

MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO E DO DESPORTO FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM OCEANOGRAFIA FÍSICA, QUÍMICA E GEOLÓGICA



SIMULAÇÃO DE ALTA RESOLUÇÃO DAS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS LOCAIS NA REGIÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS.

DIEGO OLIVEIRA DE SOUZA

Dissertação apresentada à Fundação Universidade Federal do Rio Grande, sob a orientação da Profa. Dra. Jaci Maria Bilhalva Saraiva, como parte das exigências para obtenção do título de mestre em Oceanografia Física, Química e Geológica.

Rio Grande Rio Grande do Sul - Brasil Fevereiro de 2007

Aos meus pais

AGRADECIMENTOS

A minha orientadora Doutora Jaci Saraiva pela orientação, amizade e por acreditar em meu potencial.

Ao programa de Pós-Graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica e ao gabinete de Pós-Graduação da FURG pela obtenção da bolsa CAPES.

Aos meus professores de graduação, em especial ao professor João Baptista da Silva, o qual me despertou o interesse pela pesquisa.

Aos meus professores do curso de mestrado que me despertaram o interesse por uma nova área de pesquisa.

Aos meus pais, Otávio e Neiva, pelo incentivo, carinho e pelo incansável esforço em me propiciar uma educação digna e transparente.

A Flávia, Júlio e Carmen amizade e incentivo.

Aos meus colegas de mestrado, aos colegas Gustavo e Marcelo, e aos amigos pelo companheirismo.

ESTUDO DAS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS LOCAIS NA REGIÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS

RESUMO

Com o objetivo de estudar a formação de circulações atmosféricas locais na região da foz do rio Amazonas e sua influência na formação de sistemas de tempo na região, utilizou-se o Brazilian Regional Atmospheric Modelling System (BRAMS) em sua versão 3.2. Com este raciocínio realizou-se três experimentos com características diferenciadas. Em um experimento controle foi utilizada a opção de inicialização horizontalmente homogênea do modelo BRAMS, utilizando para isto como condição inicial radiossondagem realizada no aeroporto de Macapá no dia 18 de julho de 2005 às 12 UTC. Neste experimento foram realizadas duas simulações com e sem a utilização do dado de vento da sondagem, além da utilização de dados climatológicos de Temperatura da superfície do Mar (TSM). Em um segundo experimento foi utilizado o mesmo tipo de inicialização e condição inicial, mas neste foi utilizado dados de TSM com melhor resolução espacial e temporal. Em um último experimento realizou-se uma simulação de alta resolução espacial para um estudo de caso de tempestade severa ocorrida sobre a cidade de Macapá, utilizando a opção de inicialização variada e análises do modelo Global/CPTEC como condição inicial. Os resultados permitiram identificar satisfatoriamente a formação de circulações locais do tipo brisa e do tipo vale-montanha sobre a área de estudo. Valores de TSM elevados presentes na região intensificaram o escoamento de brisa e levaram a um aumento da precipitação simulada na área de estudo. Além disto, os resultados permitiram identificar que a convergência de um escoamento de brisa terrestre com a circulação de grande escala foi a principal forçante na formação de tempestade severa ocorrida sobre a cidade de Macapá.

ÍNDICE

CAPÍTUL	.0 I		
INTRODUÇÃO1			
CAPÍTULO II			
REVISÃO BIBLIOGRÁFICA9			
2.1 Bri	isa marítima e brisa terrestre	9	
2.1.1	Frente de Brisa	13	
2.1.2	Influência da topografia e curvatura da costa	14	
2.1.3	Elevação vertical	16	
2.1.4	Penetração horizontal	16	
2.2 Bri	isa lacustre e brisa fluvial	18	
CAPÍTULO III			
METODC	DLOGIA	21	
3.1 De	escrição do modelo BRAMS2	21	
3.2 De	escrição dos experimentos2	27	
CAPÍTULO IV			
CIRCULA	AÇÕES LOCAIS NA FOZ DO RIO AMAZONAS	32	
4.1 Circul	ações locais sobre a área de estudo – Experimento Controle	41	
4.1.1	Caracterização das células de circulação local	49	
4.1.2	Comportamento da célula de circulação de brisa	59	
4.1.3	Comparação entre simulação e observação6	38	
4.2Circulações locais sobre a área de estudo – A influência do vento sinótico – Experimento Controle			
4.2.1 circulaç	Caracterização das células de circulação local sob influência d ção de grande escala	da 31	

4.2.2 vento si	Comportamento da célula de circulação de brisa sob influência do nótico		
4.2.3 influênc	Comparação entre simulação e observação no experimento sob ia do vento sinótico		
4.3 Circ TSM 98	culações do tipo brisa – A influência das diferenças no campo de		
4.3.1	Simulação sem presença do vento sinótico		
4.3.2	Simulação com presença do vento sinótico 104		
CAPÍTULO	D V		
TEMPEST	ADE SEVERA EM MACAPÁ 109		
5.1 Des	scrição do evento 109		
5.2 Sim	nulação numérica 114		
5.2.1	Análise do escoamento e da precipitação sobre a área de estudo		
	117		
CAPÍTULO VI			
CONCLUS	SÕES 131		
6.1 Conclusões referentes ao capítulo 4 132			
6.2 Conclusões referentes ao capítulo 5 135			
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 137			
ANEXOS			
ANEXO 1 Atmosphe Conference Foz do Igu	: SOUZA, Diego Oliveira de; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva. Local ric Circulations in The Amazonas River Mouth. In: 8th International e on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, açu. 8 ICHMO Proceedings. p. 1417-1425		
ANEXO 2: COLIZA Diago Oliveiro des CADAIVA des Marie Dihelse deflueres			

ANEXO 2: SOUZA, Diego Oliveira de; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva. Influence of Synoptic Wind in The Amapá Estuary Breeze. In: 6th RAMS/BRAMS/OLAM International Users Workshop, 2006, Ubatuba. Pagina www.atmet.com. 165

ANEXO 4: SOUZA, Diego Oliveira de; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva; LOPES, Jorge Luís Machado. Influência das Circulações do Tipo Brisa na Formação de Tempestade Severa em Macapá. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. CD-ROM do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.167

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: diagrama esquemático da circulação de brisa marítima. Adaptado de Sills, D.M.L., 1998
Figura 1.2: Diagrama esquemático da circulação de brisa terrestre. Adaptado de Sills, D.M.L., 1998
Figura 3.1: Grades geradas nas simulações dos três experimentos (a) grade 1, centrada em 0° de latitude e 50° W de longitude, e (b) grade 2 aninhada, centrada em 0° de latitude e 51° W de longitude
Figura 4.1: Sondagem realizada no aeroporto de Macapá no dia 18 de julho de 2005 às 12 UTC. (Fonte: Wyoming Weather Web)
Figura 4.2: Imagens do satélite GOES-12 realçadas das 12 UTC do dia 18/07/2005 até às 04 UTC do dia 19/07/2005
Figura 4.3: Topografia da área de estudo segundo o dado de topografia com resolução espacial de 1 km disponibilizado pelo INPE para (a) grade 1 e (b) grade 2
Figura 4.4: Tipo de vegetação encontrados na área de estudo segundo o dado de vegetação com resolução espacial de 1 km disponibilizado pelo INPE para (a) grade 1 e (b) grade 2
Figura 4.5: Diferença entre terra e água para a área de estudo, onde os valores entre 0 e 0,9 representam corpos de água e 0,9 a 1 terra, para (a) grade 1 e (b) grade 2
Figura 4.6: Campo de TSM climatológica com resolução espacial de 1º para (a) grade 1 e (b) grade 2
Figura 4.7: Campo de umidade do solo com resolução espacial de 0,25º para o dia 18/07/2005 às 12 UTC, para (a) grade 1 e (b) grade 2
Figura 4.8: Anomalia de TSM para o mês de julho de 2005. (Fonte: FUNCEME)

Figura 4.9: Campo de TSM com resolução espacial de 0,5º para a semana entre os dias 14 e 20 de julho de 2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2. 40 Figura 4.1.1: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 13 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2...... 41 Figura 4.1.2: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 15 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2...... 42 Figura 4.1.3: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 18 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2...... 44 Figura 4.1.4: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 21 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2...... 46 Figura 4.1.5: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 00 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2...... 47 Figura 4.1.6: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície Figura 4.1.7: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície Figura 4.1.8: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 15 UTC do dia 18 de julho de 2005. 50 Figura 4.1.9: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms-1) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 18 UTC do dia 18 de julho de 2005. 52 Figura 4.1.10: Corte vertical feito para a velocidade vertical w (ms-1) sobre a latitude de 0°, entre as longitudes de 53° W e 52° W na grade 1, às 18 UTC do dia 18 de julho de 2005......53 Figura 4.1.11: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) na grade 1 sobre a latitude de 0º as 21 UTC do dia 18 de julho de 2005. 54 Figura 4.1.12: Corte vertical feito para a velocidade vertical w (ms⁻¹) sobre a latitude de 0°, entre as longitudes de 53° W e 52° W na grade 1, as 21 UTC do dia 18 de julho de 2005...... 55

Figura 5.1.2: Imagem do campo de reflectância do radar de Macapá às 14 UTC do dia 27 de fevereiro de 2006...... 111

Figura 5.1.4: Imagens do satélite GOES-12 realçadas das 09 UTC do dia 27/02/2006 até às 00 UTC do dia 28/02/2006...... 113 Figura 5.2.1: Número de pontos do modelo global T213, com resolução espacial de 62 km na área simulada..... 114 Figura 5.2.2: Campo de umidade do solo com resolução espacial de 0,25º para Figura 5.2.3: Anomalia de TSM para o mês de fevereiro de 2006. (Fonte: Figura 5.2.4: Campo de TSM com resolução espacial de 0,5º para a semana entre os dias 20 e 27 de fevereiro de 2006..... 116 Figura 5.2.5: Campo de vento do modelo global T213 às 00 UTC do dia Figura 5.2.6: Campo de vento do modelo global T213 às 12 UTC do dia Figura 5.2.7: Campo de vento (ms^{-1}) a 15,7 m às 01 UTC do dia 27/02/2006. Figura 5.2.8: Campo de vento (ms^{-1}) a 15,7 m às 04 UTC do dia 27/02/2006. Figura 5.2.9: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 10 UTC do dia 27/02/2006...... 121 Figura 5.2.10: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 13 UTC do dia 27/02/2006, para (a) grade 1 e (b) zoom na grade 1. Figura 5.2.11: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 14 UTC do dia 27/02/2006, para (a) grade 1 e (b) grade 2..... 123 Figura 5.2.12: Campo de divergência do vento (x 10-5) a 15,7 m às 12 UTC do Figura 5.2.13: Campo de velocidade vertical w (ms⁻¹) entre 00 UTC do dia 27/02/2006 e 00 UTC do dia 28/02/2006 sobre a cidade de Macapá (coordenadas 0° de latitude e 51,05° W de longitude). 125

Figura 5.2.14: Distribuição de gelo e água líquida em um Cumulunimbus. Fonte: Ahrens, 1999
Figura 5.2.15: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de gostas de chuva (gkg ⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006
Figura 5.2.16: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o de água na nuvem (gkg ⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006 128
Figura 5.2.17: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de pristine (gkg ⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006 128
Figura 5.2.18: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de neve (gkg ⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006
Figura 5.2.19: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de
agregados (gkg) as 13 010 do dia 27/02/2006

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Elevação da brisa marítima em diferentes localidades. 17
Tabela 2.2: Extensão horizontal da brisa marítima em diferentes localidades. 18
Tabela 3.1: opções disponíveis no imput list file do modelo BRAMS. Em
destaque estão as opções utilizadas 23
Tabela 3.1: quadro esquemático representando as características de cada
experimento realizado 21
Tabela 4.1: lista com os tipos de vegetação encontrados na área de estudo
segundo o dado de vegetação com resolução espacial de 1 km disponibilizado
pelo INPE

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

O Oceano exerce um grande papel regulador do clima e na formação de circulação atmosférica. Fenômenos que variam desde a grande até a pequena escala são influenciados diretamente por ele, e um destes exemplos são os fenômenos El Niño e La Niña que estão diretamente ligados à anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM). Outro exemplo da influência do oceano e corpos de água são as circulações locais como as brisas marítima, lacustre e fluvial.

O litoral norte do Brasil, que extende-se por três Estados brasileiros: Amapá, Pará e Maranhão, possui uma extensão de aproximadamente 1800 km dominados por diferentes feições fisiográficas. A influência da TSM do oceano atlântico sobre esta parte do litoral brasileiro fica muito evidente quando analisa-se as taxas de precipitação ao longo da costa adjacente ao oceano atlântico tropical e na parte interna do continente.

A média anual de precipitação na região amazônica é de aproximadamente 2300 mm, sendo que são observados máximos, superiores a este, próximos ao litoral leste da região. A região nordeste da Amazônia, que compreende o litoral dos estados do Amapá, Pará e Maranhão, possui a característica de apresentar duas estações bem distintas em relação ao volume pluviométrico. A estação de seca se estende dos meses de agosto a

novembro, com valores inferiores a 100 mm mensais. Os maiores valores de precipitação são registrados durante o mês de janeiro, com médias mensais superiores a 400 mm. Uma das causas deste máximo é o posicionamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) durante os meses de janeiro a junho próximo ao litoral da região, que é regulada principalmente pelo aumento da temperatura da superfície do oceano neste período. Outra causa é a formação de nebulosidade devido a convergência da brisa marítima, fluvial ou terrestre com o escoamento principal, gerando nebulosidade e precipitação. Esta nebulosidade pode se propagar para o interior do continente como linhas de instabilidade causando precipitação na parte interior da região. A formação destas linhas podem ser observadas ao longo do litoral da região norte, desde a Guiana Francesa até o Maranhão. (Kousky, 1980; Cohen, 1995)

As linhas de instabilidade são um dos principais sistemas precipitantes na região Amazônica, as quais são definidas como grandes conglomerados de nuvens convectivas, do tipo cumulunimbus, que se propagam para o interior do continente, e que podem ser tanto de origem costeira, que neste caso recebem o nome de Linhas de Instabilidade Costeiras (LIC), como também ter sua formação continental. As linhas de instabilidade de origem costeira se formam ao longo da costa como resultado da convecção induzida pela circulação de brisa marítima. (Kousky, 1980; Garstang et. al, 1994; Cohen, 1995).

A propagação destas linhas de instabilidade para o interior do continente ocorrem através de um fenômeno chamado ondas de leste, que são oscilações nos campos de pressão e vento que ocorrem em fase na superfície. Estas ondas tem uma velocidade de fase de 6º de longitude por dia, com período de 3 a 4 dias, e comprimento horizontal de 2000 km a 3000 km. Estes distúrbios ondulatórios existem durante todo o ano, sendo que durante o verão possuem maior comprimento de onda e velocidade de propagação. (Riehl, 1954; Ezpinoza, 1996)

As circulações do tipo brisa tem sua formação devido basicamente à diferença de temperatura entre a superfície da terra e da água. Estas circulações não possuem grande profundidade vertical, alcançando alturas menores que 10 km. Durante o dia, a terra recebe aproximadamente 51% de

toda a radiação emitida pelo sol. Esta radiação irá aquecer as superfícies da água e da terra de forma diferenciada, pois estas possuem diferentes capacidades de armazenar calor, gerando assim um gradiente de temperatura que apontará para o continente durante o dia. Já durante o período noturno, a superfície da terra perderá calor mais rapidamente que a superfície da água, o que irá criar um gradiente que terá seu sentido continente-água. Estas circulações estão diretamente relacionadas com o gradiente horizontal de fluxo de calor sensível e com forçantes atmosféricas de grande escala. (Avissar e Pielke, 1989; Freitas, 2003; Souza e Saraiva, 2006)

Esta diferente capacidade de armazenar calor causará um aumento volumétrico do ar que está sobre a superfície do continente fazendo com que as superfícies isobáricas se distanciem, criando assim uma baixa pressão sobre este ponto. Já o ar que está sobre a água, terá uma temperatura mais baixa, o que leva a uma maior densidade do ar, diminuição do volume, e conseqüentemente uma alta pressão. Esta diferença de pressão gerada pelo aumento volumétrico sobre o continente e diminuição de volume de ar sobre a criará um gradiente de pressão com sentido terra-água e água. consequentemente uma força devido a este gradiente de pressão, com sentido oposto. A força gerada a partir do gradiente de pressão levará o ar mais frio que está sobre a água em direção ao continente, a fim de compensar o aumento volumétrico sobre o continente, criando assim a brisa marítima. O escoamento do ar que encontra-se sobre o oceano causa uma divergência em superfície sobre este ponto, o que acarreta em movimento descendente sobre o oceano, trazendo o ar mais frio de níveis mais elevados da troposfera. Esta divergência em superfície criará uma convergência sobre este mesmo ponto em níveis mais elevados. O ar que está convergindo sobre o continente tenderá a subir e criará uma zona de divergência em altos níveis. Todo este sistema criará uma circulação com escoamento em direção ao continente em baixos níveis e uma corrente de retorno, com sentido terra-água em níveis mais elevados. O diagrama esquemático exposto na Figura 1.1 mostra de forma ilustrada como ocorre a formação deste tipo de circulação.



Figura 1.1: diagrama esquemático da circulação de brisa marítima. Adaptado de Sills, D.M.L., 1998.

A equação 1.1, que representa a equação hipsométrica, mostra como a diferença de temperatura em uma camada influencia na espessura e consequentemente nos campos de pressão, criando assim um gradiente de pressão responsável pela brisa.

$$z_2 - z_1 = \frac{R\overline{T}}{g} \ln\left(\frac{p_1}{p_2}\right)$$
 1.1

onde z_1 e z_2 são a altura na pressão p_1 e p_2 respectivamente, R é a constante universal dos gases, g é a aceleração da gravidade e \overline{T} é a temperatura média da camada entre z_1 e z_2 . Sendo assim, em lugares onde a temperatura é mais elevada, tem-se uma maior espessura da camada, criando assim um gradiente de pressão.

O teorema da circulação de Bjerknes, explicitado na equação 1.2, explica de forma matemática como pode ser calculada a aceleração resultante da circulação gerada pelo gradiente de pressão.

$$\frac{DC_a}{Dt} = \frac{D}{Dt} \oint U_a \cdot dl = -\oint \rho^{-1} dp$$
 1.2

Durante a noite, a superfície do continente tenderá a resfriar-se mais rapidamente que a superfície do oceano, devido a sua menor capacidade de armazenar calor. Como descrito nos parágrafos anteriores, este gradiente de temperatura criará um gradiente de pressão com sentido contrário ao criado no caso da brisa marítima, consequentemente uma força devido ao gradiente de pressão com sentido terra-água, que levará o ar mais frio e denso que está sobre o continente em direção a água. Isto criará uma célula de circulação semelhante a descrita para a brisa marítima, mas com sentidos contrários tanto em altos como em baixos níveis, descrevendo assim a célula de circulação da brisa terrestre. A Figura 1.2 mostra esquematicamente a circulação de brisa terrestre.



Figura 1.2: Diagrama esquemático da circulação de brisa terrestre. Adaptado de Sills, D.M.L., 1998.

Muitas são as interações dinâmicas das circulações do tipo brisa em águas costeiras, e um exemplo desta interação são as zonas de ressurgência. Neste ponto de vista, a influência das brisas marítima e terrestre sobre as águas costeiras está no stress exercido pelo vento sobre a água, afetando correntes e a turbulência vertical, influenciando os gradientes verticais de temperatura e salinidade, como também agindo na mistura da água proveniente de rios com a água do oceano. Durante a noite a perda de calor da superfície da água e a brisa terrestre ajudam a misturar as águas desde a superfície até o fundo. Observando do ponto de vista das águas costeiras, a grande influência destas sobre as brisas é a formação de um gradiente horizontal de temperatura o qual causa estas circulações atmosféricas, como foi descrito anteriormente. (Pielke, 1981; Dalu e Purini, 1981)

Outros tipos de circulações locais do tipo vale-montanha, criadas a partir de contrates topográficos, ou as circulações ditas não clássicas geradas devido à diferença de vegetação ou umidade do solo, também podem ser observadas na região, influenciando na formação de nebulosidade devido a convergência destas com as brisas ou com o escoamento de grande escala. Existe uma grande influência das circulações não clássicas sobre a formação e a intensificação das brisas marítima, fluvial e terrestre, como será mostrado no decorrer desta dissertação.

Grande parte da zona costeira presente na área de estudo é composto de manguezais, que são sistemas estuarinos com grande importância na biodiversidade da região. Estes sistemas são responsáveis pelo fornecimento de nutrientes importantes para o desenvolvimento da vida no oceano, como também abriga diversas espécies de animais. Do ponto de vista econômico, o sistema estuarino presente nesta região possui grandes pólos portuários, como por exemplo o porto de Macapá e o porto de Belém. Locais como estes são diretamente afetados por fenômenos meteorológicos como as Linhas de instabilidade, tempestades severas e circulações do tipo brisa. As circulações atmosféricas presentes na região afetam desde a circulação da água superficial como também em caso de algum desastre ecológico, na tomada de providências para o controle do mesmo.

O conhecimento dos mecanismos formadores e mantenedores de circulações do tipo brisa, tais como contrastes entre terra e água, topográficos, de TSM, vegetação e umidade do solo, tornam-se necessários, a fim de detalhar o papel deste tipo de circulação como principal agente gerador de nebulosidade e precipitação na área de estudo. Também torna-se importante o conhecimento da influência das circulações locais quando estas são o possível fator causador de tempestades na região, afim de que, com esta informação, seja mais rápida sua previsão, e se necessário, a necessidade de informação à população.

Assim, o objetivo geral desta dissertação é estudar a formação de circulações locais do tipo brisa na região do estuário do Amapá, na foz do rio Amazonas. Como objetivos específicos primeiramente mostrar, através de simulações numéricas realizadas com um modelo atmosférico de mesoescala, a formação de circulações locais do tipo brisa, estudando a influência do dos

contrastes e diferenças no campo de TSM, distribuição de vegetação, e influência da topografia, identificando também a influência da circulação de grande escala sobre a formação e intensificação de circulações do tipo brisa sobre a área de estudo. Posteriormente este trabalho avaliará a importância destas circulações na formação de sistema de tempo sobre a área de estudo.

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Brisa marítima e brisa terrestre

Os primeiros trabalhos sobre brisa marítima datam do início do século passado. Clowes (1917) estudou a brisa marítima em Long Island, nos Estados Unidos, através de séries de temperatura do ar registradas na região.

Frizzola e Fisher (1963), estudaram a formação da brisa marítima através da análise de séries de vento, temperatura, pressão e outras variáveis meteorológicas em superfície, e também de dados de radiossondagens realizadas na cidade de Nova York, nos Estados Unidos. Os autores analisaram várias situações a fim de caracterizar a brisa marítima na área de estudo, mostrando que esta se desenvolve principalmente devido a diferença de temperatura entre a superfície do continente e do oceano. Dentre suas conclusões, também mostraram que um escoamento superposto e oposto à direção da brisa marítima, resulta em uma pequena extensão vertical da mesma, constatando que na presença de um vento de grande escala, fica difícil observar a corrente de retorno da brisa marítima.

A influência de ventos de grande escala sobre a brisa marítima e terrestre foi estudada mais recentemente por Bechtold et al (1991). O autor utilizou um modelo de duas dimensões mostrando que ventos de grande escala afetam a brisa marítima quando estes são paralelos à costa ou quando o escoamento de grande escala tem mesmo direção da brisa, afetando a intensidade da brisa marítima. Segundo os autores, a brisa terrestre é mais influenciada pela diferença de aquecimento entre a superfície do solo e da água do que por ventos de grande escala.

Chiba et al. (1999) estudaram a brisa marítima na costa sudoeste do Japão através de observações feitas por helicóptero em três diferentes anos, concluindo que a penetração a brisa marítima no continente é influenciada por ventos de direção transversal à costa, como também pelo escoamento de escala sinótica.

Oliphant et al. (2001) utilizou dados observacionais para caracterizar a brisa marítima em uma ilha tropical ao norte da Austrália, mostrando que este tipo de circulação é forte, consistente e é uma característica dominante em regiões tropicais. O autor mostrou que a brisa marítima é formada devido a perturbações nos campos de pressão causados pelo aquecimento da superfície, tanto da terra como da água. Seu estudo mostrou que, para a região de estudo, o vento de grande escala influencia pouco na formação de brisa marítima.

A utilização de modelagem numérica possibilitou uma melhor caracterização da brisa marítima. Pielke (1974) utilizando um modelo tridimensional para estudar a brisa marítima no sul da Flórida, mostrou que a maior convergência da brisa sobre o continente ocorre quando tem-se uma grande diferença de aquecimento entre o oceano e o continente. Neste mesmo trabalho Pielke mostrou que a rugosidade da superfície sobre o continente é importante para determinar a intensidade do transporte turbulento na vertical causado pelo aquecimento da superfície, o que influencia diretamente na penetração horizontal da brisa.

O balanço de radiação na superfície terrestre possui um máximo no equador e um mínimo nos pólos. Este balanço de radiação controla não só a circulação geral da atmosfera, como também circulações locais. Quanto maior a radiação incidente sobre o continente, maior será o gradiente térmico criado

entre o corpo de água e a superfície continental, podendo criar assim uma maior intensidade da brisa.

O efeito latitudinal sobre a brisa marítima não está relacionada apenas com o balanço de radiação, mas a aceleração de coriolis também é levada em consideração quando estuda-se este tipo de circulação.

Yan e Anthes (1987), utilizando um modelo bidimensional não linear, estudou o efeito da latitude sobre a brisa marítima, no equador, 20°, 30°, e 45°, para um período de tempo de 5 dias. Seus resultados mostraram que a força de coriolis é mais importante que a mudança no sentido do gradiente de temperatura, do dia para noite, na produção de brisa terrestre de grande escala. Os autores também concluíram que a penetração da frente de brisa marítima é maior em baixas latitudes do que em latitudes mais elevadas.

Oliveira e Silva Dias (1982) estudaram a circulação associada à brisa marítima na região da cidade de São Paulo através de dados observacionais, mostrando que a penetração da brisa marítima ocorre em torno das 16 UTC para um grande número de dias, sendo que quando a brisa marítima penetra mais cedo na cidade de São Paulo, é devido à intensificação por ventos de grande escala. Já a circulação de brisa terrestre é menos intensa pois a atmosfera noturna na cidade é mais estável o que dificulta a transferência de calor da superfície para os níveis mais elevados.

Saraiva (1996) estudou a característica das circulações locais do tipo brisa marítima no sul do Brasil através de modelagem numérica utilizando o modelo RAMS. A autora estudou a influência de parâmetros como a umidade do solo, concluindo que quando se tem um solo muito úmido, este tende a inibir o aquecimento do mesmo dificultando assim a criação do gradiente de temperatura responsável pela formação da brisa.

Estudos sobre brisa marítima foram também realizados em laboratório, como o realizado por Mitsumoto (1983), que estudou a formação da circulação de brisa marítima e terrestre em um tanque de água com temperatura controlada, deixando claro que a formação da brisa está diretamente ligada com a formação do gradiente de temperatura entre a água e a terra. O autor também observou que movimentos de pequena escala como células de convecção, vórtices longitudinais e correntes de gravidade criados pelo escoamento de brisa, são importantes não só para a brisa marítima como também para a dispersão de poluentes.

