathbf{x}, t) + Y'(\mathbf{x}, t). \quad (2.1)$$

A variável  $Y'$  é a flutuação de  $Y$  em torno da média e não pode ser determinada. O que se deve fazer é estabelecer a evolução de  $\bar{Y}$  por meio de equações fundamentais de estado e de conservação de massa, momento, energia.

O problema de fechamento das equações do escoamento surge quando se utiliza esse método nas equações de Navier-Stokes e em seguida toma-se o valor médio de  $Y(\mathbf{x}, t)$  de um conjunto de experimentos idênticos. As equações resultantes,

denominada equações de Reynolds, constituem *necessariamente* um sistema aberto, ou incompleto, de EDPs (Tennekes & Lumley, 1972; Stull, 1988; Sorbjan, 1989). Tal peculiaridade não está restrita às equações de Navier-Stokes, ocorrendo o mesmo com a equação de transporte de qualquer escalar. Isso se deve ao termo de advecção,  $-\mathbf{u} \cdot \nabla Y$ , que é não-linear e está presente na formulação euleriana do escoamento;  $Y$  representa qualquer componente do momento ou um escalar. Por exemplo, se  $Y$  é a temperatura potencial medida num ponto fixo do espaço e o escoamento ocorre apenas na direção  $z$  sobre uma superfície horizontalmente homogênea o termo de advecção e seu valor médio são escritos, respectivamente, como

$$-(u', v', \bar{w} + w') \cdot \nabla(\bar{\theta} + \theta'), \quad (2.2)$$

$$-\bar{w} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \nabla \cdot \overline{[(u', v', w')\theta']}. \quad (2.3)$$

Este exemplo mostra que a determinação das variáveis médias está vinculada à determinação das covariâncias. Tendo em vista que todas essas quantidades variam no tempo, fica claro que a evolução das médias somente pode ser determinada se for conhecida a evolução temporal das (co)variâncias. É possível estabelecer algebricamente EDPs para as (co)variâncias, porém esse procedimento dá origem a momentos estatísticos de terceira ordem; as equações que determinam os momentos de terceira ordem incorporam os momentos de quarta ordem, e assim sucessivamente. Além disso não há garantia alguma de que os momentos estatísticos de alta ordem sejam desprezíveis. A abordagem mais comum é calcular prognosticamente os momentos de ordem  $n$  a partir da parametrização dos momentos de ordem  $n + 1$ . Para  $n = 1$ , tem-se a “teoria”- $K$ , que apresenta dificuldades quando a intensidade da turbulência é alta. Por outro lado, com  $n = 3$  o número de constantes necessário na parametrização do modelo é muito grande, o que demanda um trabalho experimental nem sempre realizável. Os modelos de fechamento de segunda ordem (MFSO) oferecem um bom compromisso entre a representação da turbulência e os dados observacionais disponíveis para a sua parametrização. O que caracteriza a

ordem do fechamento é quais termos são calculados e quais são parametrizados. No fechamento de primeira ordem os momentos estatísticos de segunda ordem são parametrizados e os de terceira ordem em diante não são considerados. Os modelos de comprimento de mistura de Prandtl e fluxo-gradiente são exemplos de modelos de fechamento de primeira ordem. Esses modelos são simples conceitual e numericamente e funcionam bem quando a turbulência é dominada por pequenos vórtices, tendo assim um caráter local. Por outro lado, numa atmosfera altamente convectiva, por exemplo, a presença de fluxos no mesmo sentido do gradiente ou quando o gradiente é nulo indicam uma limitação nesses modelos (Garratt, 1994; Oliveira, 2003). O fechamento de ordem 1.5, como o nome sugere, apresenta uma ordem de fechamento intermediária entre as ordens 1 e 2. Este usa a solução numérica da equação da ECT, que por sua vez usa parametrizações para os fluxos turbulentos pela relação fluxo-gradiente. Assim, embora a  $ECT = \frac{1}{2}\overline{u_i'^2}$  seja calculada prognosticamente, as covariâncias  $\overline{u'w'}$ ,  $\overline{v'w'}$  e  $\overline{w'\theta'}$  são e calculadas diagnosticamente.

## 2.2 Descrição do MFSO

O modelo de fechamento de 2ª ordem implementado por Oliveira (2003), e que é utilizado neste estudo, está baseado num conjunto de equações que descrevem os momentos estatísticos de segunda ordem a partir da parametrização dos termos de terceira ordem e utiliza expressões e parâmetros encontrados em Mellor & Yamada (1982) e Nakanishi (2001). Além desses parâmetros, o modelo teve suas constantes calibradas para a região de Iperó – SP por ocasião de uma campanha observacional realizada em 1991.

Os termos de 3ª ordem contidos nas equações prognósticas dos momentos de 2ª são os seguintes:

- termos de transporte devido a turbulência:  $\overline{u'_i u'_j u'_k}$ ,  $\overline{u'_i u'_j \theta'}$ ,  $\overline{u'_i u'_j q'}$ ,  $\overline{u'_i \theta'^2}$ ,  $\overline{u'_i q'^2}$  e  $\overline{u'_i \theta' q'}$ ;
- covariâncias entre pressão e velocidade nos termos de transporte:  $\overline{u'_j \frac{\partial p'}{\partial x_i}}$ ;

- covariâncias entre pressão e velocidade nos termos de isotropia:\*  $\overline{p' \frac{\partial u'_i}{\partial x_i}}$ ;
- dissipação molecular de (co)variâncias:  $\overline{\frac{\partial u'_i}{\partial x_k} \frac{\partial u'_j}{\partial x_k}}, \overline{\frac{\partial u'_i}{\partial x_k} \frac{\partial \theta'}{\partial x_k}}$  e  $\overline{\frac{\partial u'_i}{\partial x_k} \frac{\partial q'}{\partial x_k}}$ .

Todos os termos de transporte são parametrizados via relações fluxo-gradiente e os termos de tendência à isotropia utilizam a parametrização de Rotta (1951) (Mellor & Yamada, 1974; 1982). Os termos de dissipação molecular são representados em termos da hipótese de equilíbrio universal do espectro de ECT. A proposta de fechamento de Mellor–Yamada passou por aprimoramentos graças ao desenvolvimento da técnica LES (*large eddy simulation*) que permitiu a obtenção de melhores parametrizações dos modelos de fechamento de segunda ordem (Cheng & Canuto, 1994; Nakanishi, 2001; Canuto et al., 2005). No MFSO empregado neste trabalho é utilizado o fechamento de Nakanishi (2001) no qual é resolvido um sistema de 19 EDPs a 19 incógnitas, a saber:

$$\begin{aligned}
& \bar{u}, \bar{v}, \bar{\theta}, \bar{q}; \\
& \overline{u'^2}, \overline{u'v'}, \overline{u'w'}, \overline{u'\theta'}, \overline{u'q'}, \\
& \overline{v'^2}, \overline{v'w'}, \overline{v'\theta'}, \overline{v'q'}, \\
& \overline{w'^2}, \overline{w'\theta'}, \overline{w'q'}, \\
& \overline{\theta'^2}, \overline{\theta'q'}, \\
& \overline{q'^2}.
\end{aligned}$$

### 2.3 Esquema numérico

O esquema numérico do MFSO utilizado consiste em resolver os sistemas de equações dos tipos

---

\* Apesar de  $\overline{p' \frac{\partial u'_i}{\partial x_i}}$  ser identicamente nulo na equação da ECT, cada termo dessa soma não se anula quando considerado separadamente nas equações das variâncias  $\sigma_u^2$ ,  $\sigma_v^2$  e  $\sigma_w^2$ . O papel das flutuações de pressão é transferir a ECT de uma componente para outra, uniformizando a intensidade das variâncias.



$$\frac{\partial M}{\partial t} = -\frac{\partial \Phi}{\partial z} + C, \quad (2.4)$$

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\Phi}{\partial z} \right) + a\Phi + b \frac{\partial M}{\partial z} + c, \quad (2.5)$$

em que  $M$  representa os momentos estatísticos de primeira ordem e  $\Phi$  os de segunda ordem,  $C$  representa as forçantes não turbulentas (gradiente de pressão, força de Coriolis e radiação líquida),  $K$  é o coeficiente de difusão turbulenta,  $a$  está relacionado às escalas de tempo para cada processo e  $b$  e  $c$  são funções lineares de  $\Phi$ . Desse modo a não linearidade do modelo é devida ao termo  $b \frac{\partial M}{\partial z}$ .

A discretização das equações é feita de forma avançada no tempo e centrada no espaço. A forma discretizada da Eq. 2.4 é

$$\frac{M_i^{n+1} - M_i^n}{\Delta t} = -\frac{\Phi_{i+\frac{1}{2}}^n - \Phi_{i-\frac{1}{2}}^n}{z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}}} + C_i^n, \quad (2.6)$$

em que  $i$  é o índice do ponto de grade e  $n$  é o índice do tempo. A grade possui 81 níveis para as médias e 79 níveis para as (co)variâncias. Embora tenha sido usado estes, o número de níveis pode ser modificado alterando-se as constantes da grade no arquivo de parâmetros. A discretização das equações prognósticas dos momentos de segunda ordem segue a forma

$$\begin{aligned} \frac{\Phi_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - \Phi_{i+\frac{1}{2}}^n}{\Delta t} = & \left[ \langle K_{i+1}^n \rangle \left( \frac{\Phi_{i+1\frac{1}{2}}^{n+1} - \Phi_{i+1\frac{1}{2}}^{n+1}}{z_{i+1\frac{1}{2}} - z_{i+1\frac{1}{2}}} \right) - \langle K_i^n \rangle \left( \frac{\Phi_{i+\frac{1}{2}}^{n+1} - \Phi_{i-\frac{1}{2}}^{n+1}}{z_{i+\frac{1}{2}} - z_{i-\frac{1}{2}}} \right) \right] \left( \frac{1}{z_{i+1} - z_i} \right) \\ & + a_{1+\frac{1}{2}}^n \Phi_{1+\frac{1}{2}}^{n+1} + b_{1+\frac{1}{2}}^n \left( \frac{M_{i+1}^n - M_i^n}{z_{i+1} - z_i} \right) + c_{1+\frac{1}{2}}^n, \end{aligned} \quad (2.7)$$

$$\langle K_{i+j}^n \rangle = \frac{1}{2} (K_{i+\frac{1}{2}}^n + K_{i-\frac{1}{2}}^n), \quad j = 0, 1, \quad (2.8)$$

com  $i$  variando de 2 a  $N - 2$ , sendo  $N$  o número de níveis. Este sistema de equações pode ser resolvido para  $\Phi_{i+\frac{1}{2}}^{n+1}$  escrevendo-o na forma de uma matriz tridiagonal do tipo

$$\sum_{i=2}^{N-2} \alpha_{ij} \Phi_i = \beta_j, \quad \alpha_{ij} = 0 \text{ para } |i - j| > 1. \quad (2.9)$$

em que  $\alpha_{ij}$  e  $\beta_j$  são funções do passo de tempo, do espaçamento da grade e do coeficiente de troca turbulenta, sendo  $\beta_j$  função também das médias  $(\bar{u}, \bar{v}, \bar{\theta}, \bar{q})$ . O MFSO tem duas opções de grade, linear e logarítmica. A grade linear se demonstrou inadequada devido a sua baixa resolução próxima a superfície. O primeiro nível situa-se em  $z_0 + d_0$  e é denominado nível da superfície.

O espaçamento entre os pontos de grade para os momentos de primeira e segunda ordem são encontrados na Fig. 2.1.

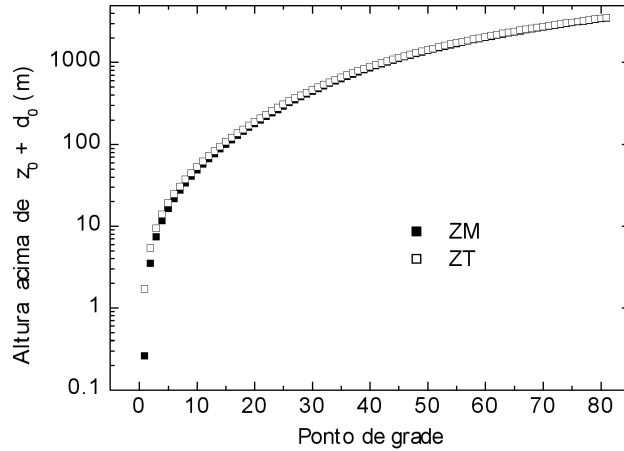


Fig. 2.1: Resolução da grade para os momentos de primeira ordem (ZM) e para os de segunda ordem (ZT).

Os modelos de turbulência e de superfície utilizam o mesmo passo de tempo. No caso de simulações de verão foi utilizado 6 s e no caso de inverno 8 s. Algumas simulações utilizando o modelo de dossel urbano com razão  $h/d$  elevada (Seqs. 5.3 e 5.4) necessitaram que o passo de tempo fosse reduzido para 3 s no verão e 6 s no inverno. O tempo de CPU para uma simulação de 48 horas com passo de tempo normal leva cerca de 25 s.

O modelo é inicializado com perfis verticais de vento  $(U, V)$ , temperatura potencial e umidade específica do ar para um dia típico de verão e outro de inverno.

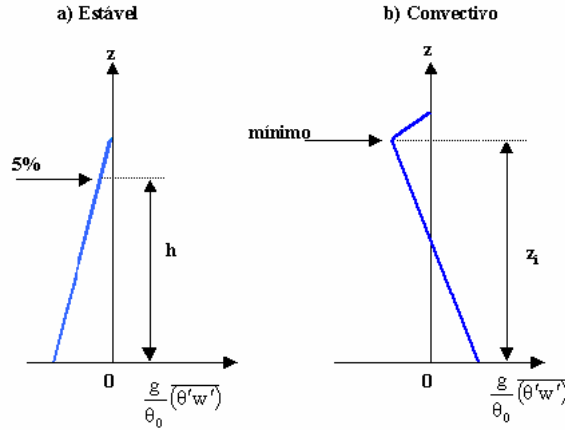


Fig. 2.2: Esquema da distribuição vertical de empuxo sob condições estáveis e convectivas usada na estimativa da altura da CLA. Sob condição estável o empuxo cai assintoticamente com a altura e o limite de 5% em relação ao valor de superfície é escolhido. No caso de situação convectiva o empuxo passa por um mínimo, devido ao entranhamento na base da inversão, e a altura onde isso ocorre é escolhida como sendo a altura da CLA (Oliveira, 2003).

Para caracterizar estas condições a atmosfera representada pelo domínio do modelo foi dividida em três camadas com três gradientes verticais de temperatura potencial e umidade específica. Os perfis de velocidade do vento na CLP foram construídos usando a lei do perfil logaritmo para condições neutras. Na camada de transição e na atmosfera livre o vento é igualado ao vento geostrófico, que é mantido constante no tempo.

A altura da camada limite é estimada de acordo com a distribuição vertical do empuxo,  $\frac{g}{\theta_0} \overline{w'\theta'}$ . Duas formas diferentes, dependendo da estabilidade da atmosfera, são utilizadas. Sob condições estáveis a altura da CLA é definida como aquela onde o empuxo cai a 5% do valor de superfície e sob condições convectivas é definida como sendo aquela correspondente ao nível onde o empuxo passa por um mínimo (ver Fig. 2.2 para maiores detalhes). No período de transição noite-dia a distribuição vertical de empuxo varia muito, o que dificulta a estimativa da altura da CLA. Nesses casos a altura da CLA é estimada como sendo a altura no início da transição.

### 2.3.1 Acoplamento com a superfície

O MFSO utilizado é um modelo de turbulência unidimensional e precisa ser limitado pelas condições de contorno superiores, já presentes no modelo, e inferiores, a superfície. Fisicamente, a interação da superfície com a atmosfera ocorre por meio dos fluxos turbulentos de calor sensível, calor latente e momento. Numericamente, o dossel urbano e rural interagem com o modelo de turbulência por meio de cinco quantidades:  $u_*$ ,  $T_*$ ,  $q_*$ ,  $T_0$  e  $q_0$  que representam, respectivamente, as escalas de velocidade, temperatura e umidade, a temperatura (potencial) e a umidade específica no nível da superfície.

De acordo com Mellor & Yamada (1982), um aspecto fundamental nos modelos de fechamento de segunda ordem é o que se denomina escala mestra de comprimento,  $\ell$ ; todas as outras escalas do modelo são funções lineares da escala mestra. Qualquer modelo viável para a escala de comprimento  $\ell$  deve satisfazer a condição

$$\ell \sim \varkappa z \text{ quando } z \rightarrow 0, \quad (2.10)$$

a fim de que as condições de contorno superficiais sejam compatíveis com as EDPs presentes no modelo;  $\varkappa$  é a constante de von Kármán. Essa lei de comportamento assintótico governa o acoplamento com a superfície, e é este procedimento que permite escrever os fluxos na superfície em função das escalas características.

Do ponto de vista da radiação, o MFSO fornece as forçantes (onda curta e longa) para a superfície do dossel, aquecendo-a. Contudo a radiação de onda curta refletida e onda longa emitida pelas superfícies não têm nenhum papel no aquecimento da atmosfera. O balanço de energia e água no solo e a interação da radiação com o dossel de vegetação seguem Deardorff (1978). No caso da radiação o esquema de Deardorff foi modificado para permitir múltiplas reflexões (Oliveira, 2003). O balanço de energia sobre a superfície urbana é descrito em detalhes no Cap. 3.

## 2.4 O papel da cobertura vegetal

Uma das diferenças mais marcantes entre uma região rural e uma urbana é a presença da vegetação. Grandes centros urbanos são comumente providos de pouca cobertura vegetal com exceção de algumas áreas, como parques e praças, mas ainda assim representando um percentual muito reduzido da área total. Nesta seção o MFSO é empregado para avaliar o comportamento de algumas variáveis micrometeorológicas no ciclo diurno frente a alterações na cobertura vegetal de uma região *exclusivamente* rural.

A distribuição *horizontal* da cobertura de vegetação é representada no MFSO pelo parâmetro de cobertura vegetal  $\sigma_F$ , que descreve quanto da superfície é coberta por vegetação. Seu valor varia de 0 (solo nu) até 1 (solo completamente coberto). Do ponto de vista experimental este parâmetro deve ser determinado visualmente por meio de fotos aéreas ou de satélite. A cobertura vegetal afeta decisivamente na quantidade de radiação líquida que atinge a superfície e também no seu balanço de energia (Oliveira, 2003). Nas simulações realizadas, com exceção  $\sigma_F$ , todos os outros parâmetros do modelo foram mantidos constantes. A resistência estomatal, uma medida da eficiência à retenção de água na folha, é zero em todas as simulações. Dois valores de  $\sigma_F$  foram considerados: 0 para representar o solo nu e 0.5 para representar um solo parcialmente coberto por vegetação. Esse experimento numérico foi rodado para um período de 24 h para a estação de inverno.

A seguir são discutidos os resultados para cada um dos itens acima. O gráficos mostram as quantidades em função do dia do ano. As simulações começam às 1800 HL do dia 211 e segue até às 1800 HL do dia 212.

### 2.4.1 Efeito sobre as escalas características e as propriedades do ar no nível de referência ( $Z_R$ )

O comportamento das escalas características de velocidade, temperatura e umidade são mostradas na Fig.2.3, bem como os valores no nível de referência (10 m). Quali-

tativamente, o comportamento do ciclo diurno da velocidade de atrito  $u_*$  mostra-se praticamente independente da cobertura vegetal, o que pode ser observado pelo seu comportamento similar ao longo do tempo. Este aspecto depende das propriedades aerodinâmicas do solo e da cobertura vegetal. O que é possível inferir é que a cobertura vegetal não afeta significativamente a velocidade de atrito. O valor máximo de  $u_*$  em ambos os casos ocorre ao meio-dia. A evolução temporal da velocidade do escoamento no nível de referência  $U_{ZR}$  é qualitativamente idêntico ao de  $u_*$ .

Apesar da pequena diferença no comportamento de  $u_*$  em relação à cobertura vegetal, esta diferença pode ser notada, principalmente no período próximo ao meio-dia. Uma análise precipitada da equação  $U = \frac{u_*}{\varkappa} \ln\left(\frac{z-d_0}{z_0}\right)$  poderia levar à conclusão de que os dados são inconsistentes, haja vista que  $u_*(\sigma_F = 0.5) > u_*(\sigma_F = 0)$  ao passo que  $U_{ZR}(\sigma_F = 0.5) < U_{ZR}(\sigma_F = 0)$ . Para explicar esse aspecto dos dados deve-se ter em mente que a forçante da tensão de Reynolds<sup>†</sup> na superfície origina do vento  $U_\infty$  numa altura  $z_\infty$ . Com essas considerações pode-se escrever a velocidade de atrito e a velocidade do vento no nível de referência em função do comprimento de rugosidade:

$$u_* = U_\infty \frac{\varkappa}{\ln\left(\frac{z_\infty-d_0}{z_0}\right)} \quad \text{e} \quad U_{ZR} = U_\infty \frac{\ln\left(\frac{z_R-d_0}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_\infty-d_0}{z_0}\right)}.$$

A conclusão é que  $u_*$  cresce com  $z_0$  mas  $U_{ZR}$  decresce. Isso explica porque o vento sobre o solo com cobertura vegetal (maior comprimento de rugosidade) apresenta maior velocidade de atrito e menor velocidade no nível de referência do que o solo sem cobertura vegetal. Isso ainda pode ser interpretado fisicamente considerando que a transferência de momento para a superfície é  $\sim \rho u_*^2$ . Portanto quanto maior a velocidade de atrito maior será a perda de momento das camadas subjacentes para a superfície e menor a velocidade do vento no nível de referência.

Diferente da velocidade, a temperatura se mostra mais sensível a cobertura vegetal. A escala característica de temperatura,  $T_*$ , e a temperatura no nível de

---

<sup>†</sup> A velocidade de atrito é definida em termos da tensão de Reynolds por  $u_* = (\overline{u'w'^2} + \overline{v'w'^2})^{1/4}$ .

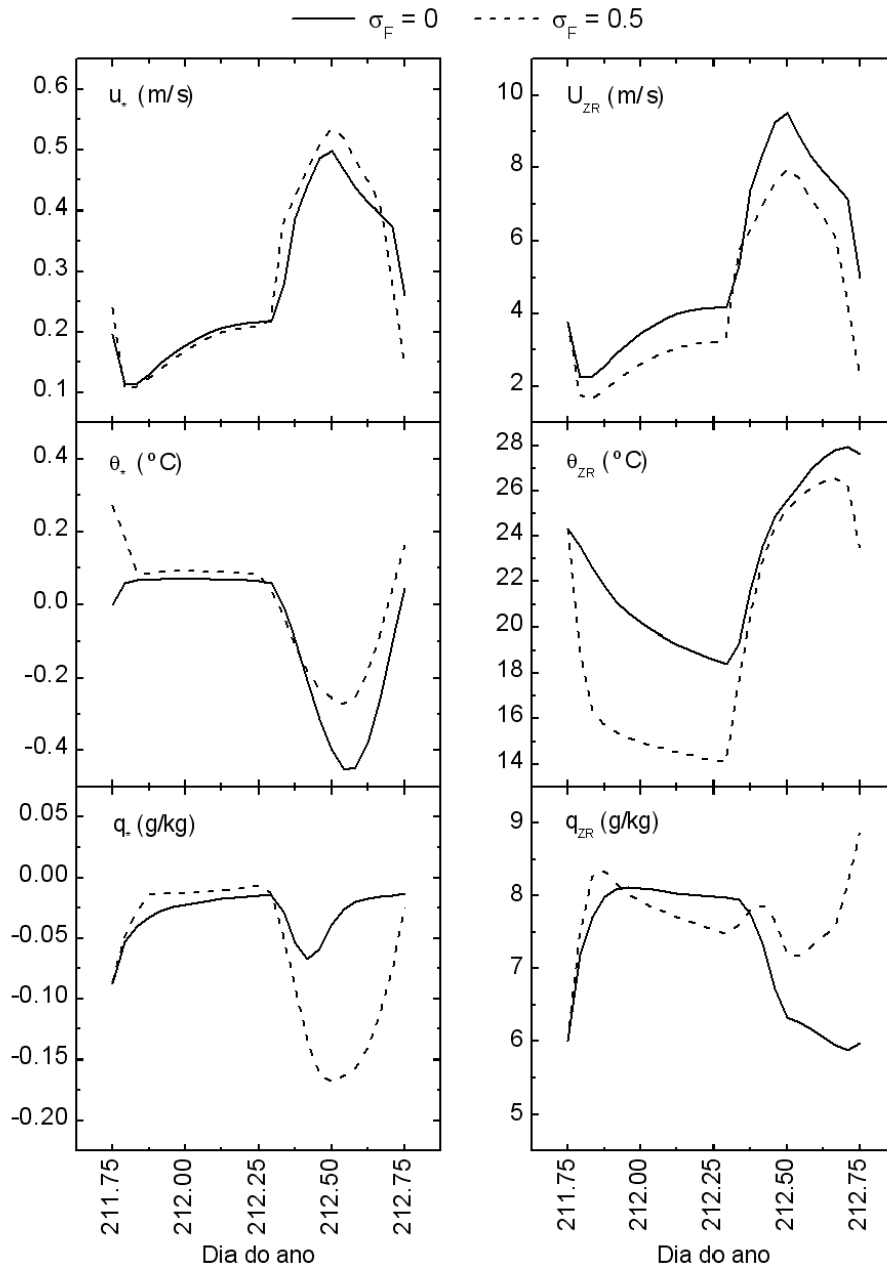


Fig. 2.3: Ciclo diurno das escalas de velocidade,  $u_*$ , temperatura,  $\theta_*$  e umidade específica,  $q_*$  (coluna a esquerda) e os valores em 10 m de  $U_{ZR}$ ,  $T_{ZR}$  e  $Q_{ZR}$  (coluna a direita). Linha contínua representa o solo nu e linha tracejada o solo parcialmente coberto.

referência,  $T_{ZR}$ , diferem tanto em valores quanto no comportamento temporal.  $T_*$  atinge o mínimo por volta das 1300 HL e seu comportamento no tempo é praticamente oposto ao de  $T_{ZR}$ . A temperatura em 10 m mantém valores relativamente baixos durante a noite, sendo mais acentuados para o solo parcialmente coberto. A explicação para isso se deve provavelmente ao fato de que o solo coberto por vegetação foi menos aquecido durante o dia, de acordo com o fluxo de calor no solo, (Fig. 2.4). A umidade específica tem uma evolução temporal bastante diversa dependendo do valor de  $\sigma_F$ .

#### 2.4.2 Efeito sobre os fluxos, temperatura e umidade na superfície

A Fig. 2.4 mostra a evolução temporal do balanço de energia e da temperatura e umidade específica no nível da superfície ( $z_0 + d_0$ ). Pode ser observado que o fluxo de calor no solo é visivelmente maior no caso de uma superfície sem cobertura vegetal. Isso pode ser explicado com base no fato de que a cobertura vegetal além de bloquear parte significativa da radiação líquida (50%) que atinge a superfície, também contribui para o aumento do fluxo de calor latente. No caso da superfície parcialmente coberta, o fluxo de calor latente é cerca de três vezes maior quando comparado com o solo nu. O pico do fluxo de calor no solo,  $G$ , ocorre antes do pico de  $R_N$  em ambos os casos simulados, mostrando que  $G$  no solo tem uma contribuição do gradiente de temperatura do solo. Durante o dia a diferença entre  $LE(\sigma_F = 0.5)$  chega a ser 5 vezes maior que  $LE(\sigma_F = 0)$  e diferença 180 W/m<sup>2</sup>.

A vegetação aumenta a disponibilidade de água no dossel por meio da transpiração e o MFSO leva em conta este fator. Isso acarreta a diminuição da temperatura do ar e o aumento da umidade no nível superfície durante o período diurno. Esse efeito é marcante na partição do balanço de energia na superfície, o que pode ser constatado na evolução dos fluxos de calor (Fig. 2.4).



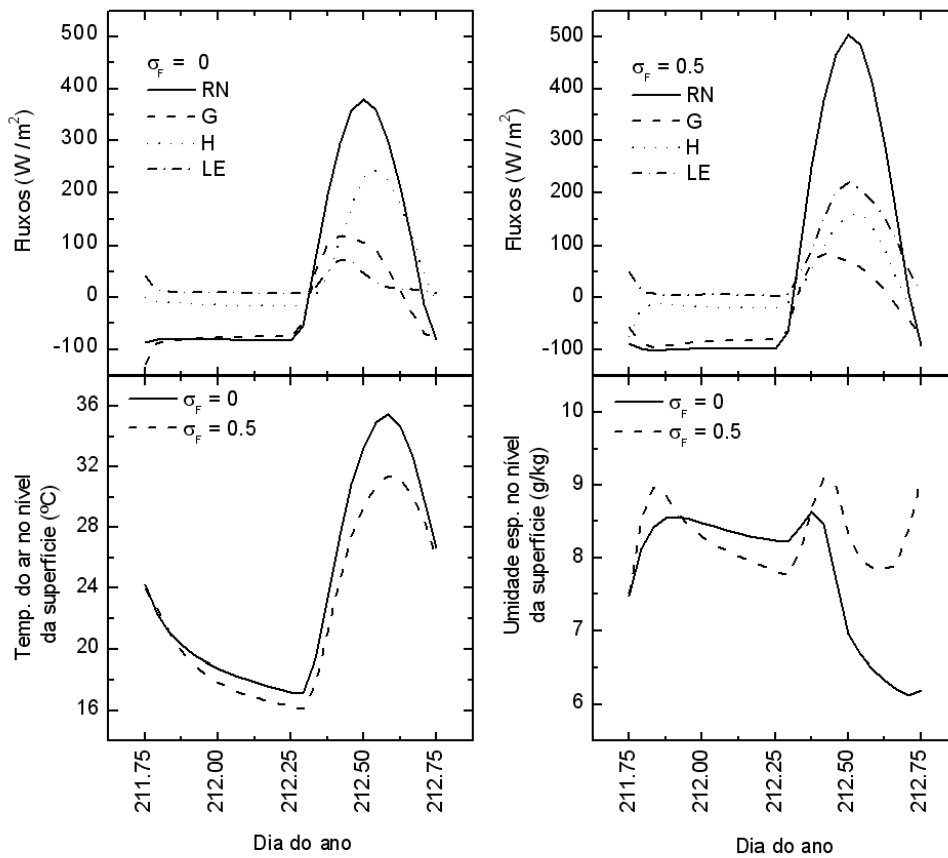


Fig. 2.4: Ciclo diurno dos fluxos ( $R_N$ ,  $G$ ,  $H$  e  $LE$ ), temperatura e umidade específica no nível da superfície ( $z = z_0 + d_0$ ). Figura superior esquerda: fluxos para um solo nu; figura superior direita: fluxos para um solo parcialmente coberto. No caso da temperatura e umidade a linha contínua representa o solo nu e a linha tracejada o solo parcialmente coberto.

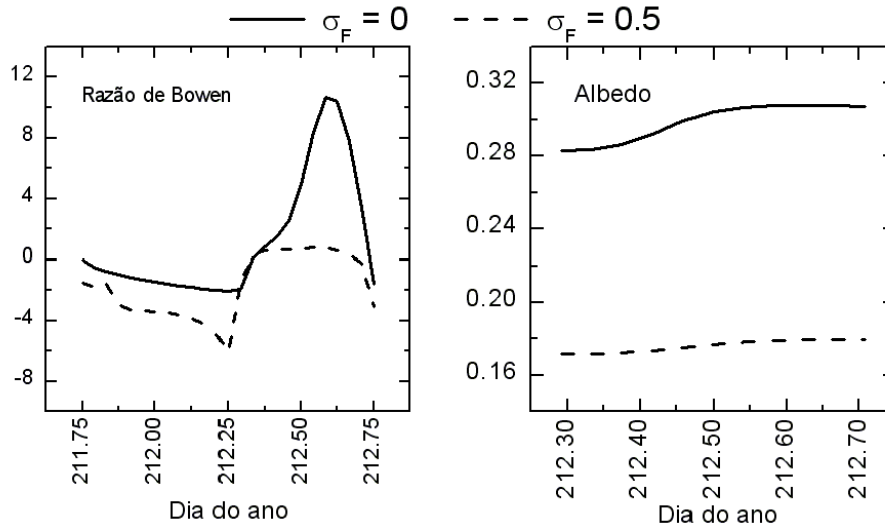


Fig. 2.5: Razão de Bowen e albedo.

