

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

**PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
METEOROLOGIA**



Tese de Doutorado

TACIANA LIMA ARAUJO

**ESTUDO NUMÉRICO DA INTERAÇÃO ENTRE UMA REGIÃO
URBANIZADA E A CONVECÇÃO RASA**

Campina Grande, Dezembro de 2010



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - UACA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



ESTUDO NUMÉRICO DA INTERAÇÃO ENTRE UMA REGIÃO URBANIZADA E A CONVECÇÃO RASA

TACIANA LIMA ARAUJO

Orientador:

Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA

Campina Grande – PB
Dezembro/2010



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE - UFCG
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS - CTRN
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS - UACA
COORDENAÇÃO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA



ESTUDO NUMÉRICO DA INTERAÇÃO ENTRE UMA REGIÃO URBANIZADA E A CONVECÇÃO RASA

TACIANA LIMA ARAUJO

Tese submetida ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande em cumprimento às exigências para obtenção do título de Doutor em Meteorologia.

Campina Grande – PB
Dezembro/2010

TACIANA LIMA ARAÚJO

ESTUDO NUMÉRICO DA INTERAÇÃO ENTRE UMA REGIÃO URBANIZADA E
A CONVECÇÃO RASA

TESE APROVADA EM 10/12/2010

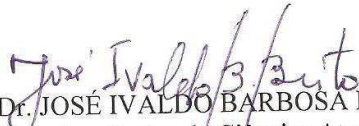
BANCA EXAMINADORA



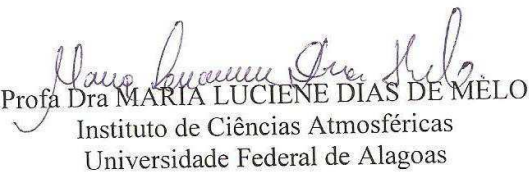
Prof. Dr. ENIO PEREIRA DE SOUZA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



Prof. Dra MARIA LUCIENE DIAS DE MELO
Instituto de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Alagoas



Prof. Dr. EDMILSON DIAS DE FREITAS
Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas
Universidade de São Paulo

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A663e

Araujo, Taciana Lima.

Estudo numérico da interação entre uma região urbanizada e a convecção rasa / Taciana Lima Araujo. — Campina Grande, 2010.
129 f.: il. col.

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Referências.

Orientador: Profº. Drº. Enio Pereira de Souza.

1. Clima Urbano. 2. Convecção Rasa. 3. Balanço de Energia. 4. BRAMS – Modelagem Numérica. 5. TEB – Parametrização Urbana. I. Título.

CDU – 551.584.2(043)

À minha família dedico.

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Enio, pelo apoio, incentivo e paciência em todos os momentos.

Aos meus pais, Vera Lúcia e Paulo Roberto, pelo carinho, amor e compreensão, oferecidos ao longo da minha trajetória.

Às minhas irmãs, Juliana e Luciana, que sempre me apoiaram e torceram pelo meu sucesso.

À minha tia Vilma Ferro e ao meu tio João Beltrão por todo apoio e incentivo dado.

Aos meus amados sobrinhos, Beatriz, Julia e Jandyr, pelos momentos de descontração, alegria e amor incondicional.

Às amigas, Fabiane Jhoralina e Rosa Maíra pela amizade, incentivo e apoio dado no decorrer desta pesquisa e por estarem sempre presentes nos momentos mais difíceis.

Aos amigos do doutorado pela companhia e descontração. Um agradecimento especial às amigas Cicera, Soetânia e Márcia, por estarem presentes nos momentos alegres e difíceis.

À Universidade Federal de Campina Grande (UFCG) e ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, pela oportunidade de realizar este curso.

Aos professores, cujo empenho em transmitir conhecimento de forma clara facilitou bastante meu aprendizado ao longo do curso.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento (CNPq) pelo suporte financeiro (CNPq-CTHIDRO).

SUMÁRIO

Resumo	i
Abstract	ii
Lista de Tabelas	iii
Lista de Figuras	iv
Lista de siglas	ix
1. INTRODUÇÃO	19
1.1. Objetivo Geral	21
1.1.1. Objetivos Específicos	22
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	23
2.1. O uso da modelagem numérica em superfícies urbanizadas	23
2.2. O clima urbano e as modificações introduzidas pela urbanização	24
2.3. A morfologia urbana na determinação do clima local	32
2.4. Chuvas urbanas	39
2.5. Convecção rasa	43
2.6. Separação de fatores	46
3. MATERIAL E MÉTODOS	50
3.1. A área de estudo	50
3.2. Descrição do modelo numérico utilizado	51
3.2.1. Espaçamento da grade	52
3.2.2. Modelo de interação Solo-Vegetação-Atmosfera	53
3.3. Descrição do esquema <i>Town Energy Budget</i> – TEB	55

3.3.1.	Equações da evolução da temperatura -----	56
3.3.2.	Evolução dos reservatórios de água -----	58
3.3.3.	Balanço de onda longa -----	59
3.3.4.	Radiação solar -----	61
3.3.4.1.	Radiação solar direta -----	61
3.3.4.2.	Reflexões da radiação solar -----	62
3.3.5.	Fluxos antropogênicos -----	63
3.3.6.	Fluxos turbulentos -----	64
3.3.6.1.	Tratamento da subcamada de rugosidade urbana, fluxos de <i>momentum</i> -----	64
3.3.6.2.	Considerações sobre a transferência turbulenta de umidade- -----	65
3.3.6.3.	Comprimento de rugosidade para fluxos de <i>momentum</i> -----	65
3.3.6.4.	Fluxos de calor entre os telhados e a atmosfera -----	66
3.3.6.5.	Ventos dentro do <i>canyon</i> -----	66
3.3.6.6.	Fluxos de calor sensível e latente no <i>canyon</i> -----	68
3.3.6.7.	Fluxos entre o ar no <i>canyon</i> e a atmosfera -----	68
3.3.6.8.	Fluxos entre paredes, ruas e o ar no <i>canyon</i> -----	68
3.3.6.9.	Temperatura e umidade no <i>canyon</i> -----	69
3.3.6.10.	Fluxos médios na escala da cidade -----	69
3.4.	Descrição do esquema de convecção rasa -----	70
3.5.	Descrição do esquema que calcula a cobertura de nuvem -----	73
3.6.	Descrição dos experimentos -----	73
3.6.1.	Método de Separação de Fatores -----	74

3.6.2.	Configuração dos experimentos -----	75
3.6.3.	Configuração do <i>Town Energy Budget</i> – TEB -----	78
4.	RESULTADOS -----	80
4.1.	Validação dos Resultados -----	80
4.2.	Discussão do Caso Seco -----	82
4.3.	Discussão do Caso Chuvoso -----	95
4.4.	Distribuição Espacial da Precipitação -----	109
4.5.	Considerações Finais -----	116
5.	CONCLUSÕES -----	118
5.1.	Conclusões -----	118
5.2.	Sugestões para Trabalhos Futuros -----	119
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS -----	120

RESUMO

Alguns processos de superfície, que determinam o balanço de energia são estudados neste trabalho, através da modelagem numérica da atmosfera, utilizando o modelo *Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System* - BRAMS para a Região Metropolitana do Recife - RMR. Pelo acoplamento entre o BRAMS e o esquema *Town Energy Budget* - TEB associado à consideração da interação entre os cúmulos rasos e os processos radiativos, foi possível obter uma melhora na representação dos processos de superfície em áreas urbanas. Foram estudados dois casos distintos, um para o período de tempo seco e outro para um episódio chuvoso. Também foi analisada a distribuição espacial da precipitação para todo o entorno da RMR. Para entender o efeito individual da dinâmica da cidade e o da convecção rasa, assim como a sua interação não linear, foi utilizado o método de separação de fatores proposto por Stein e Alpert (1993). A consideração do efeito conjunto da dinâmica urbana e dos cúmulos rasos produz resultados mais realistas. Analisando separadamente, o período seco e o período chuvoso, foi possível ver que em alguns casos a configuração de certas variáveis é definida pela atuação da convecção rasa e em outros, pela cidade. Os cúmulos rasos reduzem a radiação solar que chega à superfície e atuam para amenizar o aquecimento do ar próximo à superfície. Ao mesmo tempo, atuam para manter a cidade mais aquecida através do saldo de radiação de onda longa. Quanto à análise da distribuição espacial da precipitação, os resultados obtidos mostraram que a cidade pode contribuir para aumentar ou diminuir a precipitação, dependendo do momento em que os eventos chuvosos ocorrerem.

Palavras-chave: clima urbano, convecção rasa, balanço de energia, BRAMS, TEB.

A Numerical Study of the Interaction between an Urbanized Region and the Shallow Convection

ABSTRACT

Some surface processes that determine the energy balance are studied in this work through atmospheric numerical modeling using the Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System - BRAMS model to the Metropolitan Area of Recife – MAR. Through the coupling between the BRAMS model and the Town Energy Budget - TEB scheme together with considering the interaction between shallow cumuli and the radioactive processes, we managed to get a better representation of the surface processes at urban regions. We studied two cases, one of them for a dry period and the other for a rainy episode. To better understand the sole effect of both the urban dynamics as well as the effect of the shallow convection, we used the method of factor separation of Stein and Alpert (1993). Considering the joint effect of the urban dynamics and shallow cumulus produced more realistic results. Depending whether the event is rainy or not, we found that in some cases certain variables are constrained by the shallow convection activity, and in other cases by the urban dynamics. Shallow cumuli reduce the solar radiation that reaches the soil and reduce the solar heating of the near-surface air. On the other hand, shallow cumuli act to warm up the city through the long wave radiation budget. Analyzing the spatial distribution of precipitation, our results suggest that the urban area may contribute to increasing or decreasing the precipitation, depending on the timing of rainy events occurrence.

Key words: urban climate, shallow convection, energy balance, BRAMS, TEB.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 -	Denominação dos experimentos	75
Tabela 2 -	Descrição e denominação dos fatores.	75
Tabela 3 -	Opções disponíveis no BRAMS utilizadas nesta avaliação	78
Tabela 4 -	Parâmetros do esquema TEB.....	78

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Determinação da Camada Limite Urbana e Camada de Cobertura Urbana ou Camada do Dossel Urbano segundo Oke (1976)	33
Figura 2 -	Fator de Visão do Céu (<i>Sky View Factor</i>).....	33
Figura 3 -	Disposição espacial de um <i>canyon</i> urbano.....	36
Figura 4 -	Imagens de satélite referentes à cidade de Atlanta-EUA em 28 de setembro de 2000. (Fonte: NASA).	40
Figura 5 -	Localização do município do Recife. (Fonte: MOREIRA e GALVÍNCIO, 2007).....	51
Figura 6 -	Representação dos <i>patches</i> no BRAMS (Adaptado de WALKO et al., 2000).....	54
Figura 7 -	Esquemas de opções segundo Masson (2000): a) Resistências aerodinâmicas; b) Perfil do vento.....	65
Figura 8 -	Domínio de integração mostrando as grades 1 e 2	76
Figura 9 -	Detalhamento da grade 2, mostrando os pontos com solo urbano	77
Figura 10 -	Ciclo diário da temperatura do ar para Outubro/2007. A linha preta corresponde à observação, a linha laranja a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	80
Figura 11 -	Precipitação acumulada em Recife entre o dia 2 e o dia 6 de Janeiro de 2007. A linha preta corresponde à observação, a linha laranja a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.	81
Figura 12 -	Ciclo diário da temperatura do ar para Janeiro/2007. A linha preta corresponde à observação, a linha laranja a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	82
Figura 13 -	Ciclo diário da cobertura de cúmulos rasos para Outubro/2007. A linha azul corresponde ao experimento TBCR, e a laranja ao experimento CR00.	83
Figura 14 -	Ciclo diário da cobertura de cúmulos rasos sobre o continente, estado de Oklahoma (EUA) no início do verão. A linha contínua é um resultado de LES. As marcas correspondem a valores observados por diferentes instrumentos. [Adaptado de NEGGERS et al. (2004)]	84

Figura 15 -	Ciclo diário da radiação de onda curta para Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	85
Figura 16 -	Contribuição dos fatores para a radiação de onda curta: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).....	86
Figura 17 -	Ciclo diário da radiação de onda longa recebida em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000	87
Figura 18 -	Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa recebida em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).....	87
Figura 19 -	Ciclo diário da radiação de onda longa emitida em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.	89
Figura 20 -	Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa emitida em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha)	89
Figura 21 -	Ciclo diário do fluxo de calor sensível em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	90
Figura 22-	Contribuição dos fatores para o fluxo de calor sensível em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).....	91
Figura 23-	Ciclo diário fluxo de calor latente em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	92
Figura 24-	Contribuição dos fatores para o fluxo de calor latente em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha)	92

Figura 25-	Ciclo diário da temperatura do ar em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	94
Figura 26 -	Contribuição dos fatores para a temperatura do ar em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).	94
Figura 27 -	Precipitação acumulada para Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	96
Figura 28 -	Contribuição dos fatores para a precipitação acumulada em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).	96
Figura 29 -	Ciclo diário da cobertura de cúmulos rasos para Janeiro/2007. A linha azul corresponde ao experimento TBCR, e a laranja ao experimento CR00.....	97
Figura 30 -	Ciclo diário da radiação de onda curta para Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	99
Figura 31 -	Contribuição dos fatores para a radiação de onda curta em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha)	99
Figura 32 -	Ciclo diário da radiação de onda longa recebida em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.	100
Figura 33-	Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa recebida em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).....	101
Figura 34-	Ciclo diário da radiação de onda longa emitida em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000	102

Figura 35-	Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa emitida em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha)	102
Figura 36-	Ciclo diário do fluxo de calor sensível em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	104
Figura 37 -	Contribuição dos fatores para o fluxo de calor sensível em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha)..	104
Figura 38 -	Ciclo diário fluxo de calor latente em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	106
Figura 39 -	Contribuição dos fatores para o fluxo de calor latente em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).	106
Figura 40 -	Ciclo diário da temperatura do ar em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.....	108
Figura 41 -	Contribuição dos fatores para a temperatura do ar em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).	108
Figura 42 -	Precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 01 e 1200 UTC do dia 02 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.....	110
Figura 43 -	Vento médio (em ms^{-1}) entre 0000 UTC do dia 01 e 1200 UTC do dia 02 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.	110
Figura 44-	Contribuição isolada da cidade para a precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 01 e 1200 UTC do dia 02 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque	111
Figura 45-	Contribuição isolada da convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 01 e 1200 UTC do dia 02 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque	112

Figura 46-	Contribuição da interação não linear entre a cidade e a convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 01 e 1200 UTC do dia 02 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque	112
Figura 47-	Precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 02 e 0000 UTC do dia 04 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque	113
Figura 48 -	Vento médio (em ms^{-1}) entre 1200 UTC do dia 02 e 0000 UTC do dia 04 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque..	114
Figura 49 -	Contribuição isolada da cidade para a precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 02 e 0000 UTC do dia 04 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque	114
Figura 50 -	Contribuição isolada da convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 02 e 0000 UTC do dia 04 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.	115
Figura 51 -	Contribuição da interação não linear entre a cidade e a convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 02 e 0000 UTC do dia 04 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque	116

LISTA DE SIGLAS

BRAMS	- Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System
CSU-MM	- Colorado State University - Mesoscale Model
CLU	- Camada Limite Urbana
CDU	- Camada do Dossel Urbano
CLP	- Camada Limite Planetária
CRCM	- Canadian Regional Climate Model
CRCMM	- Canadian Regional Climate Model Modified
EULAG	- Eulerian/semi-LAGrangian numerical model for fluid
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INDOEX	- Indian Ocean Experiment
INMET	- Instituto Nacional de Meteorologia
LEAF	- Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model
LES	- Large Eddy Simulation
MDU	- Modelo de Dossel Urbano
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCL	- Nível de Condensação por Levantamento
OHM	- Objective Hysteresis Model
PRD	- Pearl River Delta
PSU	- Pennsylvania State University
RAMS	- Regional Atmospheric Modeling System
RMR	- Região Metropolitana do Recife
SBL	- Surface Boundary Layer
SCU	- Sistema Clima Urbano
SVAT	- Soil Vegetation Atmosphere
TEB	- Town Energy Budget
TRV	- Thermal Radiometer Video
TMS	- Thermal Mass Scheme
TRMM	- Tropical Rainfall Measuring Mission
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
UC	- Urban Canopy
UFMG	- Universidade Federal de Campina Grande

UCP	- Urban Canopy Parameterization
UCM	- Urban Canopy Model
WRF	- Weather Research and Forecasting

1. INTRODUÇÃO

Historicamente, as civilizações sempre se preocuparam com o planejamento das cidades e o melhor aproveitamento da energia solar de acordo com clima e estações do ano. Desde os tempos pré-históricos, o uso da energia solar, através das propriedades de inércia térmica, encontram-se presentes (BITTENCOURT, 1990). Um dos escritos mais antigos sobre o clima e a orientação dos edifícios são datados no Século I, por Vitrúvio. Nos dias atuais, o fenômeno da urbanização é uma característica global e sempre crescente. Nos últimos 50 anos as cidades tiveram seu crescimento areal mais intensificado, e isso tem causado a substituição de áreas verdes por uma zona urbana fortemente edificada. Alterações no relevo e a impermeabilização do solo são características dessas modificações, que são capazes de converter e armazenar a radiação solar incidente em maior grau do que em áreas vegetadas.

A diminuição das áreas verdes cria mudanças na atmosfera local, alterando a temperatura e as chuvas da região, bem como a direção e velocidade dos ventos. A alteração das áreas verdes também altera os índices de reflexão da radiação de onda curta e favorece a manutenção de propriedades térmicas na região urbana. Porém, pode-se dizer que o estabelecimento dessas características não está somente relacionado com a diminuição das áreas vegetadas, mas também com o tamanho das cidades, população, geometria das ruas, altura dos edifícios e materiais utilizados, ocasionando o aumento do fluxo de calor sensível que se divide em dois componentes: no calor produzido pelo homem (ex: cidades industriais) e pela radiação solar (KATO e YAMAGUCHI, 2005).

A junção dos fatores citados acima é capaz de determinar o surgimento de um gradiente horizontal de temperatura conhecido como o fenômeno da ilha de calor urbana. Lombardo (1985) afirma que o processo de ocupação sem planejamento adequado do uso do solo traz profundas mudanças para o ambiente urbano, podendo-se colocar em risco a qualidade de vida dos habitantes no que diz respeito ao conforto térmico urbano.

Pode-se lançar como hipótese que algumas das alterações na dinâmica urbana caracterizam-se pelo aumento da temperatura nas regiões centrais e resfriamento das

regiões periféricas. Isso ocorre devido ao grande número de automóveis, grandes áreas industriais e residenciais, que lançam poluentes e assim, há um aumento da temperatura local. Os materiais usados nas edificações e na pavimentação das ruas absorvem rapidamente o calor cuja dispersão é dificultada pela poluição. A evaporação rápida da água da chuva reduz o resfriamento e propicia o aumento da quantidade de nuvens e consequentemente das chuvas.

Recentemente estudos relacionados aos efeitos da urbanização sobre os principais elementos do clima vêm recebendo muito destaque entre os pesquisadores que trabalham com modelagem numérica. Essa ferramenta permite, além de representações em diferentes escalas, a análise de condições hipotéticas, assim como a obtenção de resultados quase em tempo real, sem a necessidade de longos períodos para a coleta de dados. Tal tipo de pesquisa tem implicações para a previsão do tempo, planejamento urbano, recursos hídricos e uma melhor compreensão do impacto humano sobre o ambiente e o clima.

Em estudos de grandes centros urbanos diversos autores têm destacado a importância da dinâmica da cidade na qualidade de vida da população como também das regiões circunvizinhas (LOMBARDO, 1988; OLIVEIRA, 1988; ICHINOSE et al., 1999; BORNSTEIN e LIN, 2000; SHEPHERD et al., 2002; FREITAS, 2003; NIACHOU et al., 2005; VELAZQUEZ-LOZADA et al., 2006; LIN et al., 2007; SYNNEFA et al., 2008; OLESON et al., 2008a, 2008b; PIGEON et al., 2008; TRUSILOVA et al., 2008; MASSON e SEITY, 2009; LEE e KIM, 2008; HIDALGO et al., 2008; SHEPHERD, 2009).

Uma vez que a cidade altera características que interferem no saldo de radiação e no balanço de energia, é de se esperar que isso interfira no microclima local e nos fenômenos cuja ocorrência esteja relacionada aos processos de superfície. A primeira consequência deve ser esperada nos processos da camada limite planetária. Como, a depender do teor de umidade, a camada limite é caracterizada pela presença de convecção rasa, espera-se que haja algum impacto da existência da cidade em relação à formação de cúmulos de bom tempo. Efeito semelhante já foi estudado sobre regiões desmatadas (WANG et al., 2009). Alterações na nebulosidade sobre regiões urbanas já foram apontadas por Shepherd (2005).

Informações sobre a cobertura de nuvens são essenciais para o favorecimento da compreensão de várias questões que ainda não foram entendidas por completo em diversas áreas das ciências atmosféricas e do meio ambiente (SOUZA ECHER et al., 2006). A existência de nuvens é possível devido ao processo de condensação, que acontece em

resposta aos processos dinâmicos que incluem as correntes de movimentos verticais de ar, convecção e mistura, possuindo estrutura e forma influenciadas pela estabilidade, convergência e proximidade das frentes e ciclones. A convecção também é diferenciada com base nos processos de formação associados ao aquecimento da superfície no ciclo diurno. Estudos mostram que a convecção rasa sobre áreas continentais pode cobrir entre 20 e 40 % do céu (LENDERINK et al., 2004). A presença de cúmulos rasos implica em alteração na radiação refletida e também na radiação de onda longa emitida pelas nuvens em direção à superfície. Com essa característica, pode-se esperar que a presença de uma cobertura significativa de cúmulos rasos possa afetar o balanço de energia em superfície, que, finalmente, vai se combinar com o próprio efeito da região urbanizada.

Para a realização deste trabalho foi escolhida a Região Metropolitana do Recife - RMR. A RMR apresenta-se com um elevado percentual de áreas cobertas por asfalto e concreto e com um intenso e desordenado crescimento urbano que traz consigo consequências de ordem ambiental. A cidade tem uma área de 218 km² e uma população de 1,536 milhão de habitantes ou 3,688 milhões, contando a área metropolitana. Segundo dados do IBGE/2010, a Região Metropolitana do Recife é uma das mais populosas do Nordeste. Juntamente com Fortaleza e Salvador, Recife aparece como uma das cidades mais desenvolvidas do Nordeste do Brasil.

1.1. Objetivo Geral

Considerando a hipótese de que a existência de uma vasta área urbana é capaz de alterar o padrão de cobertura de cúmulos rasos e que a presença de cúmulos rasos pode alterar o balanço de energia em superfície, o objetivo desse estudo é o de analisar os processos de superfície, visando um melhor entendimento da influência da dinâmica da cidade e da convecção rasa sobre as condições meteorológicas locais, através da modelagem numérica da atmosfera, utilizando a versão brasileira do RAMS, *o Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System - BRAMS*.

1.1.1. Objetivos Específicos

- 1) Calibrar o modelo BRAMS para que a interação entre convecção rasa e uma superfície urbana possa ser estudada. Para isso as parametrizações de superfície urbana e de cúmulos rasos necessitam ser configuradas.
- 2) Escolher casos para estudo nos quais a atmosfera seja caracterizada pela presença de cúmulos rasos tanto para um caso chuvoso quanto para um caso seco.
- 3) Realizar experimentos alternando a presença da parametrização da dinâmica urbana e da convecção rasa de modo que uma análise de fatores possa ser feita e a interação não linear entre a cidade e a convecção rasa possa ser compreendida.
- 4) Verificar os possíveis impactos nas regiões circunvizinhas à RMR.

Inicialmente, no Capítulo 2 tem-se uma revisão de literatura acerca de estudos que enfatizaram as cidades e o clima, como também se encontra uma discussão dos principais conceitos envolvidos neste trabalho e a aplicabilidade do método proposto. No Capítulo 3 é apresentada a caracterização da região estudada, a metodologia utilizada, a configuração do modelo e descrição dos experimentos. No Capítulo 4 são apresentados e discutidos os resultados das simulações numéricas realizadas. Finalmente, no Capítulo 5 têm-se as conclusões e algumas sugestões para trabalhos futuros.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. O uso da modelagem numérica em superfícies urbanizadas

Devido à diversidade e complexidade das cidades as conclusões obtidas a partir de estudos sobre a interação áreas urbanizadas-atmosfera, na maioria das vezes, são limitadas, quer por um determinado local ou pelos processos físicos que atuam dentro da Camada Limite Urbana - CLU. O dossel urbano se distingue do rural em vários aspectos: na resposta dinâmica ao escoamento, devido aos obstáculos rígidos, na resposta ao forçamento radiativo, relacionado 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.

Para solucionar esse problema, estudos numéricos são direcionados para simular a climatologia urbana. Porém, a representação fiel da superfície urbana é muito difícil de obter porque necessita de modelos complexos e demanda uma grande quantidade de dados empíricos que, em geral, são difíceis de medir. Por essa razão modelos mais simples têm sido bastante explorados em virtude dos poucos parâmetros necessários para utilizá-los.

Na década de 1970, Oke e colaboradores desenvolveram um modelo de *canyon* urbano exclusivo para vias urbanas, no qual uma rua é margeada por duas faces de paredes. Posteriormente, vários modelos numéricos foram desenvolvidos utilizando a geometria de *canyon* (JOHNSON et al., 1991; MILLS, 1993; ARNFIELD et al., 1998) para estudar o balanço de energia na superfície da cidade, como também a formação dos corredores de vento. O acoplamento entre a superfície urbana e a atmosfera em modelos atmosféricos de mesoescala foi desenvolvido em seguida. Os modelos de dossel urbano têm sido muito úteis quando empregados em conjunto com um modelo de mesoescala. Modelos de mesoescala, tradicionalmente, eram acoplados com algum esquema de interação solo-vegetação-atmosfera (SVAT). Antes dessas parametrizações urbanas serem implementadas era necessário “adaptar a vegetação” para simular áreas urbanas, como por exemplo: Seaman et al. (1989) e Menut (1997), que usaram um modelo de interação vegetação-

atmosfera, com seus parâmetros modificados na tentativa de representar os efeitos observados nas regiões urbanas. Entretanto, como mostram Freitas et al. (2007), esse procedimento tem limitações e não reproduz as observações tão bem quanto no caso dos modelos de dossel urbano.

Em termos de modelagem das áreas urbanas o interesse tem sido o acoplamento em modelos atmosféricos de mesoescala. O esquema *Town Energy Budget* – TEB, utilizado neste trabalho, visa simular os fluxos turbulentos para a atmosfera, representando tanto a superfície urbana quanto a subcamada de rugosidade, de modo a fornecer a condição de fronteira inferior a modelos de mesoescala na forma de uma única camada. O Esquema TEB deve ser considerado como parte da parametrização de superfície do modelo atmosférico. Maiores detalhes sobre o esquema TEB podem ser vistos no Capítulo 3.

2.2. O clima urbano e as modificações introduzidas pela urbanização

Nos últimos anos, o mais explosivo crescimento da população tem ocorrido nos países em desenvolvimento, muitos dos quais estão localizados em regiões tropicais e subtropicais. A urbanização nestas regiões tem provocado uma série de problemas ambientais em várias escalas. As cidades produzem seu próprio microclima, mas são ligados ao clima regional e global através da química dos efeitos atmosféricos no balanço de radiação e das emissões de gases de efeito estufa (ROTH, 2007).

Devido às transformações ambientais provocadas pelo processo de urbanização, a sociedade moderna tem sido atraída a estudos acerca da climatologia urbana. Consequentemente, as condições de conforto térmico nas cidades são alteradas. A grande concentração de áreas construídas, a substituição de áreas verdes por pavimentação asfáltica, o adensamento populacional e os parques industriais, associados à concentração de poluentes, criam nas cidades um clima com especificidades que se permite falar em “clima urbano”. Segundo Roth (2007) alguns dos problemas ambientais relacionados ao clima de aglomerações urbanas em regiões tropicais inclui baixa dispersão de poluentes, altos níveis de estresse humano o que reduz a produtividade e aumenta a incidência de doenças relacionadas e, por fim, a necessidade de refrigeração de ambientes aumenta o consumo de energia e contribui para aquecer o ambiente externo.

Devido ao acréscimo de carga térmica, as temperaturas no meio intra-urbano são maiores que na área rural circundante, ocorrendo o que se convencionou chamar “ilha de

calor”. À noite, a ilha de calor pode continuar existindo enquanto perdurar a dissipação da energia térmica armazenada durante o dia pela estrutura urbana e a sua atmosfera. O aumento de temperatura nas cidades provoca uma redução da umidade relativa do ar. Isso se explica pelo aumento da pressão de vapor saturado, visto que, para maiores temperaturas o ponto de saturação é mais alto, havendo a diminuição da umidade relativa (LANDSBERG, 1962 e 1970).

As massas de ar sobre a cidade deslocam-se mais lentamente do que sobre a área rural devido ao incremento da rugosidade do solo, que altera a velocidade dos ventos e modifica o seu fluxo dando-lhes características peculiares. A forma de deslocamento deixa de ser laminar e torna-se turbulenta, o que se caracteriza por uma série de fluxos ascendentes e descendentes, rotacionais ou não rotacionais que, dependendo da geometria da cidade, se introduz no interior da massa edificada, aumentando as perdas de calor por convecção das superfícies da cidade com a atmosfera (OLIVEIRA, 1988).

As diferenças de temperatura existentes em determinados pontos da cidade são resultado do tipo de cobertura urbana, ou seja, em superfícies com maior capacidade de absorção, as temperaturas são mais elevadas. Essas diferenças de temperatura formam correntes de ar ascendentes e quentes que somadas à quantidade expressiva de poluentes podem provocar um aumento de precipitações, inclusive chuvas ácidas, trazendo consequências maléficas para a estrutura da cidade (LOMBARDO, 1985).

A presença de radiação térmica no clima urbano é devida a duas origens: a primeira refere-se à quantidade de radiação solar ganha, armazenada e difundida por emissão, reflexão, condução e convecção e a segunda é referente à radiação proveniente da ação antropogênica. A quantidade de radiação solar no meio urbano é em torno de 15% a 20% menor do que no meio rural (LANDSBERG, 1962). Outro fator relevante diz respeito à latitude da cidade e a influência das estações do ano. Nas latitudes mais próximas do equador, tendem a ter maior incidência de radiação nas superfícies horizontais.

Segundo Oliveira (1988), os componentes da massa edificada atuam como horizontes “fabricados” que modificam a duração da exposição do sol desses espaços microclimáticos pela justaposição dos edifícios, que mascaram o sol em determinados períodos do dia ou do ano, provocando sombreamento no solo, sobre si mesmo, ou em outros edifícios. Isso afetará, sobretudo, a duração de brilho do sol, de 5 a 15% menos no meio urbano em comparação com o entorno rural. A radiação ultravioleta tem uma redução de 30% no inverno e 5% no verão em relação ao entorno rural (LANDSBERG, 1970). Isso

se dá em função da maior quantidade de nuvens e nevoeiros presentes na atmosfera urbana, dificultando a penetração desses raios de menor comprimento de onda.

Na busca de instrumentos que minimizem os efeitos da urbanização sobre os principais elementos do clima e, conseqüentemente, sobre a qualidade térmica dos espaços, várias pesquisas vêm sendo conduzidas no Brasil e no mundo.

Monteiro (1976) buscou avaliar o papel da urbanização na criação de um ambiente climático diferenciado, elaborando um modelo teórico para a investigação do clima urbano. A metodologia desenvolvida por Monteiro (1976) para o modelo, considera o clima urbano como um sistema (Clima do Sistema Urbano - SCU), composto de subsistemas, que se articulam segundo canais de percepção.

Lombardo (1988), utilizando-se de imagens de satélite, levantamentos de campo e técnicas para análise do uso do solo, realizou estudos sobre a ilha de calor na grande São Paulo, constatando uma estreita correlação entre o uso do solo e a distribuição das temperaturas dentro das estruturas urbanas, configurando a ilha de calor com suas diferentes intensidades.

Oliveira (1988) elaborou uma série de recomendações para o planejamento e o desenho urbano, com base em critérios gerais de conforto e salubridade para climas quente-úmido, quente-seco e frio, a partir das características da forma urbana (rugosidade, porosidade, densidade de construção, tamanho e dimensão vertical e horizontal das edificações, ocupação do solo, orientação ao sol e aos ventos, permeabilidade do solo e propriedades termodinâmicas dos materiais) e condicionantes do clima urbano, que atuam associado às características de solo/paisagem (geomorfologia do solo). O estudo objetivou o entendimento da origem das precipitações e seus impactos na cidade de Belo Horizonte. Ferreira (1996) evidenciou o processo de aquecimento na atmosfera da cidade, com a elevação da temperatura média. Até o ano de 1950, a temperatura média era inferior a 22°C e na década de 1990 já superava os 23°C. Ele associou esse aquecimento ao aumento da concentração de poluentes.

Ichinose et al. (1999) relacionaram o impacto do consumo de energia à formação de ilhas de calor em Tóquio-Japão. Mapas detalhados de uso e ocupação do solo, identificando inclusive números de edifícios por ponto de grade, mapas topográficos e dados estatísticos do consumo de energia foram utilizados para traçar o mapa do calor antropogênico, inserido no modelo numérico *Colorado State University Mesoscale Model* – CSU-MM (PIELKE, 1974; com modificações de ULRICKSON e MASS, 1990 e

KESSLER e DOUGLAS, 1992). Foi observado que o fluxo do calor antropogênico na região central excedeu 400 Wm^{-2} ao dia, e no inverno, o valor máximo encontrado foi de 1590 Wm^{-2} . O consumo de água quente em escritórios e hotéis contribuiu com 51% do valor máximo atingido nos meses de inverno. A partir dos resultados obtidos pela simulação numérica, também se constatou que a radiação de onda curta foi mais forte no verão e que a influência do calor antropogênico foi relativamente pequena se comparado aos meses de inverno, quando a radiação de onda curta foi pequena e a influência do calor antropogênico foi elevada. Os autores ressaltam que diminuindo em 50% o consumo de água quente é possível diminuir em $0,5^{\circ}\text{C}$ a temperatura do ar próximo a superfície.

Saaroni et al. (2000) identificaram na cidade de Tel-Aviv - Israel, num dia calmo de inverno, formações de ilhas de calor urbana. A detecção foi observada utilizando-se dados da temperatura do ar no nível dos telhados, através de medições em estações fixas e móveis, e da superfície, sobrevoando a região com um radiômetro (TRV – *Thermal Video Radiometer*) instalado em uma aeronave de pequeno porte. Os autores identificaram pelo sensor TVR diferenças de temperatura na superfície por volta de 10°C e no nível dos telhados as variações foram em torno de 3 a 5°C entre o centro da cidade e as áreas circunvizinhas. A metodologia empregada para o monitoramento das ilhas de calor em diferentes níveis e escalas permitiu uma avaliação espacial da cidade e de suas diversas características térmicas. O efeito combinado das condições físicas, do mar mediterrâneo, da topografia local e das características urbanas (a utilização dos terrenos, densidade de edifícios, materiais de construção e fontes de calor antropogênicas) indica um padrão de formação de ilhas de calor em Tel-Aviv. A partir das imagens térmicas geradas pelo sensor TVR, constatou-se o importante papel da vegetação no resfriamento da cidade, sendo observado que os parques e áreas abertas são os locais mais frios. Concluiu-se com o estudo apresentado que existem diferenças na magnitude das ilhas de calor em diferentes níveis dentro do dossel urbano e em momentos distintos.

Os efeitos causados pela presença de áreas urbanizadas da Região Metropolitana de São Paulo foram estudados por Freitas (2003) através da modelagem numérica e da análise de dados observacionais. Foram definidos dois tipos de ocupação urbana, diferindo na verticalização e espaçamento entre as construções. O modelo *Regional Atmospheric Model System – Town Energy Budget* (RAMS-TEB), utilizado na pesquisa, mostrou que o calor antropogênico de origem veicular é de extrema importância no ciclo diurno de temperatura e umidade na região estudada e que as interações entre a brisa marítima e a ilha de calor

intensificam as zonas de convergência no centro da cidade, podendo ocasionar a recirculação de poluentes. A topografia também foi analisada e constatou-se que ela influenciou na intensidade da brisa marítima e na sua propagação sobre o continente. Quanto à presença de grandes corpos d'água, o autor diagnosticou a sua contribuição para a diminuição das amplitudes do ciclo diurno de temperatura através das circulações do tipo brisa lacustre. Com o uso do modelo de dispersão, confirmou-se que a propagação da frente de brisa para o interior transporta para áreas remotas os poluentes emitidos pela região metropolitana de São Paulo, diminuindo sua concentração na região emissora.

Niachou et al. (2005) estudaram a distribuição dos ventos e a temperatura do ar dentro e fora de dois *canyons* urbanos na cidade de Atenas-Grécia no verão de 2002. O experimento foi executado numa base de 24 horas, sendo avaliada a temperatura na superfície das paredes externas dos edifícios e na camada asfáltica, em conjunto com medições da velocidade dos ventos em vários níveis no centro e fora dos *canyons*, como também próximo das fachadas. O objetivo principal da pesquisa foi analisar as diferenças de ventos e temperatura contribuindo para um melhor conhecimento do micro ambiente criado dentro dos *canyons* urbanos e assim, interpretar o potencial de ventilação natural e híbrida em edifícios.