Freitas (2003) analisou a circulação de brisa marítima e sua relação com a dispersão de poluentes na região metropolitana de São Paulo, utilizando o modelo RAMS. O Autor concluiu que na presença de brisa marítima, com ventos do quadrante SE, a turbulência sobre a região metropolitana da cidade é aumentada, o que favorece a dispersão de poluentes. Os ventos gerados pela brisa transportaram estes poluentes para as cidades vizinhas à região metropolitana de São Paulo, onde puderam ser observados maiores valores de concentração de determinados gases em relação a suas fontes. Em seu estudo Freitas conclui que o posicionamento das zonas de alta pressão é importante na formação da célula de circulação da brisa marítima.

Kousky (1980) estudando a variação diurna da precipitação e sua relação com o sistema de ventos locais na região nordeste do Brasil e Estados vizinhos, através de dados observacionais, mostrou para a cidade de Soure, no Estado do Pará, que o máximo de precipitação registrado durante o período noturno nos meses de Janeiro-Maio é provavelmente produzido pela convergência do escoamento principal, que durante estes meses tem sentido oceano-continente, e a brisa terrestre. O autor também relaciona o máximo diurno de precipitação para a mesma cidade durante os meses de Junho-Setembro, com a convergência entre a brisa marítima e o escoamento principal, que neste período tem o sentido oposto (continente-oceano).

Machado et al. (2004) utilizando dados de radiossondagem e de estações de superfície estudaram a variabilidade da convecção sobre a Amazônia, mostrando que Belém apresenta uma maior atividade convectiva local quando comparada com a cidade de Manaus, onde o autor relacionou este máximo com a circulação de brisa marítima na região. A influência da vegetação na formação de circulação local, ou de mesoescala foi estudado por Hong et al. (1995), mostrando que a umidade do solo, juntamente com a evapotranspiração, influenciam o fluxo de calor entre a superfície e a atmosfera adjacente, podendo assim criar ou inibir a formação de circulações de mesoescala e circulações locais. O autor também mostrou que podem ser geradas circulações devido à presença de diferentes tipos de cobertura de solo, sendo estas geralmente criadas a partir do gradiente térmico entre estas diferentes superfícies de vegetação.

2.1.1 Frente de Brisa

A convergência da brisa marítima com o escoamento principal, ou com outro tipo de circulação local, juntamente com os contrastes térmicos criados com a chegada do ar mais frio e úmido da brisa marítima ao continente, forma a frente de brisa, local onde podem ser observados uma maior atividade convectiva, devido principalmente à convergência criada em superfície.

Pearson (1973) estudou as propriedades da frente de brisa utilizando um modelo bidimensional, onde entre outras características, utilizou um terreno plano, deixando de levar em consideração qualquer aceleração ou desaceleração devido à topografia. Neste trabalho, Pearson mostrou que a posição da frente de brisa é o ponto no qual se tem um máximo de variação de temperatura com a distância, sendo que neste ponto em particular, tem-se um considerável mudança na temperatura e na intensidade do vento. Ele encontrou através das simulações realizadas em seu trabalho, que para uma atmosfera estável, a velocidade da frente de brisa está relacionada apenas com o total de calor adicionado ao ar.

Feliks (1988) formulando um modelo analítico para frente de brisa marítima mostrou que esta se desenvolve quando se tem uma atmosfera neutra ou instável. O autor também mostra com seu modelo que a velocidade da frente é proporcional a intensidade do vento sinótico.

Stull (1988) define a frente de brisa como o limite máximo da progressão do ar frio da brisa marítima, onde há convergência em baixos níveis, uma marcada queda na temperatura, um aumento na umidade e nos movimentos verticais, e muitas vezes formação de nuvens do tipo cumulus.

A propagação da frente de brisa para o interior do continente pode sofrer influência de fatores como o estudado por Freitas (2003), que mostrou que uma ilha de calor urbana, localizada na região metropolitana de São Paulo, gera correntes de ar e pode retardar o avanço da frente, agindo como uma barreira contendo seu avanço. Segundo o autor, a velocidade de propagação da frente de brisa também é dependente da umidade do solo, que no caso de um solo mais úmido a velocidade da frente é maior que no caso de solo mais seco.

2.1.2 Influência da topografia e curvatura da costa

Mahrer e Pielke (1977), utilizando um modelo bidimensional, estudaram a influência da topografia na intensidade das brisas marítima e terrestre, mostrando que circulações criadas pela topografia, atuando juntamente com a brisa, tendem a produzir uma maior intensidade da mesma, diferentemente do que ocorre quando estas duas circulações atuam separadamente.

Saraiva e Gandu (1996) mostraram que as diferenças fisiográficas existentes entre a Argentina e o Uruguai na foz do Rio da Prata, controlam a precipitação associada com a frente de brisa marítima, concluindo que em um lugar com topografia mais plana, na costa Argentina, a frente de brisa se extende para o interior do continente, o que não ocorre na costa do Uruguai, onde a precipitação fica presa entre a costa e a região de topografia mais acentuada.

Silva Dias e Machado (1997) estudaram o desenvolvimento de nuvens convectivas e de nevoeiro na cidade de São Paulo e sua relação com as circulações locais do tipo brisa marítima e circulação de vale-montanha. Os autores utilizaram para isto o modelo de mesoescala RAMS com sua opção bidimensional e dado de radiossondagem como condição inicial para suas simulações, mostrando que a brisa marítima, associada com a topografia da região, exerce papel fundamental sobre a formação de precipitação no final da tarde na cidade de São Paulo, como também na formação de nuvens baixas associadas a nevoeiros.

A influência da topografia sobre a formação e intensificação da brisa marítima também foi estudada por Miao et al (2003), que utilizando o modelo atmosférico RAMS mostrou que a complexa topografia da península ibérica gera um forte escoamento em direção ao continente, um intenso fluxo da corrente de retorno e grandes velocidades verticais, concluindo que as características fisiográficas da região exercem papel fundamental neste tipo de circulação na região.

Freitas (2003) estudou a influência da topografia sobre a formação da brisa marítima e da brisa terrestre na região da cidade de São Paulo, concluindo que ocorre uma intensificação da brisa marítima quando esta ocorre juntamente com a circulação de vale-montanha, e que o avanço da frente de brisa é mais rápido quando existe elevação topográfica na região de estudo. Freitas também mostra que a presença de topografia pode atuar como uma barreira para a penetração de ar marinho na cidade de São Paulo. Durante seu estudo, a presença de topografia inibe a formação de brisa terrestre.

Neumann (1951) relacionou a influência da curvatura da costa com a formação de tempestades, mostrando que a natureza fisiográfica da costa, com relação à sua curvatura, determina se as brisas marítima ou terrestre irão convergir ou divergir, formando assim nuvens e decorrente tempestade.

Abbs (1986) estudando a interação da brisa marítima em uma região de curvatura de costa côncava, mostrou que locais em que existam uma baía ou uma região de golfo, poderão ser geradas duas brisas. A autora mostrou que na baía de Port Phillip, em Melbourne na Austrália, ocorre a formação de duas brisas, uma brisa marítima e uma brisa da baía, e observou que a brisa marítima quando penetra sobre o continente, esta penetra sobre a brisa formada pela baía, sendo a principal causa disto, o aquecimento da brisa

marítima e possível ganho de flutuabilidade da mesma, deixando espaço para que a brisa da baía penetre mais facilmente o continente.

2.1.3 Elevação vertical

Segundo Abbs e Physick (1992), a profundidade do ar marinho, usualmente definido como o nível zero da componente do vento de sentido oceano-continente, é frequentemente menor que metade da extensão vertical do sistema de circulação de brisa. A elevação depende do período do dia como também da rugosidade da superfície, sendo que em áreas tropicais sua extensão vertical é maior que em zonas temperadas.

A tabela 2.1, apresentada por Atkinson (1981), mostra os valores típicos de elevação vertical da brisa encontrado por diferentes autores, em diferentes localidades.

2.1.4 Penetração horizontal

Simpson et al. (1977) mostraram, utilizando um modelo unidimensional, que o avanço da frente de brisa sobre o continente é diretamente dependente da variação da densidade através da mesma. O avanço da frente irá decair conforme a brisa perde suas características, como temperatura, sobre o continente.

Saraiva (1996) relacionou a maior penetração da brisa no continente à disponibilidade de água na superfície, ou seja, maior umidade do solo, mostrando em suas simulações que um solo mais seco favorece uma maior extensão horizontal da brisa devido principalmente à intensificação do efeito advectivo criado pelos maiores contrastes de temperatura.

Finkele (1998) utilizando um modelo bidimensional e medidas da brisa feitas através de avião, estudou a propagação da brisa para o interior do continente e sua extensão sobre o oceano. O autor mostra que a brisa possui uma maior propagação horizontal na presença de fracos ventos de grande escala, e quando estes ventos possuem maiores intensidades, a brisa marítima fica completamente retida sobre o oceano, não penetrando o continente.

A tabela 2.2, apresentada por Atkinson (1981), mostra os valores típicos da extensão horizontal da brisa encontrado por diferentes autores, em diferentes localidades.

Autor	Local	Elevação
Air Ministry (1943)	British Isles	150 – 300 m
Craig et al. (1945)	Massachusetts	120 m
de Felice e Gasne-Tabbagh (1971)	Brittany	700 m
Dixit e Nicholson (1964)	Bombay	< 1 km
Findlater (1963)	UK	1,5 km
Frizzola e Fisher (1963)	Long Island	< 1 km
Hatcher e Sawyer	Madras	170 – 200 m
Hsu (1970)	Texas	670 m
Johnson e O'Brien (1973)	Oregon	1 km
Keen e Lyons (1978)	Lake Michigan	500 – 800 m
Kimble et al. (1946)	Tropics	1 – 1,2 km
Lyons (1972)	Lake Michigan	500 m
Moroz (1967)	Lake Michigan	500 m
Narayanan (1967)	Thumba, India	0,8 – 1 km
Pedgley (1958)	Ismailia	1 km
Peters (1938)	Worthy Down, UK	300 – 600 m
Preston-Whyte (1969)	Natal	600 – 900 m
Ramanadham e Subbaramayya (1965)	Visakhapatnam, India	600 m
Ramanathan (1931)	Poona	1,2 km
Ramdas (1931)	Karachi	0,5 – 1,5 km
Roy (1940)	Madras	0,5 – 1 km
Schroeder et al. (1967)	Califórnia	0,5 – 2 km
Sherman (1880)		150 – 200 m
Smith (1974)	East Anglia, UK	1,2 km
Sutcliffe (1937)	Felixstowe, UK	500 – 600 m
van Bemmelen (1922)	Batavia	1 – 1,2 km
Wexler (1946)	Tropics	1 – 2 km

Tabela 2.1: Elevação da brisa marítima em diferentes localidades.

Autor	Local	Extensão (km)
Air Ministry (1943)	British Isles	48 – 64
Blanford (1889)	India	110
Clarke (1955)	Australia	250 – 330
Dixit e Nicholson (1964)	Bombay	> 80
Fegusson (1971)	Harrogate, UK	113 – 129
Findlater (1963)	British Isles	55
Hsu (1970)	Texas	50 – 65
Johnson e O'Brien (1973)	Oregon	> 60
Keen e Lyons (1978)	Lake Michigan	25
Kimble et al. (1946)	Tropics	80
Marshall (1950)	UK	160
Moroz (1967)	Lake Michigan	25 – 30
Pedgley (1958)	Ismailia	110
Preston-Whyte (1969)	Natal	65
Ramakrishnan e Jambunathan (1958)	Madras	> 120
Ramanathan (1931)	Poona	110
Schroeder et al. (1967)	Various quoted	> 300
Smith (1974)	East Anglia, UK	160
	Tropics	
	Massachusetts	40
Wexler (1946)	maccacinacotto	10
	Califórnia	100
	UK	10 – 15

Tabela 2.2: Extensão horizontal da brisa marítima em diferentes localidades.

2.2 Brisa lacustre e brisa fluvial

Grandes corpos de água como lagos e rios também influenciam na formação de circulação local do tipo brisa. Também é de grande importância a interação deste tipo de circulação sobre a circulação de brisa marítima, quando existente, ou sobre a circulação de grande escala. O mecanismo de formação da brisa lacustre ou da brisa fluvial é o mesmo descrito para a formação da brisa marítima no Capítulo I. Estas circulações são geralmente mais rasas que a brisa marítima como também possuem uma menor penetração horizontal.

Lyons (1972) estudou a climatologia da brisa lacustre formado pelo lago Michigan nos Estados Unidos, mostrando que usualmente a frente da brisa lacustre é melhor observada e possui uma maior penetração no início da manhã, entre 8 e 9 hora local, quando existe um aquecimento suficiente para gerar o gradiente de temperatura e os ventos de grande escala são mais fracos e variáveis.

Oliveira e Fitzjarrald (1993) utilizando dados observacionais fizeram uma climatologia do regime de ventos da região próxima à cidade de Manaus, com o objetivo de caracterizar a brisa fluvial do rio Amazonas, criado pelo contraste de temperatura entre o rio e o continente. Os autores encontraram uma componente do escoamento em baixos níveis que possui sentido riocontinente, durante o período da tarde e entardecer, e uma componente do escoamento em direção ao continente durante a noite e início da manhã, o que lhes permitiu caracterizar a circulação de brisa fluvial para a região. Com a brisa caracterizada, os autores mostraram que durante a estação seca, meses de julho a dezembro, a brisa fluvial possui uma penetração horizontal de aproximadamente 20 km, o que eles atribuíram a um maior aquecimento do continente e assim um maior gradiente de pressão, o que não ocorreu nos meses mais úmidos, os quais tiveram penetração horizontal inferior a dos meses secos, devido principalmente a maior umidade presente na região o que leva a um decréscimo do gradiente de temperatura e assim uma menor intensidade da força devido ao gradiente de pressão.

Stivari et al. (2003), utilizando um modelo de mesoescala, estudou a brisa lacustre formada pelo lago Itaipu no estado do Paraná. Os autores mostraram que o contraste de temperatura entre o lago e o continente, que possui valor máximo as 15 horas local, é o principal fator que dá origem a circulação de brisa lacustre na região. A brisa do lago de Itaipu tem início as 12 horas local e geralmente acaba as 21 horas local, possuindo uma extensão vertical de aproximadamente 1500 m e uma penetração horizontal próxima aos 50 km. A topografia da região é um dos principais moduladores da intensidade da brisa, assim como esta também é afetada pela rugosidade da superfície, relacionada com o tipo de vegetação presente sobre continente.

Saldanha (2003) estudou as circulações atmosféricas locais sobre o estuário da Lagoa dos Patos, no Estado do Rio Grande do Sul, conseguindo de forma satisfatória observar a formação da brisa marítima, devido ao contraste térmico entre o oceano e o continente, como também a brisa criada pelo

contraste de temperatura existente entre a Lagoa dos Patos e o continente. Conclusões importantes de seu trabalho mostram que a brisa lacustre consegue inibir um pouco a penetração da brisa marítima, e a presença do vento sinótico é fundamental para a propagação e intensificação da mesma.

Silva Dias et al. (2004) utilizou dados observacionais e modelagem numérica para estudar a brisa fluvial formada pelo rio Tapajós, identificando a formação de uma célula de circulação, com elevação vertical de aproximadamente 1 km, durante o período diurno, o que explicou a formação de nuvens na margem leste do rio durante a manhã. O que permitiu a caracterização da brisa fluvial do rio Tapajós, segundo os autores, foi a alta resolução espacial utilizada nas simulações.

Moura et al. (2004) estudaram a influência da brisa do lago de Balbina, no Estado do Amazonas, sobre a concentração de ozônio. Os autores evidenciaram que quando o vento tem sentido lago-floresta (brisa lacustre), que ocorre no período mais quente entre as 10 e 14 horas local, a concentração de O_3 é mais elevada. Nos períodos em que o vento tem direção floresta-lago (brisa terrestre), entre as 18 e 6 horas local, eles encontraram uma baixa concentração de O_3 na floresta, concluindo assim que o sistema de ventos locais é muito importante na dispersão de O_3 e outros gases.
CAPÍTULO III

METODOLOGIA

Será apresentada neste capítulo a metodologia utilizada nas simulações numéricas realizadas em cada experimento desta dissertação no estudo das circulações atmosféricas locais na foz do rio Amazonas, descrevendo cada experimento e também fazendo um breve comentário sobre o modelo atmosférico utilizado nas simulações.

As simulações numéricas realizadas neste trabalho foram geradas pelo modelo atmosférico de mesoescala Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) que é rodado operacionalmente no Laboratório de Meteorologia da Fundação Universidade Federal do Rio Grande, utilizando um cluster de pc's com 32 nodos, cada um com um processador AMD Athlon de 1,5 GHz e 512 MB de memória RAM, utilizando um servidor com mesmo processador e 1 GB de memória RAM. Uma descrição mais detalhada do modelo será feita na seção 3.1 deste capítulo.

3.1 Descrição do modelo BRAMS

O modelo RAMS (Regional Amospheric Modeling System) é um modelo atmosférico prognóstico desenvolvido por pesquisadores de Universidade do Colorado a partir de um modelo de mesoescala (Pielke, 1974) e um modelo de nuvens (Trípoli e Cotton, 1982), apresentando várias utilizações, que vão desde a micro até a grande escala, sendo que é mais frequentemente usado na simulação de fenômenos atmosféricos de mesoescala.

O RAMS é um modelo baseado em diferenças finitas, que usa grade do tipo C de Arakawa (Mesinger & Arakawa, 1976) onde 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. A grade vertical utilizada pelo RAMS é do tipo sigma-z, a qual acompanha o terreno na parte inferior e possui o seu topo plano. Uma vantagem do modelo RAMS é que ele permite o aninhamento múltiplo de grades, o que permite que as equações sejam resolvidas de forma simultânea nas grades de diferentes resoluções espaciais.

O conjunto de equações utilizados pelo RAMS consiste das equações não hidrostáticas, quase-Boussinesq, existindo equações prognosticas para todas as variáveis de estado incluindo u, v, w, temperatura potencial, razão de mistura e função de Exner. (Freitas, 2003)

A versão 3.2 do modelo BRAMS utilizado nas simulações deste trabalho é baseado na versão 5.02 do modelo RAMS, e foi desenvolvido por instituições brasileiras e internacionais com o objetivo de criar e aprimorar parametrizações e atualizações voltadas para a meteorologia do Brasil.

O modelo BRAMS possui dois tipos de inicialização: uma horizontalmente homogênea e outra horizontalmente variada. Na opção de inicialização horizontalmente homogênea, parte-se de uma radiossondagem 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. O pacote de inicialização RAMS – ISAN utiliza um método de análise objetiva dos dados, o qual permite utilizar dados de análises ou previsões de outros modelos atmosféricos.

O presente trabalho utiliza os dois tipos disponíveis de inicialização do modelo BRAMS. No primeiro experimento são utilizados os dados de radiossondagem realizada no aeroporto de Macapá, já o segundo experimento

utiliza os dados de análises do modelo Global-CPTEC T213. Uma descrição mais detalhada dos experimentos é feita no item 3.2 deste capítulo.

Cada simulação realizada pelo BRAMS pode ser conFigurada através de um arquivo do tipo lista de variáveis (namelist) chamado RAMSIN no qual pode-se definir desde o tamanho da grade e resolução até as opções físicas disponíveis. Na tabela 3.1, retirada de Alonso (2006), serão descritas as principais opções modelo BRAMS, onde as opções que aparecem em destaque foram as utilizadas nas simulações.

Tabela 3.1: opções disponíveis no imput list file do modelo BRAMS. Em destaque estão as opções utilizadas.

Categoria	Opções Disponíveis	Referências / Observações		
Condições de Fronteira Lateral		Da forma geral utilizada no modelo BRAMS, há várias opções para a obtenção da velocidade de fase.		
	Orlanski	Orlanski (1976) Computa a velocidade de fase como a razão entre a derivada local da componente do vento normal à fronteira pela sua variação no eixo cartesiano.		
	Klemp/Lilly	Klemp e Lilly (1978) Faz a média das velocidades de fase, computadas conforme Orlanski, em toda coluna vertical.		
	Klemp / Wilhemson	Klemp e Wilhemson (1978) Especifica um valor constante como uma velocidade de fase de uma onda gravitacional típica (10 a 30 m/s).		
Deslocamento da Grade e Estrutura	Grade C de Arakawa, grade simples (fixa).			
	Grade C de Arakawa, múltiplas grades aninhadas (fixas).			
	Grade C de Arakawa, múltiplas grades aninhadas (móveis).			

	Cartesiana		
Coordenadas Horizontais	Polar Estereográfica	Os pontos da esfera são projetados no plano, paralelo ao equador, por direções radiais.	
Coordenadas Verticais	Sistema de coordenadas seguindo o terreno	Trípoli e Cotton (1982)	
	Orografia Média	A transferência da informação do banco de dados para as grades do modelo é realizada em três passos. A	
Esquema de Topografia	Orografia Silhueta	interpolação do dado para uma grade temporária, a média dos dados numa segunda grade temporária (polar estereográfica) e a	
	Orografia Envelope	interpolação dos valores referentes à primeira e segunda grades na grade principal (Método dos quadrados).	
	Orografia Envelope refletido		
	Homogênea		
Inicialização de umidade do solo	Heterogênea	Dados de um modelo externo (Gevaerd 2003), iniciados em qualquer fase do pré- processamento ou do processamento do modelo.	
	Mellor e Yamada (1982) Mellor e Yamada Aplica uma energia ci turbulenta prognosticada		
Parametrização do Coeficiente de difusão turbulenta.	Deformação Anisotrópica		
	Deformação Isotrópica	A difusão vertical é computada por um esquema unidimensiona análogo ao esquema de Smagorinsk.	
Parametrização de Radiação Onda Curta	Mahrer/Pielke	Mahrer e Pielke (1977) Efeitos do espalhamento de Rayleigh avançado, absorção por vapor de água e inclinação do terreno. Este esquema ignora liquido e gelo na atmosfera.	

Continuação Parametrização de Radiação Onda Curta	Chen/Cotton	Chen e Cotton (1987) Espalhamento molecular, absorção de ar claro, absorção de ozônio e refletância, transmitância e absorção de uma camada de nuvem. Leva em consideração a condensação na atmosfera, mas não diferencia água da nuvem, chuva ou gelo.		
	Harrington	Harrington (1997) Leva em conta cada forma de condensado (água da nuvem, chuva, gelo, neve, agregados e granizo).		
Parametrização de Radiação Onda Longa	Mahrer/Pielke	Mahrer e Pielke (1977) Emissividade de vapor de água e de dióxido de carbono e a técnica computacional eficiente de Sasamori (1972).		
	Chen/Cotton	Chen e Cotton (1987) Emissividade para uma atmosfera limpa, emissividade de uma camada nublada, emissividade de uma camada misturada, céu claro e nublado.		
	Harrington	Harrington (1997)		
Parametrização Convectiva	Kuo	Tremback (1990) Esquema dependente da convergência de umidade e da instabilidade condicional do ambientes. Detalhes ver item 4.4.		
	Grell	Grell e Devenyi (2002) Esquema dependente principalmente da convergência de umidade e da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE). Permite a escolha de diversas hipóteses de fechamento.		
Parametrização de Cumulus rasos	Parametrização de Cumulus Rasos	Souza (1999)		
Esquema de inicialização da vegetação	LEAF	Dados de Vegetação de 1 km derivados do conjunto de dados do IGBP 2.0 + IBGE / INPE, constituindo o arquivo LEAF-3.		

Continuação: Esquema de	Modelo SIB	Parametrização SIB 2 – CPTEC / INPE.	
inicialização da vegetação	Inicialização alternativa por dados de satélite.	Permite a atualização dos arquivos de vegetação por IVDN – Índice de Vegetação por Diferenças normalizadas.	
Parâmetros de Aninhamento	Nudging Weights	Há parâmetros aplicados a nudging Weights para cada grade e para variáveis específicas. Tem intuito de fornecer um controle mais amplo na "força" de aninhamento para análises 4DDA.	
Assimilação de Dados de Observação	ODA	A Assimilação de dados (ODA), examina cada estação, no passo de tempo e produz campos de Covariância.	
Inversão de Cumulus	Inversão de Cumulus	Ativa a leitura e aninhamento através das taxas de aquecimento e umidade produzidas pelo esquema da inversão de cumulus. Em síntese, as taxas convectivas são produzidas antes da rodada por um processo separado que lê as taxas de precipitação (das observações) e produz tendências convectivas.	
Microfísica	Nível 1	Ativa advecção, difusão e fluxo de água na superfície, onde toda água na atmosfera é assumidamente vapor, sem a ocorrência de supersaturação.	
	Nível 2	Ativa a condensação, porém o particionamento do total de água em vapor e água na nuvem, é diagnosticado. Nenhuma outra forma de líquido ou gelo é considerada.	
	Nível 3	Ativa um conjunto de parametrizações que inclui água da nuvem, gelo, neve, granizo, dentre outros. Esta parametrização inclui o processo da precipitação.	

3.2 Descrição dos experimentos

Para a caracterização das circulações atmosféricas locais na região da foz do rio Amazonas e sua influência sobre os sistemas de tempo na região, foram realizados três experimentos que ao todo contemplam cinco simulações numéricas.

O primeiro experimento, que engloba duas simulações numéricas, chamada a partir de agora de Experimento Controle (EC), utiliza a opção de inicialização horizontalmente homogênea disponível no modelo BRAMS, onde todas estas utilizam como condição inicial uma radiossondagem realizada às 12 UTC do dia 18 de julho de 2005 no aeroporto de Macapá. A primeira simulação do EC não utiliza o dado de vento da radiossondagem, e a segunda simulação presente no EC utiliza o dado de vento da radiossondagem. As duas simulações utilizam os dados de vegetação disponibilizados pelo INPE com resolução espacial de 1km, dado de topografia também com resolução espacial de 0,25º para o dia em estudo e dado de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) climatológica com resolução espacial de 1°.

A primeira simulação presente no EC utiliza apenas os dados de umidade e pressão atmosférica contidos na radiossondagem, a fim de identificar a formação de circulações de brisa e outras circulações locais criadas pelas características de vegetação, topografia e TSM da área de estudo. A segunda simulação presente no EC utiliza, além dos dados de umidade e pressão atmosférica, o dado de vento presente na radiossondagem. Esta simulação tem como objetivo identificar a influência da circulação de grande escala, presente através do dado de vento, sobre a formação e intensificação das circulações locais sobre a área de estudo.

Um segundo experimento, em que são realizadas mais duas simulações, utiliza o mesmo tipo de inicialização utilizada no EC, com a mesma radiossondagem como condição inicial. Foi realizada uma simulação sem o dado de vento e outra simulação com a presença do dado de vento. Os dados de vegetação, topografia e umidade do solo utilizados neste experimento serão os mesmos utilizados no EC. A única diferença deste novo experimento é a utilização de um dado de TSM com resolução espacial de 0,5º e resolução temporal de uma semana. Estas novas simulações têm como objetivo identificar a influência de variações no campo de TSM sobre a formação e intensificação das circulações locais sobre a área de estudo.