### 2.4.3 Efeito sobre o albedo e razão de Bowen

A Fig. 2.5 mostram que a cobertura vegetal é uma fonte importante de umidade e que a razão de Bowen de um solo coberto é menor do que a de um solo nu (note as escalas diferentes). No caso do solo nu  $\beta$  atinge seu pico (10) ocorre por volta do meio-dia. No caso coberto o pico não é bem definido indo aproximadamente das 1000 às 1400 HL e seu valor máximo é bastante inferior (0.7). A cobertura vegetal age no sentido de diminuir o albedo da superfície. Os valores são de 0.30 para  $\sigma_F = 0$  e 0.18 para  $\sigma_F = 0.5$ . Se as todas propriedades da superfície se mantiverem inalteradas durante o ciclo diurno, o albedo será uma função apenas do ângulo zenital. Isso implica que o albedo tenha também um ciclo diurno e que simétrico em relação ao meio-dia. Os ciclos diurnos do albedo mostrados nas Fig. 2.5(b) não se apresentam simétricos em relação ao meio-dia, indicando que as propriedades da superfície sofre alterações ao longo dia. Este fato pode ser atribuído a perda de umidade do solo em função da evaporação. Observe-se que no caso de maior cobertura vegetal a variação diurna do albedo é menor.

## 2.5 *Resumo sobre o papel da vegetação*

Na Seq.2.4 foi constatado que segundo o esquema ISBA a cobertura vegetal desempenha um papel significativo em diversas características da superfície. A cobertura vegetal afeta os principais aspectos da superfície, aerodinâmico, termodinâmico, hidrológico e radiativo (Figs.2.3, 2.4 e 2.5). Em geral, o aumento da cobertura vegetal reduz a intensidade do vento e a temperatura no nível de referência durante todo o ciclo diurno. No caso da temperatura a diferença é bastante significativa durante o período noturno. A umidade é menor no período notou e maior durante o dia (Fig. 2.3). O comportamento das escalas características é, em geral, o oposto daquelas variáveis a que correspondem em função do que foi discutido na Seq.2.4.1, lembrando que a temperatura e a umidade também são descritas como o logaritmo da altura.

O balanço de energia (Fig. 2.4) é sensível à cobertura vegetal porque tanto a razão de Bowen quanto o albedo (Fig. 2.5) são afetados. A redução do albedo faz com que a energia a ser particionada entre as componentes  $G$ ,  $H$  e  $LE$  aumente, ao passo que a redução da razão de Bowen indica que o fluxo de calor latente cresce em relação ao fluxo de calor sensível. Esses resultados auxiliam o entendimento do que ocorre numa superfície urbana. Regiões urbanas muito extensas são caracterizadas por pouca cobertura vegetal e superfícies impermeáveis. Dessa forma a razão de Bowen nas cidades tendem a ser baixa.

### 3. REPRESENTAÇÃO DO DOSSEL URBANO

Neste capítulo é apresentado detalhes do MDU e alguns dos resultados obtidos com ele ainda desacoplado do modelo de turbulência. Algumas simulações utilizam como entradas a radiação solar e de onda longa observadas na plataforma micrometeorológica do IAG a fim de avaliar a resposta do modelo a forçantes reais.

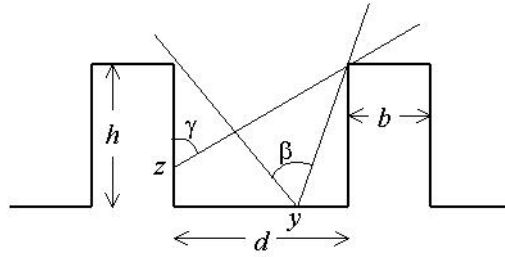
#### 3.1 *Descrição da radiação*

##### 3.1.1 *Fatores de visão*

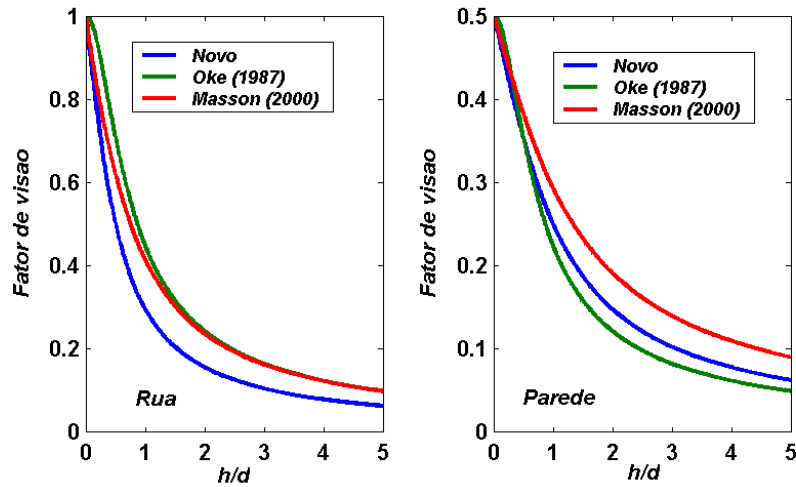
O fator de visão é definido como sendo a razão entre o ângulo sólido subentendido pela superfície irradiadora (céu) e o ângulo sólido pelo qual um dado ponto da rua ou da parede “vê” o céu. Como o cânion é considerado infinito o ângulo sólido em questão pode ser tratado como um ângulo plano. Designando por  $d$  a largura da rua e de  $h$  a altura dos edifícios, são encontradas as seguintes relações para os fatores de visão da rua,  $\Psi_r$ , e da parede,  $\Psi_w$ , nas posições  $y = d/2$  e  $z = 0$  [Fig.3.1(a)]:

$$\Psi_r(y = d/2) = \begin{cases} 1 + \frac{1}{\pi} \arctan\left(\frac{d/h}{1-(d/2h)^2}\right) & \text{para } d > 2h \\ \frac{1}{\pi} \arctan\left(\frac{d/h}{1-(d/2h)^2}\right) & \text{para } d \leq 2h \end{cases} \quad (3.1a)$$

$$\Psi_w(z = 0) = \frac{1}{\pi} \arctan\left(\frac{d}{h}\right) \quad (3.1b)$$



(a)



(b)

Fig. 3.1: (a) Geometria dos fatores de visão para um cânion;  $\beta$  é o ângulo que define o fator de visão do céu para a rua (no ponto  $y$ ) e  $\gamma$  é o ângulo que define o fator de visão do céu para a parede (no ponto  $z$ ). (b) Variação dos fatores de visão em função da razão geométrica ( $h/d$ ).

Há dois casos limites de interesse:  $d/h \rightarrow \infty$  e  $d/h \rightarrow 0$ . No primeiro a rua pode “ver” o céu todo enquanto cada uma das paredes pode “ver” apenas uma metade do

céu. De acordo com Eqs. 3.1a e 3.1b tem-se  $\lim_{d/h \rightarrow \infty} \Psi_r = 1$  e  $\lim_{d/h \rightarrow \infty} \Psi_w = 0.5$ . No segundo caso tanto a rua quanto as paredes não podem “ver” o céu, logo  $\Psi_r = \Psi_w = 0$ . Deve ser observado que para  $d > 2h$  o argumento do arctan na Eq. 3.1a é sempre menor que zero mas cresce com  $d/h$ , de modo que  $n\pi$  é uma solução para qualquer valor inteiro de  $n$ . Entretanto,  $n = 0$  é o único valor compatível com a Eq. 3.1a e com a geometria do problema. Observe-se que o ângulo plano subtendido pelo céu todo é  $\pi$ . A Fig. 3.1(a) mostra de forma esquemática a geometria dos fatores de visão. Na Fig. 3.1(b) é mostrado como o fator de visão aqui definido varia com a razão geométrica  $h/d$  (*aspect ratio*). Existem outras formas para as funções que definem o fator de visão do céu pela rua e pela parede (Oke, 1987; Masson, 2000). Um estudo dos fatores de visão para geometrias mais realísticas é feito por Johnson e Watson (1983).

### 3.1.2 Onda curta

Como foi mencionado, o conjunto de cânions neste modelo é suposto infinito, mas para o cálculo do balanço de energia basta considerar *um* período, isto é, um telhado, duas paredes e uma rua.\*

No balanço de onda curta a altura do Sol determina a intensidade da radiação global. Na realidade a altura do Sol varia com o dia do ano, o que acarreta variações no período de incidência sobre cada superfície. Este fator não foi levado em conta por simplicidade, no entanto na maioria das simulações realizadas o cânion está posicionado na direção norte-sul, e neste caso o período de insolação não varia com as estações do ano e tem-se, então, apenas variações na intensidade.

Seja  $\lambda$  o ângulo zenital e seja  $\lambda_0$  o ângulo limite que determina o completo sombreamento da rua. Conforme mostra a Fig. 3.1(a) isto corre para  $\beta(y = 0) = -\lambda_0$  e  $\beta(y = d) = \lambda_0$ . Em termo das dimensões do cânion tem-se  $\lambda_0 = \arctan(d/h)$ .

---

\* Em todas equações deve ser observada a seguinte convenção: variáveis com sub-índice  $r$  referem-se à rua, com  $w$  indistintamente à parede oeste ou leste, com sub-índice  $ww$  à parede oeste,  $wl$  à parede leste e com sub-índice  $o$  ao telhado.

Desse modo o completo sombreamento da rua é dado por  $|\lambda| > \lambda_0$ . Seja  $\theta$  o ângulo da direção do cânion em relação ao eixo NS. Se  $\theta = 0$  a insolação sobre o cânion será simétrica em relação aos valores positivos ou negativos de  $\lambda$  e além disso  $\lambda_0$  será como descrito acima. Se  $\theta \neq 0$  então o plano que define  $\lambda_0$  estará inclinado em relação a direção NS e seu valor será  $d \sin \theta$ . Se for a irradiância solar global descendente no nível do dossel, o fluxo de radiação descendente sobre a rua, parede oeste e parede leste serão, respectivamente

$$S_r^{dir} = \begin{cases} \chi S_0 (1 - \frac{h}{d} \tan |\lambda| \sin \theta) & \text{para } |\lambda| \leq \lambda_0 \\ 0 & \text{para } |\lambda| > \lambda_0 \end{cases}, \quad (3.2a)$$

$$S_{ww}^{dir} = \begin{cases} \chi \frac{d}{h} S_0 & \text{para } -\frac{\pi}{2} \leq \lambda < -\lambda_0 \\ -\chi S_0 \tan \lambda \sin \theta & \text{para } -\lambda_0 \leq \lambda < 0 \\ 0 & \text{para } 0 \leq \lambda \leq \frac{\pi}{2} \end{cases}, \quad (3.2b)$$

$$S_{we}^{dir} = \begin{cases} 0 & \text{para } -\frac{\pi}{2} < \lambda < 0 \\ \chi S_0 \tan \lambda \sin \theta & \text{para } 0 < \lambda < \lambda_0 \\ \chi \frac{d}{h} S_0 & \text{para } \lambda_0, \lambda < \frac{\pi}{2} \end{cases}, \quad (3.2c)$$

A irradiância global sobre telhado é simplesmente

$$S_o^{dir} = \chi S_0. \quad (3.3)$$

$\chi$  é a fração de radiação direta em relação à global. Note-se que  $d S_r^{dir} + h(S_{ww}^{dir} + S_{we}^{dir}) = d \chi S_0$  como é requerido pela conservação da energia. No início do desenvolvimento do modelo havia sido escolhido  $\chi = 0.85$  como representativo de dias de céu claro. Embora esta fração tenha sido considerada constante, resultados de Kondo et al.(2001) obtidos por simulação de Monte Carlo mostram que a razão direta/difusa varia harmonicamente, tendo amplitude igual a 8 e período de 14 h em dias de verão com céu claro:

$$\frac{S_{dir}}{S_{dif}} = 4[1 + \cos(12\lambda/7)]. \quad (3.4)$$

Entretanto a comportamento de  $\chi$  ( $= \frac{1}{1+S_{dif}/S_{dir}}$ ) com tempo calculado a partir desse resultado apresenta um platô no período de 0900 a 1500 HL, variando somente de 0.83 a 0.89 (Fig.3.2). Tendo em vista que esse é o período de maior insolação, o valor de 0.85 para  $\chi$  parece ter sido bastante adequado. Todos os resultados apresentados neste capítulo utilizam a fórmula 3.4.

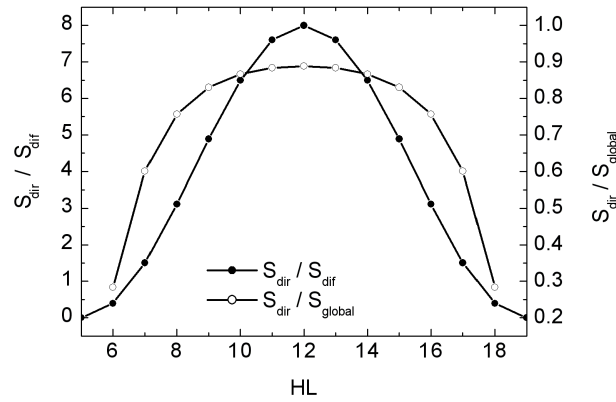


Fig. 3.2: Eixo esquerdo. Comportamento da razão  $S_{dir}/S_{dif}$  de acordo com Kondo et al. (2001). Eixo direito. Fração da radiação de onda curta direta em relação a global.

A radiação difusa incidente sobre as superfícies do cânion depende dos fatores de visão de cada superfície. Supondo que ainda seja isotrópica no interior do cânion, tem-se

$$S_r^{dif} = (1 - \chi)\Psi_r S_0, \quad (3.5a)$$

$$S_w^{dif} = (1 - \chi)\Psi_w S_0, \quad (3.5b)$$

$$S_o^{dif} = (1 - \chi)S_0. \quad (3.5c)$$

A radiação solar  $S_i^*$  absorvida por cada uma das superfícies  $i$  é calculada considerando o problema geométrico de um número infinito de reflexões. As irradiâncias solares absorvida pela rua, paredes e telhado são respectivamente



$$S_r^* = (1 - \alpha_r)[S_r^{dir} + S_r^{dif} + (1 - \Psi_r)M_r] \quad (3.6a)$$

$$S_{ww}^* = (1 - \alpha_w)[S_{ww}^{dir} + S_r^{dif} + \Psi_w M_r + (1 - 2\Psi_w)M_{ww}] \quad (3.6b)$$

$$S_o^* = (1 - \alpha_o)[S_o^{dir} + S_o^{dif}]. \quad (3.6c)$$

Os fatores  $M_r$  e  $M_w$  são devido às multi-reflexões e dependem dos albedos e dos fatores de visão de cada superfície (rua e paredes). As reflexões são consideradas isotrópicas. Após algum cálculo (Masson, 2000: apêndice A) chega-se a:

$$M_r = \frac{R_r(0) + \alpha_r(1 - \Psi_r)(\Psi_w \alpha_w R_r(0) + R_{ww}(0))}{1 - \alpha_w(1 - 2\Psi_w) + \alpha_r \alpha_w(1 - \Psi_r)\Psi_w} \quad (3.7a)$$

$$M_{ww} = \frac{\Psi_w \alpha_w R_r(0) + R_{ww}(0)}{1 - \alpha_w(1 - 2\Psi_w) + \alpha_r \alpha_w(1 - \Psi_r)\Psi_w}, \quad (3.7b)$$

sendo  $R_r(0) = \alpha_r(S_r^{dir} + S_r^{dif})$  e  $R_{ww}(0) = \alpha_w(S_{ww}^{dir} + S_w^{dif})$  a primeira reflexão da radiação provinda do céu por cada uma das superfícies, rua e parede oeste respectivamente. O cálculo do saldo de radiação de onda curta sobre a parede leste ( $S_{we}^*$ ) é similar ao da Eq.3.6b.

### 3.1.3 Onda longa

Os termos do balanço de onda longa sobre a rua e as paredes do cânion são descritos levando em conta as interações entre eles. Apenas uma reflexão em cada superfície (rua ou parede) é considerada. A radiação de onda longa absorvida pela rua é

$$\begin{aligned} OL_r^* &= \epsilon_r \Psi_r OL \downarrow - \epsilon_r \sigma T_r^4 + \epsilon_r \epsilon_w (1 - \Psi_r) \sigma (T_{ww}^4 + T_{we}^4) / 2 \\ &+ \epsilon_r (1 - \epsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w OL \downarrow + \epsilon_r \epsilon_w (1 - \epsilon_w) (1 - \Psi_r) (1 - 2\Psi_w) \sigma (T_{ww}^4 + T_{we}^4) / 2 \\ &+ \epsilon_r (1 - \epsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w \epsilon_r \sigma T_r^4. \end{aligned} \quad (3.8)$$

Na equação acima, o fator de visão com que a rua “vê” uma das paredes é  $\frac{1-\Psi_r}{2}$ . Poder-se-ia pensar que, como as paredes são idênticas tanto na medida da área quanto na emissividade, o valor médio da radiação de onda longa se reduziria à média aritmética da quarta potência das temperaturas, como pode sugerir o fator  $(T_{ww}^4 + T_{we}^4)/2$ . Essa interpretação não é correta porque ambas as paredes contribuiriam com  $\epsilon_w(1 - \Psi_r)\sigma T_w^4$  resultando numa soma e não numa média. Em relação à parede oeste do cânion o saldo de radiação onda longa é

$$\begin{aligned}
OL_{ww}^* &= \epsilon_w \Psi_w OL \downarrow - \epsilon_w \sigma T_{ww}^4 + \epsilon_r \epsilon_w \Psi_w \sigma T_r^4 \\
&+ \epsilon_w^2 (1 - 2\Psi_w) \sigma T_{we}^4 + \epsilon_w (1 - \epsilon_r) \Psi_w \Psi_r OL \downarrow \\
&+ \epsilon_w (1 - \epsilon_w) \Psi_w (1 - 2\Psi_w) OL \downarrow + \epsilon_w^2 (1 - \epsilon_w) (1 - 2\Psi_w)^2 \sigma T_{ww}^4 \\
&+ \epsilon_w^2 (1 - \epsilon_r) \Psi_w (1 - \Psi_r) \sigma T_{we}^4 + \epsilon_w \epsilon_r (1 - \epsilon_w) \Psi_w (1 - 2\Psi_w) \sigma T_r^4.
\end{aligned} \tag{3.9}$$

Esse resultado também é o que se obtém no caso da parede leste, bastando trocar os sub-índices  $ww$  por  $we$  e vice-versa. O balanço de onda longa sobre o telhado é bastante mais simples:

$$OL_o^* = \epsilon_o OL \downarrow - \epsilon_o \sigma T_o^4. \tag{3.10}$$

em que  $OL \downarrow$  é a radiação de onda longa descendente emitida pela atmosfera e é representada pela fórmula de Brunt (1932)

$$OL \downarrow = (0.52 + 0.065\sqrt{e_0}) \sigma T_{ar}^4. \tag{3.11}$$

em que  $e_0$  é a pressão de vapor em hPa. É importante observar que a Eq. 3.11 foi calibrada para dias de céu claro. Na Seç. 4.1.3 a implicação disso será discutida.

Os termos da Eq. 3.8 representam [Fig. 3.3(a)] a origem da radiação envolvida no balanço: (1) provinda diretamente da atmosfera; (2) emitida pela rua; (3) emitida pelas paredes e atinge a rua; (4) provinda atmosfera, refletida pela parede e incidente sobre a rua; (5) emitida da parede oeste (leste), refletida pela leste (oeste) e incidente

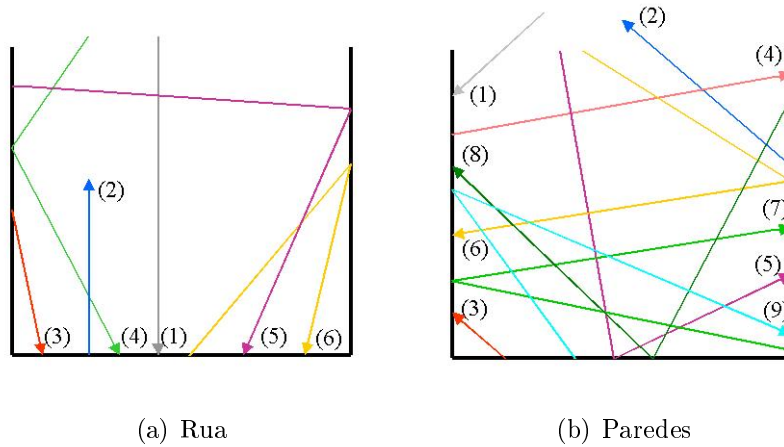


Fig. 3.3: Esquema da interação da radiação de onda longa com as superfícies sólidas no interior do cânion. Os números entre parênteses correspondem aos da descrição de cada termo.

sobre a rua; (6) emitida pela rua, refletida pelas paredes e incidente sobre a rua novamente. Os termos da Eq. 3.9 representam [Fig. 3.3(b)]: (1) radiação provinda diretamente da atmosfera; (2) radiação emitida pela parede; (3) radiação emitida pela rua e absorvida pelas paredes; (4) radiação emitida pela parede 1 e absorvida pela 2; (5) radiação provinda da atmosfera, refletida pela rua e absorvida pela parede; (6) radiação provinda da atmosfera, refletida na parede 1 e absorvida pela 2; (7)  $(1 - \epsilon_w) \times$  o termo (4), i.e., radiação emitida pela parede 1, refletida pela parede 2 e absorvida pela parede 1; (8) radiação emitida pela parede 1, refletida pela rua e absorvida pela parede 2; (9) radiação emitida pela rua, refletida pela parede 1 e absorvida pela parede 2.

O tratamento do fluxo de radiação, e também dos fluxos de calor, considerando as paredes em conjunto e não separadamente, como feito acima, simplifica ligeiramente as equações. Entretanto essas duas formas de tratamento não conduzem aos mesmos resultados. A Fig.3.4 mostra os valores do fluxo de radiação de onda curta para os dois tipos de tratamento descritos. No cálculo desses fluxos a direção,  $\theta$ , do cânion foi variada de  $0^\circ$  a  $90^\circ$  em relação a direção NS. O valor médio sobre  $\theta$  também foi considerado. A linha contínua representa o saldo radiação de onda curta como é calculado no TEB de Masson (2000) e a linha tracejada como é calculado no

MDU. A diferença (TEB – MDU) máxima varia de  $16 \text{ W/m}^2$  ( $\theta = 0^\circ$ ) até  $60 \text{ W/m}^2$  ( $\theta = 90^\circ$ ). A média sobre  $\theta$  é de aproximadamente  $40 \text{ W/m}^2$ . Tal diferença pode gerar grande viés na estimativa dos fluxos de calor em geral e, particularmente, no fluxo de calor antropogênico, cuja modelagem está menos ligada a processos físicos. No Cap. 4 serão apresentadas algumas estimativas do fluxo de calor antropogênico para a RMSP, mostrando que eles não passam de cerca de  $80 \text{ W/m}^2$ .

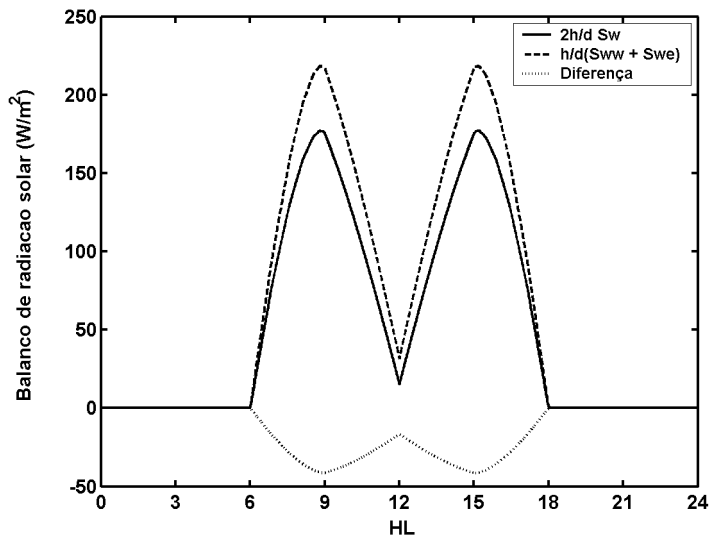


Fig. 3.4: Balanço de radiação solar (direta + difusa) obtidos ao considerar as paredes em conjunto (linha contínua) e em separado (linha tracejada) diferem significativamente. A diferença no saldo sobre as paredes do cânion é mostrada na linha pontilhada. As maiores diferenças ocorrem nos horários de maior insolação (0900 e 1500 HL). Esses valores correspondem a uma orientação não preferencial do cânion.

### 3.2 Fluxo de calor armazenado nas superfícies sólidas.

A formulação do fluxo de calor nas superfícies sólidas é baseada na Lei de Fourier,  $\mathbf{H} = -k\nabla T$ , e na conservação da energia,  $C\frac{\partial T}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{H}$ ,  $k$  é a condutividade térmica da superfície e  $C$  sua capacidade térmica. No caso de superfícies homogêneas pode-se fazer a substituição  $\nabla \rightarrow \partial/\partial n$ , onde  $n$  varia na direção normal à superfície. A rigor, este certamente não é o caso em duas situações: próximo à base do edifício e próximo ao topo. Entretanto a diferença entre a temperatura da parede

e a rua (base) e entre a parede e o telhado (topo) não são grandes os suficientes para causar preocupação com fluxos longitudinais. Além disso, essa consideração acarretaria correções insignificantes nos fluxos e nas temperaturas das superfícies às custas grandes complicações na modelagem da superfície. Desse modo, cada superfície isoladamente é considerada homogênea.

A Fig. 3.5 mostra como as superfícies sólidas são representadas. Elas são divididas em duas camadas tendo cada uma as mesmas propriedades térmicas. A expressão para a temperatura é idêntica para todas as superfícies:

$$T_{*1}^{k+1} = T_{*1}^k + \frac{G_{*1}^k - G_{*2}^k}{C_{*1}d_{*1}}\Delta t, \quad (3.12)$$

em que  $*$  representa qualquer um dos índices  $r$ ,  $ww$ ,  $we$  ou  $o$ . Por outro lado, o fluxo de calor que entra na rua difere dos demais porque na camada mais interna é imposta a condição de fluxo zero:

$$G_{r1} = R_{nr} - H_r - LE_r, \quad (3.13a)$$

$$G_{r2} = k_{r12} \frac{T_{r1} - T_{r2}}{d_{r12}}, \quad (3.13b)$$

$$G_{r3} = 0, \quad (3.13c)$$

$$G_* = R_{n*} - H_* - LE_*, \quad (3.13d)$$

$$G_{*2} = k_{*12} \frac{T_{*1} - T_{*2}}{d_{*12}}, \quad (3.13e)$$

$$G_{*3} = k_{*2} \frac{T_{*2} - T_{in}}{d_{*2}/2}. \quad (3.13f)$$

Aqui  $*$  representa  $ww$ ,  $we$  ou  $o$ ;  $T_{in}$  é a temperatura interna dos edifícios. Para a camada 2, o fluxo é determinado tanto pela condutividade da camada 1 quanto da 2, uma vez que os fluxos são calculados no ponto médio das interfaces. Desse modo é utilizado o valor médio  $k_{*12} = \frac{d_1+d_2}{d_1/k_{*1}+d_2/k_{*2}}$ ;  $d_{12}$  é a espessura média das camadas 1 e 2.

Diferentemente de Masson (2000) aqui são utilizadas apenas duas camadas. A comparação entre simulações feitas com o modelo atual apresentado aqui e com

uma versão antiga, que utilizava três camadas, mostrou que uma terceira camada não afetava praticamente os fluxos de calor, desde que a espessura da segunda fosse aumentada.

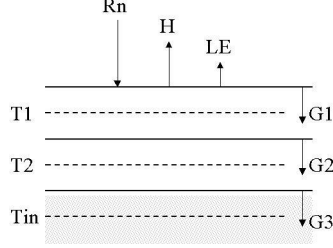


Fig. 3.5: Esquema numérico para fluxo e temperatura das superfícies sólidas. Os fluxos são calculados na interface entre as camadas e as temperaturas no ponto médio entre as interfaces.

### 3.3 Fluxos turbulentos

Os processos turbulentos de troca entre atmosfera e o dossel segue métodos clássicos utilizados para superfícies planas e serão considerados válidos para descreverem fluxos num cânion. Os fluxos turbulentos de calor sensível relativos a rua, paredes e telhado escrevem-se

$$H_* = \rho c_p C_{H1} U_{can} (T_* - T_{can}), \quad (3.14a)$$

$$H_o = \rho c_p C_{H2} U_{ar} (T_o - T_{ar}), \quad (3.14b)$$

onde  $*$  =  $r$ ,  $ww$ ,  $we$ . Os fluxos de calor latente têm forma similar:

$$LE_r = \rho L_v C_{E1} U_{can} (q_r - q_{can}), \quad (3.15a)$$

$$LE_{ww} = LE_{we} = 0, \quad (3.15b)$$

$$LE_o = \rho L_v C_{E2} U_{ar} (q_o - q_{ar}). \quad (3.15c)$$

A densidade do ar no interior do cânion é calculada em função de sua temperatura  $\rho = \frac{p_s}{R_d T_{can}}$ , e  $p_s$  é a pressão atmosférica;  $q_r$  e  $q_o$  são estimados com base na umidade de saturação do ar à temperatura  $T_r$  e  $T_o$ , respectivamente. Entretanto o ar sobrejacente à rua e ao telhado dificilmente permanece o tempo todo saturado, devendo a umidade específica cair com o tempo até eventualmente tornar-se nula. Dessa forma, se fosse utilizada uma fórmula do tipo  $q = q_{sat}(p_s, T)$  os fluxos de calor latentes seriam superestimados. A forma fisicamente correta de contornar este problema é estabelecer a evolução temporal não apenas da umidade específica mas também do reservatório de água. Em vez disso, por simplicidade, preferiu-se parametrizar a umidade específica por meio de uma constante de proporcionalidade:

$$q_* = f q_{sat}(p_s, T_*), \quad (3.16)$$

em que  $*$  =  $r$ ,  $o$  e  $f$  é um número entre 0 e 1, sendo 0.1 o valor ad hoc escolhido.  $U_{can}$  é a velocidade efetiva do ar no interior do cânion (Seç. 3.3.3);  $C_H$  e  $C_E$  são os coeficientes de troca turbulenta, também chamados de número de Stanton e número de Dalton, respectivamente. As Eqs. 3.14 e 3.15 são descrições clássicas para o transporte turbulento do calor sensível e latente entre uma superfície plana sólida e o ar adjacente. Masson (2000), por outro lado, seguindo a sugestão de Rowley et al. (1930) e Mills (1993), utiliza uma expressão diferente da clássica ( $RES = 1/C_H U_{can}$ ) para calcular a resistência aerodinâmica adjacente à rua e às paredes:

$$RES_r = RES_w = 1/(11.8 + 4.2\sqrt{U_{can}^2 + W_{can}^2}), \quad (3.17)$$

sendo  $W_{can}$  estimado como  $u_*$  aproximadamente. A relação 3.17 foi obtida por meio de estudos em túnel de vento e in situ, mas leva a fluxos irrealisticamente altos mesmo em condições desfavoráveis à produção de turbulência. Por exemplo, se  $U_{can} = 1$  m/s e  $W_{can} = 0.5$  m/s encontra-se  $1/RES \approx 16.5$  m/s. Se a diferença de temperatura for de 0.5 K o fluxo de calor sensível será  $1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1} \times 1.2 \text{ kg m}^{-3} \times 0.5 \text{ K} \times 16.5 \text{ m s}^{-1} \sim 10 \text{ kW m}^{-2}$ . A relação prescrita pela Eq. 3.17 poderia

talvez ser utilizada com outras constantes, mas isso não foi avaliado neste trabalho. A forma de calcular os coeficientes de troca é discutida na Seç.3.3.4.