Velazquez-Lozada et al. (2006) utilizaram o modelo RAMS para simular três cenários distintos, referentes ao solo vegetado, ao solo urbano real e ao solo urbano futuro, observando-se a reação da atmosfera a esses cenários simulados no modelo. Fotografias aéreas e dados de superfície foram utilizados para identificar a presença de uma ilha de calor urbana na cidade de San Juan, em Porto Rico. Os autores concluíram que o solo urbano interfere significativamente na dinâmica geral da parte norte da ilha de Porto Rico, devendo ser levado em consideração para estudos que simulem as condições atmosféricas locais ou de qualquer outra cidade tropical com cenários urbanos semelhantes ao estudado.

Lin et al. (2007) empregaram um modelo regional para simular o impacto da expansão urbana no clima da região de Pearl River Delta (PRD) na China, no mês de Outubro (estação seca). Foram criados dois cenários prescrevendo tipos de coberturas de solo. O primeiro representou a cobertura do solo para o ano de 1970 e o outro a cobertura do solo atual. Os resultados obtidos constataram que houve uma diferença bastante significativa na variação da temperatura, umidade, fluxo de vento, altura da camada limite, entre outras variáveis. O clima regional mostrou-se sensível às modificações geradas pela expansão das cidades ao longo das décadas na região de PRD, sendo constatada pelos

autores a importância da pesquisa para a avaliação futura dos impactos gerados pela mudança do uso do solo no ciclo hidrológico e no clima.

Zhang et al. (2008) simularam uma ilha de calor urbana na cidade de Chongqing, na China, utilizando o modelo *Urban Canopy* incorporado ao modelo meteorológico RAMS (RAMS-UC). Foram consideradas as emissões de calor antropogênico, a estrutura geométrica da malha urbana e características termodinâmicas da cidade. Calculou-se também o saldo de radiação, a temperatura e a precipitação. A partir dos testes de sensibilidade entre o RAMS original e o RAMS modificado e de dados observados, os autores concluíram que o modelo original não pode simular exatamente uma ilha de calor urbana, especialmente à noite, ao passo que com o RAMS modificado (RAMS – UC) os resultados foram significativamente melhorados.

A atenuação do efeito da ilha de calor urbana é resultado da utilização de materiais construtivos com alta refletância. Vários tipos de materiais têm sido analisados e classificados como “frios”. Estes possuem a capacidade de manter menores temperaturas à superfície e podem ser usados em edifícios e outras superfícies do ambiente urbano. Synnefa et al. (2008) estudaram, com base nesses resultados, o efeito da ilha de calor urbana na cidade de Atenas - Grécia. Simulações numéricas foram realizadas com o MM5 (versão 3-6-1) criando-se dois cenários, um com o albedo moderado e outro com um grande aumento do albedo. Foram verificados que o aumento em larga escala do albedo poderia baixar em até 2°C a temperatura do ambiente. O resultado desse estudo pode ajudar a promover a adoção de medidas na construção de códigos e regulamentos de planejamento urbano.

Li et al. (2008) investigaram em laboratório (canal de água) as características dos fluxos dentro de *canyons* urbanos. Os fluxos foram direcionados de forma horizontal e perpendicular ao eixo da rua. O campo de velocidade e a intensidade turbulenta foram medidos em vários locais, dentro e fora do *canyon*, com um anemômetro Doppler de raio laser. Os valores obtidos são úteis como um abrangente banco de dados para a validação de modelos numéricos.

Oleson et al. (2008a, 2008b) descreveram a formulação e avaliação de parametrizações de áreas urbanas incorporada ao modelo *Global Community Land Model*, assim como testaram a sua eficiência através de estudos de sensibilidade e a sua capacidade em simular ilhas de calor em diferentes áreas da cidade. O modelo é bastante simples, tendo a representação de cidades baseada no conceito de *canyons* urbanos, no qual

telhados, paredes (iluminadas pelo sol e sombreadas), parques, ruas, calçadas, estacionamentos, lotes e áreas gramadas compõem o modelo. Para a validação do modelo foram estudadas duas cidades com características distintas: a cidade do México com um núcleo urbano bem desenvolvido e a cidade de Vancouver-Canadá, com um parque industrial pequeno. Os resultados obtidos na pesquisa indicaram que o modelo faz um trabalho razoável de simulações quanto ao balanço de energia nas cidades, podendo ser comparado ao modelo TEB. Contudo, a falta de bancos de dados urbanos globais é um impedimento sério para o uso do modelo urbano em escala global, já que bancos de dados referentes a cidades estão sendo desenvolvidos somente em escala regional ou local, principalmente nos Estados Unidos, Canadá e Europa (GRIMMOND e OKE, 2002; GRIMMOND, 2006). Quanto a sua eficiência, os resultados mostraram que o armazenamento de calor e do fluxo de calor sensível são mais sensíveis aos parâmetros de entrada na atmosfera. Já nas simulações referentes às ilhas de calor, o modelo mostrou-se capaz de capturar as características observadas *in loco* do clima urbano. Em particular, o modelo produz significativamente ilhas de calor que aumentam com a altura em relação à largura. Nas áreas urbanas, as temperaturas mínimas diárias aumentam mais do que as temperaturas máximas diárias, resultando em uma amplitude de temperatura diurna reduzida em relação ao equivalente nos ambientes rurais. A magnitude das ilhas de calor varia enormemente, dependendo das condições meteorológicas prevalecentes e as características do meio rural envolvente. Em geral, esses resultados estão de acordo com aqueles observados para o ecossistema real urbano. Assim, o modelo parece ser uma ferramenta útil para analisar a natureza do clima urbano no âmbito dos modelos globais do clima.

Pigeon et al. (2008) utilizaram-se do esquema TEB, que calcula o balanço de energia na superfície para as zonas urbanas, para avaliar a parametrização de fontes de calor antropogênicas e compará-la a dados recolhidos do consumo de energia em Toulouse-França no período compreendido entre Fevereiro de 2004 e Março de 2005, dando ênfase às estações do outono e inverno. Os resultados obtidos foram satisfatórios, pois o modelo reproduziu bem as principais características do balanço de energia da superfície urbana, principalmente, a grande contribuição do fluxo de calor sensível (valores pequenos) durante a noite associados aos elevados valores dos fluxos de calor antropogênico.

Trusilova et al (2008) investigaram os efeitos do solo urbano sobre o clima na Europa em escalas local e regional. Os efeitos da cobertura do solo urbano foram isolados

fazendo-se uso da quinta geração do *Pennsylvania State University – National Center for Atmospheric Research* (PSU-NCAR) *Mesoscale Model* (MM5) com um esquema de superfície baseado no TEB. Foram criados dois cenários, um sem as áreas urbanas e o outro com a ocupação do solo urbano do início do século XXI aos dias atuais. Os valores de temperatura nas proximidades da superfície e precipitações foram bem distintos quando comparados os resultados gerados pelas simulações. Devido às grandes modificações na circulação atmosférica pela inserção das cidades, foi possível observar uma variação da amplitude da temperatura no ciclo diurno em regiões com grande desenvolvimento urbano, com uma redução média de 0,71°C a 1,26°C no verão e de 0,54°C a 0,73°C no inverno. O regime de chuvas no verão sofreu uma redução de 0,05 mm a 0,22 mm ao dia, e no inverno, um aumento de 0,09 mm a 0,16 mm ao dia. Os resultados obtidos sugerem que a superfície urbana exerce mudanças significativas sobre a temperatura próximo ao solo como também sobre a precipitação em escala local e regional. Observou-se que as cidades afetam fortemente o clima do ambiente urbano e das suas áreas circunvizinhas. Os resultados são importantes para prever os impactos do crescimento urbano nos climas locais e regionais. No entanto, dois fatores adicionais que não foram incluídos nesse estudo devem ser investigados: 1) os efeitos da poluição urbana sobre a formação de precipitação (ROSENFELD, 2000) e sobre o balanço de radiação à superfície (STANHILL e KALMA 1995) e 2) a representação diferencial da morfologia e das fontes de calor antropogênicas para cada cidade.

Na última década, estudos sobre o efeito do clima urbano relativo ao consumo energético dos edifícios e sistemas de aquecimento e resfriamento do ar também foram desenvolvidos com o intuito de avaliar as consequências geradas pelo uso excessivo desses equipamentos nas grandes cidades. Oxizidis et al. (2008) avaliaram a influência do microclima urbano sobre o comportamento energético dos edifícios na cidade de Lisboa-Portugal, fazendo-se uso do modelo não hidrostático MM5. A partir dos resultados obtidos foi possível diagnosticar alguns problemas quanto à metodologia adotada que vão desde a ausência de dados de superfície da cidade a problemas com o uso do modelo de mesoescala. Mesmo assim, os autores concluíram que o método pode oferecer resultados satisfatórios da climatologia urbana e compará-los com as cargas energéticas de aquecimento ou refrigeração dos edifícios.

Roy e Yuan (2009) examinaram a tendência das altas temperaturas em toda a área metropolitana de Twin Cities (Composta pelas cidades de Dakota, Anoka, Carver, Hennepin, Ramsey, Scott e Washington) no estado de Minnessota - EUA, associadas com o aumento da urbanização entre os anos de 1975 a 2002. Além das imagens do satélite Landsat, usadas para avaliar a urbanização desde 1975 por meio de uma estimativa das superfícies impermeáveis ao longo de vários anos, também foram usadas na pesquisa dados de temperatura (máximos e mínimos), obtidos através de sete estações meteorológicas localizadas em zonas rurais e urbanas. Os dados obtidos indicaram um aumento das temperaturas mínimas, resultando em uma ligeira tendência decrescente na gama das temperaturas diurnas para todas as estações.

2.3. A morfologia urbana na determinação do clima local

Oke (1976) define a zona das camadas inferiores da atmosfera, tipicamente abaixo dos 300 m, na qual o homem desenvolve as suas construções, como “Camada do Dossel Urbano - CDU” (*Urban Canopy Layer*) e “Camada Limite Urbana - CLU” (*Urban Boundary Layer*). Essa distinção possibilita diferenciar os processos que ocorrem em microescala, região que se estende do solo até o nível superior das coberturas dos edifícios, correspondente à CDU e a mesoescala, região acima da cobertura das edificações chamada de CLU, tendo as características da malha urbana essenciais na determinação das suas características (Figura 1). Na Camada do Dossel Urbano, o Fator de Visão do Céu (*Sky View Factor*) é importante na determinação da entrada de energia (radiação de onda curta) no sistema, definido como a fração do hemisfério ocupado pelo céu, correspondendo ao ângulo formado por duas retas procedentes do centro da rua em direção ao ponto mais alto das paredes dos edifícios adjacentes (Figura 2). Ainda segundo Oke (1976), a intensidade da radiação de onda longa e a capacidade de armazenamento de calor nas superfícies são efetivamente as variáveis que determinam as diferenças no balanço de energia e nas taxas de resfriamento entre os meios urbano e rural.

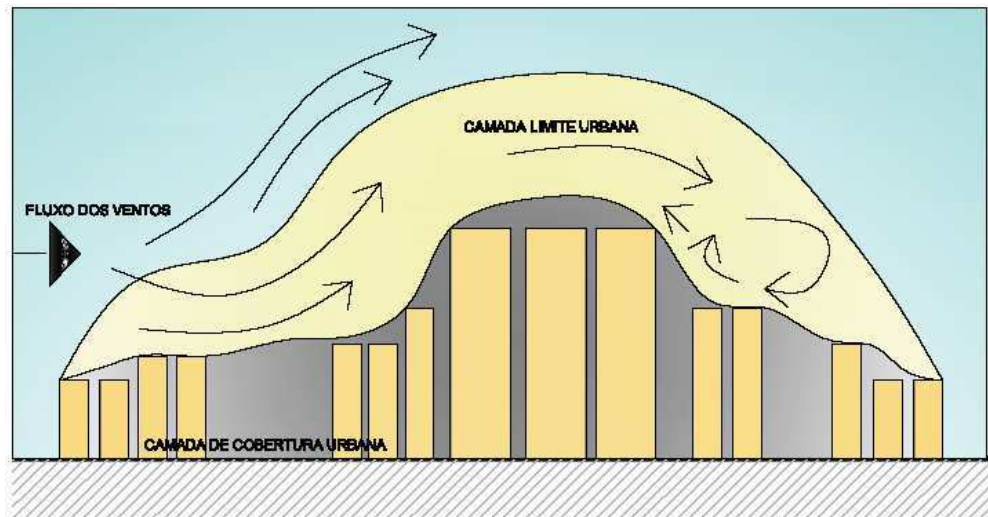


Figura 1- Determinação da Camada Limite Urbana e Camada de Cobertura Urbana ou Camada do Dossel Urbano segundo Oke (1976).

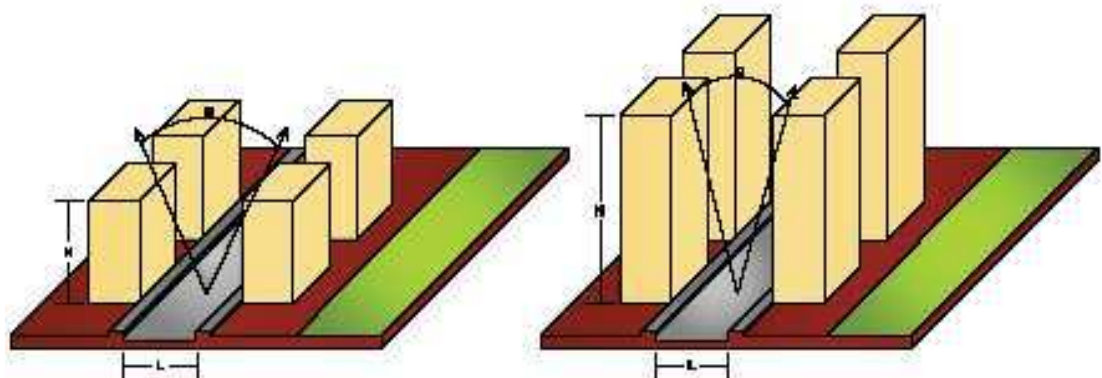


Figura 2 – Fator de Visão do Céu (Sky View Factor).

Dentro desse contexto, Silva (1990) concluiu que, “a geometria da malha urbana, avaliada pelo “Fator de Visão do Céu”, e as propriedades térmicas das superfícies, vão aparecer como as propriedades mais relevantes”.

Masson e Seity (2009) desenvolveram uma nova versão do TEB (TEB_SBL), resolvendo a camada limite urbana dentro e acima do dossel através da introdução de uma força de arrasto para o efeito vertical dos edifícios. Hamdi e Masson (2008) já haviam utilizado essa versão, simulando em uma única dimensão um *canyon* urbano com dados de radiação registrados no topo de uma torre de 30 metros. Os resultados mostraram que esta nova versão produz perfis de velocidade do vento, atrito, energia cinética turbulenta, fluxo turbulento de calor e temperatura potencial mais consistentes com observações de campo. Além disso, a nova versão pode ser acoplada facilmente a modelos meteorológicos de mesoescala.

Alguns experimentos foram conduzidos para o complexo urbano de Salt Lake City, em Utah - EUA. Chin et al. (2005) alteraram o modelo de parametrização do dossel urbano chamado *Urban Canopy Parameterization - UCP* de Brown e Williams (1998) para simular de forma mais realista o impacto da superfície urbana na dinâmica da baixa atmosfera. Diversos experimentos de sensibilidade foram realizados visando obter uma melhor compreensão do impacto urbano no modelo de mesoescala. Os resultados indicaram que dentro do ambiente urbano, as características da malha urbana e o calor antropogênico contribuíram pouco na formação da Camada Limite Noturna, sendo o efeito atribuído aos telhados dos edifícios o principal agente. Este resultado concorda com a observação feita por Oke (1995) sobre o efeito do aquecimento antrópico na gênese das ilhas de calor em grande parte das cidades. Os experimentos de sensibilidade revelaram também que a profundidade da Camada Limite Urbana é cerca de duas vezes a altura do dossel urbano no caso de cidades com a formação de ilhas de calor fracas. No entanto, uma maior proporção, cerca de três a quatro vezes, foi observada em cidades metropolitanas (DUCKWORTH e SANDBERG, 1954; BORNSTEIN, 1968).

O programa URBAN 2000 foi utilizado para a mesma região por Finn et al. (2008), atribuindo-se condições estáveis para o período noturno. Foi possível verificar inesperadas dispersões de pluma dentro da Camada Limite Noturna ocasionada pela interação da topografia local com o fluxo dinâmico vale-montanha, com os fluxos de drenagem, pelas influências sinóticas e pelos efeitos do dossel urbano. Foi observado que a dispersão poderia ser significativamente diferente do esperado caso fosse analisada a partir dos dados disponíveis sobre os fluxos de ventos dentro da área urbana estudada, impossibilitando-se prever ou antecipar as plumas de dispersão. Algumas das anomalias observadas incluem dispersões extremamente lentas e padrões complicados de recirculação nos quais a pluma de dispersão estava na direção oposta aos ventos medidos. A conclusão mais plausível, segundo os autores, foi que algumas dessas anomalias só poderiam ser atribuídas a ventos em pequena escala que não foram detectados pela atual rede de monitoramento meteorológico, ficando clara a dificuldade existente em se ter uma resposta rápida quanto à dispersão em áreas urbanas de lançamentos tóxicos.

Os efeitos do impacto da ilha de calor urbana sobre o clima local e regional e seus respectivos problemas ambientais têm recebido grande atenção nas últimas décadas. Em Taiwan, especialmente em Taipei, localizada no norte de Taiwan, os efeitos destas ilhas de calor são bastante significativos devido a sua elevada densidade populacional e topografia.

Lin et al. (2008) utilizaram o modelo de mesoescala *Weather Research and Forecasting* - WRF juntamente com o modelo de superfície Noah e do *Urban Canopy Model* - UCM para avaliar os impactos da urbanização e do efeito da ilha de calor urbana no desenvolvimento da Camada Limite Urbana e da circulação terra-mar na região em questão. O impacto das fontes antropogênicas também foi incluído no modelo. Os resultados das simulações foram satisfatórios quanto ao efeito das ilhas de calor, especialmente durante a noite e no início da manhã, e testes de sensibilidade indicaram que o calor antrópico desempenha um papel importante para o desenvolvimento da Camada Limite Urbana. Além disso, foi observado que as circulações terra-mar sofreram um impacto significativo devido ao efeito da ilha de calor urbana em Taipei, podendo-se aumentar a intensidade do fluxo da brisa do mar durante o dia e o enfraquecimento do fluxo da brisa terrestre durante a noite. Portanto, a difusão da poluição do ar na região norte de Taiwan torna-se deficiente.

Outro ponto relevante, e que deve ser levado em consideração, é referente ao comportamento de áreas vegetadas no ambiente térmico urbano. A diferença mais marcante entre uma região rural e uma urbana é a presença da vegetação. Os grandes centros urbanos são normalmente providos de pouca cobertura vegetal, ficando restritos apenas a algumas áreas, como parques e praças, representando assim um percentual muito pequeno se levado em consideração a área total da cidade. Os fluxos turbulentos de superfície são diretamente influenciados pela presença de vegetação. Através dela, água é retirada do solo e transportada para a atmosfera na forma de fluxo de calor latente. Outra característica marcante é devida à maior quantidade de umidade na superfície e próximo a ela, acarretando no uso de grande parte da energia solar para a evaporação da água e não para o aquecimento da superfície e da atmosfera (pelo fluxo de calor sensível).

Avissar (1996) demonstra que a vegetação pode afetar substancialmente o comportamento dos ventos, temperatura, umidade e o regime de precipitações nas áreas urbanas, podendo, quando utilizada no planejamento urbano, minimizar alguns dos efeitos antropogênicos gerados pelo desenvolvimento destas áreas. Lombardo (1985) também verificou em sua pesquisa que em espaços abertos e próximos de áreas arborizadas ou de reservatórios d'água a temperatura tende a diminuir. Além de sombrear superfícies e auxiliar no controle da radiação solar, a vegetação contribui de forma significativa ao estabelecimento dos microclimas nas cidades.

O aproveitamento dos ventos dentro da estrutura urbana e dos chamados *canyons* urbanos (Figura 3) está relacionado com a variação nas alturas dos edifícios e a rugosidade. Um *canyon* urbano é definido pela disposição espacial das edificações, estando estas enfileiradas ao longo de ambos os lados de uma rua. Tais superfícies se repetem em alguns locais dentro da cidade, em geral, nas áreas centrais.

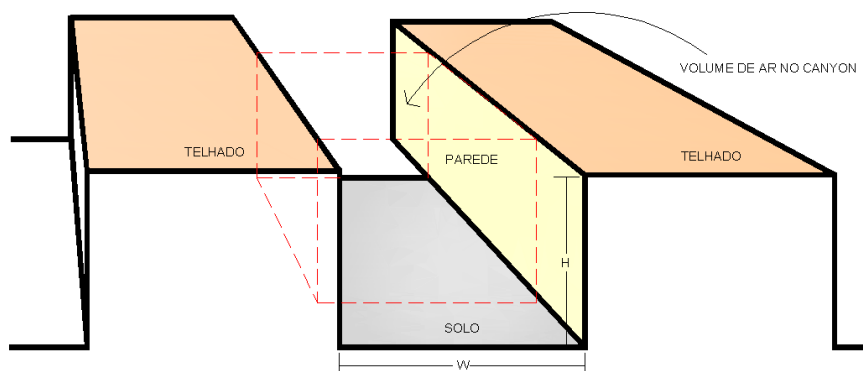


Figura 3 – Disposição espacial de um *canyon* urbano.

Marciotto et al. (2010) utilizaram um Modelo de Dossel Urbano (MDU), juntamente com um modelo de fechamento de segunda ordem unidimensional, para analisar a influência da razão geométrica (altura do edifício/largura da rua) e a altura média dos edifícios sobre os fluxos de energia locais e temperaturas. O MDU apresentado é semelhante ao modelo *Town Energy Budget* – TEB na maioria dos seus recursos. Mas, particularmente, o que os difere são as paredes dos *canyons* que são tratadas separadamente, tendo assim o balanço de radiação diferente. Estudos de sensibilidade foram realizados para avaliar o seu impacto sobre as temperaturas na camada do dossel urbano e sobre os fluxos de energia na camada limite urbana. Os resultados indicaram que o saldo de radiação e os fluxos de calor sensível no topo do dossel urbano diminuem e que o calor armazenado aumenta à medida que as edificações são mais altas (maior razão de aspecto).

Segundo Oliveira (1988), “Quanto mais próximos os elementos da massa edificada, maiores os obstáculos à penetração dos ventos. Quanto maiores os contrastes entre as alturas dos elementos da massa edificada, maior o turbilhonamento dos ventos; melhor ventilação se combinada com porosidade; maior a velocidade dos ventos em parte da massa edificada próxima dos volumes mais altos; e maiores as trocas térmicas com o

ambiente atmosférico, ocasionando menores ganhos térmicos e, consequentemente, menores temperaturas do ar”.

As circulações locais são circulações de ar induzidas termicamente pelos processos de superfície em regiões heterogêneas (SOUZA et al., 2000). Essas circulações podem ser convencionais, como a circulação de brisa marítima/terrestre, vale/montanha, lacustre, ou não convencionais, como as induzidas por diferenças da umidade do solo ou vegetação. Dentre os fenômenos de escala local, podem-se citar as circulações induzidas pelos diferentes tipos de ocupação do solo (ATKINSON, 1981), tais como as circulações geradas pela presença de grandes áreas urbanizadas como um efeito da ilha de calor urbana. Basicamente, esses tipos de circulações são causadas pelas diferenças existentes entre as propriedades térmicas e mecânicas de cada tipo de ocupação do solo.

Lee e Kim (2008), visando avaliar o aquecimento regional ocasionado pelas drásticas alterações de uso da terra devido à urbanização acelerada e a sua influência sobre a complexa circulação local, analisaram dados numéricos e observacionais de uso da terra de 40 anos passados (1963 a 2002) da área metropolitana de Daegu - Coreia do Sul. A área metropolitana de Daegu se desenvolveu rapidamente durante o período avaliado e atualmente é uma região amplamente urbanizada que vem sofrendo com o aumento acelerado da temperatura local. Os resultados obtidos na pesquisa a partir da criação de três cenários histórico-realista foram: (a) A temperatura média diária teve um aumento acima de 1,5K, sendo o maior registrado em toda a península da Coreia; (b) O processo acelerado de urbanização teve uma grande influência sobre a dinâmica da circulação local fora da área estudada; e (c) Correlações entre a temperatura e anomalias na velocidade dos ventos podem ser fortemente associadas com a variação de calor e transferência de momentum na superfície urbana mudando o fluxo dos ventos nas áreas rurais da bacia de Daegu. Futuramente, faz-se necessário investigar a influência do calor antropogênico e da nebulosidade no aumento da temperatura no dossel urbano entre outras intervenções no clima e na dinâmica local.

Hidalgo et al. (2008) estudaram as circulações de brisas urbanas na cidade de Toulouse, situada no sudeste da França, durante o experimento CAPITOUL a partir de simulações numéricas e dados observados num período que se estendeu de Fevereiro de 2004 a Março de 2005. Foram realizadas duas simulações numéricas com o modelo atmosférico não hidrostático MesoNH (LAFORE et al., 1998) juntamente com o esquema TEB (MASSON, 2000). O primeiro cenário simulado foi uma situação realista e o segundo

com as áreas urbanizadas removidas. O ciclo diurno de temperatura, a ilha de calor noturna e a ilha fria do início da manhã são reproduzidas no modelo. Pelo estudo, confirmaram-se a presença de uma circulação convergente próximo a superfície em direção ao centro da cidade e outra divergente no sentido contracorrente a 1500 m acima do solo. A intensidade da brisa urbana é da ordem de $1,5 \text{ ms}^{-1}$.

Simulações em escala local do balanço de energia à superfície urbana são feitas em modelos meteorológicos de mesoescala visando melhores resultados no que diz respeito a previsões meteorológicas no interior de *canyons* urbanos e na determinação e caracterização de seus fluxos, tornando-se primordial o conhecimento do balanço de energia em superfície para o entendimento dos processos que ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP). Este, em conjunto com o vento, determina os forçamentos envolvidos nos fluxos verticais de calor, massa e momentum. Apesar dos modelos utilizados atualmente para a previsão de tempo local terem uma boa representação do comportamento termodinâmico do ar, da temperatura e umidade na superfície, da dinâmica do escoamento local, da evolução da CLP, entre outros, faz-se necessário um ajuste ou adequação do modelo, principalmente para a representação de áreas urbanas, o que constitui uma difícil tarefa na área da modelagem atmosférica.

O experimento UBL-ESCOMPTE (GRIMMOND et al., 2004) realizado em 2001 foi essencial para a realização de outras pesquisas desenvolvidas na cidade de Marselha (França), como por exemplo, o estudo realizado por Dupont e Mestayer (2006) que utilizaram-se de dados coletados na região central dos fluxos de calor e balanços energéticos, com a finalidade de determinar o saldo de radiação à superfície e demonstrar que a influência das edificações podem ser bem modeladas. O modelo utilizado foi o SM2-U, na versão urbana, desenvolvido como uma extensão do modelo ISBA de Noilhan e Planton (1989). Ao contrário dos atuais esquemas urbanos, o modelo de superfície SM2-U permite simulações contínuas de todas as partes das áreas urbanizadas como também das áreas naturais circunvizinhas.

A estimativa do armazenamento dos fluxos de calor no centro de Marselha, tido como ideal para avaliações experimentais devido ao clima quente e seco (o balanço de energia à superfície é dominado por trocas de calor sensível) e pelo seu grande número de edifícios altos com paredes espessas (a grande massa térmica favorece o armazenamento de calor sendo um componente do balanço de energia à superfície) foram analisadas por Roberts et al. (2006), a partir da utilização de quatro métodos independentes. Os termos

envolvidos no cálculo do balanço de energia à superfície são medidos diretamente (chamando-se de método RES) e comparados aos resultados obtidos a partir de simulações com os modelos *Objective Hysteresis Model* - OHM, *Town Energy Balance Model* - TEB e o *Thermal Mass Scheme* - TMS. Os autores concluíram que os modelos OHM e o TEB tendem a ligeiramente superestimar o armazenamento de calor quando comparado ao RES. O modelo TMS mostrou valores compatíveis aos dos outros métodos, porém sua extensa lista de requisitos torna-se impraticável a sua utilização em simulações desse porte.

2.4. Chuvas urbanas

As cidades desenvolvem suas próprias chuvas e tempestades. Porém, o processo exato ainda é desconhecido para a comunidade científica, afirma Shepherd (2009). A tendência mundial é de que as cidades, com o decorrer dos anos, continuem crescendo, podendo alterar os padrões climáticos em escalas cada vez maiores. Algumas das hipóteses estudadas por Carrio et al. (2010) relacionam o crescimento urbano e os efeitos dos aerossóis sobre a intensidade da convecção e precipitação local e em áreas circunvizinhas. O efeito da ilha de calor urbana na intensificação da precipitação também é investigado por Freitas et al. (2009).

As cidades são construídas de materiais impermeáveis (concreto, aço, cobertura asfáltica, etc) que absorvem calor, somando-se ao calor antropogênico e a falta de áreas vegetadas, a consequência é o aumento da temperatura na superfície local. As temperaturas médias em algumas cidades podem ser de 6°C a 8°C mais altas que nas áreas rurais circundantes. As ilhas de calor podem ser uma fonte de instabilidade do ar, levando ao desenvolvimento de nuvens precipitantes (SHEPHERD, 2009).

As imagens de satélite vistas na Figura 4 mostram a cidade de Atlanta - EUA em 28 de Setembro de 2000. A imagem colorida (a) mostra as áreas urbanizadas (cinza), as áreas vegetadas, os subúrbios e campos abertos (verde). A imagem de temperatura (b) mostra a ilha de calor urbana. O amarelo são áreas relativamente frias e as de vermelho são áreas mais quentes e referentes a áreas urbanizadas.

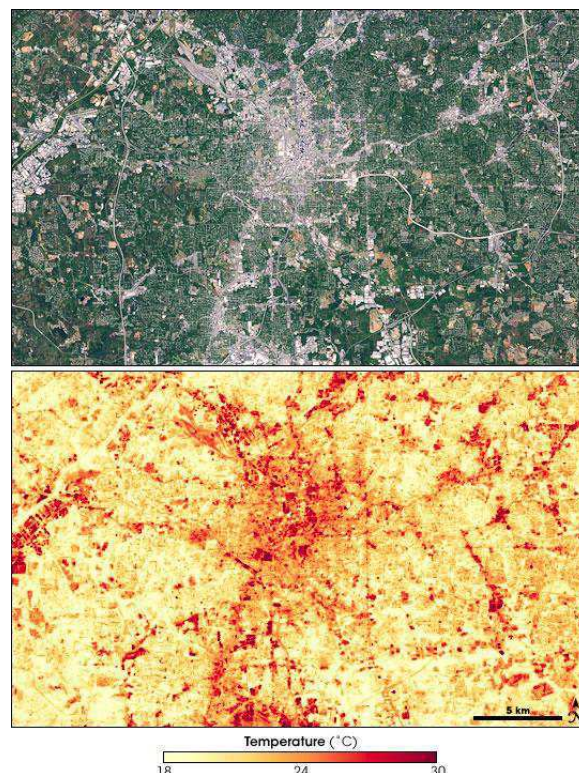


Figura 4 – Imagens de satélite referentes à cidade de Atlanta-EUA em 28 de Setembro de 2000. (Fonte: NASA)

O fluxo de ar sobre a superfície da terra pode ser perturbado por áreas densamente urbanizadas. As cidades tendem a ter edifícios altos que causam convergência de ar. Assim, o ar ascendente quente e úmido perturba o ar frio acima podendo desenvolver nuvens precipitantes. A poluição urbana também poderá ter algum impacto na formação de nuvens precipitantes já que não basta apenas vapor d'água para condensar e formar as gotas, é preciso ter aerossóis. Os aerossóis urbanos são menores e mais numerosos que os aerossóis naturais (sal marinho, pólen, poeira, etc.) e dependendo do local de formação das nuvens, os aerossóis podem suprimir ou aumentar a chuva.

O uso da modelagem numérica para avaliações em pequena escala de superfícies urbanizadas e suas características é de essencial importância para a obtenção de resultados quase que em tempo real, sem a necessidade de longos períodos para coleta de dados. Tal tipo de pesquisa tem implicações para a previsão do tempo, planejamento urbano, recursos hídricos e da compreensão do impacto humano sobre o ambiente e o clima.

Shepherd (2005) concluiu que a forma como a cidade influencia as chuvas urbanas pode variar dependendo de sua localização, do tamanho, da forma e de fatores meteorológicos em escala regional. Outros estudos desenvolvidos anteriormente dão

suporte a essa análise, como por exemplo: Bornstein e Lin (2000), que analisaram seis eventos de chuva sobre a cidade de Atlanta - EUA, durante o período de 26 de Julho a 3 de Agosto de 1996, recolhendo dados de 27 pontos de redes meteorológicas de superfície em Atlanta e de oito pontos do *National Weather Service*. Revelou-se que a ilha de calor urbana induziu uma zona de convergência iniciando três das tempestades em diferentes momentos do dia. Pesquisas anteriores desenvolvidas por Bornstein e Leroy (1990) mostraram que na época da estação seca na cidade de Nova York - EUA iniciaram-se fortes atividades convectivas, e, em consequência, a formação de tempestades sobre a cidade e a sotavento. Os autores concluíram que a ilha de calor urbana contribui fortemente para a formação de atividades convectivas sobre a cidade. Porém, devido aos fluxos de vento, estas tendem a bifurcar-se devido ao efeito das barreiras que os edifícios formam dentro das grandes cidades.

Thielen et al. (2000) abordaram a influência de superfícies urbanizadas sobre o desenvolvimento de processos convectivos precipitantes utilizando um modelo numérico de meso escala. Os resultados indicam que as condições da superfície quanto ao uso do solo não devem ser desprezadas, podendo ter uma influência considerável em meso escala em processos convectivos e precipitação. Foi observado também que em menos de 4 h, o fluxo de calor sensível à superfície e as variações de empuxo de parcelas influenciam no desenvolvimento de nuvens precipitantes. A inclusão de ilhas de calor indicou um aumento de precipitação em áreas localizadas a favor do fluxo dos ventos. Os resultados obtidos na pesquisa reafirmam as análises feitas no experimento METROMEX nas quais a frequência na distribuição das chuvas é reforçada sobre áreas urbanas. Os autores propõem para uma análise mais realista dos efeitos desses parâmetros sobre o desenvolvimento de nuvens precipitantes, simulações em 3D, já que em 2D há uma limitação na representação da dinâmica da atmosfera quanto à processos relacionados com a formação de nuvens e precipitação, que são essencialmente tridimensionais.

Shepherd et al. (2002) coletaram dados de precipitação de satélite do *Tropical Rainfall Measuring Mission* - TRMM para identificar padrões de chuvas na estação quente, no período de 1998 a 2000, em torno de Atlanta, Montgomery, San Antonio, Waco, e Dallas, nos EUA. Os resultados revelaram um aumento médio de 28% nas taxas de precipitação mensal num raio de 30-60 km a sotavento da metrópole e sobre a metrópole, um aumento modesto de 5,6%. Eles concluíram que as regiões situadas a favor do fluxo dos ventos apresentaram as mudanças mais significativas quanto ao aumento da

precipitação relacionado com o desenvolvimento das cidades. Esse estudo estabelece a possibilidade de utilizar estimativas de precipitação, adquiridas por satélite, para analisar as modificações e intensidades dos ciclos de chuvas devido à intervenção urbana dentro das cidades e nas áreas circunvizinhas.

Pesquisas anteriores constataram que em áreas urbanas as nevascas diminuíram em torno de 10% a 35% estando relacionadas ao efeito da ilha de calor, que atua para elevar a temperatura próximo da superfície. Changnon (2003) desenvolveu um estudo para quatro cidades do meio oeste e nordeste dos Estados Unidos para o qual o número médio anual de dias com chuvas frias são três ou mais. A cidade de Illinois teve reduções consideráveis na média e máxima anual de frequência de dias com chuvas frias, variando de 16% a 43% com relação aos valores obtidos em torno das estações rurais. As influências do oceano e dos lagos também ajudaram a reduzir, juntamente com a ilha de calor, a incidência local desses eventos. Sugere-se a partir dos resultados que as ocorrências de eventos com chuvas frias em grandes cidades sofreram uma diminuição entre 10% a 30% somente pelo efeito da ilha de calor urbana.

Há evidências crescentes de que grandes cidades costeiras podem influenciar o clima através do uso complexo do solo urbano e pela sua retroalimentação (uso-tempo-clima). Trabalhos recentemente publicados estabelecem a existência de atividades elétricas a sotavento e sobre a cidade de Houston - EUA. Já que o relâmpago é uma assinatura da convecção na atmosfera, conclui-se que a cidade de Houston exerce grande impacto na distribuição das chuvas nessas regiões. Burian e Shepherd (2005) apresentaram, na pesquisa, resultados obtidos através do TRMM e de pluviômetros. Os resultados quantitativos revelam a presença anual de anomalias de chuvas na estação quente sobre e a sotavento de Houston. Várias hipóteses surgiram para explicar como a brisa do mar, a curvatura da linha costeira ou as áreas urbanizadas interagem com o sistema atmosférico. No trabalho apresentaram-se evidências de que a influência da ilha de calor é de extrema importância no surgimento de anomalias na distribuição das chuvas.