No experimento controle e no segundo experimento foram criadas duas grades, uma com 8 km de resolução espacial, representando 100 pontos nas direções x e y, e uma grade aninhada com 2 km de resolução espacial representando 202 pontos nas direções x e y. Na vertical foi criada uma grade com 36 níveis, com espaçamento inicial de 10 m, primeiro nível a 4,8 m de altura, taxa de incremento de 1,2 até alcançar a altura de 500 m, quando esta taxa é mantida constante até o topo da grade. A Figura 3.1 ilustra as duas grades criadas em ambos os experimentos.



а

b

Figura 3.1: Grades geradas nas simulações dos três experimentos (a) grade 1, centrada em 0º de latitude e 50º W de longitude, e (b) grade 2 aninhada, centrada em 0º de latitude e 51º W de longitude.

No terceiro experimento realizado neste estudo foi feita uma única simulação, a qual utilizou a opção de inicialização variada, disponível no

modelo BRAMS. Para esta simulação foi utilizado como condição inicial os dados de análises dos dias 27 de fevereiro de 2006, as 00 e 12 UTC, e dia 28 de fevereiro de 2006, às 00 UTC, do modelo Global T213 com resolução espacial de 62 km, que é rodado operacionalmente no CPTEC – INPE.

Neste terceiro experimento foi criada uma grade com resolução espacial de 1 km, representando 400 pontos nas direções x e y. Na vertical também utilizou-se uma grade telescopia com 50 níveis, com espaçamento inicial de 10 m, primeiro nível a 4,8 m de altura e taxa de incremento de 1,2 até que chegue ao nível de 500 m, onde a partir deste ponto esta taxa é mantida até o topo do domínio vertical. A grade está centrada sobre a cidade de Macapá, e representa a mesma grade 2 utilizada no EC (Figura 3.1b).

Este experimento é um estudo de caso sobre a formação de uma célula convectiva que gerou fortes ventos que causaram destruição material na cidade de Macapá na manhã do dia 27 de fevereiro de 2006. Este experimento tem como objetivo verificar a possível influência de circulações locais do tipo brisa e a interação destas com outras circulações presentes na área de estudo sobre a formação de sistemas de tempo.

A tabela 3.1 mostra esquematicamente as características de cada experimento realizado nesta dissertação onde EC_SV representa o experimento controle sem a utilização do vento sinótico, EC_CV representa o experimento controle com a utilização do dado de vento sinótico, ETV_SV representa o segundo experimento com TSM variada e sem a utilização do vento sinótico, ETV_CV representa o segundo experimento com TSM variada e sem a utilização do vento sinótico, ETV_CV representa o segundo experimento com TSM variada e sem a utilização do vento sinótico, ETV_CV representa o segundo experimento com TSM variada e com a utilização do dado de vento da sondagem e ETP representa o terceiro experimento.

Tabela 3.1: quadro esquemático representando as características de cada experimento realizado.

	Resolução			Condição inicial			
			Níveis	Radioss	ondagem	Assimilação Variada	Temperatura da Superfície do
EXPERIMENTOS	G1	G2	Z:	12 UTC de	e 18/07/05	Modelo Global T213	Mar
				Sem vento	Com vento	Resolução 62 km	
EC_SV	8 km	2 km	36	Х	-	-	Climatológica – Resolução 1º
EC_CV	8 km	2 km	36	-	Х	-	Climatológica – Resolução 1º
ETV_SV	8 km	2 km	36	Х	-	-	Semanal - Resolução: 0,5º
ETV_CV	8 km	2 km	36	-	Х	-	Semanal - Resolução: 0,5º
ETP	1 km	-	50	-	-	Х	Semanal - Resolução: 0,5º

CAPÍTULO IV

CIRCULAÇÕES LOCAIS NA FOZ DO RIO AMAZONAS

Neste capítulo será apresentado uma caracterização das circulações locais na área de estudo através de um experimento controle, com o objetivo de identificar as forçantes e influências da área de estudo sobre as circulações do tipo brisa. A simulação realizada no Experimento Controle (EC) teve duração de 24 horas com início às 12 UTC do dia 18 de julho de 2006. O EC está dividido em duas partes, a primeira parte não utiliza os dados de vento da radiossondagem e a segunda parte utiliza os dados de vento registrados pela sondagem. Foi utilizado como dado inicial a radiossondagem realizada no aeroporto da cidade de Macapá no dia 18 de julho de 2005 às 12 UTC. O perfil termodinâmico extraído através dos dados da sondagem é mostrado na Figura 4.1. Após a realização de um experimento controle, será realizado outro experimento, com simulações de 24 horas de duração, contendo as mesmas características do EC, sendo diferenciado pela utilização de um dado de TSM com melhor resolução espacial e temporal.

Segundo o boletim do climanálise/CPTEC referente ao mês de julho de 2005, o leste do Estado do Amazonas apresentou desvios negativos de precipitação, assim como no Amapá e nordeste do Pará, devido principalmente a fraca atividade convectiva durante este mês na região norte. Durante o mês de julho de 2005 a ZCIT posicionou-se entre 5° N e 12° N, ligeiramente ao norte da sua posição climatológica, mesmo assim influenciou na formação de Linhas de Instabilidade (LI), onde foram identificados sete episódios de LI. A Figura 4.2 ilustra as imagens de satélite do dia 18 e 19 de julho, período estudo neste capítulo. Os valores de temperatura estiveram acima da média na região norte do país, principalmente no Estado do Pará, onde a temperatura mínima excedeu a média climatológica.



Figura 4.1: Sondagem realizada no aeroporto de Macapá no dia 18 de julho de 2005 às 12 UTC. (Fonte: Wyoming Weather Web)



Figura 4.2: Imagens do satélite GOES-12 realçadas das 12 UTC do dia 18/07/2005 até às 04 UTC do dia 19/07/2005.

As circulações locais que serão estudadas neste capítulo são criadas principalmente por contrastes entre o oceano/rio e o continente, fisiográficos, de vegetação e contrastes de umidade do solo

O campo de topografia é mostrado nas Figuras 4.3a e 4.3b, para a primeira e segunda grade respectivamente. Pode-se observar que o modelo identifica de forma satisfatória a topografia da região de estudo, com duas áreas de topografia elevada em aproximadamente 0,5° S e 53° W e 2° N e 53° W. O contraste topográfico presente na região pode gerar circulações do tipo vale-montanha, como é discutido posteriormente neste capítulo.



Figura 4.3: Topografia da área de estudo segundo o dado de topografia com resolução espacial de 1 km disponibilizado pelo INPE para (a) grade 1 e (b) grade 2.

O tipo de vegetação da área de estudo também foi utilizado pelo modelo BRAMS, como pode-se observar nas Figuras 4.4a e 4.4b, para a primeira e segunda grade respectivamente. A diferença de tipo de vegetação também poderá gerar circulações de mesoescala, pois dependendo do tipo de vegetação, o solo terá maior ou menor capacidade de armazenar calor e umidade. Nas Figuras de tipo de vegetação pode-se observar que na área de estudo possuímos diversos tipos de vegetação, como é apresentado na tabela 4.1, que lista os tipos de vegetação presentes na região de estudo.



Figura 4.4: Tipo de vegetação encontrados na área de estudo segundo o dado de vegetação com resolução espacial de 1 km disponibilizado pelo INPE para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Tabela 4.1: lista com os tipos de vegetação encontrados na área de estudo segundo o dado de vegetação com resolução espacial de 1 km disponibilizado pelo INPE.

Código	Тіро	
0	Oceano	
1	Lagos e Rios	
3	Desertos e solo pobre	
6	Árvore de folhas largas	
0	envelhecida	
7	Árvores de folhas largas	
8	Grama curta	
9	Grama elevada	
10	Semi-deserto	
13	Arbusto envelhecido	
16	Plantação irrigada	
18	Gramado com árvores	

As Figuras 4.5a e 4.5b mostram como o modelo está diferenciando o que é terra e o que é água. Pode-se observar nas duas Figuras que o modelo conseguiu distinguir de forma satisfatória grande parte dos principais corpos de água na área de estudo, fazendo com que o modelo consiga simular circulações locais criadas por estes contrastes satisfatoriamente.



Figura 4.5: Diferença entre terra e água para a área de estudo, onde os valores entre 0 e 0,9 representam corpos de água e 0,9 a 1 terra, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Nas simulações do experimento controle foram utilizados os dados climatológicos de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) com resolução espacial de 1º. Os valores de TSM para a região de estudo podem ser observados nas Figuras 4.7a e 4.7b.

Nas simulações deste experimento também foi utilizado um arquivo com dados de umidade do solo heterogênea, com resolução espacial de 0,25°, obtidos através dos experimentos Global Precipitation Climatology Project (GPCP) e Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) realizados pela Agencia Espacial Americana (NASA). As Figuras 4.8a e 4.8b mostram os valores deste dado para a área de estudo. A baixa umidade do solo observada na região litorânea das duas grades deve-se ao mal posicionamento da linha de costa utilizada pelo software Grads, deslocando assim os valores mais úmidos esperados na região de manguezal para a parte mais interior do continente.



Figura 4.6: Campo de TSM climatológica com resolução espacial de 1º para (a) grade 1 e (b) grade 2.



Figura 4.7: Campo de umidade do solo com resolução espacial de 0,25º para o dia 18/07/2005 às 12 UTC, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Após a realização de um experimento controle, e identificadas as circulações locais e suas forçantes sobre a área de estudo, será realizado um

novo experimento, para a mesma data e com mesmo tempo de simulação, no qual será modificado o arquivo que contém os dados de TSM. Neste segundo experimento será utilizado um dado de TSM com resolução espacial de 0,5° e resolução temporal de uma semana. Exatamente como será feito no EC, também serão realizadas duas simulações, uma com a utilização do dado de vento contido na radiossondagem e outra simulação sem a utilização do dado de vento. Os dados de topografia, vegetação e umidade do solo continuam os mesmos utilizados no experimento controle. O objetivo deste novo experimento é identificar e ao mesmo tempo mostrar que diferenças no campo de TSM podem alterar o comportamento das circulações do tipo brisa sobre a área de estudo.

Segundo os dados de TSM obtidos através de medições feitas por navios e bóias, tratados pela Universidade de Flórida, o mês de julho de 2005 apresentou uma anomalia positiva de até 1ºC para a região de estudo em relação à climatologia feita entre os anos de 1964 e 2003, como pode ser observado na Figura 4.8. O dado de TSM utilizado nas simulações deste experimento foi obtido do site da NOAA, e compreende a TSM medida através satélites para a semana entre os dias 14 a 20 de julho de 2005, e estes valores podem ser observados nas Figuras 4.9a e 4.9b.

Pode-se observar na Figura 4.9 que próximo à região em que o rio Amazonas encontra o oceano, exatamente sobre o ponto com coordenadas 0,5° N de latitude e 50,5° W de longitude tem-se um núcleo de TSM de 29°C. Comparando com os valores de TSM climatológica utilizada no experimento controle, possuímos um aumento de aproximadamente 0,6°C no campo de TSM na região da foz do rio amazonas.



Figura 4.8: Anomalia de TSM para o mês de julho de 2005. (Fonte: FUNCEME)



Figura 4.9: Campo de TSM com resolução espacial de 0,5º para a semana entre os dias 14 e 20 de julho de 2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

4.1 Circulações locais sobre a área de estudo – Experimento Controle

Nesta seção serão discutidos os resultados do experimento controle obtidos nas simulações em que não foi utilizado o dado de vento presente na radiossondagem, com o objetivo de identificar apenas a influência das características de vegetação, topografia, diferença entre terra e água, umidade do solo e TSM sobre a formação de circulações locais na área de estudo.

No primeiro horário de simulação às 13 UTC do dia 18 de julho observase na grade 1 (Figura 4.1.1a) circulações criadas pela topografia da área de estudo. Também se observa em praticamente toda faixa litorânea do Estado do Amapá a formação de um escoamento com direção perpendicular a linha de costa, com baixa intensidade, mostrando um escoamento com características de brisa marítima e fluvial que começa próximo ao início da simulação. Na grade 2, para este mesmo horário (Figura 4.1.1b), também observa-se circulações criadas pela topografia. Sobre a linha de costa com o rio Amazonas, a circulação de brisa fluvial aparece de forma bem clara, mas com pouca intensidade.



Figura 4.1.1: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 13 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Circulações criadas pela topografia, ou chamadas de circulações de valemontanha, ocorrem devido a diferença de temperatura entre o topo da montanha e a região de vale. Durante o dia o ar quente presente na região do vale escoa em direção ao topo da montanha formando o vento de vale, que pôde ser observado nas Figuras 4.1.1a e 4.1.1b. Já durante a noite observa-se o processo inverso de circulação, com ventos mais frios vindos do topo das montanhas escoando em direção ao vale, como será discutido no decorrer desta seção.

Às 15 UTC do dia 18 já são observados maiores intensidades do escoamento de brisa marítima em toda linha de costa com o oceano Atlântico nos Estados do Amapá e Pará (Figura 4.1.2a). O escoamento de brisa fluvial também aumenta sua intensidade sobre a linha de costa do Amapá com o rio Amazonas, como é observado na grade 2 (Figura 4.1.2b).



а

b

Figura 4.1.2: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 15 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

O início da brisa marítima mais intensa ocorre, pois, o aquecimento da superfície do continente já é suficiente para a criação de um gradiente térmico, e conseqüente gradiente de pressão, necessário para que seja estabelecido um escoamento de brisa marítima. O início da brisa fluvial segue o mesmo

42

padrão, mas possui menor intensidade e é menos abrangente sobre a costa que a brisa marítima, pois o gradiente térmico entre o rio e o continente é menor do que o gradiente de temperatura entre o oceano e o continente.

As circulações geradas pela topografia na grade 1 às 15 UTC (Figura 4.1.2a) ainda podem ser observadas, e neste horário possuem maior intensidade. Na grade 2 (Figura 4.1.2b), para este mesmo horário, estas circulações também ficam evidentes na área mais interior ao continente. A maior intensidade das circulações de vale-montanha as 15 UTC ocorrem porque o aquecimento da superfície do continente aumenta o gradiente térmico entre o vale e o topo da montanha, elevando assim a intensidade do escoamento. Também próximo a estas regiões de topografia onde o escoamento é mais intenso são observados acumulados de precipitação de 7 mm em uma hora. A precipitação nesta região ocorre devido ao levantamento forçado do ar, gerado pela convergência do escoamento próximo a superfície, o qual cria um movimento vertical suficiente para levar o ar mais úmido da superfície para níveis mais elevados, condensando, formando nebulosidade e possivelmente precipitação.

Três horas após, às 18 UTC, o escoamento de brisa marítima continua presente sobre na grade 1 (Figura 4.1.3a), com maior intensidade do que o observado às 15 UTC. As maiores intensidades da brisa marítima encontramse próximas ao litoral dos Estados do Amapá e Pará com oceano atlântico. Nestes locais, o movimento vertical criado pela frente de brisa, eleva o ar úmido formando nebulosidade e precipitação. Mesmo na grade 1 é possível observar que o escoamento de brisa fluvial na região interior da foz do rio Amazonas também aumenta sua intensidade. Este escoamento de brisa fluvial às 18 UTC fica mais evidente quando observa-se o campo de vento para a grade 2 (Figura 4.1.3b).



Figura 4.1.3: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 18 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

A maior intensidade das brisas marítima e fluvial neste horário em relação aos horários anteriores ocorre, pois, o aquecimento contínuo do continente durante estas cinco primeiras horas de simulação é suficiente para a criação de um gradiente de pressão intenso responsável pelas brisas, já que o contraste térmico entre o rio/oceano e o continente começa a ficar mais intenso.

Neste mesmo horário, 18 UTC, ainda podem ser observadas circulações devido à topografia elevada da região de estudo, com escoamento de valemontanha mais intenso, do que em horários anteriores analisados, na região mais interior ao continente. Sobre esta região das grades 1 e 2, continuam sendo observada taxa de precipitação de no máximo 7 mm/h, causados pelo movimento vertical gerado pelo levantamento forçado de ar.

Às 21 UTC do dia 18 a brisa marítima continua aumentando sua intensidade, e a penetração horizontal sobre o continente é maior do que a observada em horários anteriores. Esta maior intensidade e extensão horizontal é observado ao longo da costa dos Estados do Amapá e Pará na grade 1 (Figura 4.1.4a). Na grade 2 pode-se observar que a brisa fluvial

também possui maior intensidade as 21 UTC (Figura 4.1.4b), e a penetração deste escoamento de brisa no continente também é maior do que observado em horários anteriores. Circulações de vale-montanha continuam sendo observadas sobre a área de estudo as 21 UTC tanto na grade 1 como na grade 2, mantendo praticamente a mesma intensidade observada as 18 UTC.

Sobre esta região, assim como foi observado por Saraiva e Gandu (1996) sobre a Argentina e o Uruguai, as diferenças fisiográficas, como a topografia, controlam a precipitação. A convergência em superfície entre as circulações criadas pela topografia e as circulações de brisa presentes sobre a área de estudo, assim como o intenso movimento vertical criado pela elevação do escoamento de brisa, geram intenso movimento vertical sobre a região. Este movimento vertical eleva o ar mais quente e úmido presente sobre a superfície do continente para níveis mais elevados, levando-o a condensar nestes níveis, formando assim nuvens que geram precipitação, alcançando valores de 55 mm/h as 21 UTC sobre a área de estudo, como pode ser observado nas Figuras 4.1.4a e 4.1.4b. Resultados semelhantes foram observados para a região de São Paulo, onde Silva Dias e Machado (1997), encontraram que um escoamento de brisa marítima associado com a topografia exerce papel fundamental sobre a formação de precipitação no final da tarde sobre a cidade.

Às 00 UTC do dia 19 de julho a brisa marítima é mais homogênea a aparece bem definida em praticamente todo o litoral do Estado do Amapá e Pará, assim como penetrando a região da foz do rio Amazonas e também sobre a foz do rio Tocantins-Pará (Figura 4.1.5a). Sobre o rio Amazonas a brisa marítima possui maior intensidade e penetração horizontal do que nos horários anteriores, onde se podia observar que a brisa marítima ficava presa na parte mais externa do rio com o oceano atlântico. A penetração da brisa marítima sobre o rio ocorre, pois, sobre este o vento de brisa não possui obstáculos como os presentes sobre o continente. A maior penetração também ocorre porque neste horário, 00 UTC, a brisa fluvial é praticamente inexistente sobre a área de estudo, deixando espaço livre para que a brisa marítima penetre de forma mais abrangente sobre o rio. A maior intensidade da brisa marítima que adentra sobre o rio às 00 UTC do dia 19, é melhor observada na grade 2

(Figura 4.1.5b), onde a brisa marítima chega com intensidade moderada até praticamente 0° de latitude.



Figura 4.1.4: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 21 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Como foi dito anteriormente, o escoamento de brisa fluvial às 00 UTC não é bem definido como nos horários anteriores, e é praticamente inexistente, principalmente devido a influência da brisa marítima que adentra o rio e se sobrepõe à circulações de menor intensidade como a brisa fluvial. Mesmo assim pode ser observado um pequeno desvio do escoamento de brisa marítima, que penetra sobre o rio, em direção ao continente, causado principalmente por influência do contraste térmico entre o continente e o rio.

A convergência em superfície de circulações criadas pela topografia com os escoamentos de brisa marítima e fluvial, continuam gerando precipitação sobre a região. Às 00 UTC do dia 19 são observados valores próximos a 55 mm acumulados um uma hora (Figuras 4.1.5a e 4.1.5b).

46



Figura 4.1.5: Campo de vento (ms^{-1}) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 00 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Com o decorrer da simulação o continente, devido à sua menor capacidade de armazenar calor, começa a resfriar-se mais rapidamente que o oceano, diminuindo o gradiente térmico e assim a intensidade do escoamento de brisa marítima e fluvial que penetra o continente. Isto pode ser observado às 06 UTC do dia 19 de julho (Figuras 4.1.6a e 4.1.6b), onde a penetração e intensidade da brisa marítima sobre o continente são menores do que às 00 UTC em ambas as grades. Mesmo apresentando característica de queda de intensidade da brisa marítima sobre o continente, este escoamento continua penetrando mais intenso e com maior extensão horizontal sobre os rios Amazonas e Tocantins-Pará. São observados acumulados de 40 mm/h próximo a região de topografia elevada na fronteira do Brasil com a Guiana. A interação do escoamento de brisa que penetra o continente com elevações topográficas geram intenso movimento vertical, o qual continua influenciando na formação de nebulosidade e precipitação sobre a região.



Figura 4.1.6: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 06 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

No horário final de simulação analisado, às 12 UTC do dia 19 de julho (Figuras 4.1.7a e 4.1.7b), sobre praticamente toda região oceânica observa-se um escoamento de nordeste. A brisa marítima ainda continua presente na área de estudo, penetrando com menor intensidade e extensão horizontal sobre o continente. A penetração da brisa marítima sobre os dois rios continua praticamente a mesma em relação às 09 UTC, com um escoamento paralelo à linha de costa nestas regiões. Na grade 2 este escoamento paralelo a linha de costa e com uma extensão horizontal considerável sobre o rio Amazonas fica mais evidente. Esta maior penetração sobre o rio do que sobre o continente impedem que um escoamento de baixa intensidade consiga penetrar.

Mesmo sem a presença do vento de grande escala na simulação, não foi observada a formação do escoamento de brisa terrestre sobre a área de estudo. A criação de um escoamento mais intenso nos horários finais de simulação, o qual representa o escoamento principal da atmosfera sobre a região, possivelmente inibiu a formação deste escoamento de brisa terrestre de menor intensidade. Mesmo assim, sobre o continente observa-se que há uma

queda na intensidade do escoamento, o que pode ser devido a formação de um gradiente térmico responsável pela criação da brisa terrestre, que com sentido contrário ao escoamento observado sobre o oceano faz com que sobre o continente a intensidade do escoamento tenha um decaimento.



Figura 4.1.7: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 12 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

4.1.1 Caracterização das células de circulação local

Para a identificação do escoamento de brisa, caracterização da célula de circulação, conhecimento de sua extensão horizontal e da interação destas circulações com a fisiografia da região, foi realizado um corte vertical para a componente zonal do vento sobre a latitude de 0º para cada horário analisado.

O primeiro corte vertical realizado sobre a latitude de 0º, às 15 UTC do dia 18 (Figura 4.1.8), pode-se observar um escoamento penetrando o continente sobre a longitude de 51º W com intensidade de 1 ms⁻¹ entre a superfície e 500 m de altura. Um escoamento de vale-montanha fica claro entre as longitudes de 52º W e 53º W, próximo a região onde está presente um vale, onde o topo da montanha de 200 m encontra-se sobre a longitude de 52° W. Neste local é possível observar um escoamento de leste sobre 52° W, e um escoamento de oeste próximo a 52,5° W, ambos com sentido vale – montanha. Próximo a longitude de 49,5° W observa-se que existe um escoamento com dois sentidos, um de leste e outro de oeste. Isto ocorre porque sobre este ponto está localizado uma pequena porção de terra, onde é criado um gradiente térmico com o oceano, o qual forma um escoamento de brisa que penetra sobre esta ilha nos dois sentidos, com intensidade de 3 ms⁻¹ e 2 ms⁻¹.



Figura 4.1.8: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms^{-1}) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 15 UTC do dia 18 de julho de 2005.

Às 18 UTC (Figura 4.1.9) o escoamento de brisa possui uma maior penetração horizontal sobre o continente, alcançando a região de topografia elevada. A brisa penetra o continente com intensidade de 3 ms⁻¹ a partir da longitude de 51° W, aumentando sua intensidade quando encontra a topografia em 52° W de longitude, chegando a valores de 4 ms⁻¹. Sobre alguns pontos de terra presentes entre o rio e o oceano também é possível observar que um

escoamento de brisa é formado, com intensidade chegando a 3 ms⁻¹.

O escoamento de brisa que penetra o continente ao encontrar a região de topografia localizada sobre a longitude de 52º W aumenta sua intensidade. Isto ocorre porque um intenso movimento vertical é criado sobre esta região (Figura 4.1.10), o qual irá gerar uma zona de convergência próxima a superfície do continente, intensificando o escoamento de brisa que penetra sobre a região. O comportamento de convergência em baixos níveis, intensificado pela velocidade vertical que atinge valor de 0,7 ms⁻¹, pode ser observado do outro lado da montanha, onde um escoamento de oeste também possui altos valores de intensidade. Nesta Figura (Figura 4.1.10) também observa-se que a velocidade vertical comporta-se como ondas de gravidade, principalmente devido a interação do escoamento com a topografia. A interação do escoamento de brisa com a topografia em baixos níveis tende a intensificar o fluxo da corrente de retorno, como foi mostrado por Miao et. al (2003). Neste horário a corrente de retorno possui valor de 3 ms⁻¹ de intensidade a uma altura de 3 km. Já o escoamento de oeste criado em baixos níveis próximo a 52,5º W de longitude, gera uma corrente de retorno de 1 ms⁻¹ a uma altura de 3 km.



Figura 4.1.9: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms-1) na grade 1 sobre a latitude de 0º às 18 UTC do dia 18 de julho de 2005.



Figura 4.1.10: Corte vertical feito para a velocidade vertical w (ms-1) sobre a latitude de 0°, entre as longitudes de 53° W e 52° W na grade 1, às 18 UTC do dia 18 de julho de 2005.

No próximo horário analisado, 21 UTC do dia 18 (Figura 4.1.11), o escoamento de brisa continua aumentando sua intensidade e sua extensão horizontal. São observados valores de 6 ms⁻¹ de intensidade do escoamento entre a superfície e 1 km de altura próximo a longitude 51,5º W. O escoamento de brisa que penetra o continente continua sendo intensificado pela convergência em baixos níveis, com intensidade de 6 ms⁻¹, criada pelo movimento vertical intenso sobre a região. Neste horário um movimento vertical de intensidade de 0,35 ms⁻¹ é observado mais a oeste do que no horário anterior (Figura 4.1.12), mas mesmo assim continua influenciando na intensidade do escoamento em baixos níveis. A corrente de retorno do escoamento de brisa criado em superfície está presente a uma altura média de 3 km com intensidade que varia entre 1 ms⁻¹ e 3 ms⁻¹.



Figura 4.1.11: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) na grade 1 sobre a latitude de 0º as 21 UTC do dia 18 de julho de 2005.



Figura 4.1.12: Corte vertical feito para a velocidade vertical w (ms^{-1}) sobre a latitude de 0°, entre as longitudes de 53° W e 52° W na grade 1, as 21 UTC do dia 18 de julho de 2005.

Às 00 UTC do dia 19, o escoamento de brisa marítima penetra mais intenso, com valor de 6 ms⁻¹ sobre a cidade de Macapá, e com maior extensão horizontal tanto sobre o rio Amazonas como também sobre o continente (Figura 4.1.13). Esta maior intensidade e extensão horizontal ocorrem, pois neste horário a brisa marítima é mais intensa e penetra sobre o rio com maior intensidade que nos horários anteriores, como foi observado nas Figuras 4.1.5a e 4.1.5b.

A barreira topográfica presente sobre a região continua influenciando a profundidade vertical da brisa, onde o escoamento possui intensidade de 5 ms⁻¹ e chega a altura de 2,5 km. Sobre a região de vale, entre as longitudes de 53° W e 52° W, o escoamento de leste possui intensidade de 9ms⁻¹. Isto ocorre porque o escoamento de brisa que penetra o continente começa a atuar juntamente com o escoamento com sentido topo-vale criado na região de vale

localizada em 52,5º W de longitude, o que levou a um aumento de intensidade do escoamento sobre esta região.