### 3.3.1 Composição dos fluxos efetivos

Como visto no capítulo anterior o modelo de turbulência empregado neste estudo é unidimensional. Desse modo, seu acoplamento com um modelo de superfície urbana exige que as entradas devam representar valores efetivos dos fluxos. Mesmo no acoplamento de um modelo atmosférico de meso-escala, que tipicamente tem resolução  $\gtrsim 1$  km, o que importa são os fluxos que sejam representativos de todo o dossel contido num ponto de grade. Uma composição dos fluxos que represente todo o dossel deve levar em conta a área de cada superfície. Tendo em vista que a dimensão longitudinal é infinita,  $d$ ,  $h$  e  $b$  podem ser interpretados como áreas. Os fluxos de cada superfície contribuirão de forma parcial para o fluxo efetivo do dossel. A composição dessas contribuições é dada por

$$H = \frac{d H_{can} + b H_o}{d + b}, \quad (3.18a)$$

$$LE = \frac{d LE_{can} + b LE_o}{d + b}, \quad (3.18b)$$

$$H_{can} = H_r + \frac{h}{d}(H_{ww} + H_{we}), \quad (3.18c)$$

$$LE_{can} = LE_r. \quad (3.18d)$$

O esquema geral de interação cânion-dossel e dossel-atmosfera é mostrado nas Figs. 3.6 e 3.7, respectivamente, e serve para mostrar a razão da forma das Eqs.3.18.

### 3.3.2 Temperatura e umidade no cânion

O cálculo da temperatura (umidade) interna ao cânion se assemelha a uma média ponderada da temperatura (umidade) de cada superfície interna ao cânion e da



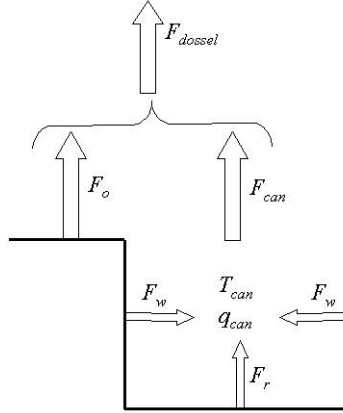


Fig. 3.6: Composição dos fluxos de calor sensível e latente (representados por  $F$ ).

temperatura (umidade) da atmosfera no topo do dossel. O cálculo é feito diagnosticamente, e a ponderação leva em conta a área e a resistência aerodinâmica relativa a cada superfície:

$$T_{can} = \frac{[T_r + \frac{h}{d}(T_{ww} + T_{we})] + \frac{C_{H2}U_{ar}}{C_{H1}U_{can}}T_{ar}}{1 + \frac{2h}{d} + \frac{C_{H2}U_{ar}}{C_{H1}U_{can}}}, \quad (3.19)$$

$$q_{can} = \frac{q_r + \frac{C_{E2}U_{ar}}{C_{E1}U_{can}}q_{ar}}{1 + \frac{C_{E2}U_{ar}}{C_{E1}U_{can}}}. \quad (3.20)$$

Na realidade as equações acima são obtidas supondo que a cada passo de tempo os fluxos no interior do cânion estejam em *quase equilíbrio*,<sup>†</sup> de forma que a divergência da soma de todos o fluxos seja nula. A diferença entre  $C_{*1}$  e  $C_{*2}$  é explicada na Seç.3.3.4.

### 3.3.3 Descrição do vento e dos coeficientes de troca no interior do cânion

Na primeira parte da Seç. 3.3 foi feita referência a velocidade do vento no interior do cânion  $U_{can}$ . Esta é calculada em função de velocidade do vento no nível de

<sup>†</sup> A condição de quase equilíbrio é definida como aquela em que a escala de tempo,  $\tau_f$ , da variação das forçantes é muito maior do que o tempo de resposta,  $\tau_e$ , do escoamento turbulento, de modo que no passo de tempo  $\Delta t$  tem-se  $\tau_e \ll \Delta t < \tau_f$  e o escoamento possa ser considerado em equilíbrio com a forçante. Embora  $\Delta t$  possa ser maior que  $\tau_f$  é conveniente que a relação acima seja satisfeita.

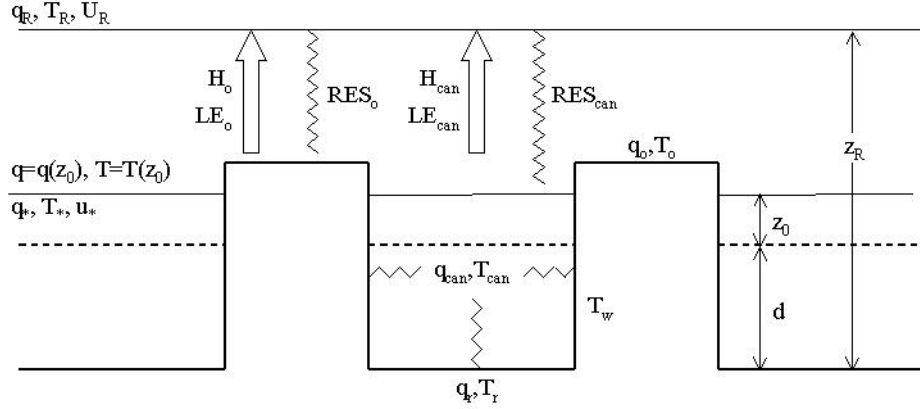


Fig. 3.7: Esquema de interação atmosfera-dossel. As variáveis que alimentam o MFSO são as escalas características  $u_*$ ,  $T_*$ ,  $q_*$  e  $T(z = z_0)$  e  $q(z = z_0)$ . As entradas para o MDU são  $U(z = z_R)$ ,  $T(z = z_R)$  e  $q(z = z_R)$ , sendo  $z_R$  o nível de referência ( $2h$ ).  $RES_o$  e  $RES_{can}$  representam as resistências aerodinâmicas para o fluxo provindo do telhado e para o fluxo provindo do cânion respectivamente.

referência, que deve ser um valor de entrada do MDU.

Se os cânions tiverem orientações uniformemente distribuídas, a direção do vento real não será relevante para o conjunto de cânions. No sistema de coordenadas de cada cânion o vento sopra segundo a direção  $\theta$  em relação à longitudinal, e seu valor médio é

$$\langle |\mathbf{U}_{ar}| \rangle = U_{ar} \langle |\cos \theta| \rangle = \frac{2}{\pi} U_{ar}, \quad (3.21)$$

O próximo passo é calcular  $U_{top}$  a partir do perfil logarítmico de velocidade válido para sub-camada superficial, cuja base é suposta atingir a altura do dossel. Essa suposição é questionável no caso de um dossel real uma vez que a sub-camada superficial deve estar livre de qualquer influência governada por escalas de comprimento da superfície (Raupach et al., 1980; Cheng & Castro, 2002). Entretanto para um conjunto de cânions regularmente espaçados e com a mesma altura ela é válida. Dividindo-se, então,  $U_{top}$  por  $U_{ar}$ , obtém-se

$$U_{top} = \frac{2}{\pi} \frac{\ln\left(\frac{h/3}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{\Delta z + h/3}{z_0}\right)} U_{ar}. \quad (3.22)$$

Para calcular  $U_{can}$  (Fig. 3.8) é proposto um perfil de velocidade dentro do cânion. Da mesma forma como é feito em dosséis de vegetação, supõe-se um perfil exponencial, tal que  $U_{can} = U_{top} \exp(-N/2)$ , e  $N$  é uma função das características do dossel, tais como comprimento de rugosidade, densidade de rugosidade, geometria, etc. Estudos de Rotach (1995) e Arya (1988) permitem propor  $N = 0.5h/d$ , o que resulta

$$U_{can} = \frac{2}{\pi} \exp\left(-\frac{h}{4d}\right) \frac{\ln\left(\frac{h/3}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{\Delta z + h/3}{z_0}\right)} U_{ar}. \quad (3.23)$$

A relação entre  $z_0$  e  $d_0$  e a altura média do dossel  $h$  dependem da densidade de rugosidade do dossel, que pode ser expressa de diferentes formas (Raupach et al., 1991; Britter & Hanna, 2003; Kastner-Klein & Rotach, 2004). A densidade de rugosidade no caso do MDU poderia ser representada pela razão  $h/d$ . Entretanto este aspecto ainda não está implementado no presente modelo.

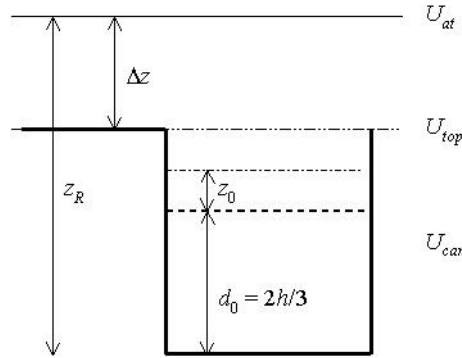


Fig. 3.8: Alturas utilizadas para calcular  $U_{top}$  e  $U_{can}$ .

### 3.3.4 Coeficientes de troca turbulenta

Próximo à superfície deve-se utilizar formas integradas para calcular os fluxos (Eqs. 3.14 e 3.15). Os coeficientes de troca turbulenta,  $C_D$ ,  $C_H$  e  $C_E$  são calculados por meio da função (Arya, 1988; Garratt, 1994; Mascart, 1995)

$$\frac{k^2}{\left[\ln\left(\frac{z-d_0}{z_0}\right) - \Psi_M\right] \left[\ln\left(\frac{z-d_0}{z_*}\right) - \Psi_*\right]} \quad (3.24)$$

em que

$$\Psi_M = \begin{cases} \ln\left[\frac{1}{8}(1 + \phi_M^{-2})(1 + \phi_M^{-1})^2\right] - 2 \arctan(\phi_M^{-1}) + \frac{\pi}{2} & \text{para } -2 < \zeta \leq 0 \\ -4.7\zeta & \text{para } 0 \leq \zeta < 2, \end{cases} \quad (3.25)$$

$$\Psi_* = \begin{cases} 2 \ln\left(\frac{1+\phi_*^{-1}}{2}\right) & \text{para } -2 < \zeta \leq 0 \\ -4.7\zeta & \text{para } 0 \leq \zeta < 2, \end{cases} \quad (3.26)$$

$$\phi_M = \begin{cases} (1 - 15\zeta)^{-1/4} & \text{para } -2 < \zeta \leq 0 \\ 1 + 4.7\zeta & \text{para } 0 \leq \zeta < 2, \end{cases} \quad (3.27)$$

e

$$\phi_* = \begin{cases} Pr_t(1 - 9\zeta)^{-1/2} & \text{para } -2 < \zeta \leq 0 \\ Pr_t + 4.7\zeta & \text{para } 0 \leq \zeta < 2. \end{cases} \quad (3.28)$$

O subíndice \* refere-se ao calor sensível ou latente,  $\zeta = z/L$  é o parâmetro de estabilidade,  $\phi$  é o gradiente adimensional,  $\Psi$  é a correção de estabilidade e  $Pr_t = 0.74$  é o número de Prandtl turbulento. Os coeficientes utilizados bem como o intervalo para o qual eles foram estabelecidos ( $-2 \leq \zeta \leq 2$ ) seguem Businger et al. (1971). Esse intervalo de estabilidade restringe os valores que o comprimento de Monin-Obukhov,  $L$ , pode assumir. Definindo  $z_R$  a altura do nível de referência, para condições muito estáveis ( $\zeta > 2$ ),  $L$  é fixado no valor  $0.5 z_R$  e para condições muito convectivas ( $\zeta < -2$ ) tem-se  $L = -0.5 z_R$ . A Fig. 3.9 mostra o comportamento dos coeficientes de troca em função do parâmetro de estabilidade. Os comprimentos de rugosidade para o momento e para os escalares foram supostos iguais por simplicidade.

Embora os coeficientes de troca de calor sensível e latente sejam definidos pela mesma relação no interior e na parte externa do cânion, há uma distinção entre eles em relação às escalas de comprimento  $z_0(z)$  e  $d_0(z)$  utilizadas, que no interior do cânion  $z = d/2$  e na parte externa  $z = z_R$ . Deve ser observado que todos estes resultados empíricos foram estabelecidos para superfícies planas e homogêneas,

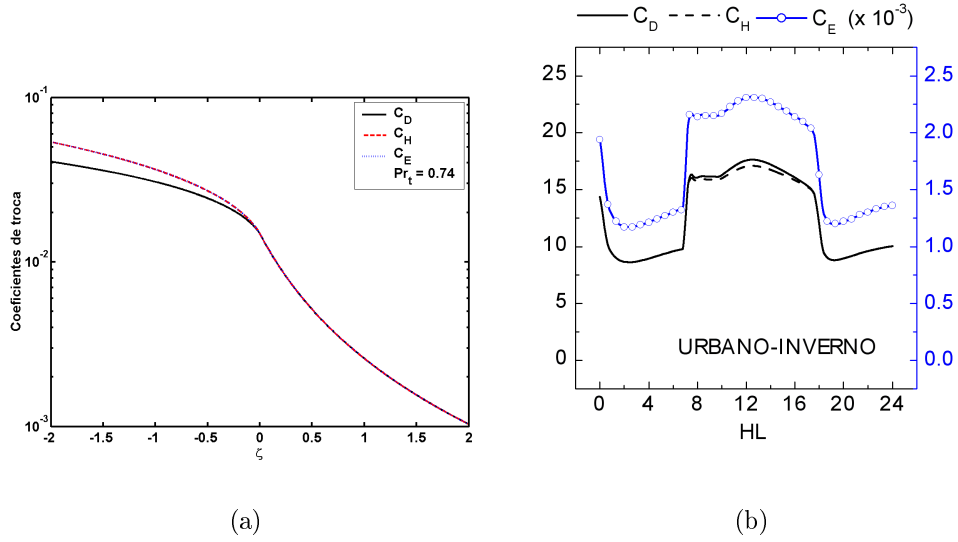


Fig. 3.9: Coeficientes de troca turbulento. (a) em função do parâmetro de estabilidade. Foi suposto que todos os comprimentos de rugosidade fossem iguais ( $z_0 = z_T = z_q$ ) tal que  $C_H$  coincida com  $C_E$  em todo o intervalo de estabilidade considerado. No caso estável as três curvas são idênticas como requerido pela Eqs. 3.25 e 3.26. O parâmetro  $Pr_t$  é o número de Prandtl turbulento. (b) Ciclo diurno para a estação de inverno.

portanto, o que é feito neste modelo é uma extrapolação daqueles resultados. A quantidade de fórmulas e intervalos de valores para os coeficientes é extensa (e.g. Sorbjan, 1989) e a determinação de quais fórmulas e coeficientes melhor descrevem o dossel urbano costuma ser feita por tentativa e erro.

Alguns testes preliminares indicaram que o fluxo de calor latente era demasiado alto quando a função 3.24 era utilizada. Numa série de experimentos usando túnel de vento, sob a condição de estabilidade neutra, Barlow et al. (2004) mostraram que o coeficiente de troca para o naftaleno é de cerca de 0.002, i.e., quase 10 vezes menor do que o previsto pela fórmula 3.24. Do ponto de vista da difusão *turbulenta* o naftaleno é um escalar tal como a umidade. Portanto é razoável supor que o coeficiente de troca da umidade seja próximo ao do naftaleno e assumamos a forma  $0.002 C_E(L)/C_{EN}$ , em que  $C_{EN}$  é o valor calculado para a atmosfera sob condição de neutralidade ( $L = \pm\infty$ ). Na Fig. 3.9(b) pode ser visto o ciclo diurno de  $C_D$ ,  $C_H$  e  $C_E$ .

## 3.4 Acoplamento como o MFSO

### 3.4.1 Entradas

As propriedades da atmosfera que são utilizadas como entrada no MDU são calculadas no nível de referência. As entradas são:

- temperatura do ar,  $T_{ar}$ ;
- umidade específica do ar,  $q_{ar}$ ;
- velocidade do vento,  $U_{ar}$ .
- $OC \downarrow$  e  $OL \downarrow$ .

### 3.4.2 Saídas

A interação entre a atmosfera e os dosséis rural e urbano é realizada por meio das escalas características médias  $u_{*m}$ ,  $T_{*m}$  e  $q_{*m}$ , as quais são calculadas em função dos fluxos médios da combinação rural + urbano:

$$F_{\text{média}} = A F_{\text{urbano}} + (1 - A) F_{\text{rural}} \quad (3.29)$$

em que  $F$  representa qualquer um dos fluxos  $R_N$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $LE$  ou  $\rho u_*^2$  e  $A$  é a fração de área urbana em relação a total ( $0 \leq A \leq 1$ ). Com esse método de cálculo as simulações não ficam restritas a uma especificação homogênea no uso do solo, podendo incorporar concomitantemente uma área rural e urbana.

## 3.5 Avaliação do modelo urbano

Os resultados apresentados nesta seção referem-se ao MDU desacoplado do modelo de turbulência. Para fazer uma avaliação qualitativa, as forçantes  $OC \downarrow$ ,  $T_{ar}$ ,  $q_{ar}$  e  $U_{ar}$  assumem um forma senoidal em função da hora local. Do ponto de vista quantitativo pode-se encontrar, portanto, diferenças entre os resultados apresentados nesta seção e aqueles do Cap. 4, no qual o MDU foi rodado acoplado com a atmosfera, que é

governada pelo modelo de turbulência. Na Seq.3.5.4 é analisado um caso mais real no qual o MDU é forçado com dados observados.

### 3.5.1 *Balanco de radiação de onda curta*

As Figs. 3.10(a), 3.10(b) e 3.10(c) mostram o comportamento da radiação líquida de onda curta para três situações simuladas: (a) conjunto de cânions orientados na direção NS, (b) conjunto de cânions orientados na direção EW e (c) conjunto de cânions com distribuição uniforme de orientações.

O caso da orientação NS é marcado por picos em horários determinados, a saber: 0900, 1200 e 1500 HL. Há também mudanças abruptas em 0600 e 1800 HL. Essas mudanças bem como os picos são devido a descontinuidade da derivada em relação ao tempo da radiação de onda curta que atinge a rua e as paredes. As 0600 HL ocorre a primeira descontinuidade quando o Sol nasce. Neste ponto a taxa de variação de  $OC(t)$  passa de zero para um valor máximo. As 0900 HL a rua passa a receber a radiação solar direta, enquanto que a parede a oeste (1) passa a estar totalmente sobre a insolação. Ao meio dia, a taxa de insolação sobre a rua é máxima em valor absoluto, sendo positiva antes do meio-dia e negativa após. Por esta razão surge o pico da  $OC$  sobre a rua.

Um fato importante que deve ser observado é que a contribuição das paredes para o balanço de radiação do cânion deve levar em conta a radiação difusa que se origina do próprio céu e também das multi-reflexões dentro do cânion. Assim, a radiação de onda curta absorvida pela parede 1 é dada pela curva “Parede-1” mas a contribuição das duas paredes para o cânion é dada pela curva “Paredes-1+2”.

No caso da orientação EW a evolução temporal é suave [Fig. 3.10(b)]. Note-se que a  $OC$  sobre as paredes é a mesma tanto para a parede 1 quanto para a parede 2, e que se trata da radiação difusa provinda do céu e das multi-reflexões no cânion. A Fig. 3.10(c) mostra a radiação líquida de onda curta para rua e paredes de um dossel com cânions em nove orientações:  $0^\circ$ ,  $11.25^\circ$ ,  $22.5^\circ$ ,  $33.75^\circ$ ,  $45^\circ$ ,  $56.25^\circ$ ,  $67.5^\circ$ ,  $78.75^\circ$ ,

90°. Nesse caso a parede 1 representa aquela que recebe a radiação solar direta ao nascer do Sol. Pode ser observado que em todos esses casos a radiação efetiva do cânion ao meio-dia é a mesma independente da configuração do cânion. Este fato mostra que a forma como é feita a composição dos fluxos radiativos é coerente.

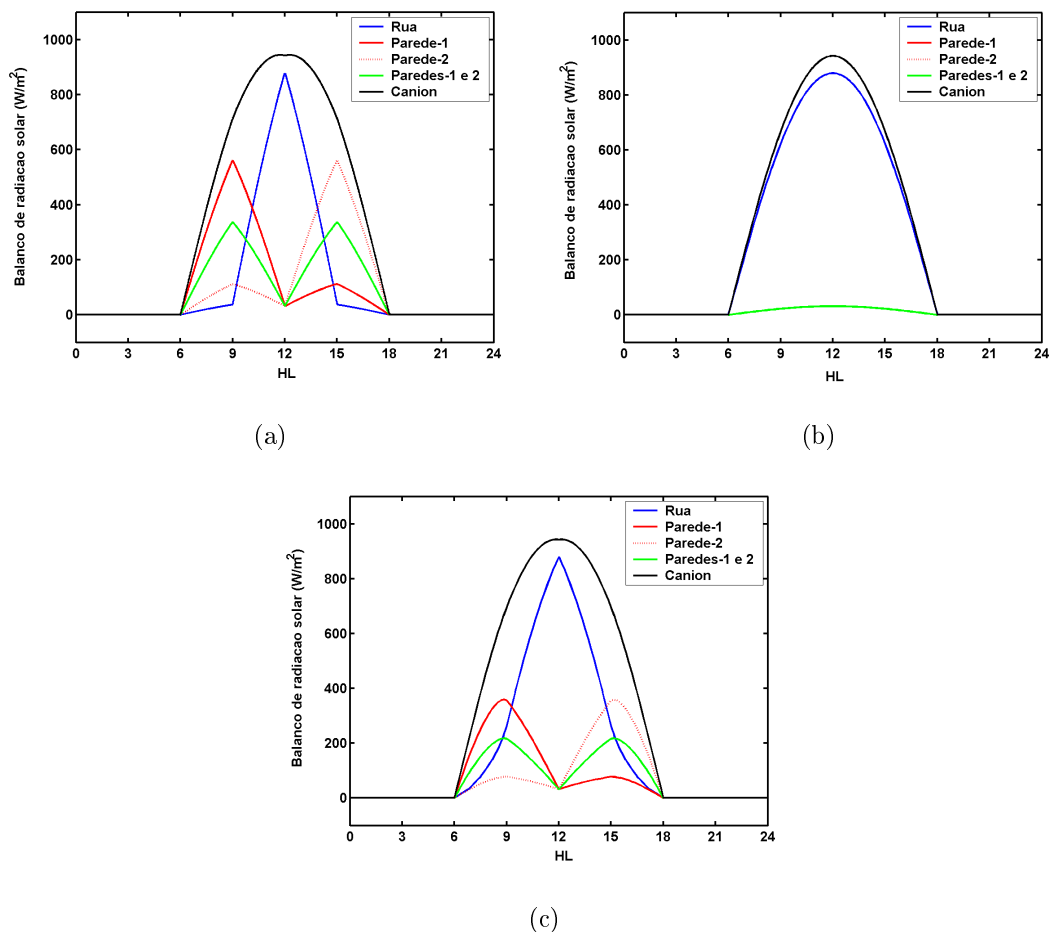


Fig. 3.10: Evolução temporal do balanço de radiação: (a) longitudinal do cânion orientado na direção norte-sul, (b) na orientação leste-oeste e (c) média para as orientações de 0° a 90° em relação à direção norte-sul. Note-se que ao meio-dia para cada superfície o balanço de radiação solar é o mesmo independente das situações. É utilizado 850 W/m<sup>2</sup> para a irradiância solar direta e 150 W/m<sup>2</sup> para a irradiância solar difusa.

Uma comparação qualitativa pode ser feita com a Fig. 3.11(a) onde é apresentado resultados preliminares da simulação do T-TEB (Karam, 2006). A latitude e longitude da simulação referem-se a RMSF. A forçante do modelo é idealizada e representa condições de tempo bom. Os gráficos mostram dois dias de simulação



referentes aos dias 1 e 2 de janeiro de 2003.

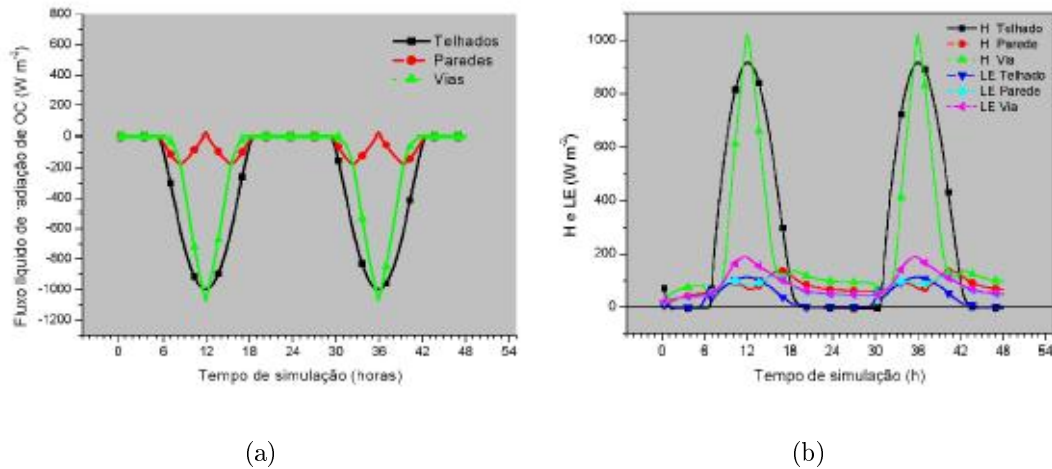


Fig. 3.11: (a) Balanço de radiação solar e (b) fluxos de calor sensível e latente simulado pelo T-TEB. (Karam, 2006).

### 3.5.2 Fluxos de calor sensível

Nas simulações apresentadas nesta seção e nas seguintes o cânion tem orientação NS. Os fluxos de calor sensível nas superfícies sólidas são mostrados na Fig.3.12(b). Na Fig.3.11(b) encontra-se os fluxos de calor sensível e latente gerados pelo T-TEB (Karam, 2006). As Figs.3.12(a) e 3.12(b) mostram os fluxo líquido de radiação e o fluxo de calor sensível simulados com o MDU desacoplado. A temperatura e o vento que entram no modelo foram forçados por meio de funções senoidais do tempo. O fluxo líquido de radiação é marcado pelo ciclo diurno do balanço de onda curta, não diferindo significativamente deste. Assim, as Figs. 3.11(a) e 3.12(a) mostram que a forçante radiativa utilizada na simulação do T-TEB é muito similar da utilizada no MDU. Note-se que a convenção de sinal para a radiação não é a mesma. Com respeito ao fluxo de calor sensível as Figs.3.11(b) e 3.12(b) se mostram consistentes. Uma grande diferença no entanto pode ser observada nos fluxos devido às paredes. A causa provável é a orientação dos cânion, que afeta principalmente os fluxos sobre as paredes [compare Figs.3.10(a) e 3.10(c)].

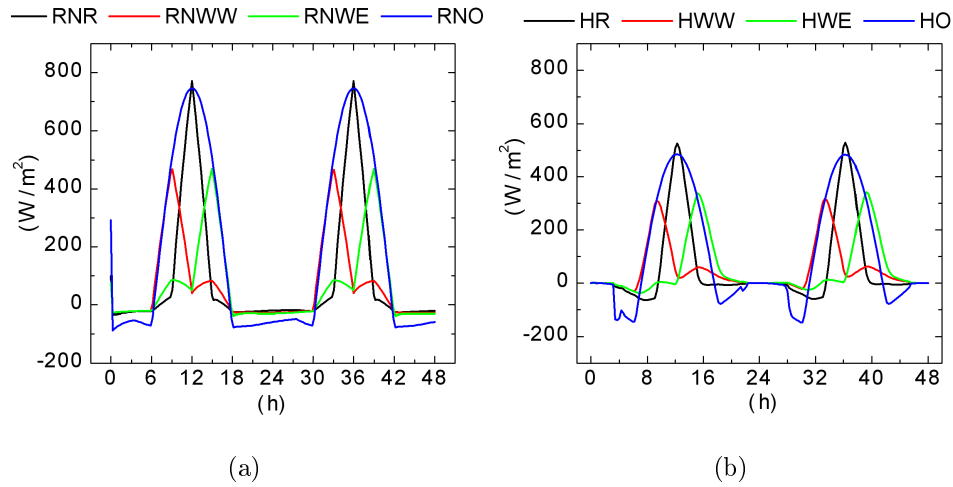


Fig. 3.12: (a) Fluxo líquido de radiação e (b) de calor sensível simulado pelo MDU (desacoplado). O fluxo de calor latente (não mostrado) atinge picos de  $120 \text{ W/m}^2$  na rua e  $220 \text{ W/m}^2$  no telhado.

Medidas de radiação líquida, calor sensível e latente e calor armazenado nas superfícies para um cânion foram realizadas por Nunez & Oke (1977) e são bastante consistentes com os fluxos apresentados aqui. Em particular o pico secundário para radiação líquida nas paredes (devido às componentes  $OC^{dif}$  e  $OL$ ) é bastante visível. O pico secundário para o fluxo de calor sensível nas paredes também é nítido. Os dados de Nunez & Oke (1977) foram modelados por Arnfield & Grimmond (1998). No modelo deles não há fluxo de calor latente de modo que o calor sensível é sempre ligeiramente maior do que os encontrados em Nunez & Oke (1977). Para comparar os resultados de Arnfield & Grimmond (1998) com o MDU, será analisado a razão  $H/R_n$ , dadas as diferenças entre insolação nos dois modelos (Tab.3.5.2).

Tab. 3.1: Razão entre os picos de calor sensível e radiação líquida ( $H_{m\acute{a}x}/R_{n\ m\acute{a}x}$ )

	Rua	Parede-W	Parede-E
AG	0.69	0.65	0.64
MDU	0.64	0.60	0.64

AG: Arnfield & Grimmond (1998).

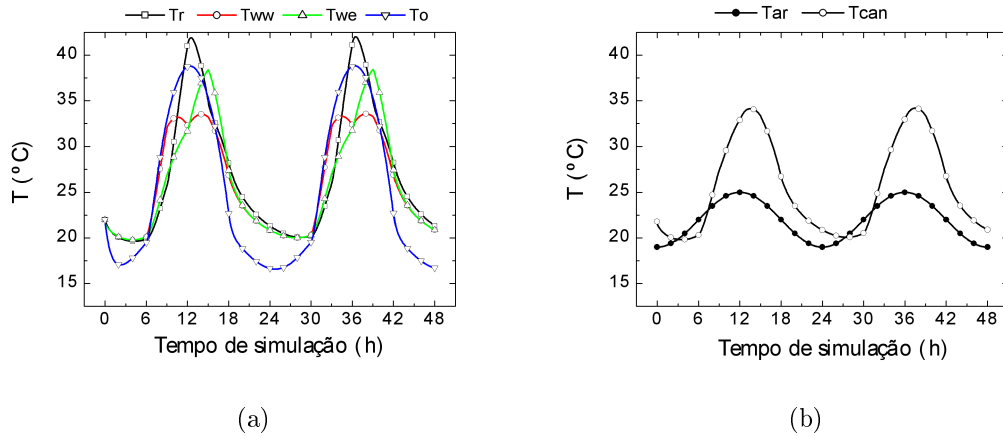


Fig. 3.13: (a) Evolução da temperatura nas superfícies sólidas. Note-se que o pico da parede a leste é mais alto que o da parede a oeste. (b) Temperatura do ar acima do dossel ( $T_{ar}$ ) e no interior do cânion ( $T_{can}$ ).

### 3.5.3 Evolução da temperatura e o efeito de ilha de calor urbana

A Fig.3.13(a) mostra a variação da temperatura nas superfícies do dossel. Próximo ao meio-dia a temperatura da rua é superior à do telhado. Isso ocorre em função das diferentes propriedades térmicas das superfícies, mas principalmente porque a convergência de radiação sobre a rua é maior do que no telhado, em função das multi-reflexões e do fator de visão da rua que dificulta a perda radiativa e, portanto, o esfriamento. Além disso, a baixa ventilação no interior do cânion tende a ser desfavorável a produção de turbulência. A temperatura das paredes (oeste:  $T_{ww}$  e leste:  $T_{we}$ ) não se comportam da mesma forma em relação ao tempo e a parede a leste apresenta um pico de temperatura maior do que a parede a oeste. Essa assimetria no aquecimento das paredes ocorre porque a parede a leste começa a receber a radiação solar direta ao meio-dia quando já está a uma temperatura de aproximadamente 30°C ao passo que a parede a oeste começa a receber a radiação solar direta as 0600 HL quando está a uma temperatura de aproximadamente 19°C. Além disso a radiação líquida na parede a oeste é menor do que aquela na parede a leste ao meio-dia ( $\approx 42 \text{ W/m}^2$ ).

Uma preocupação ao se estudar modelos para regiões urbanas é saber se eles re-

produzem adequadamente o efeito de ilha de calor urbana que ocorre principalmente no período noturno (Oke, 1982; 1987). Este efeito é caracterizado por um aumento na diferença de temperatura entre região urbana e rural à medida que anoitece, e é denominado intensidade de ilha de calor,  $\Delta T_{U-R}$ . A temperatura nas cidades permanece superior em até 4°C em relação ao meio rural.