Shepherd (2006) identificou anomalias na precipitação em torno de duas grandes áreas urbanas localizadas em regiões áridas como Phoenix - EUA e Riyadh - Arábia Saudita. Para o estudo foram utilizados registros de dados históricos dos últimos 108 anos referentes à precipitação, observações do clima global e dados dos satélites Landsat e Aster. Na análise, revelou-se que durante as monções, locais do subúrbio nordeste na área metropolitana de Phoenix tiveram aumentos estatisticamente significativos na precipitação

média (12 – 14%) a partir do período pré-urbano (1895-1949) ao pós-urbano (1950-2003). Os índices pluviométricos sugeriram a existência de uma região anômala durante um período de sete anos, não sendo somente atribuída ao relevo. Concluiu-se que a anomalia é uma consequência da interação da topografia com as superfícies urbanizadas e possivelmente, por causa do aumento da umidade no solo devido à irrigação. Quanto a Riyadh, registros de temperatura sugeriram um ajuste da temperatura média em resposta ao crescimento das superfícies urbanas (por exemplo, o chamado efeito de ilha de calor urbano). Os registros de precipitação indicam um aumento da precipitação média e total em torno de Riyadh nos últimos 10-15 anos. Porém, fica difícil atribuir-se o aumento ao desenvolvimento urbano porque em outras áreas menos urbanizadas da Arábia Saudita encontrou-se um aumento similar.

2.5. Convecção rasa

A cobertura de nuvens, seguido pelos gases e aerossóis, é o mais importante agente da atmosfera nos processos de absorção e espalhamento da radiação solar de onda curta que incide sobre a terra. As nuvens exercem o papel de manter a superfície da terra menos aquecida durante o dia. Através do espalhamento as nuvens podem refletir parte da radiação solar de volta ao espaço em decorrência dos sucessivos processos que ocorrem entre a radiação solar, os cristais e as gotículas. Através da emissão de radiação de onda longa as nuvens evitam que a superfície se resfrie muito, principalmente no período noturno. Uma espessa camada de nuvens pode absorver a maior parte da radiação terrestre e re-emiti-la em direção à superfície. Isso explica por que em noites secas e claras a superfície se resfria bem mais que em noites úmidas ou com nuvens. Mesmo uma cobertura fina, através da qual a lua é visível, pode elevar a temperatura noturna em torno de 5 °C. Assim, informações sobre a cobertura de nuvens são essenciais para o favorecimento da compreensão de várias questões que ainda não foram entendidas por completo em diversas áreas das ciências atmosféricas e do meio ambiente (SOUZA ECHER, 2006).

A existência de nuvens é possível devido ao processo de condensação, que acontece em resposta aos processos termodinâmicos que incluem as correntes de movimentos verticais de ar, convecção e mistura, possuindo estrutura e forma influenciadas pela estabilidade, convergência e proximidade das frentes e ciclones. A convecção abrange uma

diversidade de escalas de tempo e espaço que variam em processos turbulentos de pequena escala, com ciclo de vida que varia de minutos a horas, até grandes aglomerados convectivos da ordem de milhares de quilômetros, tendo uma durabilidade na ordem de dias. A classificação dos sistemas convectivos em função de suas escalas espaciais e temporais pode ser encontrada em Orlanski (1975).

As várias formas de convecção associadas diretamente às nuvens de precipitação são classificadas em convecção profunda (cúmulos profundos), que gera precipitação, e convecção rasa (cúmulos rasos), que não precipita. As formas de atuação da convecção profunda e rasa são distintas. Enquanto que a convecção profunda atua na circulação de grande escala dirigindo o ramo ascendente das circulações, a convecção rasa promove a mistura de propriedades, termodinâmicas e dinâmicas, na vertical.

A convecção também é diferenciada com base nos processos de formação associados ao aquecimento da superfície no ciclo diurno. Quando ocorre o aquecimento da superfície e há instabilidade do perfil em baixos níveis é chamado de convecção térmica e quando ocorre o resfriamento e há estabilidade das camadas mais próximas da superfície com outros processos (associados à formação de jato em baixos níveis, ao resfriamento radiativo no topo das nuvens para sustentar a convecção), é chamada de convecção mecânica.

A convecção rasa está associada a mecanismos de retroalimentação para a configuração da estabilidade local, com implicações na dinâmica da circulação atmosférica. Isso ocorre devido ao fato de os cúmulos rasos não precipitarem, causando resfriamento e umedecimento da parte superior da nuvem e consequentemente, há um transporte líquido de calor para baixo e de umidade para cima na região em que a convecção rasa atua (BETTS, 1973).

De acordo com Yanai et al. (1973) e Betts (1973) os cúmulos rasos atuam positivamente na manutenção dos campos de temperatura e umidade na baixa troposfera, pois retiram umidade dos baixos níveis e transportam para os altos níveis, propiciando um equilíbrio natural dos campos. Já, essas nuvens na região da camada de mistura, criam uma fonte de calor e um sumidouro de umidade, ocasionando aquecimento e secagem na região em torno da base das nuvens (SOUZA e SILVA, 2003).

Uma grande fonte de erro nas simulações numéricas de tempo e clima baseia-se na forma como a energia vinda da superfície é disponibilizada e distribuída entre o calor sensível e o calor latente. Visando simulações mais realistas, faz-se necessário uma boa

representação do ciclo diurno na superfície. Segundo Silva (2001), estimar os efeitos físicos da convecção em cúmulos, representando realisticamente fenômenos de condensação, transporte de calor, umidade e de momentum nas nuvens é um grande problema encontrado nas simulações com modelos numéricos. Como a maioria dos modelos apresenta uma resolução horizontal que implica em truncamentos em escalas maiores que a escala dos cúmulos (profundos e rasos), os efeitos da convecção são incorporados nesses modelos através de parametrização.

Wang e McFarquhar (2008) estudaram o ciclo diurno da convecção rasa e da nebulosidade na camada limite dos ventos alísios sobre o oceano Índico, utilizando o modelo não-hidrostático *EUlerian/semi-LAGragian numerical model for fluids* - EULAG. Através de sondagens obtidas durante o *Indian Ocean Experiment* – INDOEX e simulações foram verificadas que na ausência do forçamento de grande escala, a velocidade vertical, os fluxos turbulentos, a taxa de condensação e a nebulosidade foram caracterizados por reduções distintas no ciclo diurno. O ar foi estabilizado pelo aquecimento da camada limite diminuindo a umidade relativa, ocasionando a supressão da turbulência na camada de nuvem e a convecção de cúmulos rasos. Em consequência, a taxa de condensação e a quantidade de nuvens foram reduzidas. O aquecimento na camada de mistura intensificou as correntes térmicas e os fluxos turbulentos, provocando a recuperação da nebulosidade na tarde quando a instabilidade na camada da nuvem aumentou. Os autores, no entanto, afirmaram que dependendo do sentido e valor, o movimento vertical em grande escala pode modular muito o ciclo diurno conduzido pelo aquecimento solar, implicando em uma grande incerteza na representação do ciclo diurno de cúmulos rasos.

Wilde et al. (1985) mostraram que a cobertura de cúmulos rasos é proporcional à diferença de altura entre a zona de entranhamento e a zona do Nível de Condensação por Levantamento - NCL, e que, quando a zona de entranhamento é mais alta que a zona do NCL, formam-se cúmulos rasos forçados termicamente.

Souza (1999) desenvolveu uma parametrização simples para convecção de cúmulos rasos que se mostrou eficaz na representação da interação da convecção rasa com os processos de superfície e com a convecção profunda. O esquema proposto é do tipo fluxo de massa e combina o modelo de nuvens de Arakawa e Schubert (1974) com o princípio da convecção como uma máquina térmica sugerido por Rennó e Ingersoll (1996). A

determinação do fluxo de massa segue a lógica de que esse fluxo é forçado por uma máquina térmica convectiva alimentada por fluxos energéticos provenientes da superfície.

Há poucas referências com informações sobre cobertura de cúmulos rasos sobre o continente. Como são fortemente relacionados ao ciclo diário do balanço de energia em superfície, esse tipo de convecção apresenta um ciclo diurno bastante marcante (WILDE et al, 1985). Lenderink et al. (2004) fizeram a comparação de vários métodos de cálculo da cobertura de cúmulos rasos sobre o continente. Eles mostraram que a convecção rasa sobre áreas continentais pode cobrir entre 20 e 40 % do céu, com o máximo acontecendo por volta do meio dia. Em seguida, a cobertura decai lentamente, até o final da tarde.

Neggers et al. (2004) estudaram vários métodos de avaliar o fluxo de massa na base dos cúmulos rasos sobre o continente. Dentre os métodos estava o uso de simulação de grandes turbilhões (*Large Eddy Simulation* - LES) para calcular a nebulosidade. Eles apresentaram resultados de observações para o primeiro dia do verão no hemisfério norte, juntamente com o resultado do LES. Os dados observacionais apresentaram os máximos de cobertura nas horas finais da manhã. O LES apresentou máxima cobertura por volta do meio-dia local. Os valores variaram entre 20 e 40 % de cobertura, decaindo ao longo da tarde.

2.6. Separação de Fatores

A configuração das condições atmosféricas é o resultado da combinação de vários fatores. Geralmente, quando se quer usar um modelo numérico para estudar o efeito de um determinado fator, realizam-se dois experimentos: um contendo o fator e o outro excluindo a sua presença. A diferença entre os experimentos é, então, indicativa do impacto do fator. Entretanto, quando se deseja estudar o impacto de mais de um fator, a análise já não é mais tão direta, uma vez que o efeito da interação não linear entre os fatores também causa impacto sobre a simulação. Na tentativa de entender a contribuição individual e em conjunto de cada um dos parâmetros envolvidos na previsão de um campo meteorológico ou de qualquer variável utilizada para a caracterização do ambiente, Stein e Alpert (1993) propuseram o método de separação de fatores, que permite, através de um conjunto de simulações, determinar a influência isolada de cada fator, assim como a sua interação não-linear. Inicialmente, o método exige um determinado número de experimentos que seja representativo do número possível de combinações existentes na variação de determinados

fatores sobre o campo estudado. Para estudar-se o efeito de n fatores, são necessários 2^n experimentos. O método de separação dos fatores de Stein e Alpert (1993) será descrito na metodologia.

O método de separação de fatores tem sido aplicado em estudos de diversas linhas de pesquisa. Tokairin et al. (2006) aplicaram o método para avaliar o efeito das construções no aumento da temperatura em áreas do subúrbio de Tóquio-Japão. Eventos de chuvas foram estudados por Aligo et al. (2009), Garcia-Ortega et al. (2009), Miglietta e Regano (2008). Henrot et al. (2009) e Jahn et al. (2005) analisaram o impacto do solo e do CO₂ atmosférico no último máximo glacial e o efeito da dinâmica da vegetação no clima do último máximo glacial, respectivamente. Simulações de qualidade do ar e de mudanças climáticas são discutidas por Gabusi et al. (2008) e Lynn et al. (2009).

Jiao e Jones (2008) utilizaram o modelo *Canadian Regional Climate Model* na versão original (CRCM) e na versão modificada (CRCMM) com um refinamento das parametrizações em simulações de stratocúmulos, cúmulos dos alísios e de convecção profunda ao longo de uma secção transversal no Pacífico Tropical, visando à melhoria de simulações sobre essa região. O método de separação de fatores foi empregado buscando entender as atuações da convecção rasa, convecção profunda, turbulência, formação de nuvens em grande escala e precipitação em grande escala isoladamente e em conjunto. Foram realizados cinco experimentos nomeados de NSHL, PADS, NPBL, NCLD e NEVP, respectivamente. Cada experimento teve como objetivo explorar os efeitos de uma categoria específica a partir da exclusão da física na versão do modelo modificado (CRCMM). Por exemplo, no experimento NSHL, as modificações relacionadas à convecção rasa não foram incluídas na física do CRCMM, foram somente incluídas na versão original do modelo (CRCM). Em geral, quanto maior for a diferença entre um experimento e CRCMM, maior será o impacto que uma dada mudança tem sobre os valores médios sazonais simulados. A principal conclusão foi de que mudanças nos esquemas de parametrizações não conduzem diretamente a uma melhoria global do modelo.

Lei et al. (2008) representaram com exatidão a malha urbana na simulação de um forte evento de chuva ocorrido ao longo de Mumbai, na Índia, em 26 de Julho de 2005. O evento foi mal simulado por modelos de previsão operacional do tempo. Foram realizados experimentos utilizando o RAMS, na versão 4.3, com o esquema TEB acoplado, para estudar o papel do solo urbano e de suas interações com a atmosfera no evento de chuva

mencionado acima. O método de separação de fatores proposto por Stein e Alpert (1993) foi utilizado. O intuito da análise foi quantificar a relação de impactos do modelo de solo urbano e de dados de satélite referentes à temperatura da superfície do mar (TSM). Foram conduzidos quatro experimentos, em que o experimento f_0 contou com a TSM climatológica e o modelo urbano desativado ou sem a TSM (dados do satélite TRMM); o experimento f_1 foi a simulação com a TSM (dados do satélite TRMM) e com o modelo urbano desativado; o experimento f_2 foi com o modelo urbano ativado, mas sem a TSM (dados do satélite TRMM) e o experimento $f_{1,2}$ foi a simulação usando as duas TSM e com o modelo urbano ativado.

Os resultados indicaram que a velocidade vertical e a precipitação são influenciadas pela heterogeneidade da temperatura nas superfícies em virtude da urbanização, e o efeito é mais significativo durante o início da tempestade. Na simulação, a precipitação na região a barlavento da cidade de Mumbai é maior, possivelmente causada pela retroalimentação da brisa do mar/paisagem urbana. Resumindo os resultados, o TEB por si só não afetou o padrão de precipitação sobre a região, entretanto, considerando-o juntamente com os valores da TSM (dados do satélite TRMM), o modelo urbano cria condições atmosféricas de meso escala que contribuem para aumentar significativamente a precipitação sobre Mumbai.

Os autores concluíram com a pesquisa que: 1) O modelo RAMS obteve um desempenho razoavelmente bom na simulação de campos de precipitação quando usado com o esquema TEB; 2) Com o acoplamento do TEB, obtiveram-se resultados mais consistentes e um melhor desempenho; 3) Foi detectada uma ilha de calor urbana ocasionada pela cidade e os efeitos do solo urbano, juntamente com as TSM, causaram uma zona de convergência de meso escala sobre Mumbai. Esta zona de convergência pareceu ser uma importante explicação para o transporte de umidade e de fortes chuvas para o centro de Mumbai; 4) A análise pelo método de separação de fatores sugeriu que a paisagem urbana por si só não foi o principal motivo para a intensificação da precipitação, mas sim a combinação dos dados atualizados da TSM adquiridos pelo satélite TRMM e os efeitos do solo urbano simulado pelo esquema TEB. Em resumo, o padrão da paisagem urbana e os valores das TSM (climatológica e adquiridas por satélite) ajudaram no transporte de grandes quantidades de umidade sobre o oeste da região dos Ghats, embora a camada limite criada pela superfície urbana e os gradientes de temperatura da superfície do

mar tenham ajudado no posicionamento da zona de convergência e na intensificação da precipitação sobre Mumbai.

Freitas et al. (2009) estudaram a interação entre a Ilha de Calor Urbana e a Brisa marítima em um evento severo ocorrido no dia 01 de Fevereiro de 2003 sobre a Região Metropolitana de São Paulo. A análise foi feita através da modelagem numérica da atmosfera em alta resolução, utilizando o modelo regional RAMS em conjunto com o TEB. Foi utilizado o método de separação de fatores proposto por Stein e Alpert (1993) a fim de identificar a contribuição individual assim como a interação não linear da ilha de calor urbana e da temperatura da superfície do mar (TSM). Os resultados mostraram que a ilha de calor urbana contribuiu positivamente para a intensificação da precipitação e que essa contribuição está diretamente ligada à TSM para o aumento ou para a diminuição da precipitação. A análise indicou que o modelo é capaz de representar satisfatoriamente a distribuição espacial do evento meteorológico.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. A área de estudo

Recife é a capital do estado de Pernambuco. Está localizada no litoral do Nordeste brasileiro, mais precisamente no centro leste da região (Figura 5), entre as coordenadas 8°03'14" S e 34°52'51" W. A cidade está situada sobre uma planície flúvio-marinha constituída por ilhas, penínsulas, alagados e manguezais envolvidos por cinco rios (Beberibe, Capibaribe, Tejipió e braços do Jaboatão e do Pirapama). Sua altitude média varia entre 4 a 10 metros acima do nível do mar, correspondendo a uma área de aproximadamente 218 km² e uma população de 1,536 milhão de habitantes ou 3,688 milhões, considerando a Região Metropolitana do Recife (IBGE/2010). Juntamente com Fortaleza e Salvador, Recife aparece como umas das cidades mais desenvolvidas do Nordeste do Brasil. A região estudada possui ainda uma pequena área de Mata Atlântica localizada no Parque Dois Irmãos.

O clima regional é caracterizado como tropical atlântico de costa oriental e o tipo climático é o As' (clima quente com chuvas de outono-inverno), sem inverno térmico em que as temperaturas médias mensais são superiores a 18°C. Apresenta temperaturas equilibradas ao longo do ano devido à proximidade com o mar e devido aos ventos alísios que sopram do oceano Atlântico. Apresenta temperaturas médias mensais em torno de 25°C, amplitude térmica anual inferior a 5°C, umidade relativa do ar com valores médios anuais de 84% e índice pluviométrico anual médio acima de 1.600 mm. Por causa da sua posição geográfica, Recife recebe, na maior parte do ano, ventos oriundos do mar (MOREIRA e GALVÍNCIO, 2007).

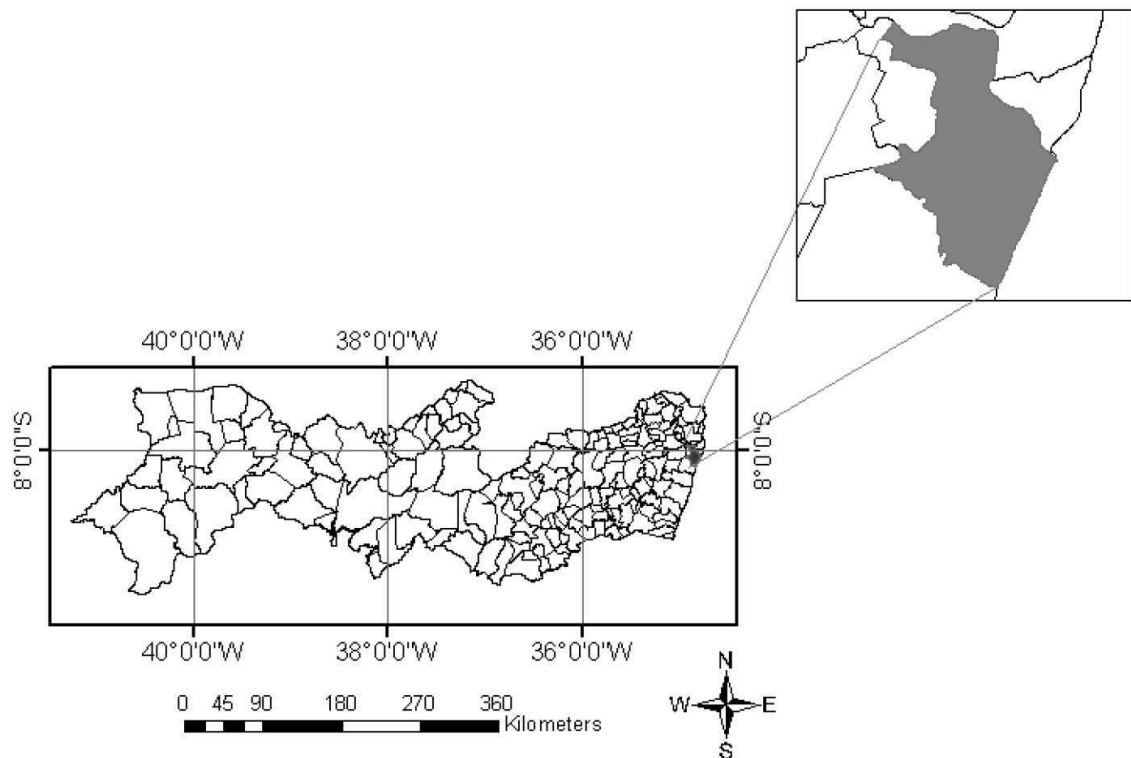


Figura 5: Localização do município do Recife. (Fonte: MOREIRA e GALVÍNCIO, 2007)

O crescimento urbano acelerado e a falta de planejamento adequado da cidade do Recife trazem consigo consequências de ordem ambiental. As características do uso do solo da região apresentam um elevado percentual de cobertura asfáltica que são capazes de converter e armazenar a radiação solar incidente em maior grau do que as áreas vegetadas. O conjunto dos fatores acima citados são capazes de determinar o aparecimento de um forte gradiente horizontal de temperatura, característico de uma ilha de calor urbana (MOREIRA e GALVÍNCIO, 2009).

3.2. Descrição do modelo numérico utilizado

O uso de modelos numéricos para estudar a atmosfera é prática cada vez mais comum, tanto para a pesquisa da atmosfera (tendo sua principal utilização na representação de fenômenos de mesoescala), quanto para a previsão de tempo e clima. Na atualidade, tornou-se possível estudar a complexa superfície das cidades e o seu efeito no clima local e regional. Quando se tentava estudar os efeitos da cobertura de uma região urbana,

geralmente se atribuía à cobertura do solo características de deserto ou semi-deserto, sendo necessário para a melhoria das simulações uma representação mais realista do solo urbano.

Neste trabalho o modelo numérico utilizado é a versão brasileira do RAMS, o *Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System* – BRAMS (PIELKE et al., 1992; COTTON et al. 2003). O modelo não hidrostático BRAMS, na versão 4.2, possui um completo e sofisticado conjunto de parametrizações físicas para simular os processos governantes da evolução do estado atmosférico. Ele contém em seu código várias opções de parametrizações físicas, das quais se destacam as parametrizações de onda longa e de onda curta propostas por Chen e Cotton (1983), a parametrização de convecção profunda do tipo Kuo (KUO, 1965; 1974), modificada por Molinari (1985) e Molinari e Corsetti (1985), a parametrização de convecção profunda do tipo Grell (GRELL e DÉVÉNYI, 2002), e a parametrização de convecção rasa desenvolvida e implementada por Souza (1999). A turbulência na camada limite planetária é calculada segundo Mellor e Yamada (1982). A microfísica segue o esquema descrito por Walko et al. (1995).

O BRAMS contém uma variedade de estruturas e feições que permitem resoluções menores que um metro até centenas de quilômetros, domínios representados por poucos quilômetros até todo o hemisfério e ainda um conjunto de opções físicas para sua implementação.

Os dados de entrada do modelo, requeridos em diferentes níveis da atmosfera, são: temperatura do ar, geopotencial, umidade do ar (temperatura do ponto de orvalho ou razão de mistura ou umidade relativa do ar ou diferença psicrométrica) e vento (componentes zonal (u) e meridional (v) ou direção e intensidade).

3.2.1. Espaçamento da grade

O BRAMS permite que suas simulações sejam realizadas com diferentes tamanhos de grade, implicando em diferentes respostas que podem ser mais ou menos representativas dos eventos. Quanto maior a resolução de uma grade, menor será a escala e os fenômenos captados.

A grade utilizada no BRAMS tem estrutura tipo “C” de Arakawa (MESINGER e ARAKAWA, 1976) na qual as variáveis termodinâmicas são definidas em pontos de grade

e as componentes do vento u , v e w são definidas em $\frac{\Delta x}{2}$, $\frac{\Delta y}{2}$ e $\frac{\Delta z}{2}$, respectivamente.

Para a vertical, aplica-se um sistema de coordenadas que acompanha o terreno, denominada *sigma-z*. Neste sistema de coordenadas, o topo do domínio do modelo é exatamente plano e a base segue as oscilações do terreno.

3.2.2. Modelo de interação Solo-Vegetação-Atmosfera

A descrição apresentada aqui foi baseada no trabalho de Walko et al. (2000) e no próprio código do LEAF, acoplado ao BRAMS. A versão atualmente implementada no BRAMS é o LEAF-3 (WALKO e TREMBACK, 2005).

O LEAF-3 é um avançado esquema de interação Solo-Vegetação-Atmosfera que permite o refinamento dos balanços radiativos, calor turbulento, fluxos de superfície e principalmente, trata os efeitos dos diferentes tipos de uso do solo e suas influências uns sobre os outros e sobre a atmosfera. Um dos aspectos importantes do LEAF-3 é a sua capacidade de representar variações de pequena escala nas características da superfície, tais como tipo de vegetação, inclinação do terreno, tipo de solo, umidade e corpos d'água, os quais frequentemente variam consideravelmente sobre curtas distâncias horizontais. Cada tipo de superfície responde às influências da atmosfera adjacente de uma maneira própria.

No LEAF-3 são permitidos múltiplos tipos de superfície em uma única célula de grade, os chamados *patches*, que interagem numa mesma coluna de ar. O solo e a cobertura de neve são representados por múltiplas camadas, enquanto que a vegetação e o ar do dossel são representados por um único nível. O número de *patches* é determinado pela resolução do arquivo de ocupação e uso do solo disponível e da grade utilizada, sendo facilmente definido no arquivo de configuração do modelo, o RAMSIN. Outro aspecto relevante é a maneira como as simulações de chuva são tratadas.

A definição dos *patches* é feita considerando-se que os fluxos horizontais entre superfícies distintas localizadas dentro de um único elemento de grade do modelo são pequenos se comparados aos fluxos verticais. Assim, superfícies com as mesmas características localizadas em locais diferentes dentro do elemento de grade são agrupadas em um mesmo *patch* (AVISSAR, 1996).

Walko et al. (2000) mostram a representação esquemática dos componentes, excluindo os corpos d'água, e seus fluxos. A Figura 6 apresenta dois *patches* na mesma célula da grade do modelo atmosférico. O *patch* 1 possui cobertura parcial de vegetação e duas camadas de solo e o *patch* 2 possui além da cobertura parcial de vegetação e duas

camadas de solo, mais duas camadas de cobertura de neve. As setas representam os fluxos existentes. A indicação de cada fluxo é feita por três letras, sendo que a primeira letra indica se o fluxo é de transferência de água (*w*), de calor (*h*) ou de radiação de onda longa (*r*). A segunda e a terceira letra indicam a fonte e o receptor do fluxo, respectivamente, que podem ser “g” para o solo, “s” para a neve, “v” para a vegetação, “c” para o ar do dossel e “a” para a atmosfera livre. Pode-se tomar como exemplo “wgvc” que é o fluxo de transferência de água por evaporação do solo para o ar do dossel via vegetação através da transpiração. A transferência de radiação de onda curta, não representada na Figura 6, é uma quantidade recebida por cada componente do sistema sob a influência combinada dos outros componentes, não sendo caracterizada assim, uma troca dos fluxos. Os fluxos entre a atmosfera e os componentes do LEAF-3 são integrados sobre todos os *patches* e ponderados pelas suas áreas de influência, resultando uma camada de fluxo de momentum sobre todos os *patches*.

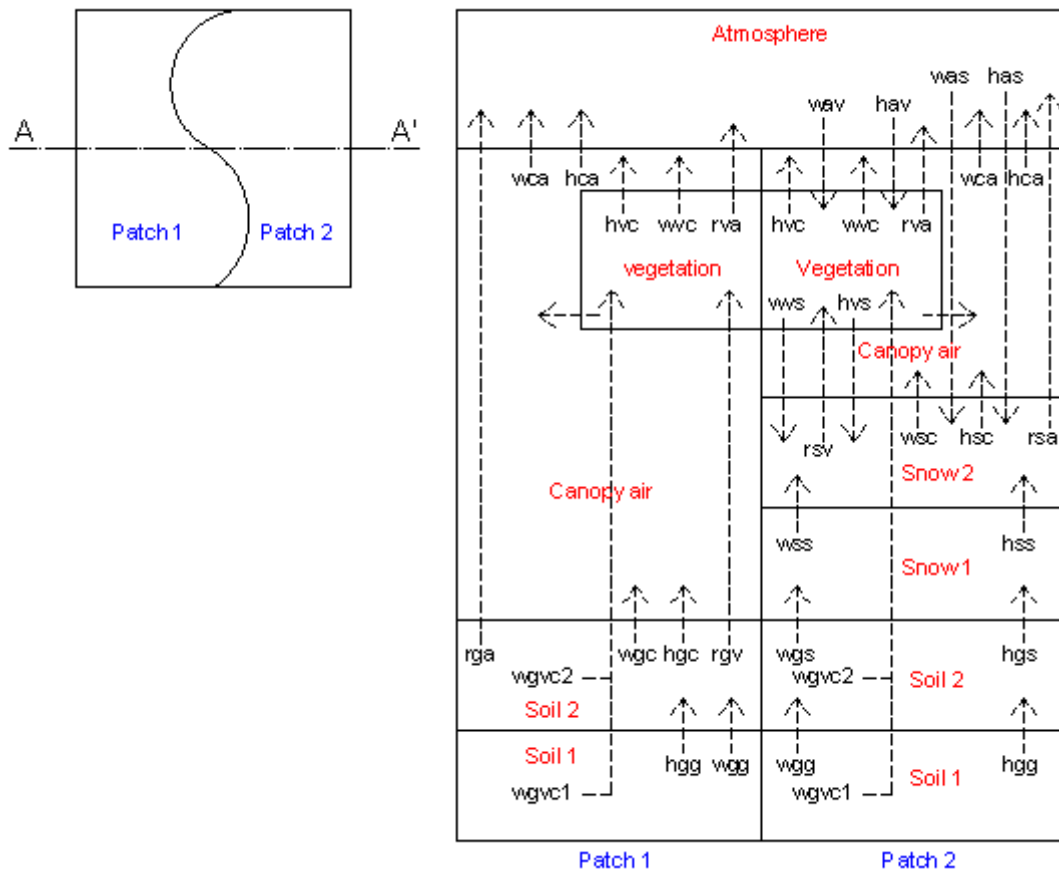


Figura 6: Representação dos *patches* no BRAMS (Adaptado de WALKO et al., 2000).

Como o LEAF-3 foi desenvolvido para tratar exclusivamente de áreas vegetadas, de solo nu e corpos d'água, faz-se necessário um tratamento mais apropriado e específico para áreas urbanas. Então, quando os *patches* são identificados com algum tipo de solo urbano, o LEAF-3 utiliza-se de outro esquema de parametrização de superfície chamado *Town Energy Budget* – TEB, proposto por Masson (2000).

3.3. Descrição do Esquema *Town Energy Budget* - TEB

A descrição apresentada em seguida está baseada nos trabalhos de Masson (2000), Masson et al. (2002) e Freitas (2003).

O esquema *Town Energy Budget* – TEB, proposto por Masson (2000), é capaz de fazer uma representação mais realista da cidade. No TEB, a representação de áreas urbanizadas é feita utilizando uma geometria de *canyon* local em vez da representação usual de solo nu ou da modificação dos parâmetros da vegetação. Oke e colaboradores propuseram, na década de 1970, um modelo de *canyon* em que uma rua é margeada por duas faces de paredes. Porém esse modelo não interage com dados atmosféricos (radiação, ventos acima da cobertura dos edifícios), apenas são forçados por eles. A versão atual do TEB foi implementada no BRAMS por Freitas (2003).

Como a forma da superfície das cidades é complexa, considera-se no esquema TEB três tipos de temperatura representativa dos telhados, paredes e ruas, ao invés de determinar uma única temperatura representativa de toda a superfície urbana, explicitando assim múltiplos balanços de energia. Ainda que relativamente simples, essa aproximação permite a reprodução da maioria dos efeitos físicos associados ao balanço de energia urbano. O aprisionamento de radiação (de onda longa e onda curta), o fluxo de momentum, os fluxos turbulentos de calor latente e sensível, o armazenamento de calor e a interceptação de água e neve também estão incluídos.

O modelo TEB visa parametrizar as interações dinâmicas e termodinâmicas entre a cidade e a atmosfera. É aplicável somente para modelos atmosféricos de mesoescala. Então, são necessárias as características espaciais da cidade, bem como seus efeitos sobre a atmosfera. Com isso, as formas individuais das construções não são levadas em consideração já que o esquema segue a hipótese de *canyons*. Assim, algumas simplificações são feitas:

- Os edifícios têm a mesma dimensão (largura e altura), determinadas *ad hoc*;
- As edificações estão dispostas em ruas idênticas, sendo que a sua largura é bem menor que o seu comprimento. O espaço contido entre as duas faces das construções é definido como *canyon*;
- A orientação das ruas é possível em qualquer direção e todas existem com a mesma probabilidade. Esta hipótese permite o cálculo do forçamento médio para as superfícies das ruas e paredes.

Observa-se que paredes ensolaradas ou sombreadas são tratadas em conjunto uma vez que são idênticas para todos os processos físicos, com exceção da radiação solar direta (FREITAS, 2003).

Os parâmetros do esquema TEB dependem diretamente das formas e materiais das construções, tornando fácil a sua inicialização. São dados como entrada alguns parâmetros geométricos (como altura das edificações, fator de visão do céu e comprimento de rugosidade); radiativos (albedo e emissividade das superfícies); e térmicos (capacidade térmica e condutividade das camadas de cada superfície). Características de materiais de construção podem ser encontradas em Oke (1988). Os fluxos antropogênicos, veicular e industrial também são prescritos, assim como o aquecimento de origem domiciliar, sendo este computado pela atribuição de uma temperatura mínima interna às construções.

3.3.1. Equações da evolução da temperatura

A temperatura da superfície é subdividida em três tipos de temperaturas representativas dos telhados (T_R), ruas (T_r) e paredes (T_w). Os fluxos de condução para/do interior das construções (telhados ou paredes) ou solo (ruas), são discretizados em várias camadas, tendo as equações que descrevem a evolução da temperatura das camadas baseadas em considerações de balanço de energia.

As equações prognósticas para as camadas superficiais do telhado, paredes e ruas, de maneira genérica, podem ser escritas como:

$$C_{\star} \frac{\partial T_{\star,1}}{\partial t} = (1 - \delta_{snow\star}) \frac{1}{d_{\star,1}} (S_{\star}^* + L_{\star}^* - H_{\star} - LE_{\star} - G_{\star,1,2}) + \delta_{snow\star} \frac{1}{d_{\star,1}} (G_{\star, snow,1} - G_{\star,1,2}) \quad (1)$$

em que:

O subscrito $\star$ denota R (telhado), r (rua) e w (parede);

$T_{\star k}$ é a temperatura da k -ésima camada da superfície considerada (na equação acima, $K=1$, indicando a camada mais externa);

$C_{\star k}$ representa a capacidade calorífica da camada.

$d_{\star k}$ é a espessura da camada.

Os fluxos $S_{\star}^*$, $L_{\star}^*$, $H_{\star}$, $LE_{\star}$, $G_{\star 1,2}$ e $G_{\star snow,1}$, denotam a radiação solar líquida, radiação infravermelha líquida, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente e condução do fluxo de calor entre a camada superficial (em contato com o ar) e a camada adjacente, condução dos fluxos de calor entre a base do manto de neve e a superfície, respectivamente. $\delta_{snow\star}$ é a fração de neve na superfície (zero nas paredes). Para a região deste estudo a fração de neve é zero.

No TEB supõe-se que a camada superficial de cada superfície é extremamente fina, de tal forma que a temperatura média da camada pode ser utilizada para avaliar os fluxos radiativos e turbulentos. Então, as temperaturas da superfície ($T_{\star}$) são calculadas como:

$$T_{\star} = T_{\star 1} \quad (2)$$

Para as outras camadas a temperatura é obtida através de uma simples equação de condução de calor. Para a k -ésima camada:

$$C_{\star k} \frac{\partial T_{\star k}}{\partial t} = \frac{1}{d_{\star k}} (G_{\star k-1,k} - G_{\star k,k+1}) \quad (3)$$

Nessas equações, o fluxo de condução entre as camadas k e $k+1$ (para $k < n$, em que n é o número de camadas) é:

$$C_{\star k,k+1} = \bar{\lambda}_{k,k+1} \frac{T_{\star k} + T_{\star k+1}}{\frac{1}{2}(d_{\star k} + d_{\star k+1})} \quad (4)$$

com

$$\bar{\lambda}_{k,k+1} = \frac{d_{\star k} + d_{\star k+1}}{\left(\frac{d_{\star k}}{\lambda_k}\right) + \left(\frac{d_{\star k+1}}{\lambda_{k+1}}\right)} \quad (5)$$

em que, λ_k é a condutividade térmica para a camada k.

