

UNIVERSIDADE FEDERAL DA PARAÍBA  
CENTRO DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
CURSO DE MESTRADO EM METEOROLOGIA  
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE CIRCULAÇÕES DE BRISA NO  
ESTADO DA PARAÍBA**

EWERTON CLEUDSON DE SOUSA MELO

CAMPINA GRANDE – PB

Dezembro de 2000

# SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE CIRCULAÇÕES DE BRISA NO ESTADO DA PARAÍBA

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal da Paraíba em cumprimento às exigências para a obtenção do Grau de Mestre

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escala

Sub-Área: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientadores: Maria Regina da Silva Aragão  
Enilson Palmeira Cavalcanti

Mestrando: Ewerton Cleudson de Sousa Melo



M528s Melo, Ewerton Cleudson de Sousa  
Simulacao numerica de circulacoes de brisa no Estado da  
Paraiba / Ewerton Cleudson de Sousa Melo. - Campina Grande,  
2000.

74 f.

Dissertacao (Mestrado em Meteorologia) - Universidade  
Federal da Paraiba, Centro de Ciencias e Tecnologia.

1. Brisas 2. Meteorologia 3. RAMS 4. Dissertacao -  
Meteorologia I. Aragao, Maria Regina da Silva II.  
Cavalcanti, Enilson Palmeira III. Universidade Federal da  
Paraiba - Campina Grande (PB)

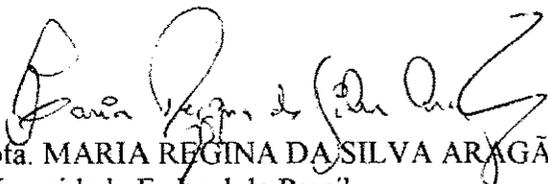
CDU 551.553.11(043)

EWERTON CLEUDSON DE SOUSA MELO

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DE CIRCULAÇÕES DE BRISA NO ESTADO DA  
PARAÍBA

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 20/12/00

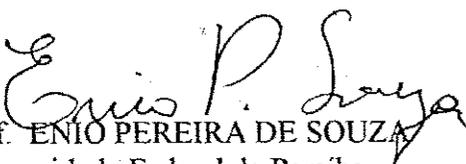
BANCA EXAMINADORA



Prof. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO  
Universidade Federal da Paraíba



Prof. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI  
Universidade Federal da Paraíba



Prof. ENIO PEREIRA DE SOUZA  
Universidade Federal da Paraíba



Prof. ADILSON WAGNER GANDU  
Instituto Astronômico e Geofísico  
Universidade de São Paulo

*“Um grande gênio apenas é reconhecido quando percebe que seu conhecimento pertence a todos, tendo prazer e devoção em fornecê-los. Suas ações são humildes e justas. Suas conquistas são coletivas e honestas. Jamais julga alguém sem comprovação de seus atos. E tem a perfeição como seu principal objetivo.”*

*Somy*

### **Aos Mestres**

*“Àqueles que foram nossos mestres e amigos, os nossos mais sinceros agradecimentos;  
Àqueles que se limitaram a ser apenas professores, nosso respeito e compreensão;  
E, àqueles que não souberam ser nem professores, nem amigos, a nossa esperança de que  
no futuro consigam compreender o significado das palavras dedicação e humildade.”*

## DEDICATÓRIA

• *Aos meus eternos amigos: Ana Mônica, Alberto e Fábio pelos laços de amizade conquistados ao longo desses anos e pelo companheirismo, carinho, apoio e incentivo, principalmente nas horas mais difíceis, e por terem me ensinado que o mais importante em tudo o que fazemos é vencer nossas próprias limitações.*

Dedico

## HOMENAGEM

*A minha avó Alzira Domingos (in memoriam), que dedicou sua vida a ser mãe e mestre.*

*Aos meus pais, José Ferreira & Dulcinéia Otaviano (em especial), que através de carinho e perseverança me mostraram o caminho da vida. Meu muito obrigado!*

*As minhas irmãs, pelo apoio e incentivo. Ao meu sobrinho Dário que, pela inocência e doçura, contribuiu para que as longas horas de estudo e pesquisas se tornassem em momentos de alegria.*

## AGRADECIMENTOS

À Deus, por dar-me saúde e força para superar as dificuldades e vencer os obstáculos da vida, em busca de novas conquistas.

Ao Curso de Mestrado em Meteorologia do Centro de Ciências e Tecnologia da Universidade Federal da Paraíba, pela estrutura didático-científica.

À Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.

Aos Orientadores Maria Regina da Silva Aragão e Enilson Palmeira Calvacanti pela dedicação, paciência, ajuda, incentivo e fundamental orientação na elaboração do projeto de pesquisa até a revisão final deste trabalho.

Aos funcionários Eng<sup>a</sup>. Eyres Diana Ventura Silva, Miriam Carmen Costa e, em especial, a Divanete Cruz Rocha, pela atenção, assistência e gratificante colaboração.

Às amigas Maria do Socorro Martins, Martinha Gonçalves, Maria das Graças, Márcia Quirino, Lurdinha, Inês, Ceixa e a todos os funcionários do restaurante universitário pela amizade e apoio ao longo desses anos.

Aos meus amigos, Hailton, Paula, Romilson, Nadja que sempre estiveram presentes, em especial a Ana Lúcia, Evilásio Junqueira, Arthur, Werônica, Mônica Cristina, Daisy e Maria José Fernandes e a todos aqueles que, mesmo distantes, compartilharam deste ideal, incentivando-me a vencer todos os obstáculos durante a realização deste trabalho.

Aos professores e amigos Enio Pereira de Souza (UFPB), Adilson Wagner Gandu (USP), José Eduardo Prates (SIMEPAR) e Raffi Agop Sismanoglu (FURNAS) pela força,

incentivo e orientação na utilização do modelo RAMS, e a Socorro Pereira do Departamento de Educação (UFPB), Luis Mendes do Departamento de Matemática (UFPB), Aldo Roberto Cicero (SAA), José Oribe Rocha de Aragão do Departamento de Oceanografia (UFPE).

## RESUMO

Utilizou-se o *Regional Atmospheric Modeling System* - RAMS, instalado no Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento - LMD do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade Federal da Paraíba, para simular as circulações de brisa no Estado da Paraíba. A importância da topografia, da convecção e da interação não-linear entre eles para as brisas no Estado da Paraíba foi avaliada com base em quatro simulações: (i) com topografia e com convecção; (ii) com topografia e sem convecção; (iii) sem topografia, com convecção e (iv) sem topografia e sem convecção. As integrações são bidimensionais com tempo de integração de 48 horas, inicializadas com uma atmosfera homogênea e em repouso baseada numa sondagem termodinâmica realizada na cidade de Campina Grande (7°13'S, 35°53'W, 547m), localizada no Estado da Paraíba. Sua configuração básica possui forma não-hidrostática, resolução de 22 km, 60 pontos de grade na horizontal e espaçamento de grade variado na vertical. As parametrizações básicas utilizadas são a de radiação de Chen e a de convecção de Kuo. Verificou-se que: (i) A brisa marítima atinge seu máximo de  $2,5 \text{ ms}^{-1}$  entre 17 e 18 HL, concordando com estudos observacionais, enquanto que o extremo oeste de seu deslocamento é alcançado em torno das 24 HL; (ii) A topografia determina regiões preferenciais para a localização de áreas de convergência/divergência. Ela induz maior aquecimento nos baixos níveis acima da superfície do Estado e o aprofundamento da camada de mistura, o que favorece a formação da brisa marítima; (iii) A convecção pode contribuir ou não para a formação e manutenção da brisa marítima; (iv) O efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção preserva as principais características de ambos os efeitos, como a organização longitudinal das áreas de convergência/divergência e divergência nos altos níveis.

## ABSTRACT

The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) installed at the Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento (LMD) of the Departamento de Ciências Atmosféricas – Universidade Federal da Paraíba is used to simulate breeze-like circulations in Paraíba state, Northeast Brazil. Four two-dimensional model simulations allow to evaluate the importance of topography, convection and their nonlinear interaction for breezes' formation and development by means of differences between experiments; (i) with topography and convection; (ii) with topography, without convection; (iii) without topography, with convection, and (iv) without topography and convection. The 48 hour-long simulations are initialized from a homogeneous atmosphere at rest, based on a thermodynamic vertical profile obtained in Campina Grande (7°13'S, 35°53'W, 547m), located in Paraíba. The model is run in non-hydrostatic mode, with a 60-point 22 km horizontal grid resolution and variable vertical grid spacing. Chen's radiation and Kuo's convection parameterizations are used. Results show; (i) The sea breeze attains its maximum strength of  $2.5 \text{ ms}^{-1}$  between 17 and 18 LT, in accordance with observations; its westernmost position is reached around 24 LT; (ii) The convection can favour or not sea breeze formation, and development; (iii) The topography determines preferred regions for location of convergence/divergence; it induces stronger heating at low levels above the land surface and a deepening of the mixing layer, favouring sea breeze formation; (iv) The nonlinear interaction between topography and convection preserves main characteristics of both effects, such as the longitudinal organization of the convergence/divergence areas and upper level divergence.

# SUMÁRIO

	Pag.
ABSTRACT	
RESUMO	
LISTA DE SÍMBOLOS	i
LISTA DE FIGURAS	v
1. INTRODUÇÃO	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1. BRISAS: ASPECTOS FÍSICOS	3
2.2. BRISAS: ESTUDOS NUMÉRICOS E OBSERVACIONAIS	8
3. MATERIAL E MÉTODOS	18
3.1. DESCRIÇÃO GERAL DO MODELO NUMÉRICO	18
3.1.1. Estrutura da Grade e Coordenadas	20
3.1.2. Variáveis e Coordenadas	21
3.1.3. Equações Diagnósticas	22
3.1.4. Equações Prognósticas	24
3.1.4.1. Operador Advectivo	25
3.1.4.2. Parametrização da Turbulência	25
3.1.4.3. Parametrização da Convecção	26
3.1.4.4. Parametrização da Radiação	26
3.1.5. Condições de Contorno	27
3.2. EXPERIMENTOS	28
3.2.1. Área de Estudo	29
3.2.2. Inicialização	32
3.2.3. Experimentos Realizados	34
4. RESULTADOS E DISCUSSÕES	36
4.1. EXPERIMENTO DE CONTROLE: TOPOGRAFIA E PARAMETRIZAÇÃO DA CONVECÇÃO	37
4.1.1. Sumário	46
4.2. EFEITO DA TOPOGRAFIA	47
4.2.1. Sumário	54
4.3. EFEITO DA CONVECÇÃO	55
4.3.1. Sumário	58
4.4. EFEITO DA INTERAÇÃO NÃO LINEAR ENTRE A TOPOGRAFIA E A CONVECÇÃO	58
4.4.1. Sumário	63
5. CONCLUSÕES	64
6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	67