Dos fatores que influem na intensidade da ilha de calor, um de especial interesse para um MDU é a razão geométrica, o qual pode intensificar o efeito por várias razões:

- o aprisionamento da radiação incidente implica numa maior absorção dela pelo dossel e a conseqüente redução do albedo efetivo;
- o aprisionamento da radiação emergente faz com que parte da energia que é irradiada pelas superfícies acabem sendo absorvidas pelo próprio dossel antes de atingir a atmosfera;
- $h/d$  alta implica numa redução do transporte, seja por advecção ou por turbulência;
- $h/d$  alta indica uma maior densidade populacional e, portanto, maior produção antropogênica de calor.

O MDU foi utilizado para simular a evolução temporal da radiação sobre as superfícies do dossel bem como suas temperaturas. A taxa de esfriamento e a emissão de onda longa da rua e das paredes também foram simuladas.

As propriedades térmicas das superfícies são as mesmas que as utilizadas em Masson (2000). A altura e a largura do cânion são iguais a 5 m, o que resulta em  $z_0 = 0.5$  m e  $d_0 \approx 0.7$  m. A forçante radiativa, o vento e a temperatura do ar são supostos variar de forma senoidal com o tempo. Masson (2000) comparou os resultados produzidos pelo TEB com as observações de Nunez & Oke (1976, 1977) e Johnson et al. (1991). A temperatura apresenta uma queda exponencial, de acordo com a lei de Newton do esfriamento, e uma emissão de onda longa de cerca de 25 W/m<sup>2</sup> para as paredes e 30 W/m<sup>2</sup> para a rua, todas aproximadamente constante.

Esse resultados podem ser reproduzidos qualitativamente pelo MDU desenvolvido neste trabalho [Figs.3.14(a), 3.14(b) e 3.14(c)].

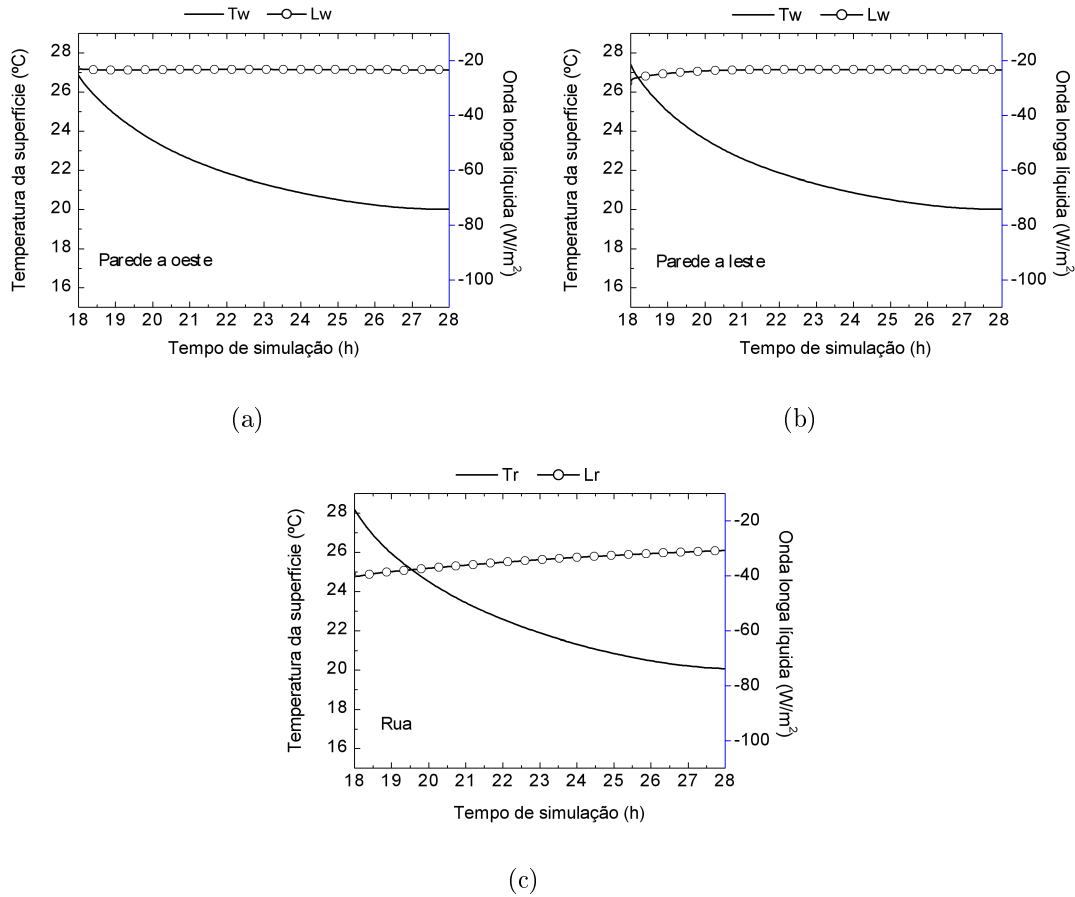


Fig. 3.14: Temperatura e onda longa líquida referentes às superfícies do cânion. O comportamento é similar ao obtido por Masson (2000). Os valores também são compatíveis dadas as diferentes condições de simulação. O hora do pôr do Sol é aproximadamente 1800 HL.

### 3.5.4 Resposta do modelo a forçantes reais

A fim de avaliar a evolução temporal do balanço de radiação, do calor sensível e o calor armazenado do dossel foram utilizados dados observados na plataforma micrometeorológica. Esses dados referem-se a cinco dias (242, 243, 244, 245, 246) de céu claro do ano 2004. Esse teste objetiva avaliar a resposta do modelo frente a forçantes reais, tendo em vista que no MDU desacoplado as forçantes eram calculadas em termos de senos e gaussianas.

Na Fig. 3.15 são mostrados o fluxo de radiação solar e de onda longa *descendente* bem como a temperatura do ar utilizadas como forçantes. Pode ser visto também na mesma figura a umidade relativa do ar, mas esta não foi utilizada porque nessas simulações o fluxo de calor sensível não foi considerado. Verifica-se que a onda longa descendente, embora apresente um ciclo diurno bem definido para os cinco dias considerados [Fig. 3.15(a)], sua variação é pequena quando comparada a variação da radiação solar. Na Fig. 3.15(b) pode ser vista a forte anti-correlação entre a temperatura e a umidade relativa. A curva da umidade relativa também trás uma informação muito importante. No período da tarde a umidade relativa cai significativamente, o que implica o aumento do fluxo de calor latente devido a maior gradiente de umidade entre as superfícies e o ar circunvizinho. Especialmente no caso em que a umidade da superfície é mantida constante o comportamento do fluxo de calor latente será exatamente o oposto do da umidade. Isso é observado em todas as simulações realizadas durante este trabalho. Na Fig. 3.16 são mostrados os fluxos de calor e a temperatura das superfícies. Nesses gráficos os fluxos de calor armazenado nas superfície são considerados negativos quando estão entrando.

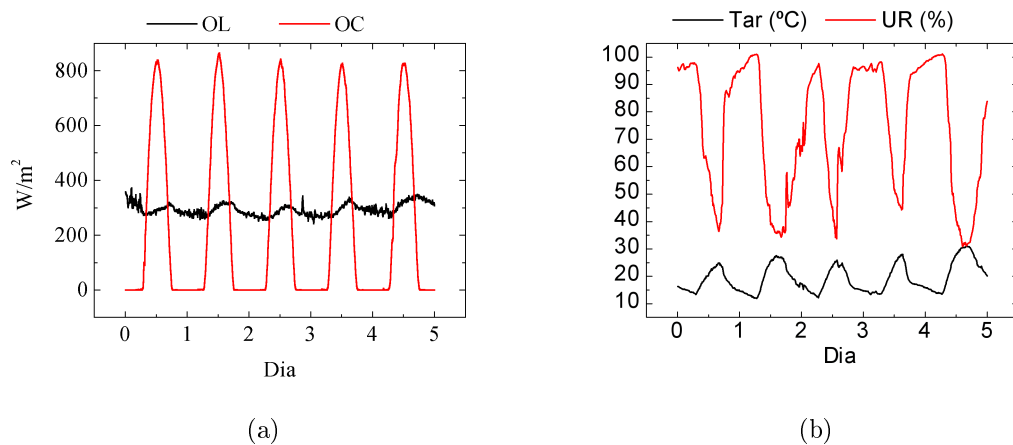
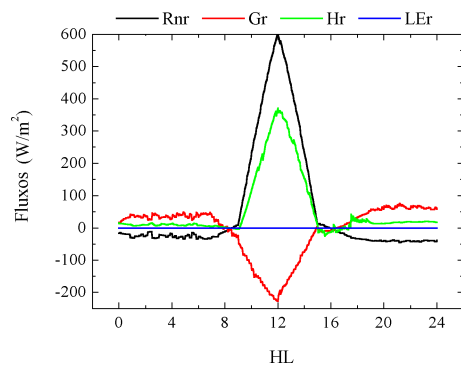
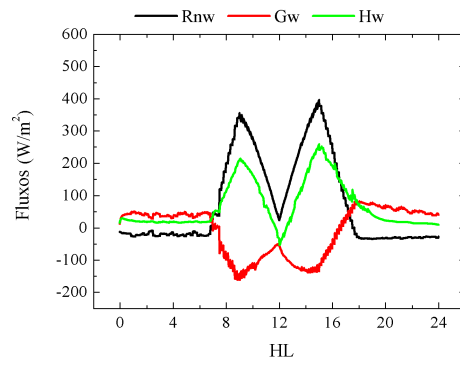


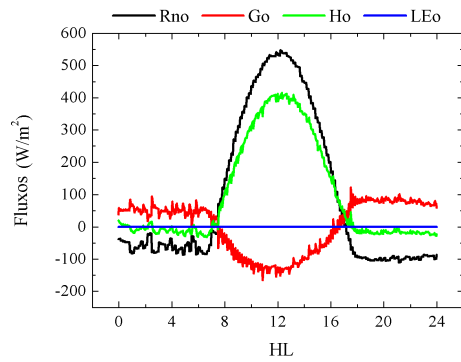
Fig. 3.15: (a) Radiação solar e de onda longa e (b) temperatura do ar e umidade relativa utilizadas como forçantes no MDU (desacoplado).



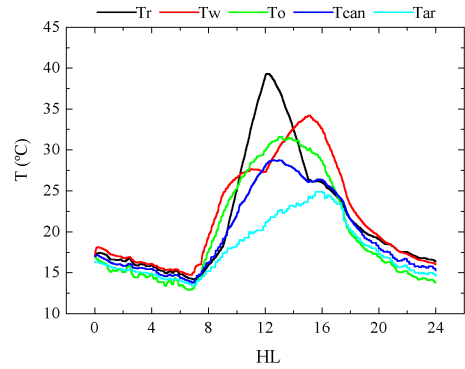
(a)



(b)



(c)



(d)

Fig. 3.16: Resposta do MDU (desacoplado) frente às forçantes da Fig. 3.15. Note-se que o fluxo de calor armazenado está definido positivo quando é no sentido da normal da superfície.

## 4. VALIDAÇÃO DO MDU-MFSO

### 4.1 *O acoplamento MDU-ISBA-MFSO*

Antes de utilizar o modelo para explorar as propriedades da turbulência na camada limite convém avaliar o comportamento do modelo acoplado MDU-ISBA-MFSO em duas situações limites. Na primeira situação é considerado um dossel rural na qual um dossel urbano de área muito menor está presente. Esta pequena área urbana não afeta os fluxos produzidos pela região rural + urbana considerada ou qualquer outra característica da atmosfera. No entanto é possível estabelecer qual é o efeito do dossel rural sobre o dossel urbano. Esse tipo de avaliação é possível porque a interação entre os dosséis ocorre via atmosfera tal que mudanças provocadas na atmosfera pelo dossel rural acarretam alterações nas forçantes sobre o dossel urbano. Na segunda situação o dossel rural não está presente e toda contribuição para os fluxos é devido ao dossel urbano. Do ponto de vista geográfico, a primeira situação corresponde a uma pequena cidade distante de grandes centros urbano, e a segunda situação corresponde a uma região metropolitana. Essas simulações foram realizadas



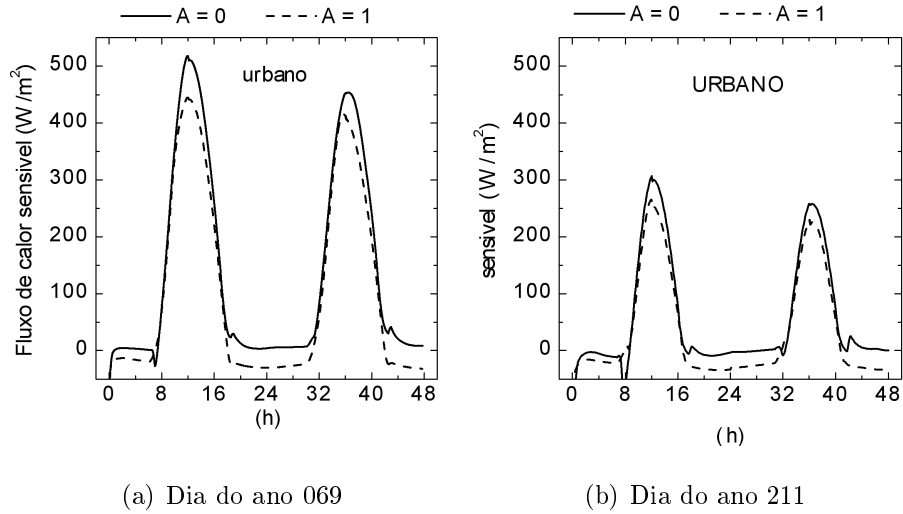


Fig. 4.1: Fluxos produzidos pelo dossel urbano para o caso em que (a) a área urbana é desprezível em relação à área rural ( $A = 0$ ) e (b) para o caso em que apenas o dossel urbano está presente ( $A = 1$ ).

utilizando a Eq.3.29 com  $A = 0$  para primeira situação e  $A = 1$  para a segunda.

As Figs.4.1a e b mostram o comportamento dos fluxos num dossel urbano para cada caso. Pode-se notar que o dossel rural afeta o fluxo de calor sensível do dossel urbano. O pico de fluxo de calor sensível no dia do ano 069, por exemplo, é reduzido de  $50 \text{ W/m}^2$ . Uma queda um pouco menor também é observada no dia 211. Isso se deve a menor temperatura do ar no nível de referência o que induz um fluxo de calor sensível maior. Esse fato está em acordo com o que observado na Fig. 4.2. Isso mostra que o dossel rural tem a capacidade de reduzir a temperatura média do ciclo diurno da região urbana. Uma redução na amplitude do ciclo diurno de temperatura é observada, porém é pequena. Isso indica que, embora a temperatura média do dossel urbano tenha grande influência regional, a amplitude é governada pelos aspectos locais.

#### 4.1.1 Metodologia para a validação do acoplamento MDU-MFSO

A validação dos modelos acoplados MDU e MFSO é realizada de duas formas. Em uma, são calibradas a transmitância da atmosfera, com a finalidade de reproduzir

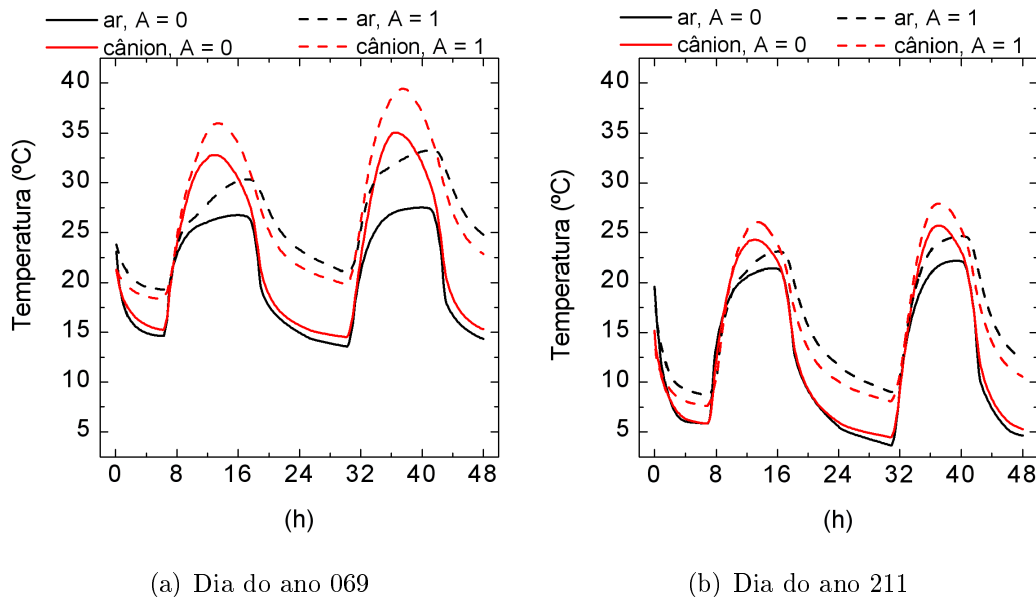


Fig. 4.2: Temperatura do ar calculada no primeiro nível do modelo (linha preta) e no interior do cânion (linha vermelha). (a) corresponde ao verão e (b) ao inverno.

a irradiância global, e a razão geométrica, com a finalidade de reproduzir o balanço de energia para a estação de verão (critério global–balanço de energia, GBE). Em outra, as razões de irradiâncias solares direta/global e difusa/global e a razão geométrica são calibradas para conseguir o ajuste das irradiâncias direta e difusa e da temperatura para estação de inverno (critério direta–difusa–temperatura, DDT). O balanço de energia é uma das principais preocupações neste trabalho e por isso foi um dos critérios escolhidos. A dificuldade em validar o MDU-MFSO a partir do balanço de energia observado é que tais dados parecem ser pouco robustos devido a incertezas metodológicas. Além disso a radiação líquida é a única componente do balanço calculada a partir de observação direta. Mais detalhes serão apresentados na Seç.4.1.2. No critério DDT, os dados disponíveis estão sujeitos a poucas incertezas, sendo elas de natureza instrumental. Por esta razão, esse será o critério utilizado no estudo da estrutura vertical da CLA (Cap.5).

Nas simulações GBE  $h/d = 2$  é o valor que melhor ajusta o balanço de energia às observações (Seç. 4.1.2). No caso DDT  $h/d = 3$  fornece melhores resultados (Seç. 4.1.3). As Tabs. 4.1 e 4.2 resumem as propriedades radiativas e térmicas das

Tab. 4.1: Propriedades radiativas do dossel.

Propriedade	Rua	Paredes	Telhado
Emissividade	0.94	0.85	0.90
Albedo	0.08	0.15	0.25

Tab. 4.2: Propriedades térmicas e espessura das camadas do dossel urbano.

Camada	Condutividade térmica ( $\text{W K}^{-1} \text{m}^{-1}$ )	Capacidade térmica ( $\text{J K}^{-1} \text{m}^{-3}$ )	Espessura (m)
Rua			
1	1.0	$1.42 \times 10^6$	0.10
2	1.0	$1.42 \times 10^6$	1.00
Paredes			
1	1.0	$1.42 \times 10^6$	0.05
2	1.0	$1.42 \times 10^6$	0.20
Telhado			
1	1.0	$1.42 \times 10^6$	0.10
2	1.0	$1.42 \times 10^6$	0.40

superfícies sólidas, as quais foram utilizadas em ambas as validações GBE e DDT.

#### 4.1.2 Validação com base na irradiância global e no balanço de energia (GBE)

Medidas de radiação solar global e difusa, onda longa e temperatura e estimativas de fluxos de calor sensível têm sido obtidas pelo grupo de micrometeorologia do IAG. Ferreira et al. (2007) usam essas medidas para estudar o balanço de radiação na superfície e realizam também uma estimativa preliminar do balanço de energia. O fluxo de calor latente foi calculado supondo que em sítios urbanos a razão de Bowen é igual a 8. O fluxo de calor antropogênico é estimado a partir da combinação de duas gaussianas para representar os horários de máxima produção de energia térmica pela atividade humana. Esse procedimento tem suporte no estudo de Sailor & Lu (2004) e é similar ao utilizado por Freitas et al. (2007).

O fluxo de calor armazenado na superfície é calculado em Ferreira et al. (2007) como um resíduo do balanço de energia. Nesses termos o balanço de energia na superfície pode ser escrito como

$$R_N + Q_A = G' + H + LE. \quad (4.1)$$

Como não é objetivo deste trabalho avaliar o fluxo de calor antropogênico sua estimativa foi eliminada subtraindo-o do resíduo de forma que a única fonte de energia seja a radiação líquida:

$$R_N = G + H + LE, \quad (4.2)$$

$$G = G' - Q_A. \quad (4.3)$$

Para efeito de análise os fluxos foram separados entre observados ( $R_N$  e  $H$ ) e estimados ( $G$  e  $LE$ ). A transmitância da atmosfera calculada no MDU-MFSO foi calibrada para verão e inverno de modo a ter-se o balanço de radiação consistente com o que é observado. Na Seq. 4.1.3 as forçantes ajustadas serão as irradiâncias global e difusa descendentes. A transmitância varia com o ângulo zenital e seu valor médio é de cerca de 0.4 para o verão e 0.5 para o inverno. Esse valor baixo se deve ao fato de que estão incluídos nos dados observados dias total ou parcialmente encobertos. A cobertura de nuvens afeta decisivamente a fração de radiação difusa que chega às superfícies sólidas. Por simplicidade, esse fato não foi incluído nos resultados desta primeira comparação. Outra razão para a não inclusão da fração de radiação direta/difusa é que nos dados de Ferreira et al. (2007) tal fração não é especificada. A Fig. 4.3(a) mostra as médias horárias do balanço de radiação e do fluxo de calor sensível em fevereiro e agosto de 2004. No caso verão, o MDU-MFSO superestima apenas ligeiramente a quantidade de energia recebida devido a radiação durante o período diurno. No período noturno, o qual é dominado pela radiação de onda longa, o MDU-MFSO representa de forma bastante adequada a radiação líquida. Os demais fluxos  $H$ ,  $LE$  e  $G$  também são representados apropriadamente. No caso em que o balanço de energia é forçado no modelo, a maior deficiência ocorre na representação dos fluxos no inverno. Nesse caso  $H$ ,  $LE$  e  $G$  são bem

representados apenas no período noturno. No período diurno o fluxo de calor sensível é subestimado enquanto que o fluxo de calor armazenado no solo é superestimado. Isso fornece um indício de que descrição da partição da energia precise de alterações, mas eventos sazonais podem também afetar esses resultados.

O balanço de energia modelado foi ajustado para as condições de verão e para um dossel 100% urbano (sem vegetação). As características do dossel ajustadas foram a razão geométrica  $h/d$  posta igual a 2 e as profundidades das camadas das superfícies sólidas, as quais afetam significativamente o balanço. As características do dossel impostas no ajuste das condições de verão são mantidas no inverno. Esse é um ponto interessante, porque ao comparar os valores modelados de  $G_{\text{verão}}$  com  $G_{\text{inverno}}$  observa-se que eles são pouco sensíveis a estação do ano (Figs. 4.3 e 4.6), enquanto que  $G_{\text{inverno}}$  deveria ser menor do que o obtido, acarretando  $H_{\text{inverno}}$  maior.

O fluxo de calor sensível estimado por Ferreira et al. (2007) são menores do que o fluxo de calor armazenado no dossel. Há estudos que mostram a partir de observações (Nunez & Oke, 1977; Arnfield & Grimmond, 1998; Offerle et al., 2005; Rotach et al., 2005, Pearlmutter et al., 2005) e modelagem (Masson, 2000; Krayenhoff & Voogt, 2007) que o fluxo de calor sensível é maior que o fluxo de calor armazenado no dossel. Se os fluxos antropogênicos fossem incluídos nos dados de Ferreira et al. (2007) a razão  $G/H$  seria ainda maior, uma vez que o excedente antropogênico é incorporado apenas em  $G$  (resíduo). No entanto outros estudos mostram que  $G/H < 1$  pode também ser encontrado (Kusaka et al., 2001; Masson et al., 2002; Tajeta-Martínez & Jáuregui-Ostos, 2005); a razão  $G/H$  é fortemente dependente da capacidade térmica efetiva do dossel e da razão geométrica como será visto na Sec. 5.3.

Independente da razão  $G/H$ , parece incerto calcular  $G$  como resíduo a partir de dados experimentais porque o calor antropogênico produzido é particionado tanto para o armazenamento no dossel quanto para aumento do fluxo de calor sensível e também latente. Portanto, dado o balanço de energia via Eq.4.2, a inclusão do fluxo de calor antropogênico  $Q_A$  deve ser balanceada como

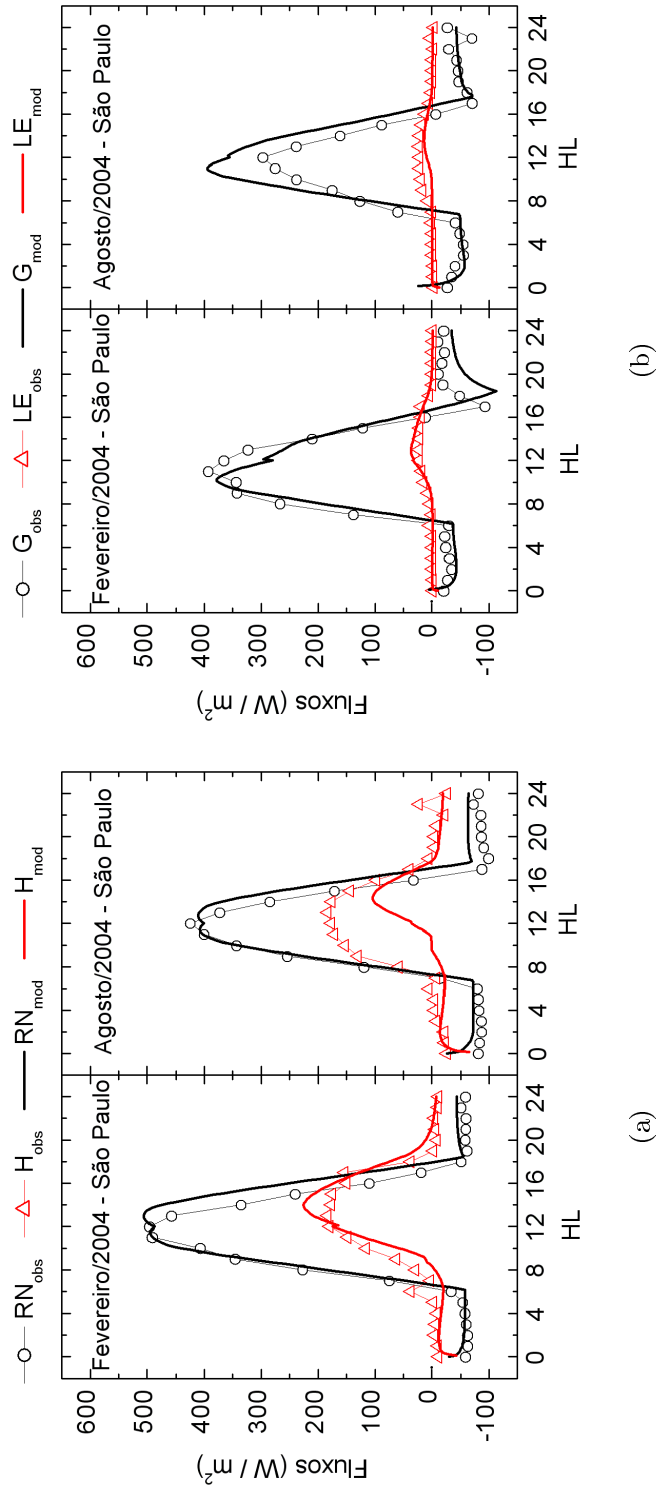


Fig. 4.3: Balanço de energia estimado a partir dados observados na plataforma micrometeorológica-IAG (linhas com símbolos) e os modelados com o MDU-MFSO (linhas sem símbolos). Em (a) é mostrado  $R_N$  e  $H$  observados e modelados. Em (b) os valores de  $LE$  foram estimados de forma a serem proporcionais aos do fluxo de calor sensível, e o energia armazenado na superfície é calculado como resíduo. Os dados observados originais incluem também uma estimativa do fluxo de calor antropogênico, porém estes não são considerados no balanço e foram subtraídos de  $G$ . Os dados observados incluem dias com ou sem nuvem.

$$R_N + Q_A = G' + H' + LE'. \quad (4.4)$$

Não há estudos que avaliem como o calor antropogênico é particionado entre as demais componentes do balanço de energia, de modo que, por simplicidade, este foi somado apenas ao calor armazenado no dossel.

A diferença observada entre os dados da plataforma micrometeorológica e os modelados devem-se também à sua representatividade. Os fluxos de radiação solar medidos são representativos da RMSP, como mostra estudos realizados por Oliveira et al. (2002), Ferreira et al. (2007) e Marciotto et al. (2008). Por outro lado, a mesma representatividade não está garantida para as medidas de fluxos de calor sensível, pois não há estudos a esse respeito para a RMSP.

#### 4.1.3 Validação com base na irradiância direta/difusa e na temperatura (DDT)

Séries temporais de radiação solar global e difusa, radiação de onda longa e temperatura têm sido obtidas pelo grupo de micrometeorologia do IAG/USP. Nesses dados não estão especificados quais dias são de céu claro e quais são encobertos parcial ou totalmente, de modo que o efeito de nuvens na forçante radiativa deverá ser levado em conta. As séries utilizadas têm mais de dez anos e resolução temporal de 1.0 h e suas características estão resumidas na Tab. 4.3. As séries utilizadas não são completas, podendo, como no caso da onda-longa, conter menos de 30% dos dias relativo ao período da série, mas isso não compromete o seu uso devido à utilização de valores médios. Todos os dias do ano de 001 a 365 ocorrem pelo menos uma vez nos dados médios.

Como a variação temporal nas variáveis do modelo é devida exclusivamente a ciclo diurno, variações devido a fenômenos com outras escalas de tempo não estão incorporadas. Dessa forma os dados utilizados na validação devem representar valores horários médios para cada um dos dias do ano 069 e 211. Tomou-se então o valor médio horário para cada dia do ano reduzindo as séries a um comprimento

Tab. 4.3: Séries temporais dos dados observados na plataforma micrometeorológica correspondentes a períodos superiores a 10 anos e com resolução temporal de 1.0 h. Os períodos não são completos. Coluna 1, tipo de dado; coluna 2, período; coluna 3, comprimento da série (CS); coluna 4, percentual de dias contidos nas séries (PD).

Tipo	Período	CS	PD
Radiação global	1994 – 2006	102288	48%
Radiação difusa	1995 – 2006	95160	45%
Onda longa	1997 – 2006	50253	29%
Temperatura do ar	1997 – 2006	80472	46%

de  $24 \times 365$ . Tendo em vista que as séries não são completas, as médias horárias podem ter sido obtidas a partir de poucos dias. No caso da radiação de onda longa em particular a média pode estar baseada em apenas três dias ou até mesmo um. Este fato torna os dados menos representativos do que é esperado para um dia de verão ou inverno típicos. Para evitar que os dados utilizados na comparação com o MDU-MFSO tenham esse problema outra média horária foi realizada, envolvendo os vinte dias vizinhos de cada um dos dias do ano 069 e 211. Os valores utilizados representam então as médias  $(Y_{059} + \dots + Y_{079})/21$  e  $(Y_{201} + \dots + Y_{221})/21$ , onde  $Y$  é qualquer uma das quantidades radiação solar global, difusa, radiação de onda longa ou temperatura.