As condições de fronteira inferior para telhados e paredes são dadas pela temperatura interna das construções. Para as ruas é utilizado um limite inferior de fluxo zero. Os fluxos entre a enésima camada (a camada interna) e os materiais relacionados são então:

$$G_{R_{n+n+1}} = \lambda_n \frac{T_{Rn} - T_{i_{bld}}}{\frac{1}{2}(d_{Rn})} \quad (6)$$

$$G_{w_{n+n+1}} = \lambda_n \frac{T_{wn} - T_{i_{bld}}}{\frac{1}{2}(w_{Rn})} \quad (7)$$

$$G_{r_{n+n+1}} = 0 \quad (8)$$

Note-se que o número de camadas para os telhados, paredes e ruas podem ser diferentes. São escolhidas três camadas para cada superfície, devido aos grandes gradientes de temperatura que podem existir, e por causa da estrutura das multicamadas das paredes ou dos telhados. Recomenda-se que pelo menos três camadas sejam usadas para representar cada superfície.

3.3.2. Evolução dos reservatórios de água

Devido à presença do esquema de temperaturas no TEB, a umidade específica de saturação e o fluxo turbulento de calor latente podem ser calculados mais facilmente. A precipitação líquida é interceptada pelos telhados e ruas e existe um escoamento para o sistema de esgoto. Ruas e telhados podem ser cobertos por uma certa quantidade de água mesmo sendo impermeáveis, estes são parametrizados pelas variáveis W_r e W_R , respectivamente. Então, ao invés de definir uma umidade relativa do ar, é mais sensato tratar a fração da superfície coberta por água, δ_r e δ_R . Esta parte é saturada, enquanto a outra parte definida como seca. A água evapora quando a umidade do ar é insaturada até que a água tenha desaparecido da superfície impermeável.

A fração da superfície (livre de neve) ocupada por água líquida é calculada segundo Noilhan and Planton (1989) como:

$$\delta_{\star} = \left(\frac{W_{\star}}{W_{\star max}} \right)^{2/3} \quad (9)$$

em que, $W_{\star max}$ é a quantidade máxima de água sobre a superfície.

O orvalho urbano também é considerado (no caso de fluxo de calor latente negativo) e a sua ocorrência pode ter efeitos significativos como apontado por Richards e Oke (1998). É requerido um tratamento especial: quando as condições para a formação de orvalho são favoráveis (umidade do ar maior que a umidade de saturação da superfície), a superfície é considerada úmida ($\delta_{\star} = 1$). Isso permite um fluxo de calor latente negativo e assim o orvalho formado pode escorrer e possivelmente encher os reservatórios de interceptação. Estes tratamentos são deduzidos daqueles para reservatórios de interceptação de folhagens em esquemas de vegetação (DEARDORFF 1978; NOILHAN e PLANTON, 1989).

A adição de fontes de água antrópicas não foi mantida no TEB, porque não há cálculos de evaporação para jardins ou parques. No entanto, os fluxos antropogênicos de vapor de água diretamente para o ar existem no esquema.

A equação para a evolução dos reservatórios de água é:

$$\frac{\partial W_{\star}}{\partial t} = R - \frac{LE_{\star}}{L_v}, \quad (W_{\star} < W_{\star max}) \quad (10)$$

em que:

R é a taxa de precipitação ($\text{Kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$);

L_v é o calor latente de vaporização.

Os reservatórios são todos com pouca capacidade e o excesso de água é perdido como escoamento artificial. Sendo igualados W_{rmax} e W_{Rmax} a 1 kg m^{-2} . O esgotamento total dos reservatórios por evaporação requer, em geral, poucas horas do dia.

3.3.3. Balanço de onda longa

O efeito do aprisionamento da radiação de onda longa pelas superfícies do *canyon* é considerado através da re-emissão desta radiação por cada uma das superfícies envolvidas.

Para isso, os Fatores de Visão do Céu (*Sky View Factor*) são necessários e calculados no TEB através das expressões:

$$\Psi_r = \left[\left(\frac{h}{w} \right)^2 + 1 \right]^{1/2} - \frac{h}{w} \quad (11)$$

$$\Psi_w = \frac{1}{2} \left\{ h/w + 1 - \left[\left(h/w \right)^2 + 1 \right]^{1/2} \right\} / \left(\frac{h}{w} \right) \quad (12)$$

em que:

w representa a largura da rua;

h a altura dos edifícios.

Esses fatores representam a fração do céu vista de uma rua e uma parede respectivamente, comparada à fração do céu vista por uma superfície plana horizontal sem nenhuma obstrução. O fator de visão do céu para telhados é igual a 1. Em edifícios muito baixos Ψ_r tende a 1 e Ψ_w tende a 0,5 (uma parede vê metade do céu). Portanto, os fluxos radiativos de onda longa das ruas não serão perturbados pelas paredes. Porém, se os edifícios forem muito altos, todos os dois fatores de céu tendem a zero e as trocas radiativas ocorrerão entre as paredes (maior parte) e consequentemente, menos energia escapará para o céu.

O saldo de radiação de onda longa absorvido pelas ruas (fração livre de neve) e paredes é dado por:

$$L_r^* = \varepsilon_r \Psi_r L^\downarrow - \varepsilon_r \sigma T_r^4 + \varepsilon_r \varepsilon_w (1 - \Psi_r) \sigma T_r^4 + \varepsilon_r (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_r L^\downarrow + \varepsilon_r \varepsilon_w (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) (1 - 2\Psi_w) \sigma T_w^4 + \varepsilon_r (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_r \sigma \overline{\varepsilon_r T_r^4} \quad (13)$$

$$L_r^* = \varepsilon_r \Psi_r L^\downarrow - \varepsilon_r \sigma T_r^4 + \varepsilon_r \varepsilon_w (1 - \Psi_r) \sigma T_w^4 + \varepsilon_r (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w L^\downarrow + \varepsilon_r \varepsilon_w (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) (1 - 2\Psi_w) \sigma T_w^4 + \varepsilon_r (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w \sigma \overline{\varepsilon_r T_r^4} \quad (14)$$

em que:

$$\bar{\varepsilon}_r = (1 - \delta_{snow_r}) \varepsilon_r + \delta_{snow_r} \varepsilon_{r_{snow}} \quad (15)$$

$$\overline{\varepsilon_r T_r^4} = (1 - \delta_{snow_r}) \varepsilon_r T_r^4 + \delta_{snow_r} \varepsilon_{r_{snow}} T_{snow_r}^4 \quad (16)$$

Nessas equações, $\mathcal{E}$ é a emissividade e σ é a constante de Stefan-Boltzmann (igual a $5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$).

O balanço de radiação de onda longa na parte superior do manto de neve pode ser definido invertendo-se as características das ruas cobertas por neve e livres de neve na Equação 13. Para deduzir as Equações 13 e 14 foi utilizado o fato de que se Ψ_r representa a contribuição do céu para a visão da rua, então $(1 - \Psi_r)$ é a contribuição das duas paredes. Para a representação do balanço de uma parede, o fator de visão do céu é Ψ_w , o fator de visão da rua também é Ψ_w (por simetria) e o fator de visão da face da parede oposta é $(1 - 2\Psi_w)$.

3.3.4. Radiação solar

3.3.4.1. Radiação solar direta

Devido ao efeito de sombreamento, cálculos especiais são necessários para estimar o fluxo solar recebido pelas paredes ou ruas. Sendo, $S^\downarrow$ a radiação solar direta recebida pela superfície dos telhados, θ o ângulo entre a direção do sol e o eixo do *canyon* e λ o ângulo zenital solar. Quando uma rua se encontrar perpendicularmente na direção do sol, considera-se $\theta = \pi/2$ e $\lambda_0 = \arctan(w/h)$ é definido como o ângulo zenital para o qual o sol começa a iluminar a rua. Deve-se notar que independente da posição do sol, uma das paredes estará na sombra e a outra parcialmente iluminada. As outras orientações do *canyon* são consideradas trocando-se w por $w/\sin(\theta)$ nas expressões abaixo e então multiplica-se os fluxos nas paredes por $\sin(\theta)$.

Os fluxos solares diretos médios recebidos pelas paredes e ruas, para uma rua perpendicular à direção do sol, são:

$$S_w^\downarrow \left(\theta = \frac{\pi}{2} \right) = \begin{cases} \frac{1}{2} \frac{w}{h} S^\downarrow & \text{se } \lambda > \lambda_0 \\ \frac{1}{2} \tan(\lambda) S^\downarrow & \text{se } \lambda < \lambda_0 \end{cases} \quad (17)$$

$$S_r^\downarrow \left(\theta = \frac{\pi}{2} \right) = \begin{cases} 0 & \text{se } \lambda > \lambda_0 \\ \left(1 - \frac{h}{w} \tan(\lambda) \right) S^\downarrow & \text{se } \lambda < \lambda_0 \end{cases} \quad (18)$$

Considerando θ_0 como sendo o tipo de orientação crítica do *canyon* onde a rua não é larga o suficiente para ser iluminada ou quando a radiação é mínima pelo posicionamento do sol (alto o suficiente), tem-se:

$$\theta_0 = \arcsen \left[\min \left(\frac{w}{h} \frac{1}{\tan(\lambda)}, 1 \right) \right] \quad (19)$$

Para o cálculo do fluxo médio com relação à orientação do *canyon* é realizado duas integrações, uma entre $\theta = 0$ e $\theta = \theta_0$ e outra entre, $\theta = \theta_0$ e $\theta = \pi/2$. Os fluxos solares diretos para as paredes, ruas e telhados são escritos:

$$S_r^\downarrow = S^\downarrow \left[\frac{2\theta_0}{\pi} - \frac{2}{\pi} \frac{h}{w} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right] \quad (20)$$

$$S_w^\downarrow = S^\downarrow \left[\frac{w}{h} \left(\frac{1}{2} - \frac{\theta_0}{\pi} \right) + \frac{1}{\pi} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right] \quad (21)$$

$$S_r^\downarrow = S^\downarrow \quad (22)$$

3.3.4.2. Reflexões da radiação solar

A radiação solar espalhada recebida pela superfície ($S_\star^\downarrow$) é deduzida diretamente do fator de visão do céu. Devido à forma do *canyon* e do possível elevado albedo das superfícies, o balanço de radiação de onda curta é calculado pela resolução de um sistema geométrico para um número infinito de reflexões. As reflexões são assumidas isotrópicas. Não há nenhuma reflexão especular no TEB.

$M_\star$ é definido como a soma das reflexões contra a rua e parede:

$$M_r = \frac{R_r(0) + (1 - \Psi_r) \bar{\alpha}_r [R_w(0) + \Psi_w \alpha_w R_r(0)]}{1 - (1 - 2\Psi_w) \alpha_w + (1 - \Psi_r) \Psi_w \bar{\alpha}_r \alpha_w}, \quad (23)$$

$$M_w = \frac{R_r(0) + \Psi_w \alpha_w R_r(0)}{1 - (1 - 2\Psi_w) \alpha_w + (1 - \Psi_r) \Psi_w \bar{\alpha}_r \alpha_w}, \quad (24)$$

Com

$$R_r(0) = \bar{\alpha}_r S_r^\downarrow + \bar{\alpha}_r S_r^\uparrow \quad (25)$$

$$R_w(0) = \bar{\alpha}_w S_w^\downarrow + \bar{\alpha}_w S_w^\uparrow \quad (26)$$

$$\bar{\alpha}_r = (1 - \delta_{snow_r}) \alpha_r + \delta_{snow_r} \alpha_{r_{snow}} \quad (27)$$

A radiação total absorvida por cada tipo de superfície é:

$$S_r^* = (1 - \alpha_r) S_r^\downarrow + (1 - \alpha_r) S_r^\uparrow + (1 - \alpha_r) (1 - \Psi_r) M_w \quad (28)$$

$$S_w^* = (1 - \alpha_w) S_w^\downarrow + (1 - \alpha_w) S_w^\uparrow + (1 - \alpha_w) (1 - 2\Psi_w) M_w + (1 - \alpha_w) \Psi_r M_r \quad (29)$$

$$S_R^* = (1 - \alpha_R) S_R^\downarrow + (1 - \alpha_R) S_R^\uparrow \quad (30)$$

Sendo α o albedo de cada superfície.

3.3.5. Fluxos antropogênicos

Os fluxos antropogênicos também são levados em consideração no esquema TEB, sendo o aquecimento doméstico e a combustão as principais fontes de calor e umidade que são liberadas para a atmosfera pela atividade humana. O aquecimento doméstico é resolvido supondo uma temperatura interna independente da temperatura externa (o valor padrão é 290,15K ou 17°C). Neste trabalho foi utilizado 20°C. O calor é liberado para a atmosfera pelas superfícies das paredes/teto através do fluxo de condução.

As fontes de combustão são divididas em industrial e veicular. Os fluxos de calor e umidade para essas fontes são especificados no esquema pelo usuário de acordo com as informações adquiridas para essas atividades na região pretendida para o estudo. O balanço

de energia em superfície não é modificado diretamente pela ação desses fluxos, pois são liberados para o ar. Os fluxos relacionados à atividade industrial podem influenciar diretamente a atmosfera e os fluxos relacionados à atividade veicular modificarão o balanço de ar no *canyon*.

3.3.6. Fluxos turbulentos

3.3.6.1. Tratamento da subcamada de rugosidade urbana, fluxos de *momentum*

A resolução do modelo atmosférico é demasiadamente baixa para representar os movimentos da subcamada de rugosidade urbana. Os modelos atmosféricos usualmente não parametrizam processos de troca da camada, isto é feito usando um esquema de superfície. Se o primeiro nível atmosférico está sobre a subcamada de rugosidade, as formulações na camada da superfície podem ser usadas para calcular os fluxos turbulentos. O problema é que a subcamada de rugosidade pode ter uma extensão substancial sobre uma superfície urbana (várias dezenas de metros), e o primeiro nível do modelo atmosférico (geralmente um par de dezenas de metros) está frequentemente dentro dele.

Feigenwinter et al. (1999) realizaram medições em um mastro de 50m na cidade de Basel na Suíça e descobriram que as propriedades mecânicas da subcamada de rugosidade (perfis de variância de velocidade, variâncias adimensionais da velocidade, espectro das componentes do vento) se comportam da mesma forma para o desenvolvimento das camadas de superfícies rurais. Além disso, eles concluíram que a utilização da Teoria da Similaridade Local de Monin-Obukhov - TSMO (com o uso de uma escala de comprimento local) é uma boa parametrização. Sendo assim, o esquema TEB calcula os fluxos de *momentum* para toda a cobertura urbana ou suburbana, com uma formulação do comprimento de rugosidade ($z_{0town} = h/10$) e coeficientes de estabilidade de Mascart et al. (1995), independentemente das posições relativas do nível atmosférico e espessura da subcamada de rugosidade.

Em contraste, Feigenwinter et al. (1999) descobriram que a temperatura, em especial o fluxo turbulento de calor, não pode ser satisfatoriamente reproduzido por Monin-Obukhov. A aproximação utilizada no TEB é supor que existem duas fontes principais de calor da cobertura artificial para a atmosfera, levando a dois fluxos

turbulentos de calor que são os telhados por um lado e o sistema de *canyon* por outro (Figura 7). As contribuições dos dois fluxos são calculadas com relação a suas áreas horizontais de maneira a representar a mistura na subcamada de rugosidade urbana.

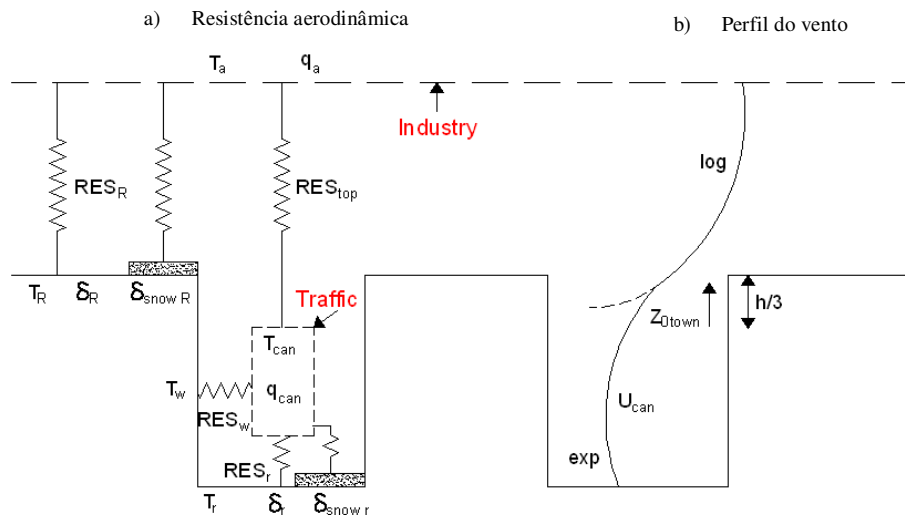


Figura 7: Estrutura do código segundo Masson (2000): a) Resistências aerodinâmicas; b) Perfil do vento.

3.3.6.2. Considerações sobre a transferência turbulenta de umidade

Para os telhados e ruas, assume-se que os coeficientes de transferência turbulenta de calor e fluxos de umidade são idênticos, mas diferentes para o *momentum*. Roth e Oke (1993) e Roth (1993) mostraram, a partir de estudos, que há uma baixa correlação entre a temperatura e as características da umidade, devido à heterogeneidade espacial. Portanto, não é possível tirar conclusões sobre qualquer formulação específica para o fluxo de umidade no esquema TEB.

3.3.6.3. Comprimento de rugosidade para fluxos de *momentum*

Os fluxos de *momentum* são calculados para toda a superfície urbana. No entanto, existe certa dificuldade em determinar o comprimento de rugosidade para áreas urbanas.

3.3.6.4. Fluxos de calor entre os telhados e a atmosfera

Os fluxos turbulentos de calor de/para os telhados são obtidos a partir das leis clássicas da camada limite, devido às alturas dos tetos serem supostamente uniformes, usa-se um comprimento de rugosidade de 0,15 m. Novamente o coeficientes de estabilidade de Mascart et al. (1995) são usados para calcular a resistência aerodinâmica (RES_R). Os efeitos sobre a temperatura e umidade específica causados pela diferença de altura entre o nível atmosférico e o nível do telhado são corrigidos utilizando-se a função de Exner, $\Pi = (p/p_0)^{R_d/c_{pd}}$. Em que p é a pressão (p_s e p_a são a pressão na superfície e a pressão no primeiro nível do modelo atmosférico, respectivamente); p_0 é a pressão de referência (igual a 1000 hPa) e R_d é a constante do gás para o ar seco. Define-se:

$$\hat{T} = \frac{T_a \Pi_s}{\Pi_a} \quad (31)$$

$$\hat{q}_a = q_a q_{sat}(\hat{T}_a, p_s) / q_{sat}(T_a, p_a) \quad (32)$$

O calor e o fluxo turbulento de umidade entre telhado e atmosfera são:

$$H_R = C_{pd} \rho_a (\hat{T}_a - T_{can}) / RES_R \quad (33)$$

$$LE_R = L_v \rho_a (\hat{q}_a - q_{can}) / RES_R \quad (34)$$

em que:

ρ_a é a densidade do ar no primeiro nível da atmosfera e

C_{pd} é a capacidade do calor no ar seco.

3.3.6.5. Ventos dentro do canyon

Cálculos de ventos dentro do *canyon* são necessários para estimar os fluxos de calor entre a superfície e o próprio *canyon*. Devem ser definidas a velocidade vertical do vento ao longo das paredes (W_{can}), bem como a velocidade do vento horizontal (U_{can}). Supondo que o desvio padrão da velocidade vertical do vento (σ_w) na parte superior do *canyon* é semelhante à velocidade de fricção (u_*), e que para condições de instabilidade, u_* apresenta um máximo entre a subcamada de rugosidade e a subcamada inercial acima (u_* não pode ser maior que 10% do seu valor para a subcamada inercial, mantendo-se constante com a altura). Então, a velocidade vertical ao longo das paredes é:

$$W_{can} = u_* = \sqrt{C_d} |U_a| \quad (35)$$

em que, U_a é a velocidade do vento no primeiro nível do modelo atmosférico. C_d é o coeficiente de arrasto, calculado a partir das temperaturas e umidades dentro e acima do *canyon*.

A velocidade do vento horizontal (U_{can}) é estimada na metade da altura do *canyon*, a velocidade do vento horizontal no topo do *canyon* é deduzida pela lei logarítmica vista na Figura 7, e a altura do deslocamento é igual a dois terços da altura do edifício a partir do nível da rua ($h/3$ sob o nível do telhado, que é a altura zero do modelo atmosférico). A fim de considerar todas as orientações do *canyon*, só o vento ao longo dele é considerado. A velocidade no topo do *canyon* é escrita na forma:

$$U_{top} = \frac{2}{\pi} \frac{\ln\left(\frac{h/3}{z_{otown}}\right)}{\ln\left(\frac{\Delta z + h/3}{z_{otown}}\right)} |U_a| \quad (36)$$

em que, Δz é a altura no primeiro nível do modelo atmosférico sobre os telhados.

Para calcular a velocidade do vento horizontal, o perfil do vento no interior do *canyon* é considerado. O perfil aplicado na metade da altura é dado por:

$$U_{can} = U_{top} \exp(-N/2) \quad (37)$$

em que N será determinado por $N = 0,5h/w$. Estudos de caso mostram que $h/w = 1$ e $U_{can} \approx 0,75U_{top}$. Estudos em campos de milho indicam ($h/w \sim 4$), podendo ser incorporado como ruas estreitas, é dado $U_{can} \approx 0,4U_{top}$.

$$U_{can} = \frac{2}{\pi} \exp\left(-\frac{1}{4} \frac{h}{w}\right) \frac{\ln\left(\frac{h/3}{z_{otown}}\right)}{\ln\left(\frac{\Delta z + h/3}{z_{otown}}\right)} |U_a| \quad (38)$$

3.3.6.6. Fluxos de calor sensível e latente no *canyon*

Os fluxos turbulentos de calor entre o ar no *canyon* e a atmosfera são calculados para a temperatura e umidade dentro do *canyon*. Os fluxos de calor são utilizados nas equações de conservação do balanço de energia envolvidos na temperatura da superfície. Uma abordagem específica para cada superfície precisa ser escolhida.

3.3.6.7. Fluxos entre o ar no *canyon* e a atmosfera

Acima do *canyon*, os fluxos são estimados a partir de leis clássicas da camada limite da superfície. Nestas fórmulas, as características do ar no *canyon* (T_{can} e q_{can}) são usadas em vez das características da superfície. A resistência aerodinâmica acima do *canyon* (RES_{top}) é calculada com o comprimento de rugosidade, usando os coeficientes de estabilidade de Mascart et al. (1995).

As equações do calor e dos fluxos turbulentos de umidade entre o *canyon* e a atmosfera são:

$$H_{top} = C_{pd} \rho_a (\hat{T}_a - T_{can}) / RES_{top} \quad (39)$$

$$LE_{top} = L_v \rho_a (\hat{q}_a - q_{can}) / RES_{top} \quad (40)$$

3.3.6.8. Fluxos entre paredes, ruas e o ar no *canyon*

Os mesmos valores são determinados para ambas as paredes e ruas. A resistência é independente da estabilidade dentro ou acima do *canyon* e é dada por:

$$RES_r = RES_w = \left(11,8 + 4,2\sqrt{U_{can}^2 + W_{can}^2}\right)^{-1} \quad (41)$$

Finalmente, os fluxos de calor entre as superfícies e o ar no *canyon*, são escritos:

$$H_r = C_{pd}\rho_a(T_r - T_{can})/RES_r \quad (42)$$

$$H_w = C_{pd}\rho_a(T_w - T_{can})/RES_w \quad (43)$$

$$LE_r = L_v\rho_a\delta_r(q_{sat}(T_r, p_s) - q_{can})/RES_r \quad (44)$$

$$LE_w = 0 \quad (45)$$

3.3.6.9. Temperatura e umidade no *canyon*

Essas quantidades podem ser consideradas como produção de uma previsão meteorológica. É calculado, para diagnóstico, o equilíbrio entre os fluxos termodinâmicos para o ar no *canyon*, considerado como válido em cada passo de tempo. Os fluxos antrópicos veiculares também são levados em consideração. Nesta fórmula, $H_{traffic}$ representa toda a superfície urbana, sendo dimensionado para as superfícies das ruas.

$$H_{top} = (1 - \delta_{snow_r})H_r + \frac{2h}{w}H_w + H_{traffic}\frac{1}{1-a_{bld}} + \delta_{snow_r}H_{snow_r} \quad (46)$$

$$LE_{top} = (1 - \delta_{snow_r})LE_r + LE_{traffic}\frac{1}{1-a_{bld}} + \delta_{snow_r}LE_{snow_r} \quad (47)$$

$$T_{can} = \frac{(1-\delta_{snow_r})\frac{T_r}{RES_r} + \frac{2h}{w}\frac{T_w}{RES_w} + \frac{\hat{T}_a}{RES_{top}} + \frac{H_{traffic}}{C_{pd}\rho_a(1-a_{bld})} + \delta_{snow_r}\frac{H_{snow_r}}{C_{pd}\rho_a}}{(1-\delta_{snow_r})\frac{1}{RES_r} + \frac{2h}{w}\frac{1}{RES_w} + \frac{1}{RES_{top}}} \quad (48)$$

$$q_{can} = \frac{(1-\delta_{snow_r})\frac{\delta_r q_{sat}(T_r, p_s)}{RES_r} + \frac{\hat{q}_a}{RES_{top}} + \frac{LE_{traffic}}{L_v\rho_a(1-a_{bld})} + \delta_{snow_r}\frac{LE_{snow_r}}{L_v\rho_a}}{(1-\delta_{snow_r})\frac{\delta_r}{RES_r} + \frac{1}{RES_{top}}} \quad (49)$$

3.3.6.10. Fluxos médios na escala da cidade

Obter os fluxos turbulentos à escala da cidade é uma forma de resolver o problema da subcamada de rugosidade. Ele imita a mistura de diferentes fontes de fluxos turbulentos de calor e, em seguida produz fluxos que sejam representativos da parte superior da camada de superfície, acima a subcamada de rugosidade. Os fluxos de energia liberada pelas atividades industriais também são acrescentados.

Os fluxos de calor total de áreas com materiais artificiais em direção a atmosfera são:

$$H_{\text{town}} = a_{\text{bld}}H_R + (1 - a_{\text{bld}})H_{\text{top}} + H_{\text{industry}} \quad (50)$$

$$LE_{\text{town}} = a_{\text{bld}}LE_R + (1 - a_{\text{bld}})LE_{\text{top}} + LE_{\text{industry}} \quad (51)$$

Os fluxos turbulentos totais (H e LE), a partir da superfície para o modelo atmosférico, devem ser calculados pelo esquema de vegetação para outras superfícies (parques da cidade, jardins, campos, florestas, solo descoberto) e para superfícies cobertas de água (rios, lagos, mar).

3.4. Descrição do esquema de convecção rasa

Cúmulos rasos são um importante aspecto da atmosfera tropical, exercendo um grande papel na estrutura vertical da camada com nuvem. Regiões de intensa convecção são caracterizadas pela presença, simultânea e/ou prévia, de cúmulos rasos (SOUZA, 1999).

Para uma melhor compreensão do tempo e do clima, as nuvens convectivas tornam-se componentes centrais, não somente pelo transporte de calor e umidade verticalmente na atmosfera, mas também por afetar fortemente o balanço de energia nas escalas local e global. As elevadas taxas de precipitação provocadas pelo desenvolvimento de cúmulos profundos têm recebido mais atenção nos modelos numéricos do que os cúmulos rasos que representam um importante papel para a manutenção da estrutura do sistema terra-atmosfera. Entretanto, o processo de transição da convecção rasa para a profunda é peça-chave para uma boa representação do ciclo diurno da precipitação (KHAIROUTDINOV e

RANDALL, 2003 e GRABOWSKI et al., 2006). Eles causam aquecimento e secagem devido aos processos de condensação e à subsidência de ar seco na região em contorno da base da nuvem, e umedecimento e resfriamento devido à re-evaporação na parte superior da nuvem. Em outras palavras, a convecção rasa atua transportando calor para baixo e vapor de água para cima, mantendo a estrutura termodinâmica da baixa troposfera.

Já que cúmulos rasos são nuvens cuja escala é em torno de 1km, seus efeitos não são determinados claramente nos modelos numéricos sendo necessário a sua parametrização. Souza (1999) propôs uma parametrização para a convecção rasa no modelo RAMS.

O esquema proposto combina o modelo de nuvens que é do tipo Arakawa e Schubert (1974) e a formulação do fluxo de massa segue o seguinte princípio: uma vez que a atmosfera é forçada pelos fluxos energéticos provenientes da superfície, um fluxo de massa é necessário para que a atmosfera tente restabelecer seu perfil de equilíbrio *radiativo-convectivo* local. Isso estabelece uma relação direta entre o fluxo de massa convectivo e o forçamento de superfície, reproduzindo uma característica observacional (WILDE et al., 1985). A descrição completa do esquema pode ser encontrada em Souza e Silva (2003), sendo a seguir, apresentado apenas um breve resumo.

As equações prognósticas para entalpia "s" e umidade específica total "q_t" são:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w's_t')} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{M_c}{\rho} (s_c - Lq_{lc} - \bar{s}) \right) \quad (52)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_t}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \overline{(w'q_t')} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{M_c}{\rho} (q_{vc} - q_{lc} - \bar{q}_t) \right) \quad (53)$$

em que:

s é a energia estática seca;

q_t é a umidade específica total;

M_c é o fluxo de massa convectivo;

q_{lc} e q_{vc} são, respectivamente, a umidade específica da água líquida e o vapor d'água;

ρ é a densidade do ar;

L é o calor latente de vaporização;

w é a velocidade vertical;

Os índices t e c são respectivamente, total e referente a nuvem.

O fluxo de massa convectivo é obtido por argumentos termodinâmicos. O raciocínio é de que os fluxos convectivos são substanciados a partir da conversão da energia absorvida em forma de calor da superfície em trabalho mecânico, de acordo com a teoria da máquina térmica (Rennó e Ingersoll, 1996). O fluxo de massa convectivo na base da nuvem é:

$$M_c = \rho \sigma w_c = \frac{\eta F}{B} \quad (54)$$

em que:

σ é a área fracional, coberta por correntes convectivas;

w_c é a velocidade vertical convectiva;

η é a eficiência termodinâmica;

F é o fluxo de calor total de superfície;

B é o empuxo total das parcelas em convecção.

As propriedades da nuvem, caracterizadas pelo símbolo c , são obtidas a partir das equações de Arakawa e Schubert (1974). O perfil vertical de energia estática úmida da nuvem, h_c , é obtido a partir de:

$$\frac{\partial h_c}{\partial z} = -\lambda_z (h_c - \bar{h}) \quad (55)$$

em que, λ_z é a taxa de entranhamento na nuvem.

Os perfis de energia estática úmida e umidade específica podem ser determinados, respectivamente, a partir das equações:

$$(s_c - \bar{s}) \approx \frac{1}{1+\gamma_v} (h_c - \bar{h}) \quad (56)$$

$$q_{vc} = \bar{q}_s + \frac{\gamma_v}{(1+\gamma_v)L} (h_c - \bar{h}_s) \quad (57)$$

Nas quais, $\gamma_v \equiv \left(\frac{L}{c_p} \frac{\partial q_{vs}}{\partial T} \right)_p$. Uma vez determinado o perfil de q_{vc} , o perfil de q_{lc} pode ser obtido por:

$$\frac{\partial q_k}{\partial z} = -\frac{\partial q_{vc}}{\partial z} = -\lambda_z(q_{vc} - \bar{q}_v) - \lambda_z q_{lc} \quad (58)$$

O fluxo de massa, calculado pela Equação (54) é linearmente interpolado para zero no topo da nuvem.

3.5. Descrição do esquema que calcula a cobertura de nuvem

A cobertura de nuvem já é determinada segundo Albrecht (1981) e Haiden (1996), conforme descrito por Souza et al. (2009). Serão descritos agora, outros esquemas a serem usados nesta pesquisa.

Baseado em simulações com um modelo conjunto bi-dimensional de nuvem Xu e Randall (1996) demonstraram uma forte correlação entre a água líquida (l_c) e a cobertura de nuvem (α_{cl}) e propuseram uma parametrização baseada em ambos, umidade relativa RH e conteúdo de água líquida, na forma:

$$\alpha_{cl} = RH^p - \left\{ 1 - \exp \left[-\frac{\bar{\alpha}_0 \bar{l}_c}{((1-RH)q_s)^\gamma} \right] \right\} \quad (59)$$

em que q_s denota a umidade específica à saturação. Os valores para p , γ e α_0 foram empiricamente determinados como 0,25, 0,49, e 100, respectivamente.

Os valores do conteúdo de água líquida e de cobertura de nuvem obtidos pelas Equações 58 e 59, respectivamente, são transferidos para a rotina de radiação, que utiliza esses valores para aumentar a espessura óptica na camada de nuvem. Assim, acontece a interação dos cúmulos rasos com a radiação de onda curta e de onda longa.

3.6. Descrição dos experimentos

Objetivando melhorar a representação dos processos que ocorrem em áreas urbanas, foram realizados experimentos nos quais o BRAMS foi utilizado com o TEB

acionado e com o TEB não acionado, além de testar a resposta à presença ou não de convecção rasa. Note-se que o que se investiga aqui é o efeito da dinâmica da cidade e não da cobertura em si, ou seja, o mapa de uso, que é lido pelo BRAMS tende a detectar o solo com cobertura urbana em todos os experimentos. A diferença é que quando o TEB é ativado, a termodinâmica da cidade é considerada. Com o TEB não ativado, a termodinâmica da cidade é ignorada.

Para a validação do esquema TEB acoplado ao modelo BRAMS, foram necessários vários conjuntos de simulações buscando-se um melhor ajuste as condições da cidade do Recife e do seu entorno. Valores médios horários de temperatura e precipitação acumulada foram utilizados para validar os resultados obtidos pelos experimentos. Os dados utilizados para Recife foram da estação automática do Instituto Nacional de Meteorologia - INMET (www.inmet.gov.br).

3.6.1. Método de Separação de Fatores

No método de separação de fatores proposto por Stein e Alpert (1993), realiza-se um determinado número de experimentos que seja representativo do número possível de combinações existentes na variação de determinados fatores sobre o campo estudado. Para estudar-se o efeito de n fatores, são necessários 2^n experimentos. Assim, para a análise de um fator são necessários dois experimentos; na análise de dois fatores, são necessários quatro experimentos; na de três fatores, oito experimentos, e assim por diante. Na análise de dois fatores, fator 1 e fator 2, os experimentos são planejados da seguinte forma: no experimento f_0 , o modelo é integrado com ambos os fatores desativados. No experimento f_1 , o modelo é integrado com o fator 1 ativado e com o fator 2 desativado. No experimento f_2 , o modelo é integrado com o fator 1 desativado e com o fator 2 ativado. E no experimento $f_{1,2}$ o modelo é integrado com os fatores 1 e 2 ativados de modo que a interação não-linear entre os dois fatores possa ser analisada.

Segundo Stein e Alpert (1993), os fatores são expressos por:

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0 \quad (60)$$

$$\hat{f}_2 = f_2 - f_0 \quad (61)$$

$$\hat{f}_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0 \quad (62)$$

De modo que quando se analisa o comportamento de uma determinada variável meteorológica $\hat{f}_1$ representa a contribuição isolada do fator 1; $\hat{f}_2$ representa a contribuição isolada do fator 2 e $\hat{f}_{12}$ representa a contribuição da interação não linear entre os fatores 1 e 2.

3.6.2. Configuração dos experimentos

Foram escolhidos dois períodos distintos para a realização dos experimentos, um para um período chuvoso e outro para um período seco. O critério para a escolha de cada período foi a disponibilidade de dados observacionais para a validação dos experimentos. Para o período chuvoso foi escolhido o período entre 01 e 07 de Janeiro de 2007 e para o período seco foi escolhido o período entre 01 e 07 de Outubro de 2007. Para todos os experimentos foram geradas saídas com frequência de 1 hora. Os resultados para Recife-PE foram validados a partir de dados da estação de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET. Os dados observacionais têm resolução de 1 hora.

Para cada período foram realizados quatro experimentos numéricos: o primeiro denominado de 0000, sem TEB e sem convecção rasa, o segundo denominado de TB00, com TEB e a convecção rasa desativada, o terceiro denominado de CR00, sem TEB e com convecção rasa e por fim, o quarto experimento denominado de TBCR, com TEB e convecção rasa ativados. A Tabela 1 mostra a denominação dos experimentos e a Tabela 2 mostra a descrição e denominação dos fatores e da interação não-linear entre os fatores. Na apresentação dos resultados, o experimento TBCR será representado por uma linha azul; o experimento TB00 por uma linha vermelha; o experimento CR00 será representado por uma linha laranja e o experimento 0000 por uma linha verde.

Tabela 1: Denominação dos experimentos

EXPERIMENTOS	TEB	CONVECÇÃO RASA	DENOMINAÇÃO
f_0	NÃO	Desativada	0000
f_1	SIM	Desativada	TB00
f_2	NÃO	Ativada	CR00
f_{12}	SIM	Ativada	TBCR

Tabela 2: Descrição e denominação dos fatores

FATORES	DESCRIÇÃO	DENOMINAÇÃO
$\hat{f}_1 = f_1 - f_0$	TB00 - 0000	$\hat{f}_1$
$\hat{f}_2 = f_2 - f_0$	CR00 - 0000	$\hat{f}_2$
$\hat{f}_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0$	TBCR - (TB00 + CR00) + 0000	$\hat{f}_{12}$

Na apresentação dos resultados dos fatores, o fator $\hat{f}_1$ será representado por uma linha preta, o fator $\hat{f}_2$ será representado por uma linha verde e o fator $\hat{f}_{12}$ será representado por uma linha vermelha.

