



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**INFLUÊNCIA DA ILHA DE CALOR URBANA DAS CIDADES DE MANAUS E
BELÉM SOBRE O MICROCLIMA LOCAL**

Diego Oliveira de Souza

Proposta de Tese de Doutorado em Meteorologia no Instituto Nacional de Pesquisas
Espaciais, sob orientação da Dra. Regina Célia dos Santos Alvalá.

INPE
Cachoeira Paulista
2008

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	9
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	15
3 DADOS E METODOLOGIA	23
3.1 Elaboração do mapa de vegetação	25
3.2 Análise Observacional	27
3.2.2 Dados de superfície	27
3.2.3 Dados de altitude	29
3.3 Simulações numéricas	31
3.3.1 O modelo BRAMS	31
3.3.1.1 Parametrizações	33
3.3.1.1.1 Radiação	33
3.3.1.1.2 Convecção	35
3.3.1.1.3 Microfísica de nuvens.....	36
3.3.1.1.4 Camada Limite Planetária (CLP)	37
3.3.1.2 Modelo de Interação Solo-Vegetação-Atmosfera (SVAT)	38
3.3.1.3 O esquema TEB.....	42
3.3.1.4 Modelo simples de transporte fotoquímico	46
3.3.2 Descrição das simulações	47

3.3.2 Validação das simulações	51
4 RESULTADOS PRELIMINARES	53
4.1 Análise observacional	53
4.2 Simulações numéricas	60
5 RESULTADOS ESPERADOS	67
6 CRONOGRAMA.....	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 - Ilustração do comportamento das isotermas sobre uma região urbana e regiões vizinhas (Adaptado de Arya, 2001).	19
Figura 3.1 – Diagrama esquemático da metodologia empregada para o desenvolvimento do trabalho proposto. Os quadrados em destaque representam as três etapas principais.	24
Figura 3.2 – Mapa de vegetação e usos do solo para a região da Amazônia Legal (Alvalá e Vieira, 2008), contendo as classes de cobertura e uso da terra, compatibilizadas com as classes do esquema de superfície LEAF-3.....	26
Figura 3.3 – Esquema da transferência de calor e umidade entre as componentes do esquema LEAF-3.....	42
Figura 3.4 – Vista esquemática de um esquema de superfície urbana de uma camada (Adaptado de Masson, 2006).....	44
Figura 3.5 – (a) Discretização das temperaturas das superfícies dos telhados, ruas e paredes, (b) perfil do vento dentro e fora do canyon e (c) esquema da radiação solar recebida no canyon. (Adaptado de Masson, 2000).....	45
Figura 3.6– Domínio utilizado para as simulações numéricas com o modelo BRAMS. A grade maior (grade 1) possui 20 km de espaçamento horizontal. As grades 2 e 3 em verde estão centradas sobre a cidade de Manaus com espaçamento de grade de 5 e 1 km respectivamente. As grades 2 e 3 em laranja estão centradas sobre a cidade de Belém possuindo mesmo espaçamento horizontal utilizados para as grades centradas em Manaus	48
Figura 4.1 – Comportamento da Temperatura média do ar durante todo o mês de junho de 2008 para as estações do INMET, INPA-ZF2 (Floresta) e aeroporto de Ponta Pelada (PP).....	54

Figura 4.2 – Diferença entre os dados de Temperatura média do ar durante todo o mês de junho de 2008 entre as estações do INMET, INPA-ZF2 (Floresta) e aeroporto de Ponta Pelada (PP)	55
Figura 4.3 – Comportamento da Umidade Relativa durante todo o mês de junho de 2008 para as estações do INMET, INPA-ZF2 (Floresta) e aeroporto de Ponta Pelada (PP) ..	58
Figura 4.4 – Diferença entre os dados de Umidade Relativa durante todo o mês de junho de 2008 entre as estações do INMET, INPA-ZF2 (Floresta) e aeroporto de Ponta Pelada (PP)	59
Figura 4.5 – Domínio compreendido pelas duas grades geradas nas simulações numéricas, ambas centradas no ponto com coordenadas $-3,15^{\circ}\text{S}$ e -60°W	61
Figura 4.6 – Classes de vegetação e usos do solo, para a grade 2, que constam no (a) mapa passado e (b) no mapa presente	62
Figura 4.7 – Comportamento da Temperatura média do ar para os dados observados (azul), simulações com o mapa passado (vermelho) e com o mapa atual (verde)	63
Figura 4.8 – Comportamento da Umidade Relativa para os dados observados (azul), simulações com o mapa passado (vermelho) e com o mapa atual (verde).....	64

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Classes do modelo de superfície LEAF-3 e suas respectivas descrições ..	26
Tabela 4.1 – Estatística de desempenho do modelo BRAMS frente às observações.....	65
Tabela 6.1– Cronograma de desenvolvimento da pesquisa proposta.....	69

1. INTRODUÇÃO

A América Latina está passando por um intenso processo de desenvolvimento nos últimos anos, o que está diretamente associado ao crescimento das áreas urbanas. Segundo relatório recente da Organização das Nações Unidas (ONU) (UNCHS, 2002) aproximadamente metade da população mundial (3,3 bilhões de pessoas) vive em áreas urbanas, e estima-se que mais de 60% viverá em áreas urbanas por volta de 2030. Para a América Latina, este crescimento é ainda maior, com as estimativas da ONU apontando que em 2030 aproximadamente 83% da população desta região também estará vivendo em áreas urbanas.

Do ponto de vista da região amazônica, um acelerado processo de ocupação levou nas últimas 3 décadas a um desmatamento de cerca de 14% de sua área (PRODES, 2005 - ATUALIZAR; Nepstad et al., 1999). No contexto da ocupação do território da região amazônica, incentivos fiscais, que levaram à criação da Zona Franca de Manaus, e promessas de crescimento da região no início dos anos 60, provocaram uma intensa migração de trabalhadores para esta região. A população da Amazônia Brasileira cresceu de 4,5 milhões em 1970 para aproximadamente 20 milhões em 2000 (Censo IBGE - 2007).

Segundo o Atlas do Desenvolvimento Urbano do Brasil e o censo do IBGE (2007), em 1991 a cidade de Belém possuía aproximadamente 1 milhão de habitantes, enquanto em 2007 a população alcançou 1,4 milhões de habitantes. Ressalta-se, neste contexto, a migração da população da área rural para áreas urbanas. Em 1991, a população rural de Belém era de aproximadamente 230 mil pessoas, passando para apenas 8 mil em 2000. Os dados da cidade de Manaus, maior cidade da região amazônica e oitava maior cidade do Brasil, mostram um crescimento ainda maior. Em 1991, a cidade possuía aproximadamente 1 milhão de habitantes. Já no ano de 2007, esta população cresceu mais de 50%, apresentando aproximadamente 1,65 milhões de habitantes.

As informações apresentadas acima mostram um intenso crescimento populacional da região amazônica e, principalmente, o crescimento da área urbana. As pressões para as mudanças do uso da terra na Amazônia continuam fortes, com planos para a construção

de um número significativo de novas estradas, ou asfaltamento de estradas existentes nos próximos 15 anos, conforme ressaltaram Nepstad et al. (2001) e Laurance et al. (2001). A falta de uma política de crescimento urbano impede o estabelecimento de uma estratégia de desenvolvimento sustentável para a Amazônia, que não seja predatória para o ecossistema.

Considerando que a região amazônica contém a maior extensão de florestas tropicais do planeta, com mais de 5 milhões de km², possuindo aproximadamente 1/3 das espécies animais e vegetais do globo, com abundantes recursos hídricos, florestais e minerais, é fundamental a exploração de forma correta de sua biodiversidade, tal que possa trazer benefícios por várias gerações. Grandes projetos de pesquisas, tais como o projeto de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera – LBA, especificamente o Milênio-LBA e vários projetos temáticos, em conjunto com o programa LBA-Ecologia da NASA e os projetos da Comunidade Européia, dentre muitos outros, deram passos importantes para o entendimento do funcionamento do ecossistema amazônico, mostrando que alterações significativas, embora localizadas, nas características de uso do solo, tais como queimadas e desmatamento, interferem de forma direta nos fluxos de água, energia, carbono e o ciclo de nutrientes, alterando diretamente a composição da atmosfera (Avisar et al., 2002, Andreae et al., 2002; Correia et al. 2007).

Além do desmatamento e queimadas, a urbanização é também um caso extremo de mudança no uso do solo. Atividades humanas ligadas ao fenômeno de urbanização também provocam impactos locais, tais como mudanças na composição da atmosfera, no balanço de umidade e modificações no ecossistema. Um claro indicador dos efeitos no clima local de uma área urbana é a formação das chamadas Ilhas de Calor Urbanas (ICU).

O termo ICU é definido, por Arya (2001), como o aumento da temperatura da superfície e do ar sobre uma área urbana, em relação às áreas rurais ou suburbanas vizinhas. Este nome deve-se à similaridade no comportamento da elevação das isotermas com uma ilha oceânica isolada.

Muitos dos fatores relacionados com a formação da ICU incluem o uso de materiais de construção, principalmente concreto e asfalto, assim como metais e vidros. Estes

materiais possuem capacidade térmica diferente da cobertura vegetal natural, o que irá resultar em grandes diferenças de temperatura principalmente durante a noite, quando a superfície irá liberar maior quantidade de calor para a atmosfera (Comarazamy et al, 2007).

Assim sendo, a formação das chamadas ICU irá influenciar de forma direta o Balanço de Energia em Superfície (BES). As mudanças no BES podem ser geralmente observadas nas áreas urbanas, com diminuição na radiação solar refletida e aumento na emissão de radiação infravermelha, diminuição nos valores de fluxo de calor latente e aumento nos valores de fluxo de calor sensível, aumento no armazenamento de energia em superfície, através de prédios e obstáculos, além da adição do termo de emissões de calor antropogênicas na equação do BES.

Mudanças no BES podem induzir à formação de circulações atmosféricas locais entre regiões mais quentes e mais frias de uma área urbana. A criação de circulações atmosféricas locais está diretamente relacionada com o armazenamento diferenciado de energia em superfície. Além disto, as circulações locais criadas em uma área urbana podem interagir diretamente com outros tipos de circulações locais, como por exemplo brisas fluviais, ou circulações de escala sinótica.

Muitos processos atmosféricos que influenciam no clima da região amazônica têm sido estudados a partir de modelos meteorológicos de mesoescala desenvolvidos e/ou adequados para a região. Estes modelos têm tido significativo sucesso na representação de alguns dos processos atmosféricos que influenciam o clima da região (Silva Dias et al., 2002, Correia et al., 2007). Observaram-se diferenças significativas na evolução da camada limite planetária devido às diferenças de cobertura vegetal da superfície, o que leva a impactos distintos nos processos de formação de nuvens nas estações seca e chuvosa. As diferenças podem ser vistas nos tipos de nuvens e locais de formação (Silva Dias et al, 2002; Durieux et al 2003, Gandu et al, 2004; Fisch et al 2004). O uso de modelos regionais mais complexos e sofisticados possibilita que novos aspectos relacionados à questão da interface biosfera atmosfera, nas condições atuais e futuras,

possam ser avaliados, já que os efeitos do desmatamento da floresta e da urbanização da região amazônica na atividade convectiva são assuntos ainda controversos.

Uma grande dificuldade dos modelos de mesoescala está na formulação do BES das regiões urbanas, principalmente devido à grande diversidade de formas e tamanhos das construções presentes nestas regiões. De maneira geral, nenhum modelo de balanço de energia urbano considera todos os componentes envolvidos explicitamente. Uma aproximação bastante utilizada para o tratamento de áreas urbanas consiste em considerar uma camada ativa próxima à superfície ou volume, isto é, consideram-se os armazenamentos de calor, assim como fontes internas de calor como, por exemplo, a queima de combustíveis, o que permite fornecer resultados bastantes realísticos.

Os esforços e progressos feitos na última década para resolver o problema do BES nas regiões urbanas levaram ao desenvolvimento de alguns modelos numéricos que melhor representassem o efeito urbano. Em esforço recente da comunidade meteorológica do Brasil, o modelo de uma camada de dossel urbano, desenvolvido por Masson (2000), foi acoplado ao “Brazilian Regional Atmospheric Modeling System” (BRAMS). Desta forma inseriu-se nas simulações numéricas de mesoescala os efeitos do BES, geometria das construções e efeitos térmicos, radiativos e de umidade em áreas urbanas, o que permite estudar os efeitos das ICU.

Neste contexto, e procurando entender as dimensões dos efeitos que a urbanização poderá causar nos processos atmosféricos, o trabalho proposto tem como principal objetivo estudar a formação das ICU das cidades de Manaus e Belém e sua influência sobre o microclima local. Neste sentido, pretende-se (1) descrever as principais características da estrutura atmosférica da ICU através de análises observacionais, (2) simular a formação da ICU das duas cidades, com o modelo de mesoescala BRAMS e (3) entender os impactos atuais e futuros da intensa urbanização na estrutura e formação da ICU.

Tendo em vista que a intensa urbanização apresenta relação direta com mudanças no microclima urbano, e que ainda existe uma lacuna no estudo destas influências, principalmente em cidades localizadas em regiões equatoriais, os resultados obtidos a partir da pesquisa proposta proverão informações importantes para o desenvolvimento de

projetos relacionados a planejamentos urbanos, além de melhorias na qualidade de vida da população relacionadas com o microclima local.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As cidades de Manaus e Belém estão localizadas na região Norte do Brasil, região esta de extremo interesse para a meteorologia, em razão da Floresta Amazônica. A cidade de Manaus, situada no ponto médio de 3°8' de latitude Sul e 60°01' de longitude Oeste, possuindo uma elevação média de 21 m em relação ao nível médio do mar, está localizada no Estado do Amazonas. A cidade de Belém, localizada nas coordenadas de 1°23' de latitude Sul e 48°29' de longitude Oeste, e elevação média em relação ao nível médio do mar de aproximadamente 13 m, está localizada no Estado do Pará.

Segundo Rocha e Rolim (1984), a cidade de Manaus possui dois períodos bem distintos em relação ao comportamento das variáveis meteorológicas como temperatura e precipitação. Segundo os autores, a cidade de Manaus possui temperatura média anual de 26,7°C e precipitação acumulada anual de 2201,6 mm. Os meses mais quentes em Manaus compreendem o trimestre setembro-outubro-novembro (SON), com os maiores valores mensais médios (27,8°C) ocorrendo no mês de setembro, e os meses mais frios no quadrimestre janeiro-fevereiro-março-abril (JFMA), sendo o mês de março o que apresenta as menores temperaturas médias (25,9° C). Os maiores índices pluviométricos são observados entre os meses de janeiro a abril, com o mês de março apresentando os maiores valores (330,7 mm/mês), caracterizando assim um período chuvoso, e os meses mais secos compreendem os meses de junho até outubro, sendo agosto o mês mais seco (51,3 mm/mês), caracterizando o período seco. A direção predominante do vento em Manaus é de nordeste-leste, apresentando variações diurnas devido a circulações locais de brisa fluvial (Oliveira e Fitzjarrald, 1993). Kayano (1979), analisando os dados de radiossondagens de Manaus entre 1968 e 1976, observou que entre os meses de maio a agosto existe uma componente zonal máxima de leste e a componente meridional positiva, prevalecendo desta forma os ventos de sudeste. Já entre os meses de dezembro a março a autora encontrou um máximo predominante de ventos de nordeste. Este comportamento observado por Kayano (1979) está relacionado com o deslocamento meridional do cavado equatorial.

Segundo Costa (2001), a cidade de Belém também apresenta dois períodos bem distintos para as variáveis temperatura e precipitação. A cidade de Belém apresenta um acumulado de precipitação anual de 2893 mm, sendo o ano dividido em duas estações: uma chuvosa, que compreende os meses de dezembro até maio, com o mês de março o que apresenta as maiores taxas pluviométricas (436 mm/mês) e uma outra estação menos chuvosa, compreendendo os meses de junho a novembro, com o mês de novembro apresentando a característica de menor taxa pluviométrica (112 mm/mês). Costa (2001) apresenta como temperatura média anual em Belém o valor de 26,5° C, com o mês de março sendo o que apresenta menor média mensal (25,7° C) e o mês de outubro o mais quente (27,9° C). Os menores valores de temperatura são observados durante o período chuvoso, principalmente entre os meses de fevereiro-março-abril (FMA), e os maiores valores médios mensais observados durante a estação menos chuvosa. O predomínio do vento na cidade da Belém possui componente de norte-nordeste, principalmente devido à cidade estar localizada na região de confluência dos ventos alísios.

Molion (1993) ressaltou que os principais sistemas de tempo de escala sinótica que afetam a região amazônica são: (1) Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), caracterizada por uma banda de nebulosidade aproximadamente zonal na região equatorial, estendendo-se da África até a América do Sul, que faz parte da célula de Hadley, sendo formada principalmente pela convergência em baixos níveis dos ventos alísios de Nordeste e de Sudeste (Hastenrath e Heller, 1977); (2) Linhas de Instabilidade da Amazônia (LIA), que podem ser tanto de origem costeira como continental, sendo caracterizadas pela organização de nuvens de grande desenvolvimento vertical em forma de linha, geralmente formadas devido a convergência em baixos níveis da circulação de brisa marítima e os ventos alísios (Cohen et al, 1995; Silva Dias e Ferreira, 1994); (3) Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), caracterizada por uma banda de nebulosidade e precipitação que se estende desde a Amazônia até o Oceano Atlântico Sul que fica estacionária por mais de 4 dias durante a estação chuvosa (Herdies et al, 2002); (4) Jatos de Baixos Níveis (JBN), caracterizados por um forte escoamento em baixos níveis, geralmente entre 925 hPa e 700 hPa, paralelo e próximo a cadeia de montanhas dos Andes que possui grande influência no transporte de umidade entre trópicos e extratropicais (Marengo, 2004; Nascimento, 2008); (5) Alta da Bolívia, caracterizada por

um sistema de alta pressão em altos níveis da atmosfera que ocorre durante o verão sobre a América do Sul, influenciando de forma direta a atividade convectiva na região amazônica (Carvalho, 1989).