As linhas pretas da Fig. 4.4 mostram o ciclo diurno das irradiâncias solares médias global (linha contínua) e difusa (linha tracejada) referente ao dia 211 e as linhas vermelhas são as irradiância geradas pelo MDU. Não seria possível ajustar tanto a irradiância global quanto a difusa variando apenas a transmitância da atmosfera, que neste caso foi mantida igual a prescrita no MFSO para Iperó. O MDU, contudo, permite variar a fração  $I_{\text{direta}}/I_{\text{global}}$  o que fornece o grau de liberdade adicional necessário para o ajuste de ambas as componentes da radiação. As relações entre irradiância direta/difusa na RMSF e a irradiância global em Iperó são muito bem descritas simplesmente pela multiplicação de constantes distintas para cada caso:



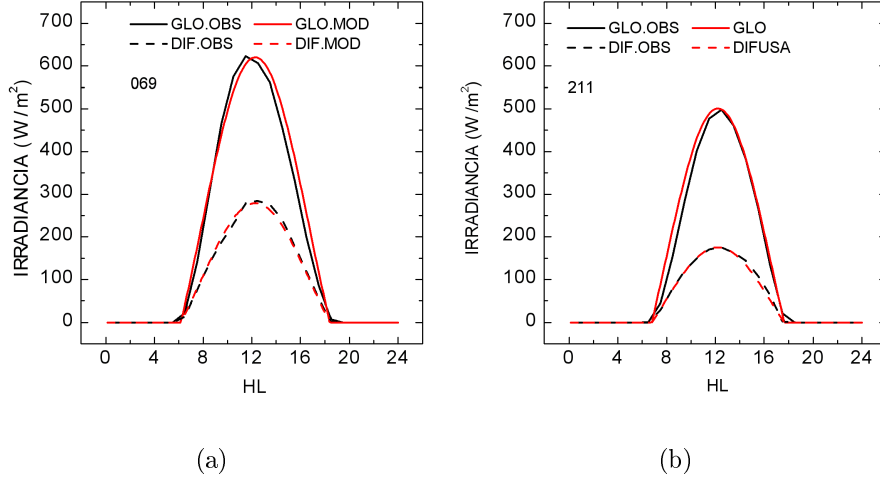


Fig. 4.4: Irradiância global e difusa para (a) verão e (b) inverno. Linhas pretas representam os valores médios observados e linhas vermelhas representam os valores modelados.

$$I_{\text{direta (urbano)}}^{\downarrow} = \xi I_{\text{global (Iperó)}}^{\downarrow}, \quad (4.5a)$$

$$I_{\text{difusa (urbano)}}^{\downarrow} = \zeta I_{\text{global (Iperó)}}^{\downarrow}. \quad (4.5b)$$

As constantes  $\xi$  e  $\zeta$  são dadas na Tab.4.4 para cada estação do ano e merecem alguns comentários. A irradiância global para a RMSP (dossel urbano) é 60% daquela incidente sobre Iperó (dossel rural) no verão e 68% no inverno. Esses valores baixos podem são explicados em termos do conteúdo de aerossol presente na atmosfera da RMSP, a qual atenua a irradiância, mas principalmente porque a parametrização da transmitância usada no MFSO para Iperó não leva em conta a presença de nuvens. Como foi afirmado na Seq. 4.1.2 os dados utilizados não fazem distinção de dia claro ou nublado. Isso explica o excesso de radiação difusa em relação ao que é observado por exemplo em Codato et al. (2007). Os valores de  $\xi$  e  $\zeta$  mostram também que em média os dias de verão apresentam maior intensidade de radiação difusa, provavelmente devido a maior presença de nebulosidade.

A calibração da irradiância solar mostrada na Fig.4.4 independe da geometria do dossel. Por outro lado a radiação de onda longa emitida pela atmosfera é uma função da sua temperatura que por sua vez depende do fluxo de calor sensível e,

Tab. 4.4: Constantes utilizadas na calibração da irradiância direta e difusa no MDU.

	$\xi$	$\zeta$
Verão	0.33	0.27
Inverno	0.44	0.24

portanto, da razão geométrica  $h/d$ . Nas Figs. 4.5(a) e 4.5(b) é mostrado o ciclo diurno da temperatura do ar para os casos verão e inverno. A razão geométrica do dossel foi posta igual a 3 com a intenção de melhor ajustar o ciclo de temperatura para o inverno. A motivo de ter-se escolhido o inverno desta vez está relacionado aos perfil verticais gerados pelo modelo e que serão comparados com os resultados da simulação com LES de Codato (2008) realizados para a estação de inverno. O MDU-MFSO consegue reproduzir bastante bem a temperatura do ar para a estação de inverno.\* Para a estação de verão a temperatura apresenta ciclo diurno qualitativamente similar ao observado, mas os valores são superestimados em até 5°C após as 1400 HL. Existem diversos fatores que não são levados em conta no modelo e que são relevantes tais como precipitação, brisa marítima, sistemas frontais. A posição geográfica e a intensidade do anticiclone quase-estacionário do atlântico sul e o sistema de baixa pressão (Baixa do Chaco) controlam a variação sazonal dos ventos na superfície de São Paulo (Satyamurty et al., 1998). Essas condições indu-

---

\* Nesse ponto é pertinente observar que as temperaturas modeladas apresentas nas Figs. 4.5(a) e 4.5(b) são calculadas no nível da superfície como explicado na Seq. 2.3. Por outro lado, as temperaturas observadas na plataforma micrometeorológica do IAG não podem ser consideradas como temperaturas no nível da superfície porque são medidas a cerca de 2 m acima do telhado e ~15 m acima do que poder-se-ia considerar a superfície. O impasse é devido a comparação de uma superfície homogênea (modelo) com uma superfície heterogênea (plataforma e arredores). O conceito de altura de homogeneização, como discutido na Seq. 1.5.2, torna-se, então, imprescindível na análise e interpretação de todos os resultados desta tese no que diz respeito à comparação com observações em superfície. O raciocínio adotado é que os dados de temperatura observados e modelados, por exemplo, seriam muito próximos se fossem medidos num dossel homogêneo de cânions com razão geométrica igual a 3. Além disso o objetivo principal é estudar a estrutura da CLA. Como a altura de homogeneização é  $\left(\frac{u_*}{U}\right)^2 L_{\text{hetero}} \sim 100$  m, em que  $L_{\text{hetero}}$  é a escala horizontal da heterogeneidade, acima deste nível a atmosfera comporta-se como se a superfície fosse aproximadamente homogênea com características compatíveis com a de um conjunto de cânions com  $h/d = 3$ .

zem ventos de N-NE no verão e de NE-E no inverno. Analisar como esses efeitos sazonais afetam as diferenças entre o observado e o modelado é uma tarefa difícil.

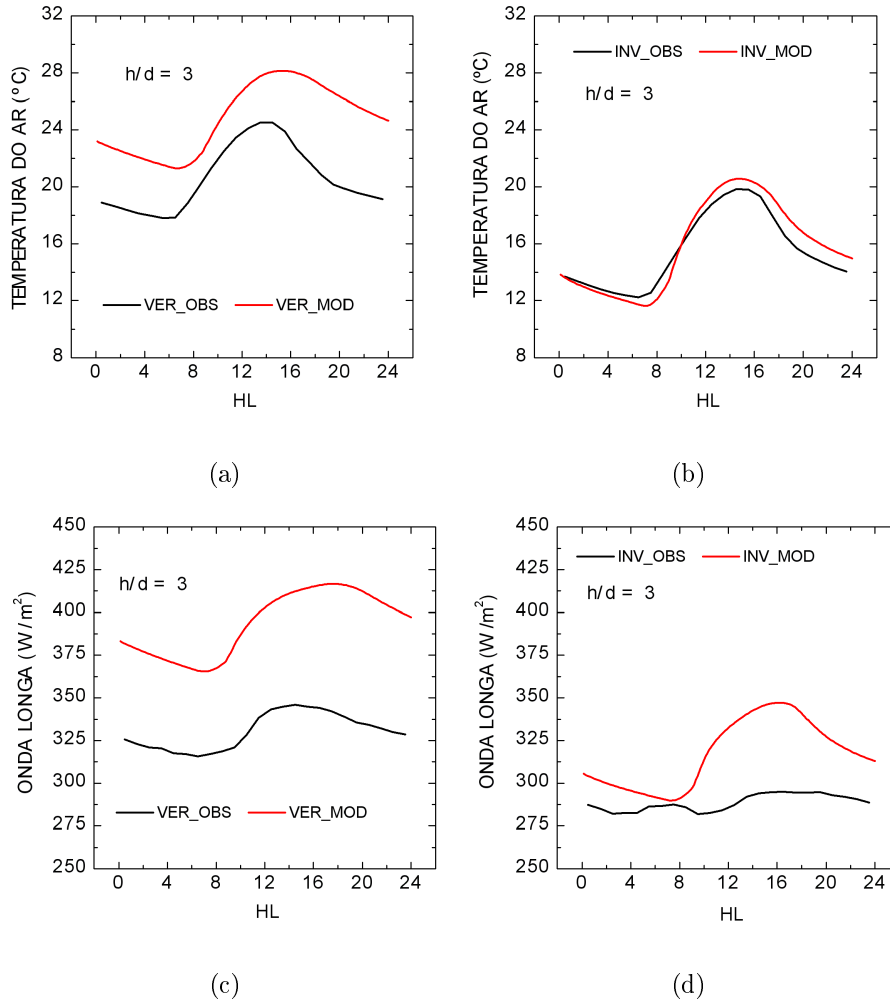
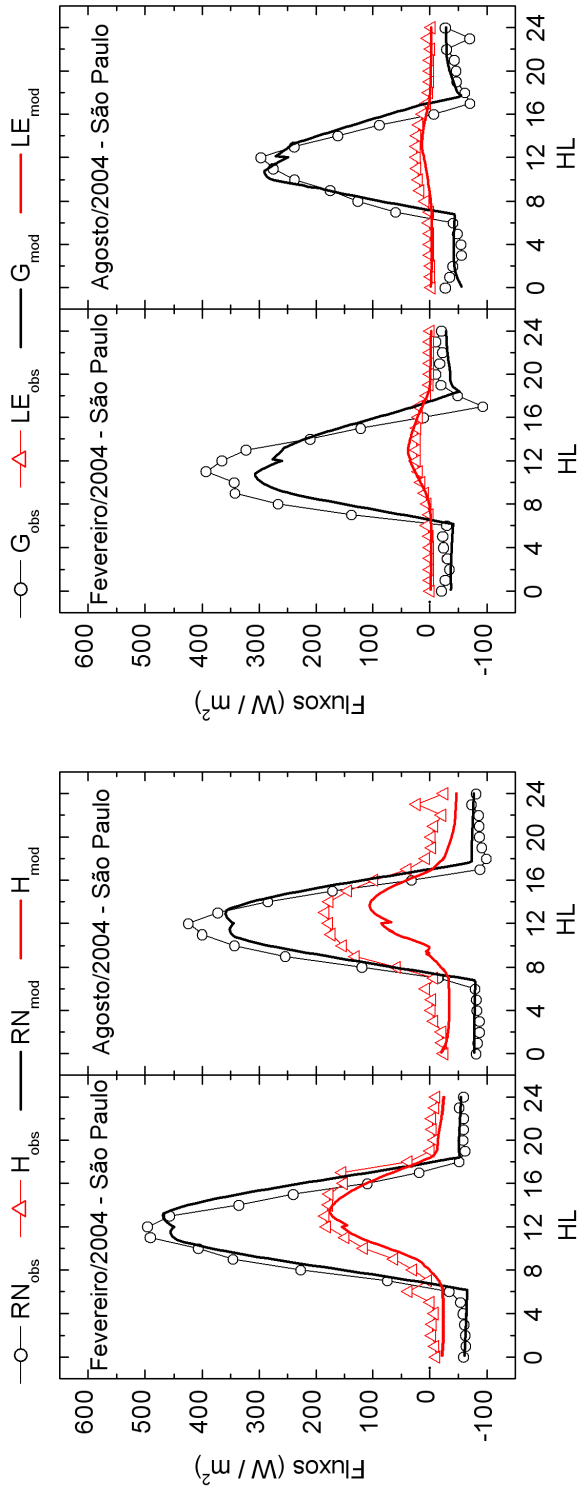


Fig. 4.5: Temperatura do ar no nível de referência para o verão (a) e inverno (b) e radiação de onda longa (c) e (d). Linhas pretas são dados observados e processados de acordo com o texto e linhas vermelhas são as saídas do MDU-MFSO. A razão geométrica igual a 3 é que melhor ajustou a temperatura observada à modelada. A amplitude média da temperatura é de cerca  $8^\circ$  no verão e  $10^\circ$  no inverno.

Para o caso específico da temperatura será uma análise qualitativa a título de exemplo. A frequência com que ocorre precipitação na RMSF é menor no inverno. Como neste segundo procedimento de validação, o parâmetro do modelo  $h/d$  foi calibrado para esta estação, a característica mais seca do inverno foi “absorvida” pela razão geométrica. Ao usar esta mesma razão para o verão a temperatura

na superfície é superestimada porque incorpora a baixa pluviosidade do inverno. Havendo mais chuvas no verão tem-se mais fluxos de calor latente e menos sensível, implicando numa redução da temperatura observada. Nas Fig. 4.5(c) e 4.5(d) é apresentado o ciclo diurnos da radiação de onda longa. Como a emissão de onda longa é uma função direta de  $T_{ar}^4$ , a evolução temporal desta acompanha o ciclo diurno da temperatura do ar, mas apresentando valores sistematicamente maiores do que o observado no caso verão. Uma parte significativa do valor superestimado da radiação de onda longa pode ser explicada apenas com base na diferença entre a temperatura observada e a modelada. Portanto no verão o problema principal está na representação da temperatura. No entanto o comportamento da onda longa no caso inverno não pode ser explicado da mesma forma uma vez que esta curva não apresenta a mesma forma da emissão observada. Há, portanto, outras contribuições que são ignoradas pelo modelo. A radiação de onda longa emitida pela atmosfera é calculada a partir da fórmula de Brunt (Eq. 3.11) em função da temperatura do ar no nível de referência. Apesar de ser calibrada para a atmosfera integrada, efeitos regionais e sinóticos podem estar atuando em níveis mais altos diferentemente das condições de calibração. O efeito da presença de nuvens nos dados da plataforma micrometeorológica pode aumentar a emissão da atmosfera em até 8% em média na RMSP (Bárbaro et al. 2008). Na atmosfera real há também a presença de aerossóis e de outros gases que contribuem para a absorção e re-emissão de onda longa como por exemplo CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e NO<sub>2</sub>. Todos esse fatores afetam a calibração da fórmula de Brunt além de apresentarem variações sazonais.



(a)

(b)

Fig. 4.6: Idem da Fig. 4.3 mas tendo a radiação global, difusa, de onda longa e temperatura ajustas para a estação de inverno. A razão geométrica utilizada neste caso foi igual 3.

## 4.2 Validação da altura da camada de mistura convectiva

Nesta seção serão utilizados dados de lidar para a validação da altura da camada de mistura. O lidar é um sistema ativo de sensoriamento remoto que utiliza o aerossol como traçador da estrutura da CLA e permitir a determinação da altura da camada de mistura bem como a sua evolução (Mahrt & Lenschow, 1976; Menut et al., 1999). Outras quantidades como umidade, temperatura e vento também podem ser estimadas (Schwiesow, 1986).

O lidar funciona de forma análoga ao radar, emitindo para a atmosfera luz laser visível e medindo a intensidade retro-espalhada, que é proporcional ao conteúdo de aerossol da atmosfera. Como a camada de mistura é tipicamente mais úmida e possui maior conteúdo de aerossol do que a atmosfera livre acima, o sistema lidar pode facilmente detectar o limite entre as duas camadas. No sistema lidar – do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN) a fonte de luz é um laser comercial Nd:YAG (Brilliant by Quantel SA) com comprimento de onda de 532 nm e taxa de amostragem de 20 Hz. A potência média emitida pode atingir até 3.3 mW. Os pulsos emitidos não divergem mais do que 0.5 mrad. Um telescópio de 30 cm de diâmetro é utilizado para coletar a luz retro-espalhada. A altura da CM é estimada a partir do mínimo da derivada logarítmica do sinal retro-espalhado corrigido:

$$\frac{\partial \ln(S_{\text{corr}}(z))}{\partial z}, \quad (4.6)$$

em que  $S_{\text{corr}}(z) = (S_{\text{bruto}} - \text{sinal de fundo}) z^2$  é o sinal corrigido,  $S_{\text{bruto}}(z)$  é o sinal diretamente detectado.

Medidas de rotina foram feitas nos dias 26, 27 e 28 de março de 2007 para a observação da evolução da CM no período de aproximadamente 8 h. Esses dias foram caracterizados por céu claro, alta incidência de radiação solar, baixa umidade relativa do ar (30–40%) e alta atividade convectiva. Isso permitiu uma observação direta da evolução da CM e a sua taxa de crescimento e posterior decaimento no

final do dia.

Na Fig. 4.7(a) observado entre 1500 e 1800 HL que o sinal é levemente atenuado a partir de 1 km e pode estar ao entranhamento do ar sobrejacente mais limpo. Em contraste, a CM passa por um processo intenso de *limpeza* a partir de 2100 HL abrangendo toda a extensão observada. Seria difícil associar essa limpeza ao decaimento abrupto da turbulência como descrito pelo MFSO em função do que será discutido mais adiante e porque tal efeito, além de ter de ocorrer muito tarde, não explica o comportamento visto nas Figs. 4.7(b) e (c).

No dia 27/03/2007 pode ser visto uma intensa diminuição da concentração concomitante à presença de nuvem (em vermelho) por volta das 1500 HL. Essa intensa limpeza da CM não pode ser associada ao entranhamento porque atinge camadas profundas da CM e porque o padrão vertical de redução do sinal lidar não é consistente com a entrada de ar limpo por cima da CM, como fica evidente nos períodos entre 1400 e 1500 HL e 1700 e 1900 HL. Os mecanismos responsáveis por esse processo de intensa limpeza não são ainda claros, podendo ser devido à advecção de ar mais limpo de outras regiões ou devido a entrada da brisa marítima (Carrilo et al., 2007). A partir das 1700 HL também é observado oscilações suaves no topo da CM que podem estas associadas a presença de ondas de Kelvin-Helmholtz. Já no dia seguinte (28/03/07) a brisa marítima parece ter sido muito enfraquecida e não há sinal de redução na concentração do aerossol. As Fig. 4.7(d) e (e) mostram, respectivamente, a altura da CM estimada e a altura suavizada.

Uma questão ainda não avaliada quando se tenta comparar os resultados de lidar com os de modelo está na taxa de decaimento da CM no final da tarde. Por exemplo no MFSO a altura da CLA cai abruptamente no final da tarde. Isso não é observado nitidamente em dados de lidar. Este problema está relacionado ao modo como se define a altura da CM no modelo e no processo observacional. No MFSO a altura da camada limite é estimada com base na distribuição vertical do empuxo. Assim quando a forçante superficial reduz abaixo de um valor limite a taxa de dissipação passa a superar a produção e a turbulência dissipa-se rapidamente. No

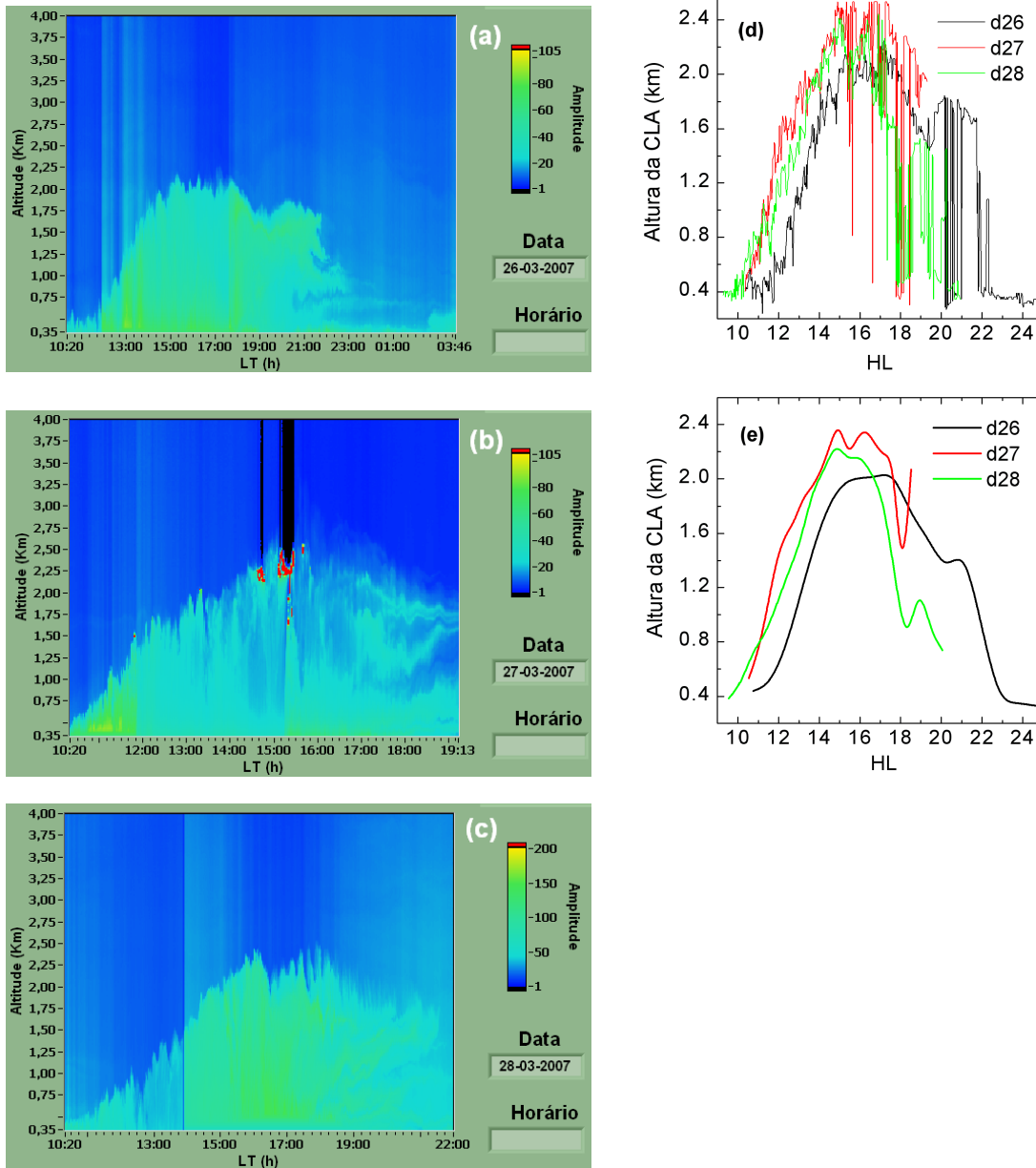


Fig. 4.7: Evolução temporal e espacial da camada de mistura. Em (a)–(c) são mostradas as distribuições de amplitude do sinal retro-espalhado em função do tempo e da altura. A estrutura vertical da CM pode ser vista em detalhes. Note-se que as escalas de tempo e de intensidade não são as mesmas. (Dados do Laboratório de Aplicações Ambientais do Laser – IPEN.) Em (d) é mostrada altura da CM, estimada como  $\partial S_{corr}(z)/\partial z$ , sendo  $S(z)$  a intensidade do sinal retro-espalhado (Landulfo et al., 2007). Em (e) as curvas foram suavizadas.



caso do lidar a altura da CM é estimada com base na derivada do logaritmo do sinal retro-espalhado corrigido. O fato de a turbulência deixar de ser dominante não faz com que o aerossol em suspensão precipite abruptamente. A escala de tempo de precipitação do aerossol depende fortemente do seu tamanho, podendo mesmo não precipitar, e do seu coeficiente de arrasto. Com efeito a comparação entre os dados de lidar e de modelos como o MFSO na transição dia-noite não pode ser direta. Por outro lado, é esperado que a suspensão do aerossol devido a sua baixa inércia responda rapidamente ao início do período convectivo.

### 4.3 *Discussão sobre a validação do modelo*

O modelo de dossel urbano acoplado como o modelo de fechamento de segunda ordem consegue descrever consistentemente os dados observados desde que fenômenos de escalas regionais e sinóticas não sejam levados em conta. Deve ser lembrado que o modelo desenvolvido nesta tese é de escala local e não incorpora representações de brisa marítima, topografia ou sistemas frontais. Todos esse fenômenos estão incorporados nos dados observados e a comparação modelo–observação deve ser feita levando esses efeitos em conta. Além disso o modelo não inclui precipitação e a sazonalidade desta tem elevado impacto no modelo.

As forçantes e as propriedades físicas e geométricas do MDU-MFSO podem ser ajustadas para representar o ciclo diurno das diversas quantidades meteorológicas para uma dada estação do ano. Isso foi demonstrado neste capítulo. As principais discrepâncias ocorrem quando o MDU é calibrado, por exemplo, para o inverno e utilizado para descrever o ciclo diurno no verão. Feito isso, não se consegue bons resultados porque os dados observados captam a influência de todas as escalas de tempo e espaço enquanto que os dados modelados somente captam influências do ciclo diurno e da CLA sobre o dossel urbano. Embora as forçantes possam ser alteradas em função da estação do ano o mesmo não acontece com as propriedades físicas e geométricas do dossel. Dificuldades na representação da sazonalidade de tempera-

tura e umidade relativa também foram encontradas por Oliveira (2003), que mostra que nas simulações realizadas para Iperó o ciclo diurno de temperatura é bem representado no verão ao passo que no inverno é sistematicamente subestimado, porém apresentando a mesma amplitude da temperatura observada. Este é, com efeito, o mesmo problema encontrado no acoplamento MDU-MFSO descrito na Seq. 4.1.3. Apesar de o MDU desenvolvido neste trabalho não representar tão precisamente a superfície urbana e ainda requerer melhorias, a maior fonte das divergências entre os resultados do MDU-MFSO e os dados observados parece mesmo estar relacionada a fenômenos de escalas maiores do que as locais e a variabilidades que não aquelas do ciclo diurno.

## 5. INFLUÊNCIA DO DOSSEL URBANO NA ESTRUTURA DA CLA

### 5.1 *A camada limite convectiva: representações bottom-up e top-down*

Esquemas de fechamento são geralmente baseados ou utilizam a equação de ECT para formular a relação entre o balanço de ECT e o entranhamento. De acordo com Ball (1960) a dissipação viscosa não é suficiente para explicar a destruição de toda a ECT produzida pela convecção profunda. Assim, se o termo de empuxo é dominante na camada de mistura uma hipótese importante é que a taxa de entranhamento é determinada pela condição de que a razão entre a taxa de dissipação de ECT,  $D_E$ , e a produção total,  $P_E$ , é constante na camada de mistura, i.e.,  $D_E/P_E = \text{cte}$ . Supondo que a ECT na camada de mistura não varie significativamente como o tempo e que sua produção por cisalhamento seja desprezível, a equação da ECT integrada através da camada de mistura pode ser escrita como (Garratt, 1994)

$$\frac{g}{\theta} \int_{z_0+d_0}^{z_i} \overline{w'\theta'} dz = P_E + D_E, \quad (5.1)$$

ou seja a produção mais a destruição é igual ao fluxo de calor sensível no topo da CM. Nessa fórmula e nas seguintes  $z_i$  é a altura da base da inversão e o termo de destruição é definido negativo. Supondo um perfil de fluxo típico da CM dado pelos processos difusivos *top-down* e *bottom-up* (Wyngaard & Brost, 1984)

$$\overline{w'\theta'}(z) = \overline{w'\theta'}|_0 \left(1 - \frac{z}{z_i}\right) + \overline{w'\theta'}|_{z_i} \frac{z}{z_i}, \quad (5.2)$$

e notando que no período convectivo ( $z_0 + d_0$ )  $\ll z_i$  pode-se escrever cada termo à direta da Eq. 5.1 como

$$\begin{aligned} P_E &= \frac{g}{\theta} \int_{z_0+d_0}^{z_i} \left(1 - \frac{z}{z_i}\right) \overline{w'\theta'}|_0 dz \\ &= \frac{gh}{\theta} \frac{\overline{w'\theta'}|_0}{2}, \end{aligned} \quad (5.3a)$$

$$\begin{aligned} D_E &= \frac{g}{\theta} \int_{z_0+d_0}^{z_i} \left(\frac{z}{z_i}\right) \overline{w'\theta'}|_{z_i} dz \\ &= \frac{gh}{\theta} \frac{\overline{w'\theta'}|_{z_i}}{2}. \end{aligned} \quad (5.3b)$$

Daí resulta que

$$\frac{D_E}{P_E} = \frac{\overline{w'\theta'}|_{z_i}}{\overline{w'\theta'}|_0} \equiv -\beta. \quad (5.4)$$

A razão entre o fluxo de calor positivo produzido na superfície e o negativo produzido no topo da CM pelo entranhamento é uma característica marcante da camada limite convectiva bem misturada e como será visto na Seq. 5.2.1 o MFSO consegue capturar esse aspecto apropriadamente.

## 5.2 Estrutura vertical para o inverno, $h/d = 3$ : comparação com LES

Codato (2008) estudou o ciclo diurno do monóxido de carbono utilizando o modelo LES. As condições de contorno e as forçantes usadas no modelo foram feitas de forma a representar a RMSP, sendo a superfície plana e homogênea. O interesse nesse estudo é que ele permite a comparação direta dos perfis verticais obtidos com o MDU-MFSO. Nas duas simulações a atmosfera é barotrópica e o vento geostrófico é constante. Como foi afirmado na Seq. 1.4 a comparação de modelo com modelo não pode ser conclusiva mas permite avaliar a consistência dos resultados.

A comparação das simulações com LES e MFSO deve ser realizada com alguns cuidados. Quantitativamente não é esperado que esses modelos gerem os mesmos resultados porque as especificações da superfície são diferentes e a evolução temporal da forçante (calor sensível) utilizada no LES não é a mesma que a utilizada no MFSO. Não há umidade nas simulações LES, mas este fator é pouco importante uma vez que o fluxo de calor latente gerado pelo MFSO é quase uma ordem de grandeza menor do que o fluxo de calor sensível. Outro ponto relevante é que ao realizar uma simulação no LES é necessário gerar uma camada de mistura inicial. Este procedimento torna os resultados do LES pouco realísticos no início do período convectivo, como será discutido na Seq. 5.5.

Em Codato (2008) a condição de contorno superior para a componente zonal do vento é de 2 m/s e a componente meridional é mantida igual a zero, ao passo que a mesma condição no MDU-MFSO para o caso apresentado nesta seção é  $(U, V) = (10.6, 10.6)$  m/s. A fim de facilitar a comparação em vez do vetor  $(U, V)$  é utilizado o seu valor absoluto dividido por  $15/2$  ( $= |U_G^{\text{MFSO}}|/|U_G^{\text{LES}}$ ).

Três horários do período convectivo foram escolhidos para acompanhar a evolução da estrutura vertical da CM. O perfil do vento é mostrado na Fig. 5.1(a). A estrutura do vento simulada pelo modelo LES exibe um comportamento que sugere uma distribuição logarítmica em toda a extensão da CM e o vento intensifica-se de forma praticamente linear com o tempo dentro do período considerado. Nos resulta-

dos do MFSO não há uma intensificação constante do vento. Isso está relacionado a presença da componente  $V$  que neste período decresce enquanto que a componente  $U$  cresce. De um modo geral o comportamento da intensidade do vento simulada pelo MFSO é mais complexa porque possui as duas componentes horizontais.

O fluxo de momento simulado pelo MFSO apresenta uma variação quase linear com a altura dentro da CM durante o período de alta instabilidade (Fig. 5.2(a), linhas preta e vermelha). Essa quase-linearidade pode ser entendida com base na estrutura vertical do vento médio, que não é constante na CM mas cresce com  $z$  de forma aproximadamente uniforme. Expressando a variação vertical da velocidade como

$$\frac{\partial U}{\partial z} = m(t) \quad \text{ou} \quad U(z, t) = m(t)z + c_1. \quad (5.5)$$

Note-se que  $m(1200) > m(1500)$ , o que significa que  $\dot{m} = \partial m / \partial t < 0$  [Fig. 5.1(a)]. Como neste período os fluxos de momento são dominantes, a expressão

$$\frac{\partial U}{\partial t} \approx -\frac{\partial \overline{u'w'}}{\partial z}, \quad (5.6)$$

é válida. A partir das duas equações acima deduz-se que

$$\overline{u'w'} \approx -\dot{m}z^2/2 + c_2, \quad (5.7)$$

e, portanto, a curva do fluxo vertical de momento deve apresentar uma concavidade para a esquerda como é vista na Fig. 5.2(a).

O perfil vertical da temperatura potencial simulada por ambos os modelos são muitos semelhantes tanto na estrutura espacial quanto na evolução temporal. Entre 1500 e 1800 HL a temperatura potencial praticamente não varia e é cerca de 2 K maior do que aquela em 1200 HL no caso da simulação com MFSO e 5 K maior no caso da simulação com LES. A pequena variação em  $\bar{\theta}$  na segunda metade da tarde é consequência de a CM estar bem misturada implicando na homogeneidade da temperatura potencial. Tal condição já está presente ao meio-dia mas se distingue

daquelas entre 1500 e 1800 HL pelas seguintes razões: entre 1200 e 1500 HL a crescente temperatura da superfície propaga através da CM por meio da turbulência e atinge máximo em 1500 HL [Fig.4.5(b)]; este é o processo difusivo *bottom-up*. Antes de 1500 HL a taxa de crescimento da CM é também maior dando origem a uma taxa de entranhamento de ar mais quente realçando o aquecimento da camada (processo *top-down*). Após 1500 HL a superfície começa a esfriar e o crescimento da CM cessa fazendo com que a temperatura através da camada varie pouco. Quantitativamente a temperatura simulada pelo MFSO é mais consistente com o valor médio para o inverno.