A precipitação foi simulada através do esquema Grell e Dévényi (2002), com fechamento do tipo Kain-Fritsh. Todos os experimentos têm como características gerais: o modelo BRAMS que foi integrado durante um período de 7 dias. Foram utilizados dados diários de reanálises do NCAR/NCEP, para gerar as condições de contorno 4D para o modelo.

As simulações foram feitas com dois espaçamentos diferentes de grade horizontal, com as coordenadas centrais em 8 °S e 34,5 °W. Diversos experimentos foram realizados e a experiência mostrou que a escala ideal para as simulações com o BRAMS é a integração com uma grade de 16 km e uma segunda grade aninhada com 4 km. Portanto, a resolução da grade 1 foi de 16 km, com 80 pontos de grade distribuídos na direção x e 80 pontos na direção y . Esse domínio abrange quase que a totalidade do Nordeste do Brasil, como mostra a Figura 8. A resolução da grade 2 foi de 4 km, com 120 pontos na direção x , como também na direção y , é centralizada de modo a fazer uma boa representação da Região Metropolitana do Recife - RMR. Na vertical o modelo conta com 42 níveis atmosféricos e foram considerados nove níveis do solo.

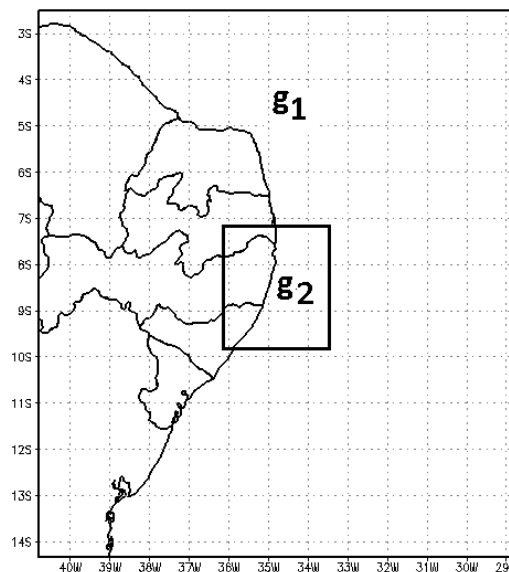


Figura 8: Domínio de integração mostrando as grades 1 e 2.

A Figura 9 mostra a Região Metropolitana do Recife – RMR, de diferentes formas. A Figura 9a mostra a RMR a partir de uma imagem do *Google Earth* (www.google.com/earth). A Figura 9b mostra a RMR a partir do levantamento de uso do solo realizado no projeto ProVeg-NEB, com resolução de 1 km (VIEIRA et al.; 2007). Como o arquivo original disponível no BRAMS não representava bem a RMR, um novo arquivo foi gerado usando informações das Figuras 9a e b para melhorar a caracterização da RMR. A Figura 9c mostra os resultados para a grade 2, com resolução de 4 km. Os resultados que serão apresentados para a RMR correspondem a uma média sobre um retângulo, com as coordenadas: 8,05° a 8,18° S e 34,9° a 35° W, que contém a área marcada na Figura 9c. Vale salientar que a Figura 9c é referente a dois tipos de solo identificados pelo TEB. A linha em vermelho é equivalente ao parâmetro “urbano tipo 2” e a linha em preto ao parâmetro “urbano tipo 1”, explicados na Tabela 4.

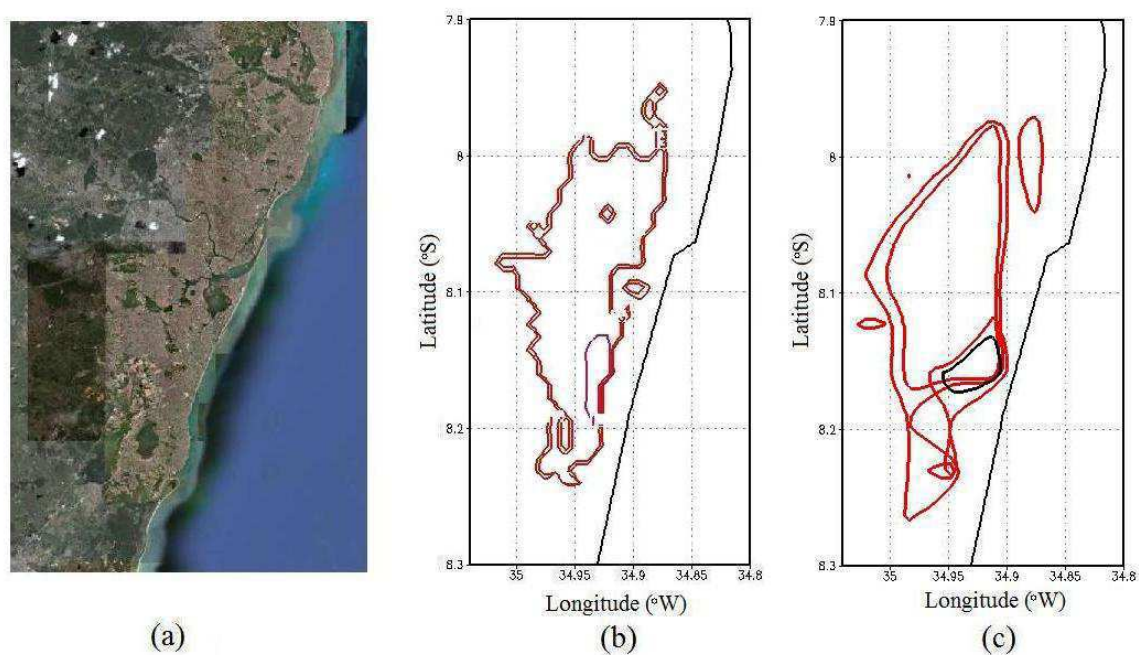


Figura 9: Detalhamento da grade 2, mostrando os pontos com solo urbano.

A Tabela 3 mostra algumas das opções utilizadas na configuração do modelo para as simulações descritas acima.

Tabela 3. Opções disponíveis no BRAMS utilizadas nesta avaliação.

Número de pontos na região de fronteira lateral utilizados para <i>nudging</i>	5
Escala de tempo de <i>nudging</i> nas fronteiras laterais	1800 s
Escala de tempo de <i>nudging</i> no topo do domínio	10800 s
Parametrização de radiação de onda curta/longa	Chen e Cotton (1983)
Frequência de atualização na tendência de radiação	900 s
Parametrização de microfísica de nuvens	Walko et al., (1995)
Parametrização de convecção rasa	Souza (1999)
Parametrização de convecção profunda	Grell e Dévényi (2002)
Fechamento do fluxo de massa	Kain e Fritsch (1992)
Número de camadas no solo	9
Grau de saturação nas camadas de solo	20 %
Parametrização de turbulência	Mellor e Yamada (1982)
Modelo de interação solo-superfície-atmosfera em áreas vegetadas	LEAF-3 (Walko et al., 2000)
Modelo de interação solo-superfície-atmosfera em áreas urbanas	TEB (Masson, 2000; Freitas, 2003)

3.6.3. Configuração do *Town Energy Budget* - TEB

Nas simulações realizadas com o esquema TEB acionado foram utilizadas duas configurações correspondentes a dois tipos de ocupação urbana, urbano tipo 1 (código 21) e urbano tipo 2 (código 19), identificadas pelo modelo para a Região Metropolitana do Recife. A Tabela 4 mostra as diferenças entre estas.

Tabela 4. Parâmetros do esquema TEB.

PARÂMETRO	URBANO TIPO 1	URBANO TIPO 2
Altura das construções	30 m	5 m
Largura das construções	10 m	10 m
Rugosidade - z_0	5,0 m	0,5 m
Fração ocupada por construções	50 %	70 %
Fonte veicular de calor sensível	90 Wm^{-2} (máximo)	60 Wm^{-2} (máximo)
Fonte veicular de calor latente	20 Wm^{-2} (máximo)	15 Wm^{-2} (máximo)
Fonte industrial de calor sensível	10 Wm^{-2}	14 Wm^{-2}
Fonte industrial de calor latente	30 Wm^{-2}	50 Wm^{-2}

Exceto pela análise da precipitação, as demais figuras serão focadas no ciclo diário médio das variáveis. Isso é feito porque a convecção rasa tem uma distribuição fortemente relacionada ao ciclo diário dos componentes do balanço de energia em superfície. Esses elementos variam de um dia para outro, mas as suas características gerais estão associadas com determinados períodos do dia. Para facilitar a associação com os horários em que os máximos e mínimos ocorrem, os resultados serão apresentados em hora local.

4. RESULTADOS

4.1. Validação dos Resultados

A Figura 10 mostra o ciclo diário médio da temperatura do ar para Outubro/2007. Durante o período noturno, os quatro experimentos apresentam valores semelhantes. De uma forma geral, o modelo superestima em aproximadamente $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ o valor observado (linha preta). O modelo também não consegue representar o resfriamento do final da noite, que se reflete no valor mínimo observado por volta das 6 h. No período diurno dois grupos se distinguem, principalmente no intervalo entre 10 e 15 h. O grupo sem convecção rasa (linhas verde - 0000 e vermelha - TB00) apresenta maiores valores. Já o grupo com convecção rasa (linhas laranja - CR00 e azul - TBCR) apresenta menores valores de temperatura. Comparando-se com os valores observacionais, pode-se ver que o modelo tende a apresentar resultados realistas, e os experimentos com a atuação da convecção rasa produziram os melhores resultados.

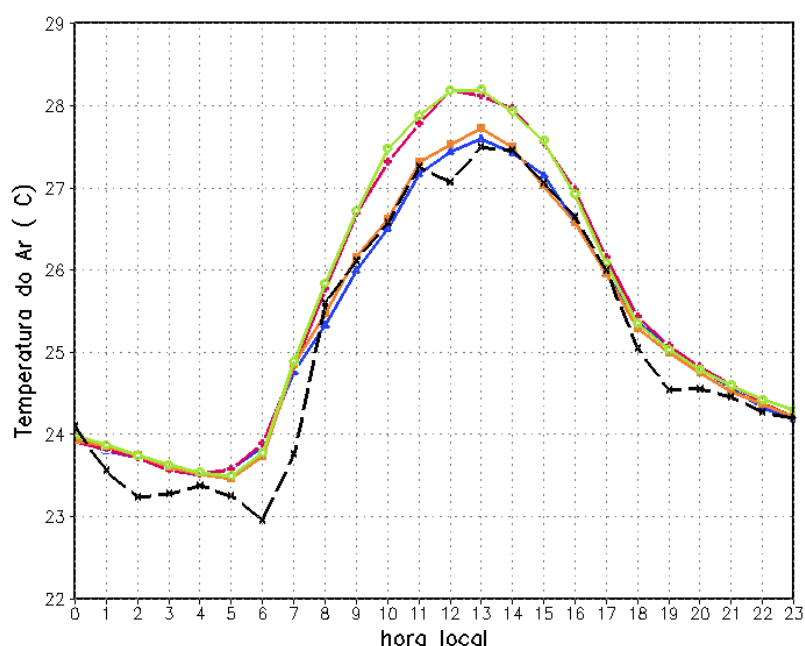


Figura 10: Ciclo diário da temperatura do ar para Outubro/2007. A linha preta corresponde à observação, a linha laranja a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

A Figura 11 apresenta os valores da precipitação acumulada correspondentes ao período de 2 a 6 de Janeiro de 2007, sobre a área correspondente à cidade do Recife. Até a metade do dia 4, todos os experimentos (com exceção do 0000 – linha verde) simulam razoavelmente a precipitação. Em seguida, há um aumento da precipitação que tende a superestimar, em muito a observação, que mostra que a chuva cessou. Mais uma vez, os experimentos com a convecção rasa mostraram os melhores resultados e o experimento TBCR (linha azul) mostrou os resultados mais realistas.

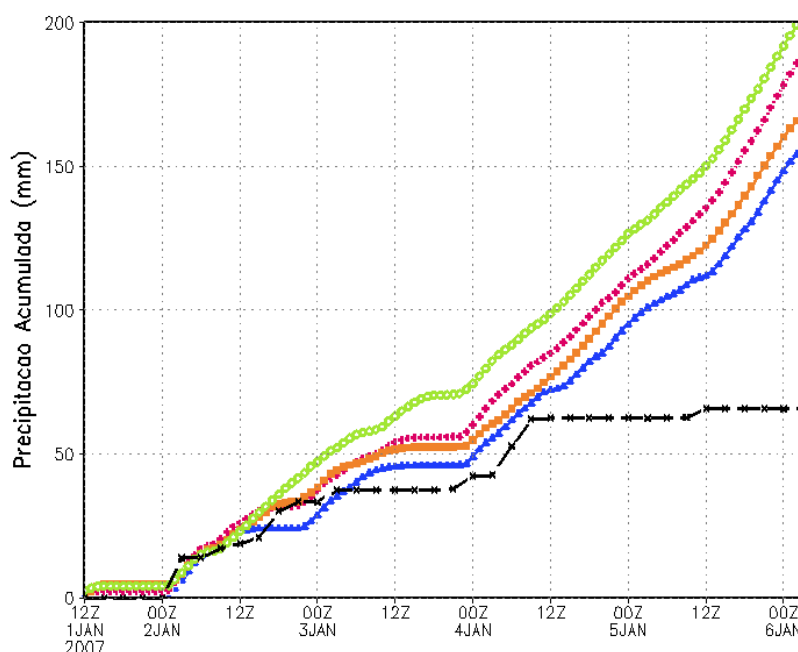


Figura 11: Precipitação acumulada em Recife entre o dia 2 e o dia 6 de Janeiro de 2007. A linha preta corresponde à observação, a linha laranja a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

Como resultado desse período chuvoso, a Figura 12 mostra o ciclo diário médio da temperatura do ar para Recife. A amplitude do ciclo diário do modelo é menor do que a observada (linha preta). Durante a noite o modelo não consegue reproduzir bem o resfriamento observado, talvez por não ter concentrado a chuva no período noturno (Figura 11). Durante o período diurno, dois grupos se distinguem entre 10 e 16 h. Desta vez, os grupos sem a dinâmica da cidade (linhas verde - 0000 e laranja - CR00) apresentam os menores valores de temperatura. Já os experimentos com a dinâmica da cidade (linhas vermelha - TB00 e azul - TBCR) apresentaram valores maiores e mais próximos do observado (linha preta).

De modo geral, pode-se dizer que os resultados do modelo são realistas. Dos mecanismos considerados, ora a convecção rasa leva o modelo a resultados mais realistas, ora é a dinâmica da cidade que causa esse efeito. De todo o modo, o experimento que considerou simultaneamente a dinâmica da cidade e a convecção rasa (TBCR) foi o responsável pelos melhores resultados. A discussão sobre o papel de cada um desses mecanismos será feita em seguida.

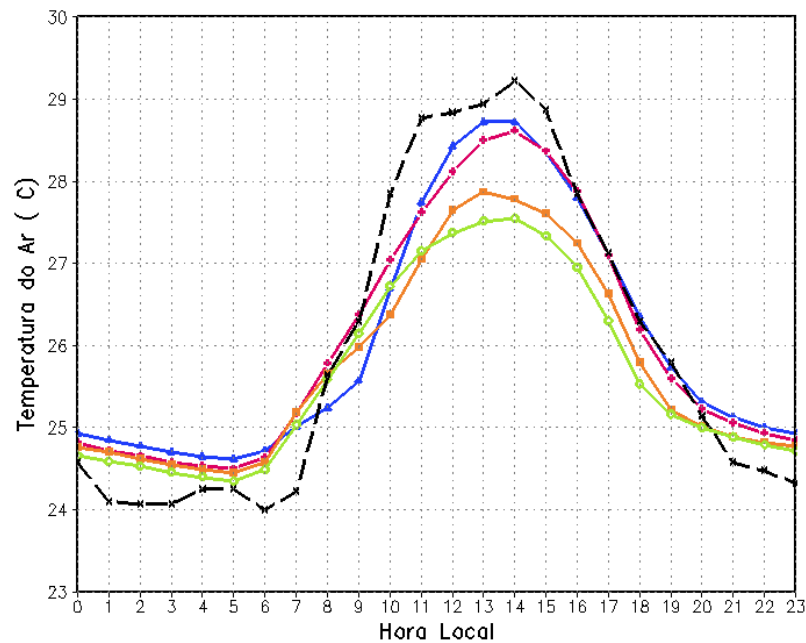


Figura 12: Ciclo diário da temperatura do ar para Janeiro/2007. A linha preta corresponde à observação, a linha laranja a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

4.2. Discussão do Caso Seco

O estudo do caso seco é interessante porque permite que se estude a interação entre a convecção rasa e a termodinâmica urbana em um ambiente não perturbado por forçamentos dinâmicos de grande escala. A Figura 13 mostra o ciclo diário da cobertura de cúmulos rasos para Recife. Existem poucas informações observacionais para dar suporte aos resultados do modelo. A Figura 14, adaptada de Neggers et al. (2004), mostra o ciclo diurno da cobertura de cúmulos rasos para o dia 21 de Junho de 1997 para um sítio experimental localizado no Oklahoma (EUA). As observações foram realizadas por vários tipos de instrumentos durante a campanha experimental *Atmospheric Radiation Measurement* (ARM). A linha cheia é o resultado obtido através de uma *Large Eddy*

Simulation - LES. A hora local para esse sítio é UTC - 6 h. A comparação entre as Figuras 13 e 14 mostra que os valores da cobertura de cúmulos rasos simulados para os experimentos TBCR (linha azul) e CR00 (linha laranja) são coerentes com observações tanto em quantidade quanto em forma. Há um máximo pela manhã, por volta de 30%, e os valores decaem lentamente até o final da tarde.

A Figura 13 indica que a cobertura de cúmulos rasos sobre a cidade aumenta quando a dinâmica urbana é considerada. Esse aumento chega a ser de, no mínimo, 5 % absolutos. Esse aumento está de acordo com resultados obtidos para outras superfícies heterogêneas (RABIN et al, 1990; WANG et al., 2009). Esses autores indicam que a cobertura de cúmulos rasos está fortemente relacionada às características do balanço de energia na superfície. Como uma maior cobertura de cúmulos rasos tende a alterar o balanço de energia em superfície, a discussão a seguir abordará os elementos do saldo de radiação e balanço de energia separando os efeitos da convecção rasa e da dinâmica urbana.

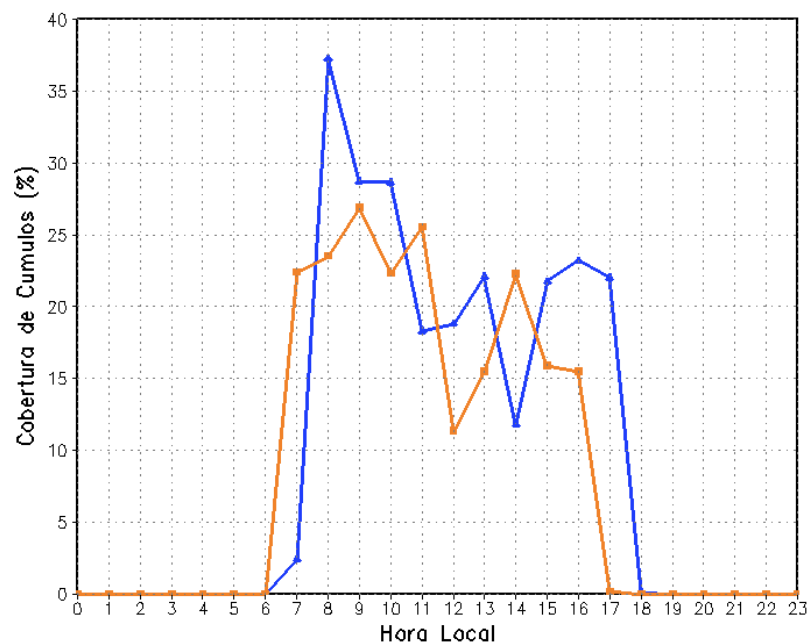


Figura 13: Ciclo diário da cobertura de cúmulos rasos para Outubro/2007. A linha azul corresponde ao experimento TBCR, e a laranja ao experimento CR00.

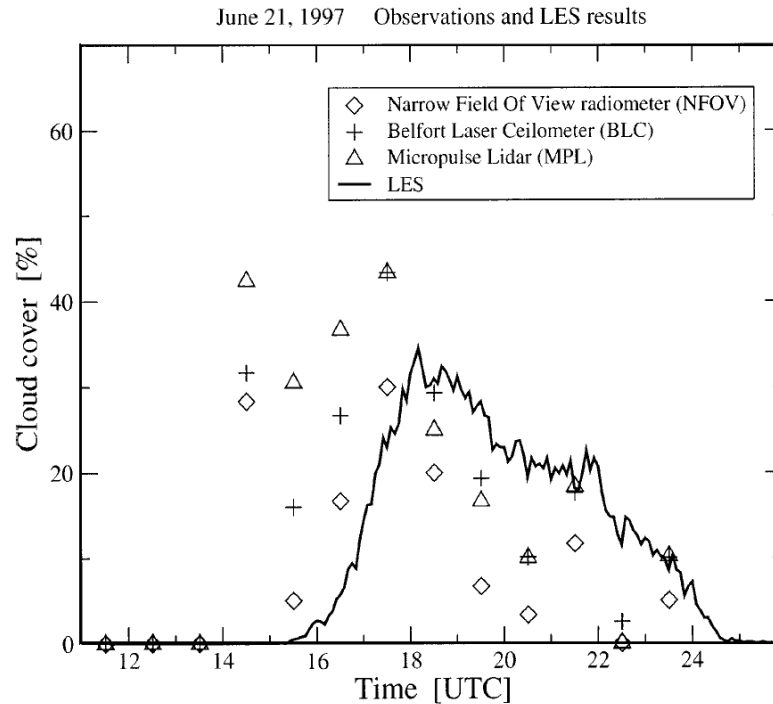


Figura 14: Ciclo diário da cobertura de cúmulos rasos sobre o continente, estado de Oklahoma (EUA) no início do verão. A linha contínua é um resultado de LES. As marcas correspondem a valores observados por diferentes instrumentos. [Adaptado de NEGGERS et al. (2004)].

A Figura 15 mostra o ciclo diário da radiação de onda curta que atinge a superfície. Dois grupos se destacam, o com a presença da convecção rasa (CR00, linha laranja e TB00, linha azul) e (0000, linha verde e TB00, linha vermelha). De forma geral, a partir das 8 h os dois grupos começam a se distinguir. Isso é, claramente, resultado da cobertura de cúmulos rasos mostrada na Figura 13. Pelo restante do dia solar, e mais fortemente no em torno do meio dia, a redução da radiação solar que chega a superfície é marcante, com valores em torno de 20 %. Isso mostra o quanto modelos que não consideram apropriadamente a interação entre a convecção rasa e a radiação de onda curta exageram no forçamento radiativo ao longo do dia. Quanto à presença ou não da superfície urbana, os valores da radiação se alternam, refletindo a própria alternância vista na cobertura de cúmulos (Figura 13). Durante a tarde, o experimento TBCR tende a mostrar valores um pouco inferiores.

A Figura 16 mostra os fatores para a radiação de onda curta. Pode-se ver claramente o efeito isolado da convecção rasa (linha verde) em reduzir, em até 300 Wm^{-2} , a radiação que atinge a superfície. Já a dinâmica urbana (linha preta) contribui, ora para aumentar, ora para diminuir a radiação de onda curta. O efeito da dinâmica urbana parece

seguir o efeito da convecção rasa. Mas é útil lembrar que os experimentos são independentes. Portanto, pode-se supor que a cidade cria as condições para a formação dos cúmulos rasos. Mesmo que eles não se formem (por estarem desativados no modelo) a alteração no perfil de umidade pode aumentar a espessura óptica do vapor d'água e reduzir a radiação de onda curta que atinge a superfície. Já a interação não linear entre a dinâmica da cidade e a convecção rasa (linha vermelha) é anti-correlacionada com ambos os mecanismos, indicando que quando a cidade e a convecção atuam para reduzir a radiação que chega à superfície, a interação não linear atua para aumentá-la, e vice-versa. Pode-se especular que grande parte desse efeito deve estar relacionada à radiação difusa, que aumenta com o aumento da cobertura de cúmulos e é maior (em termos absolutos) em torno do meio-dia.

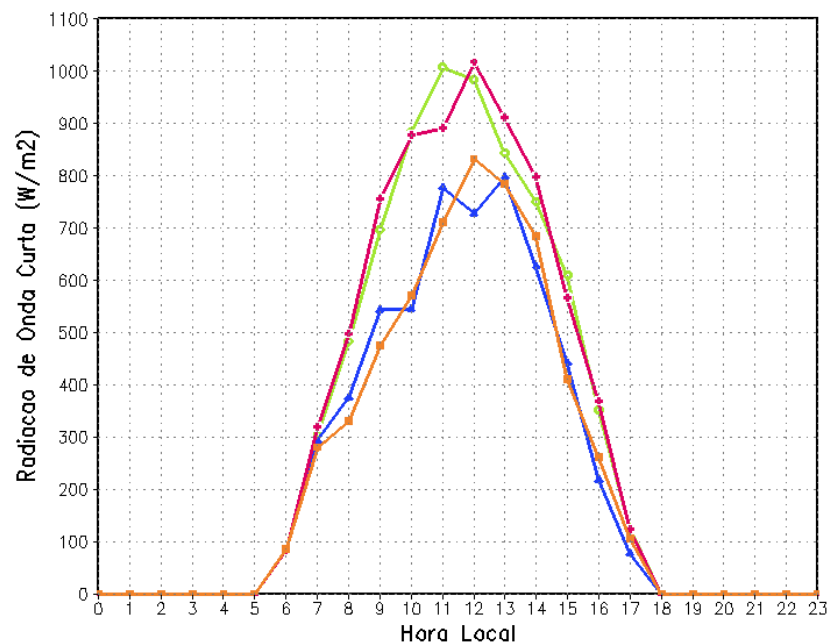


Figura 15: Ciclo diário da radiação de onda curta para Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

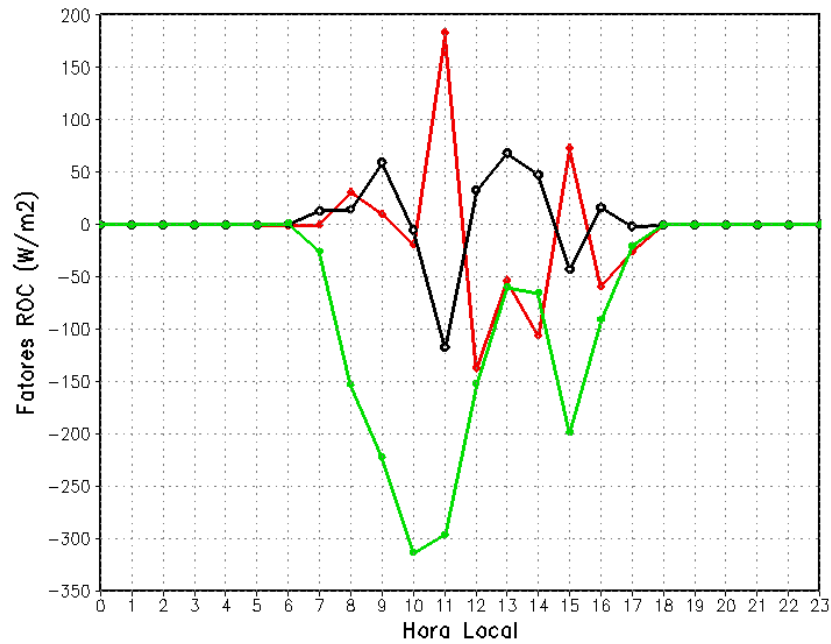


Figura 16: Contribuição dos fatores para a radiação de onda curta: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

Outra forma de radiação, que pode atingir a superfície é a radiação de onda longa. Uma pequena parte dessa radiação é proveniente do Sol e outra parte é emitida pela atmosfera, incluindo as nuvens. A Figura 17 mostra a radiação de onda longa recebida em Outubro de 2007. Essa forma de radiação tem valores mínimos nas últimas horas da noite e valores que crescem ao longo do período diurno. A amplitude varia no intervalo de 410 a 430 Wm^{-2} , associado à contribuição solar e ao próprio aquecimento da atmosfera durante o dia. Novamente, dois grupos se destacam o com a presença da convecção rasa (CR00, linha laranja e TBCR, linha azul) e (0000, linha verde e TB00, linha vermelha). Isso acontece porque a emissividade da atmosfera é maior na presença de nuvens. Isso pode ser visto mais claramente na Figura 18, que mostra que a contribuição isolada da convecção rasa (linha verde) tende a ser positiva na maior parte do tempo (efeito estufa). A contribuição isolada da cidade (linha preta) oscila entre valores positivos e negativos, possivelmente associados com momentos de alternância em que a cidade contribui para que a atmosfera sobre si esteja mais quente e úmida e vice-versa. A interação não linear entre a dinâmica urbana e a convecção rasa (linha vermelha) é, no geral, anti-correlacionada com os efeitos isolados dos dois fatores. Por exemplo, a maior contribuição

negativa da interação não linear ocorre as 11 h, quando a cobertura da convecção rasa tem uma forte redução no experimento TBCR (Figura 13).

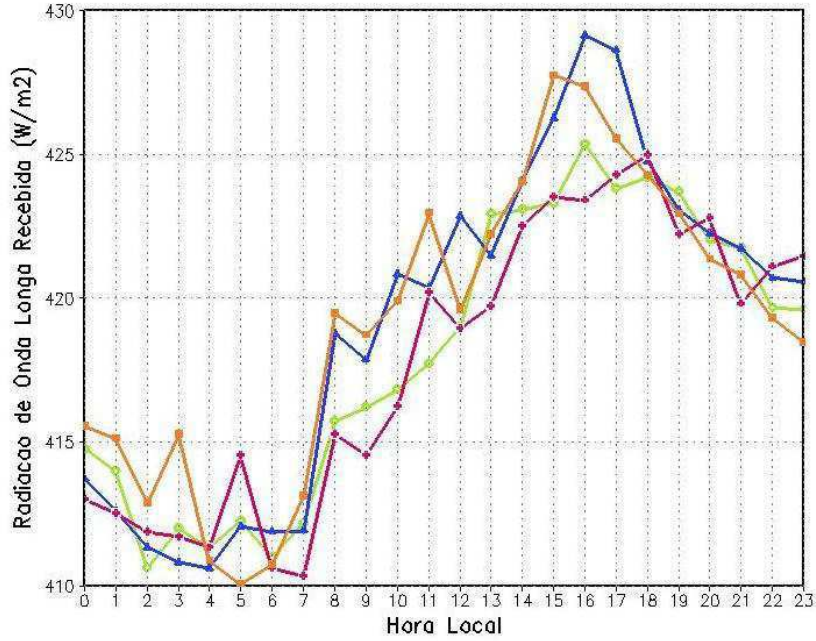


Figura 17: Ciclo diário da radiação de onda longa recebida em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

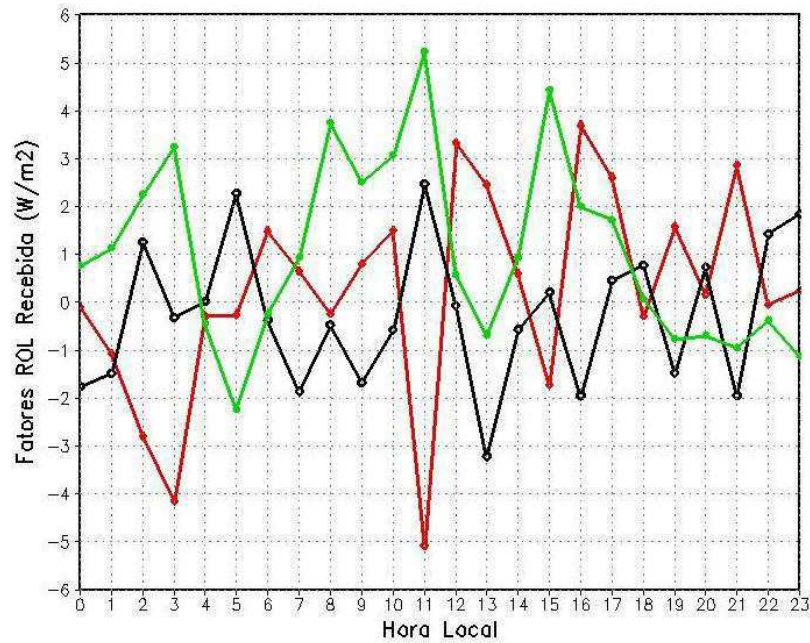


Figura 18: Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa recebida em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

A Figura 19 mostra a radiação de onda longa emitida em Outubro de 2007. Claramente, durante a noite a presença da cidade faz com que a radiação emitida seja menor (linhas azul - TBCR e vermelha - TB00). Isso possivelmente acontece pelo aprisionamento da energia que decorre da geometria das construções. Durante o dia, a ROL emitida no experimento TB00 aumenta consideravelmente, chegando a apresentar os maiores valores, dentre todos os experimentos, por volta do meio-dia local. A presença da convecção rasa (linha laranja - CR00) parece ser um limitador desse crescimento.

Embora a Figura 19 mostre o papel da dinâmica urbana como modulador do perfil de ROL emitida, a Figura 20 mostra com maior clareza esse efeito. O papel da cidade (linha preta) mostra como ela contribui efetivamente para que a emissão seja menor à noite. Esse armazenamento de energia é o maior responsável pela formação da ilha de calor urbana. O papel isolado da convecção rasa é de diminuir a radiação de onda longa emitida pela superfície durante o período diurno, pela diminuição da divergência de fluxo na camada entre a superfície e a nuvem. Portanto, o papel da convecção rasa em manter a cidade mais aquecida em dias com grande nebulosidade é uma combinação de aumento da emissão pelas nuvens (o efeito estufa da Figura 18) com a diminuição da emissão pela superfície (Figura 20). Neste exemplo, o efeito do último ($\sim 10 \text{ Wm}^{-2}$) tem o dobro da intensidade do primeiro ($\sim 5 \text{ Wm}^{-2}$). O efeito da interação não linear (linha vermelha) também é negativo durante o dia, com amplitude um pouco maior que a da convecção rasa. Aparentemente, quando a superfície aquecida favorece o aumento da convecção rasa, a tendência desta em inibir a emissão de ROL pela superfície se potencializa.

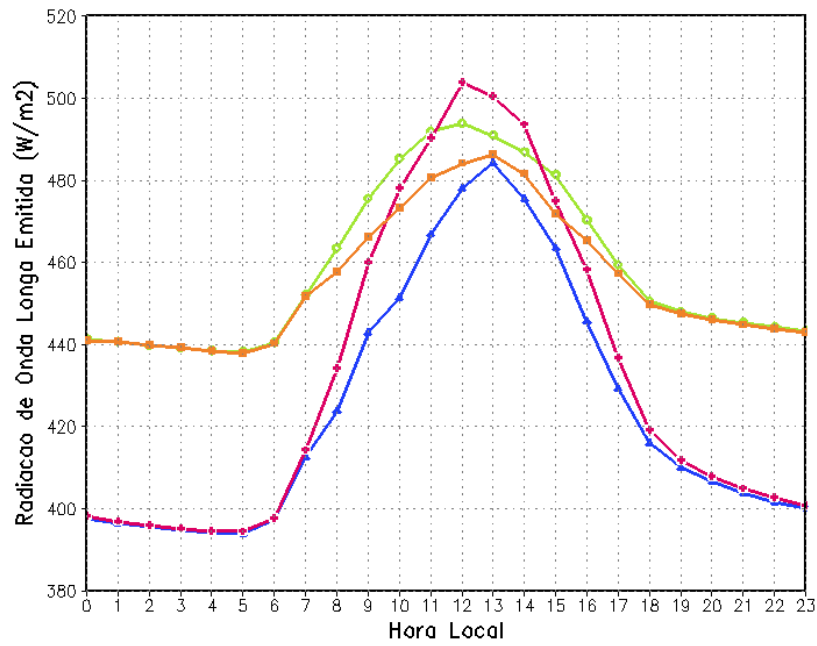


Figura 19: Ciclo diário da radiação de onda longa emitida em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

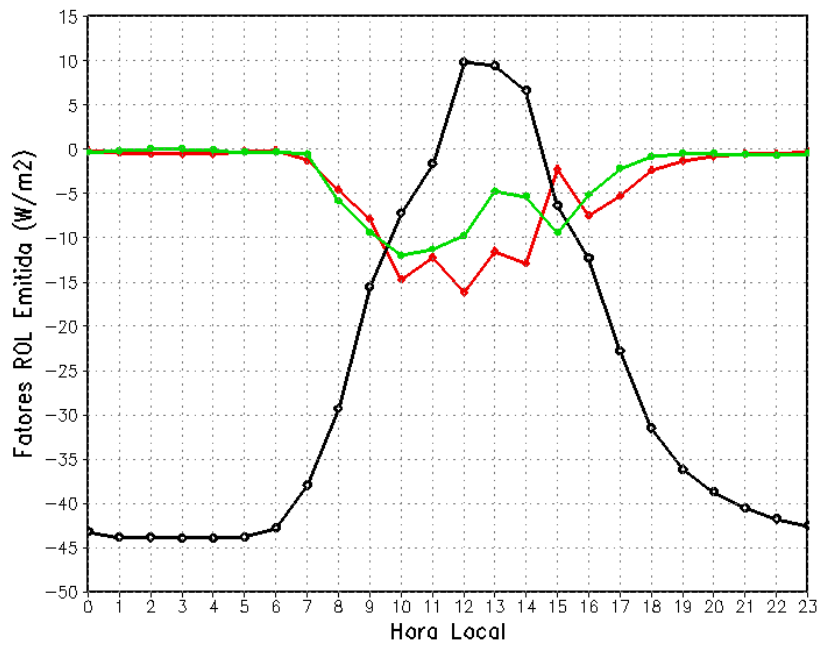


Figura 20: Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa emitida em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

Pode-se esperar que os resultados mostrados até agora impactem na intensidade e na partição dos fluxos turbulentos de superfície. A Figura 21 mostra o fluxo de calor sensível para Outubro de 2007. Como o ciclo diurno do fluxo tende a seguir o ciclo da radiação de onda curta, dois grupos se destacam, o com a presença da convecção rasa (CR00, linha laranja e TB00, linha azul) e (0000, linha verde e TB00, linha vermelha). A partir das 8 h os dois grupos começam a se distinguir, como resultado da cobertura de cúmulos rasos mostrada na Figura 13. Embora a Figura 21 lembre o ciclo da radiação de onda curta (Figura 15), os máximos ocorrem uma hora mais tarde.