## LISTA DE FIGURAS

	Pag.
Fig. 2.1 Brisa Marítima (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)	5
Fig. 2.2 Brisa Terrestre (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)	5
Fig. 2.3 Brisa Vale (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)	7
Fig. 2.4 Brisa Montanha (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)	8
Fig. 3.1 Grade tipo C de Arakawa (Fonte: Mesinger & Arakawa, 1976)	21
Fig. 3.2 Localização da Região Nordeste do Brasil e Estado da Paraíba (em destaque)	32
Fig. 3.3 (a) Topografia disponível no modelo com espaçamento de 10 minutos de arco, (b) Corte vertical ao longo da reta AB em torno da latitude de $7^{\circ}13'S$ . O intervalo de análise em (a) é de 100 m.	34
Fig. 3.4 Perfis verticais da temperatura do ar ( $T_a$ ), temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) e umidade relativa (UR) obtidos às 2:59 HL do dia 26 de março de 1995 em Campina Grande – PB ( $7^{\circ}13'S$ , $35^{\circ}53'W$ , 547m). Os pontos assinalados indicam os níveis de pressão utilizados para compor o gráfico.	36
Fig. 3.5 Fluxograma com os experimentos propostos a partir dos dados de inicialização.	38
Fig. 4.1. Fig. 4.1. Experimento de controle às 12HL: (a) componente zonal (intervalo de análise: $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise: $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).	40

- Fig. 4.2. Experimento de controle às 14HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 41
- Fig. 4.3. Experimento de controle às 16HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 42
- Fig. 4.4. Experimento de controle às 18HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 43
- Fig. 4.5. Experimento de controle às 20HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 44
- Fig. 4.6. Experimento de controle às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 45

- Fig. 4.7. Efeito da topografia às 14HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 49
- Fig. 4.8. Efeito da topografia às 16HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 50
- Fig. 4.9. Efeito da topografia às 18HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 51
- Fig. 4.10. Efeito da topografia às 20HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 52

- Fig. 4.11. Efeito da topografia às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 53
- Fig. 4.12. Efeito da convecção às 20HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 56
- Fig. 4.13. Efeito da convecção às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 57
- Fig. 4.14. Efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção às 18HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 60
- Fig. 4.15. Efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção às 20HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b). 61

Fig. 4.16. Efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

## 1. INTRODUÇÃO

A prática de registrar as condições de tempo, explicar o comportamento da atmosfera, e prever o tempo é antiga. As civilizações antigas e algumas sociedades agrícolas atuais realizam tais atividades de maneira empírica e as conservam em forma do senso comum. Apesar de sua utilidade, tal procedimento não explica o que causa a ocorrência dos fenômenos e nem sua periodicidade o que, na maioria das vezes, foge ao interesse dessas pessoas. Entretanto, para o homem moderno, a compreensão física dos fenômenos é imprescindível na previsão do clima e tempo para uma região, auxiliando no planejamento das mais diversas atividades humanas e na prevenção de desastres climáticos.

O surgimento de instrumentos meteorológicos tais como o termômetro, o barômetro e outros permitiu aos cientistas estudar melhor os sistemas, de forma matemática e física, já que tornou-se possível medir alguns parâmetros que caracterizam os fenômenos atmosféricos, aumentando a compreensão do desenvolvimento e intensificação destes.

No início do século XX, V. Bjerknes reconheceu que as principais equações fundamentais para o movimento da atmosfera (segunda lei do movimento de Newton, a primeira lei da termodinâmica, a lei da conservação de massa, a equação de estado e a equação de conservação da substância água), formavam um sistema fechado cuja solução, obtida de um estado inicial conhecido, representaria um estado futuro da atmosfera. Por outro lado, a não-linearidade dessas equações impede sua integração analítica, o que levou

os estudiosos da época a desenvolver e utilizar métodos numéricos de integração (Haltiner & Williams, 1971). Seus resultados experimentais, cuja obtenção exigia meses de cálculos utilizando métodos manuais, não obtinham sucesso já que possuíam um erro muito elevado. O advento dos computadores em meados do Século XX tornou possível realizar a integração das equações com erros de valores aceitáveis, utilizando métodos numéricos mais sofisticados e equações não-lineares. A sofisticação dos computadores possibilitou o surgimento de modelos de escala global, possuindo espaçamento de grade acima de 100 km, adequados para a simulação de fenômenos atmosféricos de grande escala. Posteriormente, acompanhando a evolução das máquinas computacionais, foram desenvolvidos modelos capazes de resolver escalas menores, ideais para analisar o comportamento atmosférico em meso e pequena escalas. Os modelos numéricos podem ser considerados como uma das ferramentas mais importantes para o estudo da atmosfera, já que a maioria dos processos atmosféricos não pode ser reproduzida em laboratório; modelos atmosféricos tornam possível simulá-los numericamente com relativa precisão ou, ao menos, de forma qualitativa.

O emprego de modelos de mesoescala está se tornando cada vez mais imprescindível no cotidiano dos previsores, tendo em vista que as características fisiográficas de uma região são um dos fatores determinantes na definição de seu tempo e clima (Atkinson, 1981; Pielke, 1984). Elas geram circulações que são causadas pelo aquecimento/resfriamento desigual de áreas adjacentes com características superficiais diferentes. Tais circulações são denominadas brisa e estão entre os fenômenos de mesoescala mais estudados sob o ponto de vista de modelagem numérica.

Neste trabalho será utilizado o Sistema de Modelagem Atmosférica Regional – *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS) Versão 3b, instalado no Laboratório de Modelagem e Desenvolvimento (LMD) do Departamento de Ciências Atmosféricas (DCA) da Universidade Federal da Paraíba (UFPB), Campus II, para simular circulações tipo brisa no Estado da Paraíba em um plano vertical ao longo da latitude de Campina Grande (7°13'S). A principal motivação para este estudo é dada pela fisiografia do Estado que sugere a existência de circulações tais como as brisas marítima e terrestre e de vale-montanha/montanha-vale e suas interações.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1. BRISAS: ASPECTOS FÍSICOS

O estudo das brisas é bastante relevante devido a sua influência no tempo local e interação com sistemas de escalas maiores. As brisas atuam diferentemente em vários campos de interesse humano (Simpson, 1994):

- Previsão do tempo - a sua capacidade de organizar a precipitação, formando regiões de convergência de massa e umidade em superfície que se propagam para o interior do continente, determinando os horários em que a precipitação atinge certas regiões. A topografia desempenha também papel importante na organização da precipitação, pois gera circulações térmicas vale-montanha que determinam posições preferenciais de movimento ascendente, onde se desenvolve a convecção.
- Qualidade do ar - nas cidades costeiras industrializadas, a brisa dispersa ou acumula a poluição, devido a sua circulação parcialmente fechada;
- Atividade econômica - a brisa marítima-terrestre praticamente dita a pesca marítima para as embarcações veleiras, pois os pescadores a utilizam para conduzi-los mar a dentro, e trazê-los de volta.

As brisas marítima (ou lacustre) e terrestre são fenômenos de mesoescala pois estão situadas nas escalas de tempo de 24h e espacial de  $10^2$  km. Elas têm origem no aquecimento/resfriamento desigual que se estabelece entre a terra e a água (Haurwitz, 1947).

Durante o dia, a superfície continental aquece-se intensamente devido à radiação solar. Seu baixo calor específico e sua má condutividade térmica fazem com que os níveis abaixo da superfície se aqueçam pouco e que uma quantidade considerável do calor fique disponível para aquecer o ar próximo à superfície.

A temperatura na superfície da água não varia muito devido a sua capacidade de distribuir calor verticalmente pela ação das ondas e das correntes, chegando a uma profundidade de até 100 metros. Além disto, parte deste calor é usada para evaporar água e, desta maneira, a temperatura do ar permanece relativamente fria. Outros fatores tais como alto calor específico e transparência da água também agem para que a temperatura da superfície permaneça quase constante. Conseqüentemente, as áreas continentais possuem aquecimento diurno maior do que aquele que se verifica sobre a água.

O aquecimento sobre áreas continentais resulta em maiores valores de espessura na camada de mistura quando comparado àquele das áreas oceânicas vizinhas. Este aquecimento diurno da superfície do solo é transferido para o ar pelo fluxo de calor sensível e daí para níveis superiores por vórtices turbulentos, formando um gradiente de temperatura e pressão com o ar estratificado sobre o oceano, ocasionando uma circulação chamada de brisa marítima, que possui escoamento no sentido oceano-terra nos baixos níveis e escoamento no sentido terra-oceano em níveis mais elevados (Chandler, 1972; Hawkins, 1977). Desta forma, sobre o continente encontra-se uma área com convergência em baixos níveis e divergência em altos níveis, produzindo movimento ascendente. O oposto verifica-se sobre a água (Fig. 2.1).

O período noturno é essencialmente oposto à situação diurna. O resfriamento radiativo da superfície terrestre continental resulta em valores de espessura menores sobre o continente do que sobre a água. A situação reverte-se em níveis mais elevados. Então, à noite o escoamento é no sentido terra-oceano nos baixos níveis, resultando em movimento subsidente sobre o continente e ascendente sobre a água. Isto é chamado de circulação de brisa terrestre (Fig. 2.2).

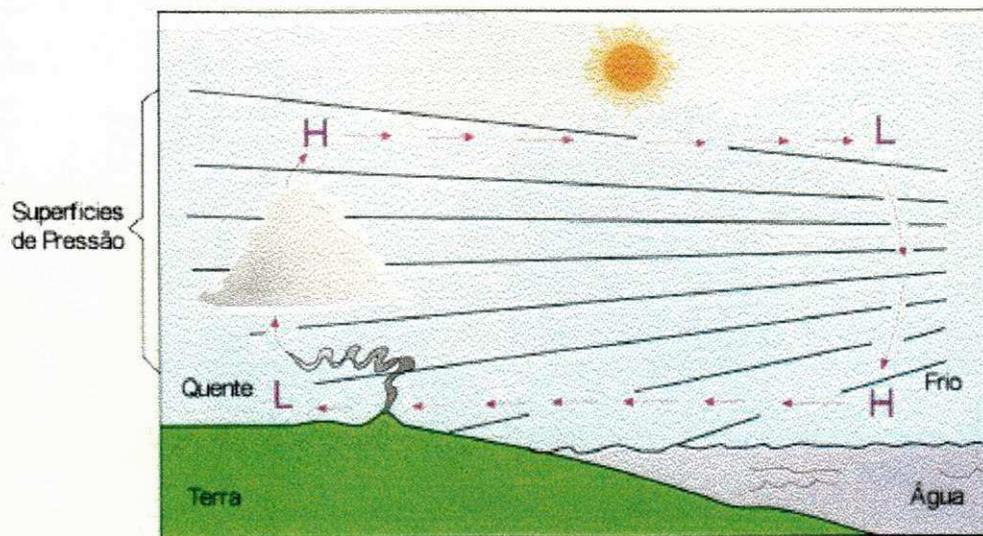


Fig. 2.1 - Brisa Marítima (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)

À noite, as áreas continentais perdem calor através do resfriamento radiativo, enquanto sobre a água ocorre pouco resfriamento em virtude da temperatura da água ser praticamente constante.