Outra limitação da técnica LES está relacionada com a simulação da camada limite estável. Neste caso a superfície é mais fria que o ar sobrejacente e a turbulência gerada pelo cisalhamento do vento e destruída pelo empuxo negativo e pela viscosidade. Por causa da competição cisalhamento–empuxo, a intensidade da turbulência é muito menor do que nos casos em que a atmosfera é neutra ou convectiva. Desse modo a camada limite estável é muito mais rasa e caracterizada por turbilhões menores. No Brasil alguns estudos da camada limite estável com LES foram iniciados (Marques Filho et al., 2007).

Em função dessa dificuldade em geral não é observada em Codato (2008) a inversão de superfície que é encontrada com o MDU-MFSO, porque na simulação com LES não foi possível simular o período inicial da manhã e as condições iniciais correspondem a uma camada já misturada com profundidade de  $\approx 300$  m.

A inversão térmica próxima da superfície ( $\sim 100$  a  $300$  m) nas primeiras horas do dia está bem caracterizada observacionalmente (Yamada & Mellor, 1975; Sun & Ogura, 1980; Caughey, 1981; Stull & Driedonks, 1987) e o MDU-MFSO consegue representá-la de forma apropriada. O perfil do fluxo de calor sensível apresenta o comportamento típico de regime convectivo descrito por uma relação linear com a altura (Garratt, 1994). Na simulação LES este comportamento já é bem definido desde 0830 HL (não mostrado), enquanto no MDU-MFSO isso ocorre somente a partir de 1100 HL, horário no qual o regime convectivo torna-se bem marcado. Nas

simulações com MDU-MFSO realizadas para o período de 0800 HL até 1000 HL (não mostrado), o fluxo de calor sensível apresenta mais de uma inversão de sinal através da camada limite. Isso indica que neste período ela ainda não se encontra bem misturada, havendo heterogeneidades marcadas pela presença da camada de mistura em crescimento e a camada residual.

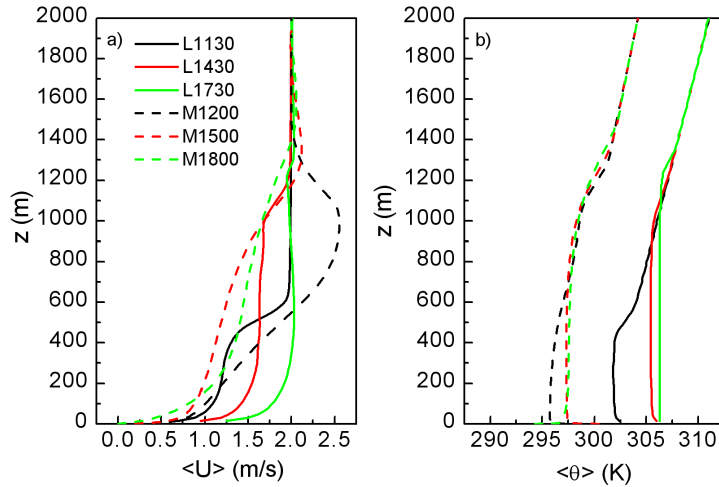


Fig. 5.1: (a) Perfil vertical do vento simulados com LES (L) e MFSO (M) em três horários para o convectivo. Nas curvas referentes ao MFSO  $|U| = \sqrt{U^2 + V^2}$ . A componente V não está presente nas simulações LES. (b) Temperatura potencial.

O fluxo de momento simulado pelo LES é sensivelmente menor seja porque condição superior para a velocidade do vento seja baixa comparada com aquela imposta no MFSO, ou porque a superfície no LES é mais lisa, resultando numa tensão de cisalhamento em superfície,  $\tau_0$ , menor [Fig. 5.2(a)].

Qualitativamente os fluxos de calor sensível simulados pelo LES e pelo MFSO apresentam a mesma estrutura espacial para cada hora considerada [Fig. 5.2(b)]. As diferenças nos valores dos fluxos no primeiro nível de cada um dos modelos são explicadas em termos dos diferentes aspectos da superfície. Deve ser observado também que o fluxo de calor sensível no modelo LES é calculado a partir de uma distribuição horária senoidal enquanto que no MDU o fluxo de calor sensível é modelado com base num balanço de energia e na interação dos fluxos com a estrutura de um dossel.



Dessa forma a diferença nos fluxos através da CM deve-se a seus valores diferentes na superfície. Diferenças na altura em que os fluxos mudam de sinal estão relacionadas a altura da base da inversão. Note-se que no final da tarde o MFSO é capaz de prever o crescimento da camada de inversão próximo à superfície.

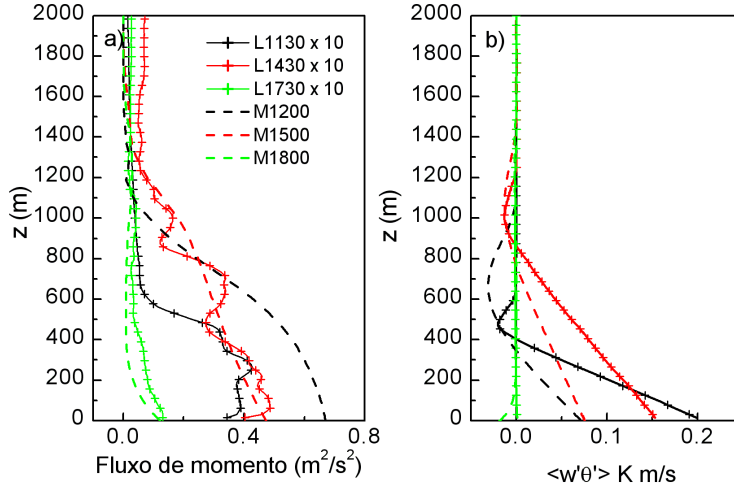


Fig. 5.2: (a) Perfil vertical fluxos de momento e (b) calor sensível.

A Fig.5.3(a) mostra os perfis de  $\bar{c}$  e  $\bar{q}$ . Perfis para outros horários (Codato, 2008) mostram que a evolução diurna da concentração de CO é marcada por um aumento inicial lento seguido por um decréscimo substancial a partir de 1100 HL. Por outro lado, no MDU-MFSO a umidade específica praticamente não varia no período mostrado. De fato o perfil todo desvia muito pouco do perfil dado como condição inicial. Esse resultado pode ser explicado pelo baixo fluxo de calor latente em superfície. Pequenas variações na estrutura vertical da umidade tem sido observadas mesmo em sítios onde os fluxos de calor latente em superfície são sensivelmente maiores do que aqueles utilizados nas simulações com o MDU-MFSO (Sun & Chang, 1986; Stull & Driedonks, 1987 (modelado); Cleugh & Grimmond, 2001). Em Cleugh & Grimmond (2001), por exemplo, os perfis verticais foram observados em Sacramento (Califórnia) em três horários 0640 e 0916 os quais são muitos próximos um do outro, e 1446 HL, que apresenta um desvio mais significativo. Entre 0916 e 1446 HL

a diferença no aquecimento na superfície é muito significativa e tendo em vista as condições geográficas da região de Sacramento (inclinação do terreno, posição em relação ao litoral [ $\sim 100$  km], topografia vale-montanha e vegetação) contribuições não-locais devem provavelmente estar atuando.

Outro efeito a ser considerado são os valores usados no perfil inicial de umidade, que são os mesmos de Iperó mas que podem ser altos para a região urbana simulada tendo em vista o baixo fluxo de calor sensível na superfície.

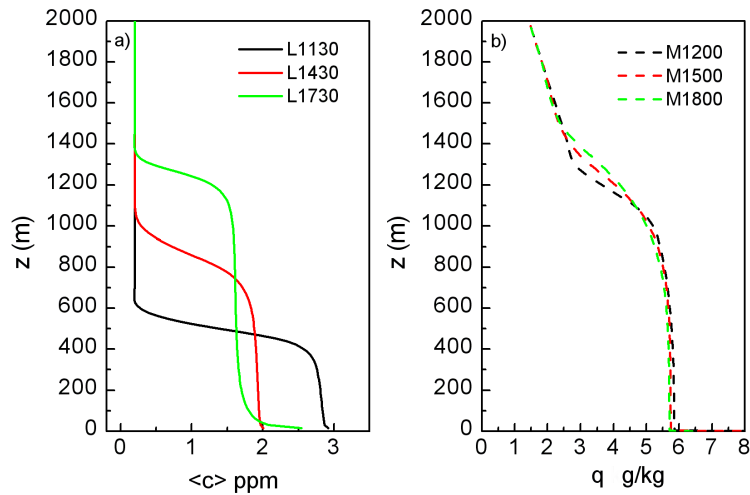


Fig. 5.3: (a) Perfil vertical da concentração de CO média simulado pelo LES e (b) perfil vertical da umidade média simulada pelo MFSO.

A distribuição vertical dos fluxos de CO e de umidade são bastantes similares [Fig. 5.3(a)]. O fluxo de umidade atinge seu valor máximo em 1500 HL e na altura de aproximadamente 1000 m [Fig. 5.3(b)]. Em 1200 HL também é observado um máximo em 1000 m. Estes podem ser interpretados em termos da “teoria”- $K$  como um efeito do entranhamento de ar seco no topo da CM correspondendo a flutuações  $w' < 0$  e  $q' < 0$  resultando  $\overline{w'q'} > 0$ . Entretanto o máximo local ao meio-dia ( $z \approx 500$  m) e o mínimo em 1500 HL ( $z \approx 1500$  m) não podem ser entendidos assim devido a contribuições não relacionadas com o gradiente que devem estar atuando. Até o meio-dia o fluxo de umidade apresenta uma variação não linear com  $z$ . Em outras

simulações realizadas para diferentes condições de superfície o fluxo de umidade pode apresentar um comportamento linear já em 1200 HL. Isso será mais discutido na Seq. 5.5.

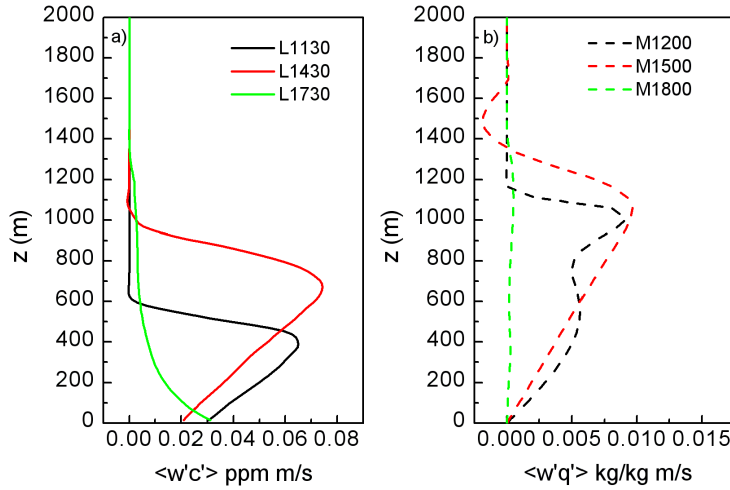


Fig. 5.4: (a) Perfil vertical do fluxo de CO simulado pelo LES e (b) perfil vertical do fluxo de umidade simulada pelo MFSO.

Os comportamentos da ECT simulado pelo LES e pelo MFSO são similares espacialmente, mas diferem na forma como evoluem no tempo (Fig. 5.5). A ECT prevista pelo LES cresce de entre 1130 e 1430 HL e depois decresce, ao passo que o previsto pelo MFSO é estritamente decrescente entre 1200 e 1800 HL.

### 5.2.1 Estimativa da razão de entranhamento–fluxo de superfície

Usando a Eq. 5.2 para calcular a altura onde o fluxo de calor anula-se combinada com a Eq. 5.4, obtém-se

$$1 - \frac{z_i}{z} = -\beta, \quad (5.8)$$

em que  $z$  é a altura para a qual  $\overline{w'\theta'} = 0$ . Na Fig. 5.6 é mostrado a razão de entranhamento–fluxo de superfície ( $\beta$ ) durante o período convectivo para as estações de verão e inverno. Um valor de  $\beta$  frequentemente citado na literatura é 0.2. Os

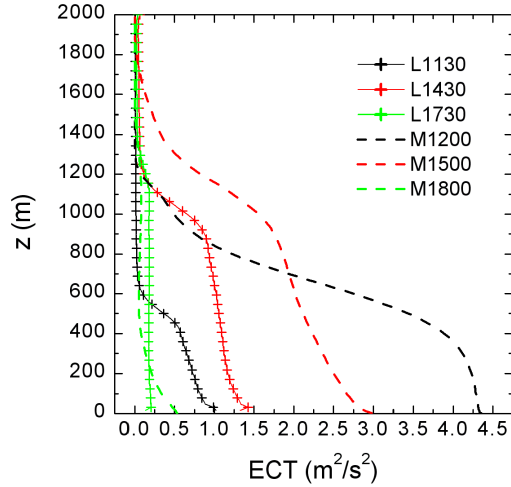


Fig. 5.5: Energia cinética turbulenta. Linha contínua com “+” foram obtidas da simulação com LES. Linha tracejada foram obtidas a partir do MFSO.

valores encontrados nas simulações de verão e inverno são respectivamente 0.05 e 0.10 (linha preta). Com base na Eq. 5.8 esses valores são um pouco mais altos: 0.10 e 0.15 (linha vermelha). O fato de tanto  $\overline{w'\theta'}|_{z_i}/\overline{w'\theta'}|_0$  quanto  $1 - z_i/z$  apresentarem o mesmo comportamento em relação ao tempo indica que uma CM bem misturada se forma durante esse período. Fora do período convectivo o valor de  $\beta$  estimado por quaisquer dos dois métodos cresce rapidamente, mas neste caso as hipóteses empregadas na dedução das Eqs. 5.4 e 5.8 deixam de ser válidas. O nível onde  $\overline{w'\theta'} = 0$  é de aproximadamente  $0.90 z_i$  no verão e de  $0.85 z_i$  no inverno.

### 5.3 Efeito da razão geométrica no balanço de energia na superfície

A Fig. 5.7 mostra como a temperatura do ar varia em função da razão geométrica. Em todas as simulações que envolvem a variação da razão geométrica ( $h/d$ ), a largura da rua  $d$  foi mantida constante e, portanto, apenas  $h$  variou. Em quaisquer dos casos avaliados a temperatura diminui à medida que as construções tornam-se mais altas. Durante o dia a temperatura cai com razão geométrica de forma assintótica, ao passo que durante a noite isso não é evidenciado. Comparando o comportamento para cada hora do dia, resulta que durante a noite o decréscimo de temperatura

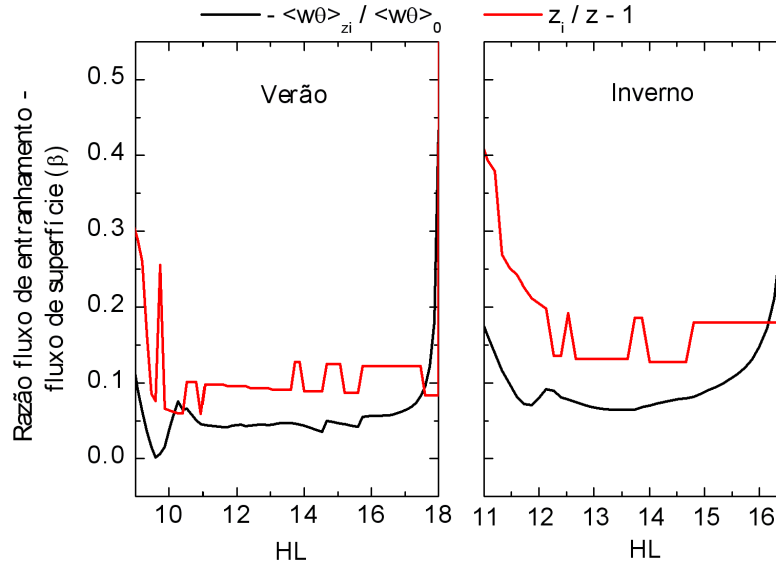


Fig. 5.6: Razão taxa de entranhamento–fluxo de superfície ( $\beta$ ) durante o período convectivo para as estações de verão e inverno. Os valores foram estimados segundo dois critérios: usando a equação que define  $\beta$  (Eq. 5.4), linha preta, e usando a equação da altura onde o fluxo é zero (Eq. 5.8), linha vermelha.

é maior em ambas as estações do ano. Os valores no verão são  $-3.7^{\circ}\text{C}$  durante o dia contra  $-6.4^{\circ}\text{C}$  durante a noite. No inverno obtém-se  $-4.7^{\circ}\text{C}$  e  $-5.5^{\circ}\text{C}$  para o dia e noite, respectivamente. O fato de a noite a variação da temperatura em função de  $h/d$  ser maior aparentemente indica que o fator de visão do céu não tem um papel essencial no processo de manutenção da temperatura do dossel urbano devido a aprisionamento de radiação de onda longa. No entanto este aspecto é só aparente, como será explicado adiante. Na Tab. 5.1 é encontrada a diferença entre as temperaturas e os fluxos simulados em relação a uma diferença de  $10 - 0.1$  na razão geométrica.

Tab. 5.1: Variação da temperatura e dos fluxos no nível da superfície correspondente  $\Delta(h/d) = 10 - 0.1$  (Fig. 5.8). Temperatura em graus Celsius e fluxos em  $\text{W}/\text{m}^2$ . A variação dos fluxos são mostradas para as 1200 HL e referem-se à Fig. 5.10.

	$T$ (1200 HL)	$T$ (2400 HL)	$R_N$	$G$	$H$	$LE$
Verão	-3.7	-6.4	-104	182	-282	-4
Inverno	-4.7	-5.5	-36	166	-200	-2

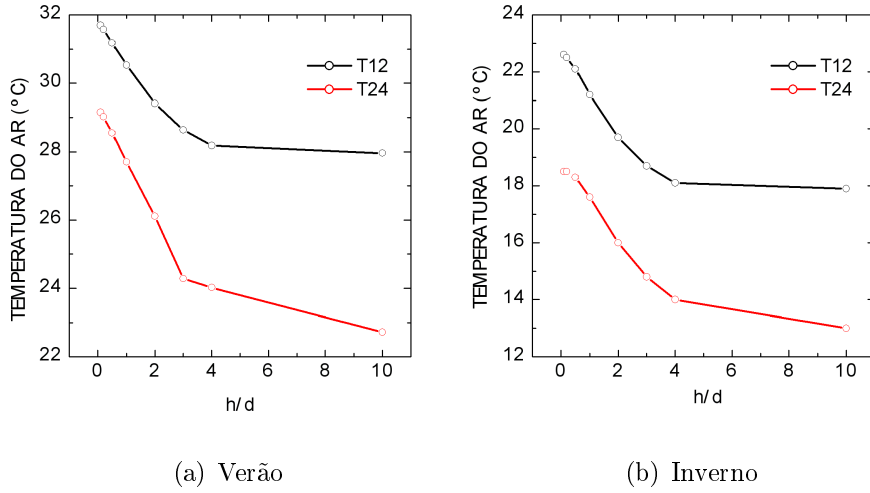


Fig. 5.7: Variação da temperatura em função da razão geométrica. Linha preta, 1200 HL e linha vermelha, 2400 HL. Durante o dia a temperatura cai assintoticamente, mas a noite esse comportamento não é claro. Note-se as escalas diferentes.

Os fatores que parecem ser mais relevantes são o aumento da área de sombreamento e o aumento da capacidade térmica do dossel em função da razão geométrica. Quando as construções são altas a rua e as paredes recebem uma menor quantidade de energia durante o dia. A isso é somado o fato de que a capacidade térmica do dossel aumenta proporcionalmente ao seu volume ( $bh \times \text{comprimento}$ ). Há então dois efeitos combinados atuando para o decréscimo da temperatura do dossel, a saber: menor quantidade de energia e maior massa. Uma explicação mais quantitativa é a seguinte: considere-se um cânion urbano composto por rua, paredes e telhado como na Fig.3.1(a). Se  $\lambda$  é o ângulo zenital, suposto maior que  $\lambda_0$  por simplicidade, e  $S_0$  o fluxo de radiação solar, então a potência e por unidade de comprimento do cânion que chega na parede e no telhado é, respectivamente

$$E_w = \Delta h(1 - \alpha_w)S_0 \sin \lambda, \quad (5.9a)$$

$$E_o = b(1 - \alpha_o)S_0 \cos \lambda. \quad (5.9b)$$

sendo  $\Delta h$  a fração iluminada da parede. Portanto, a potência total por unidade de comprimento é

$$E = E_w + E_o = S_0 [\Delta h(1 - \alpha_w) \sin \lambda + b(1 - \alpha_o) \cos \lambda]. \quad (5.10)$$

A variação da temperatura do dossel devido a forçante radiativa é dada por

$$\left| \frac{\partial T}{\partial t} \right| \sim \frac{1}{c\rho} \frac{\text{fluxo} \times \text{área}}{\text{volume}}, \quad (5.11)$$

em que  $c$  é o calor específico efetivo do edifício. Combinando as Eqs. 5.10 e 5.11, obtém-se

$$\left| \frac{\partial T}{\partial t} \right| \sim \frac{S_0}{bd c\rho} \frac{\Delta h(1 - \alpha_w) \sin \lambda + b(1 - \alpha_o) \cos \lambda}{h/d}. \quad (5.12)$$

Para  $\lambda$  fixo,  $\Delta h$  é constante. Assim,

$$\left| \frac{\partial T}{\partial t} \right| \propto \frac{1}{h/d} \quad \therefore \quad T + \text{constante} \propto \frac{1}{h/d}. \quad (5.13)$$

A conclusão é que a temperatura média dos edifícios diminui com a altura durante o dia, como mostrado na Fig. 5.7. Note-se que neste caso  $T$  é a temperatura média do edifício. Como consequência a temperatura do ar apresenta o mesmo comportamento. Do ponto de vista observacional seria constatado uma área com temperatura maior que  $T$  (iluminada) e outra com temperatura menor (sombreada). Durante a noite o esfriamento ocorre a partir de uma temperatura inicial menor. Uma limitação do modelo é também um fator capital para explicar as curvas vermelha da Fig. 5.7. O modelo não inclui aquecimento da atmosfera por radiação de modo que a temperatura do ar durante a noite não é sensível a temperatura das superfícies sólidas, a não ser via fluxo de calor sensível.

Em síntese a temperatura do ar no dossel decresce em função da altura dos edifícios; logo, não é possível concluir que é o aspecto *geométrico* da verticalização das cidades o responsável pelo efeito de ilha de calor urbana. Todavia, Oke (1982) mostra que a intensidade da ilha de calor urbana aumenta à medida que  $h$  cresce (figura 11 de Oke, 1982). Neste ponto é necessário separar as diversas contribuições que a verticalização traz para o balanço de energia e para a temperatura; as

principais são: aprisionamento da radiação de onda longa (*positiva*), aumento de massa do dossel por unidade de área (*negativa*), aumento da área de sombreamento (*negativa*) e aumento da produção de calor antropogênico (*positiva*). Por exemplo, Oke (1982) mostra que o balanço de onda longa diminui (cada vez mais negativo) com  $\psi$ , para um mesmo cânion ( $h/d = \text{cte}$ ) (figura 7 de Oke, 1982). É difícil fazer uma comparação entre tal situação e a simulada aqui porque elas não parecem ser equivalentes: no trabalho citado por Oke é estudado um único cânion ( $h/d = \text{cte}$ ) e a posição do sensor infravermelho em relação solo é alterada, causando a variação em  $\psi$ . No MDU  $\psi$  varia em função de  $h/d$ . Com efeito, a radiação de onda longa ascendente não será a mesma. Quanto maior a área de sombreamento, menos energia será armazenada durante o dia, acarretando menor emissão de onda longa durante a noite. Dessa forma o aprisionamento da radiação de onda longa durante a noite não parece ser a principal causa para explicar uma diferença de até 12°C na intensidade da ilha de calor urbana, como é referido em Oke (1982). Por outro lado, há uma forte correlação entre a população de uma cidade e a intensidade da ilha de calor urbana (figura 3 de Oke, 1982). Pode-se concluir, então, que o efeito de ilha de calor deve estar parcialmente associado a intensidade da atividade humana por unidade de área, que por sua vez é proporcional a verticalização.\* Como mostram as simulações apresentadas aqui, o aspecto geométrico da verticalização, *isoladamente*, age no sentido de desintensificar o efeito da ilha de calor.

Na Fig. 5.8(a) é mostrado como o ciclo diurno da temperatura do ar responde a variação da razão geométrica. O motivo pelo qual a temperatura do ar em função de  $h/d$  é menor fica claro nesta figura. O dossel mais vertical demora mais para aquecer, o que acarreta uma menor temperatura “inicial” a partir da qual ocorre a perda de energia no período noturno. Com efeito, uma superfície urbana com edifícios altos apresentará temperatura média menor. Este resultado é consistente

---

\* Outro fator importante na diferença do balanço de energia entre áreas rurais e urbanas é a disponibilidade de água na superfície. Como o calor latente de vaporização de água é muito alto, 2.5 MJ/kg, uma pequena variação na quantidade de água disponível pode afetar substancialmente a partição da energia entre os fluxos turbulentos.



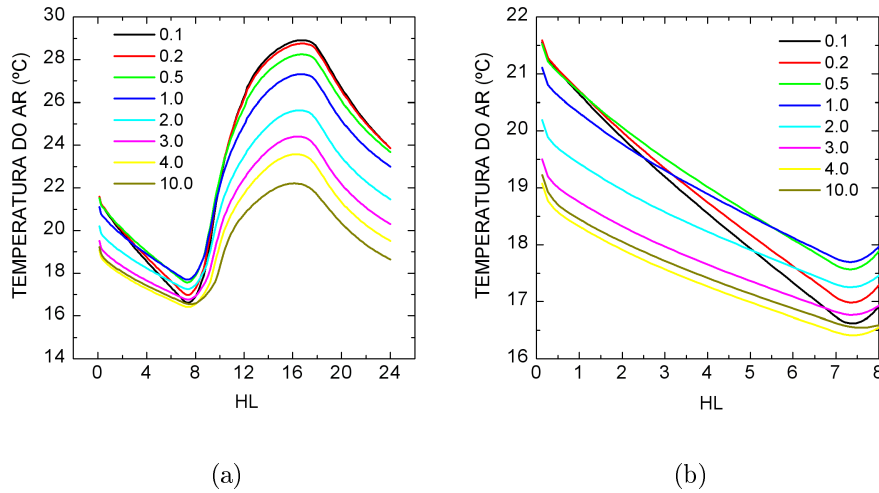


Fig. 5.8: (a) Variação do ciclo diurno de temperatura em função da razão geométrica. Em (b) é destacado o comportamento da temperatura na segunda metade do período noturno. É possível notar que para  $h/d$  menores a taxa de esfriamento é maior, indicando o efeito do aprisionamento da radiação de onda longa.

com a Eq. 5.13. Na Fig. 5.8(b) pode ser visto que a taxa de esfriamento também decresce com  $h/d$ , provavelmente como consequência do aprisionamento da radiação de onda longa. No caso de uma área urbana com baixa razão geométrica tal como 0.1 ou 0.2, pode ser visto que a taxa de esfriamento é sensivelmente maior (curvas preta e vermelha).

Para quantificar o aquecimento e esfriamento do ar foram escolhidos dois períodos: um de 0800 HL a 1400 HL para o aquecimento e outro de 0030 a 0730 HL para o esfriamento. Esses são períodos do dia que correspondem a uma variação aproximadamente linear da temperatura com o tempo, fazendo com que o uso de valores médios tenha mais sentido.

A variação da temperatura do ar em relação a  $h/d$  durante a manhã e o início da tarde segue o sugerido pela Eq. 5.13 [Fig. 5.9(a)], i.e., o inverso de  $h/d$ . O esfriamento noturno apresenta valores absolutos menores [Fig. 5.9(b)]. De  $h/d = 4$  a  $h/d = 10$  a taxa de esfriamento do ar não se altera. Se esse resultado for real, então parece haver um limite para a redução da taxa de esfriamento do ar.

A Tab. 5.2 resume a influência da razão geométrica na variação das taxas de

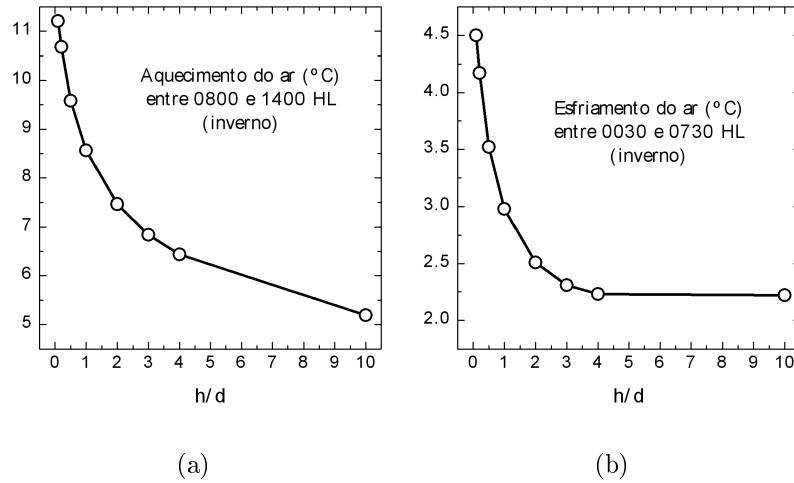


Fig. 5.9: Variação da temperatura do ar na manhã e no início da tarde (a) e durante a segunda metade do período noturno (b).

aquecimento e esfriamento do ar e na variação da taxa de perda radiativa de onda longa. A variação da taxa de esfriamento do ar está correlacionada com a variação de perda radiativa, e provavelmente esta é a causa primária. Outra forma de a razão geométrica influenciar a taxa de esfriamento do ar seria por meio do fluxo de calor sensível, uma vez que o comprimento de rugosidade é calculado a partir de  $h$  e afeta diretamente o fluxo de calor sensível. No entanto, este demonstrou-se ser praticamente insensível a  $h/d$  durante o período noturno.

Tab. 5.2: Variação da taxa de esfriamento do ar durante o período de 0030 a 0730 HL e aquecimento durante o período de 0800 a 1400 HL. É apresentado também a variação da taxa de perda radiativa por onda longa durante o período de 1900 a 2400 HL. As três variáveis correspondem ao dia do ano 211 (inverno).

$h/d$	0.1	0.2	0.5	1.0	2.0	3.0	4.0	10.0
Esfriamento ( $^{\circ}\text{C h}^{-1}$ )	0.64	0.60	0.50	0.43	0.36	0.33	0.32	0.32
Aquecimento ( $^{\circ}\text{C h}^{-1}$ )	1.87	1.78	1.60	1.43	1.24	1.14	1.07	0.87
Perda radiativa ( $\text{W m}^{-2} \text{ h}^{-1}$ )	-1.78	-1.66	-1.40	-1.14	-0.84	-0.66	-0.54	-0.22

O impacto da razão geométrica no fluxo de energia armazenado no solo pode ser visto na Figs. 5.10(a) e (b) superiores. Também é observado que fluxo de calor sensível é reduzido, como era esperado, tendo em vista o que foi discutido sobre a temperatura. À medida que  $h/d$  cresce, maior é o fluxo de energia armazenado no

dossel, de acordo com o que foi explicado (Eq. 5.13); o limite para o fluxo de energia armazenado no dossel tende para um valor único ( $280 \text{ W/m}^2$ ) independentemente da estação do ano. Como consequência da partição de energia, o fluxo de calor sensível tem comportamento oposto. Nas Figs. 5.10(a) e (b) inferiores são mostradas as variações da radiação líquida e do fluxo de calor latente, o qual tem um comportamento adverso. A variação da radiação líquida reflete o aumento das áreas sob sombra no interior do dossel. Dentro do intervalo de  $h/d$  simulado a radiação líquida decresce de aproximadamente  $36 \text{ W/m}^2$  no inverno e  $104 \text{ W/m}^2$  no verão (Tab. 5.1).