Além destes sistemas de escala sinótica, alguns fenômenos de escala menor, como circulações atmosféricas locais, também afetam as condições meteorológicas em escala local na região amazônica. Este tipo de circulação pode ser definido como circulação de ar induzida termicamente pelos processos de superfície em regiões heterogêneas. Estas circulações podem ser as convencionais, como brisas marítima e terrestre, brisas de vale e montanha, brisas lacustres, ou as não convencionais, como as formadas por diferenças de umidade do solo ou por diferenças de vegetação (Atkinson, 1981; Pielke, 2002).

Circulações do tipo brisa marítima e brisa fluvial muitas vezes influenciam na formação e intensificação de sistemas de tempo nesta região do país. Neste contexto, citam-se os trabalhos de Kousky (1980), que verificou grande variabilidade na atividade convectiva relacionada com circulações locais do tipo brisa sobre a costa leste da região norte do Brasil; de Oliveira e Fitzjarrald (1993), que estudaram o regime de ventos na região da cidade de Manaus; de Silva Dias et al (2004) e Lu et al (2005) que estudaram a formação de brisa fluvial dos rios Amazonas e Tapajós e o de Souza (2007), que avaliou a formação de brisa fluvial na região da foz do rio Amazonas.

Além das circulações locais do tipo brisa, circulações criadas por contraste de vegetação e usos do solo também são observadas na região amazônica. Souza et al (2000) mostraram que é possível detectar, nos dados de vento e pressão, o sinal de circulações locais entre a floresta e as regiões desmatadas na parte central do Estado de Rondônia. O efeito deste tipo de circulação possui influência direta sobre a formação de nebulosidade. Cutrim et al (1995) e Negri et al (2004) mostraram que nas regiões desmatadas da Amazônia, na estação seca, há uma maior quantidade de nuvens cumulus do que nas regiões de floresta.

Avissar et al (2002) formularam um modelo conceitual sobre o efeito do desmatamento na precipitação, tendo ressaltado que para desmatamentos regionalizados haveria inicialmente um aumento da precipitação, enquanto que na medida que o desmatamento

aumenta esse quadro se reverteria com um decréscimo da precipitação em 30% para o desmatamento total.

Do ponto de vista de mudanças no uso e cobertura do solo, além do desmatamento a intensa troca da vegetação natural por áreas urbanizadas pode levar a formação do fenômeno de Ilha de Calor Urbana (ICU), que da mesma forma que o desmatamento, pode influenciar de forma direta a criação de circulações locais, assim como modificar de forma direta o comportamento de diversas variáveis meteorológicas.

A relação entre as circulações locais e a formação de ICU foi analisada por Freitas et al. (2007), que mostraram que a formação da ICU sobre a região metropolitana de São Paulo tende a acelerar a penetração da brisa marítima sobre a cidade, intensificando a convergência dos ventos em superfície. Martilli et al. (2003) mostraram que a formação da ICU da cidade de Atenas, devido à presença da cidade, levou a um enfraquecimento da brisa terrestre no período noturno, principalmente devido à formação de um pequeno gradiente horizontal de pressão decorrente da presença da ICU, e da brisa marítima durante o dia, devido à rugosidade da superfície urbana e à formação de uma circulação térmica formada pela cidade.

O aumento da temperatura da superfície e do ar sobre uma área urbana, em relação às áreas rurais ou suburbanas vizinhas, é definido como Ilha de Calor Urbana (ICU) (Arya, 2001). Segundo o autor, este nome deve-se a similaridade no comportamento da elevação das isotermas com uma ilha oceânica isolada, como ilustrado na Figura 2.1.

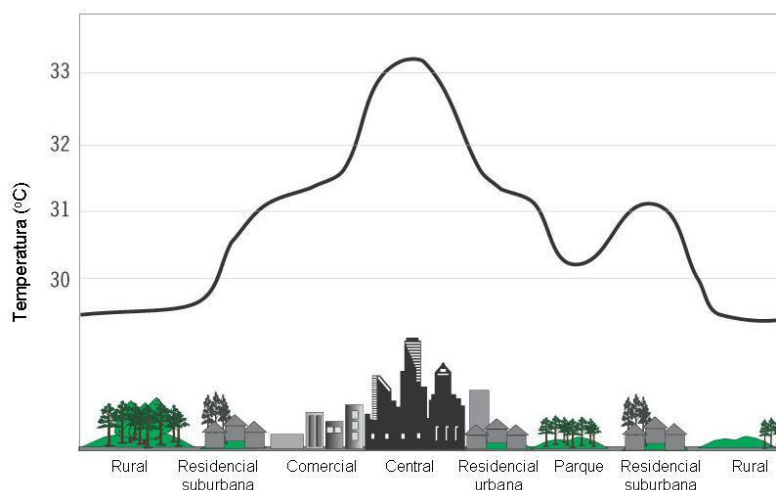


Figura 2.1 – Ilustração do comportamento das isotermas sobre uma região urbana e regiões vizinhas (Adaptado de Arya, 2001)

Deste modo, enquanto as cidades ocupam apenas 0,05% da superfície da Terra, mais da metade dos habitantes do planeta moram em regiões urbanas, sendo estes diretamente afetados pelas condições ambientais destas regiões, principalmente devido à formação das Ilhas de Calor Urbanas (ICU) (Masson, 2006).

Estudos sobre ICU apareceram na bibliografia na década de 50, com o trabalho de Manley (1958). Desde então, muitos têm sido os estudos relacionados com a formação e efeitos da ICU. A presença de áreas urbanas gera mudanças na atmosfera, incluindo efeitos devido à rugosidade (Grimmond et al, 1998), como a formação de turbulência (Roth, 2000), efeitos na intensificação de tempestades (Bornstein e Lin, 2000), alterações na hidrologia (Grimmond et al, 1986; Grimmond e Oke, 1986) e ainda impactos na dispersão de poluentes (Freitas, 2003).

Roth (2000) cita como os dois principais fatores relacionados com ICU que causam modificações na atmosfera: (1) efeitos mecânicos produzidos pelo atrito causado pelas construções (agindo assim como sumidouro de momento) e aumento na transferência de energia de grandes para pequenos vórtices (transformação de energia cinética média em energia cinética turbulenta); (2) efeitos térmicos induzidos pela diferença de temperatura das construções, efeito sombra, desvio da radiação incidente nas ruas dos *canyons*

urbanos e redução nos fluxos de calor latente, o que leva a alterações nos fluxos de calor sensível para a atmosfera.

O estudo das ICU baseia-se em um melhor detalhamento do Balanço de Energia na Superfície (BES) nas áreas urbanas. Oke (1988) apresenta a formulação abaixo para o BES em áreas urbanas:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (2.1)$$

em que Q^* é o saldo de radiação, Q_F é o fluxo de calor antropogênico, Q_H é o fluxo de calor sensível, Q_E é o fluxo de calor latente, ΔQ_S é o fluxo de calor armazenado e ΔQ_A é o fluxo de calor advectivo. Em situações sem a presença de áreas urbanas o termo Q_F é retirado da equação. No caso de áreas urbanas, Q_F é calculado da seguinte forma, conforme mostrado por Coutts et al (2007):

$$Q_F = Q_V + Q_B + Q_M \quad (2.2)$$

sendo Q_V o calor liberado por veículos, Q_B o calor liberado por construções e Q_M o calor liberado pelo metabolismo humano.

Muitos estudos observacionais têm sido realizados com o objetivo de identificar a presença de ICU, assim como para compreender como este fenômeno se desenvolve e afeta a qualidade de vida em regiões urbanas.

Grande parte dos estudos observacionais sobre ICU nos últimos anos tem sido realizada nos países asiáticos, principalmente devido ao grande crescimento urbano nestas regiões. Kim e Baik (2004) encontraram para o período de 1 ano uma intensidade de até 3,4° C da ICU da cidade de Seul. Miao et al (2008) encontraram intensidade de 2,4° C da ICU da cidade de Pequim durante um mês de estudo. Na Europa, Sajani et al (2008) encontraram áreas urbanas 6° C mais quentes que áreas rurais para a cidade de Bologna, Itália.

Comarazamy et al (2007) encontraram diferenças entre áreas urbana e rural de até 4,5° C de temperatura para a cidade de San Juan, Porto Rico.

A ICU da cidade de Belém foi avaliada por Costa et al (2001), através de dados observacionais coletados durante dois meses (outubro de 2005 e fevereiro de 2006). Os autores encontraram grandes evidências da presença da ICU da cidade de Belém, com diferenças de temperatura entre a área urbana e rural de 4,5° C durante a estação menos chuvosa e de 1,5° C durante a estação seca, com os maiores contrastes de temperatura entre área urbana e rural ocorrendo no período noturno.

Maitelli e Wright (1996) estudaram a diferença de temperatura e umidade relativa entre áreas intensamente urbanizadas e floresta durante 14 meses (fevereiro de 1991 e março de 1992) na cidade de Manaus. Os autores encontraram diferenças de 2,25 K entre a área urbana e floresta, com a região de cidade apresentando de 3% a 6% menos umidade que a floresta, deixando claro a presença e a magnitude da ICU da cidade de Manaus.

A necessidade de entender os efeitos da presença urbana sobre o comportamento de algumas variáveis meteorológicas é de extremo interesse para a meteorologia, principalmente quando se trata de desenvolvimento de sistemas de tempo e conforto humano. Devido á escassez de dados observacionais que possam dar suporte ao estudo mais aprofundado da formação e influência das ICU, a modelagem atmosférica torna-se uma ferramenta muito útil.

Segundo Masson (2006) existem três tipos de modelos que tratam o balanço de energia em regiões urbanas: (i) os modelos empíricos, os quais se baseiam em observações do BES para a realização de experimentos estatísticos (Liu et al, 2006), (ii) modelos acoplados com esquemas de vegetação adaptados, onde as áreas urbanas são representadas dentro destes esquemas (Walko et al, 2000), e (iii) modelos de dossel urbanos de uma camada, como por exemplo o esquema TEB (Masson, 2000) ou o UCM single-layer (Kusaka et al, 2001), que trata diretamente a área urbana de forma a representar os efeitos do BES em áreas urbanas separadamente dentro do modelo atmosférico (iv) modelos de dossel urbano de múltiplas camadas, como por exemplo o UCM multi-layer (Martilli et al, 2002; Dupont et al, 2004).

O acoplamento em modelos atmosféricos, de modelos ou esquemas de superfícies capazes de representar de melhor forma as áreas urbanas, tem apresentado um grande avanço nos últimos anos. Alguns modelos de mesoescala são capazes de simular não somente a intensidade das ICU, mas também sua estrutura dinâmica e espacial.

Taha (1999) simulou as ICU em Atlanta, Estados Unidos, após incorporar um esquema de ICU no esquema de superfície do modelo atmosférico utilizado nas simulações. Da mesma forma, Vu et al (1999), acoplado um esquema de área urbana a um modelo de mesoescala, validou suas simulações de mesoescala sobre Tóquio através de medidas de temperatura.

O acoplamento do esquema de dossel urbano de uma camada TEB ao modelo atmosférico de mesoescala RAMS, foi feito por Freitas (2003) para validar simulações para a região metropolitana de São Paulo, tendo sido obtido resultados realísticos dos efeitos da ICU da região sobre o comportamento de circulações atmosféricas locais. Mais recentemente, Miao et al (2008) acoplaram um esquema de dossel urbano, o UCM *single-layer*, ao esquema de superfície Noah dentro do modelo *Weather Research Forecast* (WRF), obtendo resultados representativos e satisfatórios das principais características atmosféricas sobre a região urbana de Pequim.

Mais detalhes sobre o modelo de dossel urbano TEB, acoplado ao modelo BRAMS, versão 4.2, o qual será usado no presente trabalho, é apresentado na seção 3 deste documento.

3. DADOS E METODOLOGIA

O desenvolvimento do trabalho proposto divide-se em três etapas principais, independentes entre si. Com o objetivo de estudar a formação das ICU das cidades de Manaus e Belém e sua influência sobre o microclima local, serão realizadas análises observacionais e simulações numéricas com o modelo de mesoescala BRAMS.

Em uma primeira etapa será construído o novo mapa de vegetação e usos da terra para a área de estudo, ou seja, o mapa incluirá as regiões urbanas de Manaus e Belém, antes não consideradas nos mapas de vegetação utilizados em esquemas de superfície acoplados aos modelos atmosféricos. A inclusão das áreas urbanizadas da região amazônica tornará as simulações numéricas mais realísticas. Os procedimentos adotados para a criação deste novo mapa de vegetação são descritos mais detalhadamente no item 3.1.

Com o objetivo de determinar as dimensões das ICU formadas pelas cidades de Manaus e Belém e sua influência sobre o comportamento médio das principais variáveis meteorológicas e da Camada Limite Planetária (CLP), será realizado um estudo observacional com base em dados históricos e recentes coletados em algumas estações de superfície, juntamente com a análise de dados de sondagens atmosféricas. Maiores detalhes sobre o estudo observacional das ICU de Manaus e Belém são encontrados na seção 3.2.

Em seguida serão realizadas simulações numéricas com o modelo de mesoescala BRAMS com o objetivo de identificar a formação das ICU e quantificar seu efeito sobre o microclima local. Estas simulações numéricas serão comparadas e validadas pelos estudos observacionais feitos anteriormente para as duas cidades, tentando mostrar desta forma a capacidade do modelo numérico em reproduzir as ICU das cidades de Manaus e Belém. Posteriormente à validação serão realizados experimentos numéricos, com o mesmo modelo, para entender os impactos da urbanização, como crescimento da área urbana, na formação de ICU e influência sobre o microclima local. No item 3.3 é apresentada a metodologia relacionada a esta fase do trabalho.

Para que se tenha um completo conhecimento das dimensões do crescimento urbano das cidades de Manaus e Belém, também serão analisados dados relacionados com a densidade populacional, frota veicular e número de indústrias. Estes dados permitirão

uma melhor análise dos parâmetros a serem inseridos como condições iniciais para simulações numéricas que serão realizadas no contexto deste trabalho. Estes dados foram obtidos do CENSO IBGE (2007).

Assim sendo, o diagrama apresentado na Figura 3.1 mostra esquematicamente como será desenvolvido o projeto proposto.

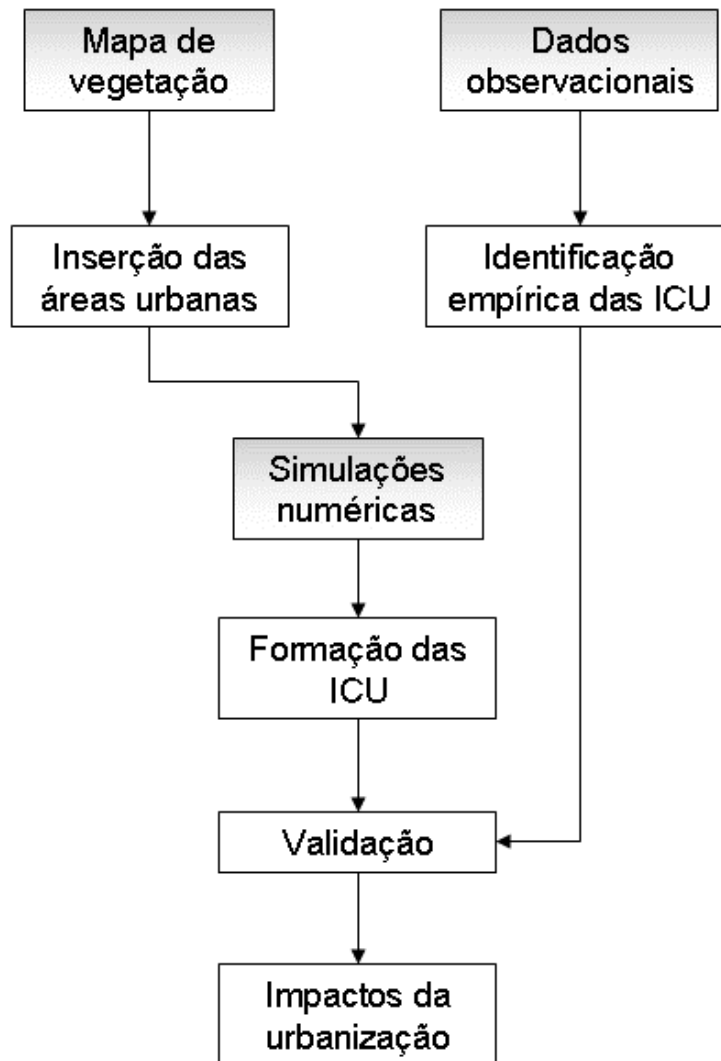


Figura 3.1 – Diagrama esquemático da metodologia empregada para o desenvolvimento do trabalho proposto. Os quadrados em destaque representam as três etapas principais.