A corrente de retorno do escoamento de brisa formado em superfície está presente a uma altura de 3 km com intensidade de 2 ms⁻¹. Na parte mais a oeste da grade 1 um escoamento de corrente de retorno é criado entre 1 km e 2,5 km de altura, com intensidade de 4 ms⁻¹. Esta corrente de retorno é resultado do escoamento intenso em baixos níveis, o qual gerou um escoamento de sentido contrário nos níveis mais elevados.



Figura 4.1.13: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) na grade 1 sobre a latitude de 0º às 00 UTC do dia 19 de julho de 2005.

Às 06 UTC o escoamento de leste está presente em toda extensão longitudinal da grade 1 (Figura 4.1.14), com um escoamento menos intenso sobre o oceano, com valores que variam entre 1 ms⁻¹ e 3ms⁻¹, e um escoamento de brisa que penetra o continente com intensidade de 6 ms⁻¹. Próximo a região de topografia elevada o escoamento continua apresentando

56

maior profundidade vertical, mas alcançando menores alturas que as observadas no horário anterior analisado. Sobre a região do vale, entre 52º W e 53º W o escoamento continua ganhando intensidade, chegando a valores de 6 ms⁻¹. A corrente de retorno continua presente sobre a área de estudo com intensidade variando entre 1 ms⁻¹ e 2ms⁻¹ entre os níveis de 1,5 km e 3,5 km de altura.



Figura 4.1.14: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms^{-1}) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 06 UTC do dia 19 de julho de 2005.

No último corte vertical analisado para a componente zonal do vento sobre a latitude de 0°, no horário das 12 UTC do dia 19 (Figura 4.1.15), podese observar que existe uma homogeneidade de intensidade do escoamento de leste penetrando o continente, desde a superfície até praticamente 1 km de altura, com os valores mais intensos próximos ao nível de 500 m de altura. Este comportamento mostra, como observado na Figura 4.1.7 o escoamento de nordeste que é observado em praticamente toda grade 1 e 2 possui uma contribuição da componente zonal em sua formação. São simulados valores de
6 ms⁻¹ sobre o continente, antes das elevações topográficas, e sobre a região de vale também é simulada mesma intensidade do escoamento de leste.



Figura 4.1.15: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms^{-1}) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

Neste horário, às 12 UTC do dia 19, a corrente de retorno do escoamento de brisa não está mais presente sobre a área de estudo. Isto ocorre devido a formação de um escoamento de nordeste, que representa a tentativa do modelo de mesoescala de representar a formação de um escoamento de grande escala característico para a área de estudo, sobre praticamente toda a grade 1 e 2, como foi observado nas Figuras 4.9a e 4.9b. Este escoamento mais intenso formado sobre a área de estudo influenciou a formação da célula de circulação de brisa, deixando claro que neste horário a brisa não é mais o escoamento principal sobre a área de estudo.

4.1.2 Comportamento da célula de circulação de brisa

Para tentar identificar as diferenças no escoamento de brisa ao longo do continente foram analisados três pontos sobre a latitude de 0° com diferentes distâncias da costa. O primeiro ponto está localizado na parte mais exterior da foz do rio Amazonas em uma zona de transição entre o rio e o oceano Atlântico (ponto 1), outro ponto está localizado sobre a cidade de Macapá (ponto 2) e um último sobre uma região em que estão presentes elevações topográficas que atingem 200 m de altura (ponto 3). A Figura 4.1.16 mostra esquematicamente o local onde foi realizado o corte vertical e também a localização dos pontos analisados na discussão.



Figura 4.1.16: Linha vermelha representando a latitude em que foram realizados os cortes verticais para a componentes zonal do vento e os pontos, representado os locais em que foram realizados os cortes verticais para todo o período de simulação analisado. O ponto vermelho representa a localização da cidade de Soure – PA.

O ponto 1 (P 1), com coordenadas 0º de latitude e 50º W de longitude, representa um local de transição entre o rio Amazonas e a região mais oceânica da área de estudo, local onde podem ser identificadas as diretas influências do oceano sobre o comportamento do escoamento de brisa. O ponto 2 (P 2) está localizado sobre a cidade de Macapá, com coordenadas 0º de latitude e 51,05° W de longitude, região de grande volume populacional e onde está localizado um dos portos mais importantes da região norte do país. A cidade de Macapá é muitas vezes atingida por sistemas de tempo formados pela influência de circulações locais do tipo brisa. O ponto 3 (P 3) está localizado sobre uma região da área de estudo, com coordenadas 0º de latitude e 52º W de longitude, em que estão presentes elevações topográficas de altura significativa, alcançando aproximadamente 200 m de altura. A escolha de todos os pontos tentou satisfazer condições nas quais fossem representadas todas as influencias tanto do oceano e/ou rio como também de vegetação, topografia e inclinação da costa sobre as circulações atmosféricas estudadas nesta dissertação.

O corte vertical realizado para a componente zonal do vento durante 24 horas de simulação sobre o ponto 1, apresenta um escoamento de leste que tem início próximo as 18 UTC com intensidade de 2 ms⁻¹ entre a superfície e 1 km de altura (Figura 4.1.17). Os valores de maior intensidade do escoamento sobre o ponto 1 estão presentes a partir das 21 UTC, onde a intensidade aumenta para 5 ms⁻¹ entre a superfície e 500 m de altura. Os maiores valores de intensidade, 6 ms⁻¹, são observados a partir das 03 UTC do dia 19. Devido a localização deste ponto, o escoamento observado é formado principalmente pelo gradiente térmico entre o rio e o oceano. O menor contraste térmico existente entre o rio e o oceano, em comparação ao gradiente térmico entre o continente e o oceano, gerou um atraso na formação do escoamento de leste sobre o ponto 1.

A célula de circulação de brisa marítima ou fluvial possui um escoamento em baixos níveis com sentido oceano-continente e em altos níveis é formado um escoamento de retorno, com sentido continente-oceano. Sobre o ponto 1 a corrente de retorno tem início próximo as 18 UTC e possui intensidade máxima

de 2 ms⁻¹, a uma altura de 3 km, às 00 UTC do dia 19. Nos demais horários a corrente de retorno possui intensidade de 1 ms⁻¹ entre os níveis de 2 km e 3 km de altura.



Figura 4.1.17: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) sobre o ponto 1 (coordenadas 0º de latitude e 50º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

Para avaliar o comportamento da Camada Limite Planetária (CLP), durante todo período de simulação analisado neste capítulo, foram observados os valores da Temperatura Potencial (TP) nos primeiros níveis da atmosfera sobre os pontos 1, 2 e 3. A CLP é a parte da troposfera que é diretamente influenciada pela presença da superfície da Terra, respondendo a forças como o atrito, transferência de calor, mudanças no escoamento causados por modificações no terreno, etc. O processo de transferência de calor na atmosfera pode ocorre de três formas, sendo as mais importantes a radiação e a convecção. Grande parte do calor transferido para outras camadas da atmosfera ocorre por convecção, através do ganho de flutuabilidade do ar mais quente próximo a superfície que sobe e aquece níveis mais levados. Este transporte de calor próximo a superfície da Terra gera turbulência, sendo esta muitas vezes utilizada para definir a CLP (Stull, 1988). Com isto, o conhecimento da Temperatura Potencial pode indicar como o transporte de calor está ocorrendo nos níveis mais próximos da superfície, indicando assim a profundidade e o comportamento da CLP sobre a área de estudo.

O comportamento da CLP durante o período de simulação analisado sobre o ponto 1 (Figura 4.1.18) possui uma altura mais elevada nos primeiros horários de simulação, entre as 12 UTC e 18 UTC do dia 18, devido ao intenso aquecimento da superfície durante este período, o qual cria um transporte de calor para os níveis mais elevados da atmosfera, gerando turbulência. A penetração da brisa marítima mais intensa a partir das 21 UTC traz o ar mais frio, presente sobre o oceano, para sobre o ponto 1, resfriando a atmosfera e diminuindo assim o transporte de calor, e consequentemente a altura da CLP. A baixa altura da CLP sobre este ponto ocorre porque este está sobre um pequeno pedaço de terra, no limite entre o rio e o oceano, apresentando um comportamento como se estivesse presente sobre o oceano. Com isto o transporte de calor para os níveis mais elevados ocorre de forma menos intensa, devido a demora no aquecimento da superfície e consequentemente baixando a altura da CLP.



Figura 4.1.18: Corte vertical feito para a variável THETA (temperatura potencial - K) sobre o ponto 1 (coordenadas 0º de latitude e 50º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

No corte feito para a componente zonal do vento durante as primeiras 24 horas de simulação sobre o ponto 2 (Figura 4.1.19), é observado um escoamento de sentido rio-continente que inicia próximo às 15 UTC com intensidade de 1 ms⁻¹ entre a superfície e 500 m de altura. Este escoamento de leste permanece sobre este ponto praticamente até o final da simulação, caracterizando assim um escoamento de brisa. Segundo Abbs e Physick (1992) a elevação vertical da brisa depende do período do dia como também da rugosidade, sendo que em regiões tropicais possui maior profundidade vertical. A brisa começa a aumentar sua intensidade próximo as 21 UTC, apresentando núcleo de intensidade de 3 ms⁻¹ a uma altura máxima de 1,5 km. Os maiores valores de intensidade do escoamento de brisa ocorrem entre às 00 UTC até as 06 UTC do dia 19 de julho, com valores entre 6 ms⁻¹ e 7 ms⁻¹ entre a superfície e 500 m de altura. Esta maior intensidade, principalmente às 06 UTC, ocorre devido a influência do escoamento de brisa que penetra

intenso sobre o rio Amazonas. Este intenso escoamento de leste traz o ar úmido presente sobre o oceano e sobre o rio para o interior do continente, influenciando de forma significativa a formação de nebulosidade e precipitação sobre a área de estudo. A partir das 06 UTC até o tempo final de simulação analisado, o escoamento perde um pouco de sua intensidade, terminando com valor de 4 ms⁻¹ próximo a 500 m de altura. A profundidade do escoamento de brisa presente sobre este ponto alcança níveis de 1,5 km de altura, com intensidade mais fraca, entre 1 ms⁻¹ e 2ms⁻¹.



Figura 4.1.19: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) sobre o ponto 2 (coordenadas 0º de latitude e 51,05º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

O escoamento com sentido continente-rio, a corrente de retorno sobre o ponto 2, possui seu valor máximo a uma altura de 3,5 km, com intensidade de 3 ms⁻¹ as 21 UTC. Nos demais períodos de simulação, a corrente de retorno esteve presente entre os níveis de 2 km e 3,5 km de altura, com intensidade variando entre 1 ms⁻¹ e 2 ms⁻¹. Este intenso escoamento de corrente de

retorno, por estar presente em níveis elevados, chegando a 3,5 km de altura, pode interagir com ondas de leste, influenciando na formação de sistemas de tempo sobre a área de estudo.

Pode-se observar na Figura 4.1.20 que sobre o ponto 2, a CLP possui uma maior profundidade durante o início da simulação até praticamente as 21 UTC, onde os maiores valores de TP mostram um maior transporte de calor para os níveis mais elevados nestes primeiros horários, com um pico de aquecimento próximo as 18 UTC. Após este horário, a altura da CLP começa a decair, com valores de TP mais baixos, mostrando uma atmosfera estratificada, e mais fria entre as 21 UTC do dia 18 e 12 UTC do dia 19. Este resfriamento da atmosfera entre as 21 UTC do dia 18 e 12 UTC do dia 19 ocorre devido ao transporte de ar mais frio do oceano/rio para o interior do continente pelo escoamento de brisa. A maior altura da CLP nos primeiros horários de simulação ocorre devido ao aquecimento da superfície pela radiação solar incidente, que durante estes horários possui seu valor máximo. Este aquecimento gera turbulência através do transporte de calor nos níveis mais próximos a superfície, o que eleva a altura da CLP. Após isto, com o resfriamento do continente, o transporte de calor para os níveis mais elevados da atmosfera diminui de forma significativa, levando a um decréscimo na altura da CLP.



Figura 4.1.20: Corte vertical feito para a variável THETA (temperatura potencial - K) sobre o ponto 2 (coordenadas 0º de latitude e 51,05º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

O corte vertical feito sobre o ponto 3, para a componente zonal do vento para o período de simulação analisado (Figura 4.1.21), mostra a formação de um escoamento de vale-montanha criado devido as elevações topográficas presentes sobre este ponto. São observados valores entre 3 ms⁻¹ e 4 ms⁻¹ entre a superfície e 500 m de altura entre os horários das 18 UTC e 21 UTC. Como foi visto anteriormente o escoamento de brisa penetra o continente mais intenso a partir das 21 UTC. Este escoamento que penetra o continente fica evidente nos maiores valores de intensidade presentes a partir deste horário sobre o ponto 3, onde é observada intensidade de 7 ms⁻¹ acima de 500 m de altura. A grande intensidade do escoamento neste horário de simulação foi criado pelo intenso movimento vertical gerado sobre este ponto, o qual gerou uma forte convergência em baixos níveis, intensificando o escoamento de leste. A maior profundidade do escoamento de leste sobre este ponto ocorre, pois a brisa ao penetrar o continente é forçada a elevar-se ao encontrar uma

barreira, como é o caso da topografia da região. Nos níveis mais próximos a superfície a partir das 21 UTC é observado um escoamento com sentido oposto ao escoamento de brisa, com sentido montanha-vale. A convergência deste escoamento com o escoamento de brisa as 21 UTC gerou grande volume pluviométrico sobre esta região, como foi observado nas Figuras 4.1.4a e 4.1.4b. A corrente de retorno do escoamento formado sobre este ponto apresenta valores que variam entre 1 ms⁻¹ e 3 ms⁻¹ entre os níveis de 2 km e 3 km de altura.



Figura 4.1.21: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) sobre o ponto 3 (coordenadas 0º de latitude e 52º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

A CLP sobre o ponto 3 (Figura 4.1.22) possui um comportamento bem semelhante ao observado nos noutros pontos. No início da simulação, com o intenso aquecimento da superfície do continente a CLP possui maior altura, causado principalmente pelo intenso transporte de calor para níveis mais elevados da atmosfera, gerando turbulência. Por este ponto estar sobre uma região mais interior ao continente, o aquecimento da superfície ocorre de forma mais intensa, como pode ser observado às 18 UTC, onde ocorre o maior valor de TP sobre o ponto 3. Com a entrada do ar mais frio trazido pelo escoamento de brisa para sobre este ponto, o ar próximo a superfície começa a resfriar, e com isto o transporte de calor para os níveis mais elevados diminui, diminuindo assim a turbulência e a altura da CLP.



Figura 4.1.22: Corte vertical feito para a variável THETA (temperatura potencial - K) sobre o ponto 3 (coordenadas 0º de latitude e 52º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

4.1.3 Comparação entre simulação e observação

Com o objetivo de comparar os resultados da simulação numérica do experimento controle sem a presença do vento sinótico com a situação real observada foram utilizados os dados de estação automática de superfície da cidade de Soure, localizada em 0,35º S de latitude e 48,30º W de longitude. Foi

então feita uma comparação entre os dados de intensidade e direção do vento. Na Figura 4.1.23 pode-se observar que nos primeiros horários de simulação, entre as 13 e 19 UTC do dia 18 de julho o escoamento simulado possui praticamente a mesma direção do escoamento observado. A partir das 20 UTC até praticamente as 03 UTC do dia 19, o escoamento simulado continua de nordeste enquanto que o observado possui direção de leste. Com o decorrer da simulação, o escoamento novamente possui mesma direção do escoamento real observado, seguindo uma tendência de aproximação ao dado real no final da simulação.



Figura 4.1.23: Comparação entre o dado observado de direção do vento em graus (linha vermelha) e o dado simulado no experimento controle sem a presença do vento sinótico (CTR – SV) (linha azul) para todo o período de simulação sobre a cidade de Soure, PA.

Mesmo com os valores de direção do vento simulado não ser muito semelhante ao dado real, as simulações conseguiram de forma satisfatória simular a formação de um escoamento perpendicular a linha de costa, que nas discussões da simulação foi caracterizado como brisa marítima.

Comparando os dados de intensidade do vento sobre a cidade de Soure com os dados simulados no experimento controle sem a presença do vento de grande escala pode-se observar que o modelo leva certo tempo para que o dado simulado tenha o mesmo comportamento do dado real. A partir das 18 UTC do dia 18 de julho pode-se observar que o escoamento simulado e o dado real não possuem grandes diferenças em relação a sua intensidade, mostrando assim que o escoamento de brisa simulado e discutido nas seções anteriores foi realmente bem representado pelo modelo.



Figura 4.1.24: Comparação entre o dado observado de intensidade do vento em ms⁻¹ (linha vermelha) e o dado simulado no experimento controle sem a presença do vento sinótico (CTR – SV) (linha azul) para todo o período de simulação sobre a cidade de Soure, PA.

4.2 Circulações locais sobre a área de estudo – A influência do vento sinótico – Experimento Controle

Com o objetivo de estudar a influência da circulação de grande escala sobre a formação e/ou intensificação das circulações locais, principalmente circulações do tipo brisa na área de estudo, serão apresentados nesta seção os resultados obtidos na segunda simulação do primeiro experimento, referente ao experimento controle, na qual foi utilizado o dado de vento presente na radiossondagem do dia 18 de julho de 2005. O vento predominante até o topo da radiossondagem era praticamente de Leste (Figura 4.1).

O escoamento de leste, presente no dado de vento da radiossondagem do dia 18, fica claro quando analisa-se o primeiro horário de simulação, 13 UTC. Sobre o oceano e nas regiões onde estão presentes as elevações topográficas da área de estudo o escoamento de leste ganha intensidade. A maior intensidade sobre o oceano e também sobre o rio Amazonas ocorre porque estes não exercem atrito sobre o escoamento. Já as maiores intensidades observadas nas regiões de topografia mais elevada, ocorrem porque este escoamento de leste é forçado a elevar-se, gerando movimento vertical e convergência em baixos níveis, levando a um aumentando na intensidade do escoamento. Este comportamento pode ser observado tanto na grade 1 quanto no grade 2 (Figuras 4.2.1a e 4.2.1b).

As circulações criadas pelos contrastes topográficos da área de estudo, que eram evidenciados na simulação sem a presença do vento sinótico, não são tão claramente observadas nesta simulação. A "quase" ausência destas circulações ocorre porque, com a presença do escoamento de grande escala, este tende a se sobrepor a circulações mais rasas e de pequena intensidade, como as circulações do tipo vale-montanha.



Figura 4.2.1: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 13 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Às 15 UTC (Figura não mostrada) o escoamento continua praticamente o

mesmo observado no horário anterior analisado, tanto na grade 1 quanto na grade 2, sofrendo um pequeno desvio sobre as regiões de topografia elevada. Na linha costeira do Estado do Pará com o oceano Atlântico é observado um desvio que, possivelmente, é influência do gradiente térmico criado entre o continente e o oceano, o qual gera um gradiente de pressão que tende a criar um escoamento perpendicular a linha de costa. Sobre o rio e o oceano o escoamento continua mais intenso do que sobre o continente, ainda efeito do menor atrito exercido por estes sobre o escoamento.

No próximo horário analisado, 18 UTC (Figuras 4.2.2a e 4.2.2b), a brisa marítima aparece de forma mais evidente principalmente sobre a região costeira do Estado do Pará. Sobre o Amapá um escoamento perpendicular a linha de costa também penetra o continente, mas este ainda possui direção de leste. Segundo Bechtold et. al (1991) ventos de grande escala quando atuam no mesmo sentido do escoamento de brisa marítima tendem a intensificá-lo. Isto fica claro na grade 2 (Figura 4.2.2b), onde é possível observar que um escoamento de nordeste adentra intenso sobre o rio Amazonas, sendo este parte de um escoamento de brisa marítima sob influência do vento de grande escala, que tende a elevar sua intensidade. Mesmo sobre a influência do escoamento de grande escala, é possível observar um escoamento perpendicular a linha de costa sobre a cidade de Macapá (coordenadas 0º de latitude e 51º W de longitude), sendo este uma característica da influência da criação de um gradiente térmico entre o rio e o continente, mas que não aparece de forma bem definida como brisa fluvial, pois a presença de um escoamento de grande escala mais intenso tende a inibir a formação de escoamentos de menor intensidade.

Neste mesmo horário, 18 UTC, é possível observar que sobre o continente existem zonas de convergência do escoamento, principalmente quando este encontra regiões de topografia acentuada e regiões onde estão presentes diferenças nos campos de umidade do solo e vegetação. Esta convergência do escoamento gera precipitação, que em alguns locais está organizada na forma de linhas com orientação praticamente de leste-oeste, como é observado nas Figuras 4.2.2a e 4.2.2b. A convergência do escoamento

em superfície gera movimento vertical, o qual eleva o ar mais úmido presente na superfície para níveis mais elevados, levando-o a condensar e formar nuvens que geram precipitação sobre a área de estudo neste horário. Na grade 2 pode-se observar a formação de um núcleo de precipitação intenso próximo a cidade de Macapá, com valores que chegam a 12 mm acumulados em uma hora.



Figura 4.2.2: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 18 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Segundo Sun e Orlanski (1981) a interação das circulações de brisa marítima com a "Trapeze Instability" geram ondas de gravidade. A energia potencial desta instabilidade é retirada da circulação de brisa marítima, e as ondas de gravidade começam a se desenvolver próximo a costa como bandas de nebulosidade espalhadas continente adentro, assim como foi observado na Figura 4.2.2.

Além deste fator, a umidade do solo e o tipo de vegetação da região também exercem influência próximo aos locais onde estão presentes os máximos e as linhas de precipitação. As Figuras 4.2.3a e b ilustram o campo de temperatura do solo, e as Figuras 4.2.4a e b ilustram o campo de temperatura da vegetação às 17 UTC. Hong et. al (1995) mostrou que

diferenças na vegetação e a umidade do solo influenciam nos fluxos de calor na atmosfera podendo criar ou inibir circulações de mesoescala. O contraste de temperatura simulado sobre esta região gera um gradiente térmico, semelhante ao criado em um escoamento de brisa, criando assim uma circulação devido a estes contrastes de vegetação e umidade do solo. Esta circulação convergindo em superfície com o escoamento de grande escala e o escoamento de brisa que penetram o continente, geram intenso movimento vertical, elevando o ar úmido para a alta atmosfera, formando assim nebulosidade e precipitação.



Figura 4.2.3: Temperatura do solo às 17 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.



Figura 4.2.4: Temperatura da vegetação às 17 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

As 21 UTC do dia 18 o escoamento sobre o oceano e sobre o rio aumenta sua intensidade. Sobre o rio o escoamento penetra de forma mais abrangente e intensa (Figuras 4.2.5a e 4.2.5b). Neste horário não são mais observadas as zonas de convergência que geraram precipitação, antes observadas sobre o continente. A brisa marítima penetra mais claramente o continente sobre a linha de costa do Estado do Pará, principalmente sobre a ilha de Marajó. Na linha de costa do Estado do Amapá com o oceano Atlântico é observado um escoamento de leste que adentra o continente com intensidade moderada. Na grade 2 fica mais claro o escoamento de nordeste penetrando intenso sobre o rio Amazonas. Neste horário (Figuras 4.2.5a e 4.2.5b) somado ao escoamento de grande escala estão as circulações de brisa marítima e brisa induzida pela diferença no campo de TSM. Isto faz com que o escoamento tenha maior intensidade como pode ser observado nas grades 1 e 2.



Figura 4.2.5: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 21 UTC do dia 18/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

As 21 UTC são observados acumulados de precipitação em forma de círculo que chegam a 22 mm/h sobre o Estado do Pará, na parte mais ao sul da grade 1 (Figura 4.2.5a). Na grade 2, sobre a ilha de Marajó é observado um acumulado de precipitação que alcança os 27 mm/h sobre a região de maior intensidade do escoamento que penetra sobre a ilha (Figura 4.2.5b). Este escoamento penetrando intenso sobre a ilha, trazendo características diferentes de temperatura e umidade, converge com outros escoamentos, formando uma zona de frente, onde o movimento vertical é intenso e influencia na formação de nebulosidade e precipitação.

Às 00 UTC do dia 19 de julho (Figuras 4.2.6a e 4.2.6b), a brisa marítima continua presente sobre a área de estudo, com maior intensidade sobre o oceano e principalmente sobre a região costeira da ilha de Marajó. A maior intensidade nesta região ocorre ainda devido a formação de um gradiente térmico entre as áreas com diferença nos valores de TSM, os quais criam um escoamento de brisa, intensificado pelo escoamento de grande escala. Além deste fator, a orientação da linha de costa sobre esta região favorece a criação de um escoamento mais intenso principalmente pela atuação conjunta do

escoamento de grande escala e os escoamentos de brisa marítima e fluvial que penetram sobre o continente em diferentes direções. Comportamento semelhante ao observado sobre a ilha de Marajó também foi observado por Abbs (1986) para uma região de baía na Austrália, onde o escoamento de brisa marítima atuava juntamente com o escoamento de brisa criado sobre a baía, principalmente devido a orientação da linha de costa sobre este local. A penetração do escoamento de nordeste sobre o rio Amazonas é menos intenso do que no horário anterior analisado. Já sobre o rio Tocantins-Pará, o escoamento de nordeste presente sobre o oceano penetra mais intenso e com maior extensão horizontal. Sobre o continente, principalmente sobre a linha de costa do Estado do Amapá com o rio Amazonas, o escoamento tem direção nordeste, mostrando que a brisa marítima continua penetrando sobre esta região da área de estudo.



Figura 4.2.6: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 00 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Neste mesmo horário, 00 UTC, são observados alguns valores de precipitação significantes sobre o Estado do Pará e também sobre o Estado do Amapá (Figuras 4.2.6a e 4.2.6b). A interação do escoamento de grande escala, presente através do dado de vento da radiossondagem, com a circulação de

brisa marítima e fluvial, adicionado a topografia da região e a maior disponibilidade de umidade na atmosfera foram os fatores responsável pela formação de precipitação sobre a área de estudo neste horário da simulação. Pode-se observar que a precipitação localizada sobre o Estado do Amapá está presente sobre uma região onde estão presentes elevações de topografia que chegam a 300 m de altura. Com um escoamento mais intenso de brisa marítima que penetra sobre o continente e é forçado a elevar-se devido a barreira de topografia, o movimento vertical é intensificado, levando o ar mais úmido da superfície a condensar em níveis mais elevados da atmosfera, gerando precipitação. O núcleo de precipitação observado as 21 UTC sobre a parte mais ao sul da grade 1, no Estado do Pará, apresentou uma propagação para oeste e dividiu-se em duas partes. Sobre a região onde o núcleo estava presente no horário anterior analisado, um novo núcleo de precipitação intensa começa a ser formado.