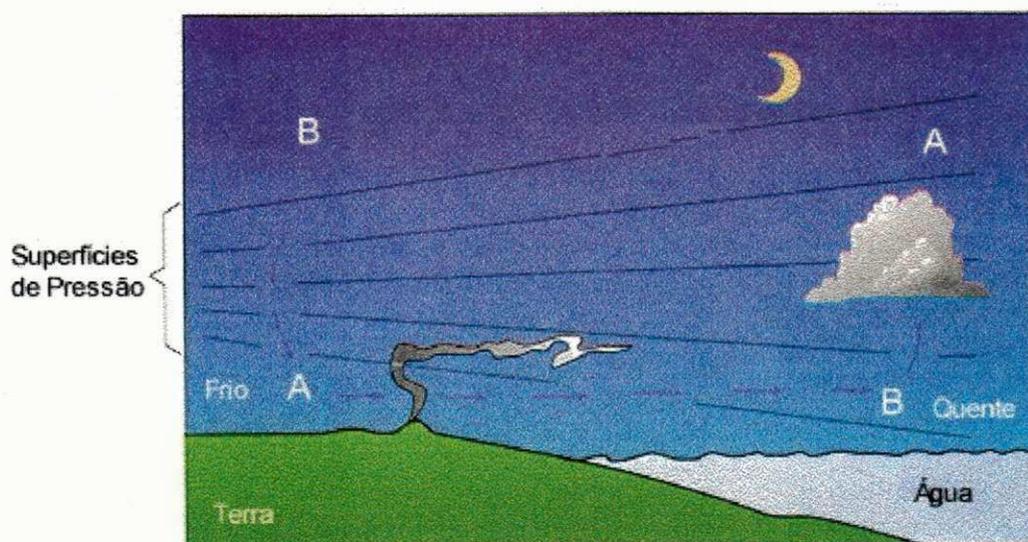


Fig. 2.2 - Brisa Terrestre (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)

Em geral, as circulações das brisas marítima e terrestre, incluindo o escoamento de retorno em níveis mais elevados, se estendem por uma camada de aproximadamente 3000 m, ou seja, até 700 mb.

A brisa marítima apresenta algumas características de uma frente fria, tais como: diminuição de temperatura, aumento da umidade, mudança na direção e na velocidade do vento (Prasad *et al.*, 1977). Algumas vezes a brisa marítima surge de uma instabilidade repentina, assemelhando-se a uma pequena frente denominada frente da brisa marítima (Simpson, 1994), cujos efeitos são estudados por Arritt (1993).

A geração de uma frente entre duas massas de ar com densidades diferentes depende principalmente da intensidade dos ventos convergentes. Desta forma, se o vento saindo da costa em direção ao mar for forte o bastante, uma frente de brisa pode se desenvolver próximo à costa, ficando estacionária ou penetrando lentamente sobre o continente, enquanto a brisa marítima propriamente dita continua a soprar atrás da frente e ascender o ar ao longo da linha onde é encontrada a convergência dos ventos (Simpson, 1994).

Quando em uma área existe um gradiente horizontal de densidade, pode-se esperar que uma frente seja gerada por forças gravitacionais, mas caso exista uma forte convecção térmica os escoamentos gravitacionais horizontalmente dirigidos são fracos, o ar está turbulento e a frontogênese não ocorrerá (Simpson, 1994).

Um outro tipo de brisa é originado pelo aquecimento ou resfriamento desigual das encostas de montanhas e do ar sobre os vales adjacentes, produzindo uma circulação secundária chamada ventos de vale-montanha. As encostas das montanhas se aquecem durante o dia, o que resulta numa maior espessura entre as superfícies de pressão sobre esses locais do que naqueles que se encontram na mesma elevação sobre os vales adjacentes. Isto produz movimento ascendente ao longo das encostas das montanhas e movimento subsidente sobre os vales.

À noite, as encostas atingem temperaturas inferiores às encontradas no mesmo nível acima dos vales, devido ao resfriamento radiativo, resultando num escoamento contrário à situação diurna, levando a movimento subsidente encosta abaixo ao longo das encostas das montanhas e movimento ascendente sobre os vales (Flohn, 1969).

Os ventos vale-montanha desempenham um papel importante na determinação da hora do dia em que ocorre precipitação convectiva (Kousky, 1980; Woodcock, 1975). A maioria das áreas dos vales experimenta um máximo de precipitação durante a noite enquanto regiões montanhosas têm um máximo de precipitação durante o dia.

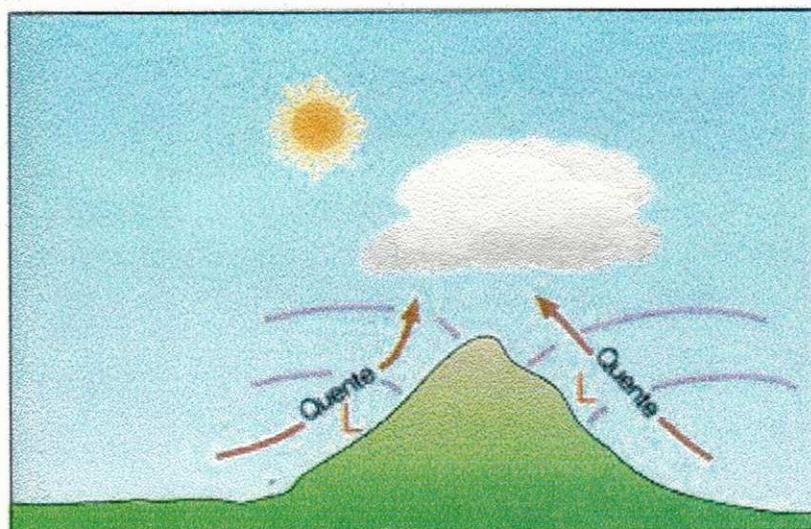


Fig. 2.3 - Brisa Vale-Montanha (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)

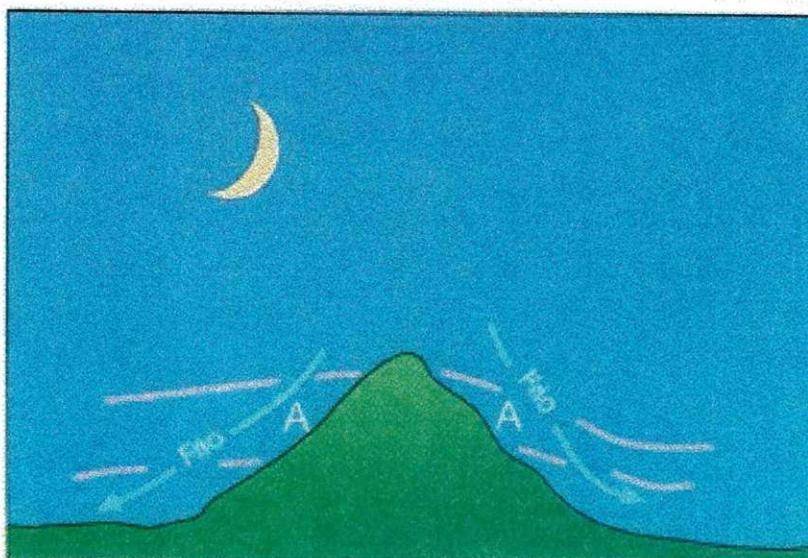


Fig. 2.4 - Brisa Montanha-Vale (Fonte: Adaptado de Ahrens, 1998)

Por fim, existem também as circulações de brisa geradas pela desigualdade de cobertura vegetal (Bechtold *et al.*, 1991; Mahfouf *et al.*, 1987), características do solo e outras, que pertencem normalmente a microescala. Elas têm intensidade inferior às circulações de brisa comentadas anteriormente (Chen & Avissar, 1994), sendo denominadas de circulações não-convencionais (Segal & Arritt, 1992).

## 2.2 - BRISA: ESTUDOS NUMÉRICOS E OBSERVACIONAIS

O princípio de formação das circulações tipo brisa tem explicação relativamente simples. Apesar disso, as brisas necessitam de estudos mais aprofundados, pois um tipo de brisa pode ter comportamento diferente sobre uma região de acordo com o aspecto físico e condições atmosféricas reinantes, além de outros fatores que possam vir a influenciá-la. Muitos pesquisadores têm estudado as brisas. Eles buscam avaliar o quanto o gradiente de pressão gerado pela diferença de temperatura entre duas superfícies com características diferentes determinam sua velocidade e intensidade e como outras variáveis

atmosféricas e a circulação de grande escala podem vir a influenciá-la (Bechtold *et al.*, 1991; Pielke, 1974; Mahrer & Pielke, 1977; Avissar & Pielke, 1989; Chen & Avissar, 1994).

Os padrões de difusão associados a uma brisa marítima foram simulados por Ogawa *et al.* (1974) em um túnel de vento. Eles não reproduziram a circulação que caracteriza a brisa marítima, mas obtiveram bons resultados para o escoamento saindo da costa nos níveis próximos à superfície no caso de condições atmosféricas neutras, estáveis, instáveis e de inversão profunda. Foram investigados velocidade, turbulência, cisalhamento do vento, temperatura e espalhamento de emissões de fontes ao nível da superfície. Comparações com resultados teóricos mostraram que o escoamento no túnel de vento é dividido em duas categorias mais estáveis. O desvio pode ser explicado pela ausência de turbulência de mesoescala no túnel de vento. Próximo à linha costeira, aumentaram as ocorrências das condições estável ou de inversão profunda, ao nível da superfície, apresentando ramos com movimentos descendentes nas áreas superficiais mais quentes, com intensidade cinco vezes superior aos valores observados no caso de condições neutras.

A formação de precipitações orográficas anômalas no Hawai foi estudada por Woodcock (1975), o qual utilizou-se de uma extensa rede de informações pluviométricas. As precipitações orográficas anômalas foram consideradas como aquelas associadas com a passagem de frentes frias e ventos de nordeste que não são normais na região. Foi observado que os principais fatores causadores da precipitação orográfica anômala são cisalhamento, turbulência e adição de ar úmido às nuvens pela fisiografia da ilha.

Kousky (1980) mostrou que a penetração da brisa marítima no norte e nordeste do Brasil, em conjunto com as circulações de vale-montanha, determina os horários preferenciais para a ocorrência de precipitação naquela região. Mostrou também que a variação sazonal na direção dos ventos alísios (escala planetária) causa mudança na região de convergência com a brisa, determinando a ocorrência de precipitação sobre o continente ou sobre o mar. Através de um modelo não-linear, Franchito & Yamazaki (1984a,b) estudaram as características da circulação da brisa marítima-terrestre na região Norte-Nordeste do Brasil. Verificaram a importância do contraste térmico continente-

oceano, da topografia e do escoamento médio. Observaram que a brisa terrestre foi mais intensa em junho quando, à noite, o continente está mais frio que o oceano; a brisa marítima se mostrou mais intensa nos meses de fevereiro, outubro e dezembro, devido ao maior aquecimento terrestre e, conseqüentemente, maior contraste térmico continente-oceano. A inclusão da orografia resultou numa circulação mais intensa do que no caso sem topografia. A presença de escoamento médio de  $5\text{ms}^{-1}$  penetrando na costa causou uma pequena diminuição na intensidade da brisa, tanto marítima quanto terrestre, pela advecção de ar marítimo sobre o continente, o que contribui para a diminuição do contraste térmico continente-oceano.