3.1 Elaboração do mapa de vegetação

Para aplicação em modelagem fazem-se necessária uma classificação simplificada da superfície, de tal forma que estejam representados os principais tipos de vegetação e usos da terra na região. O mapa de vegetação atual utilizado pelo modelo BRAMS, representativo da região amazônica, é o derivado do projeto PROVEG (Sestini et. al, 2002), enquanto a cobertura da terra das demais regiões do Brasil foi obtida dos mapas de usos do solo do USGS, que incluem dados do *Geosphere-Biosphere International Program - Land Cover* (IGBP-LC), além das classes de vegetação natural da UNESCO (1973).

O mapa de vegetação atualmente utilizado pelo modelo BRAMS possui resolução espacial de 1km, contendo 21 classes de vegetação. Na região amazônica são observadas apenas 3 classes, segundo a classificação considerada no âmbito do projeto PROVEG ou seja, floresta, cerrado, pastagem (áreas desmatadas) e água (Sestini et al., 2002).

De modo geral, os mapas de vegetação têm sido produzidos a partir de compilações de várias fontes de dados da superfície, tais como Atlas, mapas locais e outros registros (Defries e Townshend, 1994), a fim de prover condições de contorno para os modelos climáticos (Matthews, 1983; Wilson e Henderson-Sellers, 1985) e, também, para os modelos de previsão numérica de tempo. Neste contexto, o mapa mais recente de vegetação elaborado pelo Projeto PROVEG baseou-se em dados do Projeto RADAM – IBGE, dados temáticos de desflorestamento gerados pelo programa Amazônia (PRODES), imagens TM-Landsat (Sestini et al, 2002) e dados do Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira (PROBIO, 2002). Desta forma obteve-se um mapa com a representação mais realista e atual da vegetação e usos do solo, de maneira que as principais áreas urbanas da região amazônica foram incluídas (Alvalá e Vieira, 2008).

O novo mapa de vegetação e usos do solo mencionado acima foi derivado para ser compatível com as classes de vegetação consideradas no esquema de superfície LEAF, esquema este que será melhor detalhado no item 3.3.2. Inclui para a região amazônica a classe 3, que representa as áreas de influência urbana, e a classe 19, representativa de regiões urbanas, além das classes já existentes no mapa original. A Figura 3.2 mostra o

novo mapa de vegetação e usos do solo para a região da Amazônia Legal, enquanto a Tabela 3.1 mostra as classes consideradas no mapa e suas descrições.

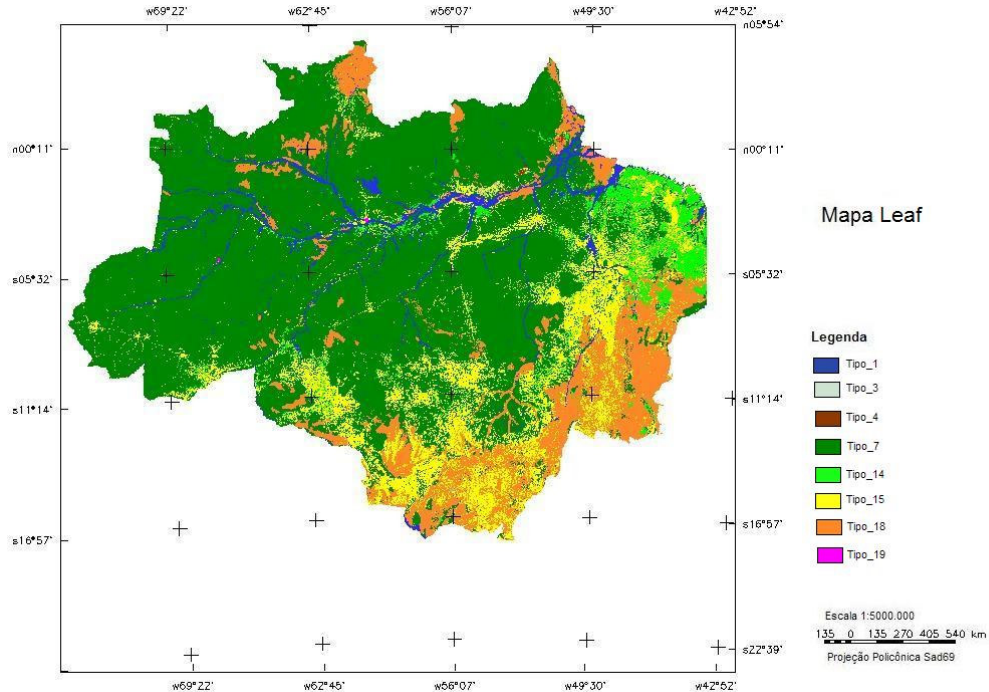


Figura 3.2 – Mapa de vegetação e usos do solo para a região da Amazônia Legal (Alvalá e Vieira, 2008), contendo as classes de cobertura e uso da terra, compatibilizadas com as classes do esquema de superfície LEAF-3.

Tabela 3.1 – Classes do modelo de superfície LEAF-3 e suas respectivas descrições.

Classe LEAF-3	Descrição
Tipo 1	Rios e Lagos
Tipo 3	Solo nu; Influência urbana
Tipo 4	Reflorestamento
Tipo 7	Floresta
Tipo 14	Vegetação secundária
Tipo 15	Agricultura; Desmatamento
Tipo 18	Cerrado
Tipo 19	Área Urbana

3.2 Análise observacional

O aumento da temperatura do ar sobre áreas urbanas, em relação a regiões vizinhas, causado principalmente pela mudança nas características térmicas das superfícies e por efeitos de aquecimento antrópico, é conhecido como o fenômeno de Ilha de Calor Urbana (ICU). A ICU está diretamente relacionada com variações nos balanços de energia e de radiação nas superfícies de áreas urbanas, o que refletirá em mudanças diretas no microclima local de uma região, alterando de certa forma o comportamento das variáveis meteorológicas.

Nesta etapa do trabalho proposto pretende-se obter, através de análises detalhadas de dados observacionais de superfície e altitude, um melhor conhecimento do comportamento de variáveis meteorológicas, como temperatura e vento, assim como da Camada Limite Planetária (CLP) sobre as cidades de Manaus e Belém.

3.2.2 Dados de superfície

Os dados de superfície compreendem séries históricas, para o período de 1961 até 2008 para as cidades de Manaus e Belém, das principais variáveis atmosféricas, incluindo temperaturas média, mínima e máxima do ar, umidade relativa, pressão atmosférica, intensidade e direção do vento, precipitação e radiação solar líquida. Os dados referentes a estas séries históricas foram coletados em estações de superfície do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) para o 1º Distrito de Meteorologia (1º DISME) e 2º Distrito de Meteorologia (2º DISME).

Este primeiro conjunto de dados permitirá uma análise observacional da influência urbana sobre o comportamento das principais variáveis meteorológicas durante a intensa urbanização destas duas regiões no período de 46 anos. Neste mesmo contexto, também serão analisados os comportamentos diário, mensal, sazonal e anual das principais variáveis meteorológicas, o que permitirá avaliar o microclima das cidades de Manaus e Belém. Esta análise basear-se-á em trabalhos nos quais foram encontradas relações diretas entre mudanças no comportamento da temperatura causadas pela intensa urbanização, como por exemplo os trabalhos de Oke (1973), Kukla et al. (1986), Karl et al. (1988), Wood (1988), Jones et al. (1989), Portaman (1993), Gallo et al. (1999),

Livada et al. (2002), Kim e Baik (2002), Kalnay e Cai (2003), Li et al. (2004), Liu et al. (2008), Miao et al. (2008) e Hua et al. (2008).

Também será analisado, a partir deste primeiro conjunto de dados, o comportamento do vento sobre as duas cidades. Análises observacionais feitas anteriormente mostram que as circulações do tipo brisa marítima e brisa fluvial possuem grande influência sobre o comportamento do tempo nestas regiões. Assim sendo, serão analisados a formação e o comportamento das circulações locais, em conformidade com os estudos anteriores de Oliveira e Fitzjarrald (1993) e de Silva Dias et al (2004). Neste caso procurar-se-á avaliar a relação direta entre a formação e intensificação de circulações locais do tipo brisa e a formação de ICU.

Além da série histórica, também será utilizado um conjunto de dados de superfície obtido no escopo da campanha experimental do Projeto LBA realizado recentemente (Campanha do experimento mini-BARCA - Balanço Regional Atmosférico de Carbono na Amazônia, realizada entre os dias 09 e 30 de junho e 10 de novembro a 10 de dezembro de 2008), nos mesmos sítios de coleta do INMET e para as mesmas variáveis atmosféricas citadas anteriormente. Para este mesmo período também será utilizado um conjunto de dados coletados em torre de medidas meteorológicas localizada em região de floresta distante 50 km da cidade de Manaus e também dados coletados em área rural próxima a cidade de Belém.

Hua et al (2008) mostraram que um método direto de investigar o efeito de ICU é analisando a diferença, principalmente de temperatura e de umidade, entre a região de cidade e áreas rurais mais afastadas, muitas vezes pouco afetadas pela intensa urbanização. Desta forma, a análise deste segundo conjunto de dados permitirá uma comparação entre o comportamento das variáveis atmosféricas em área urbana e em uma área de floresta em Manaus, ou em área rural em Belém, permitindo a obtenção das dimensões geográficas e a caracterização da ICU destas duas cidades. Além disto, esta análise realizada a partir deste segundo conjunto de dados servirá como ferramenta a ser utilizada na validação das simulações numéricas, propostas no escopo do projeto proposto.

Para o conhecimento da intensidade da ICU das cidades de Manaus e Belém será utilizado o método apresentado por Maitelli e Wright (1996), em que a intensidade é calculada da seguinte forma:

$$HICU = \frac{1}{D} \left[\sum_{d=1}^{d=D} (T_{u,d} - T_{r,d}) \right] \quad (3.1)$$

sendo d o número do dia, D o número de dias, T_u a temperatura na área urbana e T_r a temperatura na área rural.

3.2.3 Dados de altitude

Os processos de superfície exercem influência direta no comportamento da Camada Limite Planetária (CLP). Procurando entender qual a influência da região urbana das cidades de Manaus e Belém sobre o comportamento da CLP, perfis verticais da atmosfera serão analisados.

Os perfis verticais utilizados nesta etapa da pesquisa representam dois conjuntos de dados que foram obtidos através de radiossondagens lançadas nas cidades de Manaus e Belém. O primeiro conjunto de dados é referente ao período de 1973 a 2008. Este conjunto de dados apresenta sondagens atmosféricas para as 12 UTC entre os anos de 1973 e 2005 e as 00 e 12 UTC de 2006 a 2008 para ambos os sítios de coleta.

Já o segundo conjunto de dados foi coletado nas duas cidades durante a campanha experimental mini-BARCA do projeto Milênio-LBA2. Nesta campanha foram realizadas sondagens atmosféricas nos horários das 00, 06, 12 e 18 UTC entre os dias 09 e 30 de junho e no horário das 00 e 12 no período de 10 de novembro a 10 de dezembro de 2008.

O primeiro conjunto de dados permitirá a realização de uma climatologia dos perfis verticais da atmosfera, caracterizando perfis médios mensais, sazonais, assim como identificando qual o efeito do crescimento urbano no comportamento da CLP. O segundo conjunto de dados será utilizado no processo de assimilação de dados durante

as simulações numéricas a serem realizadas no escopo deste trabalho, assim como para uma caracterização de perfis médios durante a campanha experimental.

Kayano (1979) analisou os perfis verticais da atmosfera obtidos através de radiossondagens sobre as cidades de Manaus e Belém entre os anos de 1968 e 1976 com o objetivo de identificar, através dos dados, a influência de sistemas de escala sinótica sobre a região amazônica. Para a análise dos perfis verticais da atmosfera, para ambos os conjuntos de dados, serão utilizados dois métodos. Um primeiro método, chamado método do perfil, o qual é um método subjetivo que se baseia no fato de que na Camada Limite Convectiva (CLC) as propriedades temperatura potencial e umidade específica são bem misturadas, permanecendo praticamente constantes com a altura até a camada de inversão, local onde o gradiente destas propriedades apresenta forte inclinação (Stull, 1988). Sendo assim, a altura da CLC corresponde ao primeiro nível da camada de inversão (Fisch et al, 2004).

Um segundo método utilizará a análise do número de Richardson, o qual analisa a relação direta entre a estabilidade estática e a estabilidade dinâmica do perfil. Este método também se baseia na hipótese de que dentro da CLC as variações de temperatura potencial são pequenas e que dentro desta camada o cisalhamento do vento horizontal é pequeno. Assim, os valores referentes ao número de Richardson devem permanecer próximos ou iguais a zero dentro da CLC, tendo como valor crítico 0,25, conforme recomendado por Seibert et al (2000). A fórmula do número de Richardson é apresentada abaixo:

$$Ri = \frac{g}{\bar{\theta}} \frac{(\partial\theta/\partial z)}{(\partial V/\partial z)^2} \quad (3.2)$$

em que $\bar{\theta}$ é a temperatura potencial média da camada, $\partial\theta$ é a diferença $\theta_2 - \theta_1$ com θ_2 sendo a temperatura potencial no nível z_2 e θ_1 é a temperatura potencial no nível z_1 , ∂z é a diferença $z_2 - z_1$ e ∂V é a diferença $V_2 - V_1$, com V_2 e V_1 sendo a intensidade do vento nos níveis z_2 e z_1 , respectivamente.

Desta forma, com base nos dois métodos descritos anteriormente, será possível a análise dos perfis verticais coletados a partir de radiossondagens para as cidades de Manaus e Belém. Posteriormente estas análises servirão como condições a serem utilizadas no processo de validação das simulações numéricas a serem realizadas no decorrer das outras etapas da pesquisa.

3.3 Simulações numéricas

3.3.1 O modelo BRAMS

Para as simulações a serem realizadas no escopo desta pesquisa será utilizado o modelo de mesoescala BRAMS, em sua versão 4.2, versão esta baseada na versão 6.0 do modelo RAMS, a qual foi desenvolvida por instituições brasileiras e internacionais com o objetivo de criar e aprimorar parametrizações e atualizações voltadas para a meteorologia do Brasil. O modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) é um modelo atmosférico prognóstico, desenvolvido por pesquisadores da Universidade do Colorado a partir de um modelo de mesoescala e um modelo de nuvens. Nesta nova versão do modelo BRAMS foram adicionados o esquema físico de balanço de energia em áreas urbanas (Town Energy Budget - TEB), modelo simples de transporte fotoquímico (Simple Photochemical Module – SPM), modelo de transporte de aerossóis Coupled Aerosol and Tracer Transport model (CATT-BRAMS), além de outros aprimoramentos. Também foram adicionados novos aperfeiçoamentos meteorológicos, como a parametrização de cúmulos rasos; novo esquema de fechamento para a convecção profunda; assimilação de dados de umidade do solo heterogênea; novo arquivo de vegetação, com resolução espacial de 1 km, integrado ao modelo de vegetação LEAF-3 (Land Ecosystem Atmosphere Feedback model - 3); e a integração de um novo esquema de superfície (SIB 2.5).

O BRAMS permite várias utilizações, desde a micro até a grande escala, sendo ele mais freqüentemente usado para a simulação de fenômenos atmosféricos de mesoescala. O modelo BRAMS pode ser rodado considerando duas ou três dimensões, não existindo uma resolução horizontal mínima para as simulações, podendo ser considerada resolução horizontal de até 2 m (Pielke, 2002). Também não há limite para a resolução

vertical. O modelo pode ser rodado para vários domínios, desde um domínio global até simulações com domínio de pequena escala.

O BRAMS é um modelo baseado em diferenças finitas, que usa grade do tipo C de Arakawa, em que as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no centro dos pontos de grade e as componentes u , v e w são resolvidas nos pontos $dx/2$, $dy/2$ e $dz/2$, respectivamente. O conjunto de equações utilizadas pelo BRAMS são não hidrostáticas e quase-Boussinesq, consistindo de equações prognósticas para todas as variáveis de estado incluindo u , v , w , temperatura potencial e razão de mistura e função de Exner. O modelo utiliza a formulação de diferenças finitas de segunda ordem no espaço e no tempo resolvidos de forma explícita para a resolução das equações diferenciais do modelo. Neste esquema os termos de advecção são colocados na forma de fluxo, de maneira que massa, momento e energia sejam conservados. Para solucionar o problema gerado por ondas sonoras, o modelo utiliza o esquema de divisão dos passos de tempo (*time-split*), em que são calculados os termos responsáveis pelas ondas sonoras em passos de tempo menores que os passos de tempo utilizados para os termos de advecção.

O RAMS permite a utilização de dois tipos de coordenada vertical. Uma é do tipo sigma-z, a qual acompanha o terreno na parte inferior e possui o seu topo plano. Uma desvantagem deste tipo de coordenada é que ela possui dificuldade no tratamento de topografia muito íngreme, culminando em problemas nos gradientes horizontais nestas regiões. Uma segunda coordenada vertical é a do tipo *shaved* ETA, em que as aberturas das faces das células de grade são adaptadas à topografia, com a estrutura de grade como uma verdadeira grade cartesiana. Esta nova coordenada vertical permite o tratamento dos gradientes verticais em terrenos muito complexos, e com terrenos que apresentem construções e vegetação.

Uma vantagem do modelo BRAMS é que ele permite o aninhamento múltiplo de grades, o que possibilita que as equações sejam resolvidas de forma simultânea nas grades de diferentes resoluções espaciais. O aninhamento de grades permite que se use alta resolução espacial para uma região selecionada, ocupando certa parte da grade de menor resolução espacial. Com isso podem-se resolver as equações e obter resultados para uma grade de resolução mais grosseira e, ao mesmo tempo, realizar a simulação para uma grade com resolução espacial mais fina. Portanto, as variáveis prognósticas

calculadas para a grade de menor resolução servirão como condição de fronteira para a grade aninhada, sendo este tipo de interação chamada de *two-way*.