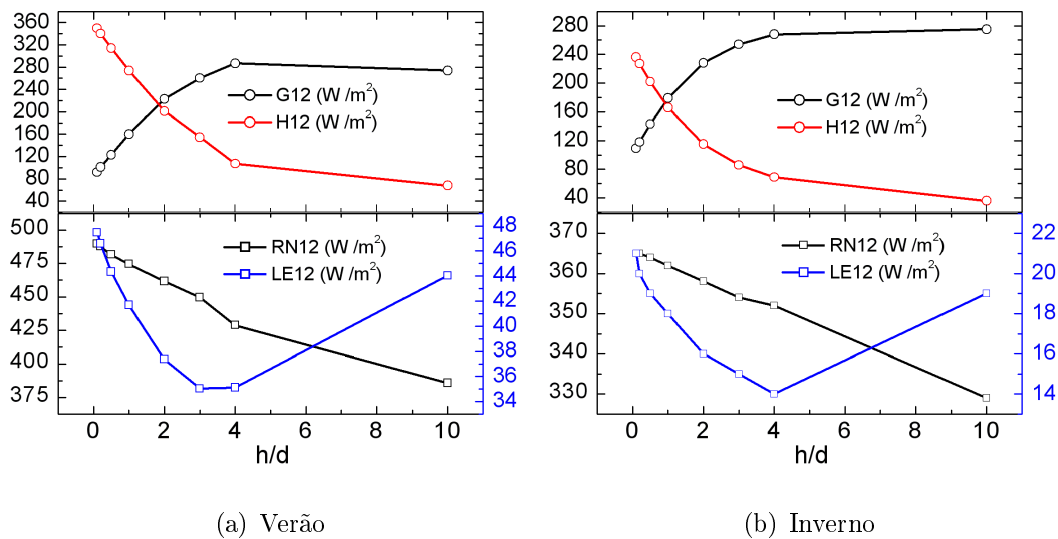


Fig. 5.10: Variação das componentes do balanço de energia em função da razão geométrica;  $G_{12}$ ,  $H_{12}$ ,  $RN_{12}$  e  $LE_{12}$  indicam os valores dos fluxos às 1200 HL. Note-se que as escalas dos fluxos para verão e inverno não são as mesmas.

Esses resultados mostram que a influência da geometria de um sítio urbano pode ser muito significativa nos valores dos fluxos e da temperatura observados próximos à superfície. O fluxo de calor sensível é o principal responsável pelo crescimento da camada limite convectiva, principalmente nas primeiras horas do dia, quando a taxa entranhamento acima da camada limite residual não é significativa. Portanto, os efeitos da geometria não se restringem ao nível da superfície e isso tem implicações diretas na dispersão de poluentes. Na próxima seção é estudada influência da geometria do dossel na altura da camada de mistura convectiva e na Seq. 5.6 é discutida

em mais detalhes questões relacionadas à dispersão de poluentes em áreas urbanas.

A relação entre verticalização do dossel urbano e a temperatura e os fluxos na superfície estabelecidos nesta tese parece ser contrário que tem sido avaliado na literatura. Entretanto esses resultados são consistentes com os apresentados por Tso et al. (1990) e Pearlmutter et al. (2006), os quais estudaram situações mais próximas das simuladas aqui. Tso et al. estudaram o efeito devido a quantidade de *massa construída*, que é expressa por

$$G = m_c c_c \frac{\Delta T}{\Delta t}, \quad (5.14)$$

em que  $m_c$  é massa construída por unidade de área e  $c_c$  é o calor específico do concreto. O que eles encontraram foi uma nítida dependência da temperatura do ar em função da massa construída. A temperatura máxima do ar no ciclo diurno diminui de cerca de 3°C e a mínima cresce de cerca de 2°C quando a  $m_c$  varia de 350 para 1750 kg/m<sup>2</sup>. Isso é equivalente a variar  $h/d$  por um fator de 5, aproximadamente. A variação de temperatura no modelo de Tso et al. é linear dentro do intervalo de massa construída simulada. Uma diferença fundamental entre esses resultados e os obtidos com o MDU está no comportamento da temperatura mínima, que no MDU apresenta um comportamento mais complexo devido ao efeito do sombreamento. No modelo de Tso et al. (1990) o sombreamento não é considerado.

O efeito da verticalização na redução da temperatura do ar também foi observado no experimento em escala reduzida de Pearlmutter et al. (2006). Eles concluíram que cidades com arranjo compacto em regiões de clima quente e seco tendem a ter temperaturas menores quando comparadas com cidades com arranjos mais esparsos. É importante destacar que o experimento de Pearlmutter et al. utiliza um conjunto de cânions de concreto, tornando este modelo reduzido muito mais próximo do que é representado pelo MDU.

#### 5.4 Efeito da razão geométrica e da orientação dos cânions na altura e na evolução da CLA

O valor máximo da altura da CM em função de  $h/d$  é mostrado na Fig. 5.11(a) e sugere um decréscimo exponencial. A hora local em que a camada limite decai abruptamente,  $T_D$ , também varia em função de  $h/d$  de forma similar a  $z_{i\text{máx}}$  [Fig. 5.11(b)]. O maior sombreamento do dossel faz com que o fluxo de calor sensível *positivo* diminua. Por conseguinte o crescimento da CM será menor e cessará mais cedo. Ambos os efeitos podem ser vistos claramente na Fig. 5.12(a).

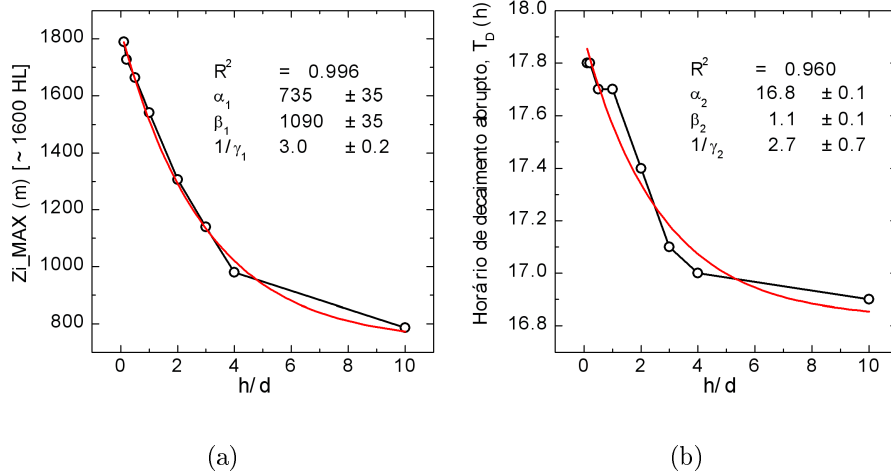


Fig. 5.11: (a) Variação da altura máxima da CM e (b) de  $T_D$  em função da razão geométrica.  $T_D$  é definido como a hora local na qual a altura da CM decai abruptamente.

O decréscimo exponencial de  $z_i$  e  $T_D$  pode ser expresso respectivamente por

$$z_{i\text{máx}} = \alpha_1 + \beta_1 e^{-\gamma_1 h/d}, \quad (5.15a)$$

$$T_D = \alpha_2 + \beta_2 e^{-\gamma_2 h/d}. \quad (5.15b)$$

em que  $\alpha$ ,  $\beta$  e  $\gamma$  são constantes dadas pelo ajuste segundo o critério dos mínimos quadrados.

Na Fig. 5.12(a) é mostrada a evolução temporal da CM. A taxa de crescimento da CM é fortemente dependente da razão geométrica. No caso de edifícios baixos

a altura da camada limite é maior. Este fato está diretamente relacionado com o comportamento do fluxo de calor sensível no nível da superfície, o qual promove o crescimento *bottom-up* da CM. A altura da CM é menor sobre um dossel urbano com edifícios altos. Tal comportamento em relação a geometria do dossel traz um diagnóstico importante relativo à poluição de centros urbanos. Construções altas significam grande densidade populacional, implicando um maior consumo de combustível e de produção de poluentes. Dessa forma a verticalização das cidades contribui com dois fatores para o aumento da poluição urbana: aumento da produção de poluentes (um fato já conhecido) e a redução da altura da camada limite.

Na revisão bibliográfica realizada, não foram encontrados na literatura estudos, sejam observacionais ou numéricos, relacionando a razão geométrica do dossel urbano com a evolução temporal CM. Em estudos observacionais a razão geométrica *efetiva* é difícil de ser estabelecida e é estimada via fator de visão ( $\psi$ ). O fluxo de calor antropogênico combinado com o aquecimento da atmosfera devido ao aerossol e à presença de gases de efeito estufa podem levar estudos observacionais a encontrar valores de  $z_i$  maiores daqueles simulados aqui. No caso *específico* das simulações apresentadas nesta tese essas contribuições extras para o crescimento da CM parecem ter sido absorvidas pelo MDU-MFSO por meio da calibração das propriedades da superfície, haja vista que a evolução da altura da CM prevista pelo MDU-MFSO é consistente com a que se observou sobre a RMSF no verão via lidar (Marciotto et al., 2007) e no inverno via sodar (Nair et al., 2004). Na Fig. 5.12(b) é mostrado a evolução temporal da altura da CM adimensionalizada por  $z_{i\text{máx}}$  e por  $T_D$  durante o período convectivo. Esse resultado sugere que, ao menos para certas condições, a altura da CM pode ser representada por uma relação de similaridade envolvendo a geometria da superfície urbana.

O impacto da orientação dos cânions ( $\Theta$ ) em relação a direção NS também foi avaliada. Foram realizadas simulações nas quais a direção do conjunto de cânions foi alterada, porém mantendo a razão geométrica igual 3. A Fig. 5.13 as variações sofridas por  $z_i$  para diferentes valores de  $\Theta$ . Diferente da razão geométrica, a

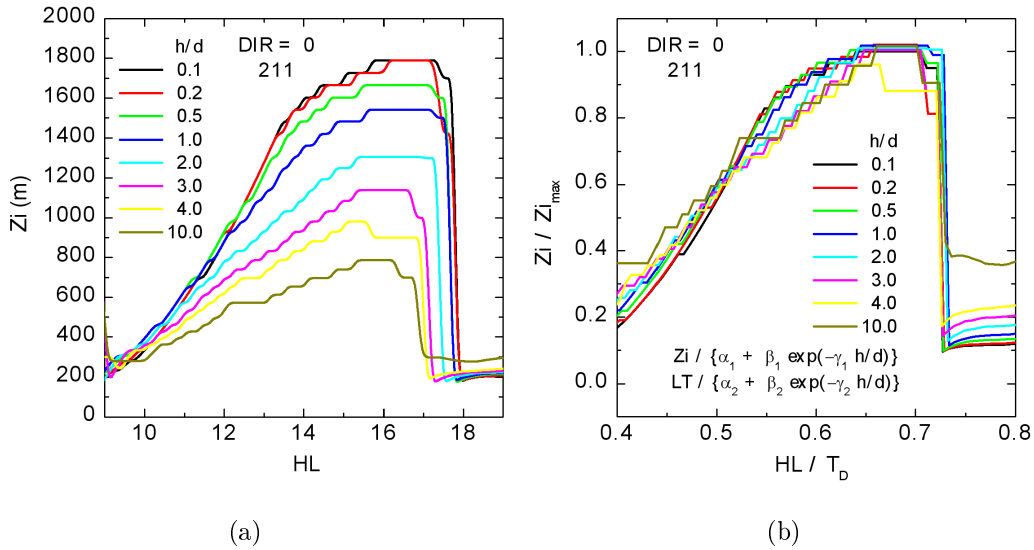


Fig. 5.12: (a) Evolução temporal da altura da camada de mistura. A dependência de  $z_i$  com a geometria é evidente. A hora local na qual a turbulência na CM decai também pode ser vista claramente. (b) Altura da camada de mistura adimensionalizada por  $z_{i_{max}}$  versus a hora local adimensionalizada por  $T_D$ .  $DIR = 0$  significa que as simulações foram realizadas para a situação na qual o cânion está orientado na direção NS.

orientação dos cânions afeta pouco o comportamento da altura da CM. Há uma pequena tendência de  $z_i$  crescer a medida que  $\Theta$  cresce de  $0^\circ$  a  $45^\circ$  e decrescer quando  $\Theta > 45^\circ$ .

### 5.5 Efeito da cobertura vegetal e da geometria dos cânions sobre a distribuição vertical dos momentos estatísticos

Nesta seção a influência da ocupação do solo sobre o perfil vertical das quantidades médias e da turbulência é analisada para a estação de verão. No MDU é possível prescrever qual fração da superfície é ocupada por construções e qual é ocupada por vegetação, sendo o valor efetivo dos fluxos turbulentos calculados com base na média ponderada pelas áreas. Na Fig. 5.14 são mostrados os perfis verticais do vento e temperatura potencial e seus respectivos fluxos. O efeito da cobertura vegetal sobre o perfil do vento é evidente, notadamente nos níveis mais próximos à superfície durante à noite, sendo a diferença de 0.8 m/s em  $z = 200$  m. Durante o dia

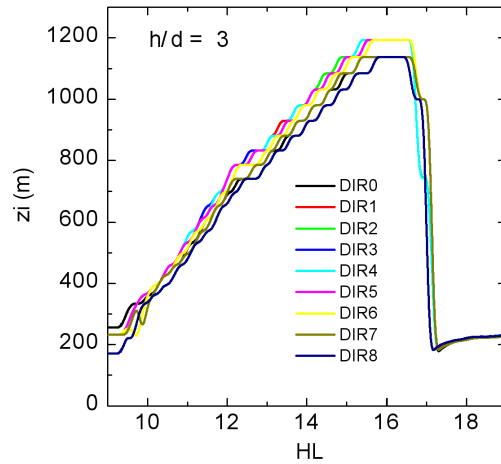


Fig. 5.13: Evolução temporal da altura da CM para várias orientações do conjunto de cânions. A razão geométrica foi mantida constante e igual a 3. Na legenda, DIRn está relacionado com o ângulo referente a direção NS por meio da equação  $\Theta = 11.25 n$ .

essa diferença atinge 1.7 m/s. O valor absoluto do fluxo de momento, representado por  $|\tau|/\rho$ , decresce na medida que a fração de cobertura vegetal aumenta. O fluxo de momento da atmosfera para superfície atua sempre no sentido de desacelerar o escoamento. No período noturno o mesmo comportamento pode ser observado porém numa escala menor. Acima de 250 m, o fluxo de momento para cada situação é praticamente indistinguível.

A temperatura potencial decresce com a cobertura vegetal da superfície (Fig. 5.14). Ao contrário do que ocorre com o vento, a diferença na temperatura potencial devido às diferentes frações de vegetação se mantém através da camada de mistura residual noturna. Perfis verticais de Gouvêa (2007) para a temperatura potencial simulados com RAMS (versão 4.3) e BRAMS (versão 4.0) mostram qualitativamente o mesmo comportamento. Gouvêa (2007) encontra diferenças de até 2.0 K próximo à superfície, considerando os casos extremos simulados, ao passo a diferença entre os casos extremos simulados com o MDU-MFSO essa diferença é de 0.5 K durante o dia e 1.0 durante a noite. A comparação quantitativa direta entre os dois modelos não é trivial, mas as condições de simulação talvez possam explicar essa diferença.



Com o objetivo de estudar conforto térmico, Gouvêa (2007) utiliza dias atipicamente quentes. Lembrando que as condições de simulação do MDU-MFSO referem-se a forçantes de condições de contorno médias para dez anos de dados observados, é esperado que o impacto na mudança de superfície seja atenuado. O fluxo de calor sensível apresenta o mesmo comportamento que o fluxo de momento.

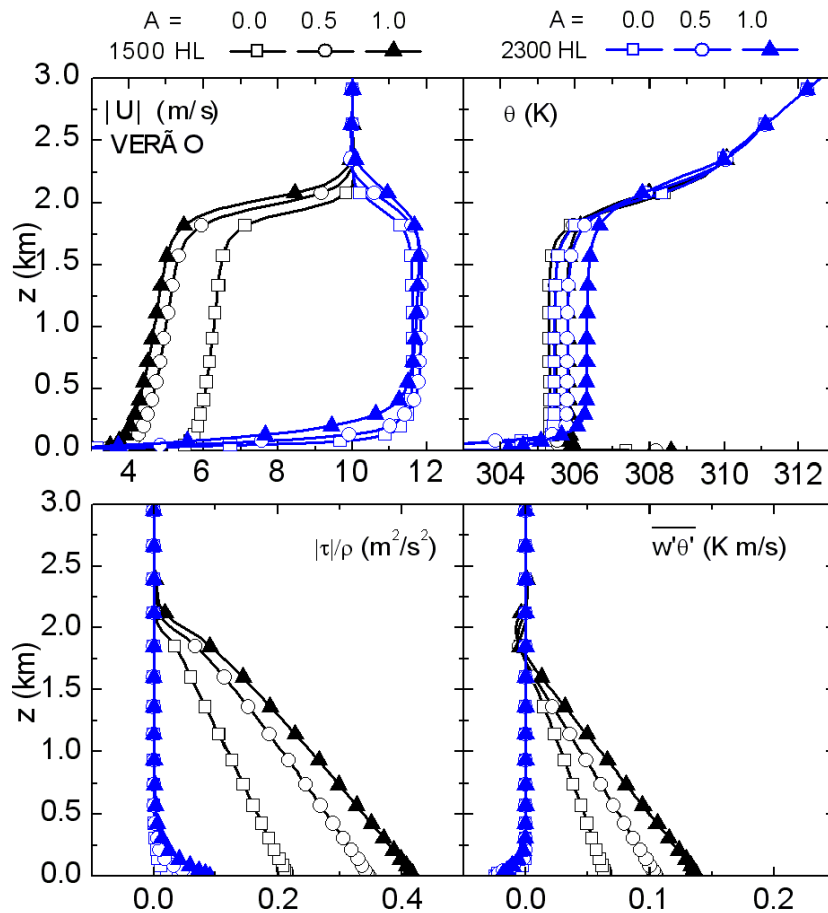


Fig. 5.14: Variação da estrutura vertical do vento, temperatura potencial e umidade e seus respectivos fluxos em função da cobertura vegetal simulada para o período de verão. Dois horários são mostrados: 1500 e 2300 HL. O triângulo corresponde a um dossel sem vegetação e com razão geométrica igual a 3 e é utilizado com uma configuração de referência. Área completamente rural ( $A = 0$ ) é representada por quadrados e área semi-urbanizada ( $A = 0.5$ ) corresponde é representada por círculos.

Outro aspecto da superfície estudado foi a razão geométrica do cânion. As simulações com MDU mostram que o efeito da geometria pode ser um fator preponderante sobre o vento, a temperatura e os fluxos turbulentos, quando comparado

com o impacto devido à presença de vegetação. Antes de discutir a influência da geometria convém analisar o ciclo diurno do vento. A estrutura vertical do vento simulada com o MFSO está de acordo com o que é observado para superfícies aproximadamente homogêneas (Thorpe & Guymer, 1977): durante o dia a CLA está bem misturada, o vento é uniforme e sub-geostrófico e o fluxo de momento é não nulo; à noite o vento cresce rapidamente com a altura e torna-se super-geostrófico acima de 300 m; o fluxo de momento é pouco intenso nas camadas mais próximas da superfície e se anula acima de 300 m. À medida que a camada limite cresce o fluxo de momento para o interior da CM tende a desacelerar o vento sustentado pelo déficit de momento no início do período convectivo. Outros fatores que tendem a desacelerar o vento são a tensão com a superfície e o próprio crescimento da camada de mistura.<sup>†</sup> O resultado é o decréscimo da velocidade do vento durante o dia; à noite o sentido do fluxo de momento se inverte e o vento torna-se super-geostrófico.

O comportamento do vento em relação a mudança na geometria durante o dia é o oposto ao que é observado à noite. Isso está diretamente relacionado com a dinâmica do ciclo diurno explicada acima. O aumento na razão geométrica implica num maior valor do coeficiente de arrasto. Assim a desaceleração do escoamento próximo a superfície no caso  $h/d = 3$  é maior. No período noturno a situação é oposta. O déficit de momento gerado durante o dia no caso  $h/d = 3$  é maior e parece dar origem a um fluxo de momento também maior durante a noite resultando um vento mais intenso. Em síntese a razão geométrica parece aumentar amplitude da oscilação inercial do vento no interior da CLA.

A temperatura potencial decresce com  $h/d$  através da camada limite acompanhando a temperatura na superfície (Fig.5.7) tanto de dia quanto à noite. Comparando as situações  $h/d = 0.1$  e  $h/d = 3$  a diferença de temperatura é de aproxima-

---

<sup>†</sup> *Um dos mecanismos pelo qual o crescimento da camada de limite afeta a velocidade do vento está relacionado com o fluxo de momento para dentro da camada de mistura, que pode ser positivo ou negativo, e dessa forma aumentando ou diminuindo o vento. Um outro mecanismo é o próprio crescimento da CM. De forma qualitativa e aproximada, a equação da continuidade aplicada ao vento resulta  $U z_i = cte$ . Assim, à medida que a CM cresce a velocidade do vento decresce.*

damente 4 K. Durante o dia o fluxo de calor sensível através da CM é sempre maior para geometrias mais baixas, diferente do que ocorre com o fluxo de momento (Fig. 5.15), enquanto que à noite  $\overline{w'\theta'}$  não é sensível a geometria.

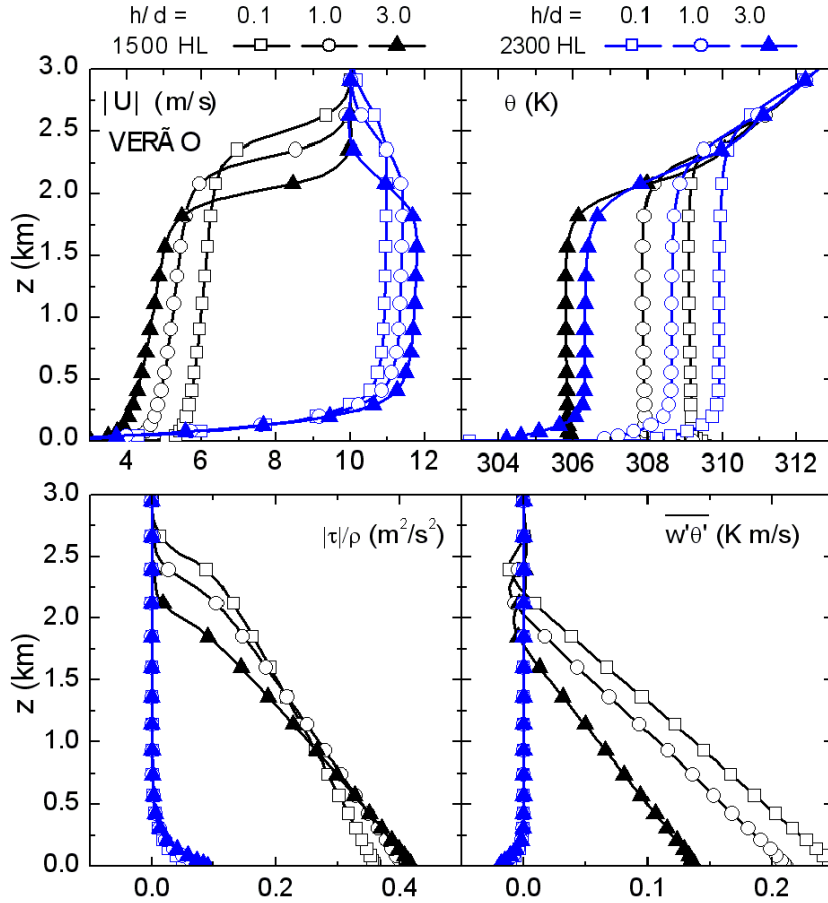


Fig. 5.15: Idem à Fig. 5.14 mas para uma área completamente urbana. Triângulo cheio corresponde a configuração de referência ( $A = 1$  e  $h/d = 3$ ). As razões geométricas 0.1 e 1 são representadas por quadrado e círculo respectivamente.

## 5.6 Implicações no estudo da dispersão de poluentes

O fluxo de calor sensível apresenta o mesmo comportamento que o fluxo de momento. Dessa forma o aumento da área com cobertura vegetal proporciona uma menor altura da CM o dificulta a dispersão de poluição produzida na superfície. Há poucos trabalhos no Brasil destinados ao estudo da estrutura vertical da turbulência

em regiões urbanas. Ulke & Fátima Andrade (2001) propuseram uma parametrização alternativa para o coeficiente de difusão turbulenta com o objetivo de estudar a dispersão de poluentes sobre a RMSP. A parametrização original do modelo CIT (*Califórnia Institute of Technology*) levava à representação inadequada da mistura turbulenta durante os períodos de transição noite-dia e dia-noite, nos quais o regime de turbulência é alterado. Na nova parametrização há duas opções para descrever a difusividade turbulenta para um dado poluente:  $K = K_m$  e  $K = K_h$ , em que  $K_m$  e  $K_h$  são os coeficientes de difusão turbulenta para momento e calor, respectivamente. Esses coeficientes são representados em termos das escalas características do escoamento ( $u_*$ ,  $w_*$ ,  $z$ ,  $z_i$  e  $L$ ). No MFSO é suposto  $K_m = K_h$ , que é calculado como

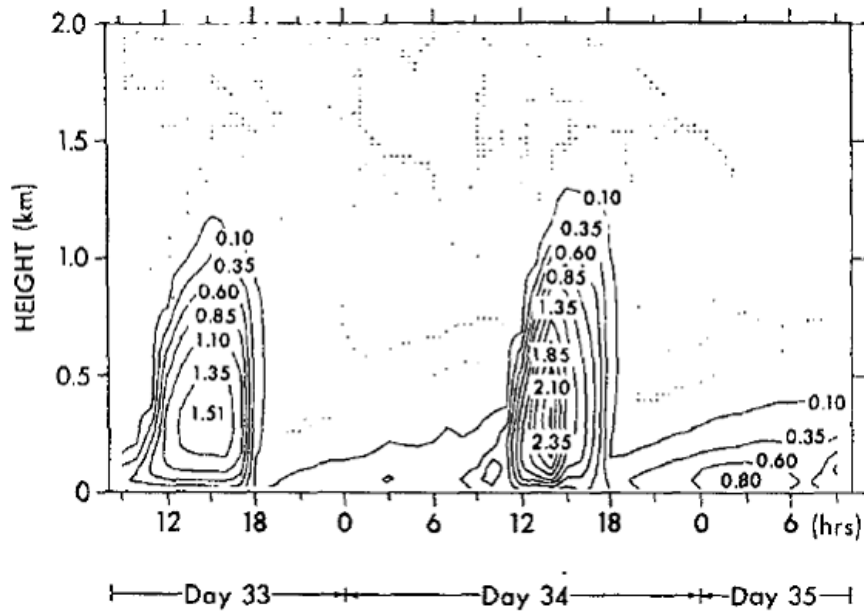
$$K = S_q \ell \sqrt{2ECT}, \quad (5.16)$$

em que  $\ell$  é a chamada *escala mestra* e  $S_q$  é uma constante. Ulke & Fátima Andrade (2001) avaliaram o desempenho de cada uma das parametrizações por meio do estudo do ciclo diurno da estrutura vertical dos coeficientes de difusão.

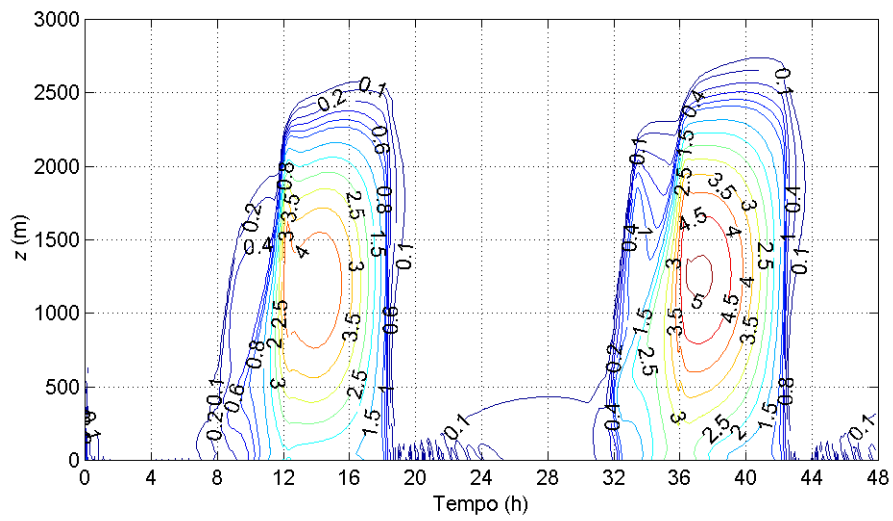
Antes de comparar os resultados do MFSO com os de Ulke & Fátima Andrade é interessante avaliar como o MFSO está descrevendo a evolução temporal da ECT. Na Fig. 5.16(a) é mostrado a soma das variâncias das flutuações de velocidade, i.e., o dobro da ECT, conforme simulada por Yamada & Mellor (1975). Essa simulação corresponde a uma superfície não urbana e pouco vegetada para a estação de inverno. Em contraste na Fig. 5.16(b) é mostrado a mesma quantidade (2 ECT) simulada como o MDU-MFSO para uma superfície urbana com razão geométrica igual a 3. Em ambos os casos o padrão da distribuição espacial da ECT são muito semelhantes. A principal diferença está nos números, sendo que a produção de ECT pelo dossel urbano é cerca de duas maior, além de o núcleo (região onde as isolinhas se fecham) estar em níveis mais altos. A elevação do núcleo de ECT é principalmente devido à maior espessura da camada limite, que no verão é maior, ao passo que a maior

intensidade está relacionada com o maior fluxo de momento e calor sensível (Fig. 5.14).

Na Fig. 5.17(a) é mostrado o campo vertical da difusividade simulado com o MFSSO e na Fig. 5.17(b) o mesmo campo simulado por Ulke & Fátima Andrade usando  $K = K_m$ . A semelhança entre os campos é notável tendo em vista que o primeiro refere-se a um estado médio da atmosfera e o segundo representa o ciclo diurno para dois dias específicos (18 e 19 de fevereiro de 1989). O MFSSO prevê valores ligeiramente menores no segundo dia de simulação, resultando na diferença de  $\sim 30 \text{ m}^2/\text{s}$ , embora no primeiro dia essa diferença chegue a  $\sim 100 \text{ m}^2/\text{s}$ . Ambos os estudos mostram que a difusividade turbulenta depende fortemente da parametrização, gerando assim grande incerteza nas estimativas do campo de concentração de um dado poluente. Em Ulke & Fátima Andrade o coeficiente de difusão pode variar de 100 (para  $K = K_m$ ) a 400 (para  $K = K_h$ ) num dado período do dia. O valor de  $K$  no MFSSO proposto por Mellor & Yamada (1974) depende diretamente do parâmetro  $S_q$ , que é um parâmetro empírico. Com efeito, uma discussão mais detalhada em relação à dispersão real de poluentes na camada limite carece de dados observacionais que criem vínculos aos modelos. A proposta do MFSSO para o cálculo da difusividade turbulenta de acordo com a Eq. 5.16 representa mais fisicamente a natureza da difusão, uma vez que a ECT é uma medida direta da capacidade de mistura do escoamento. Quantitativamente, a diferença entre os modelos pode em princípio ser explicada pelo fato de nas simulações com o MFSSO utilizar-se de valores médios para as forçantes.