Já os fatores têm comportamento diferente. A Figura 22 mostra que o efeito isolado dos cúmulos rasos é o de reduzir o fluxo de calor sensível (linha verde), através do sombreamento. Já a dinâmica da cidade tende a atuar isoladamente para diminuir o fluxo pela manhã e aumentá-lo à tarde (linha preta). Durante a noite pode-se ver a contribuição positiva da ilha de calor. A interação não linear entre os cúmulos rasos e a cidade tende a ter efeito no sentido contrário da cidade e da convecção rasa (linha vermelha).

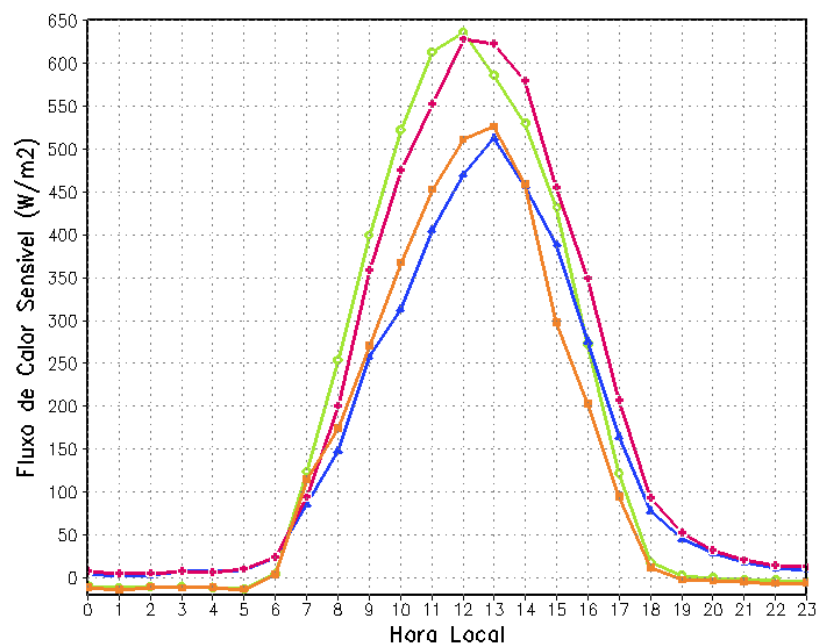


Figura 21: Ciclo diário do fluxo de calor sensível em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

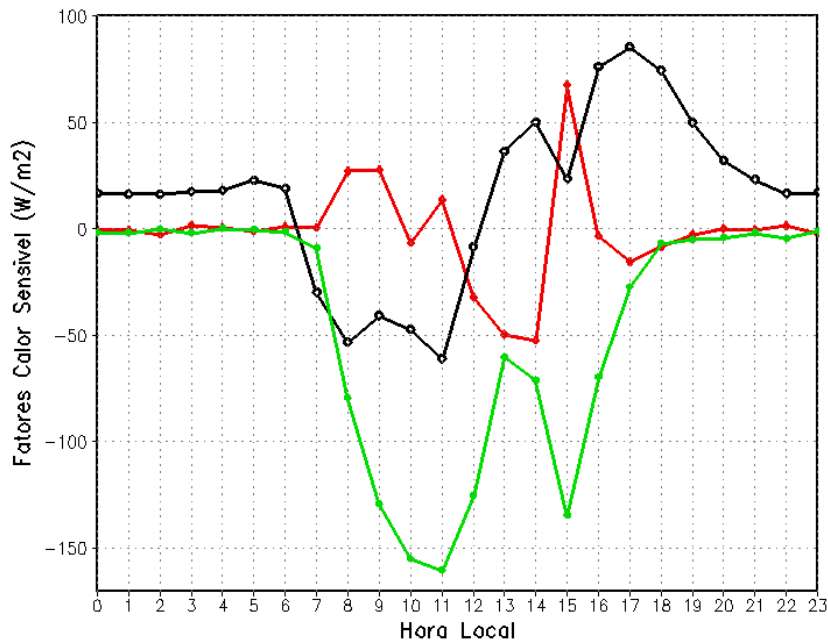


Figura 22: Contribuição dos fatores para o fluxo de calor sensível em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

O ciclo diário para o fluxo de calor latente em Outubro de 2007 é mostrado na Figura 23. Dois grupos se destacam: o com a presença da dinâmica da cidade (linhas vermelha - TB00 e azul - TBCR) e o outro (linhas laranja CR00 e verde 0000). Embora todos os experimentos partam do mesmo perfil de umidade no solo, a cidade faz com que a evaporação seja aproximadamente quatro vezes maior, em grande parte em virtude das fontes de emissão veicular e industrial, mostradas na Tabela 4. Isso pode explicar, em parte, o aumento da cobertura de cúmulos rasos da Figura 13. A Figura 24 mostra os fatores isolados do fluxo de calor latente. A contribuição isolada da dinâmica da cidade (linha preta) é evidente. Parece que a proximidade com o oceano deixa o ciclo diário do fluxo de calor latente parecido com o oceânico. O que chama a atenção é que a contribuição isolada dos cúmulos rasos (linha verde) e a interação não linear entre os cúmulos e a cidade (linha vermelha) têm amplitudes semelhantes e se alternam em sinais opostos. Isso mostra que a cidade e os cúmulos rasos interagem para fazer o efeito oposto do que os cúmulos rasos fariam se atuassem isoladamente no processo.

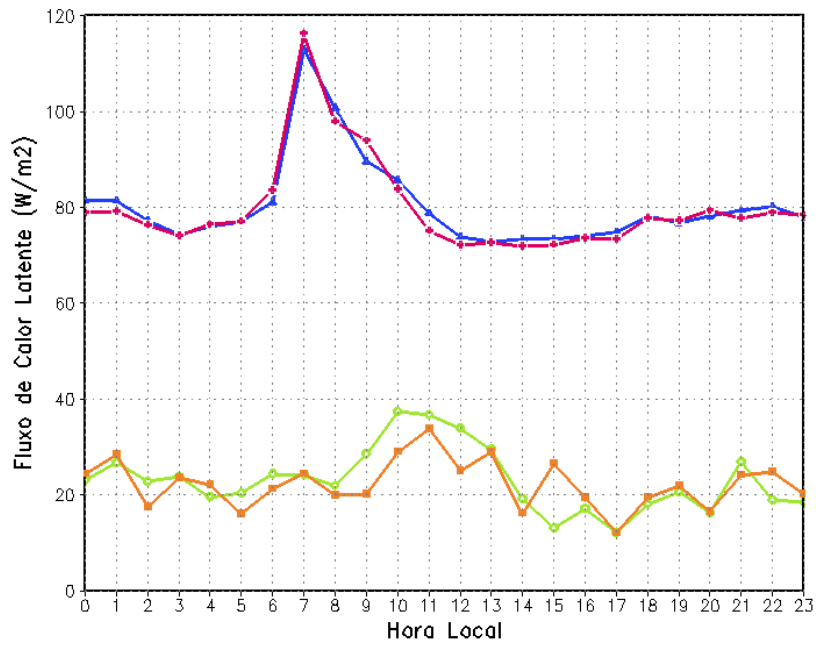


Figura 23: Ciclo diário fluxo de calor latente em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

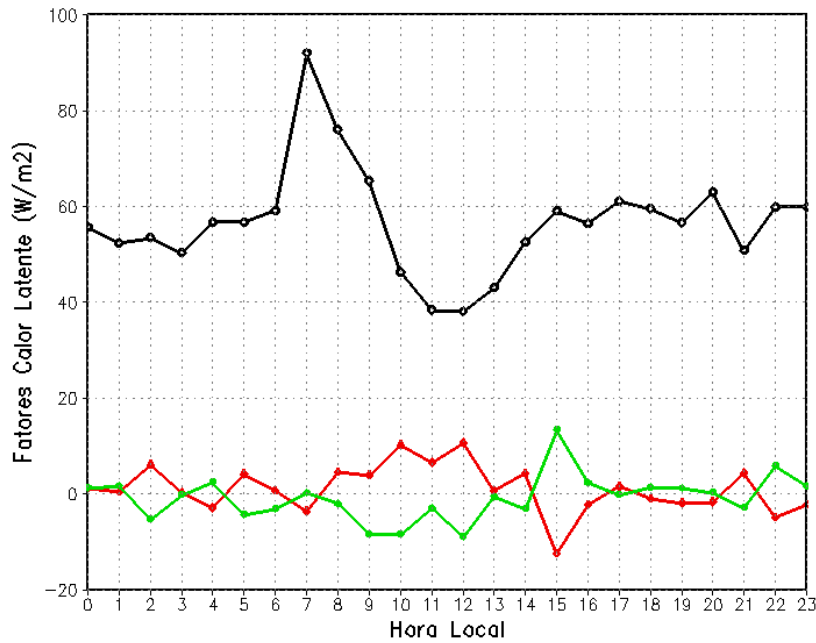


Figura 24: Contribuição dos fatores para o fluxo de calor latente em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

Todos os mecanismos discutidos até agora têm como resultado final os valores de temperatura observados ao longo do ciclo diário. A Figura 25 mostra o ciclo diário médio

para a temperatura do ar em Outubro de 2007. Conforme discutido na Figura 10, os dois experimentos associados à presença da convecção rasa (linhas laranja - CR00 e azul - TBCR) apresentaram os resultados mais realistas. É importante ver que a interação conjunta da dinâmica da cidade com a convecção rasa produziu resultados mais realistas. Em torno do meio-dia, a presença dos cúmulos rasos fez com que a temperatura do ar estivesse entre 0,5 e 1 °C mais fria, em relação aos experimentos sem a convecção. A Figura 26 mostra que o maior efeito para a redução da temperatura durante o dia é a atuação dos cúmulos rasos (linha verde). Esse efeito explica isoladamente a maior parte do menor aquecimento do ar próximo à superfície durante o dia. O efeito da dinâmica urbana (linha preta) tem menor amplitude. A interação não linear entre a dinâmica urbana e os cúmulos rasos (linha vermelha) também tem menor amplitude e apresenta uma tendência de estar anti-correlacionada com o efeito isolado da cidade.

Um detalhe interessante é como os vários termos do saldo de radiação e do balanço de energia contribuíram para a configuração do ciclo diário da temperatura. Inicialmente, é preciso notar que durante a noite, todos os experimentos resultaram em valores de temperatura muito próximos. Mas as figuras mostradas até agora mostram efeitos diferentes. Por exemplo, a Figura 19 mostra que, durante a noite a dinâmica da cidade faz com que haja menos emissão de radiação de onda longa. Esse efeito deveria fazer com que a temperatura do ar fosse mais elevada. Por outro lado, a Figura 24 mostra que grande parte dessa energia foi usada para evaporar umidade da superfície, o que contribui para diminuir a temperatura. Isso somado a outras contribuições menores ajudam a configurar o valor médio da temperatura.

Durante o dia, é evidente que o efeito primário em deixar a cidade menos quente é causado pelo sombreamento dos cúmulos rasos à radiação de onda curta. A Figura 16 mostra que os cúmulos rasos tendem a reduzir a radiação de onda curta que atinge a superfície em valores entre 100 e 300 Wm^{-2} . Embora a cidade, isoladamente, contribua para aumentar a emissão de radiação de onda longa, o efeito dos cúmulos rasos e a interação não linear contribuem para que haja menos emissão (Figura 20). Isso implica na redução do fluxo de calor sensível durante o dia, em virtude dos cúmulos rasos (Figura 22). O efeito da cidade sobre o fluxo de calor sensível muda de sinal após o meio-dia o que faz com que a temperatura do experimento TBCR seja ligeiramente superior a do CR00 durante a tarde.

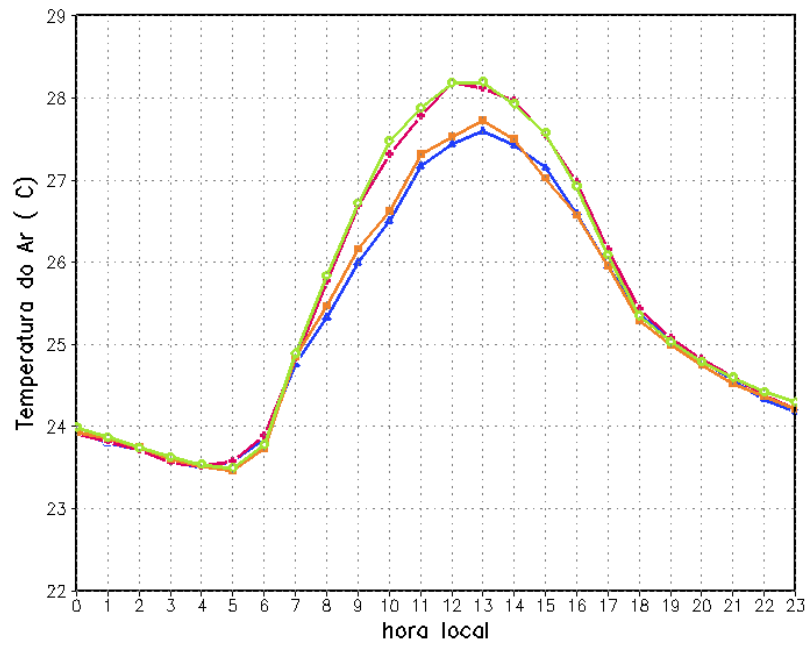


Figura 25: Ciclo diário da temperatura do ar em Outubro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

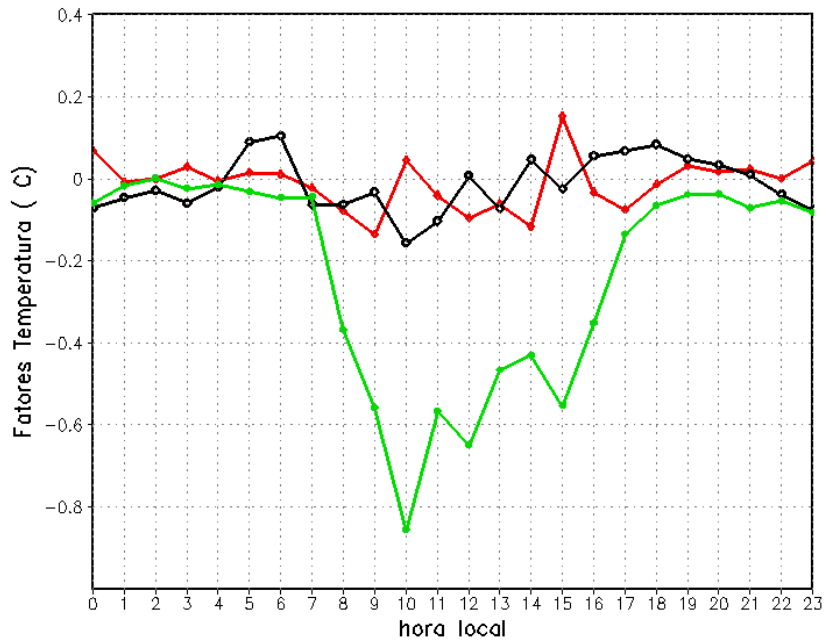


Figura 26: Contribuição dos fatores para a temperatura do ar em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

4.3. Discussão do Caso Chuvoso

A Figura 27 apresenta os valores da precipitação acumulada correspondentes ao período de 2 a 6 de Janeiro de 2007, sobre a área correspondente à RMR. Para a obtenção de resultados mais realistas, foram excluídos da análise as primeiras 12 h de simulação, por uma questão de ajuste, e os dias 5 e 6 de Janeiro por terem apresentado muita precipitação e conseqüentemente, valores muito acima do observado. O experimento TBCR (linha azul) apresenta os menores valores de precipitação ao longo dos dias simulados enquanto que são vistos pelo experimento 0000 (linha verde) os maiores valores de precipitação.

A Figura 28 mostra os fatores para a precipitação acumulada. O efeito isolado da dinâmica da cidade é positivo até as 12:00 UTC do dia 2 de Janeiro. Em seguida, o efeito da cidade em diminuir a precipitação é visto pelos valores negativos de $\hat{f}_1$ (linha preta). Como se trata de precipitação acumulada deve-se olhar principalmente para a inclinação da curva. Portanto, quando a inclinação é crescente, a cidade está atuando para favorecer o aumento da precipitação, quando a inclinação é negativa, a cidade está atuando para inibi-la. Embora, de forma geral a cidade contribua para diminuir a precipitação, há momentos que ela atua para aumentá-la. Esses momentos de redução ocorrem depois de algum evento chuvoso, quando a precipitação atua para resfriar a superfície, contribuindo assim, para reduzir a contribuição do forçamento térmico de superfície. Assim como a cidade, a convecção rasa, quando analisada isoladamente, também atua para aumentar a precipitação nas primeiras 36 h de simulação e, depois, atua para reduzi-la. Isso pode ser visto pelo predomínio de uma derivada negativa que faz com que a precipitação acumulada seja cada vez menor. No entanto, pode-se ver uma correlação razoavelmente positiva entre a dinâmica da cidade e o efeito da convecção rasa até o quarto dia simulado. Ou seja, quando a cidade atua para favorecer ou suprimir a precipitação, a convecção rasa (isoladamente) também atua no mesmo sentido.

Já a interação não linear entre a cidade e a convecção rasa atua inicialmente para diminuir a precipitação e, depois do dia 2 para aumentá-la, sendo visto pelo predomínio de uma derivada positiva. Os resultados mostram que a interação não linear é fortemente anti-correlacionada com o efeito da cidade e da convecção rasa. Assim, quando a cidade e a convecção rasa (analisadas isoladamente) atuam para favorecer a precipitação, sua correlação não linear atua para suprimir a precipitação e vice-versa. Note-se que a amplitude do efeito da interação não linear é menor do que a dos fatores isolados. Contudo,

parece que o mecanismo de interação entre a dinâmica da cidade e os cúmulos rasos atua para contrabalancear o efeito isolado que cada um dos fatores teria se agisse isoladamente.

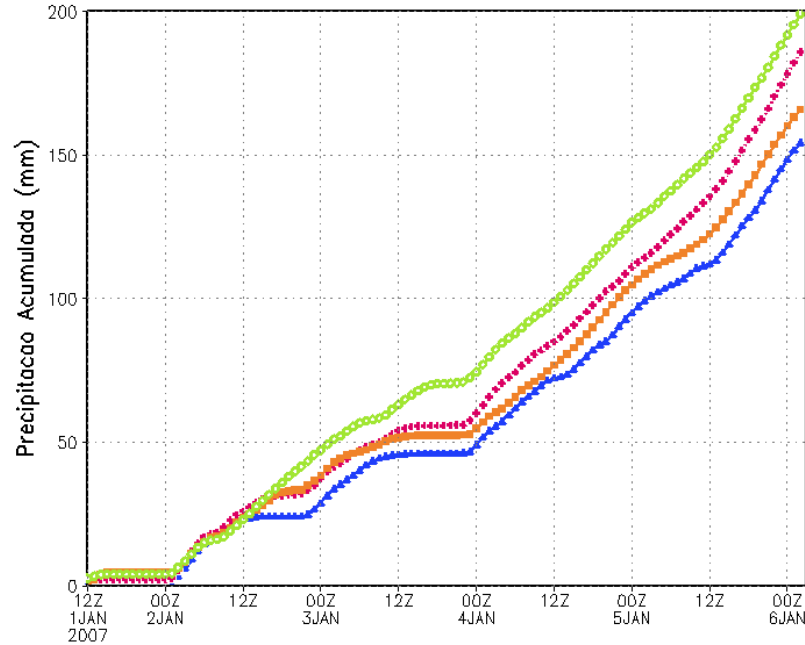


Figura 27: Precipitação acumulada para Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

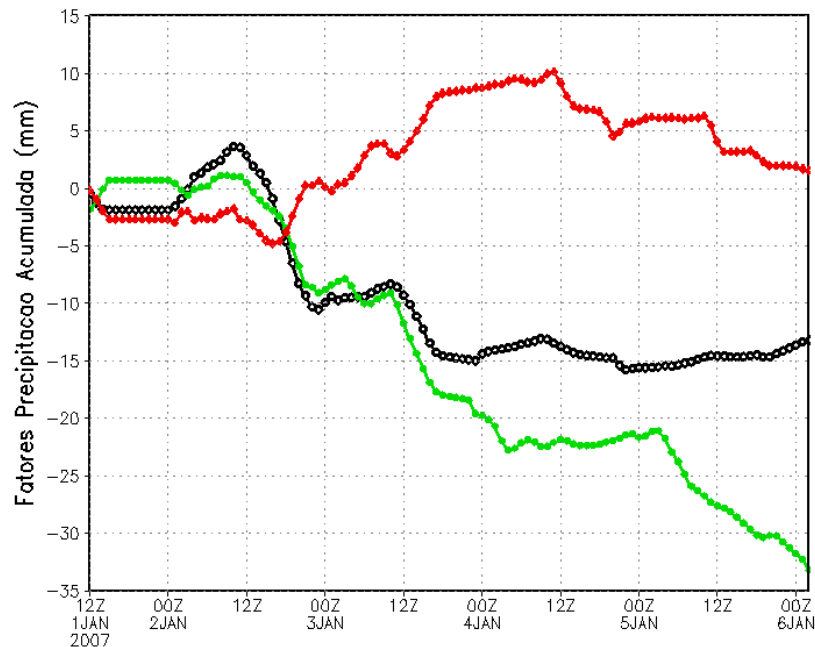


Figura 28: Contribuição dos fatores para a precipitação acumulada em Outubro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

A Figura 29 traz o ciclo diário médio de cobertura de cúmulos rasos da área analisada em 850 hPa, podendo-se ver claramente que quando a dinâmica da cidade é considerada, há um aumento na cobertura de cúmulos rasos, visto pelo experimento TBCR (linha azul). Essa cobertura tende a ser maior, pelo menos no caso chuvoso, a partir do início da noite até aproximadamente às 9 horas da manhã do dia seguinte, provavelmente por a cidade encontrar-se mais aquecida durante a noite, favorecendo a atividade da convecção rasa. Já o experimento CR00 mostra uma cobertura maior durante o ciclo diurno, ficando evidente que a dinâmica da cidade altera o balanço de energia. Como em um caso chuvoso a dinâmica da atmosfera é ditada mais pela grande escala do que pelo ciclo diário, a convecção pode ocorrer em qualquer horário. Como à noite a umidade relativa tende a ser maior, a atmosfera responde com um aumento da cobertura de cúmulos rasos. Note-se que uma maior cobertura de cúmulos rasos durante a noite não implica em maior vigor da convecção, e sim que esta cobre uma maior área, com implicações sobre o balanço de radiação de onda longa. É interessante ver, também, que a cobertura, entre 10 e 14 h, é menor no TBCR do que no CR00.

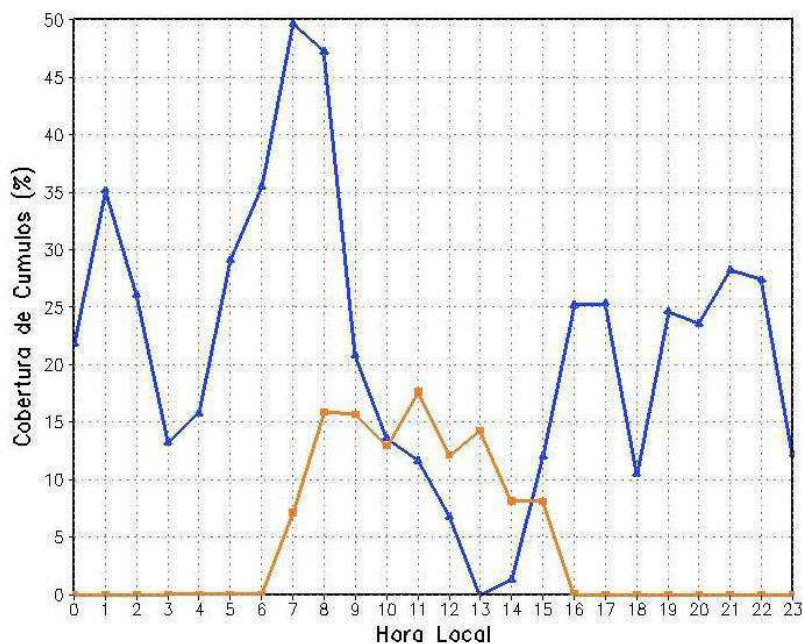


Figura 29: Ciclo diário da cobertura de cúmulos rasos para Janeiro/2007. A linha azul corresponde ao experimento TBCR, e a laranja ao experimento CR00.

Se, por um lado, a distribuição temporal da precipitação é resultado, em grande parte, da distribuição de energia em superfície, por outro lado as alterações das

características do solo e da atmosfera, em virtude da precipitação, também interferem no balanço e na partição da energia. O estudo da interação da radiação solar com uma área urbana ainda é considerado um campo de pesquisa pouco explorado e complexo. O entendimento dos fenômenos físicos e fisiológicos que acontecem em uma determinada área tem como ponto de partida uma boa caracterização da superfície. No caso de uma área urbanizada, leva-se em conta o tipo de pavimentação, os materiais utilizados, a densidade das construções, ou seja, ter um bom conhecimento da estrutura estudada e da distribuição dos elementos inseridos no ambiente em questão.

A Figura 30 mostra o ciclo diário da radiação de onda curta que atinge a superfície. Percebe-se que o ciclo diurno é semelhante em todos os experimentos, porém, o experimento TBCR (linha azul) apresenta, entre as 11 e 14 h, menores valores de radiação. Essa análise está correlacionada com a cobertura de cúmulos rasos (Figura 29) que para o ciclo diurno indica uma redução drástica da cobertura de cúmulos, ou seja, se há uma redução da cobertura de cúmulos rasos, supõe-se que haveria uma maior entrada de energia no sistema. Provavelmente, as diferenças obtidas podem ser atribuídas à diferença de distribuição de umidade na atmosfera, uma vez que a precipitação foi diferente nos experimentos e à atividade dos cúmulos rasos. Como no experimento TBCR houve menos precipitação, é possível que nos outros experimentos a atmosfera estivesse mais transparente à radiação solar.

A contribuição dos fatores para a radiação de onda curta é mostrada na Figura 31. O efeito isolado da convecção rasa (linha verde) em reduzir a radiação que chega a superfície é visto pelos valores negativos. Esse efeito é máximo por volta das 10 h e depois praticamente cessa. Já a dinâmica urbana (linha preta) atua para aumentar a radiação de onda curta durante o dia, o máximo ocorre por volta do meio-dia, mas com pouca amplitude. Como a cobertura de cúmulos rasos foi reduzida durante o ciclo diurno para o experimento com cidade (TBCR, linha azul), fica evidente o porquê do aumento da radiação que chega a superfície. A interação não linear entre a cidade e a convecção rasa (linha vermelha) mostra uma faceta interessante, ora contribui para aumentar, ora contribui para diminuir a radiação de onda curta. Esse resultado está anti-correlacionado com o efeito isolado da convecção rasa, indicando que quando a convecção atua para reduzir/aumentar, a interação não linear atua para aumentá-la/reduzi-la. Comparando-se as Figuras 30 e 31, pode-se ver que a grande diferença observada entre a radiação de onda curta às 13 h, em relação aos outros experimentos, é causada pelo efeito indireto da

atuação conjunta da cidade com os cúmulos rasos. Isso mostra o quanto é importante que um modelo represente o melhor possível os mecanismos físicos envolvidos nos processos.

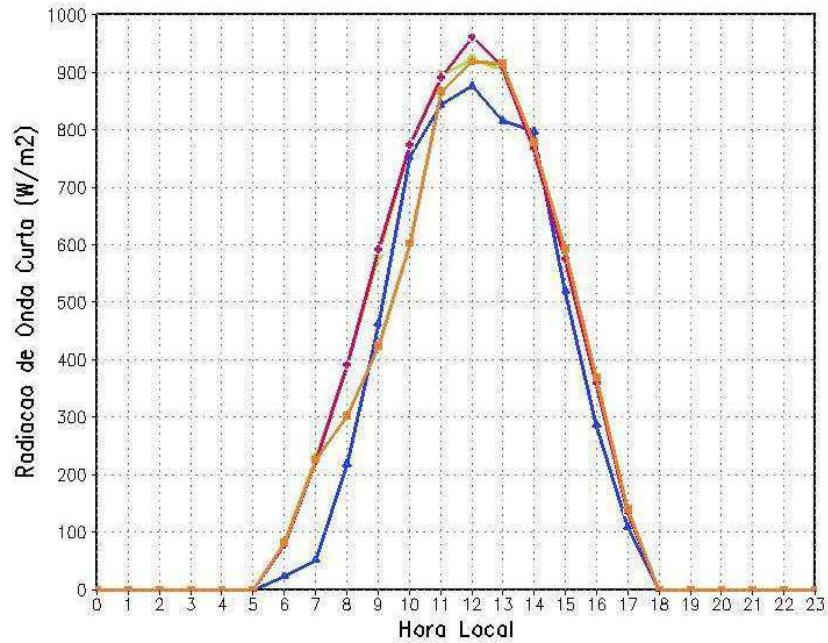


Figura 30: Ciclo diário da radiação de onda curta para Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

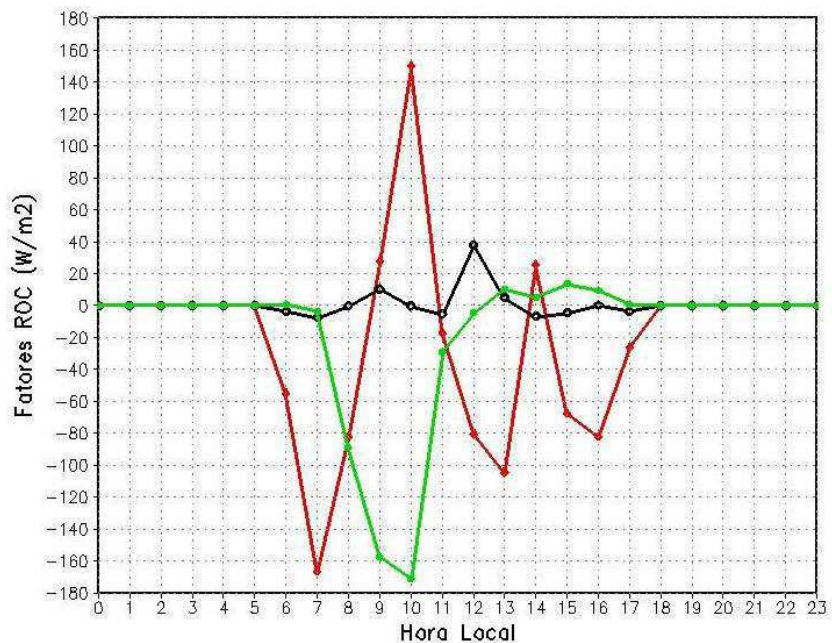


Figura 31: Contribuição dos fatores para a radiação de onda curta em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

A Figura 32 traz a radiação de onda longa recebida em Janeiro de 2007. Os valores variam entre 420 a 440 Wm^{-2} estando associados ao aquecimento da atmosfera ao longo do dia e também à contribuição solar. Como a emissividade da atmosfera é maior na presença de nuvens, fica clara a influência da cobertura de cúmulos rasos para a obtenção dos maiores valores de radiação de onda longa recebida para o experimento TRCR (linha azul). Percebe-se um padrão entre a cobertura de cúmulos visto na Figura 29 (experimento TBCR, linha azul) e a radiação de onda longa recebida para o mesmo experimento, tendo seus máximos e mínimos por volta dos mesmos horários.

A interação não linear entre a dinâmica urbana e a convecção rasa, apresentada na Figura 33 (linha vermelha), reforça essa análise, mostrando um mesmo padrão de máximos e mínimos. Já a contribuição isolada da cidade (linha preta) na quantidade de radiação que atinge a superfície é positiva ao longo de todo o dia. Isso deve estar relacionado ao aumento da nebulosidade (geral) do experimento TB00, que apresentou mais precipitação (Figura 27). O efeito isolado da convecção rasa (linha verde) também é positivo. Porém, apresenta um pico entre as 7 h e 11 h. Pode-se especular que devido à cobertura de cúmulos rasos no experimento CR00 (linha laranja, na Figura 29) ser predominante durante o dia, o que provavelmente ocorre à noite é um efeito compensatório, que faz com que a atmosfera emita menos na ausência da convecção rasa.

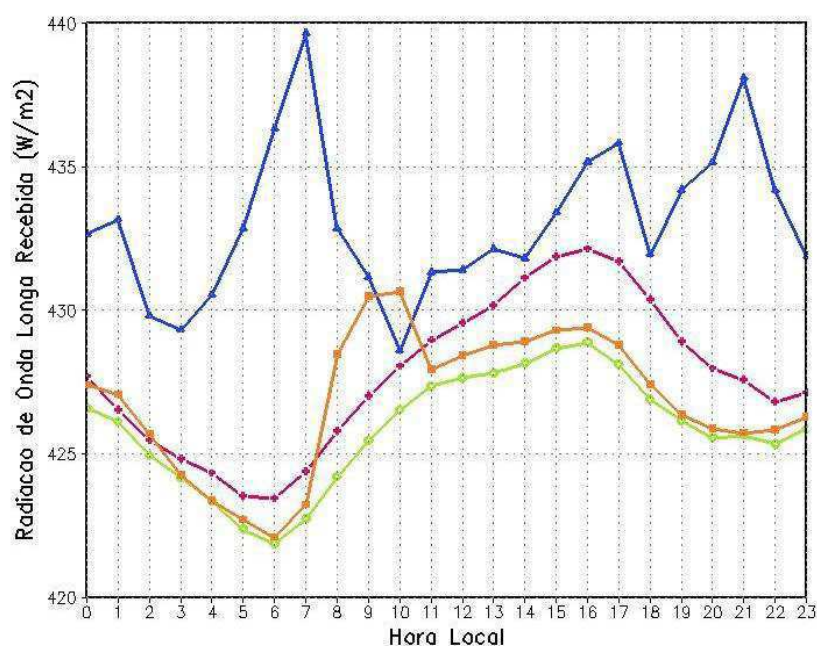


Figura 32: Ciclo diário da radiação de onda longa recebida em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

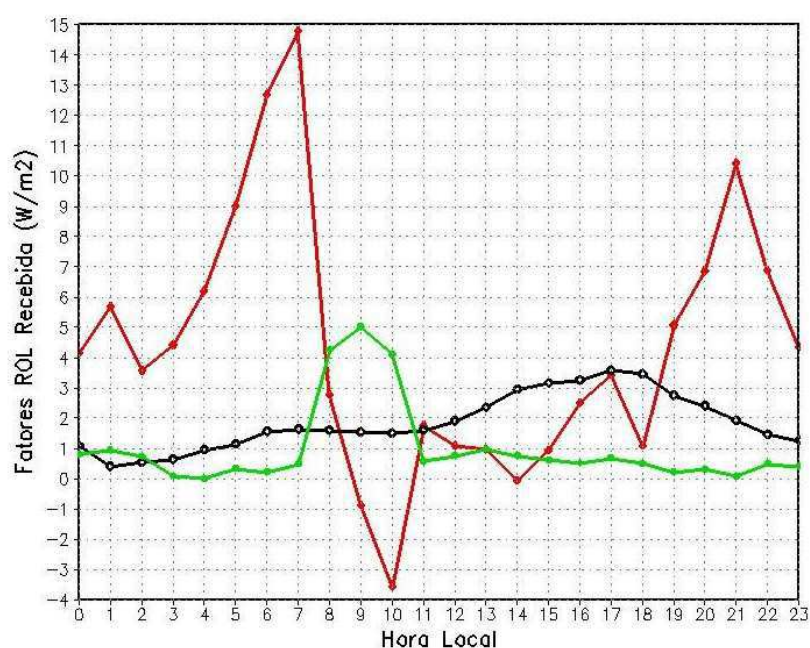


Figura 33: Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa recebida em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

A radiação de onda longa emitida, apresentada na Figura 34, mostra dois grupos distintos. O primeiro com a presença da cidade (TBCR, linha azul e TB00, linha vermelha) e o segundo sem a presença da cidade (CR00, linha laranja e 0000, linha verde). Assim como no caso seco, a cidade faz com que a radiação de onda longa emitida seja menor durante a noite, provavelmente, devido à capacidade calorífica do solo urbano em armazenar mais calor. Durante o dia, a ROL emitida é maior para todos os experimentos. Porém, os experimentos com a presença da cidade apresentam os maiores valores, chegando a aproximadamente 505 Wm^{-2} por volta do meio-dia local, permitindo-se supor que a presença da dinâmica da cidade acelera o processo durante o dia ao mesmo tempo que diminui no período noturno.