O BRAMS possui dois tipos de inicialização: uma horizontalmente homogênea e outra horizontalmente variada. Na opção de inicialização horizontalmente homogênea, parte-se de dados de uma radiossondagem disponível e esta é extrapolada para todo o domínio da grade no primeiro instante de simulação. Já na opção de inicialização horizontalmente variada, o BRAMS utiliza o pacote RAMS – ISAN. Este pacote de inicialização utiliza um método de análise objetiva dos dados, o qual permite utilizar dados de análises ou previsões de outros modelos atmosféricos (Souza, 2007).

3.3.1.1 Parametrizações

Alguns fenômenos atmosféricos importantes e que influenciam determinadas variáveis meteorológicas algumas vezes ocorrem em escalas espaciais menores que a resolução espacial utilizada para a solução das equações. Para que sejam levados em consideração os efeitos destes fenômenos sobre as variáveis meteorológicas é necessário que de alguma forma estes fenômenos possam ser resolvidos. Assim, procura-se um equilíbrio estatístico entre os fenômenos e variáveis; logo, o que irá interessar será o efeito estatístico sobre o fluxo dos fenômenos de pequena escala. Este processo descrito chama-se parametrizar. No modelo BRAMS alguns dos fenômenos parametrizados são: radiação, convecção, turbulência, microfísica e interação solo-vegetação-atmosfera, entre outros.

3.3.1.1.1 Radiação

A radiação é o processo mais importante da atmosfera, responsável por todo balanço de energia que alimenta os demais processos atmosféricos. O esquema de parametrização de radiação reproduz os efeitos da radiação de ondas curta e longa na atmosfera e no solo e sua interação com alguns componentes da atmosfera.

Os esquemas de parametrização de radiação adotados no modelo BRAMS são baseados em modelos de transferência radiativa, os quais levam em consideração grupos de linhas

de absorção. Nos esquemas de onda curta leva-se em consideração o aquecimento devido à absorção pelo ozônio e espalhamento e absorção por nuvens. Nos esquemas de onda longa são parametrizados alguns efeitos, como o aquecimento devido à absorção de radiação por vapor d'água, CO₂, nuvens, etc.

No modelo BRAMS existem quatro esquemas de parametrização para a radiação: o esquema de Mahrer e Pielke (1977) (MP), o esquema *two-stream* de Chen e Cotton (1983) (CC), o esquema *new two-stream* denominado Harrington (HR) e proposto por Meyers et al 1997 e o esquema CARMA (Toon et al, 1989).

A parametrização proposta por MP é um esquema simples, no qual se levam em consideração o espalhamento por oxigênio, ozônio e CO₂ e trata a absorção por vapor d'água. No esquema de MP para onda longa é levado em consideração a emissão e a absorção infravermelha do CO₂ e vapor d'água, embora este esquema possui a deficiência de não tratar nuvens ou qualquer material condensado.

O esquema de parametrização proposto por CC para a radiação de onda curta apresenta uma solução completa para a equação de transferência radiativa. Para a radiação de onda longa, o esquema de CC considera 3 bandas de absorção parametrizando o efeito de nuvens.

O esquema HR, assim como o esquema CC, utiliza uma solução completa para a equação de transferência radiativa no tratamento da radiação de onda curta, levando em consideração os efeitos de absorção por vapor d'água, CO₂ e ozônio. Este esquema considera 3 bandas de onda curta e 5 bandas do infravermelho, computando todas as interações relacionadas com o espalhamento e a absorção por todos hidrometeoros constituintes das nuvens.

O esquema CARMA possui as mesmas características do esquema CC para onda longa e onda curta, mas possui, além da interação entre nuvens e radiação, a interação entre aerossóis atmosféricos.

3.3.1.1.2 Convecção

Os processos relacionados com movimentos ascendentes ocasionados por diferenças de densidade ou por forçantes topográficas, por exemplo, muitas vezes ocorrem em escalas espaciais menores do que o espaçamento utilizado na resolução das equações do modelo. Como exemplo, tem-se a formação de uma nuvem Cumulonimbus, a qual possui dimensões espaciais horizontais menores do que a maioria das resoluções horizontais utilizadas nos modelos. Desta maneira, estes processos convectivos necessitam ser parametrizados.

Muitas vezes estes processos convectivos estão associados à formação de nuvens e conseqüente precipitação, além da transferência de momento e propriedades térmicas entre as camadas mais baixas e mais altas da atmosfera. Esta distribuição de propriedades na coluna atmosférica poderá produzir instabilidade e, assim, a formação de nuvens.

As parametrizações adotadas no modelo BRAMS dividem-se em três partes: (1) o controle dinâmico, em que o ambiente de grande escala é que irá modular a intensidade e a localização da convecção; (2) retroalimentação, em que a convecção modifica o ambiente de grande escala através da troca de propriedades como momento e calor; (3) controle estático, no qual são representadas as características termodinâmicas da convecção. Dentro destas formulações representam-se os principais processos relacionados com a convecção, como o cisalhamento em baixos níveis, interação entre jatos de altos níveis e jatos de baixos níveis, estratificação do vapor d'água e convergência em baixos níveis.

No modelo BRAMS estão disponíveis dois esquemas de parametrização da convecção, o proposto por Kuo e Anthes (Kuo, 1965, 1974; Anthes, 1977) (KUO) e o esquema proposto por Grell e Devenyi (2002) (GRELL).

O esquema KUO possui a desvantagem de não incluir as correntes descendentes em escala convectiva. Já as vantagens deste esquema são: (a) convergência de umidade é bem desenvolvida nos trópicos, (b) o esquema tende a ser robusto para uma variedade de aplicações em grades com menor resolução espacial e (c) este esquema representa bem a fase de convecção e as características conceituais de sistemas convectivos de

mesoescala. Neste esquema há uma forte correlação entre a precipitação convectiva observada e o total de convergência de vapor d'água em grande escala em uma coluna.

O esquema GRELL tem como desvantagens não trabalhar com subconjuntos de nuvens, trabalhando assim com nuvens separadamente, e o esquema de fechamento está associado com a hipótese de quase-equilíbrio, hipótese que não é bem aplicada à convecção do tipo explosiva em médias latitudes. Este esquema tem como vantagem incluir os efeitos de correntes descendentes em escala convectiva e está bem adequado a grades com alta resolução espacial, como grades com 10 a 12 km.

Um esquema importante de parametrização incorporado no modelo BRAMS é a parametrização relacionada com a formação de cúmulos rasos. Este tipo de nuvem apresenta um importante papel no balanço de energia e de umidade na Camada Limite Convectiva (CLC), onde a presença de cúmulos rasos modifica o perfil termodinâmico da baixa troposfera, o que cria um ambiente favorável ao desenvolvimento de convecção profunda. Este esquema de cúmulos rasos foi proposto por Souza (1999) e é capaz de representar o ciclo diurno da convecção não precipitante sobre o continente e assim sua interação com a superfície, configurando, portanto, de melhor forma o perfil termodinâmico da atmosfera.

3.3.1.1.3 Microfísica de nuvens

Muitos modelos e esquemas de nuvens tratam de processos específicos para representar a precipitação. O esquema de microfísica de nuvens trata de forma explícita a formação dos hidrometeoros constituintes de uma nuvem.

Essencialmente, a parametrização de microfísica descreve a evolução das características de hidrometeoros no tempo, os mecanismos de interação entre as mesmas e a permanente troca de vapor e calor com a fase gasosa. As categorias inicialmente envolvidas nos processos microfísicos são as gotículas de nuvens e cristais de gelo. Este tipo de parametrização garante certa versatilidade ao usuário, ao permitir que o experimento numérico seja conduzido dentro de certas restrições por ele estabelecidas, como por exemplo a escolha do conjunto de hidrometeoros a serem introduzidos na simulação. Também é possível que o usuário determine o diâmetro médio para cada

categoria de gelo e água nos processos de microfísica. Em alguns modelos de microfísica mais recentes é possível considerar que a concentração de hidrometeoros seja uma variável prognosticada a partir da razão de mistura

A parametrização de microfísica de nuvens incluída no modelo BRAMS calcula fontes e sumidouros para diferentes categorias de hidrometeoros, como vapor d'água, gota de nuvem, *pristine ice*, neve, agregados, *graupel* e granizo. O início dos processos microfísicos na atmosfera ocorre a partir de núcleos de condensação. Nestes modelos de microfísica podem ser especificados a quantidade e tipo de núcleos de condensação, além de ser levados em consideração a presença de aerossóis na atmosfera. Portanto, uma vez nucleado o vapor d'água o crescimento das gotícula é governado pela difusão de vapor e calor. Após isto, as gotículas maiores irão crescer por colisão e coalescência, em que uma categoria de água cresce pela coleção de outra categoria.

3.3.1.1.4 Camada Limite Planetária (CLP)

Na camada limite atmosférica, fenômenos de escala temporal muito rápida ocorrem na atmosfera em escalas espaciais muito menores que o espaçamento de grade dos modelos de circulação geral da atmosfera e modelos de área limitada. Estes processos são determinados pelos fluxos de calor, momento e umidade entre a superfície e a atmosfera adjacente. Estes fenômenos incluem turbulência, ondas de gravidade, turbilhões ou outras estruturas que não podem ser resolvidas através das equações governantes dentro dos modelos e, por isso, precisam ser parametrizadas. Então, a representação da Camada Limite Planetária (CLP) em modelos globais ou de área limitada ocorre essencialmente na correlação de termos de sub-grade, desde que a resolução do modelo não seja capaz de explicar de forma satisfatória os fluxos de pequena escala encontrados nesta camada (Hartmann, 1994; Pielke, 2002).

Como ressaltado por Anthes et al. (1980), uma resolução detalhada da CLP é essencial para melhores soluções quando o aquecimento diferenciado ao longo de um terreno complexo, ou através de limites entre terra e água, está presente, gerando significantes gradientes verticais de variáveis meteorológicas dentro desta camada (Pielke, 2002).

Os esquemas que parametrizam os processos de CLP estão relacionados com o cálculo dos coeficientes de difusão turbulenta na horizontal e na vertical. O modelo BRAMS possui quatro diferentes opções de esquemas de parametrização da CLP.

Os dois primeiros esquemas, descritos a seguir, são adequados para grades cujos espaçamentos horizontais são muito maiores que o espaçamento vertical utilizado na solução das equações, levando a não solução de movimentos convectivos dominantes nesta escala de CLP.

O primeiro esquema é a formulação de Smagorinsky (1963) para o cálculo dos coeficientes de difusão horizontal e vertical. Nesta formulação os coeficientes de difusão são calculados como o produto da taxa de deformação horizontal (gradientes horizontais da velocidade do vento) e do quadrado da escala do comprimento. Neste esquema o coeficiente de difusão vertical é parametrizado pelo esquema de Mellor e Yamada (1982), através da Energia Cinética Turbulenta (ECT).

Uma segunda opção utiliza a formulação de Smagorinsky (1963) para os coeficientes horizontais e um análogo unidimensional a este esquema para os coeficientes verticais. A deformação vertical é obtida através dos gradientes de cisalhamento do vento.

Uma terceira opção calcula os coeficientes de difusão horizontal e vertical através de um produto entre o tensor cisalhamento do vento em três dimensões e o quadrado da escala de comprimento (Kosovic, 1997).

O esquema de Deardorff (1978) é a quarta opção disponível no modelo BRAMS, sendo destinado apenas para finalidades de Simulações de Grandes Turbilhões (LES), em que os movimentos turbulentos realizam a maior parte do transporte na vertical. Neste esquema são utilizados os cálculos da ECT para a estimativa dos coeficientes de difusão na horizontal e na vertical.

3.3.1.2 Modelo de Interação Solo-Vegetação-Atmosfera (SVAT)

Muitos estudos têm mostrado que mudanças no uso e cobertura do solo possuem ligação direta com mudanças no tempo, no clima e no ecossistema. Devido à importância destas interações, parametrizações de processos no solo e na vegetação foram criados e têm

sido sofisticados nos últimos anos. Neste contexto, foram elaborados esquemas de Interação solo-vegetação-atmosfera, chamados SVATs (Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer Schemes), para serem acoplados a modelos atmosféricos.

O modelo BRAMS possui como esquema SVAT o modelo LEAF-3 (Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model – versão 3), o qual foi desenvolvido na Universidade do Colorado, EUA (Walko et al., 2000). A versão acoplada no modelo BRAMS é uma representação das características de superfície que incluem vegetação, solo, lagos e oceanos, áreas cobertas por neve, e sua interação umas com as outras e com a atmosfera. O modelo LEAF-3 possui equações prognósticas para temperatura e umidade do solo em múltiplas camadas, temperatura da vegetação, água na superfície, como deposição e precipitação, massa de cobertura por neve, armazenamento de energia em múltiplas camadas, e temperatura e razão de mistura do vapor d'água no ar do dossel. Os termos de trocas nas equações prognósticas incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão e percolação da água sobre gelo e sobre o solo, transferência radiativa de onda longa e onda curta, evapotranspiração e precipitação.

A implementação do modelo LEAF-3 no BRAMS permite que múltiplos tipos de usos e ocupação do solo coexistam dentro de uma mesma coluna atmosférica, definida como *patch*. Cada *patch* possui uma única combinação de vegetação, dossel, solo, corpos de água ou neve. Logo, o modelo trata, por exemplo precipitação, em cada *patch* da grade computacional utilizada.

Portanto, o modelo LEAF-3 é uma representação dos balanços de energia e umidade para o solo, vegetação, ar no dossel, superfícies temporárias de água e corpos permanentes de água, e trocas de energia e umidade com a atmosfera. Desta forma, o LEAF-3 foi formulado considerando processos nas seguintes componentes físicas: (1) solo, (2) vegetação, (3) dossel e (4) atmosfera. No esquema LEAF-3 são resolvidas as equações de conservação de energia e umidade explicitamente para todos os componentes citados acima. A Figura 3.3 mostra os componentes do esquema LEAF-3 mostrando a interação entre cada componente física citada anteriormente.

No LEAF-3 o solo é subdividido em vários níveis verticais, em que cada camada possui entre 3 cm e 30 cm, podendo-se utilizar até 10 camadas, sendo a energia interna e o conteúdo de umidade estimados para cada camada. O fluxo de umidade entre as

camadas é parametrizado com base no modelo de multicamada descrito por Tremback e Kessler (1985). Já o fluxo de calor no solo é dependente da umidade através do parâmetro de umidade potencial (Walko et al, 2000).

A água interceptada pela superfície que chegou até o solo através da precipitação e não infiltrou ou escoou até um corpo de água permanente, também é tratado dentro do esquema LEAF-3. Neste contexto, as coberturas de neve, derretimento de neve, água da chuva e cursos de água temporários são tratados.

A área vegetada não é dividida em camadas computacionais, sendo representada por uma única temperatura e umidade superficial. Nestas áreas vegetadas o dossel é definido como o ar na proximidade da vegetação e que é influenciado por ela. Neste ambiente as trocas de calor e de umidade entre o dossel e a vegetação e a resistência estomática da vegetação são tratados conforme mostrado em Lee (1992). Os fluxos turbulentos entre o dossel e a atmosfera livre são representados pela diferença de temperatura ou vapor entre eles, dividido por um coeficiente de resistência de transferência aerodinâmica (Louis, 1979). No LEAF-3 existe ainda um módulo capaz de representar a formação de orvalho ou gelo sobre a vegetação e também um módulo de balanço de energia para a precipitação interceptada pela vegetação.

Para os corpos de água permanentes, o LEAF-3 não irá estimar sua temperatura, mas esta é especificada como uma constante sazonal. A estimativa da rugosidade para os corpos de água permanentes é baseada na altura da onda a partir da velocidade do vento local.

Os fluxos superficiais de calor e umidade produzidos pelos esquemas convectivos e de microfísica do BRAMS são divididos entre os que afetam diretamente a vegetação e os que geram escoamento superficial, através da precipitação e de acordo com a porcentagem de vegetação.

No esquema LEAF-3 a radiação de onda longa é emitida, absorvida e refletida pela atmosfera, vegetação, neve, solo e corpos de água permanentes. No LEAF-3 não são aceitas múltiplas reflexões de onda longa; então, assume-se que uma vez a radiação refletida esta é absorvida completamente antes de alcançar a próxima superfície.

No exemplo da Figura 3.3 mostram-se dois *patches* abaixo de uma coluna atmosférica (A), onde os dois *patches* contêm cobertura parcial de vegetação (V), o dossel está representado em um único nível (C), duas camadas de solo (G) e ainda duas camadas de neve (S).

Os fluxos são indicados na forma F_{123} , em que o primeiro subscrito indica se o fluxo é de água (w), calor (h) ou radiação de onda longa (b). O segundo e o terceiro subscritos indicam a fonte e o receptor do fluxo que pode ser a atmosfera (a), o dossel (c), a vegetação (v), o solo (g) e a neve (s). Existe uma exceção na notação de F_{wgv_c} , que é o fluxo de água da terra para o dossel via respiração, diferentemente do F_{wvc} que denota o fluxo de água devido à água interceptada pela vegetação. O fluxo devido à radiação de onda curta, não mostrado na Figura 3.3, é definido como o valor líquido S recebido por cada componente do sistema.