A influência do solo e vegetação no desenvolvimento de circulações de mesoescala foi investigada por Mahfouf *et al.* (1987). Utilizaram um modelo bidimensional de mesoescala, com representação detalhada da camada limite planetária e inclusão do solo e da vegetação. Eles simularam uma brisa marítima sobre terreno plano, confirmando desta forma a habilidade do modelo em reproduzir as propriedades conhecidas deste fenômeno de mesoescala. A resposta à heterogeneidade do solo e vegetação é examinada sem escoamento sinótico sobre terreno plano. Os resultados revelam a grande influência da textura do solo sobre a umidade disponível na superfície. A zona de transição entre o solo nu e a vegetação parece ser uma localização preferencial para o início da convecção de umidade. Uma cobertura vegetal sobre superfícies muito secas ou muito úmidas reduz a diferença entre o fluxo de calor sensível e latente. Analisando a contribuição de diferentes fatores que contribuem para as circulações de brisa marítima, verificaram que existe durante o dia um balanço entre o termo associado à força do gradiente de pressão e o termo de dissipação associado à mistura turbulenta. Após o anoitecer, quando a mistura turbulenta enfraquece, este balanço deixa de existir, o que possibilita o aumento na velocidade do vento na frente da brisa. Ao avaliar a grande penetração da brisa marítima sobre o continente, comparando-a com simuladas em outros modelos, atribuiu-a a ausência da força de Coriolis.

Yan & Anthes (1987) estudaram a influência da latitude sobre a brisa do mar, integrando um modelo numérico bidimensional não-linear fixado no equador,  $20^{\circ}\text{N}$ ,  $30^{\circ}\text{N}$  e  $45^{\circ}\text{N}$ . O tempo de integração de cada experimento foi de 5 dias. Durante as horas de maior aquecimento, quando a fricção é máxima e a estabilidade estática é mínima,

desenvolve-se uma circulação frontal do tipo brisa marítima de forma semelhante nas quatro latitudes. A avaliação dos termos no teorema da circulação indica o domínio do termo solenoidal associado ao forte contraste de temperatura existente neste período. No restante do período, entretanto, o gradiente de pressão e as forças friccionais enfraquecem, a estabilidade estática aumenta e a força de Coriolis domina (exceto no equador). Conseqüentemente, circulações completamente diferentes se desenvolvem nas diferentes latitudes. No equador, a ausência da força de Coriolis resulta em uma brisa marítima em todos os instantes. Nas outras latitudes, a força de Coriolis é responsável pela produção da brisa terrestre de grande escala. Na latitude de 20°N, a rotação mais lenta do vento após o crepúsculo produz uma brisa terrestre de grande escala que persiste até após a alvorada. Na latitude de 30°N, os efeitos inerciais produzem uma brisa terrestre de intensidade máxima por volta do amanhecer, que é a mais forte dentre as brisas produzidas. Na latitude de 45°N, a rotação do vento após o pôr-do-Sol é mais rápida, então o máximo da brisa terrestre ocorre antes do nascer do Sol. Estes resultados indicam que a força de Coriolis pode ser mais importante do que a inversão do gradiente horizontal de temperatura do dia para a noite na produção de brisas terrestres de grande escala fora da região equatorial.

Bechtold *et al.* (1991) utilizaram um modelo bidimensional de mesoescala para estudar a forma pela qual os ventos de grande escala atuam sobre as brisas marítima, terrestre e circulações tipo brisa entre áreas com cobertura vegetal diferente. Eles encontraram que a intensidade (velocidade vertical) da brisa marítima atinge o seu máximo quando a velocidade de propagação da frente da brisa do mar é cancelada pela velocidade do vento de grande escala, isto é, quando a velocidade de propagação da brisa é igual mas de sentido oposto ao do escoamento de grande escala. Utilizando a teoria de ondas gravitacionais, obtiveram uma boa previsão para o valor desse vento de grande escala. Ao estudar o comportamento da brisa gerada entre uma floresta e uma área cultivada adjacente mostraram que sua intensidade e extensão não variam dentro de uma grande faixa de valores do vento de grande escala. A localização do ramo ascendente dessa brisa é estacionária em relação à fronteira entre os dois tipos de vegetação. Os autores sugerem que não é a fricção mas sim a mistura turbulenta que leva a uma camada limite mais horizontalmente uniforme e que é responsável pelo comportamento diferente dessa brisa que se caracteriza por apresentar circulação fraca e ausência de propagação.

Um outro pesquisador que estudou os efeitos do escoamento de grande escala sobre a brisa marítima foi Arritt (1993). Utilizando um modelo numérico bidimensional não-linear, analisou o máximo (em qualquer parte do domínio da simulação) da componente do vento em direção à costa (tanto total quanto como uma perturbação em relação ao escoamento de grande escala), a penetração em terra da brisa, a profundidade da camada do escoamento que entra na linha costeira, o máximo (em qualquer parte do domínio da simulação) do gradiente de temperatura potencial e da velocidade vertical, e o fluxo de calor na superfície. Foram realizadas 31 simulações, com a intensidade do vento de grande escala variando de  $15 \text{ ms}^{-1}$  a  $-15 \text{ ms}^{-1}$ , representando o escoamento penetrando e saindo da costa respectivamente, em intervalos de  $1 \text{ ms}^{-1}$ . Os resultados indicam que a brisa marítima foi suprimida para escoamento de grande escala em direção à costa igual ou mais intenso do que uns poucos metros por segundo. Ao contrário, uma brisa do mar foi produzida para escoamento de grande escala em direção ao mar tão forte quanto  $11 \text{ ms}^{-1}$ . A célula da brisa marítima foi localizada sobre o mar para escoamentos em direção ao mar intensos, com as velocidades da brisa marítima (tanto horizontal quanto vertical) sendo mais fracas do que quando ela avança sobre a terra. Tanto a estratificação estável sobre a água quanto o termo da convergência na equação da frontogênese são fatores importantes na sensibilidade da brisa marítima ao escoamento de grande escala.

Bernadet (1993), empregando o RAMS com a parametrização original de turbulência modificada, realizou 6 experimentos bidimensionais para simular numericamente a brisa marítima na latitude da cidade de São Paulo ( $23,5^{\circ}\text{S}$ ). Um dos experimentos, considerado de controle, representaria a atmosfera de referência para os outros experimentos. Ele possuía duas grades, G1 e G2. G1 tinha espaçamento de 40 km no eixo-x (direção leste-oeste), com um total de 27 pontos. A topografia era a real para aquela latitude com espaçamento de 10 minutos de grau. G2 estava aninhada dentro de G1 para dar maior resolução à topografia acentuada das Serras do Mar e Cantareira. Esta tinha 24 pontos espaçados de 20 km. O modelo foi integrado por 48 horas e inicializado com apenas uma sondagem, ou seja, campos iniciais horizontalmente homogêneos. Neste experimento pode-se observar: (a) a existência de um ciclo diurno de temperatura do solo, que influencia a atmosfera aquecendo-a por baixo através do fluxo de calor sensível que, desestabilizando a atmosfera, causa turbulência; (b) a penetração da brisa continente a dentro durante o dia; (c) uma circulação de vale que se sobrepõe à brisa marítima na Serra

do Mar; (d) regiões convectivas geradas pela interação entre a topografia e a brisa marítima; e) a convecção é responsável pela liberação de ondas de gravidade; (f) à noite o resfriamento da superfície causa a estratificação do ar sobre o continente, que cessa a convecção e precipitação.

Nos outros cinco experimentos, denominados experimentos de sensibilidade, Bernardet procurou testar a resposta do modelo: o caso 1 possuía como condições a ausência de condensação e de parametrização da convecção; o caso 2 possuía apenas a grade com espaçamento de 40 km, o caso 3 não tinha topografia, o caso 4 utilizou como conteúdo de umidade do solo o valor de 80% de saturação em lugar de 50% e o caso 5 não tinha difusão mínima na vertical.

O caso 1 mostrou que na ausência dos processos úmidos não ocorre transferência de quantidade de movimento da camada limite para a média troposfera, devido a não existência da liberação de calor latente que alimenta o movimento vertical. Há um confinamento de energia cinética próximo à superfície e intensificação da circulação de brisa, com a presença marcante da circulação de retorno, que encontra um ambiente menos perturbado para se desenvolver. Com a ausência da convecção, não foi constatada a presença de ondas de gravidade propagando-se continente adentro, o que tornou as correntes ascendentes semi-estacionárias, com localização dependente basicamente da topografia, o que resultou num ambiente pouco perturbado no interior do continente.

No caso 2 evidenciou-se que o uso do espaçamento de grade de 40 km reduz o gradiente de temperatura entre o ar sobre a terra e o mar, que passa a predominar em uma área maior, o que faz com que os efeitos da brisa sejam sentidos longe da costa. Por outro lado, a circulação da brisa marítima é fraca e não há o desenvolvimento da brisa terrestre.

No caso 3 a brisa tem intensidade e velocidade de propagação menores e a convecção é desorganizada.

O caso 4 mostrou a importância da quantidade de umidade no solo na partição entre calor latente e sensível, já que afeta a magnitude, altura e profundidade da brisa e altura e profundidade da convecção.

O caso 5 mostrou a importância da utilização de um mínimo de difusão vertical de quantidade de movimento e de calor para que as circulações noturnas causadas pela topografia possam se desenvolver.

O modelo RAMS foi utilizado por Gandu *et al.* (1994) para estudar as circulações geradas pelas características fisiográficas da Região Nordeste, considerando uma atmosfera tridimensional, com 14 pontos na vertical e 81x71 pontos nas direções zonal e meridional, respectivamente, com espaçamento horizontal de 20 km e o domínio centrado em (6,5°S, 39,5°W). O passo de tempo era de 40 segundos e o modelo foi integrado por 24 horas, iniciando às 9 horas local, com saídas a cada 2 horas. A versão era a não-hidrostática, sem a parametrização de cúmulos e sem a microfísica. O solo no modelo era dividido em 5 níveis, com razão de umidade constante de 80%, sendo do tipo "sandy clay loam", enquanto que a vegetação adotada foi a do tipo semi-deserto. Os valores de temperatura da superfície do mar (TSM) do Atlântico utilizados foram os das médias climatológicas de agosto.