As 06 UTC do dia 19 de julho (Figuras 4.2.7a e 4.2.7b), o escoamento sobre o oceano aumenta ainda mais sua intensidade, com um forte escoamento adentrando o continente próximo ao litoral do Estado do Pará. Sobre o rio Tocantins-Pará, o escoamento de nordeste continua penetrando com intensidade elevada e apresentando uma maior extensão horizontal. Sobre o Estado do Amapá, principalmente na linha de costa com o oceano, na parte mais ao norte da grade 1, o escoamento de brisa marítima penetra o continente com intensidade em relação às 00 UTC, onde a penetração horizontal deste escoamento é maior. Em algumas regiões próximas a linha de costa do Amapá com o rio Amazonas, entre as latitudes de 0,5° S e 0,5° N um escoamento quase perpendicular a linha de costa com sentido continente-rio pode ser observado. Este escoamento possivelmente está relacionado com a inversão do gradiente térmico entre o continente e o rio, formando um escoamento semelhante ao de brisa terrestre.

A maior intensidade do escoamento de nordeste próximo ao litoral do Estado do Pará e também sobre a região da foz do rio Amazonas ocorre devido ao gradiente térmico formado pelos diferentes valores de TSM sobre o oceano, os quais formam um gradiente de pressão e um escoamento que é intensificado pela presença do escoamento de grande escala. A baixa rugosidade da superfície sobre estes locais também influencia no aumento da intensidade do escoamento, oferecendo pouca resistência. Neste horário podese observar que o núcleo de precipitação presente sobre o Estado do Pará continuou sua propagação para oeste, ficando menos intenso do que nos horários anteriores analisados.



Figura 4.2.7: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 06 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Nos horários seguintes o escoamento nas grades 1 e 2 continua praticamente o mesmo, sem mudar seu sentido e intensidade, com a brisa marítima ainda presente e embebida no forte escoamento de nordeste, presente durante toda simulação (Figuras não mostradas). O escoamento perpendicular a linha de costa presente sobre o Amapá, com sentido continente-rio, continua sendo observado nos horários subseqüentes de simulação, mantendo sua intensidade e aumentando sua inclinação em relação a costa. No horário final de simulação analisado, às 12 UTC do dia 19 (Figuras 4.2.8a e 4.2.8b), o escoamento de nordeste presente sobre maior parte do oceano diminui sua intensidade, mas mantém uma extensa penetração

horizontal sobre os rios Amazonas e Tocantins-Pará. Na região litorânea dos dois Estados, Pará e Amapá, é observado um escoamento que penetra o continente, relacionado com a circulação de brisa marítima, com maior intensidade influenciada pelo escoamento de grande escala. Ainda as 12 UTC do dia 19 é observado, principalmente sobre a linha de costa do Amapá com o rio Amazonas, um escoamento com sentido continente-rio, relacionado a formação de um gradiente térmico de sentido contrário ao criado durante a formação do escoamento de brisa marítima. Esta inversão no sentido do gradiente de temperatura ocorre, pois durante a noite o continente resfria-se de forma mais rápida que o oceano/rio, que tende a manter praticamente a mesma temperatura. Esta inversão no gradiente térmico criará perturbações nos campos de pressão em superfície que irão gerar um escoamento de brisa terrestre, que é observado nesta Figura entre as latitudes de 0,5° S e 0,5° N. Provavelmente a formação de um escoamento no sentido continente rio influenciou na queda da intensidade do escoamento de brisa marítima, devido a estes dois atuarem em sentidos opostos.



Figura 4.2.8: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 12 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Sobre o Estado do Pará, às 12 UTC do dia 19, pode-se observar máximos

de precipitação que alcançam os 22 mm/h organizados em forma de linha. A convergência do escoamento de nordeste que penetra o continente intenso nesta região com outros escoamentos sobre a área de estudo, juntamente com os contrastes de temperatura e umidade forma ma região de intenso movimento vertical, que irá elevar esta ar mais úmido para níveis mais elevados, formando geralmente nuvens de grande desenvolvimento vertical, as quais poderão gerar precipitação.

4.2.1 Caracterização das células de circulação local sob influência da circulação de grande escala

Assim como foi realizado na seção 4.1.1 deste capítulo, para a identificação do escoamento de brisa, caracterização da célula de circulação, conhecimento de sua extensão horizontal e da interação destas circulações com a fisiografia da região, foi realizado um corte vertical para a componente zonal do vento sobre a latitude de 0º para cada horário analisado.

O corte vertical realizado para a componente zonal do vento as 15 UTC do dia 18 sobre a latitude de 0º (Figura 4.2.9), deixa clara a influência do escoamento de grande escala sobre a formação de circulações locais do tipo brisa. Um escoamento intenso de leste, com valor de 19 ms⁻¹, é observado entre 1,5 km e 2,5 km. A influência do rio e das regiões de topografia elevada fica mais evidente nos níveis entre a superfície e 1 km de altura. Sobre o rio, entre as longitudes de 50° W e 51° W, o escoamento possui maior intensidade devido ao menor atrito exercido por este. Já sobre o continente, o escoamento de leste possui menor intensidade, com valores próximos a superfície de 6 ms⁻ ¹. Este fraco escoamento em baixos níveis é influência do atrito exercido pela superfície do continente. Nas regiões da área de estudo em que existem elevações topográficas, próximo a longitude de 52º W, o escoamento começa novamente a ganhar intensidade, como consegüência do levantamento forçado do escoamento, criação de um movimento vertical intenso e formação de convergência em baixos níveis. A formação de um escoamento de brisa marítima nos níveis mais próximos a superfície não é observado, como foi

claramente observado na simulação sem a presença do vento sinótico.



53.5W 53W 52.5W 52W 51.5W 51W 50.5W 50W 49.5W 49W 48.5W 48W 47.5W 47W 46.5W

Figura 4.2.9: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms^{-1}) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 15 UTC do dia 18 de julho de 2005.

Às 18 UTC, no corte vertical realizado para a componente zonal sobre o equador (Figura 4.2.10), assim como foi observado sobre as grade 1 e 2 neste mesmo horário, é possível observar que o escoamento ganha intensidade, principalmente nos níveis mais próximos a superfície. A criação de um gradiente térmico suficiente para a criação de um escoamento de brisa que atua juntamente com o escoamento de grande escala é que tende a aumentar os valores do escoamento nos níveis mais baixos, onde este penetra o continente com intensidade de 6 ms⁻¹ e 9 ms⁻¹ entre a superfície e 500 m de altura. A maior intensidade do escoamento observado nestes primeiros horários de simulação mostram como a circulação de grande escala pode influenciar na antecipação e intensidade das circulações locais sobre a área de estudo, pois como foi observado no experimento controle, nestes horários o escoamento possuía menor intensidade. Sobre a região de topografia mais

elevada, o escoamento também possui um aumento em sua intensidade, devido ao ganho de intensidade quando este é forçado a elevar-se na presença de uma barreira topográfica. A presença do vento sinótico na simulação tende a aumentar a profundidade vertical do escoamento de brisa marítima, principalmente devido a maiores valores do escoamento de grande escala observados em níveis mais elevados da atmosfera.



Figura 4.2.10: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms^{-1}) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 18 UTC do dia 18 de julho de 2005.

O intenso escoamento de leste que penetra o continente nos níveis mais próximos a superfície continua mantendo sua tendência de aumento na intensidade nos horários subseqüentes de simulação (Figuras não mostradas). A elevação na intensidade do escoamento ocorre devido a criação de um gradiente térmico entre o continente e o oceano/rio, assim como entre diferentes regiões sobre o oceano, como conseqüência de diferenças nos valores de TSM. Às 00 UTC do dia 19 (Figura 4.2.11), intensos valores do escoamento de leste, que penetra o continente, são observados em níveis mais

próximos a superfície do continente, com intensidades variando entre 17 ms⁻¹ e 19 ms⁻¹ a uma altura de 1 km. Estes maiores valores de intensidade nos níveis mais próximos a superfície, do que observado que em horários anteriores, é conseqüência da formação de um escoamento de brisa que sob a influência do vento sinótico ganha intensidade e profundidade vertical.



CV - EC - LAT 0 u 19/JUL/2005 00 UTC

Figura 4.2.11: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) na grade 1 sobre a latitude de 0º às 00 UTC do dia 19 de julho de 2005.

Em todos estes horários analisados, o escoamento de brisa marítima não aparece de forma evidente como no caso da simulação sem a presença do vento sinótico. Isto ocorre porque, devido a maior intensidade do escoamento de grande escala, circulações de menor escala, como as brisas marítima e fluvial, tendem a ficar embebidas em um escoamento mais intenso. A ausência da corrente de retorno nesta simulação também ocorre devido a influência que o vento sinótico exerce sobre escoamentos de menor escala. A corrente de retorno, por ser um escoamento de sentido oposto e de menor intensidade que o escoamento de grande escala, é praticamente inexistente. Estes resultados

concordam com os obtidos por Frizzola e Fisher (1963), que mostraram que um escoamento superposto e oposto a direção de um escoamento de brisa e corrente de retorno resulta em pequena extensão horizontal e ausência do escoamento de retorno nos níveis mais elevados.

No último horário analisado, às 12 UTC, o escoamento de leste continua intenso nos níveis mais elevados da atmosfera, com valores que chegam a 19 ms⁻¹ (Figura 4.2.12). Nos níveis mais próximos a superfície pode-se observar que a intensidade do escoamento é baixa, e em alguns pontos o escoamento zonal é praticamente inexistente. Este comportamento da componente zonal, principalmente entre as longitudes de 51° W e 52° W, concorda com o que foi observado na Figura 4.2.8, onde um escoamento semelhante a brisa terrestre com direção perpendicular a linha de costa entre as latitudes de 0,5° S e 0,5° N era observado. O escoamento de corrente de retorno das circulações de brisa, embebidas no escoamento de grande escala, também não pode ser observado nos horários anteriores.



Figura 4.2.12: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms^{-1}) na grade 1 sobre a latitude de 0° às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

4.2.2 Comportamento da célula de circulação de brisa sob influência do vento sinótico

O comportamento da componente zonal do vento sobre os pontos préestabelecidos na seção 4.1.2 deste capítulo, será analisado para um período de 24 horas na simulação com a presença do vento sinótico.

O corte vertical realizado para a componente zonal do vento sobre o ponto 1 durante o período de simulação analisado (Figura 4.2.13), mostra um escoamento em níveis superiores com intensidade elevada, chegando a 19 ms⁻¹ a 2 km de altura, entre as 12 UTC e 18 UTC do dia 18, e um escoamento menos intenso entre a superfície e 1 km de altura entre estes horários, com valor entre 4 ms⁻¹ e 9 ms⁻¹. Após este intervalo o escoamento ganha intensidade, e os maiores valores, alcançando novamente os 19 ms⁻¹, são

observados entre as 21 UTC do dia 18 e 00 UTC do dia 19 mais próximos a superfície, a uma altura de 1 km. Este comportamento na simulação com a presença do vento sinótico é semelhante ao comportamento sem a presença do vento de grande escala no experimento controle (Figura 4.1.17), onde entre estes mesmos horários são observaods valores de intensidade mais elevados sobre este ponto. Este comportamento mostra que há a formação de um escoamento de brisa marítima na área de estudo, conforme foi observado na seção 4.1, mas este possui uma maior profundidade vertical e encontra-se embebido no intenso escoamento de grande escala presente nesta simulação. Após as 00 UTC o escoamento perde intensidade nos níveis mais baixos da atmosfera, e os maiores valores são observados entre os níveis de 1 km e 2,5 km de altura. Entre a superfície e 500 m de altura o escoamento menos intenso penetra o continente com intensidade entre 4 ms⁻¹ e 10 ms⁻¹. A presença do vento sinótico inibiu a formação da corrente de retorno dos escoamentos de brisa sobre área de estudo.



Figura 4.2.13: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) sobre o ponto 1 (coordenadas 0º de latitude e 50º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

A influência do vento de grande escala fica clara quando analisado o comportamento da CLP. Entre as 12 UTC e 21 UTC do dia 18, observa-se um maior aquecimento da atmosfera, indicando que possivelmente entre estes horários a CLP possui sua maior altura (Figura 4.2.14). Entre estes horários é observado na Figura 4.2.13 que o escoamento menos intenso possui uma maior profundidade vertical, sendo esta profundidade influência da altura da CLP sobre o ponto 1. Após estes horários, com o decréscimo da TP devido a entrada do ar mais frio e úmido trazido pelo escoamento de leste, pode-se dizer que o transporte de calor entre os níveis mais elevados e a superfície é menos intenso, gerando pouca turbulência a consequentemente uma CLP mais baixa. A CLP mais baixa também foi verificada na Figura 4.2.13, onde o escoamento menos intenso fica mais próximo a superfície, não possuindo uma grande profundidade vertical. Com o aumento da intensidade do escoamento a partir das 09 UTC do dia 19, o transporte turbulento é aumentado, elevando assim os

valores de TP e consequentemente a altura da CLP sobre este ponto.

A menor altura da CLP sobre este ponto deve-se a influência de sua localização, estando localizado em um local de transição entre o rio e o oceano, sobre um pequeno pedaço de terra, o qual devido ao seu pequeno tamanho tende a comportar-se como uma superfície de água. Devido a menor capacidade da água em armazenar calor, o aquecimento da superfície sobre este ponto é menos intenso, o que diminui o transporte de calor para os demais níveis da atmosfera, diminuindo a turbulência e assim a altura da CLP.



Figura 4.2.14: Corte vertical feito para a variável THETA (temperatura potencial - K) sobre o ponto 1 (coordenadas 0º de latitude e 50º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

No ponto situado sobre a cidade de Macapá, pode-se observar de forma clara a influência do escoamento de grande escala sobre a formação de circulações locais do tipo brisa na área de estudo (Figura 4.2.15). Desde o início da simulação, 12 UTC do dia 18, já pode ser observado um intenso

90

escoamento de leste penetrando o continente desde a superfície até níveis mais elevados da atmosfera. Mesmo assim, entre as 12 UTC e praticamente as 18 UTC do dia 18, entre a superfície e 500 m de altura, é observado um fraco escoamento de leste, com valor entre 4 ms⁻¹ e 10 ms⁻¹, penetrando o continente. Após as 18 UTC este escoamento ganha intensidade e permanece intenso, entre a superfície e 500 m de altura, até próximo as 00 UTC do dia 19. Quando se compara o comportamento do escoamento entre estes níveis mais próximos á superfície, entre as simulações com e sem a presença do vento sinótico, observa-se que o aumento de intensidade do escoamento que penetra o continente possui praticamente o mesmo comportamento da simulação sem a presença do vento sinótico, o que indica que se possui a formação de um escoamento de brisa, mas que sob a influência do vento de grande escala, ganha intensidade e profundidade vertical. A maior influência do vento de grande escala na simulação de escoamento de brisa fica evidente quando não observa-se a corrente de retorno das circulações de brisa marítima e fluvial, que estava presente durante praticamente toda simulação sem a presença do vento sinótico entre os níveis de 2 km e 3,5 km de altura. A ausência deste escoamento, de sentido oeste-leste em níveis mais elevados, ocorre porque o escoamento de grande escala é mais intenso e possui sentido oposto a corrente de retorno, inibindo assim sua formação.

A queda na intensidade do escoamento observado na Figura 4.2.15 nos horários finais analisados, entre 03 UTC e 12 UTC do dia 19, mostra que o escoamento zonal, de leste, não penetra de forma tão intensa o continente, possivelmente cedendo lugar para um escoamento com sentido continente-rio, que pôde ser observado na análise do escoamento nas grade 1 e 2 da discussão feita anteriormente.



Figura 4.2.15: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) sobre o ponto 2 (coordenadas 0º de latitude e 51,05º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

Sobre o ponto 2 (Figura 4.2.16), a CLP possui uma maior profundidade vertical as 18 UTC do dia 18, em relação a simulação sem a presença do vento sinótico, com a atmosfera mais quente em níveis mais elevados. Este aquecimento foi causado principalmente pelo transporte de calor entre a superfície e níveis mais altos causado pelo intenso escoamento de grande escala. A altura da CLP também fica evidente quando compara-se a profundidade vertical do escoamento de baixa intensidade simulado entre as 12 UTC e 15 UTC entre a superfície e 1 km de altura, e os valores de TP simulados sobre o ponto 2. A maior profundidade da CLP elevou a altura do escoamento de leste que penetrava o continente nos níveis mais próximos a superfície. O intenso transporte de calor causado pelo escoamento mais intenso em baixos níveis aumenta a turbulência e assim tende a aumentar a profundidade da CLP. A partir das 21 UTC a atmosfera começa a resfriar-se devido a entrada do ar mais frio e úmido trazido pelo escoamento de leste que

penetra o continente, indicando que o transporte de calor de baixos níveis para altos níveis está em queda, diminuindo assim a turbulência e com isso a altura da CLP. Mesmo assim, os valores de TP sobre este ponto entre as 00 UTC e 06 UTC do dia 19, são maiores que os simulados no experimento controle. A principal causa desta elevação nos valores de TP é a influência do vento sinótico no transporte de calor na atmosfera. Após este resfriamento da atmosfera, o escoamento de baixa intensidade, entre 4 ms⁻¹ e 10 ms⁻¹, simulado e apresentado na Figura 4.2.15, fica preso entre a superfície e 500 m de altura, indicando que a CLP possui menor profundidade vertical.



Figura 4.2.16: Corte vertical feito para a variável THETA (temperatura potencial - K) sobre o ponto 2 (coordenadas 0º de latitude e 51,05º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

Sobre o ponto 3, o comportamento da componente zonal do vento (Figura 4.2.17), mostra também que, desde o início da simulação até praticamente o final, é observado um escoamento que adentra o continente com intensos valores entre 1,5 km e 2,5 km de altura. Nos níveis mais próximos a superfície

do continente, observa-se um comportamento de elevação e queda de intensidade do escoamento zonal em determinados horários da simulação. Até próximo as 21 UTC, valores de intensidade mais baixos, entre 4 ms⁻¹ e 10 ms⁻¹, são observados entre a superfície e 1 km de altura. A intensidade do escoamento de leste possui um pico próximo as 21 UTC do dia 18, chegando a valores de 15 ms⁻¹ a uma altura de 1 km. Comportamento semelhante foi observado na simulação sem a presença do vento sinótico, onde a demora no aumento da intensidade do escoamento foi atribuído ao atraso na penetração do escoamento de brisa marítima e fluvial no interior do continente. O atraso observado também nesta simulação também pode ser atribuído a demora na penetração do escoamento de brisa. Os altos valores de intensidade observados próximos ao nível de 1 km de altura ficam presentes até praticamente as 06 UTC do dia 19. Os intensos valores observados entre as 00 UTC e 03 UTC do dia 19 no nível de 1 km de altura são atribuídos a interação do escoamento que adentra o continente com a região de topografia elevada presente sobre o ponto 3, como também foi observado na simulação sem a presença do vento sinótico. Já entre a superfície e 500 m de altura é simulado um fraco escoamento de leste que adentra o continente com intensidade variando entre 1 ms⁻¹ e 9 ms⁻¹.


Figura 4.2.17: Corte vertical feito para a componente zonal do vento (ms⁻¹) sobre o ponto 3 (coordenadas 0º de latitude e 52º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

Assim como ocorre sobre o ponto 2, com a presença do vento de grande escala, não é observada a formação da corrente de retorno do escoamento de brisa sobre o ponto 3. Também como foi observado sobre o ponto 2, nos horários finais de simulação, entre as 06 UTC e 12 UTC do dia 19, o escoamento leste perde sua intensidade de forma significativa próximo a superfície do continente, onde entre as 09 UTC e 12 UTC do dia 19, podem ser observados valores nulos da componente zonal do vento. Esta queda de intensidade também é atribuída a formação de gradiente térmico de sentido oposto ao da brisa marítima, criando um escoamento com sentido continenterio, como foi observado na discussão sobre as grades, com pouca contribuição da componente zonal.

Sobre o ponto 3 (Figura 4.2.18), a presença de um escoamento mais intenso, conseqüência da presença do vento sinótico, aumenta o transporte de

95

calor para os níveis mais elevados da atmosfera e consequentemente a turbulência nestes níveis, elevando assim a altura da CLP sobre este ponto. Pode-se observar que entre as 12 UTC do dia 18 e praticamente as 00 UTC do dia 19 os maiores valores de TP estão mais próximos da superfície, indicando assim uma maior mistura do ar e um aquecimento nestes níveis. Entre estes horários também foi observado que o escoamento de intensidade entre 4 ms⁻¹ e 10 ms⁻¹ estava presente entre a superfície e 1 km de altura, indicando que a CLP possui uma maior elevação vertical. Entre as 00 UTC e 09 UTC do dia 19 são observados menores valores da TP, o que indica um resfriamento causado pela entrada de ar mais frio trazido pelo escoamento de brisa gerando assim um menor transporte de calor para níveis mais elevados da atmosfera, levando a uma queda na turbulência e queda na altura da CLP sobre o ponto 3. Após as 09 UTC o aquecimento dos níveis superiores começa novamente, indicando que transporte de calor e consequentemente turbulência começam a serem criadas novamente, elevando assim a altura da CLP. Os maiores valores de TP sobre este ponto ocorre devido a presença de um escoamento que adentra o continente e é intensificado pelo escoamento de grande escala, que tende a "misturar" de forma mais intensa o ar mais quente próximo a superfície com o ar de níveis mais elevados, o aquecendo-o.



Figura 4.2.18: Corte vertical feito para a variável THETA (temperatura potencial - K) sobre o ponto 3 (coordenadas 0º de latitude e 52º W de longitude) das 12 UTC do dia 18 até às 12 UTC do dia 19 de julho de 2005.

4.2.3 Comparação entre simulação e observação no experimento sob influência do vento sinótico

Como foi feito para as simulações do experimento controle, foram comparados os resultados da simulação numérica do experimento controle com a presença do vento sinótico com os dados observados de direção e intensidade do vento na estação automática de superfície da cidade de Soure, localizada em 0,35° S de latitude e 48,30° W de longitude. Na Figura 4.2.19 pode-se observar que o comportamento do dado simulado possui certa semelhança com o dado real observado. Nos primeiros horários de simulação, entre as 13 e 19 UTC do dia 18 de julho o escoamento simulado possui praticamente a mesma direção do escoamento observado, mantendo a tendência de mudança de sentido de leste para nordeste. Nos horários

seguintes de simulação o modelo mostra um escoamento de nordeste enquanto o dado observado mostra que sobre a cidade de Soure o escoamento possui direção predominante de leste entre as 20 UTC do dia 18 de julho as 03 UTC do dia 19. A partir das 03 UTC do dia 19 até praticamente as 07 UTC, o escoamento simulado possui mesma direção (nordeste) do dado real. Com o decorrer da simulação, o escoamento simulado continua mostrando direção de nordeste enquanto o dado observado mostra que o escoamento sobre este ponto possui direção de leste.



Figura 4.2.19: Comparação entre o dado observado de direção do vento em graus (linha vermelha) e o dado simulado no experimento controle com a presença do vento sinótico (CTR – CV) (linha azul) para todo o período de simulação sobre a cidade de Soure, PA.

Assim como foi observado na simulação sem o vento sinótico, o escoamento simulado e o escoamento observado mostram a formação de um escoamento perpendicular à linha de costa. Este escoamento foi caracterizado na análise dos resultados das simulações como brisa marítima, levando a concluir que o modelo conseguiu de forma satisfatória representar a formação destas circulações locais do ponto de vista da direção do escoamento.

Diferentemente do que foi observado na comparação entre o dado real de intensidade do vento e o dado simulado sem a presença do vento de grande escala, esta simulação com a presença do vento sinótico, o escoamento simulado possui maior intensidade durante praticamente todo o período

simulado. Este comportamento mostra que o modelo superestima a intensidade do escoamento em relação à observação, devido principalmente a pouca representação das condições de grande escala. Esta pouca representação deve-se a utilização de uma simulação horizontalmente homogênea, com um ponto apenas representando todo escoamento da grade, o que possivelmente levou a um aumento na intensidade do escoamento.



Figura 4.2.20: Comparação entre o dado observado de intensidade do vento em ms⁻¹ (linha vermelha) e o dado simulado no experimento controle com a presença do vento sinótico (CTR – CV) (linha azul) para todo o período de simulação sobre a cidade de Soure, PA.

4.3 Circulações do tipo brisa – A influência das diferenças no campo de TSM

Nesta seção serão apresentados os resultados das simulações numéricas em que foi utilizado o dado de TSM com resolução espacial de 0,5º e resolução temporal de uma semana. A Figura 4.3.1 ilustra a diferença entre o campo de TSM utilizada neste experimento e a TSM climatológica, utilizada no experimento controle. Os dados de topografia, vegetação e umidade do solo utilizados nesta simulação foram os mesmos utilizados nas simulações do experimento controle discutido nas seções anteriores. A condição inicial para a simulação foi a radiossondagem do dia 18 de julho de 2005, realizada as 12 UTC no aeroporto de Macapá. Foram realizadas duas simulações uma com a utilização do dado de vento da sondagem e outra sem a presença do dado de

vento.



Figura 4.3.1: Diferença entre o campo de TSM semanal e TSM climatológica (a) grade 1 e (b) grade 2.

4.3.1 Simulação sem presença do vento sinótico

Durante os primeiros horários de simulação o escoamento presente sobre as grades 1 e 2, sem a presença do vento sinótico, apresentou as mesmas características observadas no experimento controle. Um escoamento perpendicular a linha de costa com o oceano e com o rio começa a ser observado a partir das 13 UTC do dia 18. Assim como foi observado no EC, com o decorrer da simulação este escoamento começa a ganhar intensidade devido ao aumento do gradiente térmico entre o continente e o rio/oceano. Sobre continente são observadas circulações criadas pelos contrastes topográficos da região. O menor atrito exercido pelos rios Amazonas e Tocantins-Pará faz com que sobre estes o escoamento de brisa penetre com maior extensão horizontal e intensidade do que sobre o continente.

Às 00 UTC do dia 19 um escoamento de brisa marítima, com direção

nordeste adentra sobre o rio Amazonas com intensidade moderada e em alguns locais este escoamento também penetra o continente, principalmente na faixa de litoral do Amapá com o oceano. Nas regiões onde estão presentes elevações topográficas observa-se um escoamento divergente, e com acumulados de precipitação que chegam a 65 mm/h (Figura 4.3.2a e 4.3.2b), assim como foi observado no EC. Quando é realizada a diferença no campo de precipitação, observa-se que neste experimento, sem a presença do vento sinótico, foram simulados valores de até 35 mm/h superiores ao EC sobre a região onde estão presentes as elevações topográficas (Figura 4.3.3a e 4.3.3b).



Figura 4.3.2: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 00 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2. Simulação sem a presença do vento sinótico.

Assim como era observado no EC, a maior parte do volume pluviométrico da simulação ficou concentrado próximo ou sobre as regiões onde eram encontradas barreiras topográficas. Isto ocorre porque ao encontrar uma barreira o escoamento de brisa que penetra o continente é forçado a subir, criando um intenso movimento vertical e grande convergência em superfície. A convergência em superfície tende a aumentar a intensidade do escoamento

que adentra o continente. Já o intenso movimento vertical irá elevar o ar úmido trazido pela brisa para níveis mais elevados da atmosfera, condensando e formando nebulosidade que muitas vezes pode gerar precipitação.