O esquema LEAF-3 usa atualmente as classes de vegetação do esquema BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*) (Dickinson et al, 1986) para definir alguns dos parâmetros utilizados, embora os processos físicos representados pelo BATS não são usados. Os parâmetros adotados do BATS incluem: índice de área foliar, fração de área vegetada, altura da vegetação, rugosidade, albedo, emissividade, resistência estomática e profundidade da raiz. Nesta nova versão do LEAF-3 o índice de área foliar e a fração de área vegetada, antes dependentes de variações sazonais pré-definidas, agora podem ser estimados a partir de dados de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*). O dado padrão utilizado para a inicialização das classes de vegetação e de usos do solo é obtido no formato OGE (*Olson Global Ecosystem* - Olson, 1994a,b), descrito na seção 3.1.

Uma desvantagem do esquema LEAF-3 no tratamento de áreas urbanas é que ele adapta, para o tipo de cobertura encontrada nestas áreas, parâmetros biofísicos, citados anteriormente, como índice de área foliar, fração de cobertura, altura do dossel do tipo de vegetação, comprimento de rugosidade, albedo e emissividade. Desta forma, a área urbana é tratada como um tipo de vegetação, não sendo considerados algumas principais características destas regiões.

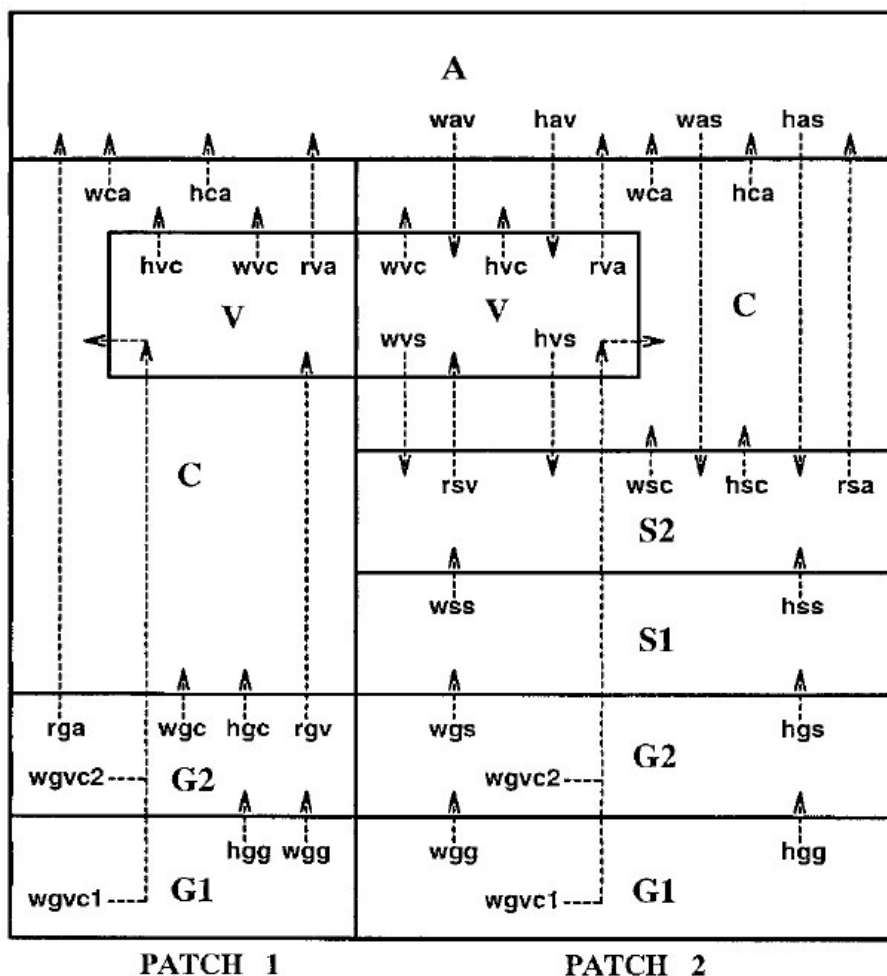


Figura 3.3 – Esquema da transferência de calor e umidade entre as componentes do esquema LEAF-3.

FONTE: Walko et al. (2000)

3.3.1.3 O esquema TEB

Em muitos modelos atmosféricos, os esquemas de SVAT tratam regiões urbanas com parâmetros modificados, geralmente considerando estas regiões como áreas de solo nu. Na versão 4.2 do modelo BRAMS encontra-se acoplado o esquema de superfície *Town Energy Budget* (TEB). O esquema TEB foi primeiramente proposto por Masson (2000) com o objetivo de adicionar nas simulações o efeito urbano. Este esquema é um modelo de dossel urbano, de apenas uma camada, em que se usa uma geometria de canyon

(Oke, 1988), diferentemente da utilizada no esquema LEAF-3, o que permite o refinamento dos balanços radiativos, bem como dos fluxos de momento, calor turbulento e fluxos de superfície através de um tratamento fisicamente mais detalhado.

Desta maneira, a usual forma de tratamento de áreas urbanas é trocada por um modelo de uma camada, que permite a simulação de fluxos turbulentos na superfície de um modelo atmosférico de mesoescala coberto por construções, ruas ou qualquer tipo de material artificial. Assim sendo, modelos de dossel urbano irão representar de forma mais realística o Balanço de Energia em Superfície (BES) de áreas urbanas.

Portanto, as regiões urbanas serão tratadas pelo esquema TEB da seguinte forma: (1) as construções e prédios têm todos a mesma largura e altura; (2) as construções estão localizadas ao longo de ruas idênticas, na qual o comprimento é considerado bem maior que a largura; (3) qualquer orientação das ruas é possível e todas existem com a mesma probabilidade.

Como o esquema TEB é um modelo de apenas uma camada, as trocas entre a superfície e a atmosfera ocorrem somente no topo dos *canyons* e telhados (Figura 3.4). Este tratamento permite que quando acoplado com um modelo atmosférico, a base do modelo esteja localizada no nível dos telhados.

Outra característica do esquema TEB é que ele não utiliza uma única temperatura da superfície urbana, e sim três temperaturas de superfície (Figura 3.5a), representativas dos telhados, ruas e paredes (Masson, 2000). Com isso, o esquema possui balanços de energia separados para cada tipo de superfície e interações radiativas entre cada tipo. No TEB, entre o topo da camada e o topo do *canyon*, o vento é tratado de forma logarítmica, e de forma exponencial entre o topo do *canyon* e a superfície (Figura 3.5b).

Com o esquema TEB existe também um tratamento especial para a evolução dos reservatórios de água, em que a precipitação é interceptada por telhados e ruas e escoada para o sistema de bueiros. O balanço de radiação de onda longa para o sistema de *canyon* é calculado como uma re-emissão. A radiação solar direta é afetada pelo efeito sombra, portanto são necessários cálculos especiais para estimar o fluxo solar recebido por ruas e paredes, dependendo do ângulo de incidência. Com isso, a radiação solar, dentro do esquema TEB, pode ser espalhada e recebida pelas paredes, assumindo que as reflexões são isotrópicas (Figura 3.5c).

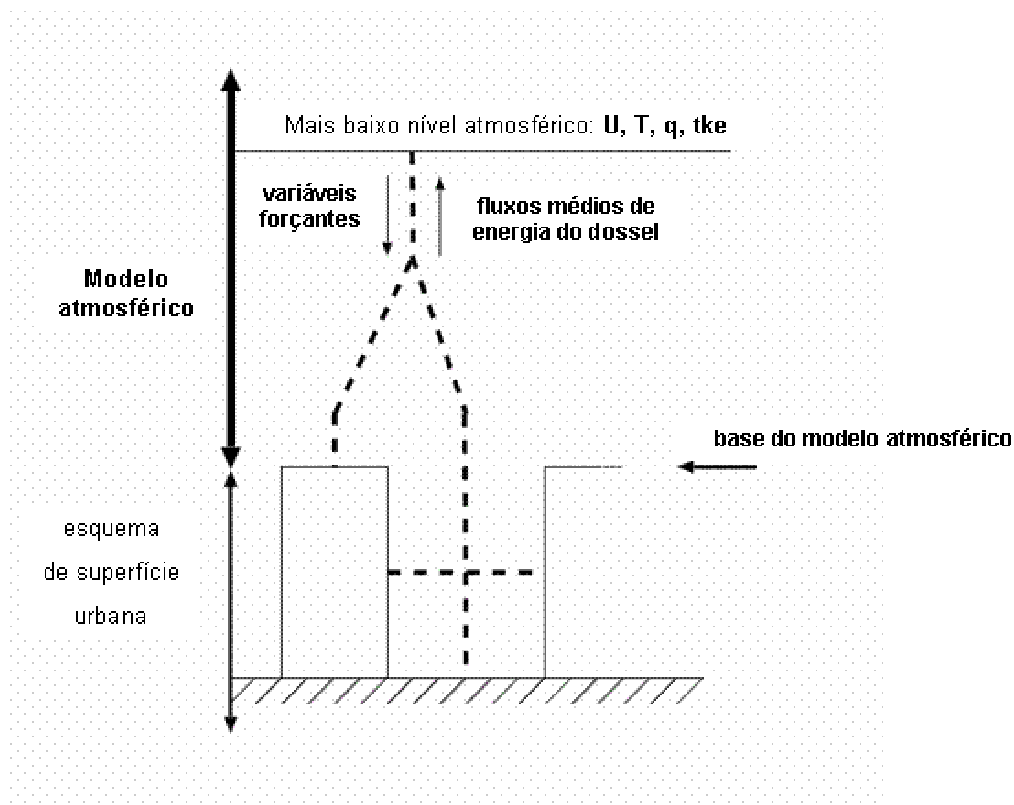


Figura 3.4 – Vista esquemática de um esquema de superfície urbana de uma camada (Adaptado de Masson, 2006)

No esquema TEB também são consideradas as fontes de calor antropogênicas, como o aquecimento doméstico e combustão. O aquecimento doméstico é resolvido explicitamente, pela consideração de uma temperatura interna constante, independente da temperatura externa. Já as fontes de calor por combustão incluem as contribuições veicular e industrial, com os fluxos de calor emitidos por estas fontes especificadas pelo usuário no momento da simulação.

Para os fluxos turbulentos, a resolução do modelo deve ser capaz de representar os movimentos da subcamada de rugosidade urbana. Logo, a aproximação utilizada no esquema TEB supõe que existem duas fontes principais de calor da cobertura artificial para a atmosfera, levando a dois fluxos turbulentos de calor: os telhados e o sistema de *canyon*.

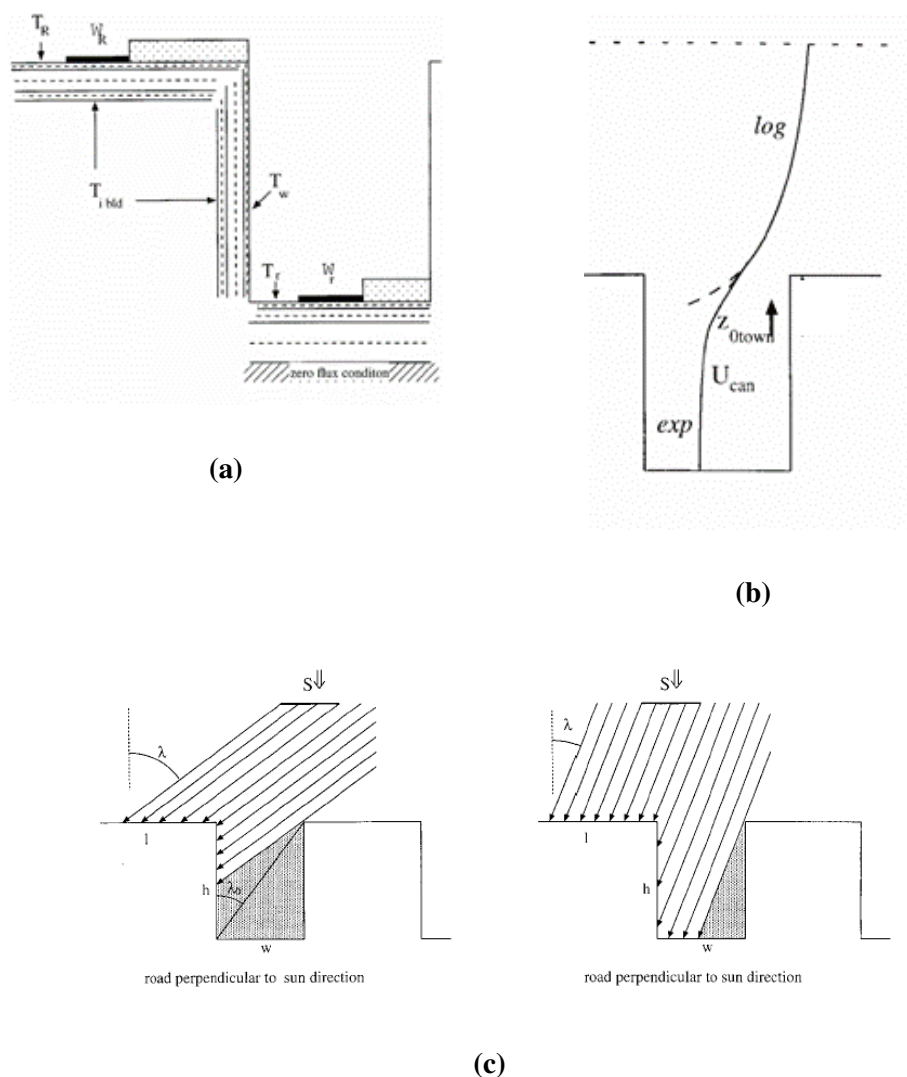


Figura 3.5 – (a) Discretização das temperaturas das superfícies dos telhados, ruas e paredes, (b) perfil do vento dentro e fora do canyon e (c) esquema da radiação solar recebida no canyon. (Adaptado de Masson, 2000)

O esquema TEB utiliza parâmetros geométricos, radiativos e térmicos para descrever as características urbanas. Como parâmetros geométricos o TEB utiliza a fração ocupada por construções e altura média das construções; como parâmetros radiativos têm-se albedo e emissividade de telhados, ruas e paredes; e como parâmetros térmicos têm-se a condutividade e a capacidade térmica de ruas, paredes e telhados. A partir destas informações, o esquema TEB retorna para o modelo atmosférico os fluxos de energia

sobre as regiões urbanas, além de outras variáveis referentes às características urbanas. Mais informações do esquema TEB podem ser obtidas em Masson (2000).

3.3.1.4 Modelo simples de transporte fotoquímico

O interesse pelos efeitos e distribuição da poluição nas grandes cidades tem tornado a simulação de processos químicos uma ferramenta de extrema importância para os órgãos de tomada de decisões, objetivando um controle dos efeitos provocados por diversos poluentes presentes em áreas urbanas.

Para estas simulações têm-se usado modelos fotoquímicos tri-dimensionais para os estudos de poluição atmosférica. Entretanto, a inclusão destes modelos em Centros de Previsões é muito difícil, tendo em vista a necessidade computacional necessária para simulações com estes tipos de modelos. Neste escopo, esforços de pesquisadores brasileiros levaram a incorporar um modelo fotoquímico simples, o *Simple Photochemical Module* (SPM) (Freitas et al., 2006), ao modelo BRAMS.

O SPM possui dois módulos principais, um que trata a modelagem de 15 reações químicas (10 inorgânicas e 5 orgânicas) relacionadas com a formação de ozônio, desconsiderando reações com hidrocarbonetos; e um segundo módulo, que trata os processos de emissões, principalmente por fontes antropogênicas como indústrias e automóveis. Os principais traçadores químicos relacionados com a formação de ozônio incorporados nas reações do SPM são o CO, NO, NO₂, VOCs e SO₂. Mais detalhes sobre o acoplamento deste modelo com o BRAMS e demais considerações podem ser encontradas em Freitas et al. (2006).

Assim, o SPM acoplado com o modelo atmosférico BRAMS permite analisar a formação de ozônio dentro da coluna atmosférica e ao mesmo tempo analisar o transporte dos constituintes CO, NO, NO₂, VOCs e SO₂ sobre determinada região urbana.

3.3.2 Descrição das simulações

Com o objetivo de identificar a formação das ICU das cidades de Manaus e Belém serão realizadas simulações numéricas com o modelo BRAMS. A seguir será feita uma descrição mais detalhada dos experimentos numéricos a serem realizados.

Um aprimoramento necessário para o desenvolvimento do trabalho proposto, que permitirá o tratamento de áreas urbanas mais realisticamente através das simulações numéricas, foi a inclusão das áreas urbanas da região amazônica no mapa de vegetação a ser utilizado nas simulações. Mais detalhes do novo mapa de vegetação encontra-se descrito na seção 3.1 deste Capítulo. O esquema de dossel urbano TEB é apenas ativado, e com isso irá simular o efeito urbano apenas para regiões que apresentem as classes de usos do solo 19 e 21, referentes a áreas urbanas, do esquema de vegetação LEAF.

Dentro do trabalho proposto serão realizados três experimentos independentes entre si, considerando-se simulações numéricas distintas para cada cidade, Manaus e Belém. Os experimentos serão divididos em três etapas: controle (EXCTR), um experimento de tempo passado (EXPAS) e um experimento de tempo futuro (EXFUT), os quais serão diferenciados pelo mapa de vegetação e usos do solo considerados.

Para todos os experimentos serão geradas três grades, sendo duas grades aninhadas, com espaçamento horizontal de 20 km para a grade mais grosseira (Grade 1 – G1), representando 303 pontos na direção x e 220 pontos na direção y; 5 km para a primeira grade aninhada (Grade 2 – G2) e 1 km para a segunda grade aninhada (Grade 3 – G3), estas duas grades representando 302 pontos nas direções x e y respectivamente. Como espaçamentos verticais, para as três grades serão utilizados 50 níveis na vertical, com o primeiro nível a 20 m do solo, aumentado a uma taxa de 1,2 até o nível de 1000 m, onde a altura aumenta em uma taxa constante de 800 m até o topo vertical a 22704 m de altura. Este maior detalhamento nos primeiros níveis da atmosfera permite uma melhor visualização dos processos que ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP). O domínio compreendido por estas três grades é mostrado na Figura 3.6.