Os autores realizaram duas simulações. Na primeira a atmosfera do modelo parte de um estado de repouso com estratificação térmica horizontalmente homogênea e dada pela distribuição vertical da temperatura no centro do domínio, conforme analisada pelo European Centre for Medium Range and Weather Forecasts (ECMWF) para as 12 TMG de 09 de agosto de 1988. A segunda simulação é inicializada com os dados do ECMWF desse mesmo dia (ventos inclusive), e utiliza também os dados do mesmo horário do dia seguinte para definir as condições de fronteira lateral do domínio do modelo durante as 24 horas de integração. Os resultados evidenciaram que as características fisiográficas (topografia e litoral) do Nordeste do Brasil podem induzir circulações térmicas significativas na região. A primeira simulação mostrou que a forma do contorno da costa, a declividade da topografia e a posição relativa entre a costa e regiões montanhosas favorecem ou não a formação de núcleos de movimento ascendente em determinadas regiões, que seriam regiões preferenciais da ocorrência de convecção e precipitação. A

segunda simulação indicou a necessidade de levar em consideração a interação entre os escoamentos de escalas sinótica e local nos estudos da circulação atmosférica sobre o Nordeste brasileiro.

Saraiva & Silva Dias (1994) utilizaram o modelo RAMS, na forma não-hidrostática, tridimensional, para investigar o potencial da orografia e dos contrastes água/terra para o mar e a Lagoa dos Patos na geração de circulações locais no Rio Grande do Sul. Os experimentos foram obtidos a partir de uma inicialização horizontalmente homogênea, partindo do repouso, e com umidade tratada como um traçador passivo. Foram ativadas a difusão turbulenta na vertical, parametrizada pela teoria Mellor-Yamada, e a difusão turbulenta na horizontal, dependente do campo de deformação. As constantes astronômicas representavam uma situação típica de verão (janeiro). O RAMS foi utilizado com aninhamento de grades, com 21 km de espaçamento na grade de resolução menor e 7 km na de resolução maior centrada na Lagoa dos Patos. Os resultados foram considerados preliminares já que os experimentos foram realizados com apenas um tipo de vegetação e solo em todo o domínio da simulação. O início da simulação foi às 9 UTC com umidade do solo de 80%. Os resultados obtidos mostraram que existe uma interação significativa entre as circulações de mesoescala geradas pela topografia, pela Lagoa dos Patos e pelo oceano.

Gomes Filho *et al.* (1990) analisaram a velocidade e direção do vento para o mesmo período de cinco anos (1977 a 1981), fazendo um estudo de correlação por defasagem entre as velocidades de Campina Grande, nos horários das 16 e 17 horas, e as de Recife, João Pessoa e Patos. Os resultados sugerem que o fenômeno de intensificação se propaga, com velocidade aproximada de 70 km/h. As análises de direção mostraram que a intensificação ocorre próximo das 17 horas em Campina Grande e em torno das 21 horas em Patos, com um padrão de velocidades determinado pelo regime de vento de Recife e não pelo da brisa em João Pessoa. Os autores especulam que o fator determinante desse fenômeno é o acoplamento entre os alísios e a brisa marítima em Recife, intensificado pela forçante orográfica ao atingir o compartimento da Borborema.

Um estudo observacional do comportamento temporal e espacial do vento à superfície realizado por Bento & Cavalcanti (1994), para as localidades de João Pessoa, Campina Grande e Patos, situadas em torno da latitude de 7°S no Estado da Paraíba,

evidenciou que a componente zonal apresenta-se mais intensa (de leste) durante o verão, em torno das 10 horas em João Pessoa, 16 horas em Campina Grande e 21 horas em Patos. A componente meridional (de sul) apresenta valores mais intensos praticamente nos mesmos horários, sendo que ocorrem basicamente na primavera e verão. Nos meses de março, abril, setembro e outubro praticamente não existe variação da componente zonal ao longo do dia em João Pessoa, ficando a componente meridional como a principal responsável pelas variações diurnas, significando que nessa época do ano o escoamento é praticamente paralelo à costa. Espacialmente notaram a existência de um forte gradiente da componente zonal do vento, após as 14 horas, posicionado em torno de  $35^{\circ}\text{W}$  na encosta da Serra da Borborema. Esse gradiente, orientado de leste para oeste, indica existir uma contribuição para a formação de divergência e, portanto, movimento descendente nessa faixa, intensificando-se à noite provavelmente pelo efeito da brisa terrestre. Durante a noite, mais para o interior, em  $38^{\circ}\text{W}$  (no vale), o gradiente tem sentido contrário e o efeito é inverso; convergência associada a movimento ascendente do ar, possivelmente formando uma outra célula. No que diz respeito à componente meridional, observaram um forte cisalhamento à noite e entre 5 e 6 horas da manhã. A maior intensidade da componente meridional dos alísios durante o dia (entre 8 e 15 h), interagindo com a topografia na longitude em questão ( $35^{\circ}\text{W}$ ), parece compensar o efeito subsidente, prevalecendo o efeito da brisa marítima.

Collins & Avissar (1994) observaram que diferentes tipos de variáveis da paisagem tais como topografia, umidade da superfície, albedo e vegetação, podem afetar significativamente o escoamento local pela redistribuição da energia solar em fluxos de calor sensível e latente na superfície do solo. O impacto da variabilidade da umidade da superfície também foi estudado por Chen e Avissar (1994), que observaram que esta variável afeta significativamente o horário de formação das nuvens e a intensidade e distribuição da precipitação. Dois mecanismos que são fortemente modificados pela umidade da superfície são as chamadas células térmicas turbulentas aleatórias e células térmicas organizadas de mesoescala como as brisas marítima e terrestre.

As brisas são circulações geradas basicamente por contrastes térmicos no ar situado sobre superfícies com características diferentes, em um mesmo nível de altitude. Dentre estas circulações normalmente a mais forte é a brisa marítima, que pode se deslocar

grandes distâncias, principalmente quando é formada com o auxílio da topografia. Nesse caso ela transporta umidade e calor para áreas mais afastadas da costa. A presença e interação das brisas com o escoamento de grande escala e outras circulações locais determinam, além do tempo e clima, o horário preferencial de ocorrência de possíveis fenômenos atmosféricos e suas intensidades nas localidades em que atuam. Assim, uma melhor compreensão da forma de atuação dos diversos fatores que contribuem para a formação e desenvolvimento dessas circulações é de extrema importância para a previsão do tempo e clima e, conseqüentemente, para o planejamento sócio-econômico de uma região.

### **3. MATERIAL E MÉTODOS**

Esta seção descreve os dados, métodos e outras ferramentas utilizadas para a realização deste trabalho.

#### **3.1 DESCRIÇÃO GERAL DO MODELO NUMÉRICO**

O modelo a ser utilizado nos experimentos numéricos deste trabalho é o Modelo de Sistemas Atmosféricos Regional - *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS), Versão 3b. Este modelo foi desenvolvido na Universidade do Colorado nos Estados Unidos, sob a orientação dos Drs. William R. Cotton e Roger A. Pielke, com o suporte da Fundação Nacional de Ciências e do Escritório de Pesquisas do Exército dos Estados Unidos da América.

O RAMS originou-se da expansão de dois programas de modelagem atmosférica elaborados independentemente durante os anos 70. O primeiro era um modelo de nuvens desenvolvido sob a orientação do Dr. Cotton, que envolvia métodos de modelagem em sistemas dinâmicos de microescala e processos de microfísica. O segundo era um modelo de mesoescala desenvolvido sob a direção do Dr. Pielke que envolvia a dinâmica de sistemas de mesoescala e a influência das características da superfície terrestre

sobre a atmosfera. No ano de 1986, foi iniciado o processo de incorporar as capacidades dos dois modelos dentro de um único sistema de modelagem de propósitos múltiplos, esforço do qual surgiu o RAMS (Walko *et al.*, 1995). Ele está composto basicamente por:

- (a) Um modelo atmosférico responsável pelas simulações,
- (b) Um pacote de análise isentrópica – *Isentropic Analysis* (ISAN) - que prepara os dados iniciais do modelo provenientes de observações meteorológicas tais como radiossondagens, observações de estações especiais, etc., e
- (c) Um conjunto de programas para pós-processamento que disponibiliza as saídas do modelo em formato compatível com uma variedade de programas gráficos para visualização e análise.

O RAMS permite definir o tamanho e o espaçamento da grade que se deseja utilizar, bem como o número de grades aninhadas. Sua aplicação principal é em micro e mesoescala. O aninhamento de grade permite utilizar um domínio menor imerso em um domínio maior para transferir às escalas menores o estado da atmosfera na escala maior. No domínio menor, aninhado, existe a possibilidade de se modelar processos que possuam escala inferior (sub-grade) à escala definida como domínio maior. Como o sistema de aninhamento é tal que existe uma interação entre o domínio maior em função do que ocorre no menor, o processo funciona como uma parametrização explícita, pois transfere à grade maior informações da grade menor e vice-versa. Na modelagem de mesoescala a boa resolução dos fluxos de calor e umidade do solo para a atmosfera torna o RAMS interessante, pois este possui um número variável de níveis no solo, nos quais é feita previsão de temperatura e umidade.

Usando a estrutura descrita acima, o RAMS pode ser utilizado em diversos tipos de simulações, tais como brisa marítima/terrestre, circulação vale-montanha, complexos convectivos de mesoescala, linhas de instabilidade, super-células, nuvens cirrus, e simulações de grandes turbilhões, estas últimas com uma grade de 100 metros.

### 3.1.1 Estrutura da Grade e Coordenadas

A grade é cartesiana na horizontal. Na vertical, o sistema de coordenadas utilizado é tipo  $\sigma_z$  (Clark, 1977):

$$x^* = x;$$

$$y^* = y;$$

$$\sigma_z = z^* = ((z - z_s)/(H - z_s))H, \text{ em que}$$

$(x^*, y^*, z^*)$  são as coordenadas transformadas;

$(x, y, z)$  são as coordenadas cartesianas;

$z_s$  é a altura da superfície em relação ao nível médio do mar;

$H$  é a altura do topo do modelo, onde  $z$  e  $z^*$  tornam-se paralelos.

A grade utilizada é a tipo C de Arakawa (Fig. 3.1), na qual as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, com as velocidades  $u$ ,  $v$ , e  $w$  intercaladas em  $\frac{1}{2} \Delta x$ ,  $\frac{1}{2} \Delta y$  e  $\frac{1}{2} \Delta z$ , respectivamente.