Mesmo o solo estando mais úmido conforme mostra a precipitação acumulada para o experimento TB00 (linha vermelha, Figura 27), a contribuição isolada da cidade em emitir menos radiação durante a noite e mais durante o dia é vista com mais clareza na Figura 35, ou seja, a formação da ilha de calor noturna se dá por esse armazenamento de energia. Já o papel da convecção rasa é praticamente nulo para o caso chuvoso. O efeito da interação não linear entre a cidade e a convecção rasa (linha vermelha) é negativo durante o período da manhã e fim da tarde e positivo entre as 10 h e 14 h local.

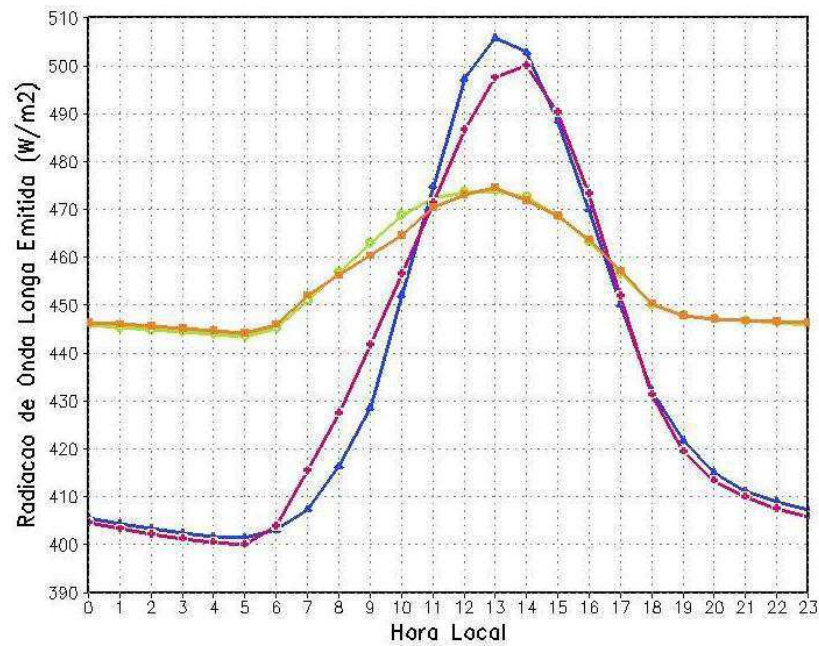


Figura 34: Ciclo diário da radiação de onda longa emitida em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

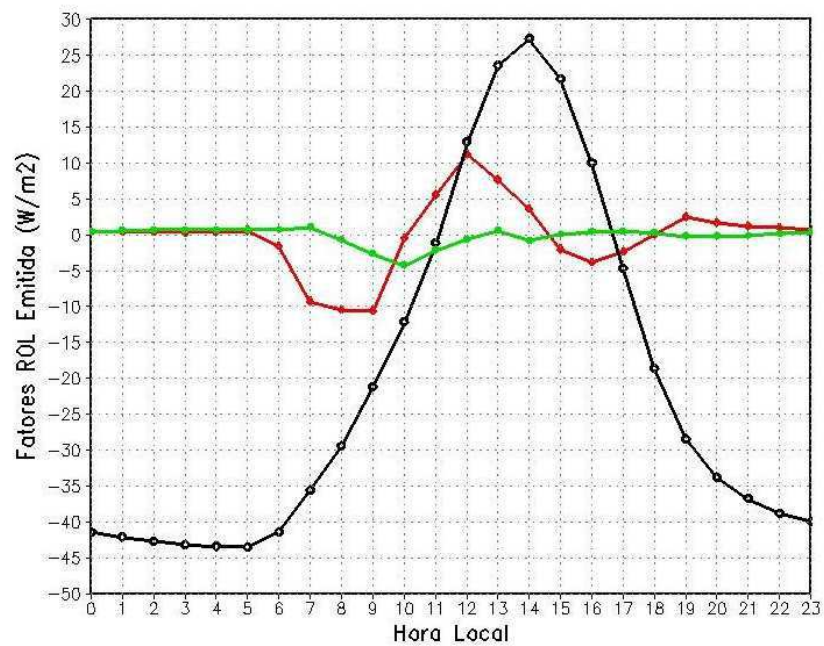


Figura 35: Contribuição dos fatores para a radiação de onda longa emitida em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

A Figura 36 apresenta o fluxo de calor sensível para Janeiro de 2007. Conforme visto no ciclo diário da radiação de onda longa emitida, novamente dois grupos se destacam, o com a presença da cidade (TBCR, linha azul e TB00, linha vermelha) que mostram seus máximos em torno do meio-dia local com valores próximos a 350 Wm^{-2} , e sem a presença da cidade (linhas laranja - CR00 e verde - 0000) que mostram seus máximos também próximo do meio-dia local, tendo seus valores em torno de 110 Wm^{-2} . O comportamento do fluxo de calor sensível está de acordo com a cobertura de cúmulos rasos (Figura 29) que apresenta uma menor cobertura para o experimento TBCR (linha azul) no ciclo diurno e neste caso, maior aquecimento implica em maior fluxo de calor sensível. Isso é resultado do aumento da capacidade calorífica que a dinâmica da cidade impõe sobre o balanço de energia local.

Já o efeito isolado da convecção rasa mostra um quadro diferente. A Figura 37 indica que o papel da convecção rasa é o de reduzir o fluxo de calor sensível nas primeiras horas do dia. Pode-se especular que como os eventos chuvosos ocorreram, predominantemente, durante a noite o produto da precipitação ocorrida na ausência da dinâmica da cidade é mais facilmente evaporado ao mesmo tempo em que diminui o fluxo de calor sensível. Já a contribuição da dinâmica da cidade é positiva ao longo das 24 horas. Mesmo tendo ocorrido muita precipitação, conforme a Figura 27 (experimento TB00, linha vermelha) e a superfície ter-se resfriado mais rapidamente do que nos outros experimentos, a cidade contribui para aumentar a liberação de calor sensível. Isso também é visto à noite pela contribuição positiva da ilha de calor. A interação não linear entre os cúmulos rasos e a dinâmica da cidade (linha vermelha) tende a ter efeito no sentido contrário da convecção rasa. Durante o final da manhã, quando a convecção rasa atua isoladamente para reduzir o fluxo de calor sensível, a interação não linear atua para cancelar esse efeito.

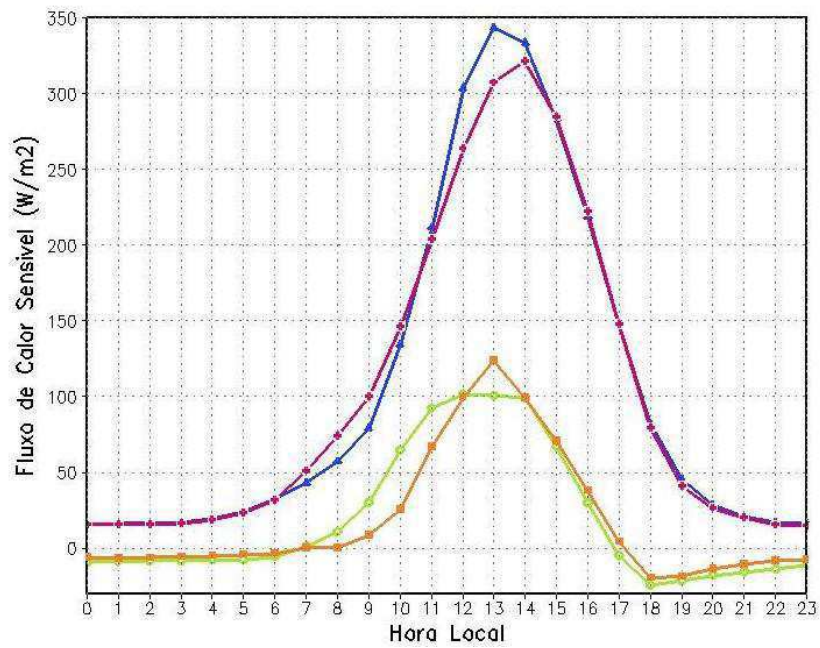


Figura 36: Ciclo diário do fluxo de calor sensível em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

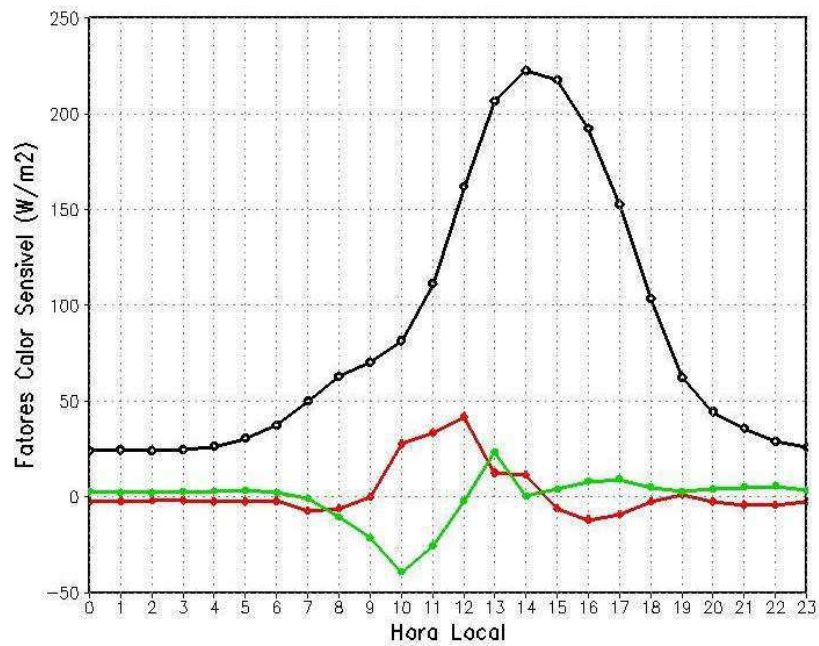


Figura 37: Contribuição dos fatores para o fluxo de calor sensível em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

O ciclo diário para o fluxo de calor latente em Janeiro de 2007 é mostrado na Figura 38. São formados novamente dois grupos distintos em que a presença da dinâmica da cidade é responsável pelos menores valores alcançados (linhas azul – TBCR e vermelha - TB00). Porém, nos experimentos sem cidade os máximos ficaram entre 600 a 650 Wm^{-2} (linhas laranja - CR00 e verde - 0000). O que determina esse comportamento é provavelmente pela superfície encontrar-se com água disponível para evaporação, em virtude do acúmulo da água das chuvas. Já nos experimentos com a presença da dinâmica da cidade isso não acontece porque é dificultada pelo solo urbano. Há também uma ligação entre o aumento da cobertura de cúmulos rasos (Figura 29) e o aumento do fluxo de calor latente (neste caso, o aumento da cobertura é resultado do aumento do fluxo). Outra hipótese para os baixos valores do fluxo de calor latente é o excesso do produto da precipitação que é escoado pelos sistemas de bueiros que faz parte da configuração do TEB. Note-se que, a ausência da dinâmica da cidade faz com que o fluxo de calor sensível seja muito menor do que o de calor latente, o que é uma característica de áreas oceânicas. A presença da cidade, e sua associação com a convecção rasa (experimento TBCR), novamente leva o modelo a produzir resultados mais realistas, com o fluxo de calor sensível superando o de calor latente na maior parte do período diurno.

A Figura 39 mostra os fatores do fluxo de calor latente. A contribuição isolada da dinâmica da cidade (linha preta) é positiva durante a noite e nas primeiras horas do dia. O que possivelmente caracteriza esse comportamento são a precipitação e possíveis formações de ilhas de calor urbanas. A convecção rasa (linha verde) se comporta negativamente. Como no experimento CR00 a precipitação foi bem menor do que no experimento 0000, é de se esperar que a contribuição isolada da convecção rasa seja de reduzir o fluxo de calor latente. A interação não linear entre a cidade e a convecção rasa (linha vermelha) mostra algo interessante, apresentando uma tendência semelhante ao da dinâmica da cidade, ou seja, positivo durante a noite e início da manhã e negativo no ciclo diurno. Percebe-se também que os seus máximos e mínimos são anti-correlacionados com os máximos e mínimos dos efeitos da convecção rasa. Pode-se especular que, a cidade atua para aumentar a atividade dos cúmulos rasos, que reduz a radiação de onda curta e que diminui a evaporação.

Comparando-se as Figuras 37 e 39, pode-se ver que a interação não linear entre a dinâmica da cidade e os cúmulos rasos contribui para aumentar o fluxo de calor sensível e

reduzir o fluxo de calor latente durante o dia. Isso mostra como o mecanismo conjunto atua para aumentar a razão de Bowen durante o dia sobre a cidade.

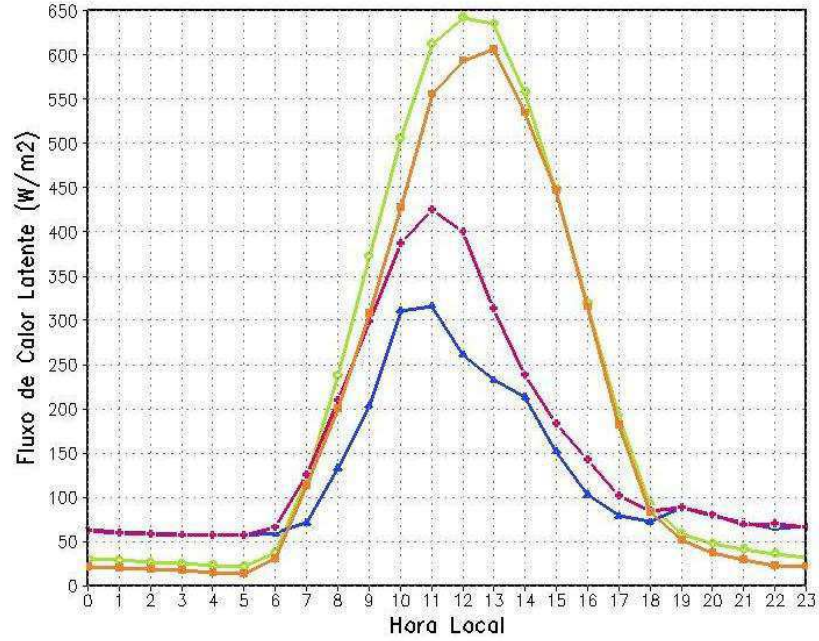


Figura 38: Ciclo diário fluxo de calor latente em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

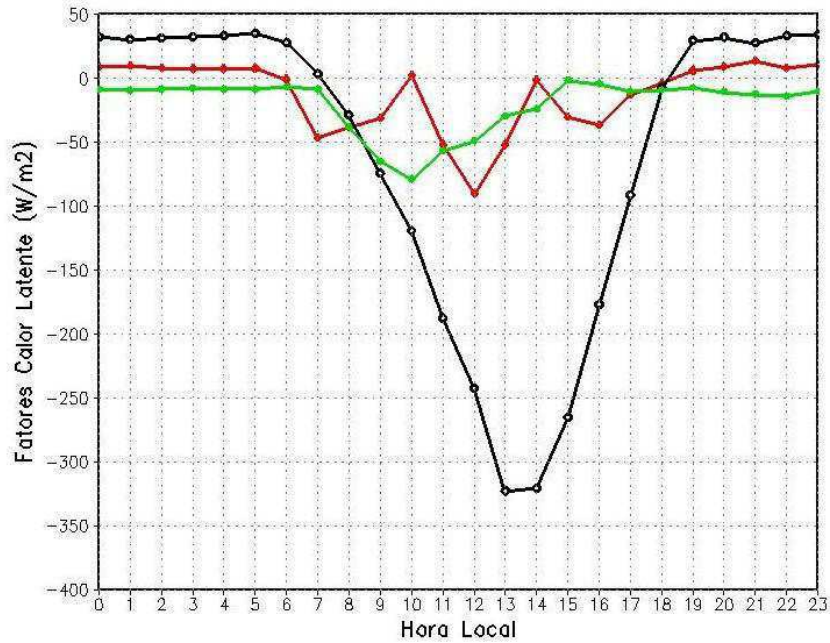


Figura 39: Contribuição dos fatores para o fluxo de calor latente em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

Assim como para o caso seco, o resultado final são os valores de temperatura observados ao longo do ciclo diário a partir de todos os mecanismos discutidos anteriormente. A Figura 40 mostra o ciclo diário médio para a temperatura do ar em Janeiro de 2007. Conforme o discutido na Figura 12, dois grupos se distinguem entre 10 e 16 horas e o grupo com a presença da dinâmica da cidade (linha azul - TBCR e vermelha - TB00) apresentam os maiores valores de temperatura e mais próximos do observado. Entretanto, o experimento que considera a dinâmica da cidade e a convecção rasa obteve os melhores resultados.

Na Figura 41 fica clara a participação da dinâmica da cidade em aumentar a temperatura durante todo o ciclo diário (linha preta) conforme mostrado pela curva positiva. Já o efeito isolado da convecção rasa (linha verde) ora atua para diminuir, ora atua para aumentar a temperatura. Esse comportamento é determinado pelo produto da precipitação, pois logo após um evento chuvoso a superfície resfria rapidamente quando não há a dinâmica da cidade atuando em conjunto. A interação não linear entre a cidade e a convecção rasa (linha vermelha) sugere que a contribuição da dinâmica da cidade é maior, ou seja, é ela que faz a temperatura se aproximar dos valores observados.

Vale ressaltar que todos os experimentos resultam em temperaturas muito próximas à noite. Outro ponto que deve ser considerado é com relação à cobertura de cúmulos rasos (Figura 29) que com a presença da dinâmica da cidade gera uma menor cobertura durante o dia e consequentemente maiores valores de temperatura. Entretanto, os vários termos do balanço de energia e do saldo de radiação contribuíram para a configuração do ciclo diário de temperatura. De forma geral, a radiação de onda longa emitida e o fluxo de calor sensível seguem o mesmo padrão da temperatura. Isso é coerente com a análise feita, já que quanto maiores forem os valores da radiação de onda longa, maior será o fluxo de calor sensível e consequentemente maior serão os valores de temperatura mesmo que para o caso chuvoso, quando a superfície encontra-se com bastante água disponível para evaporação.

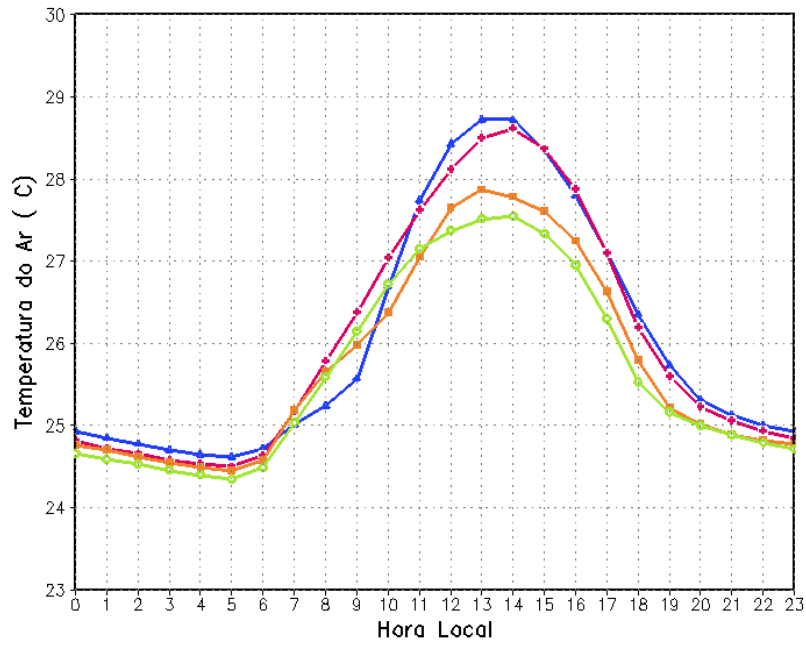


Figura 40: Ciclo diário da temperatura do ar em Janeiro/2007. A linha laranja corresponde a CR00, a azul a TBCR, a vermelha a TB00 e a verde a 0000.

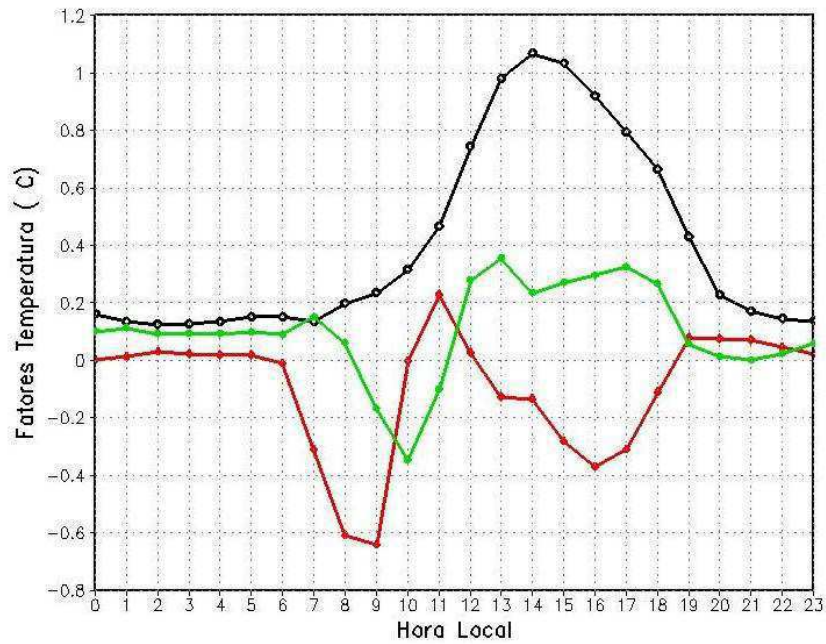


Figura 41: Contribuição dos fatores para a temperatura do ar em Janeiro/2007: $\hat{f}_1$ (dinâmica urbana, linha preta); $\hat{f}_2$ (convecção rasa, linha verde) e $\hat{f}_{12}$ (interação não linear, linha vermelha).

4.4. Distribuição Espacial da Precipitação

A Figura 28 mostra que o efeito da cidade é dominante e contribui isoladamente para aumentar a precipitação por volta de 36 h de simulação (12 UTC do dia 2 de Janeiro). Nas 36 h seguintes, esse efeito se inverte e a cidade passa a contribuir negativamente para a precipitação. Como é sabido que o impacto da cidade não é apenas local (SHEPHERD et al. 2002; SHEPHERD, 2006), serão discutidos agora os fatores associados a precipitação acumulada nos dois períodos, que correspondem ao período em que a precipitação foi mais bem simulada (Figura 11).

A Figura 42 mostra a precipitação acumulada nas primeiras 36 h do experimento TBCR. A área da RMR aparece em destaque. A distribuição de precipitação é razoavelmente uniforme sobre a região, que inclui parte do oceano. Os maiores valores acumulados (>40 mm) são encontrados na parte norte da RMR.

Durante esse período, o vento médio em baixos níveis, sobre a cidade e adjacências, soprou de sudeste para noroeste como mostra a Figura 43.

A Figura 44 mostra a contribuição isolada da dinâmica da cidade para a precipitação nas primeiras 36 h. O resultado mostra que a cidade contribui de forma marcante para o aumento da precipitação sobre sua própria área. Na sua periferia os valores são negativos, indicando que a cidade induz um padrão de circulação que favorece a convergência sobre a RMR. A cidade isoladamente está induzindo menos precipitação a sotavento, o que não está de acordo com estudos anteriores, que indicam que o maior efeito está a sotavento da cidade (BORNSTEIN e LEROY, 1990; SHEPHERD et al., 2002). Talvez esse tipo de efeito possa ser verificado quando se faz a análise de um evento isolado, como no estudo de Lei et al. (2008). Mas isso exige uma análise mais aprofundada, o que foge ao escopo deste trabalho.

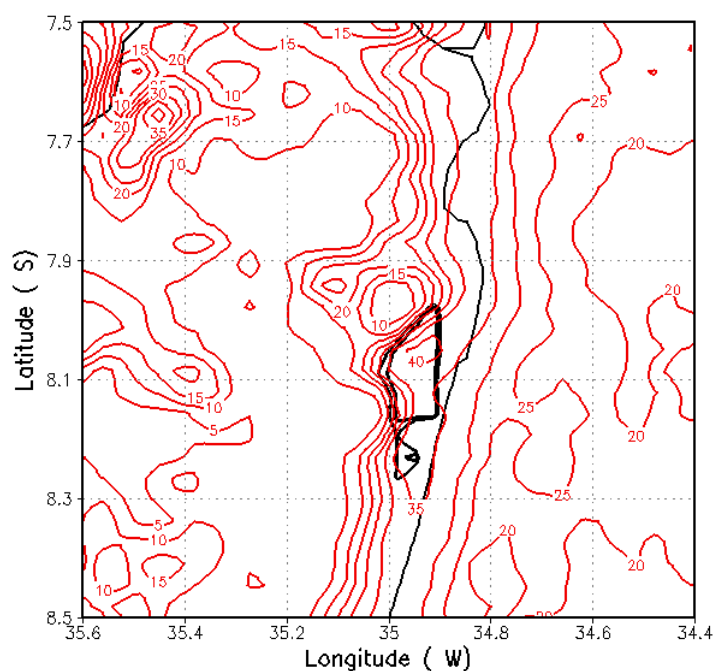


Figura 42: Precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 1 e 1200 UTC do dia 2 de Janeiro de 2007 (experimento TBCR). A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

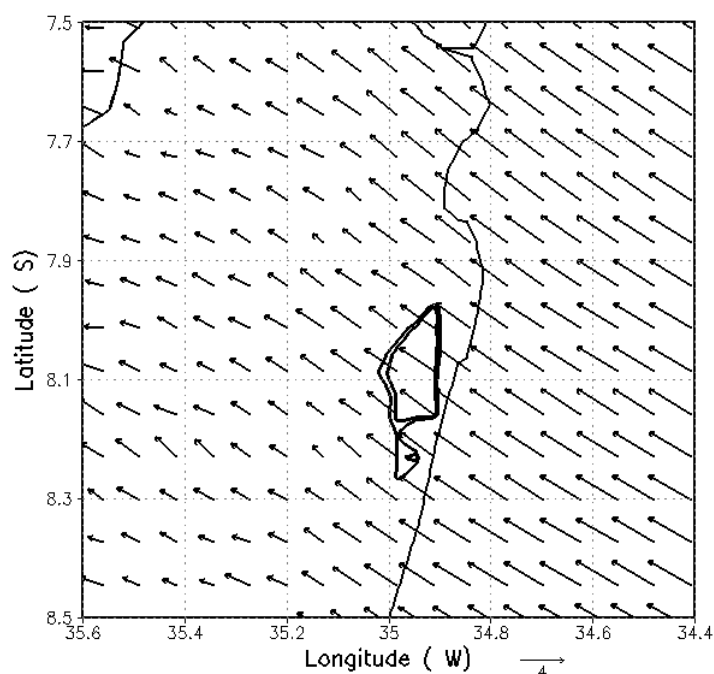


Figura 43: Vento médio (em ms^{-1}) entre 0000 UTC do dia 1 e 1200 UTC do dia 2 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

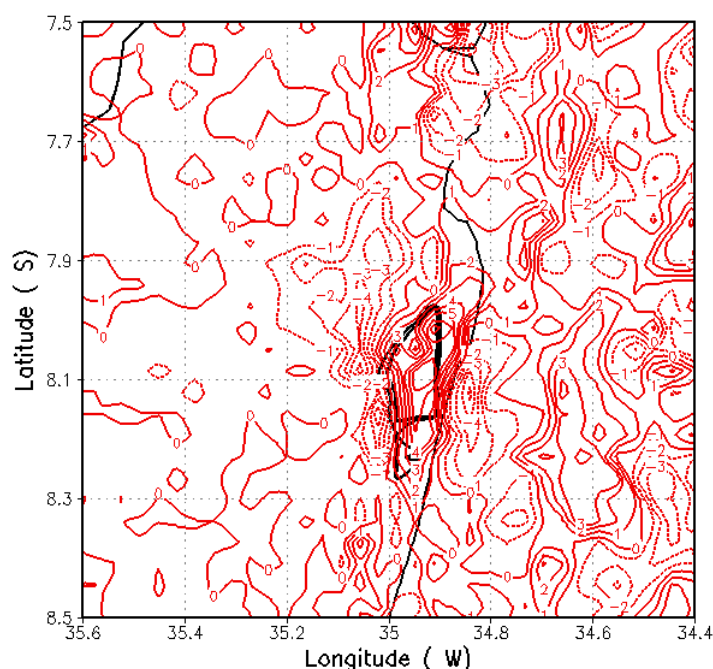


Figura 44: Contribuição isolada da cidade para a precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 1 e 1200 UTC do dia 2 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

A Figura 45 mostra que a convecção rasa atua isoladamente para aumentar a precipitação sobre a cidade. Mas esse aumento é espalhado por uma região maior, principalmente sobre o oceano. Este aumento está de acordo com os resultados clássicos da interação entre convecção rasa e convecção profunda (e.g. YANAI et al., 1973).

Para esse período, a Figura 46 mostra que a interação não linear entre a convecção rasa e a dinâmica da cidade tende a causar um efeito negativo, principalmente sobre o continente. Sobre o oceano, há uma alternância entre valores positivos e negativos, o que indica alternância de localização dos valores de precipitação entre os diferentes experimentos.

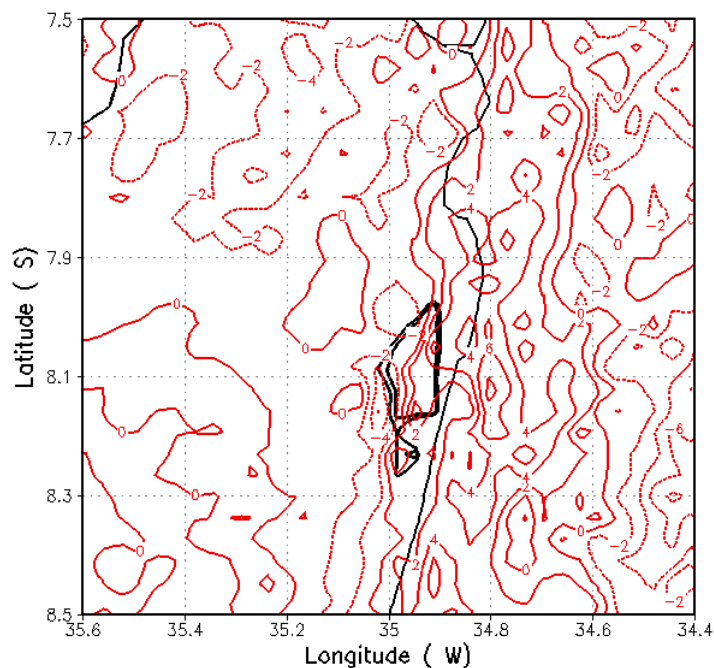


Figura 45: Contribuição isolada da convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 1 e 1200 UTC do dia 2 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

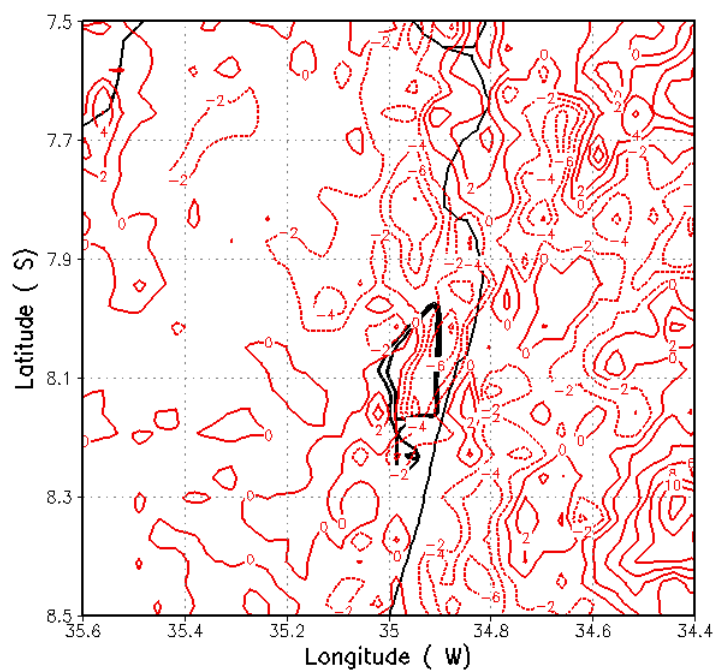


Figura 46: Contribuição da interação não linear entre a cidade e a convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 0000 UTC do dia 1 e 1200 UTC do dia 2 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

A Figura 47 mostra que a precipitação acumulada no período entre 36 e 72 horas de simulação no experimento TBCR é mais concentrada na faixa costeira de Pernambuco e em uma pequena área nas proximidades da fronteira de Pernambuco com a Paraíba. Pode-se ver uma tendência de os menores valores da costa ser encontrados sobre a RMR. O vento médio em baixos níveis, a exemplo do período anterior, é de sudeste em todo o domínio (Figura 48).

A Figura 49 mostra que a cidade contribuiu isoladamente para diminuir a precipitação acumulada em até 25 mm, na parte norte da RMR. É interessante notar que esse efeito é propagado para norte-noroeste da RMR, causando também uma redução da precipitação. Aparentemente, a repetição dos eventos chuvosos cria uma condição de estabilização sobre a cidade, que é advectada pelo vento e atinge a área a sotavento.

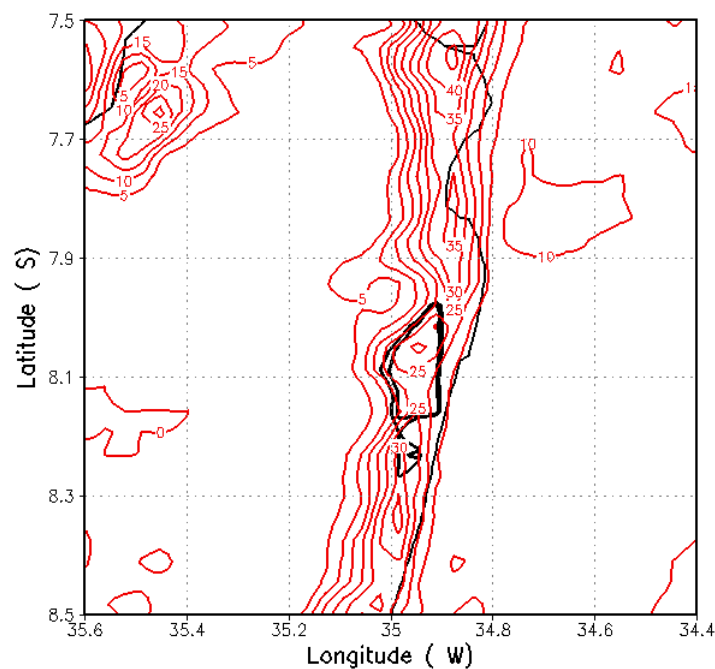


Figura 47: Precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 2 e 0000 UTC do dia 4 de Janeiro de 2007 (experimento TBCR). A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

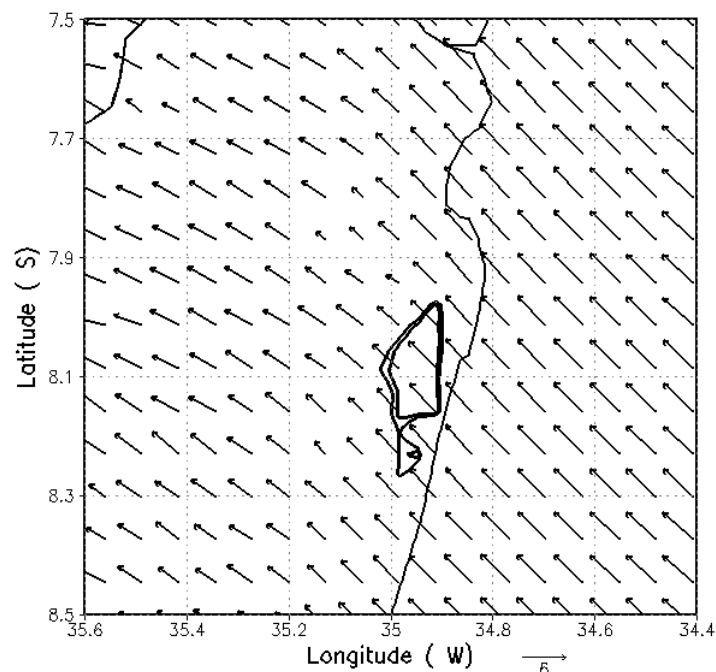


Figura 48: Vento médio (em ms^{-1}) entre 1200 UTC do dia 2 e 0000 UTC do dia 4 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

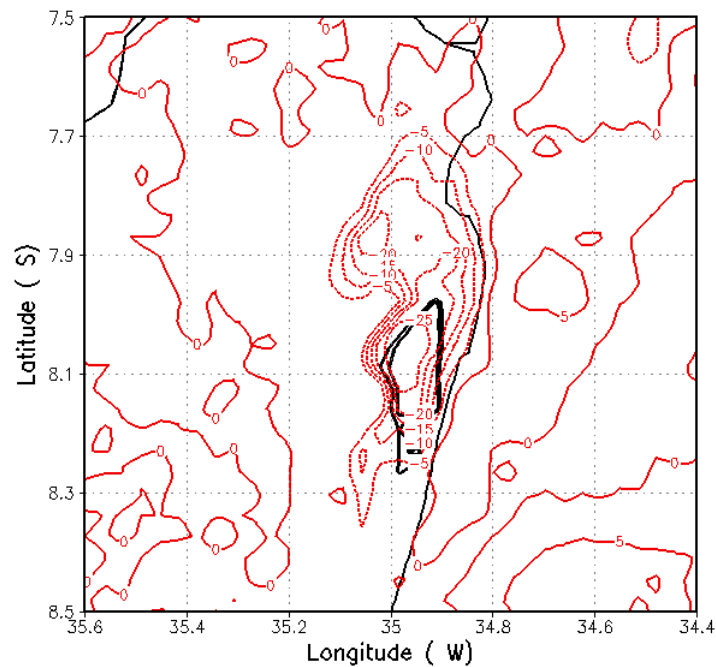


Figura 49: Contribuição isolada da cidade para a precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 2 e 0000 UTC do dia 4 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

A contribuição isolada dos cúmulos rasos (Figura 50) atua para reduzir a precipitação em toda a costa de Pernambuco. Como seria de se esperar, a abrangência da área de atuação da convecção rasa é maior. A magnitude do efeito dos cúmulos rasos em reduzir a precipitação é maior que a da cidade.