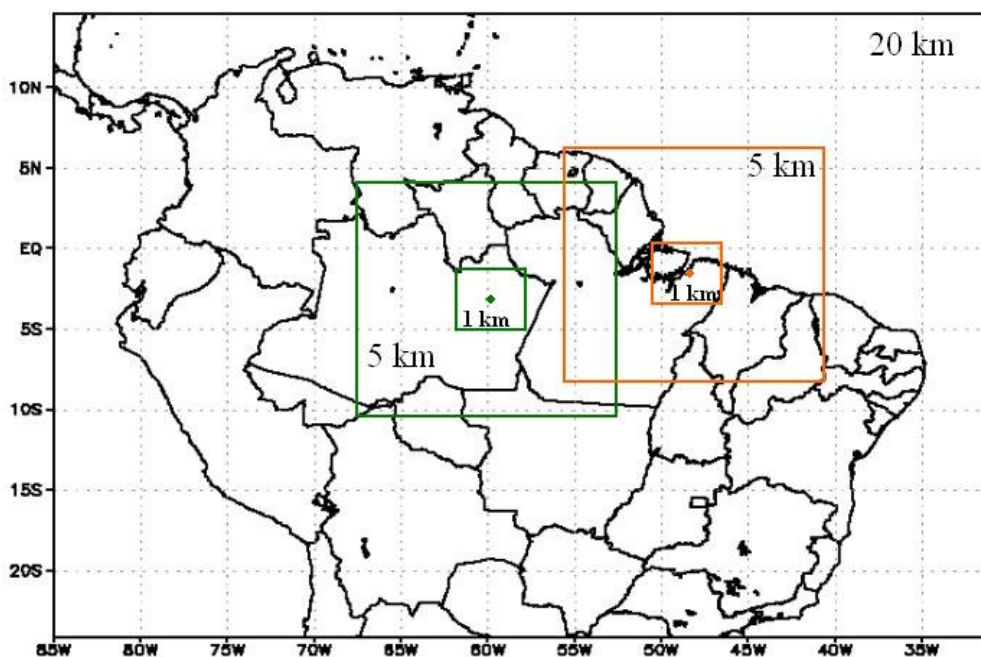


Figura 3.6 – Domínio utilizado para as simulações numéricas com o modelo BRAMS. A grade maior (grade 1) possui 20 km de espaçamento horizontal. As grades 2 e 3 em verde estão centradas sobre a cidade de Manaus com espaçamento de grade de 5 e 1 km respectivamente. As grades 2 e 3 em laranja estão centradas sobre a cidade de Belém possuindo mesmo espaçamento horizontal utilizados para as grades centradas em Manaus.

Com o objetivo de escolher as parametrizações de radiação, de convecção, assim como o esquema de parametrização de CLP e de microfísica de nuvens que apresente melhores resultados para a área de estudo, serão feitos testes com todas as parametrizações disponíveis no modelo BRAMS para o período que compreende a coleta de dados de superfície do experimento mini-BARCA, realizado entre os dias 9 e 30 de junho de 2008. Este período foi selecionado pois contempla o período de maior cobertura de dados observacionais de superfície e altitude. Desta forma, as validações destas simulações de teste para que seja selecionada a que apresentar melhor concordância com os dados observacionais.

O EXCTR considerará o mapa de vegetação e uso da terra atual descrito anteriormente. No contexto do EXCTR será feito o estudo da formação da ICU das cidades de Manaus e Belém, provendo assim um resultado a ser validado pela análise observacional descrita anteriormente na seção 3.2.

No EXPAS será utilizado um mapa de vegetação e uso da terra que represente as dimensões passadas das cidades de Manaus e Belém, com o intuito de analisar a formação da ICU em tempos passados. Este mapa será criado a partir da compilação de imagens do satélite LANDSAT para o ano de 1973, onde será estimada a área física das cidades e assim inserido no mapa de vegetação e usos do solo já existente.

Já no EXFUT será analisado o papel da urbanização, através do crescimento da área urbana de Manaus e Belém e inserção destas novas dimensões no mapa de vegetação e uso da terra. Para a estimativa do crescimento da área física das cidades de Manaus e Belém será feita uma comparação entre as imagens do satélite LANDSAT obtidas em 1973 e 2008, procurando definir uma característica de crescimento (novas dimensões, setores de maior expansão física, etc), inserindo no mapa atual de vegetação e usos do solo uma área urbana de novas dimensões que represente assim a tendência de urbanização. Desta forma o EXPAS e o EXFUT proverão informações sobre a formação e intensificação da ICU das cidades de Manaus e Belém em tempos passados e futuro, devido a grande influência da urbanização.

Todos os experimentos utilizarão dados de umidade do solo heterogênea, com resolução espacial de $0,25^\circ$ para o dia específico da simulação, dados de temperatura da superfície do mar (TSM) com resolução espacial de $0,5^\circ$ e temporal de uma semana, referente à semana da simulação numérica. Como condição inicial para as simulações, serão utilizadas reanálises do *National Center for Environmental Prediction* (NCEP), com espaçamento de grade de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, referente ao dia de simulação escolhido.

Sabendo que a ICU é melhor identificada sobre fracas condições de escala sinótica, o dia inicial de simulação será escolhido analisando-se as condições de tempo em cada cidade (Manaus e Belém), com vistas a escolher o melhor dia durante o período de 9 a 30 de junho de 2008. Será feita uma integração no tempo de 48 horas, tendo em vista que a formação da ICU possui um pico e uma queda dentro de apenas um dia. Desta

forma, um dia em que pouca nebulosidade e nenhuma precipitação tenham sido observadas será escolhido.

O esquema TEB necessita de parâmetros geométricos, radiativos e térmicos e algumas características adicionais, como horário de maior tráfego, referentes as regiões urbanas as quais estão presentes na área de estudo. Como parâmetros geométricos, o esquema TEB necessita da rugosidade da área urbana, fração coberta por construções e altura média das construções. Já os parâmetros radiativos são o albedo e a emissividade de cada componente do esquema, ruas, telhados e paredes. Os parâmetros térmicos utilizados pelo TEB são a capacidade e a condutividade térmica de cada componente citada anteriormente.

Além destes parâmetros, o esquema TEB necessita de dados sobre a liberação de calor sensível e calor latente de fontes veiculares, industriais e domésticas. A metodologia para a estimativa de emissão de calor destas duas fontes segue a proposta por Khan e Simpson (2001) e por Coutts et al. (2007). As estimativas dos fluxos de calor liberados por veículos são obtidas a partir de dados de consumo de combustíveis, para as quais se aplicam a metodologia proposta por Small (1991), utilizando-se a relação de 45 kilojoules/grama de combustível. Para a estimativa dos fluxos de calor liberados por fontes industriais e domésticas na área urbana usa-se dados de consumo de energia, dada em MW. Para fontes industriais ainda contabilizam-se o calor gerado pela queima de combustíveis, utilizando-se a mesma metodologia empregada para o calor liberado por fontes veiculares. O conjunto de dados de consumo de combustíveis foi obtido através da Agencia Nacional de Petróleo (ANP) e os dados relacionados com o consumo de energia foram obtidos através do Operador Nacional do Sistema Elétrico (ONS).

O método proposto acima, e que será utilizado no desenvolver do trabalho proposto, também foi utilizado com sucesso em simulações e estudos sobre ICU para a área urbana da região metropolitana de São Paulo e em duas grandes cidades da Austrália, Melbourne e Brisbane. Assim sendo, com o método proposto obter-se-ão as principais componentes relacionadas com o fluxo de calor antropogênico em uma região urbana, tornando desta forma as simulações com esquema TEB mais realísticas do ponto de vista de áreas urbanizadas, bem como tratando de forma mais realista o balanço de energia nas áreas consideradas.

3.3.3 Validação das simulações

Para a validação das simulações numéricas que serão realizadas no escopo do projeto, será feita uma comparação entre as simulações do modelo BRAMS e a análise observacional, descrita anteriormente na seção 3.2, para o período de dados e simulações referentes ao experimento BARCA.

Alguns testes estatísticos permitem a avaliação da performance do modelo BRAMS sobre as áreas urbanas de Manaus e Belém. Um método muito utilizado envolve o cálculo dos coeficientes de correlação entre as simulações e os dados observacionais. Desta forma analisa-se a relação linear entre os dados simulados e observados. Para o cálculo dos coeficientes de correlação entre as simulações e os dados observados será utilizado o método de correlação linear de Pearson, que é dado pela razão entre a covariância e o produto dos desvios padrão das duas variáveis, como segue:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (3.3)$$

O método do erro médio quadrático (EMQ) também será utilizado para aferir a precisão da simulação, em que altos valores de EMQ indicam altos níveis de discrepância entre as simulações e os dados observados. A fórmula do EMQ é dado por:

$$EMQ = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n (y_k - o_k)^2 \quad (3.4)$$

Para estimar a magnitude do erro da simulação, utilizar-se-á o método da raiz do erro médio quadrático imparcial (REM_{QM}), proposto por Pielke (2002). A fórmula do método REMQ é escrita como:

$$REM_{Q_{IM}} = \left\{ \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n [(y_k - \bar{y}) - (o_k - \bar{o})]^2 \right\}^{1/2} \quad (3.5)$$

A partir da análise dos valores obtidos por cada método ter-se-á uma informação sobre a performance do modelo BRAMS em simular as características atmosféricas sobre as regiões urbanas de Manaus e Belém.

4. RESULTADOS PRELIMINARES

4.1 Análise observacional

Com o objetivo de identificar a influência da área urbana de Manaus sobre o comportamento das variáveis temperatura e umidade relativa, nesta seção serão apresentados os resultados preliminares referentes aos estudos observacionais realizados durante a campanha mini-BARCA, entre os dias 09 e 30 de junho de 2008. Para o estudo, foram utilizados dados de radiossondagens realizadas no aeroporto de Ponta Pelada, e dados de superfície para a cidade de Manaus coletados na estação no INMET e no sítio do INPA-LBA localizada em região de floresta distante 80 km da área urbana.

A estação do INMET e o aeroporto de Ponta Pelada estão localizados próximos ao Rio Negro, em uma região densamente urbanizada. A estação do INMET está localizada na latitude de $3^{\circ} 7'45.47''S$ e longitude de $59^{\circ}56'54.51''W$, e o aeroporto de Ponta Pelada (PP) está localizado na latitude de $3^{\circ} 8'41.12''S$ e longitude de $59^{\circ}59'36.84''W$. A torre ZF2-INPA encontra-se na latitude de $2^{\circ}35'26.46''S$ e longitude de $60^{\circ}13'12.84''W$, localizada em região de floresta.

A Figura 4.1 apresenta o comportamento da temperatura média do ar em superfície para as estações do INMET, ZF2-INPA (Floresta) e para os dados de radiossondagens (PP) durante todo o mês de junho de 2008. Pode-se observar que durante todo o mês a área urbana apresentou maiores temperaturas que a floresta, tanto para as estações do INMET quanto para os dados coletados em PP. A diferença entre os dados de temperatura entre as três estações pode ser observada na Figura 4.2. Em grande parte do período de estudo pode-se observar que a temperatura na estação do INMET esteve praticamente $1,5^{\circ} C$ mais quente que a floresta, com valores que alcançaram os $3,23^{\circ}C$ no dia 17 de junho. Da mesma forma, os dados coletados durante as radiossondagens na estação urbana de PP também se mostraram superiores aos valores obtidos na estação de floresta, apresentando diferenças de no mínimo $0,5^{\circ}C$ entre PP e a floresta, com valores que alcançaram os $3,53^{\circ}C$ no dia 17 de junho.

FIGURA 4.1

FIGURA 4.2

Os resultados apresentados nas Figuras 4.1 e 4.2 mostram claramente uma região urbana mais quente que as áreas vizinhas, neste caso a floresta, definindo assim o sinal da ICU da cidade de Manaus. Segundo Oke (1987), se informações meteorológicas representativas das áreas urbanas e rurais estão disponíveis, a diferença entre estas estações de coletas de dados será representativa da ICU. Assim sendo, para identificar a intensidade da ICU calculou-se o parâmetro IICU, definido na seção 3.2.2 (equação 3.1). Este parâmetro mostrou intensidade da ICU de 2°C entre a estação do INMET e a floresta e 1,5°C entre a estação de PP e a floresta, definindo assim, de forma observacional, a intensidade da ICU de Manaus.

Esta grande diferença entre a cidade e a floresta justifica-se pela diferença de albedo entre as áreas urbanas e a região de floresta. Quando comparado com a floresta, o intenso fluxo de calor sensível sobre a cidade gera altas temperaturas, embora a energia disponível na cidade seja menor devido ao maior albedo. Alguns autores afirmam que o albedo da cidade de Manaus pode ser similar ao valor de 0,18 encontrado para uma região de pastagem (Maitelli e Wright, 1996; Culf et al, 1995). Este baixo valor, diferente daquele citado por Arya (2001), igual a 0,27, para regiões planas de concreto, deve-se principalmente à presença de vegetação e pela retenção de radiação causada pelos *canyons* urbanos.

Segundo Oke (1987) e Arya (2001), o fenômeno de ICU, como observado para a cidade de Manaus, é resultado do aquecimento direto provocado por atividades humanas, como ar-condicionado e transporte, e por mudanças na superfície urbana, as quais modificam diretamente o balanço de energia. Outros fatores, como a grande absorção, armazenamento e subsequente liberação de energia solar pelas construções e ruas, o aumento do atrito provocado pelas construções, redução na evapotranspiração devido a remoção da vegetação e impermeabilidade da superfície, são fatores importantes que levam as cidades a apresentarem maior temperatura e menor umidade do que as áreas vizinhas.

A diferença de temperatura média do ar entre a cidade e a floresta apresentada na Figura 4.2 concorda com os valores observados por Maitelli e Wright (1996), mesmo que para

um curto período de observações. Os autores encontraram para a estação seca, durante o período de 14 meses de observação, diferenças entre cidade e floresta que alcançaram 2,5°C.

Do mesmo modo como analisado para a variável temperatura média, foi também analisado o comportamento da umidade relativa para as áreas urbanas e de floresta citadas anteriormente. Analisando os dados de umidade relativa para as três estações, apresentados na Figura 4.3, observa-se que a floresta é mais úmida que a cidade durante praticamente todo o período de estudo.

Com relação à diferença entre os dados de umidade relativa entre as estações (Figura 4.4), a floresta foi em média mais úmida 1,51% que a estação do INMET e 0,44% que os dados coletados em PP. Maitelli e Wright (1996) encontraram que a floresta é, em média, 3% mais úmida que a cidade. Estes resultados também concordam com estudos observacionais obtidos por Hage (1975), que verificou que a umidade relativa do ambiente urbano é menor que o de áreas vizinhas durante praticamente todo o dia. Holmer e Eliasson (1999) encontraram correlação positiva entre a baixa umidade relativa em áreas urbanas e a intensidade da ICU.

Neste contexto, considerando a diferença de umidade relativa observada entre os dados coletados em área urbana e em floresta, o trabalho realizado por Liu et al (2008) cita que, os principais fatores que influenciam a distribuição de umidade em áreas urbanas são: (1) rugosidade da superfície e campos térmicos, (2) redução na evapotranspiração devido a pouca vegetação e solo nu, (3) emissão de vapor d'água por fontes industriais e transpiração e (4) remoção do vapor d'água pela precipitação, deposição ou por aerossóis.

FIGURA 4.3

FIGURA 4.4

4.2 Simulações numéricas

Com o objetivo de identificar a sensibilidade do modelo BRAMS ao novo mapa de vegetação, elaborado para utilização no presente trabalho, foram realizadas simulações numéricas para um período de 48 horas entre as 12 UTC do dia 09 de junho de 2008 e 12 UTC do dia 11 de junho de 2008, compreendendo o período de coleta de dados da campanha experimental mini-BARCA.

Neste contexto, foram então realizadas duas simulações, uma utilizando um mapa de vegetação em que não estão presentes as classes de vegetação e usos do solo, e outra simulação utilizando o novo mapa de vegetação e usos do solo apresentado na seção 3.1.

As duas simulações foram realizadas utilizando o tipo de inicialização horizontalmente homogênea, em que se parte de uma radiossondagem e esta é extrapolada para todo o domínio proposto. Assim sendo, utilizou-se como condição inicial a radiossondagem das 12 UTC do dia 09 de junho de 2008. Para o teste de sensibilidade foram então geradas duas grades, uma com espaçamento horizontal de 5 km (302 pontos nas direções x e y), e outra grade aninhada, com espaçamento de grade de 1 km (282 pontos nas direções x e y), ambas centradas sobre a cidade de Manaus (-3,15°S -60,0°W.) Na vertical foram utilizados 40 níveis, com espaçamento vertical de 20 m até o nível de 800 m e, a partir deste nível, o espaçamento vertical segue o crescimento a uma taxa de 1,2 até o topo da grade. Para ambas, as simulações foram geradas com saídas horárias, contemplando assim 49 arquivos. Cada saída horária custou um tempo de processamento de aproximadamente 20 min.