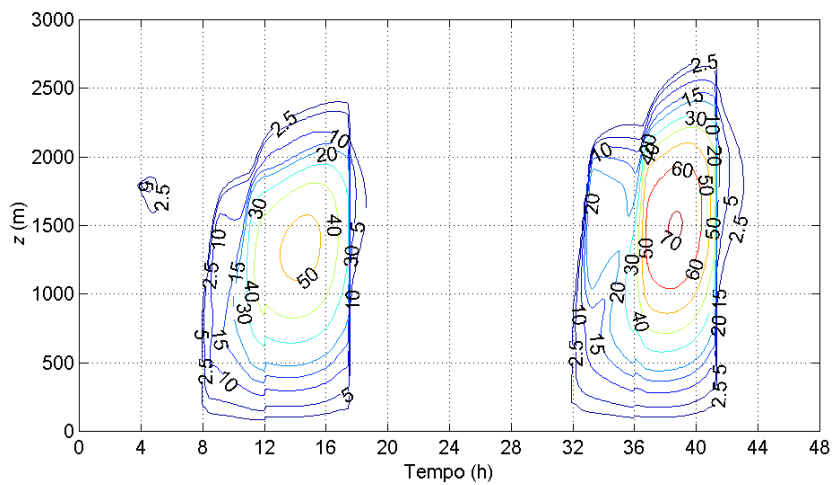


(a)

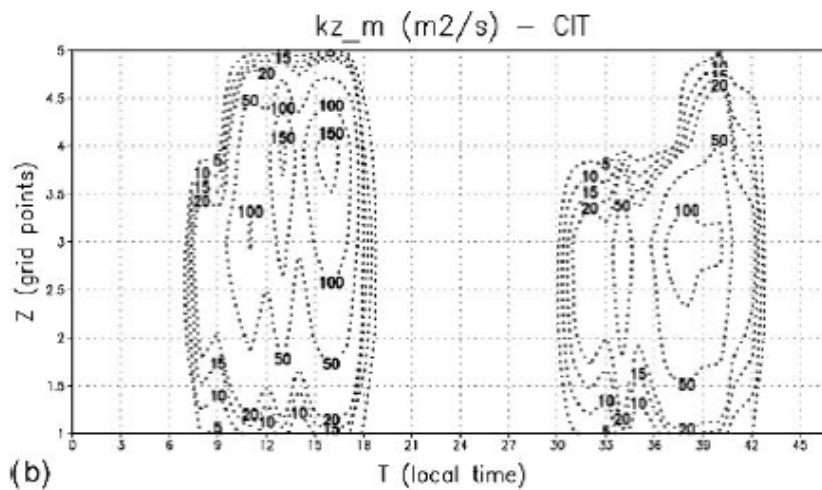


(b)

Fig. 5.16: Energia cinética turbulenta ( $\times 2$ ) simulada por (a) Yamada & Mellor (1975) e (b) para um dossel urbano correspondente ao balanço de energia mostrado na Fig. 4.6.



(a)



(b)

Fig. 5.17: (a) Estrutura espacial da difusividade simulada com o MFSO e (b) por Ulke & Fátima Andrade (2001).

## 6. CONCLUSÕES E PERSPECTIVAS

### 6.1 *Conclusões*

Nesta tese foi estudado o papel da ocupação do solo de uma região urbana sobre o balanço de energia na superfície e sobre a estrutura vertical da camada limite atmosférica. Para tanto foi desenvolvido um modelo de dossel urbano o qual foi acoplado ao modelo de fechamento de segunda ordem de Oliveira (2003). O MFSO original constituía de um dossel rural tipo modelo ISBA servindo como condição de contorno inferior ao modelo de turbulência. Por meio do acoplamento dossel urbano–dossel–rural–atmosfera é possível simular diferentes condições de uso do solo. Como a questão da ocupação urbana era o objeto principal deste trabalho, foi dada ênfase a simulações com ocupação do solo 100% urbana, embora outras configurações sejam possíveis. A principal limitação do modelo é sua unidimensionalidade. Portanto, o uso adequado e recomendado do MDU–ISBA–MFSO é para o estudo de processos, pelo menos no estágio em que se encontra. Se a superfície de interesse for suficientemente plana e homogênea e a atuação de forçantes de meso-escala ou de escala



sinótica não forem significativas dentro do intervalo de tempo das simulações realizadas, então os resultados do MDU–ISBA–MFSO podem ser considerados uma boa representação dos momentos estatísticos de primeira e segunda ordem. A idéia de acoplar MDUs a esquemas de vegetação e modelos atmosféricos tem sido utilizada e aperfeiçoada por diversos grupos de pesquisa, como no *Environmental Prediction in Canadian Cities Network* (UCN, 2008), para citar um exemplo recente.

A importância deste trabalho reside na análise de como alguns aspectos isolados do dossel urbano podem afetar a estrutura da CLA. Haja vista que há poucos estudos preocupados em compreender a estrutura da CLA sobre regiões metropolitanas brasileiras em geral, esta tese traz contribuições relevantes. Uma das grandes dificuldades encontradas foi a comparação dos resultados com o que está disponível na literatura. No que diz respeito à estrutura vertical da CLA os dados disponíveis são escassos. Os perfis verticais dos momentos estatísticos de primeira e segunda ordem gerados pelo MFSO ainda carecem de dados observacionais para serem validados. Em relação a evolução temporal, a validação do modelo foi realizada de duas formas: (i) ajustando o balanço de energia (radiação líquida e calor sensível) àquele estimado a partir de observações na plataforma micrometeorológica e por satélite e (ii) ajustando a irradiância solar descendente e a temperatura ao valor médio de mais de 10 anos de dados coletados na plataforma micrometeorológica do IAG/USP. Devido a sua concepção e a forma como foi validado, o MDU–ISBA–MFSO deve ser utilizado para caracterizar aspectos climatológicos do uso do solo, restringindo a variabilidade das forçantes ao ciclo diurno do balanço de energia e à escala de comprimento local.

As simulações com o ISBA mostraram que a cobertura vegetal tem um importante papel características aerodinâmicas, termodinâmicas, hidrológicas e radiativas da superfície, podendo reduzir a intensidade do vento e a temperatura do ar. A umidade específica do ar sobre um dossel de vegetação durante o dia é maior devido a evapotranspiração. A cobertura vegetal também tem um claro impacto sobre o balanço de energia na superfície. Como as grandes áreas urbanas são caracterizadas

por pouca cobertura vegetal e superfícies impermeáveis, o balanço de energia é distinto daquele que se encontra em áreas rurais. Acoplando o MDU ao ISBA-MFSO, foi mostrado que a presença da cobertura de vegetação de uma grande área rural afeta indiretamente o fluxo de calor sensível urbano local ao mudar a temperatura do ar. As simulações mostram também que variações significativas na temperatura do ar sobre a área urbana ocorrem nesse tipo de configuração de uso do solo na qual são consideradas uma grande área rural e uma pequena área urbana.

O MDU descrito nesta tese se distingue em alguns aspectos do modelo proposto por Masson (2000), como na forma de representar os coeficientes de troca turbulenta, no número de camadas do dossel e os fluxos turbulentos. Em particular, o tratamento do fluxo de radiação e de calor é feito considerando as paredes dos cânions separadamente. Essa forma de tratamento conduz a uma diferença de até  $40 \text{ W/m}^2$  no balanço de radiação de onda curta. Simulações encontradas na literatura para evolução temporal após o pôr do Sol da temperatura e da emissão de onda longa pela rua e pelas paredes podem ser reproduzidas pelo MDU desenvolvido neste trabalho. Na ausência de observação da estrutura vertical da CLU, foi realizado um estudo comparativo entre o MFSO e o LES. A comparação é útil no estudo dos processos físicos que ocorrem na camada limite e na possível melhoria das parametrizações do MFSO (Nakanishi, 2001; Canuto et al., 2005).

As simulações apresentadas aqui mostram que apenas o aspecto geométrico da verticalização age no sentido oposto ao efeito da ilha de calor. Isso indica que o efeito de ilha de calor deve estar pelo menos parcialmente associado a intensidade da atividade humana por unidade de área, que por sua vez está relacionada com a verticalização. O efeito isolado da verticalização na redução da temperatura do ar tem sido verificado experimentalmente. Além disso, modelos que levam em conta a massa do dossel por área unitária indicam que a explicação do mecanismo de esfriamento do dossel devido ao aumento na razão geométrica é correta. Em quase todos os trabalhos observacionais existentes na literatura tal efeito não é percebido porque outras variáveis (produção antropogênica de calor e a baixa disponibilidade

de água) são consideradas explícita ou implicitamente.

Com a finalidade de avaliar o impacto da cobertura vegetal e da geometria do dossel urbano na estrutura vertical da CLU foram realizadas simulações variando a fração de área vegetada presente na superfície urbana (100%, 50% e 0% de vegetação) e a razão geométrica (0.1, 1.0 e 3.0). A influência da cobertura vegetal é análoga ao discutido para áreas rurais atuando na redução da temperatura e no aumento do fluxo de calor sensível. A mesma análise se aplica ao vento e ao fluxo de momento. Em relação a geometria, foi mostrado que uma razão geométrica elevada (construções altas) tende a reduzir a temperatura assim como o fluxo de calor sensível; a amplitude da oscilação inercial do vento acima da camada limite superficial tende a crescer com a razão geométrica.

A evolução temporal da camada de mistura é bem descrita pelo modelo e reproduz adequadamente o que é tem sido observado para a RMSP tanto no verão quanto no inverno, atingindo valores máximos de 1100 m e 2200 m em cada estação, respectivamente. A taxa de crescimento da camada de mistura convectiva demonstrou-se ser praticamente insensível à orientação dos cânions. Por outro lado, a razão geométrica afeta decisivamente a taxa de crescimento da CLU, e conseqüentemente a taxa de entranhamento do ar mais limpo acima do topo da CM. Este fato tem implicações na concentração de poluentes nos níveis mais próximos a superfície. Observe-se que a altura de edifícios esta associada a uma maior densidade populacional e dessa forma maior produção de poluição. Portanto a razão geométrica trás aos índices de poluição duas componentes agravantes.

O campo de ECT e de difusividade são consistentes com o que é encontrado na literatura. Seria altamente desejável a realização de medições das variâncias através da CLU. Somente dessa forma a distribuição vertical da ECT poderia ser calibrada.

A despeito das limitações fundamentais atreladas a sua concepção (modelo unidimensional, sem topografia e sem representação de fenômenos de escala regional e sinótica) o modelo parece funcionar e fazer previsões adequadamente para o domínio para o qual foi concebido: escala local e variação temporal devida o ciclo

diurno. Fora deste domínio hipóteses adicionais devem ser consideradas. O acoplamento MDU–ISBA–MFSO fornece um quadro coerente do balanço de energia no nível da superfície e da estrutura vertical da camada limite atmosférica sobre uma área urbana.

## 6.2 *Perspectivas e aprimoramentos*

Apesar do relativo sucesso do modelo em representar o ciclo diurno e as propriedades dinâmicas e termodinâmicas da CLU, algumas limitações tornaram-se evidentes. Um dos principais aspectos a ser considerado é como melhorar a representação do modelo para a estação de verão. Este problema pode estar relacionado à parametrização da umidade e do fluxo de calor latente dentro do MDU e que foi muito simplificada. Isso deverá ser realizado por meio de um balanço hídrico que governará a umidade sobre as superfícies impermeáveis. Dos vários processos representados, aqueles que envolvem a umidade da superfície ou do ar são os que apresentaram maiores limitações. Assim, os processos úmidos dentro do modelo deverão passar por uma grande revisão.

O modelo consegue descrever bem a evolução temporal da altura da CLA durante o período convectivo, mas no intervalo de tempo que caracteriza a transição dia-noite e noite-dia há dificuldades em representar a altura da CLA. Este problema será melhor estudado com o propósito de implementar um novo critério para estimar a altura da CLA.

Melhorias na representação do comprimento de rugosidade e o deslocamento do plano zero serão importantes para aprimorar o cálculo do vento dentro e acima do dossel urbano. Essa nova representação deverá levar em conta a densidade de rugosidade, a qual afeta decisivamente os valores de  $z_0$  e  $d_0$ .

As limitações citadas acima estão relacionadas à experiência que se adquiriu com o uso do MDU–ISBA–MFSO. Outras mudanças nas parametrizações da superfície e no modelo de turbulência podem ser realizadas se dados observacionais o exigirem.

Dados sobre a estrutura vertical da CLA são imprescindíveis para a validação dos perfis apresentados no Cap. 5. A aquisição de sensores com alta taxa de amostragem pelo grupo de micrometeorologia do IAG/USP permitirá a calibração dos fluxos turbulentos em superfície obtidos pelo modelo. Conhecida a evolução temporal do fluxo de calor sensível na superfície e da altura da CLA observacionalmente ter-se-á uma condição de contorno inferior e outra superior para o modelo, o que torna mais objetiva a sua calibração.

O impacto do fluxo de calor antropogênico pode ser facilmente incorporado no modelo. A maior dificuldade será, no entanto, estabelecer como o calor antropogênico é particionado entre calor sensível, latente e armazenado no dossel.

O impacto do aspecto geométrico da verticalização sobre o balanço de energia e a estrutura da CLU simulados neste trabalho é surpreendente. Explicações físicas foram propostas e parecem ser razoáveis. Contudo, sem dados empíricos não é possível ter certeza de que o comportamento da CLU será de fato como o prognosticado pelo MDU. Deve ser lembrado de que algumas aproximações podem afetar os resultados; por exemplo, o efeito da absorção/emissão de radiação atmosfera não é computada. O ar circunvizinho do dossel poderia absorver radiação durante o dia e aquecer-se mais do que o modelo prevê levando em conta apenas o fluxo de calor sensível. Durante a noite parte da onda longa emitida pelas superfícies sólidas poderia ser retida pelo ar. A poluição urbana pode ter um contribuição significativa na absorção de onda longa. O MFSO não permite avaliar essas questões no estágio de desenvolvimento em que se encontra.

Experimentos como os de Pearlmutter et al. (2006) utilizam modelos físicos que se aproximam muito daquilo que é representado no MDU [Fig.6.1(a)]. Dessa forma este tipo de experimento seria fundamental para testar os resultados encontrados. Além da facilidade em manusear a razão geométrica no modelo físico de Pearlmutter et al. não outros processos presentes num dossel urbano real e que viriam a “contaminar” os resultados. Uma proposta experimental semelhante é o *Comprehensive outdoor scale model experiment for urban climate* (Kanda et al. 2005a, Kanda et al.

2005b). Há dois modelos físicos no experimento de Kanda et al., um conjunto de blocos cúbicos de concreto com 1.5 m [Fig.6.1(b)] e outro no qual os blocos têm 0.15 m. Neste caso  $h/d = 1$  em ambos os modelos, mas pode ser facilmente alterada. Experimentos desses tipos são os ideais para testar a influência da geometria do dossel no balanço de energia e na temperatura do ar.



*Fig. 6.1: Modelos físicos dos experimentos de (a) Pearlmutter et al. (2006) e (b) Kanda et al. (2005a, 2005b).*

## REFERÊNCIAS

1. André J.C. & Mahrt L., 1982: The nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling, *J. Atmos. Sci.*, **39**, 864-878.
2. Antonia R.A. & Luxton R.E., 1972: The response of a turbulent boundary layer to a step change in surface roughness Part 1. Smooth to rough, *J. Fluid Mech.*, **48**, 721-761.
3. Arnfield A.J. & Grimmond C.S.B., 1998: An urban canyon energy budget and its application to urban storage heat flux modeling, *Energy and Buildings*, **27**, 61-68.
4. Arnfield A.J., 2003: Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island (review), *Int. J. Climatol.*, **23**, 1-26.
5. Arya S.P.S., 1981: Parameterizing the height of the stable atmospheric boundary layer, *J. Appl. Meteor.*, **20**, 1192-1202.
6. Arya S.P.S., 1988: *Introduction to micrometeorology*, Academic Press, New York, 303 pp.
7. Assis E.S., 2000: Impactos da forma urbana na mudança climática: método para a previsão do comportamento térmico e melhoria do desempenho do ambiente urbano. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 273 pp.
8. Assis E.S., 2003: Métodos preditivos da climatologia como subsídios ao planejamento urbano: aplicação em conforto térmico, *Rev. Terra Livre*, **1**, 145-158.
9. Baik J.J. et al., 2000: A laboratory model of urban street-canyon flows, *J. Appl. Meteor.*, **39**, 1592-1600.

10. Bárbaro E.W. et al., 2008: Patterns of longwave radiation at the surface in the megacity of São Paulo, Brazil – Part II: seasonal evolution and pollution impact, São Paulo. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia (CDROM).
11. Barlow J.F. et al., 2004: Scalar fluxes from urban street canyons. Part I: Laboratory simulation, *Boundary-Layer Meteor.*, **113**, 369-385.
12. Britter R.E. & Hanna S.R., 2003: Flow and dispersion in urban areas, *Annu. Rev. Fluid Mech.*, **35**, 469-96.
13. Brunt D., 1932: Notes on radiation in the atmosphere. I. *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **58**, 389-420.
14. Businger J.A. et al., 1971: Flux-profile relationship in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 788-794.
15. Canuto V.M., Cheng Y. & Howard A.M., 2005: What causes the divergences in local second-order closure models, *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1645-1651.
16. Carrilo et al., 2007: Identificação da intrusão da brisa marítima sobre a região metropolitana de São Paulo através da técnica lidar aliada à análise meteorológica. In: V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2007, Santa Maria – RS. Ciência e Natura. Santa Maria – RS : Universidade Federal de Santa Maria, 2007. v. Especi. pp. 411-414.
17. Caughey S.J., 1981: Observed characteristics of the atmospheric boundary layer, in *Atmospheric turbulence and air pollution modelling*, (Nieuwstadt F.T.M. & Van Dop H., editors), D. Reidel Publishing Co., 107-158.
18. Cheng Y. & Canuto V.M., 1994: Stably stratified shear turbulence: a new model for the energy dissipation length scale, *J. Atmos. Sci.*, **51**, 2384-1396.
19. Cheng H. & Castro I.P., 2002: Nearwall flow over urban-like roughness, *Boundary-Layer Meteor.*, **104**, 229-259.



20. Cleugh H.A. & C.S.B. Grimmond, 2001: Modeling regional scale surface energy exchanges and CBL growth in a heterogeneous, urban-rural landscape, *Boundary-Layer Meteor.*, **98**, 1-31.
21. Codato G. et al., 2007: Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast Brazil, *Theor. Appl. Climatol.*, **93**, 57-73.
22. Codato G., 2008: *Simulação numérica da evolução diurna do monóxido de carbono na camada limite planetária sobre a RMSP com modelo LES*, dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
23. Counihan J., 1969: An improved method of simulating an atmospheric boundary layer in a wind tunnel, *Atmos. Environ.*, **3**, 197-214.
24. Deardorff J.W., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation, *J. Geophys. Research*, **83**, 1889-1903.
25. Deardorff J.W., 1980: Progress in understanding entrainment at the top of a mixed layer. In Workshop on the Planetary Boundary Layer, Boulder, Colorado, 14-18 August, 1978, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts (J.C. Wyngaard, editor), 36-66.
26. Enriquez A.G. & Friehe C.A., 1997: Bulk parametrization of momentum, heat, and moisture fluxes over the coastal upwelling area, *J. Geophys. Res.*, **102**, **C3**, 5781-5798.
27. Ferreira M.J. et al.: 2007: Evolução Diurna do Balanço de Radiação na Superfície da Cidade de São Paulo, Brasil. Anais do 8º Congresso Iberoamericano de Engenharia Mecânica, Cusco, Peru. 8º Congresso Iberoamericano de Engenharia Mecânica. (CDROM).
28. Freitas E.D., 2003: *Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes*, tese de doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 156 pp.

29. Freitas E.D. et al., 2007: Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil, *Boundary-Layer Meteor.*, **122**, 43-65.
30. Garratt J.R., 1977: Aerodynamic roughness and mean monthly surface stress over Australia, *Div. Atmos. Phys. Tech.*, **Pap. 29**, CSIRO, Australia.
31. Garratt J.R., 1994: *The Atmospheric boundary layer*, Cambridge Atmospheric and Space Science Series, New York, 316 pp.
32. Gouvêa M.L., 2007: *Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo*, dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.
33. Grant A.L.M., 1991: Surface drag and turbulence over an inhomogeneous land surface, *Boundary-Layer Meteor.*, **56**, 309-337.
34. Grimmond C.S.B & Oke T.R. 1999: Aerodynamic properties of urban area derived from analysis of surface form, *J. Appl. Meteor.*, **38**, 1261-1292.
35. Hamdi R. & Schayes G., 2007: Sensitivity study of the urban heat island intensity to urban characteristics, *Inter. J. Climatol.*, (*in press*).
36. Jin M. & Shepherd J.M., 2005: Inclusion of urban landscape in a climate model: how can satellite data help?, *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **86**, 681-689.
37. Johnson G.T. & Watson I.D., 1983: Determination of view-factors in urban canyons, *J. Appl. Meteor.*, **23**, 329-335.
38. Johnson G.T. et al., 1991: Simulation of Surface Urban Heat Islands under 'ideal' Conditions at Night. Part I: Theory and Tests Against Field Data, *Boundary-Layer Meteor.*, **56**, 275-294.
39. Kaimal J.C. et al., 1972: Spectral characteristics of surface layer turbulence, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **98**, 563-589.
40. Karam H.A., Oliveira A.P. & Soares J., 2003: Application of mass conservation method to investigate the wind patterns over an area of complex topography, *J. Braz. Soc. Mech. Sci. & Eng.*, **2**, Scielo Brazil.

41. Karam H.A., 2006: *Dinâmica da camada limite atmosférica e das circulações de meso-escala associadas às precipitações convectivas na Região Metropolitana do Rio de Janeiro com modelo de superfície urbana tipo TEB*, Projeto de pesquisa, Departamento de Meteorologia (IGEO-UFRJ), Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
42. Kastner-Klein P. & Rotach M.W., 2004: Mean flow and turbulence characteristics in a urban roughness sublayer, *Boundary-Layer Meteor.*, **111**, 55-84.
43. Kanda M. et al., 2005a: A simple theoretical radiation scheme for regular building arrays, *Boundary-Layer Meteor.*, **114**, 71-90.
44. Kanda M. et al., 2005b: A simple energy balance model for regular building arrays, *Boundary-Layer Meteor.*, **100**, 225-242.
45. Kondo A. et al., 2001: The influence of urban canopy configuration on urban albedo, *Boundary-Layer Meteor.*, **100**, 225-242.
46. Krayenhoff E.S. & Voogt J.A., 2007: A microscale three-dimensional urban energy balance model for studying surface temperatures, *Boundary-Layer Meteorol.*, **123**, 433-461.
47. Kusaka H. et al., 2001: A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: comparison with multi-layer and SLAB models, *Boundary-Layer Meteor.*, **101**, 329-358.
48. Landulfo E. et al., 2005: Tropospheric aerosol observations in São Paulo, Brazil, using a compact lidar system, *Int. J. of Remote Sensing*, **26**, 2797-2816.
49. Landulfo E. et al., 2007: Air quality assessment using a multi-instrument approach and air quality indexing in an urban area, *Atmos. Research.*, **85**, 98-111.
50. Mahrt L. & Lenschow D.H., 1976: Growth dynamics of the convectively mixed layer, *J. Atmos. Sci.*, **33**, 41-51.
51. Mahrt L., 2000: Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer, *Boundary-Layer Meteor.*, **96**, 33-62.

52. Marciotto E.R., Oliveira A.P. & Ferreira M.J., 2007: Estudo da CLP urbana por meio de um modelo de fechamento de segunda ordem unidimensional. In: V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2007, Santa Maria – RS. Ciência e Natura. Santa Maria – RS : Universidade Federal de Santa Maria, 2007. v. Especi. pp. 272-276.
53. Marciotto E.R. et al., 2007: Uso do Lidar – IPEN no estudo da evolução da camada limite urbana sobre São Paulo para três dias de verão. In: V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2007, Santa Maria. Ciência e Natura. Santa Maria - RS : Universidade Federal de Santa Maria, 2007 (CD-ROM).
54. Marciotto E.R., Oliveira A.P. & Escobedo J.F., 2008: Comparação entre a radiação solar medida na superfície e estimada por satélite na região metropolitana de São Paulo. In: II Congresso Brasileiro de Energia Solar e III Conferência Regional Latino-Americana da ISES – Florianópolis, 2008.
55. Marques Filho E.P. et al., 2007: The stably-stratified PBL generated by LES. In: V Workshop Brasileiro de Micrometeorologia, 2007, Santa Maria – RS. Ciência e Natura. Santa Maria – RS : Universidade Federal de Santa Maria, 2007. v. Especi. pp. 277-280.
56. Martilli A., Clappier A. & Rotach M.W., 2002: An urban surface exchange parametrization for meso-scale models, *Boundary-Layer Meteor.*, **94**, 357-397.
57. Mascart P., Noilhan J. & Giordani H., 1995: A modified parameterization of flux-profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum, *Boundary-Layer Meteor.*, **72**, 331-344.
58. Masson V., 2000: A physically based-scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Boundary-Layer Meteor.*, **94**, 357-397.
59. Masson V., Grimmond C.S.B. & Oke T.R., 2002: Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) Scheme with Direct Measurements from Dry Districts in Two Cities, *J. Appl. Meteor.*, **41**, 1011-1026.

60. McCormac B.M., 1971: *Introduction to the Scientific Study of Atmospheric Pollution*, D. Reidel Publishing Company, Dordrecht, 1971.
61. Mehta R.D. & Bradshaw P., 1979: Design rules for small low speed wind tunnels, *The Aeronautical J. of the Roy. Aeronautical Soc.*, paper **718**, 443-449.
62. Mellor G.L. & Yamada T., 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1791-1806. (Corrigenda, *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1482, 1977.).
63. Mellor G.L. & Yamada T., 1982: Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems, *Rev. Geoph. Space Phys.*, **20**, 851-875.
64. Menut L. et al., 1999: Urban boundary-layer height determination from lidar measurements over the Paris area, *Appl. Optics*, **38**, 945-954.
65. Mills G.M., 1993: Simulation of the Energy Budget of an Urban Canyon-I. Model Structure and Sensitivity Test, *Atmos. Environ.*, **27**, 157-170.
66. Nair K.N. et al., 2004: Dynamics of urban boundary layer over São Paulo associated with mesoscale processes, *Meteor. Atmos. Phys.*, **86**, 87-98.
67. Nakanishi M., 2001: Improvement of the Mellor-Yamada turbulence closure model based on large-eddy simulation data, *Boundary-Layer Meteor.*, **99**, 349-378.
68. Nunez M. & Oke T.R., 1976: Long-wave radiative flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere. II Within an urban canyon, *Boundary-Layer Meteor.*, **10**, 121-135.
69. Nunez M. & Oke T.R., 1977: The Energy Balance of an Urban Canyon, *J. Appl. Meteor.*, **16**, 11-19.
70. Offerle B., Grimmond C.S.B & Fortuniak K., 2005: Heat storage and anthropogenic heat flux in relation to the energy balance of a central european city centre, *Int. J. Climatol.*, **25**, 1405-1419.

71. Oke T.R., 1982: The energetic basis of the urban heat island, *Quart. J. Royal Meteor. Soc.*, **108**, 1-24.
72. Oke T.R., 1987: *Boundary Layer Climates*, Routledge, London, 435 pp.
73. Oliveira A.P. et al., 2002: Diurnal evolution of solar radiation at the surface in the city of São Paulo: seasonal variation and modeling, *Theor. Appl. Climatol.*, **71**, 231-239.
74. Oliveira A.P., 2003: *Investigação da Camada Limite Planetária na Região de Iperó*, tese de livre-docência, Universidade de São Paulo, São Paulo, 225 pp.
75. Oliveira A.P., Bornstein R.D. & Soares J., 2003: Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo, *Water, Air and Soil Pollu.*, **3**, 3-15.
76. Pearlmutter D., Berliner P. & Shaviv E., 2005: Evaluation of urban surface energy fluxes using an open-air scale model, *J. Appl. Meteor.*, **44**, 532-545.
77. Pearlmutter D., Berliner P. & Shaviv E., 2006: Physical modeling of pedestrian energy exchange within the urban canopy, *Build. Environ.*, **41**, 783-795.
78. Pereira Filho A.J. et al., 2007: Impactos antrópicos no clima da região metropolitana de São Paulo, *Bol. Soc. Bras. Meteor.*, abril, 48-55.
79. Plate E.J., 1999: Methods of investigating urban wind fields – physical models, *Atmos. Environ.*, **33**, 3981-3989.
80. Rae W.H. & Pope A., 1984: *Low-speed wind tunnel testing*, 2nd. ed., John Wiley & Sons, New York.
81. Raupach M.R., Thom A.S. & Edwards I., 1980: A wind-tunnel study of turbulent flow close to regularly arrayed rough surfaces, *Boundary-Layer Meteor.*, **18**, 373-397.
82. Raupach M.R., Antonia R.A. & Rajagopalan S., 1991: Rough-wall turbulent boundary layers, *Appl. Mech. Rev.*, **44**, 1-25.
83. Rowley F.B., Algren A.B. & Blackshaw J.L., 1930: Surface Conductances as Affected by Air Velocity, Temperature and Character of Surface, *ASHRAE Trans.*, **36**, 429-446.

84. Robins A. et al., 2001a: A wind tunnel study of dense gas dispersion in a neutral boundary layer over rough surface, *Atmos. Environ.*, **35**, 2243-2552.
85. Robins A. et al., 2001b: A wind tunnel study of dense gas dispersion in a stable boundary layer over rough surface, *Atmos. Environ.*, **35**, 2253-2563.
86. Rotach M.W., 1995: Profiles of turbulence statistics in and above an urban street canyon, *Atmos. Environ.*, **29**, 1473-1486.
87. Rotach M.W., 1999: On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion, *Atmos. Environ.*, **33**, 4001-4008.
88. Rotach M.W. et al., 2005: BUBBLE – an urban boundary layer meteorology project, *Theor. Appl. Climatol.*, **81**, 231–261.
89. Roth M., 2000: Review of atmospheric turbulence over cities, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **126**, 941-990.
90. Sailor D.J. & Lu L., 2004: A top-down methodology for developing diurnal and seasonal anthropogenic heating profiles for urban areas, *Atmos. Environ.*, **38**, 2737-2748.
91. Saldiva P.H.N. et al., 1994: Association between air pollution and mortality due to respiratory diseases in São Paulo, Brazil: a preliminary report, *Environmental Research*, **65**, 218-225.
92. Satyamurty P., Nobre C.A. & Silva Dias P., 1998: South America, in *Meteorology of the Southern Hemisphere*, Meteorological Monographs, **27**, 119-139. Editores Karoly D.J. & Vincent D.G., *Am. Met. Soc.*
93. Schwiesow R.L., 1986: A Lidar measurement of boundary-layer variables, in *Probing the atmospheric boundary layer*, Donald H. Lenschow (editor), Am. Meteor Soc.
94. Sorbjan Z., 1989: *Structure of the atmospheric boundary layer*, Prentice Hall, New Jersey, 317 pp.

95. Stull R.B. & Driedonks A.G.M, 1987: Applications of the transiliet turbulence parametrization to atmospheric boundary-layer simulations, *Boundary-Layer Meteor.*, **40**, 209-239.
96. Stull R.B., 1988: *Introduction to boundary layer meteorology*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 666 pp.
97. Sun W. & Chang C., 1986: Diffusion model for a convective layer. Part I: numerical simulation of the convective boundary layer, *J. Appl. Meteor.*, **25**, 1445-1453.
98. Sun W. & Ogura Y., 1980: Modeling the evolution of the convective planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1558-1572.
99. Tajeda-Martínez A. & Jáuregui-Ostos E., 2005: Surface energy balance measurement in the Mexico city region: a review, *Atmosféra*, **18**, 1-23.
100. Tennekes H. & Lumley J.L., 1972: *A first course in turbulence*, MIT Press, Cambridge, MA, 300 pp.
101. Tennekes H., 1973: A model for dynamics of the inversion above a convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 558-567.
102. Therry G. & Lacarrère P., 1983: Improving the eddy kinetic energy model planetary boundary layer description, *Boundary-Layer Meteor.*, **25**, 63-88.
103. Thorpe A.J. & Guymer T.H., 1977: The nocturnal jet, *Quart. J. R. Met. Soc.*, **103**, pp. 633-653.
104. Tso C.P., Chan B.K. & Hashim M.A., 1990: An improvement to the basic energy balance model for urban thermal environment analysis, *Energy and Buildings*, **14**, 143-152.
105. UCN, 2008: Urban Climate News, *Quarterly Newsletter of International Association for Urban Climate*, issue 27, march 2008, pp. 14-16.
106. Ulke A.G. & Fátima Andrade M., 2001: Modeling urban aie pollution in São Paulo, Brazil: sensitivity of model predicted concentrations to different turbulence parametrizations, *Atmos. Environ.*, **35**, 1747-1763.



107. Vogt R. et al., 2006: Temporal dynamics of CO<sub>2</sub> fluxes and profiles over a central european city, *Theor. Appl. Climatol.*, **117-126**.
108. Wyngaard J.C. & Brost R.A., 1984: Top-down and bottom-up diffusion of a scalar in the convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 102-112.
109. Yamada T. & Mellor G., 1975: A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 2309-2329.