As maiores diferenças na precipitação nesta simulação devem-se a presença de valores mais elevados de TSM sobre a região da foz do rio Amazonas, em relação a climatologia apresentada no experimento controle. A maior temperatura sobre esta região aumentou a temperatura o ar sobre o rio/oceano e a disponibilidade de água para atmosfera, devido a evaporação. Com maior quantidade de umidade disponível e com o ganho de flutuabilidade do ar mais quente, o transporte deste para os níveis mais elevados pelo movimento vertical criado também é maior, aumentando assim a intensidade na formação de nebulosidade e decorrente precipitação sobre a área de estudo. Além deste fator, o aumento na intensidade do escoamento que penetra sobre o rio, devido ao aumento do gradiente térmico, também influenciou no transporte de umidade para sobre o continente. Na Figura 4.3.3 também pode-se observar que neste experimento alguns valores máximos

foram deslocados em relação ao experimento controle, mas mesmo assim, os valores pluviométricos deste experimento, sem a presença do vento sinótico, foram superiores ao EC.

A influência do escoamento de brisa sobre o comportamento das variáveis temperatura e umidade do ar foi observada sobre os pontos préestabelecidos na seção 4.1. Na simulação deste experimento sem a presença do vento sinótico, os escoamentos de brisa marítima e fluvial penetram mais quentes do que na simulação do EC (Figuras 4.3.4, 4.3.5 e 4.3.6). O aumento na temperatura ocorreu devido a presença de valores mais elevados de TSM próximo aos pontos analisados. A maior diferença ocorre no ponto 2 (Figura 4.3.34), sobre a cidade de Macapá, onde o menor valor de temperatura simulado no EC foi de 20,35º C às 12 UTC do dia 19. Já nesta simulação, com diferenças positivas de TSM sobre o rio Amazonas, próximas a cidade de Macapá, o menor valor de temperatura simulado foi de 24,54º C às 10 UTC do dia 19. Este comportamento, principalmente na temperatura mostra que o escoamento de brisa penetrou mais quente sobre o continente, influenciando assim no ganho de flutuabilidade do ar e na formação de maior índice pluviométrico sobre a área de estudo. Os valores de umidade relativa simulados a partir do horário da entrada da brisa sobre os pontos apresentaram diferenças de no máximo 3%. Nos horário iniciais da simulação, o comportamento da temperatura e umidade, simulado no experimento com a TSM semanal, não apresentou grande diferença em relação ao EC.



Figura 4.3.4: Comportamento das variáveis temperatura do ar e umidade relativa a 15,7 m de altura para todo o período de simulação no ponto 1, com coordenadas 0º de latitude e 50º W de longitude. Simulação sem a presença do vento sinótico.



Figura 4.3.5: Comportamento das variáveis temperatura do ar e umidade relativa a 15,7 m de altura para todo o período de simulação no ponto 2, com coordenadas 0º de latitude e 51,05º W de longitude. Simulação sem a presença do vento sinótico.



Figura 4.3.6: Comportamento das variáveis temperatura do ar e umidade relativa a 15,7 m de altura para todo o período de simulação no ponto 3, com coordenadas 0º de latitude e 52º W de longitude. Simulação sem a presença do vento sinótico.

4.3.2 Simulação com presença do vento sinótico

Nas simulações deste experimento em que foram utilizados os dados de vento da sondagem, o escoamento formado sobre a área de estudo é praticamente o mesmo simulado no EC. Durante o início da simulação, observa-se a presença de um intenso escoamento de leste sobre praticamente toda grade 1 e 2. Este escoamento de leste representa o dado de radiossondagem, o qual mostrava que o vento em praticamente todos os níveis da atmosfera era principalmente de leste. Nos horários seguintes de simulação o escoamento simulado neste experimento continua semelhante ao simulado no EC. Um escoamento de nordeste começa a ser criado a partir das 21 UTC do dia 18, com maior intensidade e penetração horizontal sobre o Estado do Pará.

Assim como foi observado no EC, áreas de precipitação começam a ser formadas sobre a área de estudo a partir das 15 UTC do dia 18. As linhas de

precipitação observadas sobre o Estado do Amapá, na parte mais norte da grade 1 às 18 UTC no EC, também são observadas nesta simulação, possuindo as mesmas forçantes apresentadas na discussão do EC. Assim como era simulado no EC, máximos de precipitação também são observados nas regiões de topografia mais elevada, que geraram maior volume pluviométrico do que sem a presença do vento sinótico, principalmente devido a entrada mais intensa do escoamento de leste/nordeste sobre o continente.

Assim como foi observado no experimento sem a presença do vento sinótico, grandes diferenças no campo de precipitação são observadas a partir das 00 UTC do dia 19. O escoamento neste horário é praticamente de nordeste sobre toda região da foz do rio Amazonas e também próximo ao litoral do Estado do Pará (Figura 4.3.7a e 4.3.7b). Este escoamento penetra intenso sobre o rio Amazonas e também sobre a linha de costa do Amapá com o rio. Ao encontrar regiões de topografia mais elevada este escoamento é forçado a subir, criando intenso movimento vertical e convergência em baixos níveis. O ar mais úmido trazido pelo escoamento de nordeste condensa em níveis mais elevados da atmosfera, formando nebulosidade e precipitação.

Neste horário, 00 UTC do dia 19, são simulados volumes de 24 mm/h sobre o Estado do Amapá e superiores a 20 mm/h sobre o Pará. A diferença no volume de precipitação neste horário em relação ao experimento controle é de aproximadamente 8 mm/h sobre o Estado do Amapá (Figura 4.3.8a e 4.3.8b), onde novos locais de precipitação são gerados. Já sobre o Estado do Pará esta simulação apresentou diferença na posição dos máximos de precipitação em relação ao EC. Neste horário as grandes diferenças na precipitação ocorreram devido a entrada sobre o continente de ar mais quente e com maior umidade do que o simulado no EC. Este ar mais quente ganha flutuabilidade e quando forçado a subir na região de topografia elevada, condensa formando nebulosidade de precipitação, mais intensa devido ao ganho de umidade pela evaporação gerada pela presença de maiores valores de TSM próximos a região.



Figura 4.3.7: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 00 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2. Simulação com a presença do vento sinótico.



a b Figura 4.3.8: Diferença do campo de precipitação (mm/h) entre o experimento com TSM semanal e o EC às 00 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2. Simulação com a presença do vento sinótico.

Às 01 UTC do dia 19, grande diferença no campo de precipitação é observado sobre o Estado do Pará, principalmente próximo a linha de costa deste com o oceano. Observa-se uma diferença de até 6 mm/h sobre esta região (Figura 4.3.9a e 4.3.9b), onde uma nova zona de precipitação é gerada em forma de linha, diferentemente do que foi observado no EC. Neste local, a diferença na precipitação corre devido ao aumento na intensidade do escoamento de nordeste que penetra sobre o continente (Figura 4.3.10a e 4.3.10b). Este aumento na intensidade deve-se a presença de valores de TSM mais elevados próximos ao litoral do Pará, em relação aos observados na parte superior direita da grade 1, criando um gradiente térmico mais intenso entre estas duas regiões, criando assim um escoamento de maior intensidade do que o simulado no EC. Com um escoamento mais intenso, maior transporte de ar com características diferentes de temperatura e umidade para o continente.



Figura 4.3.9: Diferença do campo de precipitação (mm/h) entre o experimento com TSM semanal e o EC às 01 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2. Simulação com a presença do vento sinótico.

а

h



Figura 4.3.10: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 01 UTC do dia 19/07/2005, para (a) grade 1 e (b) grade 2. Simulação com a presença do vento sinótico.

Nesta simulação, com a presença do vento sinótico, o comportamento das variáveis temperatura e umidade não apresentaram grande diferença em relação aos valores simulados no EC, com diferenças de no máximo 0,7° C para o menor valor de temperatura simulada sobre os pontos pré-estabelecidos no capítulo 4, e diferenças de no máximo 3% no comportamento da umidade relativa.

O principal fator que elevou os volumes pluviométricos neste experimento, com a presença do vento sinótico, foi a maior intensidade do escoamento de nordeste formado devido a contrastes de TSM sobre oceano. O gradiente térmico formado entre os maiores valores de TSM na região da foz do rio Amazonas e valores mais baixos sobre o oceano, criou um escoamento de maior intensidade do que o simulado no EC, que penetrou mais intenso sobre os rios Amazonas e Tocantins-Pará e também sobre o continente. A interação de um escoamento mais intenso com regiões de topografia elevada gerou intenso movimento vertical, o qual elevou o ar mais úmido para níveis mais elevados da atmosfera, gerando nebulosidade e precipitação sobre região.

CAPÍTULO V

TEMPESTADE SEVERA EM MACAPÁ

5.1 Descrição do evento

Entre as 13 e 14 UTC do dia 27 de fevereiro de 2006 uma célula de convecção intensa formada sobre a cidade de Macapá gerou intenso vento, o qual causou destruição no bairro de Marabaixo na cidade de Macapá. As imagens da Figura 5.1.1a-d mostram os danos causados pela tempestade. Segundo relato de moradores, os fortes ventos foram causados pela formação de um tornado na região.

Na imagem do radar meteorológico da cidade pode-se observar as 14 UTC uma intensa célula de convecção com valores de refletividade de 54 dbZ (Figura 5.1.2). Segundo Gomes e Held (2004), altos valores de refletividade geram intensos valores do parâmetro densidade VIL (Vertically Integrated Liquid water content) indicando a presença de tempestades severas.



Figura 5.1.1: Fotos do bairro Marabaixo no dia 27 de fevereiro de 2006, onde foram observados os fortes ventos e a maior destruição material.

d

С

A definição para tempestade severa mais comumente utilizada (Johns e Dowswell, 1992; Moller, 2001), é quando estas tempestades são capazes de gerar granizo e/ou rajadas de vento com força destrutiva, com velocidades acima de 26 ms-1. Os dados METAR reportados pelo aeroporto de Macapá durante todo o dia 27 de fevereiro de 2006 mostram que ocorreu um declínio acentuado da temperatura, passando de 29° C para 24° C e um aumento na intensidade do vento, onde foram registradas rajadas de 32 ms⁻¹, e velocidade média do vento de 17 ms⁻¹ no horário em que o ocorre o fenômeno (Figura 5.1.3).



Figura 5.1.2: Imagem do campo de reflectância do radar de Macapá às 14 UTC do dia 27 de fevereiro de 2006.

A atividade convectiva da região de estudo durante o verão é dominada principalmente pela posição da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e pelo sistema de ventos locais. Do ponto de vista do sistema de ventos locais, durante os meses de verão na região do litoral norte da Amazônia, a brisa terrestre é o escoamento de vento local dominante. A convergência da brisa terrestre com o escoamento de grande escala, que durante estes meses é de nordeste, gera a formação de nuvens de intenso desenvolvimento vertical, do tipo cumulunimbus, e algumas vezes estas se organizam como linhas de instabilidade de origem costeira que se propagam para o interior do continente, e podem ser observadas desde a Guiana até o Estado do Maranhão (Kousky, 1982, Cohen, 1995, Souza et al., 2006).



Figura 5.1.3: Valores referentes aos campos de velocidade do vento e temperatura do ar retirados da mensagem METAR reportada pelo aeroporto de Macapá durante todo o dia 27 de fevereiro de 2006.

O mês de fevereiro de 2006 apresentou poucas chuvas na região norte do estado do Amapá. Nas quatro primeiras pentadas do mês de fevereiro a ZCIT apresentou pouca influência na atividade convectiva no norte do Amapá e nordeste do Pará. Já na quinta e sexta pentadas a ZCIT esteve posicionada mais ao sul de sua climatologia, o que influenciou a atividade convectiva neste período do mês, influenciando na formação de Linhas de Instabilidade (LI) (Climanálise – 02/2006). As imagens de satélite do dia 27 de fevereiro podem ser observadas nas Figuras 5.1.4a - f.



Figura 5.1.4: Imagens do satélite GOES-12 realçadas das 09 UTC do dia 27/02/2006 até às 00 UTC do dia 28/02/2006.

5.2 Simulação numérica

Serão apresentadas nesta seção os resultados referentes ao terceiro experimento descrito no capitulo 3. Neste experimento foi realizada uma simulação de 24 horas com início às 00 UTC do dia 27 de fevereiro de 2006. Foi usada a opção de assimilação variável tendo sido usado os dados das análises do modelo global T213 com resolução espacial de 62 km. Nesta simulação foi criada uma grade com resolução espacial de 1 km centrada sobre as coordenadas da cidade de Macapá (0º de latitude e 51º W de longitude), sendo esta a mesma grade aninhada do experimento controle (Figura 5.2.1).



Figura 5.2.1: Número de pontos do modelo global T213, com resolução espacial de 62 km na área simulada.

O objetivo deste experimento é identificar a influência das circulações locais (brisa marítima, fluvial, terrestre, montanha, vale) na formação de tempestade severa que gerou intensos ventos e causou destruição na cidade de Macapá na manhã do dia 27 de fevereiro de 2006.

Os dados de topografia e vegetação utilizados neste experimento foram os mesmos utilizados nas simulações realizadas no experimento controle. O dado de umidade do solo utilizado neste experimento também foi obtido através de medidas

feitas por satélites dos experimentos Global Precipitation Climatology Project (GPCP) e Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) realizados pela Agencia Espacial Americana (NASA), sendo referente ao dia 27 de fevereiro de 2006 e com resolução espacial de 0,25° (Figura 5.2.2).



Figura 5.2.2: Campo de umidade do solo com resolução espacial de 0,25º para o dia 27/02/2006 às 12 UTC.

Durante o mês de fevereiro de 2006 a TSM apresentou uma anomalia positiva entre 0,5° C e 1° C na região próxima à foz do rio amazonas (Figura 5.2.3). O dado de TSM utilizado neste experimento é uma composição de dados medidos por bóias e satélite durante a semana do dia 20 até o dia 27 de fevereiro de 2006, possuindo resolução espacial de 0,5° (Figura 5.2.4) e disponibilizado pela NOAA.



Figura 5.2.3: Anomalia de TSM para o mês de fevereiro de 2006. (Fonte: FUNCEME)



Figura 5.2.4: Campo de TSM com resolução espacial de 0,5º para a semana entre os dias 20 e 27 de fevereiro de 2006.

5.2.1 Análise do escoamento e da precipitação sobre a área de estudo

O campo de vento do modelo global assimilado pelo modelo BRAMS na realização desta simulação mostra que as 00 UTC do dia 27 de fevereiro existia um escoamento de nordeste sobre todo o oceano e este adentra o continente em praticamente todo litoral norte do Brasil e países vizinhos (Figura 5.2.5). Durante os meses de verão no hemisfério sul o escoamento de nordeste é o escoamento de grande escala predominante sobre a região (Kousky, 1980). Às 12 UTC o campo de vento do modelo global continua mostrando um intenso escoamento de nordeste sobre praticamente todo o oceano, ganhando intensidade e sofrendo um pequeno desvio sobre a região da foz do rio Amazonas (Figura 5.2.6).



Figura 5.2.5: Campo de vento do modelo global T213 às 00 UTC do dia 27/02/2006.



Figura 5.2.6: Campo de vento do modelo global T213 às 12 UTC do dia 27/02/2006.

No primeiro horário de simulação, às 01 UTC do dia 27 (Figura 5.2.7), um escoamento de nordeste aparece intenso sobre o oceano e adentra sobre o rio Amazonas com intensidade moderada alcançando a latitude de 0,5° S. Este escoamento de nordeste representa a influencia da assimilação pelo modelo global somado a um escoamento criado pelo contraste de TSM entre o rio e o oceano. Sobre o continente este escoamento de nordeste penetra de forma mais significativa sobre o litoral do Amapá, na região mais ao norte da grade. Em regiões onde estão presentes elevações topográficas um escoamento mais intenso é criado.

Em muitas regiões, a diferença de temperatura entre o rio e o continente, principalmente durante o período noturno e início da manhã, gera um gradiente de pressão com sentido rio – continente, criando assim a brisa terrestre. Este comportamento foi observado sobre o rio Amazonas perto da cidade de Manaus por Oliveira e Fitzjarrald (1993).



Figura 5.2.7: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m às 01 UTC do dia 27/02/2006.

Como foi discutido no capítulo anterior, na simulação com a presença do vento sinótico, foi observado um escoamento com sentido continente-rio durante as primeiras horas da manha do dia 19 de julho de 2005. Neste experimento pode-se observar que há a formação de um escoamento de brisa terrestre com início próximo as 04 UTC do dia 27 de fevereiro de 2006 (Figura 5.2.8). Este escoamento está presente na linha de costa do continente com o rio Amazonas, entre a latitude de 0,5º S e um pouco acima do equador.



Figura 5.2.8: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m às 04 UTC do dia 27/02/2006.

O intenso escoamento de nordeste sobre o oceano, às 04 UTC, continua penetrando o continente na parte norte da grade, sobre o Estado do Amapá (Figura 5.2.8). Sobre o rio, o escoamento de nordeste possui menor extensão horizontal em relação a 01 UTC, adentrando até praticamente 0,5º N de latitude. A menor penetração do escoamento de nordeste sobre o rio deve-se a criação de um gradiente térmico com sentido continente-rio, o qual gerou o escoamento de brisa terrestre sobre o rio Amazonas.

Foi observado sobre a foz do rio Amazonas as 04 UTC áreas de precipitação geradas pela intensa penetração do escoamento de nordeste sobre o rio que converge com um escoamento de brisa terrestre (figura não mostrada). O escoamento com sentido continente-rio observado praticamente desde o início da simulação permanece durante os próximos horários. Às 10 UTC este escoamento possui maior intensidade e extensão horizontal sobre o rio Amazonas (Figura 5.2.9). Sobre o oceano o escoamento de nordeste começa a diminuir sua intensidade, e a

penetração deste escoamento sobre o rio alcança no máximo a latitude de 0,5º N.

121

A precipitação ainda é gerada neste horário, principalmente sobre a região do litoral do Estado do Amapá com o oceano (figura não mostrada). A precipitação ocorre devido a formação da frente de brisa, onde o contraste térmico criado pela entrada do ar mais frio e úmido do escoamento de brisa, intensificado pelo escoamento de grande escala, juntamente com a convergência deste escoamento com outro tipo de circulação local, gera uma maior atividade convectiva, a qual eleva o ar mais úmido presente sobre a superfície para níveis mais elevados, levando-o a condensar, formando nebulosidade que muitas vezes gera precipitação.



Figura 5.2.9: Campo de vento (ms^{-1}) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 10 UTC do dia 27/02/2006.

Segundo relato dos moradores da cidade de Macapá a forte tempestade ocorre entre as 13 UTC e 14 UTC do dia 27 de fevereiro. Às 13 UTC ainda é observado um escoamento de brisa terrestre junto a linha de costa com Amapá com

o rio Amazonas (Figura 5.2.10a). O escoamento de nordeste continua intenso sobre o oceano e mantendo sua penetração sobre o rio. Os maiores volumes de precipitação são observados sobre o continente, principalmente sobre a linha de costa do Amapá com o rio e próximo as regiões de topografia elevada.

Para identificar a formação da célula convectiva que gerou os fortes ventos, nesta seção será feita uma aproximação sobre a região da cidade de Macapá para os campos de vento e precipitação. Na aproximação realizada para as 13 UTC do dia 27, são observados núcleos de precipitação de 16 mm/h sobre a região cidade de Macapá, com um escoamento de sentido continente-rio (Figura 5.2.10b).



Figura 5.2.10: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 13 UTC do dia 27/02/2006, para (a) grade 1 e (b) zoom na grade 1.

No próximo horário analisado, às 14 UTC, o escoamento de sentido continente-rio não é mais observado na faixa de litoral do Estado do Amapá com o rio Amazonas (Figura 5.2.11a). Sobre o oceano ainda é observado um escoamento de nordeste que continua adentrando sobre o rio com intensidade moderada. Zonas de precipitação são observadas sobre praticamente todo o continente, com acumulados que chegam a 22 mm/h. Estes acumulados estão localizados

principalmente sobre a região de topografia elevada da área de estudo. Na faixa litorânea do Amapá com o oceano, a entrada da frente de brisa continua gerando precipitação.

Na aproximação realizada sobre a região da cidade de Macapá às 14 UTC (Figura 5.2.11b), é observado um acumulado de precipitação de 16 mm/h, principalmente na faixa de litoral com o rio Amazonas. A localização do campo de precipitação concorda com a posição da célula de convecção observada na imagem de radar das 14 UTC (Figura 5.2). O escoamento próximo a este ponto, sobre o rio, é praticamente de nordeste. Já sobre o continente pode-se observar que o escoamento possui componentes de leste e de sul.



Figura 5.2.11: Campo de vento (ms⁻¹) a 15,7 m e precipitação em superfície (mm/h) às 14 UTC do dia 27/02/2006, para (a) grade 1 e (b) grade 2.

Às 14 UTC, na aproximação realizada sobre a região de Macapá (Figura 5.2.12), é observada intensa convergência em superfície entre o escoamento de nordeste presente sobre o rio com o escoamento de sentido contrário sobre o continente. Esta intensa convergência observada em superfície gera um intenso movimento vertical, o qual eleva o ar úmido presente em superfície para a alta

124 atmosfera, condensando, formando nebulosidade e precipitação sobre o continente. No corte realizado para todo o período de tempo para a velocidade vertical w sobre a cidade de Macapá (coordenadas 0º de latitude e 51,05º W de longitude), mostra este intenso movimento vertical às 14 UTC, com valores que chegam a 0,26 ms⁻¹ entre 8 km e 10 km (Figura 5.2.13).



Figura 5.2.12: Campo de divergência do vento (x 10-5) a 15,7 m às 12 UTC do dia 27/02/2006.

Para uma melhor análise da situação termodinâmica da atmosfera durante o período de formação da tempestade, foram calculados os índices de instabilidade K e TT, e ainda o parâmetro que analisa a energia potencial convectiva disponível (CAPE). Os maiores valores destes índices foram registrados às 14 UTC, com valores de 32,13° C para o índice K, 40,39° C para o índice TT e 1592 Jkg⁻¹ para o parâmetro CAPE. De acordo com Nascimento (2005), ambientes com valores acima de 30° C para o índice K, 40° C para o índice TT são considerados favoráveis à ocorrência de tempestades, e valores superiores a 1000 Jkg⁻¹ do parâmetro CAPE indicam condições para intensa aceleração vertical.



Figura 5.2.13: Campo de velocidade vertical w (ms⁻¹) entre 00 UTC do dia 27/02/2006 e 00 UTC do dia 28/02/2006 sobre a cidade de Macapá (coordenadas 0º de latitude e 51,05º W de longitude).

Vale ressaltar que em latitudes tropicais o cisalhamento vertical do vento em escala sinótica não é fator fundamental para a formação da tempestade, sendo assim, uma grande convergência de umidade em superfície, causada entre a brisa terrestre de noroeste e o vento sinótico de nordeste geraram um intenso movimento vertical instabilizando a atmosfera, com isso tornaram a atmosfera local em um ambiente propício à formação da célula convectiva que deu origem a tempestade (Souza et. al, 2006).

Para identificar a formação da nuvem de tempestade sobre a cidade de Macapá foram realizados cortes verticais sobre a latitude de 0º para as variáveis geradas pelo módulo de microfísica de nuvens do modelo BRAMS. Segundo Freitas (2003), o módulo de microfísica de nuvens do modelo RAMS é um esquema que trata o vapor d'água, chuva, pristine, gelo, neve, agregados, graupel e granizo como uma distribuição gama generalizada, levando em conta a nucleação homogênea e heterogênea de pristine de gelo e a conversão de gelo entre as categorias de pristine grande e pequeno, resultante da deposição de vapor ou

sublimação.

A Figura 5.2.14 ilustra um cumulunimbus típico onde podem ser observadas as alturas preferenciais de ocorrência das diversas categorias de água líquida e gelo. Abaixo da isoterma de 0º C encontra-se quase exclusivamente água líquida, entre esta e a de -40º C estão as formas mistas de água líquida e gelo, e acima desta isoterma, encontram-se formas compostas somente de gelo.



Figura 5.2.14: Distribuição de gelo e água líquida em um Cumulunimbus. Fonte: Ahrens, 1999.

No campo de gotas de chuva (rain) pode-se observar que o modelo simulou de forma satisfatória a presença da célula de convecção sobre a cidade de Macapá às 13 UTC entre a superfície e 1,5 km de altura, com valores de 0,0018 gkg⁻¹ (Figura 5.2.15). Esta variável representa água líquida, mesmo que super-resfriada, e que possui tamanho suficiente para vencer a resistência do ar e precipitar.



Figura 5.2.15: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de gostas de chuva (gkg⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006.

Às 13 UTC o campo de água na nuvem (cloud), que representa gotículas pequenas o suficiente para se manterem em suspensão no ar, mostra que sobre a cidade de Macapá possuímos valores de 0,45 gkg⁻¹ a uma altura média de 1,5 km (Figura 5.2.16). Neste mesmo horário o campo de pristines, que são pequenas partículas completamente congeladas, mostra sobre a cidade de Macapá valores que chegam a 0,065 a uma altura de 14 km (Figura 5.2.17).



Figura 5.2.16: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o de água na nuvem (gkg⁻) às 13 UTC do dia 27/02/2006.



Figura 5.2.17: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de pristine (gkg⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006.

O campo de neve (snow) também mostra às 13 UTC um núcleo de 0,008 gkg⁻¹

a uma altura de aproximadamente 12 km (Figura 5.2.18). Esta variável é definida como um cristal relativamente grande, completamente congelado e que cresce por congelamento decorrente do choque com uma gota super-resfriada e deposição de vapor sobre um pristine.

Continuando a análise dos campos gerados pela microfísica de nuvens do modelo BRAMS, o campo de agregados, que são partículas de gelo formadas por colisão e coalescência entre pristines, neve e/ou outros agregados, mostra núcleos que chegam a 0,005 gkg⁻¹ a uma altura de aproximadamente 12 km (Figura 5.2.19).



Figura 5.2.18: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de neve (gkg⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006.


Figura 5.2.19: Corte vertical realizado sobre a latitude de 0º para o campo de agregados (gkg⁻¹) às 13 UTC do dia 27/02/2006.

Segundo Nascimento (2005), tornados registrados em regiões tropicais são geralmente formados a partir de uma única célula de convecção organizadas ou não como linhas de instabilidade, diferentemente dos tornados registrados em regiões subtropicais, que originam-se de supercélulas. Com isto, conforme a Figura 5.2.14, a simulação conseguiu de forma satisfatória mostrar a criação da célula de convecção.

CAPÍTULO VI

CONCLUSÕES

Com objetivo de caracterizar a influência de contrastes de Temperatura da Superfície do Mar (TSM), fisiográficos, tais como de vegetação, topografia e de solo, foi realizado o estudo das circulações atmosféricas locais sobre a região da foz do rio Amazonas. Além disso, buscou-se analisar o papel destas circulações sobre os sistemas convectivos na área de estudo. Para isto foram realizadas simulações através do modelo atmosférico de mesoescala BRAMS em três experimentos com características diferenciadas.

Um primeiro experimento, o Experimento Controle (EC) foi realizado utilizando a opção de inicialização horizontalmente homogênea com os dados de radiossondagem realizada no aeroporto de Macapá no dia 18 de julho de 2005. Neste experimento controle foram realizadas duas simulações, uma com a utilização dos dados de vento da sondagem e outro sem a presença deste dado. Também utilizou-se os dados de TSM climatológica com resolução espacial de 1º, dados de topografia e vegetação com 1 km de resolução espacial e dados de umidade do solo heterogênea com resolução espacial de 0,25º. Em um segundo experimento, também foi utilizada a opção de inicialização horizontalmente homogênea em duas simulações com e sem a presença do vento de grande escala. A diferença deste segundo experimento para o EC foi a utilização de um dado de TSM semanal e de resolução espacial de 0,5º. Um último experimento foi realizado utilizando a inicialização variada do modelo BRAMS utilizando como condição inicial os dados do modelo global com resolução espacial de 62 km. Neste experimento foram utilizados os mesmos dados de vegetação e topografia utilizados nos outros experimentos, e dados de umidade do solo com resolução de 0,25º e de TSM com resolução de 0,5º para o período estudado.