Para a inicialização das simulações também foram utilizados: (1) dados de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) com resolução espacial de 0,5°, para a semana do dia 11 de junho de 2008; (2) dados de umidade do solo heterogênea para o dia 09 de junho de 2008 com resolução espacial de 0,25°; (3) dados de topografia com resolução espacial de 1 km; (4) dados de textura do solo global (FAO, 1988). O domínio compreendido pelas duas grades geradas nas simulações é apresentado na Figura 4.5.

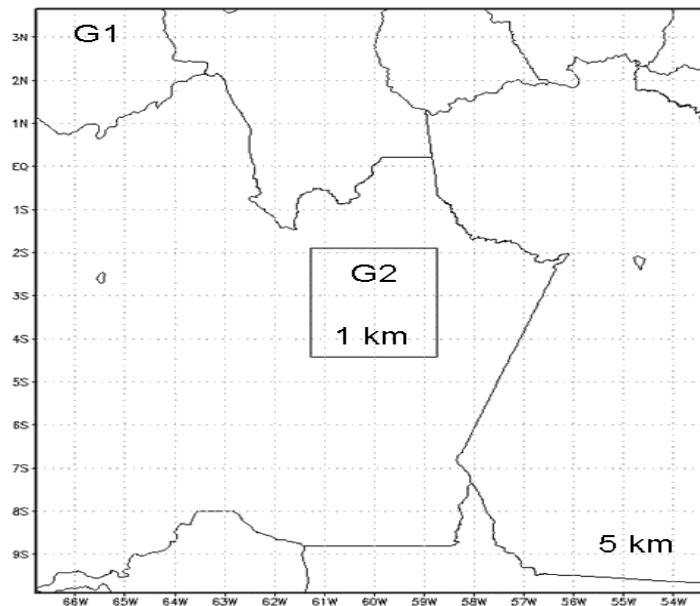


Figura 4.5 – Domínio compreendido pelas duas grades geradas nas simulações numéricas, ambas centradas no ponto com coordenadas $-3,15^{\circ}\text{S}$ e -60°W .

Todas simulações foram realizadas sem a ativação do esquema de dossel urbano TEB. Em ambas simulações foram utilizadas as seguintes parametrizações:

- Chen e Cotton para radiação de onda curta e onda longa;
- Grell, com fechamento *ensemble*, apenas para a grade 1 (5km), para parametrização de convecção cumulos;
- Cumulos rasos ativada para as duas grades;
- Microfísica de nuvens ativada no nível 3;
- Formulação de Smagorinsky para o tratamento dos coeficientes de difusão turbulenta.

Para identificar a influência da inclusão de outras classes de vegetação, incluídas no novo mapa elaborado para o presente projeto, os resultados obtidos através das duas

simulações foram comparados com os dados observados por radiossondagens e por estações de superfície descritas na seção 3.2. Os dois mapas de vegetação utilizados foram gerados com resolução espacial de 1 km. As classes de vegetação que constam tanto no mapa passado quanto no presente podem ser observadas na Figura 4.6, representando o domínio da grade 2 (Figura 4.5). Pode-se observar que apenas as classes de solo nu, floresta e vegetação secundária são observadas no primeiro mapa de vegetação e usos do solo. Já no novo mapa de vegetação pode-se observar a existência das classes representativas de floresta, desmatamento e/ou agricultura, solo nu, área urbana e rios.

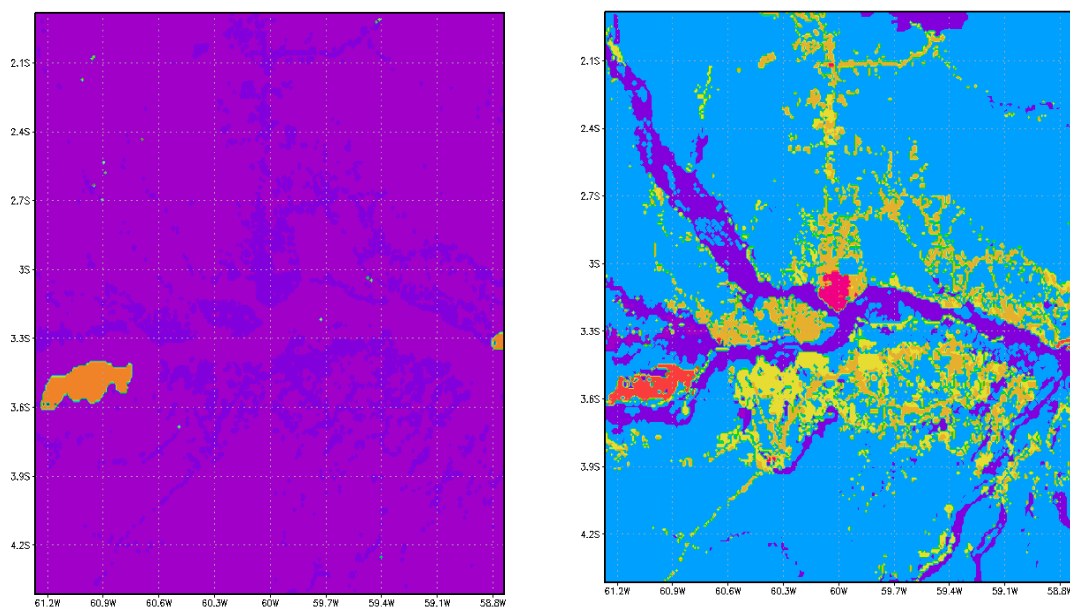


Figura 4.6 – Classes de vegetação e usos do solo, para a grade 2, que constam no (a) mapa passado e (b) no mapa elaborado para o presente trabalho.

Com o objetivo de identificar a influência do novo mapa de vegetação e usos do solo nas simulações numéricas com o modelo BRAMS, foram analisados os dados de temperatura e umidade relativa observados na estação do INMET e gerados em ambas simulações, com e sem utilização do mapa atual.

A Figura 4.7 mostra o comportamento da temperatura média do ar durante as 48 horas de simulação, iniciando as 12 UTC do dia 09 e finalizando as 12 UTC do dia 11 de junho de 2008. Observa-se que as simulações subestimam os valores máximos e mínimos durante as primeiras 24 horas de simulação. Mas, de modo geral, as simulações mostraram-se próximas aos dados observados, representando de forma satisfatória o ciclo diurno de variação de temperatura. A simulação que utilizou o mapa de vegetação e usos do solo antigo apresentou maior concordância com os valores máximos, já a simulação que utilizou o mapa atual apresentou maior concordância com os valores mínimos observados. Talvez este comportamento esteja relacionado com o tipo de vegetação presente em cada mapa, uma vez que, para o mapa passado era considerado solo nu, o qual possui um albedo diferenciado em relação à representação de áreas urbanas, presentes no mapa atual. Desta forma, o solo nu tende a apresentar maiores valores de temperatura enquanto que a área urbana é um pouco mais fria. Esta característica também foi observada por Maitelli e Wright (1996), que encontraram áreas de pastagens sempre apresentando maiores temperaturas que a área urbana de Manaus.

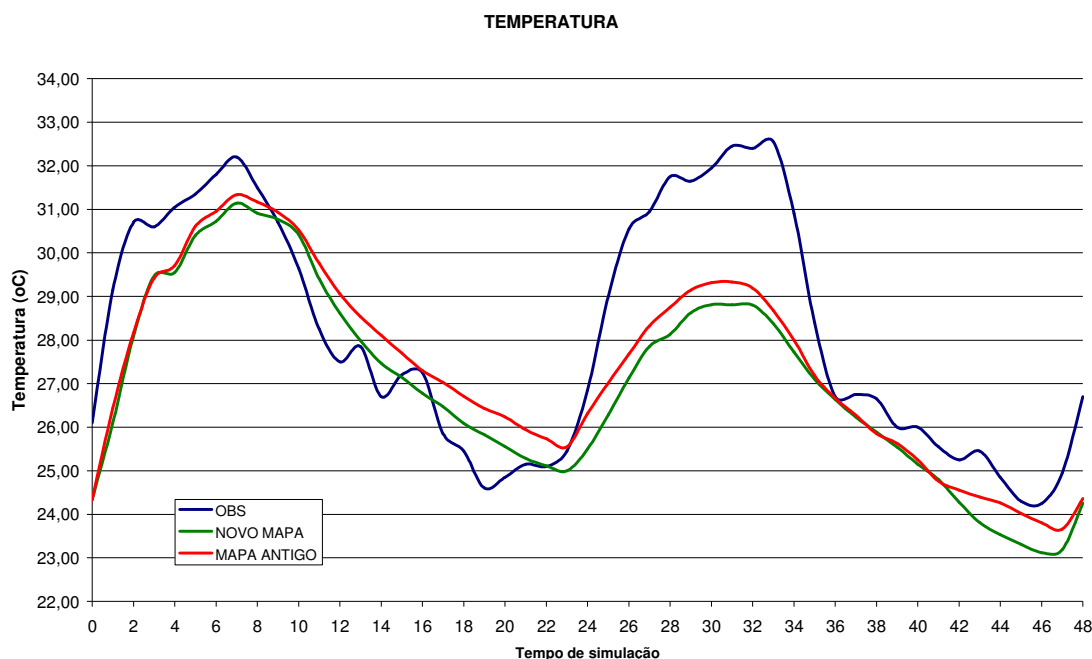


Figura 4.7 – Comportamento da Temperatura média do ar para os dados observados (azul), simulações com o mapa passado (vermelho) e com o mapa atual (verde).

O comportamento da variável umidade relativa para os dados observados e para as simulações pode ser observado na Figura 4.8. Observa-se que as simulações representam o ciclo diurno da umidade relativa, mas em praticamente todo o primeiro dia de simulação os valores obtidos através das simulações subestimaram os dados observados. A partir de 24 horas de simulação os dados gerados pelo modelo BRAMS se aproximaram dos valores observados. Também se pode observar que a simulação que utilizou o mapa atual de vegetação e usos do solo foi a que mais próxima esteve dos dados observados durante todo o período de simulação.

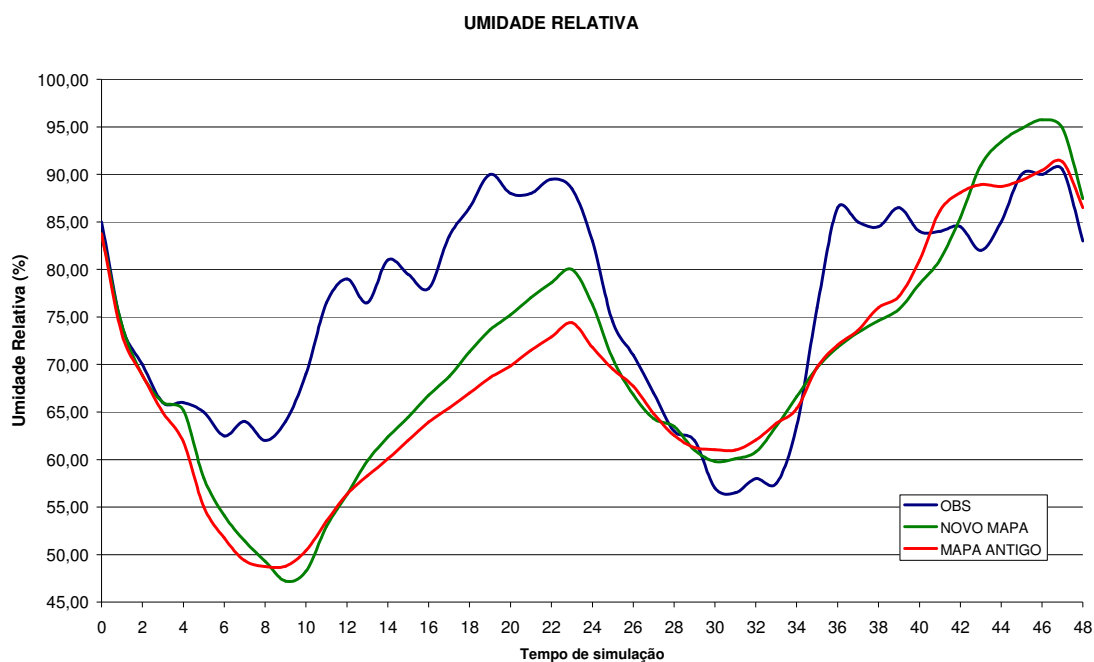


Figura 4.8 – Comportamento da Umidade Relativa para os dados observados (azul), simulações com o mapa passado (vermelho) e com o mapa atual (verde).

Com o objetivo de avaliar a habilidade do modelo em representar o comportamento das variáveis temperatura média do ar e umidade relativa foram utilizadas as estatísticas de validação apresentadas na seção 3.3.3 (Tabela 4.1). Segundo Pielke (2002) o modelo

possui habilidade de representar as variáveis observadas que se encontra: (1) $\sigma_{sim} \cong \sigma_{obs}$; (2) $REM_Q < \sigma_{obs}$, em que σ_{obs} é o desvio padrão da observação e σ_{sim} é o desvio padrão da simulação.

Analisando os resultados apresentados na Tabela 4.1 observa-se que a simulação que utilizou o mapa atual de vegetação e usos do solo possui maior correlação com os dados observados, além de satisfazer os dois critérios citados por Pielke (2002) para a variável temperatura média e um critério para a variável umidade relativa.

Logo, o novo mapa de vegetação e usos do solo utilizado para as simulações levou a resultados que mostram ser de grande importância para as futuras simulações a serem realizadas no escopo desta pesquisa, as quais proverão informações importantes sobre a influência da cidade de Manaus sobre o microclima local. Deve-se considerar que os resultados apresentados são apenas testes preliminares, e que devido a não ativação do esquema de dossel urbano TEB, estes não representam de forma realística a ICU da cidade de Manaus.

Tabela 4.1 – Estatística de desempenho do modelo BRAMS frente às observações.

Temperatura média					
	r	EMQ	REM_Q	σ_{sim}	σ_{obs}
Mapa Atual	0,846	3,478	1,453	2,249	2,748
Mapa Passado	0,840	2,812	1,479	2,188	2,748

Umidade relativa					
	r	EMQ	REM_Q	σ_{sim}	σ_{obs}
Mapa Atual	0,973	111,018	9,897	12,577	10,822
Mapa Passado	0,970	135,915	11,169	11,933	10,822

5. RESULTADOS ESPERADOS

Considerando como objetivo principal o estudo sobre a formação das ICU das cidades de Manaus e Belém e sua influência sobre o microclima local, pretende-se ao final do desenvolvimento desta pesquisa alcançar os seguintes resultados:

- Identificação e caracterização da ICU das cidades mencionadas acima através de dados observacionais de superfície;
- Representação da Camada Limite Planetária de áreas urbanas em regiões equatoriais, representativa para as cidades estudadas;
- Avaliação da influência da ICU das cidades de Manaus e Belém sobre o microclima local e influência sobre a formação e intensificação de circulações atmosféricas locais;
- Avaliação dos impactos sobre o microclima local das cidades de Manaus e Belém, causados pela intensa urbanização;

6. CRONOGRAMA

Tendo em vista o tempo de 24 meses restantes para o desenvolvimento do projeto de pesquisa proposto e os trabalhos já desenvolvidos durante os 24 meses passados, é apresentado nesta seção o cronograma de atividades a serem desenvolvidas.

Os conjuntos de dados observacionais das campanhas do experimento BARCA, da estação de superfície do INMET a partir de 1961 para a cidade de Manaus, e parte dos dados de radiossondagens de 1973 até 1980, já se encontram disponíveis para o desenvolvimento da pesquisa. As simulações numéricas serão realizadas no Cluster 1100 (UNA) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) no Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Tabela 6.1 – Cronograma de desenvolvimento da pesquisa proposta.

ETAPA	Descrição	Período
1	Revisão bibliográfica	JAN/08 – DEZ/08
2	Organização dos conjuntos de dados	JUN/08 – ABR/09
3	Estudos observacionais	JUN/08 – JUL/09
4	Construção de cenários	MAR/09 – ABR/09
5	Realização das simulações numéricas	ABR/09 – JUL/09
6	Análise dos resultados das simulações e Validação	AGO/09 – MAR/10
7	Elaboração de artigos	JAN/09 – JUL/10
8	Elaboração da versão parcial da tese	JUL/10 – NOV/10
9	Elaboração da versão final da tese	DEZ/10 – FEV/11

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANDREAE, M.O., ET AL. 2002: **Biogeochemical cycling of carbon, water, energy, trace gases and aerosols in Amazonia: The LBA-EUSTACH experiments.** Journal of Geophysical Research, v. 107, pp. 8066 - 8091.

ANTHES, R. A. 1977: **A cúmulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model.** Mon. Wea. Rev. 105, 270 – 286.

ANTHES, R. A., SEAMAN, N. L., WARNER, T. T. 1980: **Comparisons of numerical simulations of the planetary boundary layer by a mixed-layer model.** Mon. Wea. Rev. , 108, 365-376.

ARYA, S. P. 2001: **Introduction to Micrometeorology.** Academic Press. 420 p.

ATKINSON, B. W. 1981: **Mesoscale Atmospheric Circulations.** Academic Press London. 495 p.

AVISSAR, R., SILVA DIAS, P. L., SILVA DIAS, M. A. F., NOBRE, C. A. 2002: **The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): Insights and future research needs.** Journal of Geophysical Research, v. 07, pp. 54.1-54.6.

BORNSTEIN, R., LIN, Q. 2000: **Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: three case studies.** Atmosphere Environment, v. 34, pp. 507-516.

CHEN, C. E COTTON, W. R. 1983: **A One Dimensional Simulation of The Stratocumulus Capped Mixed Layer.** Boundary-Layer Meteorology 25, pp 289-321.