### GRADE HORIZONTAL DO "RAMS"

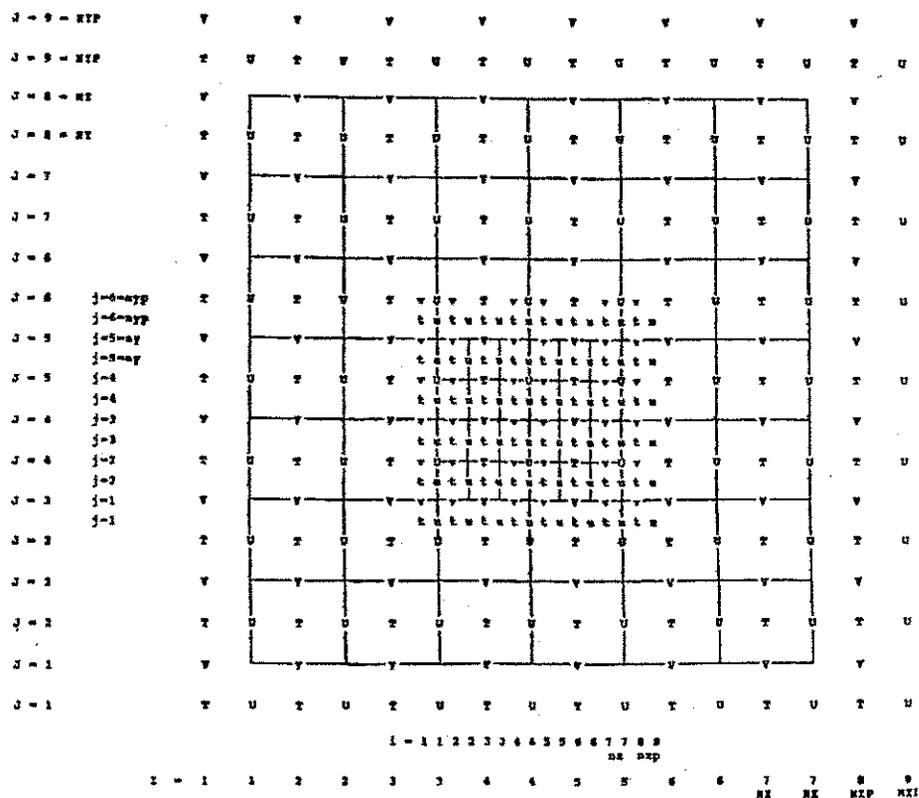


Fig. 3.1 - Grade tipo C de Arakawa (Fonte: Walko *et al.*, 1995)

#### 3.1.2 Variáveis

O RAMS utiliza uma notação segundo a qual qualquer variável pode ser decomposta como (Dutton & Fichtl, 1969; Cotton & Tripoli, 1978; Tripoli & Cotton, 1980; Tripoli & Cotton, 1982):

$$A(x, y, z, t) = \bar{A}(x, y, z, t) + A''(x, y, z, t) \text{ ou}$$

$$A(x, y, z, t) = A_o(z) + \bar{A}'(x, y, z, t) + A''(x, y, z, t)$$

em que  $A_o$  é uma média de grande escala (estado de referência média horizontal homogêneo),  $\overline{A'}$  é uma variação não turbulenta em torno de  $A_o$  e  $A''$  é a variação turbulenta em torno de  $A_o$ . Assim,  $A_o$  e  $\overline{A'}$  podem ser escritos como  $\overline{A}$ , que representa a média numa escala que o modelo numérico pode resolver.

### 3.1.3 Equações Diagnósticas

A variável termodinâmica utilizada é a temperatura potencial da água líquida e do gelo (Tripoli & Cotton, 1981),  $\theta_l$ , devido a manter-se constante em todas as mudanças de fase, desde que não haja troca de massa, porém permitindo a perda ou ganho de material condensado. Ela está relacionada com a temperatura potencial por

$$\theta = \theta_{il} \left[ 1 + \frac{(L_v r_v + L_{iv} r_{ice})}{C_p \text{MAX}(T, 253)} \right] \quad (3.1)$$

em que  $\theta$  é dada pela equação de Poisson

$$T = \theta \frac{\pi}{C_p} \quad (3.2)$$

$T$ ,  $\theta$ ,  $C_p$  possuem o significado usual e  $\pi$  é a função de Exner dada por:

$$\pi = C_p \left( \frac{p}{p_o} \right)^{R/C_p}$$

em que  $p$  é a pressão em um nível desejado e  $p_o$  é a pressão no nível de 1000 hPa.

As variáveis  $r_v$  e  $r_{ice}$  são a razão de mistura para a água nos estados de vapor e sólido respectivamente, enquanto que  $L_{lv}$  e  $L_{lv}$  correspondem ao calor latente de vaporização e calor latente de sublimação.

O estado básico, além de seco, é hidrostático e obedece à equação de estado

$$p = \rho R_d T \quad (3.3)$$

A presença de vapor d'água é dada por

$$\frac{1}{\gamma} \left( \frac{p'}{p_0} \right) = \left( \frac{\theta'}{\theta_0} \right) + \left( \frac{\rho'}{\rho_0} \right) + 1,61 \bar{r}_v \quad (3.4)$$

em que  $\gamma$  é a relação entre os calores específicos a pressão e a volume constante. As demais equações diagnósticas referem-se às variáveis úmidas. A razão de mistura total é dividida em  $\bar{r}_v$  (vapor),  $\bar{r}_l$  (líquida) e  $\bar{r}_{ice}$  (sólida), em que  $\bar{r}_l$  é equivalente a  $\bar{r}_c$  (nuvem), pois o esquema de supersaturação na escala da grade não permite a precipitação. Nos experimentos realizados neste trabalho, não será utilizada a parametrização da fase sólida da água, portanto  $r_{ice} = 0$ . Desta forma, a razão de mistura total é dada por:

$$\bar{r}_t = \bar{r}_v + \bar{r}_l \quad (3.5)$$

enquanto que a densidade total é dada por

$$\rho = \rho_a + r_t \rho_a \quad (3.6)$$

em que  $\rho_a$  é a densidade do ar seco.

As equações (3.1), (3.2), (3.4), (3.5) e (3.6) formam o conjunto de equações diagnósticas do modelo.

### 3.1.4 Equações Prognósticas

A equação do movimento em notação tensorial é dada por

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho_0 \bar{U}_i) + \rho_0 \theta_0 \frac{\partial \bar{\pi}}{\partial x_i} + \bar{\rho}_a g \delta_{i3} = \rho_0 ADV(\bar{U}_i) + \rho_0 TURB(\bar{U}_i) - \bar{r}_i g \delta_{i3} + \varepsilon_{ijk} f_j \bar{U}'_k \quad (3.7)$$

em que  $ADV$  e  $TURB$  são operadores descritos nas duas primeiras subseções a seguir e os demais termos são como encontrados comumente na literatura.

A equação da continuidade para a razão de mistura da água total é dada por

$$\frac{\partial \bar{r}_t}{\partial t} = ADV(\bar{r}_t) + TURB(\bar{r}_t) + \left( \frac{\partial \bar{r}_t}{\partial t} \right)_{con} + \left( \frac{\partial \bar{r}_t}{\partial t} \right)_{res} \quad (3.8)$$

A equação da termodinâmica escrita em termos de  $\theta_{il}$  é

$$\frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t} = ADV(\bar{\theta}_{il}) + TURB(\bar{\theta}_{il}) + \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t} \right)_{con} + \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t} \right)_{res} + \left( \frac{\partial \bar{\theta}_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \quad (3.9)$$

Os índices “con”, “res” e “rad” se referem às fontes diabáticas de parametrização de convecção, condensação na escala da grade e radiação, respectivamente.

### 3.1.4.1 Operador Advectivo

O operador advectivo  $ADV(A)$  (Tripoli & Cotton, 1982) possui a seguinte forma

$$ADV(\bar{A}) = -\bar{U}_j \frac{\partial \bar{A}}{\partial x_j} \quad (3.10)$$

Ele pode ser escrito como a diferença entre uma divergência de fluxo e uma divergência de momentum (quantidade de movimento), para que haja conservação numérica:

$$ADV(\bar{A}) = -\frac{1}{\rho_0} \left( \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_0 \bar{U}_j \bar{A}) - \bar{A} \frac{\partial}{\partial x_j} (\rho_0 \bar{U}_j) \right) \quad (3.11)$$

O conjunto de equações prognósticas e diagnósticas, que formam um sistema fechado de 11 equações e 11 incógnitas, pode ser solucionado conhecendo-se as condições iniciais e de contorno.

### 3.1.4.2. Parametrização da Turbulência

O operador da turbulência é dado por Tripoli & Cotton (1982)

$$TURB(\bar{A}) = -\frac{\partial}{\partial x_j} \overline{A'' U_j''} \quad (3.12)$$

O termo de fluxo turbulento ( $\overline{A''U_j''}$ ) é parametrizado através de um fechamento de viscosidade turbulenta, mais conhecido por teoria *K* de deformação, sendo dado por:

$$-\overline{U_i U_j''} = K_m \left( \frac{\partial \overline{U}_i}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{U}_j}{\partial x_i} \right) \quad (3.13)$$

#### *3.1.4.3 Parametrização da Convecção*

A parametrização da convecção a ser utilizada será do tipo Kuo (1974) modificada por Molinari (1985) e Molinari & Corsetti (1985), uma parametrização bastante simplificada válida apenas para convecção profunda, na qual o entranhamento da nuvem com o ar ambiente é desprezível.

#### *3.1.4.4 Parametrização da Radiação*

A parametrização da radiação a ser utilizada é do tipo Chen & Cotton (1983), que inclui os efeitos do gelo e da água líquida (nuvens) no cálculo dos fluxos de radiação. Ela considera para ondas curtas:

- a) espalhamento por absorção molecular do ar limpo,
- b) absorção pelo ozônio,
- c) absorção, transmissão e reflexão por camadas de nuvens,
- d) camadas mistas de nuvem e céu limpo.

e para ondas longas

- a) emissão de atmosfera limpa,
- b) emissão de camadas de nuvens,
- c) emissão de camadas mistas de nuvem e céu limpo.

### 3.1.5 Condições de Contorno

O modelo RAMS possui área limitada a qual é definida de acordo com os propósitos almejados, de forma que suas condições de contorno devem permitir a passagem de ondas de gravidade em particular, e do escoamento advectado em geral, para evitar a reflexão no domínio de simulação. Para tanto costuma-se supor que o fenômeno que chega à fronteira move-se como uma onda que se propaga linearmente. Assim, a tendência da velocidade normal à fronteira fica

$$\frac{\partial u_n}{\partial t} = -c^* \frac{\partial u_n}{\partial x}, \quad (3.14)$$

em que  $x$  é a coordenada normal à fronteira,  $u_n$  é a velocidade normal à fronteira e  $c^*$  é uma velocidade de fase característica, dada neste modelo por:

$$c^* = -\frac{\partial u_n}{\partial t} / \frac{\partial u_n}{\partial x} \quad (3.15)$$

No contorno inferior, correspondente à topografia ou à superfície do mar, impõe-se que  $w = 0$ . No contorno superior, é utilizada a condição de parede rígida no topo.

Os fluxos turbulentos têm valor zero no topo da grade. Na superfície, é utilizada uma parametrização que fornece os fluxos de calor, de quantidade de movimento

e umidade em função dos gradientes verticais de  $\theta$ ,  $r_v$ ,  $u$  e  $v$  entre a camada superficial e o primeiro nível do modelo acima da superfície. As variáveis  $u$  e  $v$  assumem valor zero em superfície e  $\theta$  e  $r_v$  são fornecidos por um modelo de solo que considera transferências de calor e umidade, o que torna possível calcular o fluxo de calor latente em superfície.