6.1 Conclusões referentes ao capítulo 4

As simulações realizadas para a área de estudo permitiram identificar satisfatoriamente a formação das circulações locais do tipo brisa marítima e brisa fluvial. O gradiente térmico formado entre o oceano e/ou rio, e o continente, além de forçantes como topografia, vegetação e umidade do solo foram as principais características da região que influenciaram na formação e intensificação destas circulações.

Nas simulações sem a presença do vento sinótico, o escoamento de brisa marítima e fluvial sobre a área de estudo inicia próximo às 18 UTC em praticamente todos os pontos analisados da linha de costa das grades 1 e 2. O escoamento que inicia próximo as 18 UTC do dia 18 permanece sobre a área de estudo até praticamente o final da simulação. Os valores mais intensos do escoamento de brisa marítima e fluvial foram observados entre as 00 UTC e 06 UTC do dia 19 sobre praticamente toda a linha de costa dos Estados do Pará e Amapá.

A presença de elevações topográficas na área de estudo intensificou os escoamentos de brisa marítima e fluvial que penetram o continente. Circulações do tipo vale – montanha também foram simuladas sobre estas elevações, permanecendo sobre o continente até a metade do período de simulação. O desaparecimento do escoamento criado pela topografia deve-se a penetração no continente dos escoamentos de brisa marítima e fluvial, que por serem mais intensos, se sobrepõe a circulações de menor escala como as criadas pela topografia.

Ainda na simulação sem a presença do vento sinótico, a interação dos escoamentos de brisa marítima e fluvial que penetram o continente com as barreiras topográficas geraram precipitação intensa entre as 21 UTC do dia 18 e 00 UTC do dia 19. O ar úmido trazido pela brisa é forçado a subir quando encontra a montanha, condensando em níveis mais elevados e formando nebulosidade, que em algumas regiões geram precipitação.

O escoamento de brisa fluvial possui menor duração da brisa marítima. Isto ocorreu porque a brisa marítima penetrou mais intensa sobre o rio a partir da metade da simulação, devido ao menor atrito exercido por ele e também ao aumento do gradiente térmico entre o oceano e o continente, inibindo a partir deste horário a formação de um escoamento menos intenso como a brisa fluvial.

A profundidade dos escoamentos de brisa observados na simulação sem o vento sinótico, foi praticamente a mesma sendo, na maior parte do tempo, observado entre a superfície e 1 km de altura. Nesta simulação também foi possível observar a corrente de retorno de ambas as circulações, com intensidade de 1ms⁻¹ a uma altura média de 2 km. A altura do escoamento de brisa marítima e fluvial seguiu praticamente o mesmo comportamento da CLP sobre a região de estudo. O transporte de calor para níveis mais elevados da atmosfera no início da simulação, elevaram a altura da CLP, elevando assim a profundidade da brisa marítima. Com a atmosfera mais fria a partir da metade da simulação, o transporte de calor gerou menor turbulência, o que baixou a altura da CLP, e a penetração das brisas sobre o continente também apresentou uma menor profundidade vertical.

Na comparação feita entre os dados de direção e intensidade do vento da simulação do experimento controle sem a presença do vento sinótico com o dado observado na cidade de Soure, mostraram que o modelo conseguiu de forma satisfatória representar a direção predominante do vento para as 24 horas de simulação. O dado simulado mostrou que o escoamento de brisa possui direção leste/nordeste durante praticamente todo o período, concordando com o que foi observado. Os valores de intensidade do vento simulado no experimento controle sem a presença do vento de grande escala, também mostraram boa concordância com o dado real observado.

Os escoamentos de brisa sobre a área de estudo, na presença do vento sinótico, apresentaram maior intensidade e profundidade vertical. Os núcleos mais intensos do escoamento zonal que penetra o continente apresentaram uma antecipação em relação ao comportamento simulado sem a presença do vento sinótico, com valores intensos entre as 21 UTC do dia 18 e 00 UTC do dia 19, a uma altura média de 1 km. Com isto pode-se concluir que o vento de grande escala tende a antecipar a formação e intensificar os escoamentos de brisa sobre a área de estudo.

Concordando com a bibliografia, a presença do vento de grande escala, inibiu a formação da corrente de retorno das circulações de brisa marítima e brisa fluvial, pois por possuir menor intensidade e sentido oposto ao escoamento principal em altos níveis, não consegue se estabelecer. Próximo às 06 UTC do dia 19 um escoamento com sentido continente-rio é formado sobre a área de estudo na simulação com a presença do vento sinótico, principalmente próximo a linha de costa do Estado do Amapá com o rio Amazonas.

A comparação feita para o dado simulado no experimento controle com a presença do vento sinótico com o dado observado na cidade de Soure mostra para a direção do vento valores semelhantes com direção do vento predominando de leste/nordeste para ambos dados. A grande diferença ocorre na intensidade do vento, onde nesta simulação o modelo superestima os valores de intensidade, possivelmente devido a falta de representação da condição de grande escala devido a utilização da inicialização horizontalmente homogênea do modelo BRAMS a qual leva em consideração apenas um ponto para representar toda condição sinótica da grade.

A utilização de um dado de TSM com melhor resolução espacial e temporal nas simulações do segundo experimento não inibiu a formação de circulações locais do tipo brisa na área de estudo. O dado de TSM utilizado neste experimento apresentava uma diferença positiva de até 0,6º C na região interior e próxima a foz do rio Amazonas, com um núcleo de TSM de 29º C na parte mais exterior da desta região.

Nas simulações do segundo experimento, sem a presença do vento sinótico, o escoamento de brisa penetrou o continente mais quente do que nas simulações do experimento controle. A maior temperatura do ar transportado pela brisa foi causada pela presença de valores de TSM mais elevados sobre a foz do rio Amazonas, o que levou a um aquecimento do ar próximo a superfície da região.

Com a entrada de ar mais quente sobre o continente, transportado pela brisa, foram simulados índices pluviométricos superiores aos simulados no experimento controle. Os maiores valores foram observados a partir da metade da simulação sobre a região de topografia elevada, onde o escoamento é forçado a elevar-se transportando ar úmido para níveis mais elevados da atmosfera, condensando e formando precipitação. A maior flutuabilidade do ar neste experimento contribuiu para aumentar o transporte de umidade na formação de nebulosidade e decorrente precipitação.

Nas simulações do segundo experimento com a presença do vento sinótico, o escoamento de leste/nordeste penetrou mais intenso sobre o continente e sobre os rios Amazonas e Tocantins-Pará. A maior intensidade do escoamento foi criada devido a presença de valores de TSM mais elevados na região da foz do rio Amazonas, os quais geraram um gradiente térmico mais intenso entre o oceano e esta região. Com um gradiente mais intenso, um escoamento de maior intensidade do que o observado no experimento controle foi criado, o qual ganhou intensidade devido a presença do vento de grande escala.

Com base nestas simulações pode-se concluir que, a presença de diferenças no valores de TSM sobre a área de estudo levam a formação de escoamento de brisa mais intenso e de maiores volumes pluviométricos sobre a área de estudo.

6.2 Conclusões referentes ao capítulo 5

As simulações de alta resolução realizadas pelo modelo de mesoescala BRAMS mostraram de forma satisfatória a formação da célula de convecção que originou a tempestade, concordando com as imagens de satélite, radar e com os

registros realizados durante o dia 27 de fevereiro de 2006.

Durante o início do dia 27 foi observada a formação de um escoamento de brisa terrestre principalmente sobre a linha de costa do Amapá com o rio Amazonas, que permaneceu sobre a área de estudo até praticamente às 14 UTC. Sobre o a parte mais externa da foz do rio Amazonas e também sobre o oceano foi observado um intenso escoamento de nordeste, representando a circulação de grande escala típica desta época do ano na área de estudo.

Acredita-se que a presença de valores elevados do campo de TSM sobre a foz do rio Amazonas foi a principal forçante na formação da brisa terrestre. Com o resfriamento do continente e com a pouca variação da TSM durante a noite, um gradiente térmico entre o continente e o rio foi criado, gerando um escoamento de sentido continente-rio.

A convergência do escoamento de grande escala, que penetrou sobre o rio Amazonas, com um escoamento de brisa terrestre gerou intenso movimento vertical, o qual deixou a atmosfera instável e propícia ao desenvolvimento de convecção. Este intenso movimento vertical elevou o ar úmido presente sobre o continente para níveis mais elevados formando a nuvem de tempestade observada nas imagens de radar e satélite.

A alta resolução utilizada nesta simulação além da utilização do módulo de microfísica de nuvens do modelo BRAMS tornou possível observar as forçantes e a formação da célula de tempestade que gerou fortes ventos sobre a cidade de Macapá na manhã do dia 27 de fevereiro de 2006.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abbs, D. J. 1986: Sea-Breeze Interactions along a Concave Coastline in Southern Australia Observations and Numerical Modeling Study. Monthly Weather Review: Vol. 114, pp. 831–848.

Abbs, D. J. 1992: **Sea Breeze Observations and Modelling: A Review**. Australian Meteorological Magazine, Vol. 41, pp. 7-19.

Alonso, M.F. 2006: Estudo da Eficiência das Parametrizações na Simulação de Eventos Severos Ocorridos no Brasil, Utilizando o BRAMS. Dissertação de Mestrado em Ciências da Faculdade de Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, 162p.

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

Avissar, R. e Pielke, R., 1989: A Parameterization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical Models and Its Impact on Regional Meteorology. Monthly Weather Review: Vol. 117, pp. 2113–2136

Bechtold, P., Pinty, J.P., Mascart, F. 1991: A Numerical Investigation of the Influence of Large-Scale Winds on Sea-Breeze- and Inland-Breeze-type Circulations. Journal of Applied Meteorology: Vol. 30, No. 9, pp. 1268–1279.

Chen, C. e Cotton, W. R. 1983: **A One Dimensional Simulation of The Stratocumulus Capped Mixed Layer.** Boundary-Layer Meteorology 25, pp 289-321. Chiba, O., Kobayashi, F., Naito, G., Sassa, K. 1999: **Helicopter Observations of the Sea Breeze over a Coastal Area**. Journal of Applied Meteorology: Vol. 38, No. 4, pp. 481–492.

Clowes, E.S. 1917: Sea Breeze on Eastern Long Island. Monthly Weather Review: Vol. 45, No. 7, pp. 345–346.

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: Vol. 123, No. 11, pp. 3163–3174.

Dalu, G. A. e Purini, R., 1981: A Numerical Study of the Marine Surface Layer in a Sea Breeze Regime. Ocean Management, 6. pp 111-116.

Espinoza, E. S., 1996: **Ondas de Leste no Atlântico Tropical**. In: VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia - Climanálise Especial 10 Anos., Campos de Jordão.

Feliks, Y. 1988: The Sea Breeze Front Analytical Model. Journal of the Atmospheric Sciences: Vol. 45, No. 6, pp. 1030–1038.

Finkele, K. 1998: Inland and Offshore Propagation Speeds of a Sea Breeze from Simulations and Measurements. Boundary-Layer Meteorology 87, pp 308-329.

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

Frizzola, J.A., Fisher, E.L. 1963: A Series of Sea Breeze Observations in the New York City Area. Journal of Applied Meteorology: Vol. 2, No. 6, pp. 722–739.

Garstang, M., Massie Jr., H.L., Halverson, J., Greco, S., Scala, J. 1994: **Amazon Coastal Squall Lines. Part I: Structure and Kinematics**. Monthly Weather Review: Vol. 122, No 4, pp. 608–622. Hong, X., Leach, M. J. e Raman, S. 1995: Role of Vegetation in Generation of **Mesoscale Circulation**. Atmospheric Environment, Vol. 29, No. 16, pp. 2163-2176.

Johns, R. H. e Doswell, C. A. 1992: **Severe Local Storms Forecasting**. Wea. Forecasting, Vol. 7, pp. 588-612.

Klemp, J. B. e Wilhelmson, R. B. 1978: **The Simulation of Three-dimensional Convective Storm Dynamics.** Journal of the Atmospheric Sciences: Vol. 35, pp. 1070–1096.

Kousky, V. E. 1980: Diurnal **Rainfall Variation in Northeast Brazil**. Monthly Weather Review: Vol. 108, No. 4, pp. 488–498.

Lyons, W. A. 1972: **The Climatology and Prediction of the Chicago Lake Breeze**. Journal of Applied Meteorology: Vol. 11, No. 12, pp. 1259–1270.

Machado, L. A. T., Laurent, H., Dessay, N., e Miranda, I., 2004: Seasonal and Diurnal Variability of Convection Over the Amazonia: A Comparison of Different Vegetation types and Large Scale Forcing. Theoretical and Applied Climatology. 78, pp 61-77.

Mellor, G. L. e Yamada, T. 1982: Development of a Turbulence Clousure-model For Geophysical Fluid Problems. Rev. Geophys: Vol. 20, No. 4, pp. 851–875.

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: Vol. 105, No. 9, pp. 1151–1162.

Mesinger, F. e Arakawa, T. 1976: Numerical Methods Used in Atmospheric Models. GARP Publications Series, No. 17, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.

Miao, J. F., Kroon, L. J. M., Vilà-Guerau de Arellano, J., e Holtslag, A. A. M., 2003:
Impacts of Topography and Land Degradation on The Sea Breeze Over Eastern
Spain. Meteorology and Atmospheric Physics, 84. pp 157-170.

Mitsumoto, S., Ueda, H. e Ozoe, H. 1983: **A Laboratory Experiment on the Dynamics of the Land and Sea Breeze**. Journal of the Atmospheric Sciences: Vol. 40, No. 5, pp. 1228–1240.

Moller, A. R. 2001: Severe Local Storms Forecasting. In: Severe Convective Storms, C. A. Doswell III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph. Vol. 28, No. 50, pp. 433–480.

Moura, M.A.L., Meixner, F.X., Trebs, I., Lyra, R.F.F., Andreae, M.O., Filho, M.F.N. 2004: Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos sobre a concentração de ozônio. Acta Amazonica: Vol. 34, No. 4, pp. 605–611.

Nascimento, E. L. 2005: Previsão de Tempestades Severas Utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável no Brasil? Revista Brasileira de Meteorologia. Vol. 20, No. 1, pp. 121–140.

Neumann, J. 1951: Land Breezes and Nocturnal Thunderstorms. *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 8, No. 1, pp. 60–67.

Neumann, J. 1977: On the Rotation Rate of the Direction of Sea and Land Breezes. *Journal of the Atmospheric Sciences*: Vol. 34, No. 12, pp. 1913–1917.

Oliphant, A. J., Sturman, A. P. e Tapper, N. J., 2001: **The Evolution and Structure** of a Tropical Island Sea/Land Breeze System, northern Australia. Meteorology and Atmospheric Physics, 78. pp 45-59.

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

Oliveira, A.P. e Silva Dias, P.L. 1982: **Aspectos Observacionais da Brisa Marítima em São Paulo**. Trabalho de Graduação do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 32p. Orlanski, I. 1975: **A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes.** Bull. Am. Meteorol. Soc., 56, pp 527-530.

Pearson, R.A. 1973: **Properties of the Sea Breeze Front as Shown by a Numerical Model**. Journal of the Atmospheric Sciences: Vol. 30, No. 6, pp. 1050– 1060.

Pielke, R.A. 1974: A Three-Dimensional Numerical Model of the Sea Breezes Over South Florida. Monthly Weather Review: Vol. 102, No. 2, pp. 115–139.

Pielke, R.A. 1981: An Overview o four Current Understanding of the Physical Interactions between the Sea and Land-Breese and the Coastal Waters. Ocean Management, Vol. 6, pp 87-100.

Riehl, H. 1954: **RAINFALL AND VORTICITY ADVECTION**. Journal of the Atmospheric Sciences: Vol. 11, No. 5, pp. 425–425.

Riehl, H. 1954: **Waves in the easterlies and the polar front in the Tropics**. Chicago Univ., Dept. of Meteorology, 79p(misc. rept. 17)

Saldanha, R.L. 2003: Estudo das Circulações Atmosféricas Locais sobre o Estuário da Lagoa dos Patos. Dissertação de mestrado do curso de Pósgraduação em Oceanografia Física, Química e Geológica da Fundação Universidade Federal do Rio Grande, 81p.

Saraiva, J. M. B., 1996: **Previsão do Tempo na Região Sul: Efeitos Locais e Influência da Liberação de Calor Latente**. Tese de Doutoramento do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 176p.

Saraiva, J. M. B. ; Gandu, A. W. 1997: **Circulação Local na foz do rio do Prata**. In: VII Congresso Argentino de Meteorologia, Buenos Aires. anais. Vol I.

Sills, D.M.L., 1998: Lake and land breezes in southwestern Ontario: observations, analyses and numerical modeling. PhD dissertation. York University, 338 pp.

Silva Dias, M.A.F. e Machado, A.J. 1997: **The Role of Local Circulations in Summertime Convective Development and Nocturnal Fog in São Paulo, Brazil**. Boundary-Layer Meteorology 82, pp 135-157.

Silva Dias, M.A.F., Silva Dias, P.L., Longo, M., Fitzjarrald, D.R., Denning, A.S. 2004: **River Breeze Circulation in Eastern Amazonia: Observations and Modeling Results.** Theoretical and Applied Climatology, 78, pp 111-121.

Simpson, J.E., Mansfield, D.A., Milford, J.R, 1977: Inland Penetration of Sea-Breeze Fronts. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, Vol. 103, No 435, pp. 47-76.

Souza, D.O., Saraiva, J.M.B. 2006: Local Atmospheric Circulations in The Amazonas River Mouth. In: 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguaçu. 8 ICHMO Proceedings. p. 1417-1425.

Stull, R. B. 1988: **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands, 666p.

Stivari, S.M.S, Oliveira, A.P., Karam, H.A., Soares, J. 2003: **Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze**. Journal of Applied Meteorology: Vol. 42, No. 1, pp. 37–50.

Sun, W., Orlanski, I. 1981: Large Mesoscale Convection and Sea Breeze Circulation. Part I: Linear Stability Analysis. Journal of the Atmospheric Sciences: Vol. 38, pp. 1675–1693.

Tremback, C. J. 1990: Numerical Simulations of a Mesoescale convective Complex: Model Development and Numerical Results. Ph.D. Dissertation. Atmos. Sci. Paper No. 465, Colorado State University. Dep. Atmospheric Science. Fort Colins, CO, 217p. Tripoli, G.J. e Cotton, W.R., 1982: The Colorado State University Threedimensional cloud/mesoescale model. Part I: General Theorical Framework and Sensitivity Experiments. J. of Rech. Atmos., Vol. 16, pp. 185–195.

Yan, H. e Anthes, R.A. 1987: **The Effect of Latitude on the Sea Breeze**. Monthly Weather Review: Vol. 115, No. 5, pp. 936–956.

ANEXOS

ANEXO 1: SOUZA, Diego Oliveira de; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva. Local Atmospheric Circulations in The Amazonas River Mouth. In: 8th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, 2006, Foz do Iguaçu. 8 ICHMO Proceedings. p. 1417-1425.

LOCAL ATMOSPHERIC CIRCULATIONS IN THE AMAZONAS RIVER MOUTH

Diego Oliveira de Souza Fundação Universidade Federal do Rio Grande, RS, Brasil e-mail: <u>pgofdos@furg.br</u>

> Jaci M. B. Saraiva Sistema de Proteção da Amazônia, AM, Brasil e-mail: jsaraiva@mn.sivam.gov.br

1. INTRODUTION

The estuarine systems have an historic and fundamental importance for the development of mankind. About 2/3 of the planet mega-cities, for example, are in proximities of estuaries. These systems are responsible by the supply of important nutrients for the development of life in the oceans, and in these systems are located great harbor poles, as an example we have Santana Harbor in Amapá and Belém Harbor in Pará.

The region of the Amazon River mouth is rich in mangrove swamps, the main responsible by the protection of the cost line from tempests, besides being a protection for several marine and estuarine species. These environments are over the influence of meteorological phenomena that vary since a micro-scale till a synoptic scale. We can notice that the main tempest causer phenomenon is the squall lines.

According to Cohen (1989), the squall lines (SL) that are formed in the Atlantic Cost of Amazon are responsible by the formation of rain near the cost

of the States of Pará and Amapá, as well as in Central Amazon. The SL is characterized for having a great conglomerate of cumulus-nimbus clouds and it is formed through the coast because of the circulation of sea breeze.

The shift of SL in east direction to west is due to a phenomenon called east waves, that according Riehl (1954), are oscillations in pressure fields and wind that are in phase in the surface, which carry the perturbations in its propagation direction. According to the author, these waves have a phase speed of 6° of longitude a day, period from 3 to 4 days and wave horizontal length from 2000 km to 3000 km. Ezpinoza (1996), using southern wind data, for a period of 10 years, showed that these undulatory disturbances exist through all the year with different wave length and that during the summer (DJF), autumn (MAM) and winter (JJA) they move themselves arriving in the north northeast coast of Brazil. According to the same author, on summer the wave length is from 6000 km to 7000 km, and the phase speed is from 10m/s to 14m/s and on autumn the wave length is from 5000 km to 6000 km and the phase speed if of 10 m/s to 13 m/s and on winter the wave length are shorter, varying from 3500 km to 4000 km and the phase speed from 10 m/s to 13 m/s.

As notice previously, the marine breeze is one of the main forming mechanisms of LI. Among the local wind systems, the marine, lacustrine and terrestrial breezes are typical systems of littoral regions, or near to great water bodies. This kind of circulation is basically induced by the difference of daily heating between the land and water surface. It is also influenced by the topography, by the cost curvature, by the local latitude, besides of the synoptic conditions and the climatologic circulation of large scale (Saraiva, 1996).

The circulations of breeze kind are known as local circulations. Their formation is basically due to the difference of temperature between the land and water surface. During the day the land receives about 51% of all the radiation emitted by the sun. This percentage will heat the land and water surface, but this heating is in a different way because the land and the water have different capacities to store the heat. During the day the land have to heat

itself faster than the water, occurring then a difference of temperature between them.

According to Kousky and Dias (1982), the high specific heat and the high water transparence act together maintaining the surface temperature in an almost constant value. Part of the heat received by the water is also used in the process of evaporation making that the surrounding air stay relatively cold.

Due to this temperature difference between the land and water surface, there will be a circulation with its direction according to the temperature gradient. During the day the land surface is hotter than the water surface, creating then a temperature gradient that goes from the water to land. With the continent surface heating, the air near it tends to expand, creating then an inclination in the isobaric surfaces. One force will tend to compensate this volumetric growth on the continent, bringing then the air that is over the ocean in direction to the continent, creating then the breeze circulation. During the day this circulation will have a surface component pointing to land, and an altitude component pointing to the water. But during the night period this temperature gradient will have an inverted direction, as a consequence of the conservation of the water temperature and the decrease of the temperature on the land surface. This circulation will go from the land to the water on the surface and in higher levels from the water to the land.

It is known that among other factors, the breezes are a great importance phenomenon to the characterization of the dispersion conditions of polluters, due to the effects of circulation associated to them, that cam moisture existing polluters over the ocean with other existing in the local atmosphere, that facilitates the production of photochemical oxidants Saldanha, 2003).

The study area is located in the North region of BrazIL, between the latitudes 3°S and 2°N and between the longitudes 53°W and 49°W, formed by the lower part of Amazon and Tocantins-Pará rivers and by part of the continental platform near the mouth of both. (Figure 1).



Figure 1: Image showing the study region with the three grids of the model generated in the simulation

This work has as a general objective to study the local circulations in north region littoral of BrazIL, more specifically in the region of Amazon mouth, using an atmospheric model of mesoscale, characterizing the influence of topography, vegetation and the kind of solL in the region on these circulations.

2 MATERIAL AND METHODS

This work analyzes simulations that were generated by an atmospheric model of mesoscale. It is called Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS), in its 3.2 version. BRAMS is a mesoscale model based on finite differences. It was developed by researchers of the University of the State of Colorado in the United States. Its objective is to gather several numerical simulation codes of time, using them together in the same place (Pielke et al, 1992). BRAMS is a developing project of parameters and development in general in the original numeric model of mesoscale. Nowadays several institutions are working together in the development of this model in a

project called BRAMSNET, which is financed by Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP).

BRAMS consists of an atmospheric numeric model and it is bulLt in this way: a pre-processing data part prepares the observed meteorological data to the initialization through their borders, a processing package of atmosphere physical processes, and the post-processing that makes the output interface of the model with a variety of graphic packages.

The model has a varied initialization (through pre-processing data) and the homogeneous initialization consisting in the usage of atmospheric radio sounding that in the first moment is extrapolated for all grid. It was used in this work a sounding accomplished at 12 UTC in July 28, 2005 in the airport of Macapá. Figure 2 shows the thermodynamic profILe of the atmosphere obtained though the radio sounding data.



Figure 2: Vertical profile of the atmosphere obtained though the radio sounding realized at 12 UTC at July 28, 2005.

It was used three grids for the study, being two together grids. The first grid, that can be identified in figure 1, is centered at 0° of latitude and 51° W of longitude, with a spatial resolution of 20 km. The second and the third grids are

centered at 0.2° S of latitude and 50.7° W of longitude and with 10 km and 2.5 km of spatial resolution respectively.

3. RESULTS AND DISCUSSION

In the simulation were generated hourly outputs for a period of 24 hours, starting at 12 UTC at July 28 tILI 12 UTC at July 29, which wILI be analyzed in the discussion. The direction and intensity of the wind data of the sounding were not used in the initialization, imagining that this data, being part of the large scale circulation, could inhibit the local circulations in the study region.

For the discussion it wILI be also used the GOES-12 satellite images for the studied period. They were picked from the CPTEC-INPE website to identify the formation of nebulosity associated to the coast breeze and estuary in Amapá.

As said previouily, the breeze circulation is due to the temperature difference between the continent and the water body. We can observe at figure 3, in the first simulation time at 13 UTC, we do not have definition about any wind component that we can identify as a breeze, because it stlLl not occurred an enough heating to be generated the circulation. The satellite image for this same time (figure 4) does not show any nebulosity to the studied area.



Figure 3: Prognostic of the direction and wind intensity fields at 13 UTC at July 28, 2005.



Figure 4: Satellite image at 13 UTC at July 28, 2005.

The greatest incidence of radiation over the land surface mainly occurs during the middle of the day when we have an almost right angle between the incident radiation and the Earth's surface. In this time we have a great heating of the Earth. With a greater heating, the temperature difference between the two surfaces starts to generate a wind component with ocean-continent direction. In the simulation its beginning is at 15 UTC, as can be observed in the figure 5a. In the figure 5b is showed the second grid used in the simulation where we can also observe that the breeze circulation starts to develop.