A interação não linear entre a dinâmica da cidade e os cúmulos rasos é mostrada na Figura 51. Pode-se ver que o efeito tende a ser positivo, na região onde a contribuição isolada da cidade é negativa. Isso mostra o quanto o mecanismo de interação entre a convecção rasa e a cidade pode ser importante para reduzir o efeito isolado de ambos os fatores.

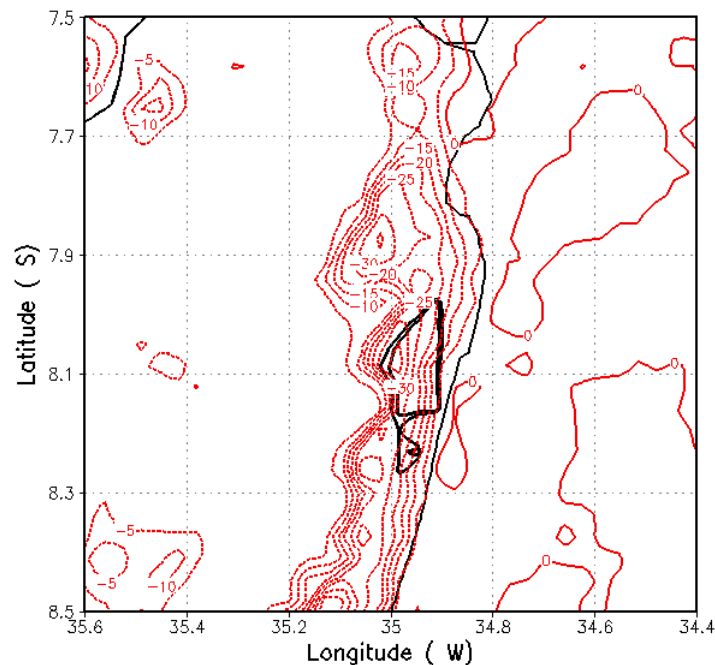


Figura 50: Contribuição isolada da convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 2 e 0000 UTC do dia 4 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

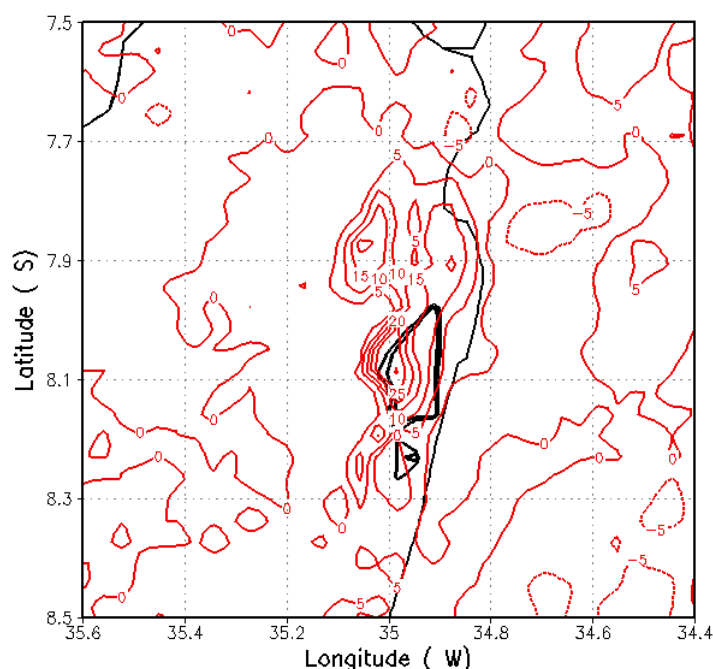


Figura 51: Contribuição da interação não linear entre a cidade e a convecção rasa para a precipitação acumulada (em mm) entre 1200 UTC do dia 2 e 0000 UTC do dia 4 de Janeiro de 2007. A Região Metropolitana do Recife aparece em destaque.

A discussão desta secção mostra que o efeito local da cidade e o efeito sobre a vizinhança precisam ser mais bem estudados. Os resultados obtidos aqui concordam com os da literatura, que dizem que a cidade atua para aumentar a precipitação local. Contudo, os resultados também indicam que há casos, após um período chuvoso prolongado, em que as condições criadas pela cidade contribuem para uma redução da precipitação a sotavento. É necessário, portanto, investigar a extensão desse tipo de resultado para que o efeito da cidade possa ser mais bem estabelecido.

4.5. Considerações Finais

Partindo da hipótese de que uma grande área urbanizada é capaz de alterar o padrão de cobertura de cúmulos rasos e que a presença de cúmulos rasos pode alterar o balanço de energia em superfície, foram analisados os processos de superfície, visando um melhor entendimento da influência da dinâmica da cidade e da convecção rasa sobre as condições meteorológicas locais. Para o desenvolvimento da pesquisa foram feitas simulações com o modelo BRAMS.

Inicialmente, para a validação do esquema TEB acoplado ao modelo BRAMS, vários conjuntos de simulações foram realizados visando um melhor ajuste das condições da Região Metropolitana do Recife e das áreas circunvizinhas. Para as simulações, foram realizados experimentos nos quais o BRAMS foi utilizado com o TEB acionado e não acionado, assim como, também foi testada a resposta à presença ou não da convecção rasa. Na tentativa de entender o efeito individual da dinâmica da cidade e o da convecção rasa, assim como a sua interação não linear, foi utilizado o método de separação de fatores proposto por Stein e Alpert (1993).

Foram escolhidos dois períodos distintos para a realização dos experimentos, um para um período chuvoso e outro para um período seco e constatou-se que a interação entre a dinâmica da cidade e a convecção rasa melhora a qualidade das simulações e deve ser considerada para estudos de impacto climático.

Os resultados obtidos sugerem que a cidade e a convecção rasa atuam conjuntamente para limitar os feitos isolados que cada um teria. Porém, analisando-se separadamente o período seco e o período chuvoso, foi possível ver que em alguns casos a configuração de certas variáveis é definida pela atuação da convecção rasa e em outros, pela cidade. Esses são pontos que necessitam ser mais aprofundados, pois sugerem que esses mecanismos não atuam de uma única forma. De forma geral, no período seco é o efeito da convecção rasa que atua como o mecanismo dominante e no período chuvoso, é a cidade. A cidade causa um aumento da cobertura de cúmulos rasos. Esta interação estabelece um mecanismo de controle da temperatura urbana. E isso precisa ser mais bem compreendido no âmbito do papel das cidades no clima global.

Quanto à análise da distribuição espacial da precipitação, os resultados obtidos mostraram que a cidade contribui de forma marcante para o aumento da precipitação sobre sua própria área e em alguns casos, uma redução na região a sotavento da cidade. Essa análise não está de acordo com estudos anteriores, como por exemplo, Bornstein e Leroy (1990) e Shepherd et al. (2002), que observaram a geração de fortes atividades convectivas tanto sobre a cidade quanto a sotavento. Portanto, faz-se necessário investigar a extensão desse tipo de resultado mais detalhadamente em trabalhos futuros.

5. CONCLUSÃO

5.1. Conclusões

Neste trabalho, estudou-se a interação entre a dinâmica de uma superfície urbanizada e a convecção rasa. As principais conclusões foram:

- 1- A consideração do efeito conjunto da dinâmica urbana e dos cúmulos rasos produz resultados mais realistas. Isso é um ponto a ser considerado em simulações que apontam muito aquecimento sobre áreas urbanas.
- 2- Para o caso seco, a existência da dinâmica urbana causa um aumento na cobertura de cúmulos rasos sobre a cidade no ciclo diurno. Para o caso chuvoso há também um aumento na cobertura de cúmulos rasos. Contudo, esse efeito não está concentrado no ciclo diurno, e depende do horário da precipitação.
- 3- Para o caso seco, os cúmulos rasos contribuem para manter a cidade menos aquecida devido à diminuição da radiação de onda curta que atinge a superfície como consequência do sombreamento que exercem. Já no caso chuvoso, pela ausência de uma cobertura de cúmulos rasos significativa durante o dia, as temperaturas são mais altas devido ao aumento da radiação de onda curta que chega a superfície mesmo o solo estando úmido por causa da precipitação.
- 4- O aumento de cobertura de cúmulos rasos que a cidade induz, também faz que a cidade se resfrie menos através do aumento do efeito estufa e da redução da divergência de fluxo na camada entre a superfície e as nuvens.

- 5- A interação entre a dinâmica da cidade e da convecção rasa influencia diretamente os processos em superfície e consequentemente, o balanço de energia. Essa interação não linear atua para aumentar a razão de Bowen sobre a cidade.
- 6- A dinâmica da cidade e a convecção rasa tendem a favorecer ou inibir um aumento da precipitação. Isso depende do momento em que o evento ocorre. Quando segue um período seco, esses mecanismos atuam para favorecer a precipitação. Após um período chuvoso, a atmosfera sobre a cidade se estabiliza e a precipitação passa a ser inibida.
- 7- A existência da cidade parece impactar as regiões circunvizinhas, principalmente aquelas a sotavento. Contudo, é necessário cautela para afirmar se esse efeito é sempre positivo. Pode ser que o impacto ao longo de vários dias não seja tão importante quanto o causado por eventos isolados.

5.2. Sugestões para Trabalhos Futuros

De acordo com o já discutido nos itens anteriores e com base nas conclusões alcançadas, algumas possibilidades de aprofundamento podem ser consideradas:

- 1- Seria importante investigar o comportamento isolado da convecção rasa e da dinâmica da cidade, assim como a interação não linear em um maior número de cidades, de preferência, afastadas do litoral.
- 2- Para um melhor entendimento da influência da dinâmica da cidade e da convecção rasa sobre as condições meteorológicas locais, faz-se necessário estudar outros eventos secos e chuvosos.
- 3- Um aspecto importante a ser verificado é a sensibilidade dos resultados aos vários parâmetros do TEB.
- 4- Outro aspecto importante é o de estudar o impacto da precipitação na vizinhança mais detalhadamente (em outros momentos e outras cidades).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALBRECHT, B. A. *Parameterization of trade-cumulus cloud amounts*. Journal of the Atmospheric Sciences: vol.38, p.97-105, 1981.

ALIGO, E. A.; GALLUS, W. A.; SEGAL, M. *On the Impact of WRF Model Vertical Grid Resolution on Midwest Summer Rainfall Forecasts*, Weather and Forecasting, vol. 24, p. 575-594, 2009.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. *Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I*. Journal of the Atmospheric Sciences: vol.31, p.674-701, 1974.

ARNFIELD, J.; HERBERT, J. M.; JOHNSON, G. T. *A Numerical Simulation Investigation of Urban Canyon Energy Budget Variations*, in Proceedings of 2nd AMS Urban Environment Symposium, 1998.

ATKINSON, B. W. *Meso-Scale Atmospheric Circulations*, London Academic Press, 495p., 1981.

AVISSAR, R. *Potential effects of vegetation on the urban thermal environment*. In: Atmospheric Environment, vol. 30, n° 3, p. 437-448, 1996.

BETTS, A. K. *Non-precipitating cumulus convection and its parameterization*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol. 99, p. 178-196, 1973.

BITTENCOURT, L. *Uso das cartas solares, diretrizes para arquitetos*. EDUFAL-Maceió, 92p. 1990.

BORNSTEIN, R. D. *Observations of the urban heat island effects in New York City*. Journal Appl. Meteor., vol. 7, p. 575-582, 1968.

BORNSTEIN, R.; LEROY, M. *Urban barrier effects on convective and frontal thunderstorms*. Fourth AMS Conference on Mesoscale Processes, p. 25-29, 1990

BORNSTEIN, R.; LIN, Q. *Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies*, Atmospheric Environment, vol. 34, p. 507-516, 2000.

BROWN, M. J.; WILLIAMS, M. *An urban canopy parameterization for mesoscale meteorological models*. 2nd Urban Environment Conf., Albuquerque-NM, American Meteorological Society, p. 144-147, 1998.

BURIAN, S.; SHEPHERD, J. *Effect of urbanization on the diurnal rainfall pattern in Houston*. Hydrological Processes, vol. 19, p. 1089-1103, 2005.

CARRIO, G. G.; COTTON, W. R.; CHENG, W. Y. Y. *Urban growth and aerosol effects on convection over Houston: Part I: The August 2000 case*. Atmospheric Research, vol. 96, p. 560-574, 2010.

CHANGNON, S. A. *Urban Modification of Freezing-Rain Events*. Journal of Applied Meteorology, vol. 42, p. 863 – 870, 2003.

CHEN, F.; COTTON, W. R. *A one-dimension simulation of the stratocumulus capped mixed layer*. Boundary- Layer Meteorology, vol. 25, p. 289-321, 1983.

CHIN, H.-N. S.; LEACH, M. J.; SUGIYAMA, G. A.; et al. *Evaluation of an Urban Canopy Parameterization in a Mesoscale Model Using VTMX and URBAN 2000 Data*. Monthly Weather Review, vol. 133, p. 2043 - 2068, 2005.

COTTON, W.R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; et al. *RAMS 2001: Current Status and future directions*. Meteorology and Atmospheric Physics. v. 82, p.5-29, 2003.

DEARDORFF, J. *Efficient Prediction of Ground Temperature and Moisture with Inclusion of a Layer of Vegetation*, J. Geophys. Res., vol. 83, p. 1889–1903, 1978.

DUCKWORTH, F. S.; SANDBERG, J. S. *The effect of cities upon horizontal and vertical temperature gradients*. American Meteorological Society, vol. 35, p. 198-209, 1954.

DUPONT, S.; MESTAYER, P. G. *Parameterization of the Urban Energy Budget with the Submesoscale Soil Model*. , Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 45, p. 1744-1765, 2006.

FEIGENWINTER, C.; VOGT, R.; PARLOW, E. *Vertical Structure of Selected Turbulence Characteristics above an Urban Canopy*, Theor. Appl. Climatol, vol. 62, p. 51–63, 1999.

FERREIRA, V. O. *Eventos pluviais concentrados em Belo Horizonte – MG: Caracterização genética e impactos físico-ambientais*. Dissertação de mestrado. IGC-UFMG, 1996.

FINN, D.; CLAWSON, K. L.; CARTER, R.G.; et al. *Plume dispersion Anomalies in a Nocturnal Urban Boundary Layer in Complex Terrain*, Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 47, p. 2857-2878, 2008.

FREITAS, E. D. *Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes*, Tese de doutorado (Departamento de ciências atmosféricas). Universidade de São Paulo. 156f. 2003.

FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L. *Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil*. Boundary-Layer Meteorology, vol. 122, p. 43-65, 2007.

FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P. L.; CARVALHO, V. S. B.; et al. *Factors involved in the formation and development of severe weather conditions over the megacity of São Paulo*. In: 89th MAS Annual Meeting, 2009, Phoenix-AZ, 2009.

GABUSI, V.; PISONE, E.; VOLTA, M. *Factor separation in air quality simulations*. Ecological modeling. vol. 218, p. 383–392, 2008.

GARCIA-ORTEGA, E.; FITA, L.; ROMERO, R.; et al. *Diagnosis and sensitivity study of two severe storm events in the Southeastern Andes*, Atmospheric Research, vol. 93, p. 161–178, 2009.

GRABOWSKI, W. W.; BECHTOLD, P.; CHENG, A.; et al. *Daytime convective development over land: A model intercomparison based on LBA observations*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol.132, p.317-344. 2006.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D. *A new approach to parameterizing convection using ensemble and data assimilation techniques*. Geophysical Research Lettes, vol. 29. Art. N° 1693, 2002.

GRIMMOND, C. S. B.; SALMOND, J. A.; OKE, T. R.; et al. *Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille: Heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum*. Journal and Geophysical Research, vol. 109, 2004.

GRIMMOND, C. S. B. *Progress in measuring and observing the urban atmosphere*. Theoretical and Applied Climatology, vol. 84, p. 3-22, 2006.

GRIMMOND, C. S. B.; OKE, T. R. *Turbulent heat fluxes in urban areas: Observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS)*. Journal of Applied Meteorology, vol. 41, p. 792-810, 2002.

HAIDEN, T. *Generalization of Albrecht's cumulus cloud amount parameterization*. Journal of the Atmospheric Sciences. vol.53, p.3164-3167, 1996.

HAMDI, R.; MASSON, V. *Inclusion of a Drag Approach in the Town Energy Balance (TEB) Scheme: Offline 1D Evaluation in a Street Canyon*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 47, p. 2627-2644, 2008.

HENROT, A. J; FRANCOIS, L.; BREWER, S.; MUNHOVEN, G. *Impacts of land surface properties and atmospheric CO₂ on the Last Glacial Maximum climate: a factor separation analysis*, Climate of the Past, vol. 5, p. 183-202, 2009.

HIDALGO, J.; MASSON, V.; PIGEON, G. *Urban-breeze circulation during the CAPITOUL experiment: numerical simulations*. Meteorology and Atmospheric Physics, vol. 102, p. 243-262, 2008.

IBGE/2007 (<http://www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/contagem2007>).

ICHINOSE, T.; SHIMODOZONO, K.; HANAKI, K. *Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo*. Atmospheric Environment, vol. 33, p. 3897-3909, 1999.

JAHN, A.; CLAUSSEN, M.; GANOPOLSKI, A.; BROVKIN, V.; *Quantifying the effect of vegetation dynamics on the climate of the last glacial maximum*, *Climate of the Past*, vol. 1, p. 1-7, 2005.

JOHNSON, G. T.; OKE, T. R.; LYONS, T. J.; et al. *Simulation of Surface Urban Heat Islands under 'Ideal' Conditions at Night. Part I: Theory and Tests Against Field Data*, *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 56, p. 275–294, 1991.

JIAO, Y.; JONES, C. *Comparison Studies of Cloud- and Convection-Related Processes simulated by the Canadian Regional Climate Model over the Pacific Ocean*. *Monthly Weather Review*. vol. 136, p. 4168 – 4187, 2008.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. *The role of the convective "Trigger Function" in numerical forecasts of mesoscale convective systems*. *Meteorology and Atmospheric Physics*. vol. 49, p.93-106, 1992.

KATO, S.; YAMAGUCHI, Y. *Analysis of urban heat-island effect using ASTER and ETM⁺ Data: Separation of Anthropogenic heat discharge and natural heat radiation from sensible heat flux*. *Remote Sensing of Environment*, vol. 99, p.44-54, 2005.

KESSLER, R.C.; DOUGLAS, S.G. *User's guide to the Systems Applications International Mesoscale Model (Version 2.0)*. Systems Applications International, SYSAPP-92-085, California. 1992.

KHAIROUTDINOV, M.; RANDALL, D. *Cloud-resolving modeling of the ARM summer 1997 IOP: Model formulation, results, uncertainties and sensitivities*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 60, p. 607-625, 2003.

KUO, H. L. *On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat convection on large-scale flow*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 22, p. 40-63, 1965.

KUO, H. L. *Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, vol. 31, p. 1232-1240, 1974.

LAFORE, J. P.; STEIN, J.; ASENCIO, N.; et al. *The MesoNH atmospheric simulation system. Part I: Adiabatic formulation and control simulation*. *Ann. Geophys.*, vol. 16, p. 90–109, 1998.

LANDSBERG, H. E. *Biennial Pulses in the Atmosphere. Contribution Physics Atmosphere*, vol. 35, p. 184–194, 1962.

LANDSBERG, H. E. *Micrometeorological Temperature Differentiation through Urbanization in Urban climates*. *World Meteorological Organization*, n. 108, p. 129-136, 1970.

LEE, S.-H.; KIM, H.-D. *Effects of Regional Warming due to Urbanization on Daytime Local Circulations in a Complex Basin of the Daegu Metropolitan Area, Korea*. Journal of Applied Meteorology and Climatology. vol. 47, p. 1427 – 1441, 2008.

LEI, M.; NIYOGI, D.; KISHTAWAL, C.; et al. *Effect of explicit urban land surface representation on the simulation of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India*. Atmospheric Chemistry and Physics. vol. 8, p. 5975 – 5995, 2008.

LENDERINK, G.; SIEBESMA, A. P.; CHEINET, S.; et al. *The diurnal cycle of shallow cumulus clouds over land: A single-column model intercomparison study*. Royal Meteorological Society. vol. 130, p. 3339 – 3364, 2004.

LI, X.-X.; LEUNG, D. Y. C.; LIU, C.-H.; LAM, K. M. *Physical Modeling of Flow Field inside Urban Street Canyons*. Journal of Applied Meteorology and Climatology. vol. 47, p. 2058-2067, 2008.

LIN, W. S.; SUI, C.-H.; YANG, L. M.; et al. *A numerical study of the influence of urban expansion on monthly climate in dry autumn over the Pearl River Delta, China*. Theoretical and Applied Climatology, vol. 89, p. 63-72, 2007.

LIN, C.-Y.; CHEN, F.; HUANG, J. C.; et al. *Urban heat island effect and its impact on boundary layer development and land– sea circulation over northern Taiwan*. Atmospheric Environment, vol. 42, p. 5635 – 5649, 2008.

LOMBARDO, M. A. *Ilha de calor nas metrópoles*. O exemplo de São Paulo. São Paulo, Editora Hucitec, 1985.

LOMBARDO, M. A. A. *Avaliação do uso de sensoriamento remoto nos estudos de geomorfologia, vegetação e uso da terra, no Vale do Rio Bethary - PETAR*. In: Seminário Mata Atlântica e Sensoriamento Remoto, São José dos Campos, 1988.

LYNN, B. H.; STAUFFER, D. R.; WETZEL, P. J.; et al. *Quantifying the sensitivity of simulated climate change to model configuration*, Climatic Change, vol. 92, p. 275-298, 2009.

MARCIOTTO, E. R.; OLIVEIRA, A. P.; RANNA, S. R. *Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon energy budget scheme*. Building and Environment, vol. 45, p. 2497-2505, 2010.

MASCART, P.; NOILHAN, J.; GIORDANI, H. *A Modified Parameterization of Flux-Profile Relationship in the Surface Layer Using Different Roughness Length Values for Heat and Momentum*, Boundary-Layer Meteorology, vol. 72, p. 331–344, 1995.

MASSON, V. *A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models*. Bound-Layer Meteorology, vol. 94, p. 357-397, 2000.

MASSON, V.; GRIMMOND, C. S. B.; OKE, T. R. *Evaluation of the Town Energy Budget (TEB) Scheme with direct measurements from dry districts in two cities*. J. Appl. Meteorol., vol. 41, n. 10, p. 1011-1026, 2002.

MASSON, V.; SEITY, Y. *Including atmospheric layers in vegetation and urban offline surface schemes*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 48, p. 1377-1397, 2009.

MELLOR, G.; YAMADA, T. *Desenvolvimento of a turbulence closure model for use in geophysical fluid problems*. Reviews of Geophysics and Space Physics, vol. 20, p. 851-857, 1982.

MENUT, L. *Etude expérimentale et théorique de la couche limite Atmosphérique en agglomération Parisienne (Experimental and Theoretical Study of the ABL in Paris Area)*, Ph.D. Thesis, University Pierre et Marie Curie, Paris - France, 200p., 1997.

MESINGER, F.; ARAKAWA, A. *Numerical methods used in atmospheric models*. GARP Publication Series, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, n. 17, 64 p., 1976.

MIGLIETTA, M. M.; REGANO, A. *An observational and numerical study of a flash-flood event over south-eastern Italy*, Natural Hazards and Earth System Sciences, vol. 8, p. 1417-1430, 2008.

MILLS, G. M. *Simulation of the Energy Budget of an Urban Canyon-I. Model Structure and Sensitivity Test*, Atmos. Environ., vol. 27b, p. 157-170, 1993.

MOLINARI, J. *A general form of Kuo's cumulus parameterization*. Montly Weather Review, vol. 113, p. 1411-1416, 1985.

MOLINARI, J.; CORSETTI, T. *Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization: Results of one-and three-dimensional integrations*. Montly Weather Review, vol. 113, p. 485-501, 1985.

MONTEIRO, C. A. *Teoria e clima urbano*. São Paulo, IGEOUSP. Series teses e monografias, n° 25, 1976.

MOREIRA, E. B. M.; GALVÍNCIO, J. D. *Espacialização das temperaturas à superfície na cidade do Recife, utilizando imagens TM-Landsat 7*. Revista Brasileira de Geografia , vol. 24, p. 101-115, 2007.

MOREIRA, E. B. M.; GALVÍNCIO, J. D. *Análise multitemporal da ilha de calor urbana na cidade do Recife, através de imagens do Landsat TM-5*. Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal-RN, p. 1441-1448, 2009.

NEGGERS, R. A. J., SIEBESMA, A. P., LENDERINK, G., HOLTSLAG, A. A. M. *An evaluation of mass flux closures for diurnal cycles of shallow cumulus*. Monthly Weather Review, vol.132, p. 2525-2538, 2004.

NIACHOU, K.; LIVADA, I.; SANTAMOURIS, M. *A study of temperature and distribution inside two urban street canyons in Athens*. International conference "Passive and Low Energy Cooling for the Built Environment". Santorini-Grécia, 2005.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. *A simple parametrization of land surface processes for meteorological models*. Mon. Wea. Rev., vol. 117, p. 536-549, 1989.

OLESON, K. W.; BONAN, G. B.; FEDDEMA, J.; et al. *An urban parameterization for a Global Climate Model. Part I: Formulation and Evaluation for two cities*. American Meteorological Society. Vol. 47, p. 1038 - 1060, 2008a.

OLESON, K. W.; BONAN, G. B.; FEDDEMA, J.; et al. *An urban parameterization for a Global Climate Model. Part II: Sensitivity to Input Parameters and the Simulated Urban Heat Island in Offline Simulations*. American Meteorological Society. Vol. 47, p. 1061 - 1076, 2008b.

OLIVEIRA, P. M. P. *Cidade apropriada ao clima. A forma urbana como instrumento de controle do clima urbano*. Brasília, Ed. UnB (textos universitários), 1988.

OKE, T. R. *The distinction between canopy and boundary layer urban heat islands*. Atmosphere, vol. 14, p. 268-277, 1976.

OKE, T. R. *Boundary Layer Climates*. Second edition. Routledge Kegan & Paul. 1988. 435pp.

OKE, T. R. *The heat island of the urban boundary layer: Characteristics, causes and effects*. Wind Climate in Cities, NATO ASI Series E, Kluwer Academic, vol. 227, p. 81-107, 1995.

OKE, T. R. *An algorithmic scheme to estimate hourly heat island magnitude*, Proc. 2nd Symp. Urban Environment, Albuquerque-NM, p. 80-83, 1998.

ORLANSKI, I. *A rational subdivision of scales for atmospheric processes*. Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 56, nº 5, p. 527-530, 1975.

OXIZIDIS, S.; DUDEK, A. V.; PAPADOPOULOS, A. M. *A computational method to assess the impact of urban climate on buildings using modeled climatic data*. Energy and Buildings, vol. 40, p. 215-223, 2008.

PIGEON, G.; MOSCICKI, M. A.; VOOGT, J. A.; MASSON, V. *Simulation of fall and winter surface energy balance over a dense urban area using the TEB scheme*. Meteorology and Atmospheric Physical, vol. 102, p. 159-171, 2008.

PIELKE, R.A. *A three dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida*. Monthly Weather Review, vol. 102, p. 115-134, 1974.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; et al. *A comprehensive meteorological modeling system – RAMS*. Meteorological and Atmospheric Physical, vol. 49, p. 69-91, 1992.

RABIN, R. M.; STADLER, S.; WETZEL, P. J.; STENSRUD, D. J. *Observed effects of landscape variability on convective clouds*. Bull. Amer. Meteor. Soc., vol. 71, p. 272-280, 1990.

RICHARDS, K.; OKE, T. R. *Dew in Urban Environments*, In Proceedings of 2nd AMS Urban Environment Symposium, 1998.

RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. *Natural convection as a heat engine: a theory for CAPE*. Journal of the Atmospheric Sciences. vol. 53, p.572-585, 1996.

ROY, S. S.; YUAN, F. *Trends in Extreme Temperatures in Relation to Urbanization in the Twin Cities Metropolitan Area, Minnesota*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 48, p. 669-679, 2009.

ROBERTS, S. M.; OKE, T. R.; GRIMMOND, C. S. B.; VOOGT, J. A. *Comparison of Four Methods to Estimate Urban Heat Storage*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 45, p. 1766 – 1781, 2006.

ROSENFELD, D. *Suppression of rain and snow by urban and industrial air pollution*. Science, vol. 287, p. 1793-1796, 2000.

ROTH, M. *Turbulent Transfert: Relationships over an Urban Surface. II: Integral Statistics*, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 119, p. 1105–1120, 1993.

ROTH, M. *Review of urban climate research in (sub)tropical regions*. International Journal of Climatology, vol. 27, p. 1859–1873, 2007.

ROTH, M.; OKE, T. *Turbulent Transfert: Relationships over an Urban Surface. II: Spectral Characteristics*, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., vol. 119, p. 1071–1104, 1993.

SAARONI, H.; BEN-DOR, E.; BITAN, A.; POTCHTER, O. *Spatial distribution and microscale characteristics of the urban heat island in Tel-Aviv, Israel*. Landscape and Urban Planning, vol. 48, p. 1 – 18, 2000.

SEAMAN, N. L.; LUDWIG, F. F.; DONALL, E. G.; et al. *Numerical Studies of Urban Planetary Boundary-Layer Structure under Realistic Synoptic Conditions*, J. Appl. Meteorology, vol. 28, p. 760–781, 1989.

SHEPHERD, J. M.; PIERCE, H.; NEGRI, A. J. *Rainfall Modification by Major Urban Areas: Observations from Spaceborne Rain Radar on the TRMM Satellite*, Journal of Applied Meteorology, vol. 41, p. 689-701, 2002.

SHEPHERD, J.M. *A review of current investigations of urban-induced rainfall and recommendations for the future*. Earth Interactions, vol. 9, p. 1–27, 2005.

SHEPHERD, J. M. *Evidence of Urban-induced precipitation variability in arid climate regimes*, Journal of Applied Meteorology, vol. 67, p. 607-628, 2006.

SHEPHERD, J. M. (<http://earthobservatory.nasa.gov/study/urbanrain>), 2009.

SILVA, F. A. G. *O vento como ferramenta no desenho do ambiente construído: uma aplicação ao nordeste do Brasil*. Tese de doutorado, FAUUSP, 1990.

SILVA, E.M. *Impacto da Convecção Rasa em um Modelo de Meso-Escala: Sensibilidade aos Parâmetros do Esquema de Parametrização*. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 69p., 2001.

SOUZA ECHER, M.P.D., MARTINS, F.R., PEREIRA, E.B. *A importância dos dados de cobertura de nuvens e de sua variabilidade: Metodologias para aquisição de dados*; Revista Brasileira de Ensino de Física, vol. 28, nº 3, p. 341-352, 2006.

SOUZA, E. P. *Estudo teórico e numérico da relação entre convecção e superfície heterogêneas na região Amazônica*. Tese (Doutorado em Meteorologia). Universidade de São Paulo. 121f., 1999.

SOUZA, E. P.; RENNO, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F. *Convective circulations induced by surface heterogeneities*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol.57, p. 2915-2922, 2000.

SOUZA, E. P.; SILVA, E. M. *Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema*. Revista Brasileira de Meteorologia. vol. 18, nº1, p. 33 – 42, 2003.

SOUZA, E. P.; LOPES, Z. S.; ARAUJO, T. L. *Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com ênfase no ciclo diurno do balanço de energia à superfície na Amazônia*. Revista Brasileira de Meteorologia, vol. 24, p. 158 – 167, 2009.

STANHILL, G.; KALMA, J. D. *Solar dimming and urban heating at Hong Kong*. Int. Journal Climatology, vol. 15, p. 933-941, 1995.

STEIN, U.; ALPERT, P. *Factor separation in numerical simulations*. Journal Atmospheric Sciences, vol. 50, p. 2107 – 2115, 1993.

SYNNEFA, A.; DANDOU, A.; SANTAMOURIS, M.; et al. *On the use of cool materials as a heat island mitigation strategy*. Journal of Applied Meteorology and Climatology. vol. 47. p. 2846 – 2856, 2008.

THIELEN, J.; WOBROCK, W.; GADIAN, A.; et al. *The possible influence of urban surfaces on rainfall development: a sensitivity study in 2D in the meso- γ -Scale*. Atmospheric Research, vol. 54, p. 15-39, 2000.

TOKAIRIN, T. *Numerical study on the effect of buildings on temperature variation in urban and suburban areas in Tokyo*, Journal of the Meteorological Society of Japan, vol. 84, p. 921-937, 2006.

TRUSILOVA, K.; JUNG, M.; CHURKINA, G.; et al. *Urbanization Impacts on the Climate in Europe: Numerical Experiments by the PSU-NCAR Mesoscale Model (MM5)*. Journal of Applied Meteorology Climatology. vol. 47, p. 1442-1455, 2008.

- ULRICKSON, B. L.; MASS, C. F. *Numerical investigation of mesoscale circulations over the Los Angeles basin. Part 1, A verification study*. Monthly Weather Review, vol. 118, p. 2138-2161, 1990.
- VELAZQUEZ-LOZADA, A.; GONZALEZ, J. E.; WINTER, A.; MULERO, P. J. *Urban heat island studies for San Juan, Puerto Rico*. Atmospheric Environment, vol. 40, p. 1731-1741, 2006.
- VIEIRA, R. M. S. P.; CARVALHO, V. C.; ALVALÁ, R. C. S.; et al. *Melhorias no mapeamento do uso da terra da região Nordeste do Brasil para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos*. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13. (SBSR), 2007, Florianópolis. Anais... São José dos Campos: INPE, p. 1923-1930, 2007.
- WALKO, R. L.; COTTON, W. R.; MEYERS, M. P.; HARRINGTON, J. Y. *New RAMS cloud microphysics parameterization. 1. The single-moment scheme*. Atmospheric Research, vol. 38 (14), p. 29-62, 1995.
- WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; et al. *Coupled Atmosphere–Biophysics–Hydrology Models for Environmental Modeling*. American Meteorological Society, vol. 39, p. 931-944, 2000.
- WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J. *Technical Note 1, Modifications for the Transition from LEAF-2 to LEAF-3*, ATMET Technical Note, Boulder, Colorado 80308-2195, <http://www.atmet.com/html/docs/rams/>, 2005.
- WANG, J.; CHAGNON, F. J. F.; WILLIAMS, E. R.; et al. *Impact of deforestation in the Amazon basin on cloud climatology*, Proceedings the National Academy of Sciences, vol. 106, p.3670 - 3674, 2009.
- WANG, H.; MCFARQUHAR, G.M. *Large-eddy simulations of the diurnal cycle of shallow convection and cloudiness over the tropical Indian Ocean*. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, vol.134, nº632, p. 643-661, 2008.
- WILDE, N. P.; STULL, R. B.; ELORANTA, E. W. *The LCL zone and cumulus onset*. Journal of Climate and Applied Meteorology. vol. 24, p. 640 - 657, 1985.
- XU, K. M.; RANDALL, D. A. *A semiempirical cloudiness parameterization for use in climate models*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol.53, p. 3084–3102, 1996.
- YANAI, M., ESBENSEN, S., CHU, J. H. *Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets*. Journal of the Atmospheric Sciences, vol. 30, p. 611-627, 1973.
- ZHANG, H.; SATO, N.; TAKEKI, I.; et al. *Modified RAMS-Urban Canopy Model for Heat Island Simulation in Chongqing, China*. Journal of Applied Meteorology and Climatology, vol. 47. p. 509-524, 2008.