No nível superior do solo é feito um balanço de energia com os termos: radiação de onda longa recebida da emissão atmosférica, radiação de onda longa emitida pela superfície, radiação de onda curta recebida direta ou indiretamente (função do albedo do solo), difusão de calor para camadas mais profundas do solo e trocas turbulentas de calor sensível e latente entre a superfície e a atmosfera. Semelhantemente, é feito um balanço de umidade, incluindo os efeitos de transporte para camadas mais profundas do solo e de transporte turbulento para o ar.

### 3.2 EXPERIMENTOS

O método proposto para avaliar as interações entre os fatores que influenciam as circulações de brisas no estado da Paraíba é o proposto por Stein & Alpert (1993), que possui o propósito de isolar o efeito de diferentes fatores sobre um campo atmosférico, de forma que facilita a interpretação da contribuição dos fatores desejados.

Os experimentos aqui propostos visam o estudo das características básicas das brisas marítima/terrestre e de vale/montanha e suas interações no Estado da Paraíba.

As características atmosféricas e fisiográficas necessárias para realização das simulações são informadas ao RAMS pela especificação dos valores de variáveis e seleção das muitas opções disponíveis no RAMSIN, um arquivo responsável por informar ao conjunto de programas que formam o modelo o comportamento da atmosfera e como os métodos numéricos devem ser processados como, por exemplo, as características da grade, parâmetros e variáveis de interesse, etc.

Devido a grande quantidade de informações a serem colocadas no RAMSIN, serão mencionadas apenas as mais importantes para elaboração deste trabalho.

### **3.2.1 Área de Estudo**

O Estado da Paraíba está localizado na Região Nordeste do Brasil na faixa tropical da América do Sul (Fig. 3.2), entre  $34^{\circ}45'W$  e  $38^{\circ}45'W$  de longitude e  $6^{\circ}02'S$  e  $8^{\circ}19'S$  de latitude. Sua extensão territorial é de  $56372 \text{ km}^2$ , com extensão linear na direção leste-oeste de 443 km e na direção norte-sul de 253 km.

Sua topografia é morfologicamente formada pela Planície Costeira oriental, a Serra da Borborema e as baixadas do Norte e do Oeste da Bacia do Rio Piranhas. Estas áreas correspondem a regimes climáticos distintos embora estejam dentro da faixa dos ventos alísios de sudeste. A Serra da Borborema, cuja orientação é transversal à direção dos alísios, atua modificando o regime dos ventos sobre a Serra e sobre as outras sub-regiões (Atlas Climatológico do Estado da Paraíba, 1984).

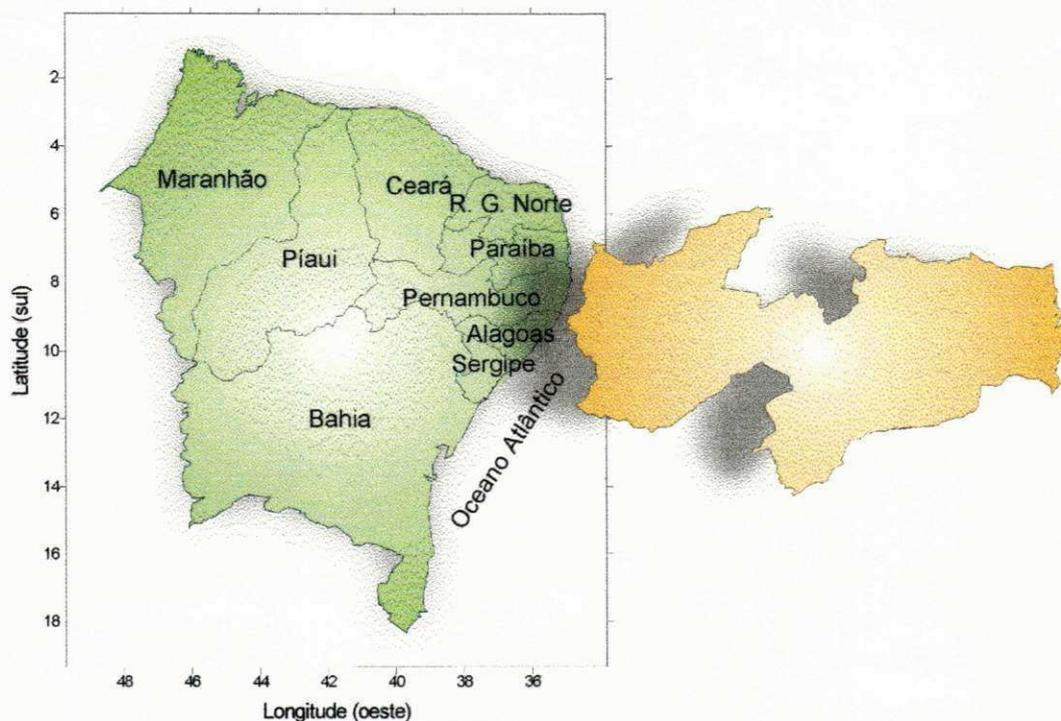


Fig. 3.2 – Localização da Região Nordeste do Brasil e Estado da Paraíba (em destaque)

A Planície Costeira (litoral), Serras do Brejo e a Serra da Borborema são atingidas pelos ventos úmidos de sudeste vindos do Atlântico, que ultrapassam o bordo oriental da Serra da Borborema, aproximadamente em Campina Grande, entram na Bacia do Picuí e chegam a atingir o Sertão do Seridó e o Baixo Sertão, onde os ventos predominantes também são de sudeste.

As integrações numéricas discutidas neste trabalho foram realizadas num espaço bidimensional representado por um corte vertical ao longo da latitude de  $7^{\circ}13'S$ , aproximadamente. A topografia é a que está disponível no modelo com resolução de 10 minutos de arco (aproximadamente 18,5 km) (Fig. 3.3).

A grade utilizada, que se compõe de 60 pontos na horizontal com espaçamento de 22 km, está centrada na longitude de  $34^{\circ}45'W$  no extremo leste do Estado da Paraíba. Dessa forma, a metade oeste (leste) da grade corresponde ao continente (oceano).

O extremo oeste da grade, com longitude de  $40^{\circ}45'W$ , está situado no Estado do Ceará. Este valor foi escolhido para evitar reflexões de ondas indesejadas dentro

da área de estudo. O extremo leste corresponde à longitude de 28°45'W. Há 24 pontos de grade na vertical e 7 níveis de profundidade no solo.

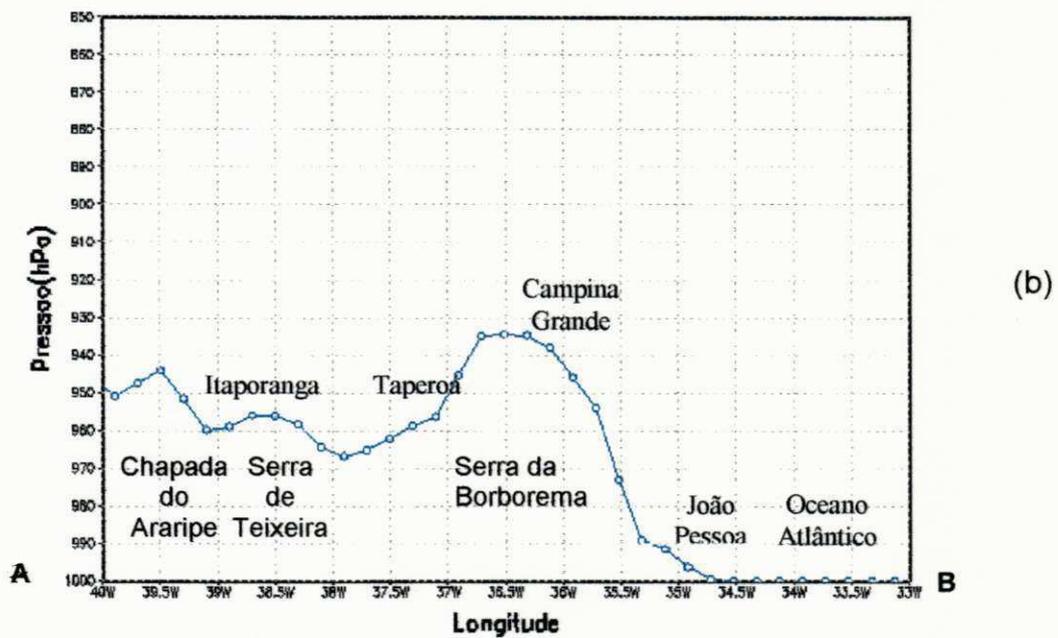
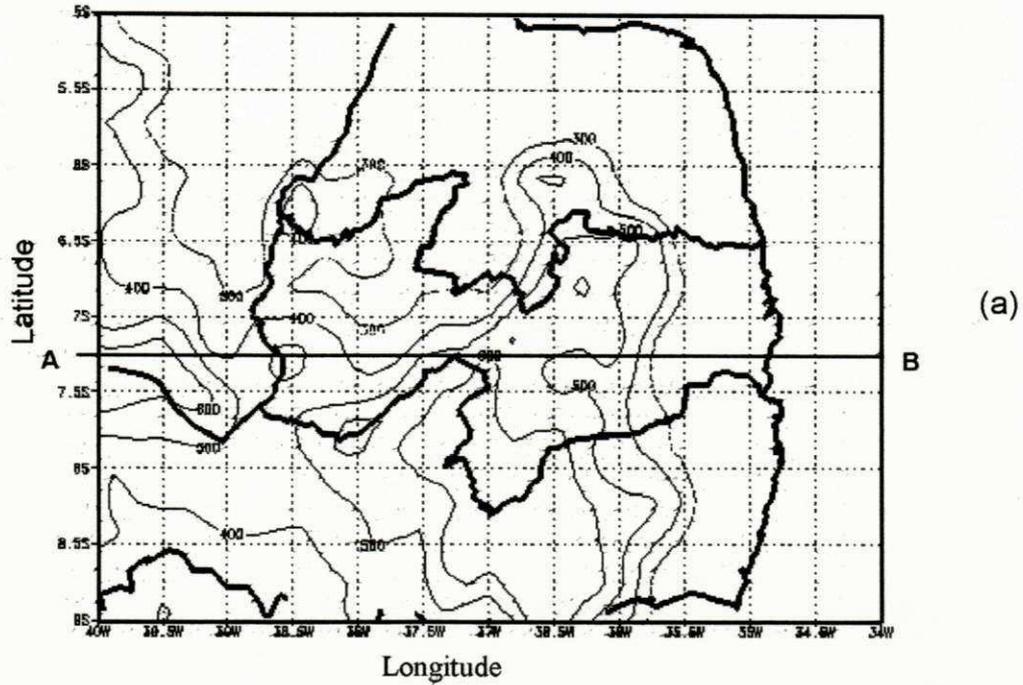


Fig. 3.3 (a) Topografia disponível no modelo com espaçamento de 10 minutos de arco, (b) Corte vertical ao longo da reta AB em torno da latitude de 7°13'S. O intervalo dos contornos em (a) é de 100 m.