As simulation time passes, the temperature gradient starts to increase. Then it increases the breeze intensity as can be observed in figure 6, referring to 18 UTC at July 28, 2005. The direction of the wind component brings the humid air from the ocean in direction to the continent. The instable atmosphere due to the increase of the latent heating flow and to the humidity given to the lowest layer of the atmosphere makes the part of the air that is in the surface rises and condense in higher levels. Then it forms clouds near the coast, as can be observed in the satellite image for the same time (figure 7).

According to Atikinson (1981), in a stable atmosphere the higher layers act as a muffled mechanism to the circulation of sea breeze, although an instable atmosphere facilitates the horizontal and vertical circulation.



Figure 5: (a) Prognostic of the wind direction and intensity fields at 10 meters for the 15 UTC, at July 28, 2005 (grid 1) (b) Prognostic of the wind direction and intensity fields at 10 meters for the 15 UTC, at July 28, 2005. (grid 2).



Figure 6: Prognostic of the wind direction and intensity fields at 10 meters for the 18 UTC at July 28,2005 (grid 2)



Figure 7: Satellite image of the 18 UTC, at July 28, 2005.

The breeze circulation, by its definition, has a main current on the surface, according to the temperature gradient. And it has a return current in higher levels forming then a circulation cell. Since the coastal line orientation in the studied region has the northeast-southeast direction, we cannot clearly identify the breeze in the vertical section that was done only for a wind component. So we analyzed the vertical sections done for the zonal (u) and southern (v) components, both for the 20 UTC at July 28. The two sections for the u and v components were made in the 1.5°N latitude and with vertical coordinate z varying since 10 meters high to 4100 high.

Atkinson (1981) making reference to other authors, showed through observational studies, that were registered sea breeze intensity values which vary from 2.3ms⁻¹ tlLl values near 11ms⁻¹, and return current with intensity varying from 1 to 7ms⁻¹. The section made for the wind zonal component (figure 8a) shows the greater intensity of the sea breeze scoring 12ms⁻¹. It occurred at 150 meters high. The return current could also be observed in the section, and it has a speed 6ms⁻¹ at approximately 3km high. But the vertical section made for the southern component of the wind (figure 8b) shows the sea breeze penetrating in the continent with intensity of 4ms⁻¹ at approximately

200 meters high and the return current is visible at approximately 4.5 km high with intensity of 2 ms⁻¹. The analysis of these figures clearly shows the circulation cell formation of the sea breeze described in the introduction.

Frizzola and Fisher (1963), in observational studies realized for the area of the New York City, showed that the return current can be difficult to be encountered in the presence of large scale winds.

As seen previously, the greater breeze intensity was observed at 20 UTC at July 28. Figure 9 shows the penetration of the sea breeze for this same time. Ferreira and Cohen (2001) using sounding data for the region of Alcântara base in the state of Maranhão, observed that the greater wind intensity occurred near the 20 UTC, suggesting that this time is of greater sea breeze intensity in the region.

In this time is also visible the breeze front formation, that according to Pearson (1973), is the place where we have the maximum temperature variation and a clear change in the wind intensity. It can be observed in figure 10, that shows the temperature and zonal wind intensity fields for a period of 15h in the centered point in 1.5°N and 50.5°W, starting at 12 UTC at July 28 tlLl the 2 UTC at July 29. As we can observe in the figure, we had a significant diminution in the temperature and a great increase in the wind intensity at 20 UTC at July 28, with speeds near to 7ms-¹ at 10 meters high. Pearson also shows that high values of vertical wind component are encountered in the area in the breeze front. It can be observed in the vertical section made at 20UTC, where we can encounter values of 1.2ms-¹ at approximately 2 km high (figure 11). The rising movement of the air generated by the breeze circulation is one of the main factors that influences in the formation of the nebulosity near to the littoral, as was observed in the satellite image at 20UTC (figure 12)

The rising movement, which contributes to the nebulosity formation, has its main cause in the convergence in low levels. The contrasts between the water and the land and also in the vegetation of the region generate this convergence. It can be observed in the vertical section made for the wind vector in the 0.3°S latitude at 20 UTC at July 28 (figure 13). Hong et al. (1995), using a bi-dimensional model, showed that the vegetation has a fundamental hole in the generation of mesoscale circulation, but not only these previously described contrasts are responsible by the convergence in the surface, but also the topography has a great influence. The same figure shows that in approximately 52°W we have the convergence near the surface. It is directly related with the rising in the topography at about 300 meters high for this point (figure 14). This rising wILI generate another kind of local circulation, which was not described yet. It is called valley-mountain breeze. The breeze created by this rising wILI converge in surface together with the sea breeze. It can then generate a rising movement that analyzed previously.

We cannot forget the importance of the river in the generation and conservation of the breeze in the region because it occupies a considerable area in the study site. The figure 15, valid for the 16 UTC at July 28, shows a breeze generated by the temperature difference between the river and the continent. The breeze generated by the river also helps the increase of the humidity flow in direction to the continent. Since the difference between the water temperature of the river and the continent is lower than the ocean, the river breeze can delay more to develop, having its greater intensity delayed in relation to the sea breeze. In this study case this delay was of only one hour in relation to the beginning of the sea breeze, that occurred at 15 UTC at July 28.

During the night, the continent gets colder faster than the ocean, creating then a gradient with contrary direction in relation to the gradient during the day. With this situation, we have a diminution in the breeze intensity, and sometimes it can change its direction. In the final hours of the simulation, we already observed that the breeze intensity starts to diminish, and in the end of the simulation, at 12 UTC, July 29 (figure 16), we only have a diminution in the wind intensity on the continent. The same occurs with the river breeze.



Figure 8: (a) A vertical section made on longitude 1.5°N in the wind zonal component, valid at the 20 UTC at July 28, 2005 (grid 2) (b) A vertical section made on latitude 1.5N° in the wind southern component, valid at the 20 UTC at July 28, 2005 (grid 2)



Figure 9: Prognostic for the direction and wind intensity fields at 10 meters at the 20 UTC at July 28, 2005 (grid 2)



Figure 10: Temperature fields, continue line, and intensity of the zonal component of the wind, traced line, during the time in the centered point in 1.5°N and 50.5°W.



Figure 11: Vertical section made over the latitude 0° in the wind vertical component, valid for the 20 UTC in July 28, 2005 (grid 2)



Figure 12: Vertical section made over the latitude 0° in the wind vertical component, valid for the 20 UTC in July 28, 2005 (grid 2)



Figure 13: vertical section made over the latitude 0.3oS in the wind vector, valid for the 20 UTC in July 28, 2005 (grid 2)



Figure 14: topography field (grid 2).



Figure 15: A prognostic of direction and wind intensity fields at 10 meters for the 16 UTC in July 28, 2005 (grid 3)



Figure 16: A prognostic of direction and wind intensity fields at 10 meters for the 12 UTC in July 28, 2005 (grid 2)

4. CONCLUSIONS

According the analysis of the generated figures from the realized simulation for 24 h starting at 12 UTC in July 28, 2005, we can conclude that we had a formation of sea breeze and of the river breeze on the study region. The breeze formed itself mainly due to the thermic contrast that exists between the continent and the ocean and in the case of the generation of the river breeze, the contrast existed between the river and the continent.

The sea breeze started at 15 UTC, at local 11 o'clock at July 28, and the river breeze delayed one hour in relation to the sea breeze start, starting at 16 UTC, at local 12 o'clock. The delay in the river breeze can occur due to the thermic difference between the river and the continent water be lower than the difference between the ocean and the continent, existing then a delay in the intensification of the temperature gradient that is enough to generate the breeze.

The greater intensity of the sea breeze was observed at 20 UTC, at July 28, with the intensity of 12ms⁻¹ to the zonal component and of approximately 4ms⁻¹ to the southern component. It can also be characterized the return current of the circulation formed on the region. This current occurred near 3 km high to the zonal component and 4.5 km to the southern component. The breeze front was also observed at 20 UTC at July 28, when were analyzed the temperature and intensity of the wind zonal component parameters.

The kind of the vegetation of the study area also has a great influence on the generation and maintenance of the breeze. As we have a forest region, it has great humidity, what delays the soIL and the environment heating on the continent, causing then a delay in the formation of the breeze circulation.

The nebulosity formed during the simulation, which generated an accumulation of precipitation of 65mm at July 28, in the city of Macapá, had its main cause in the rising movement caused by the convergence in low levels, that left an instable atmosphere and consequently rose the humid air part that was near the surface to higher levels and then condensed it.

The preliminary results presented in this work show the importance of Amapá estuary in the generation of local atmospheric circulation in the region.

5. REFERENCES

Atkinson, B. W., 1981: Mesoescale Atmospheric Circulation. pp 125-209.

- Cohen, J. C. P., 1989: Um Estudo Observacional de Linhas de Instabilidade na Amazônia. Dissertação de Mestrado em Meteorologia. INPE - 4865 -TDL/376, São José dos Campos, São Paulo.
- Espinoza, E. S., 1996: Ondas de Leste no Atlantico Tropical. In: VIII Congreso Brasileiro de Meteorologia - Climanalise Especial 10 Anos., Campos de Jordao.
- Ferreira, S. A., Cohen, J. C. P., 2001: Estrutura Vertical da Atmosfera Associada às Circulações de Mesoescala Durante a Operação Norte III do Programa REVIZEE. Revista Virtucal de Iniciação Científica da UFPA, vol 1, no 2., Belém, Brasil.
- Frizzola, J. ^a, Fisher, E. L., 1963: A Series of Sea Breeze Observations in the New York City Area. Journal of Applied Meteorology, vol. 2, pp 722-739.
- Hong, X., Leach, M. J., Raman, S., 1995: Role of Vegetatin in Generation of Mesoscale Circulation. Atmospheric Environment, Vol 29, No 16, pp 2163-2176.

Kousky, V. E., Dias, M., 1982: Meteorologia Sinótica: Parte I. INPE, 118 pp.

- Pearson, R. A., 1973: Properties of the Sea Breeze Front as Shown by a Numerical Model. Journal of the Atmospheric Sciences: Vol. 30, No. 6, pp. 1050–1060.
- Pielke, R. A., 1984: Mesoscale Meteorological Modeling. pp 455-471.

- Riehl, H., 1954: Waves in the easterlies and the polar front in the Tropics. Chicago Univ., Dept. of Meteorology, 79p(misc. rept. 17)
- Saldanha, R. L., 2003: Estudo das Circulações Atmosféricas Locais Sobre o Estuário da Lagoa dos Patos. Dissertação de Mestrado em Oceanografia Física, Química e Geológica. FURG, Rio Grande, RS.
- Saraiva, J. M. B., 1996: Previsão do Tempo na Região Sul: Efeitos Locais e Influência da Liberação de Calor Latente. Tese de Doutorado. IAG USP.

ANEXO 2: SOUZA, Diego Oliveira de; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva. Influence of Synoptic Wind in The Amapá Estuary Breeze. In: 6th RAMS/BRAMS/OLAM International Users Workshop, 2006, Ubatuba. Pagina www.atmet.com.

INFLUENCE OF SINOPTIC WIND IN THE AMAPÁ ESTUARY BREEZE

D. O. Souza¹, J. M. B. Saraiva²

1 Pós Graduação em Oceanografia Física (FURG), diego.souza@gmail.com

2 Sistema de Proteção da Amazônia (SIPAM), jsaraiva@mn.sivam.gov.br

ABSTRACT

The sea and land breezes are typical circulation of coastal regions. Studies show that the breeze circulation is disturbed in presence from large-scale winds. This work has as objective, through simulations using model BRAMS, to analyze the influence of the synoptic wind in the breeze circulation. They had been used in the initiate of the model, the sounding of Macapá airport of the 12 UTC of 28 July 2005. The study area is located in the inferior part of the rivers Amazon and Tocantins-Pará (3°S-2°N; 53°W- 49°W). The results showed a delay of one hour in the formation of the sea breeze in relation to the results obtained without the synoptic wind. The most intensity of sea breeze without sinotic wind (10 m/s) was observed at 20 UTC and at 2 UTC of 29 July with sinotic wind (13 m/s). This delay must be because the large-scale wind forming an angle with direction breeze wind. The return circulation was not possible to indentify. The river breeze also suffered delay from one hour in relation to the results found without the synoptic wind, and presenting largest intensity, 8 m/s, at 2 UTC of 29 July. This results showed the influence of sinotic wind in the breeze circulation.
ANEXO 3: SOUZA, Diego Oliveira de; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva. Estudo das Circulações Atmosféricas Locais na Região da Foz do Rio Amazonas. In: V Mostra de Produção Universitária da FURG, 2006, Rio Grande. CD-ROM da V Mostra de Produção Universitária.

ESTUDO DAS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS LOCAIS NA REGIÃO DA FOZ DO RIO AMAZONAS

RESUMO

Circulações locais do tipo brisa marítima/fluvial/terrestre são circulações típicas de regiões litorâneas ou próximas à grandes corpos de água, como rios ou lagos. A brisa marítima/fluvial/terrestre forma-se devido a contrastes térmicos entre a água e o continente, já que estes possuem diferente capacidade de armazenar calor. O estudo deste tipo circulação torna-se de grande importância quando este é um dos principais mecanismos formadores de nebulosidade e precipitação no litoral da Amazônia. Principalmente durante os meses de verão no Hemisfério Sul, a convergência da brisa com a circulação de grande escala e circulações criadas a partir de contrastes topográficos e de vegetação, geram nuvens convectivas e estas muitas vezes se organizam como Linhas de Instabilidade gerando máximos pluviométricos na região litorânea. Estes aglomerados convectivos geralmente causam fortes tempestades com vento intenso, alto índice pluviométrico e algumas vezes tornados. Este trabalho tem como objetivo geral o estudo dos principais mecanismos formadores da brisa na região do estuário do Amapá, localizado na foz do rio Amazonas, utilizando um modelo atmosférico de mesoescala. Como objetivos específicos, primeiramente será investigado a formação de circulação de brisa puramente induzida por contrastes térmicos entre o rio/oceano e o continente, considerando também a influência da circulação de grande escala sobre a mesma. Logo após será feito um estudo de caso para conhecer a influência da brisa na formação de tempestade severa na área de estudo.

ANEXO 4: SOUZA, Diego Oliveira de; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva; LOPES, Jorge Luís Machado. Influência das Circulações do Tipo Brisa na Formação de Tempestade Severa em Macapá. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2006, Florianópolis. CD-ROM do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia.

INFLUÊNCIA DAS CIRCULAÇÕES DO TIPO BRISA NA FORMAÇÃO DE TEMPESTADE SEVERA EM MACAPÁ

Diego Oliveira de Souza¹, Jaci M. Bilhalva Saraiva², Jorge Luís Machado Lopes³

RESUMO

Será apresentado neste artigo um estudo preliminar de episódio tempestade severa ocorrida na cidade de Macapá, no Estado do Amapá, no dia 27 de fevereiro de 2006. Simulações realizadas utilizando o modelo atmosférico de mesoescala BRAMS serão analisadas a fim de identificar os principais mecanismos formadores da tempestade que deu origem ao fenômeno. Os resultados preliminares obtidos através das simulações numéricas mostram a formação da célula convectiva concordando com as imagens do radar do aeródromo de Macapá. A análise das categorias de gelo e água presentes na tempestade utilizando o módulo de microfísica do BRAMS mostra a nuvem de tempestade em diversos níveis. As circulações locais do tipo brisa tiveram um importante papel na convecção e na instabilidade atmosférica, aumentando a convergência em superfície e advectando umidade para o continente, alimentando o ambiente para a formação da tempestade.

190-

¹ Laboratório de Meteorologia – GEPRA – FURG – Rio Grande, RS Tel.: (53) 32336591 e-mail: diego.souza@gmail.com

² e-mail: jsaraiva@mn.sivam.gov.br

³ e-mail: kmarzanea@yahoo.com.br

Palavras-chave: Brisa marítima e terrestre, BRAMS, Tempestade Severa.

ABSTRACT

A preliminary study of episode of severe storm occurred at February 27 of 2006t in the city of Macapá, in the Amapá state, will be presented in this article. Carried through simulations using the mesoescale atmospheric model BRAMS will be analyzed to identify the main mechanisms caused of the storm that gave origin the phenomenon. The gotten preliminary results through the numerical simulations show the formation of the convective cell agreeing to the images of the radar of the Macapá aerodrome. The analysis of the categories of ice and water gifts in the storm using the microphysics module of BRAMS shows the storm cloud in diverse levels. The local circulations of the type breeze had an important paper in the convection and the atmospheric instability, increasing the convergence in surface and advection of the humidity for the continent, feeding the environment for the formation of the storm.

Keywords: Sea and Land Breeze, BRAMS, Severe Storm.

INTRODUÇÃO:

Durante a manhã do dia 27 de fevereiro de 2006 uma forte tempestade atingiu a cidade de Macapá gerando fortes ventos que destruíram casas e derrubaram diversas árvores causando grandes danos à população local. Moradores relatam que estes ventos fortes que culminaram em destruição foram causados pela passagem de um tornado pela região.

Imagens de radar e do satélite GOES-12 mostram um conglomerado de nuvens convectivas sobre a cidade de Macapá, formada principalmente por nuvens de grande desenvolvimento vertical conhecidas como cumulunimbus. Este tipo de nuvem geralmente causa altas taxas de precipitação e descargas atmosféricas, sendo que geralmente podem dar origem a tornados ou ventos de grande intensidade. A interação entre a brisa marítima e outras circulações locais, ou mesmo as circulação de grande escala possuem grande importância na formação deste tipo de sistema, como discutido por Kousky (1989), Garstang et. al (1994) e Cohen (1995).

O objetivo geral deste trabalho é identificar a influência das circulações locais, do tipo brisa, e sua interação com a grande escala, na formação da tempestade que provocou os fortes ventos observados durante o dia 27 de fevereiro de 2006 na cidade de Macapá., utilizando um modelo de mesoescala e verificando assim sua performance na simulação de eventos como este. Estudos sobre a formação da brisa marítima e fluvial na região já foram feitos por Souza e Saraiva (2006). Outros autores também estudaram a formação e as características de tempestades severas para outros pontos do Brasil, como Lima e Menezes (2004), Silva et. Al (2004), Nascimento (2005)

MATERIAL E MÉTODOS:

Para o estudo foram utilizadas as simulações realizadas com o modelo atmosférico de mesoescala Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS). O BRAMS é um projeto desenvolvido por diversas instituições brasileiras e internacionais, utilizando versões do modelo original RAMS, com o objetivo de criar e aprimorar parametrizações e atualizações voltadas para a meteorologia no Brasil. Para o estudo foi utilizada a versão 3.2 do modelo BRAMS.

Para o presente estudo foi utilizada a inicialização do tipo variada disponível no BRAMS, na qual foram utilizadas como condições iniciais as análises do modelo global rodado operacionalmente no CPTEC com resolução espacial de 62 km.

No estudo apresentado neste trabalho foi realizada uma simulação de 24 horas para uma grade com resolução espacial de 1 km centrada no ponto com coordenadas 0.1° S e 51° W, com 400 pontos de grade nas direções x e y. Na vertical foram utilizados 50 pontos de grade com uma grade telescopia com

espaçamento inicial inferior de 10 metros aumentando com um fator de 1,2 até que o espaçamento chegue a 500 metros, quando este é mantido até o topo do modelo. Foram utilizadas as parametrizações de radiação de Mahrer e Pielke, cumulus de Grell ensemble, e o modelo de microfísica de nuvens do BRAMS, o qual leva em consideração todas as categorias de gelo e água presentes na atmosfera durante o período de simulação.

A área de estudo está localizada no litoral norte brasileiro, mais precisamente entre os Estados do Amapá e Para, na foz do rio Amazonas.

RESULTADOS E DISCUSSÃO:

Para a análise dos resultados obtidos através das simulações realizadas com o modelo BRAMS, serão utilizadas as imagens do satélite GOES-12, disponíveis no site do CPTEC, e as imagens do radar meteorológico de Macapá, disponíveis no site do SIPAM. Também serão utilizados os dados METAR reportados durante todo o dia 27 de fevereiro no aeroporto de Macapá, disponíveis no site da Rede de Meteorologia de Aeronáutica.

Durante o início do dia 27 de fevereiro é observada pouca nebulosidade com baixa taxa de precipitação estimada sobre região de estudo, como pode ser observado na imagem de satélite das 9 UTC (figura não mostrada). A imagem de radar para as 9:10 UTC do mesmo dia (figura não mostrada) também não mostra nenhuma nuvem de grande desenvolvimento que possa ser observada.

Nas mensagens METAR do aeroporto de Macapá, durante as 9 UTC são observados fracos ventos de norte com intensidade de 2 ms⁻¹ e temperatura de 25° C. Intensidades mais elevadas do vento são reportadas a partir das 14 UTC, 10 hrs local, que é quando moradores da região atingida relatam ter acontecido o fenômeno. Os ventos mais intensos tiveram duração de 4 horas e direção predominante de leste, com rajadas com intensidade que alcançaram os 32 ms⁻¹.

A convergência da brisa marítima e da brisa fluvial com a circulação de grande escala e circulações locais criadas a partir de contrastes topográficos e de vegetação gera intenso movimento vertical como pode ser observado as 13 UTC na simulação realizada pelo modelo (figura 1). Este intenso movimento vertical eleva o ar quente e úmido, como observado nos campos de convergência de umidade e velocidade vertical w (figura 2), levando-o a condensar em níveis mais elevados criando assim nuvens de grande desenvolvimento vertical com topo em torno de 12 km, e consequentemente precipitação, como observado na simulação da taxa de precipitação acumulada em uma hora para as 14 UTC (figura 3). A imagem de radar para este mesmo horário (figura 4) concorda com o que é mostrado na figura 3, mostrando um conglomerado convectivo e possível precipitação sobre a cidade de Macapá com intensidade próxima aos 54 DBZ, sendo esta célula de convecção a responsável pelos intensos ventos observados no aeroporto da cidade por volta das 16 UTC, com rajadas de 32 ms⁻¹ (figura 4). Gomes e Held (2004) mostram que altos valores de refletividade geram intensos valores do parâmetro densidade VIL (Vertically Integrated Liquid water content) indicando a presença de tempestades severas.

A antecipação do horário de relato da tempestade em relação aos horários de maior precipitação e de maior atividade convectiva da tempestade ocorre porque este tipo fenômeno em latitudes tropicais geralmente forma-se no estágio inicial da nuvem convectiva, quando a corrente ascendente está ganhando força.(Nascimento, 2005)



Figura 1: campo de linhas de corrente das componentes u e w (MS^{-1}) simuladas pelo BRAMS as 13 UTC do dia 27/02/2006.



Figura 3: campo de precipitação acumulada (mm) em uma hora simulada as 14 UTC do dia 27/02/2006.



Figura 2: campo de convergência de umidade em x 10^{-2} g.kg⁻¹.s⁻¹ (contorno) e velocidade vertical w simulada pelo BRAMS as 14 UTC do dia 27/02/2006.



Figura 4: imagem do radar meteorológico de Macapá mostrando a reflectância para as 14 UTC do dia 27/02/2006.

Para uma melhor análise da situação termodinâmica da atmosfera durante o período de formação da tempestade, foram calculados os índices de instabilidade K e TT, e ainda o parâmetro que analisa a energia potencial convectiva disponível (CAPE). Os maiores valores destes índices foram registrados as 14 UTC, com valores de 32,13° C para o índice K, 40,39° C para o índice TT e 1592 Jkg⁻¹ para o parâmetro CAPE. De acordo com Nascimento (2005) ambientes com valores acima de 30° C para o índice K, 40° C para o índice TT são considerados favoráveis à ocorrência de tempestades, e valores superiores a 1000 Jkg⁻¹ do parâmetro CAPE indicam condições para intensa aceleração vertical.

Vale ressaltar que em latitudes tropicais o cisalhamento vertical do vento em escala sinótica não é fator fundamental para a formação da tempestade, sendo assim, uma grande convergência de umidade em superfície, causado principalmente pela brisa, juntamente com a instabilidade atmosférica criada pelo intenso movimento vertical, tornaram a atmosfera local em um ambiente propício à formação da célula convectiva que deu origem a tempestade.

Como pode ser observado nas figuras 5a e 5b, podemos identificar uma nuvem com a presença de água líquida e água na nuvem sobre a região de máxima precipitação, identificada na figura 3 sobre a latitude de 0º. A presença de pristines, agregados e neve indicam a presença da nuvem cumulunimbus, como observado nas figuras 5c, 5d e 5e.



173

Tornados registrados em regiões tropicais são geralmente formados a partir de uma única célula de convecção organizadas ou não como linhas de instabilidade, diferentemente dos tornados registrados em regiões subtropicais, que originam-se de supercélulas (Nascimento, 2005). Com isso, as categorias de água e gelo do tipo pristine, neve e agregados são geralmente encontrados na parte da bigorna da nuvem cumulunimbus, mostrando assim que o modelo simulou de forma satisfatória a nuvem de tempestade sobre a cidade de Macapá. Como pode ser observado na figura 5 (c, d, e), a maior concentração de pristine, neve e agregados ocorre mais a oeste do que a precipitação simulada próximo à superfície, indicando assim que a propagação da tempestade ocorre de leste para oeste. Esta propagação pode ser observada nas imagens de satélite nos horários seguintes à simulação (figuras não mostradas).

CONCLUSÕES:

As simulações realizadas pelo modelo de mesoescala BRAMS mostraram de forma satisfatória a formação da célula de convecção que originou a tempestade, concordando com as imagens de satélite e de radar para a região em estudo.

Circulações do tipo locais formadas a partir de contrastes térmicos entre o rio e/ou oceano e o continente foram os principais mecanismos acionadores de convecção e conseqüente formação da célula convectiva que deu origem ao tornado. A convergência da brisa com a circulação de grande escala além da convergência da brisa com circulações criadas por contrastes topográficos e de vegetação criaram intenso movimento vertical elevando o ar quente e úmido para níveis mais elevados condensando-o.

A utilização do modelo de microfísica do BRAMS tornou possível a identificação da formação da nuvem de tempestade em todos os níveis, quando analisadas as categorias de gelo e água presentes na microfísica.

REFERÊNCIAS BILIOGRÁFICAS:

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: Vol. 123, No. 11, pp. 3163–3174.

Gomes, A.N., Held, G. 2004: **Determinação e Avaliação do Parâmetro Densidade VIL para Alerta de Tempestades**. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, CE

Garstang, M., Massie Jr., H.L., Halverson, J., Greco, S., Scala, J. 1994: **Amazon Coastal Squall Lines. Part I: Structure and Kinematics**. Monthly Weather Review: Vol. 122, No 4, pp. 608–622.

Lima, D.R.O., Menezes, W.F. 2004: Queda de Estruturas de Linha de Transmissão de Energia Elétrica em Cachoeira Paulista (SP) e a Ocorrência de Tempestades Severas – Um Estudo de Caso. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, CE

Nascimento E.L. 2005: Previsão de Tempestades Severas Utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma estratégia Operacional Adotável no Brasil? Revista Brasileira de Meteorologia, v.20, n. 1, 113 – 122.

Silva, M.P.R., Santos, I.A., Menezes, W.F. 2004: Estudo das Categorias de Gelo e Água Presentes em uma Tempestade Tropical Utilizando o Módulo de Microfísica do RAMS. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. Fortaleza, CE

Souza, D.O., Saraiva, J.M.B. 2006: Local Atmospheric Circulations in The Amazonas River Mouth. 8 ICHMO Proceedings. Foz do Iguaçu p. 1417-1425.