COUTTS, A. M., BERINGER, J., TAPPER, N. J. 2007: **Impact of increasing urban density on local Climate: spatial and temporal variations in the surface energy balance in Melbourne, Australia.** Journal of Applied Meteorology, 46, 477–493.

COHEN, J. C. P., SILVA DIAS, M. A. F., NOBRE, C. A.. 1995: **Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study.** Monthly Weather Review, 123, 11, 3163-3174.

COMARAZAMY, D. E., GONZÁLES, J. E., LUVALL, J. C. 2007: **The Urban Heat Island Phenomenon in a Coastal Tropical City: Case Study of the Metropolitan Área of San Juan, Puerto Rico.** Urbanization, Global Environmental Change, and Sustainable Development in Latin America. pp 59-75.

CORREIA, F. W. S., ALVALÁ, R. C. S., MANZI, A. O. 2007: **Modeling the Impacts of Land Cover Change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) Simulation Study.** Theoretical and Applied Climatology.

COSTA, A. C. L. 2001: **Variações sazonais a ilha de calor urbana na cidade de Belém-PA.** Anais do IX Congresso Latina Americano e Ibérico de Meteorologia. pp 2357-2365.

CUTRIM, E.; MARTIN, D.W.; RABIN, R. 1995: **Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia.** Bulletin of American Meteorological Society, 76(10), 1801-1805.

DEARDORFF, J. W. 1978: **Closure of second and third-moment rate equations for diffusion in homogeneous turbulence.** Phys. Fluids, 21: 525-530.

DEFRIES, R. S., TOWNSHEND, J. R. G. 1994: **NDVI derived land cover classification at global scales.** International Journal of Remote Sensing, v. 15, pp. 3567-3586.

DICKINSON, R. E., HENDERSON-SELLERS, A., KENNEDY, P. J., WILSON, M. F. 1986: **Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme for the NCAR Community Climate Model**. NCAR Tech. Note 275+STR.

DUPONT, S., OTTE, T. L., CHING, K. S. 2004: **Simulation of meteorological fields within and above urban and rural canopies with a mesoscale model**. Bound.-Layer Meteor., 113, 111–158.

DURIEUX, L, MACHADO, L. A. T., LAURENT, H. 2003 : **The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation**. Remote Sensing of Environment, V. 86, pp. 132-140.

FISCH, G., TÓTA J., MACHADO, L.A.T., SILVA DIAS, M.A.F., LYRA, R. F. da F., NOBRE, C. A., DOLMAN, A. J., GASH, J. H. C. 2004: **The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia**. Theoretical and Applied Climatology, v.78, n.1-3, p. 47-59.

FISCH, G., TOTA, J., MACHADO, L., SILVA DIAS, M., DOLMAN, A.J. 2004: **The convective boundary layer growth in the Amazônia**. Theoretical and Applied Climatology, v. 78, pp. 47-60.

FREITAS, E.D. 2003: **Circulações Locais em São Paulo e sua Influência na Dispersão de Poluentes**. Tese de Doutorado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 176p.

FREITAS E. D., MARTINS, L. D., SILVA DIAS, P. L., ANDRADE, M. F. 2005: **A simple photochemical module implemented in RAMS for tropospheric ozone concentration forecast in the Metropolitan Area of São Paulo – Brazil: Coupling and validation**. Atmospheric Environment, v.39, n.34, p.6352-61, 2005.

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

GALLO, K. P., OWEN, T. W., EASTERLING, D. R., JAMASON, P. E. 1999: **Temperature trends of the U.S. Historical Climatology Network based on satellite-designated land use-land cover.** *J Climate* 12: 1344–1348

GANDU, A. W. , COHEN, J. C. P., SOUZA, J. R. S. 2004: **Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model.** *Theoretical And Applied Climatology*, v. 78, pp 123-135.

GRIMMOND, C. S. B., OKE, T. R., STEYN, D. G. 1986: **Urban water balance. 1. A model for daily totals.** *Water Resource Research*, v. 22, pp.1397–1403.

GRIMMOND, C. S. B, OKE, T. R. 1986: **Urban water balance. 2.results from a suburb of Vancouver, British Columbia.** *Water Resource Research*, v. 22, pp. 1404–1412.

GRIMMOND, C. S. B., KING, T. S., ROTH, M., OKE, T. R. 1998: **Aerodynamic roughness of urban areas derived from wind observations.** *Boundary-Layer Meteorology*, v. 89, pp. 1-24.

HAGE, K.D. 1975: **Urban–rural humidity differences**, *J. Appl. Met.*, 14, 1277–1283.

HARTMANN, D.L., 1994: **Global Physical Climatology.** Academic Press, 411 pp.

HASTENRATH, S., HELLER, L. 1997: **Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil.** *Quartely Journal of the royal Meteorological Society*, 103(435), pp. 77-92.

HERDIES, D. L., KOUSKY, V., EBISUZAKI, W. 2007: **The Impact of High-resolution SALLJEX Data on a Global NCEP Analysis.** Journal of Climate, v. 20, p. 5765-5783.

HOLMER, B., ELIASSON, I. 1999: **Urban-rural vapour pressure differences and their role in the development of urban heat island.** Int. J. Climatol.,19, 989-1009.

HUA, L. J., MA, G. G., GUO, W. D. 2008: **The impact of urbanization on air temperature across China.** Theor Appl Climatol 93: 179–194

KALNAY, E., CAI, M. 2003: **Impact of urbanization and land-use change on climate.** Nature, 423: 528–531

KARL, T. R., DIAZ, H. F., KUKLA, G. 1988: **Urbanization: its detection and effect in the United States climate record.** J Climate 1: 1099–1123

KAYANO, M. T. 1979: **Um estudo climatológico e sinótico utilizando dados de radiossondagem (1968-1976) de Manaus e Belém.** Dissertação de mestrado em meteorologia do Instituto Nacional de Pesquisas espaciais. 112 pp.

KHAN, S. M., SIMPSON, R. W. 2001: **Effect of a heat island on the meteorology of complex urban airshed.** Boundary-Layer Meteorol 100:487–506

KIM, Y., BAIK, J. 2002: **Maximum urban heat island intensity in Seoul.** J Appl Meteor 41(6): 651–659

KIM, Y., BAIK, J. 2004: **Spatial and Temporal Structure of the Urban Heat Island in Seoul.** Journal of Applied Meteorology.

KOSOVIC, B., 1997: **Subgrid-scale modeling for high reynolds number boundary layer flows.** J. Fluid Mech., 336, 151–182.

KOUSKY, V. E. 1980: **Diurnal Rainfall Variation in Northeast Brazil.** Monthly Weather Review, v. 108, pp. 488–498.

KUKLA, G., GAVIN, J., KARL T. R. 1986: **Urban warming.** J Climate Appl Meteor 25: 1265–1270

KUO, H. L. 1965: **On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cúmulus convection.** J. Atmos. Sci. 22, 40 – 63.

KUO, H. L. 1974: **Further studies of the parameterization of the influence of cúmulus convection on large-scale flow.** J. Atmos. Sci. 31 , 1232 – 1240.

KUSAKA, H., KONDO, H., KIKEGAWA, Y., KIMURA, F. 2001: **A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer and slab models.** Bound.-Layer Meteor., 101, 329–358.

LAURANCE, W. F., COCHRANE, M. A., BERGEN, S., FEARNSIDE, P. M. P., DELAMÔNICA, C. BARBER, S. D'ANGELO, T. FERNANDES. 2001: **The Future of the Brazilian Amazon.** Science, v. 291, pp. 438-439.

LEE, T. J., PIELKE, R. A. 1992: **Estimating the soil surface specific humidity.** J. Appl. Meteor.. 31, 480-484.

LI, Q., ZHANG, H., LIU, X., HUANG, J. 2004: **Urban heat island effect on annual mean temperature during the last 50 years in China.** Theor Appl Climatol 79(3–4): 165–174

LIU, Y., CHEN, F., WARNER, T., BASARA, J. 2006: **Verification of a mesoscale dataassimilation and forecasting system for the Oklahoma City area during the Joint Urban 2003 field project.** J. Appl. Meteor. Climatol., 45, 912–929.

LIU, W., YOU, H., DOU, J. 2008: **Urban-rural humidity and temperature differences in the Beijing area.** Theor Appl Climatol.

LIVADA, I., SANTAMOURIS, M., NIACHOU, K., PAPANIKOLAOU, N., MIHALAKAKOU, G. 2002: **Determination of places in the great Athens area where the heat island effect is observed.** Theor Appl Climatol 71: 219–230

LOUIS, J. F. 1979: **A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere.** Bound-layer Meteor.. 17, 187-202.

LU, L., DENNING, A. S., SILVA DIAS, M. A. F., SILVA DIAS, P. L., LONGO, M., FREITAS, S. R., SAATCHI, S. 2005: **Mesoscale circulations and atmospheric CO2 variations in the Tapajós region, Pará, Brazil.** Journal of Geophysical Research, doi 10.1029/2004JDd005757, v. 110, n. Dd21102, 2005.

MAHRER, Y. E PIELKE, R.A. 1977: **The Effects of Topography on Sea and Land Breezes in a Two-Dimensional Numerical Model.** Monthly Weather Review, v. 105, pp. 1151–1162.

MAITELLI, G. T. ; WRIGHT, I. R. 1996: **The climate of a riverside city in the Amazon Basin: urban-rural differences in temperature and humidity.** In: John H C Gash; Carlos A. Nobre; John M. Roberts; Reinaldo L. Victoria. (Org.). Amazoniam, Deforestation and Climate. Londres: John Wiley & Sons, v. 1, p. 193-206.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M. 2004: **Climatology of the Low-Level Jet east of the Andes as derived from the NCEP/NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability.** J. Clim., v. 17, n. 12, p. 2261–2280, Jun. 2004.

MARTILLI, A., CLAPPIER, A., ROTACH, M. W. 2002: **An urban surface exchange parameterization for mesoscale models.** Bound.-Layer Meteor., 104: 261–304.

MARTILLI, A., ROULET, Y., JUNIER, M., KIRCHNER, F., 2003: **On the impact of urban surface exchange parameterisations on air quality simulations: the Athens case.** Atmospheric Environment **37**, 4217 – 4231.

MASSON, V. 2000: **Aphysically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models.** Boundary-Layer Meteorology, v. 94, pp. 357-397.

MASSON, V. 2006: **Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities.** Theoretical and Applied Climatology., v. 84, pp. 35-45.

MATTHEWS, E. 1983: **Global vegetation and land use: new high resolution data bases for climate studies.** Journal of Applied Meteorology., v. 22, PP. 474-487.

MELLOR, G. L., YAMADA, T. 1982: **Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems .** Rev. Geophys Space Phys. 20, 851 - 875.

MIAO, S., CHEN, F., LEMORE, M. A., TEWARI, K., LI, Q., WANG, Y. 2008: **An observation and Modeling Study of Characteristics of Urban Heat Island and Boundary Layer Structures in Beijing.** Journal of Applied Meteorology and Climatology.

MOLION, C.B. 1993: **Amazonia rainfall and its variability. in: Hydrology and water management in the humid tropics.** Bonnel, M. Hufschimiot, M.M. Gladwell, J.(Eds) international Hidrology series, Cambridge university Press, pp. 99-111.

NASCIMENTO, M. G. **Análise dos impactos dos Jatos de Baixos Níveis no ciclo diurno da precipitação sobre a Bacia do Prata. 2008.** 208p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

NEGRI, A. J., ADLER, R. F., XU, L., SURRATT, J. 2004: **The impact of Amazonian deforestation on dry season rainfall.** *J. Clim.*, 17, 1306– 1319.

NEPSTAD, D. C., VERISSIMO, A., ALENCAR, A., NOBRE, C.A., LIMA, E., LEFEBVRE, P., SCHLESINGER, P., POTTER, C., MOUTINHO, P., MENDONZA, E., COCHRANE, M. BROOKS, V. 1999: **Large scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire.** *Nature*, v.398, pp. 505-508.

NEPSTAD, D. C., CARVALHO, G., BARROS, A.C., ALENCAR, A., CAPOBIANCO, J. P., BISHOP, J., MOUTINHO, P., LEFEBVRE, P., SILVA, U. L., PRINS, JR. & E. 2001: **Road paving, fire regime feedbacks, and the future of Amazon forests.** *Forest Ecology and Management*, v. 154, pp. 395-407

OKE, T.R. 1988: **The urban energy balance.** *Progress in Physical Geography* **12**(4): 471-508.

OKE, T. R. 1973: **City size and the urban heat island.** *Atmos Environ* 7: 769–779

OLIVEIRA, A.P., FITZJARRALD, D.R. 1993: **The Amazon River Breeze and the Local Boundary Layer: I. Observations.** *Boundary-Layer Meteorology*, v. 63, pp 141-162.

PIELKE, R. A. 2002: **Mesoscale Meteorological Modeling.** Academic Press. 676 p.

PORTMAN, D. A. 1993: **Identifying and correction urban bias in regional time series: surface temperature in China's Northern Plains.** *J Climate* 6: 2298–2308

PRODES - Programa de desmatamento da Amazônia – Monitoramento da Floresta amazônica por satélite, INPE/IBAMA, 2005

ROCHA, E. J. P., ROLIM, P. A. M. 1984: **Contribuição para o conhecimento do clima da Amazônia: O clima de Manaus-AM.** Anais do II Congresso Brasileiro de Meteorologia. pp 161-172

ROTH, M. 2000: **Review of atmospheric turbulence over cities.** Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v. 126, pp. 941-990.

SAJANI, S. Z., TIBALDI, S., SCOTTO, F., LAURIOLA, P. 2008: **Bioclimatic characterisation of an urban area: a case study in Bologna (Italy).** Journal of Biometeorology.

SEIBERT, P.; BEIRICH, F.; GRYNING, S.; JOFFRE, S.; RASMUSSEN, A.; TERCIER, P. 2000: **Review and intercomparison of operational methods for the determination of the mixing height.** Atmospheric Environment, v.34, n. 7, p.1001-1027.

SESTINI, M. F., ALVALA, R. C. S., MELLO, E. K., VALERIANO, D. M., CHAN, C. S., NOBRE, C. A., PAIVA, J. A. C., REIMER, E. S. 2002: **Elaboração de Mapas de Vegetação para Utilização em Modelos Meteorológicos e Hidrológicos.** São José Campos. INPE, 74 p. (INPE-8972-RPQ/730).

SILVA DIAS, M. F., FERREIRRA, R. 1992: **Application of a linear spectral model to the study of Amazonian squall lines.** Journal of Geophysical Research, v.97, Dd18, 20.405-20.419.

SILVA DIAS, M. A. F., RUTLEDGE, S., KABAT, P., SILVA DIAS, P. L., NOBRE, C., FISCH, G., DOLMAN, A. J., ZIPSER, E., GARSTANG, M., MANZI, A., FUENTES, J. D., ROCHA, H., MARENGO, J., PLANA-FATTORI, A., SÁ, L., ALVALÁ, R. C. S., ANDREAE, M. O., ARTAXO, P., GIELOW, R., GATTI, L. V. 2002: **Clouds and rain processes in a biosphere atmosphere interaction context in the Amazon Region.** Journal of Geophysical Research, v. 107, pp. 8072-8092.

SILVA DIAS, M.A.F., PETERSEN, W., SILVA DIAS, P. L., CIFELLI, R., BETTS, A. K., GOMES, A. M., FISCH, G., LIMA, M. A., LONGO, M., ANTONIO, M. A., ALBRECHT, R. I. 2002: **A case study of the organization of convection into precipitating convective lines in the Southwest Amazon.** Journal of Geophysical Research, v. 107, pp. 39.1-39.20.

SILVA DIAS, M.A. F., SILVA DIAS, P. L., LONGO, M., FITZJARRALD, D. R., DENNING, A. S. 2004: **River breeze circulation in eastern Amazon: observations and modeling results.** Theoretical and Applied Climatology, DOI doi 10.1007/s00704-004-0047-6, v. 78, n. 1-3, p. 111-121, 2004

SMAGORINSKY, J. 1963: **General circulation experiments with the primitive equations. I. The basic experiment.** Monthly Weather Review, v. 91, p. 99-164.

SMALL, R. D. 1991: **Environmental impact of Fires in Kuwait.** Nature 350, 11-12.

SOUZA, E. P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica.** Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de São Paulo, 1999.

SOUZA, D.O. 2007: **Simulação de Alta Resolução das Circulações Atmosféricas Locais na Região da Foz do Rio Amazonas.** Dissertação de mestrado do curso de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica da Fundação Universidade Federal do Rio Grande, 190p.

STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology.** Dordrecht, Kluwer Academic Publishers, 666 p., 1988.

TAHA, H. 1999: **Modifying a mesoscale meteorological model to better incorporate urban heat storage: a bulk parameterization approach.** Journal of Applied Meteorology, v. 38, pp. 466–473.

TOON, O. B., MCKAY, C. P., ACKERMAN, T. P., SANTHANAM, K. 1989: **Rapid calculation of radiative heating rates and photodissociation rates in inhomogeneous multiple scattering atmospheres.** J. Geophys. Res. 94:16287-16301.

WILSON, M. F., HENDERSON-SELLERS. 1985: **A global archive of land cover and soils data for use in general circulation climate models.** Journal of Climate, v. 5, pp. 119-143.

WOOD, F. B. 1988: **Comment: on the need for validation of the Jones et al. temperature trends with respect to urban warming.** Climatic Change 12: 297–312

VU, T. C., ASAEDA, T., ASHIE, Y. 1999: **Development of a numerical model for the evaluation of the urban thermal environment.** Journal of Wind Engineering, v. 81, pp. 181–196.