### 3.2.2 Inicialização

O modelo foi inicializado com a atmosfera considerada em repouso ( $U=0$ ) e os dados termodinâmicos de uma radiossondagem, de forma que o domínio é homogêneo na horizontal no instante inicial. A sondagem atmosférica utilizada foi obtida na primeira fase do Subprojeto I – EMAS (Experimento de Mesoescala na Atmosfera do Sertão). Realizado no período de 26 de março a 5 de abril de 1995, o EMAS teve como um de seus objetivos a obtenção de dados meteorológicos com resolução espacial e temporal adequadas ao estudo de sistemas atmosféricos de mesoescala.

Vitorino *et al.* (1996a) observaram que durante todo o período do EMAS-I, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) foi o principal sistema meteorológico que provocou precipitação na região norte do nordeste brasileiro. A atividade convectiva associada a ZCIT variou de dia para dia, ora mais ativa sobre o continente, ora mais intensa sobre o oceano Atlântico, próximo ao equador.

Silva e Gandu (1998) analisaram o escoamento nos baixos níveis durante este experimento e verificaram que a componente zonal de leste é fortalecida durante a noite e que a componente meridional é de sul. A componente zonal do vento na cidade de Campina Grande evidenciou circulação predominante de leste em todos os horários no período do EMAS-I, sendo de oeste nas camadas compreendidas entre os níveis de 250 Pa e 150 hPa.

Devido a circulação de brisa ser um fenômeno de mesoescala, é conveniente escolher um dia do EMAS em que a circulação de grande escala possua a menor influência possível na área em estudo e a variação térmica diária esteja melhor caracterizada. Tal escolha foi efetuada com base em imagens de satélite (METEOSAT Image Bulletin, 1995) e em informações extraídas das 56 observações de superfície e ar superior realizadas em Campina Grande ( $7^{\circ}13'S$ ,  $35^{\circ}53'W$ , 547m) no período do experimento (Correia, 1995).

A seleção do horário levou em conta que as brisas possuem seu ciclo ditado pela presença da radiação solar. Assim, um bom horário seria aquele em que o Sol estaria por nascer ou estivesse nascendo. A partir destas condições, o horário selecionado foi aquele em que a atmosfera se encontrava estável e o Sol ainda não havia nascido correspondendo às 2:59 horas (horário legal) do dia 26 de março de 1995. Os perfis verticais da umidade relativa, temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho obtidos nesse horário são ilustrados na Figura 3.4. O uso dessa sondagem no RAMS exigiu a extrapolação dos dados termodinâmicos até o nível médio do mar utilizando a taxa de resfriamento média das camadas mais próximas da superfície.

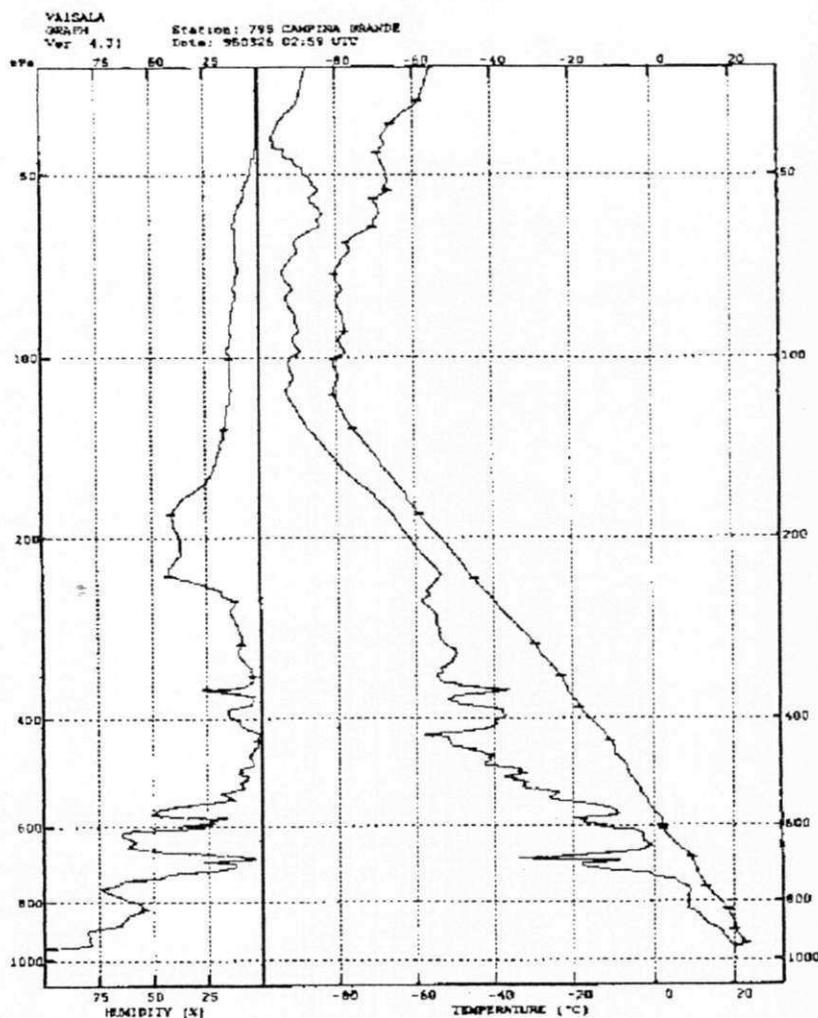


Fig. 3.4 Perfis verticais da temperatura do ar ( $T_a$ ), temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) e umidade relativa (UR) obtidos às 2:59 HL do dia 26 de março de 1995 em Campina Grande-PB ( $7^{\circ}13'S$ ,  $35^{\circ}53'W$ , 547m). Os pontos assinalados indicam os níveis de pressão utilizados para compor o gráfico.

O tipo de vegetação adotado foi o de semi-deserto, para representar a vegetação predominante no Estado que é a caatinga (Gandu *et al.*, 1994; Sismanoglu *et al.*, 1996; Vitorino *et al.*, 1996b; Herdies, 1998)

O valor de umidade do solo utilizado nas simulações foi de 46%, que é o valor médio do mês de março estimado por um modelo de umidade de solo utilizado por Dantas (1999).

A temperatura da superfície do mar utilizada corresponde à média climatológica para o mês de março disponível no modelo RAMS.

### **3.2.3 Experimentos Realizados**

Os experimentos realizados, analisados segundo o método de separação de fatores de Stein & Alpert (1993), são os seguintes:

- I. Área de estudo com topografia, com parametrização de convecção ( $f_{12}$ );
- II. Área de estudo com topografia, sem parametrização de convecção ( $f_1$ );
- III. Área de estudo plana (sem topografia), com parametrização de convecção ( $f_2$ );
- IV. Área de estudo plana (sem topografia), sem parametrização de convecção ( $f_0$ ).

A Figura 3.5 mostra resumidamente, em forma de fluxograma, os experimentos propostos a partir dos dados de inicialização.

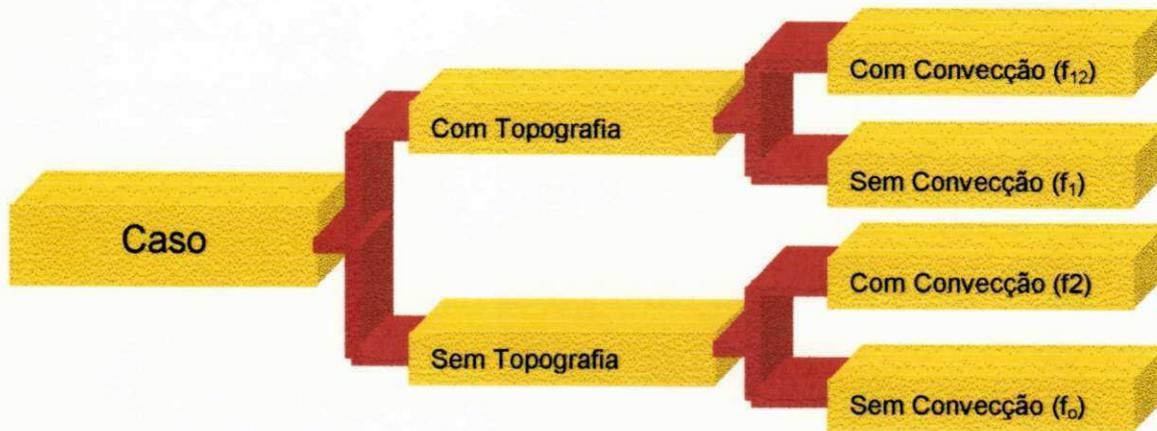


Fig. 3.5 - Fluxograma com os experimentos realizados a partir dos dados de inicialização.

O método foi aplicado aos campos de  $u$ ,  $w$ , e  $\theta$  para avaliar a influência sobre as brisas da topografia ( $\hat{f}_1$ ), da convecção ( $\hat{f}_2$ ) e da interação não linear ( $\hat{f}_{12}$ ), com base nas seguintes equações:

$$\hat{f}_0 = f_0 \quad (3.16)$$

$$\hat{f}_1 = f_1 - f_0, \quad (3.17)$$

$$\hat{f}_2 = f_2 - f_0, \quad (3.18)$$

$$\hat{f}_{12} = f_{12} - (f_1 + f_2) + f_0, \quad (3.19)$$

#### **4. RESULTADOS E DISCUSSÃO**

As simulações bidimensionais realizadas são apresentadas, analisadas e discutidas a seguir, com ênfase nas brisas entre vale e montanha e terra e mar, geradas por gradientes horizontais no fluxo de calor sensível entre duas áreas com características diferentes.

Os efeitos gerados pela topografia, convecção e sua interação (não-linear) são avaliados utilizando o método de separação de fatores de Stein & Alpert (1993).

#### 4.1. EXPERIMENTO DE CONTROLE: TOPOGRAFIA E PARAMETRIZAÇÃO DA CONVECÇÃO

No instante inicial de integração o modelo está com a atmosfera estável e sem escoamentos; a inicialização é homogênea a partir do repouso. Nenhum escoamento zonal com intensidade significativa foi observado (Fig. 4.1a) até o meio dia (Hora Local-HL), horário em que o continente já está bastante aquecido e a camada de mistura já encontra-se desenvolvida (Fig. 4.1c). Na ausência de escoamento zonal não há formação de regiões de convergência/divergência e, conseqüentemente, a convecção não é ativada e os movimentos verticais são nulos (Fig. 4.1b).

Às 14HL a camada de mistura está melhor definida (Fig. 4.2c), com profundidade que não ultrapassa o nível de 900 hPa. A diferença de temperatura entre o continente e o oceano é em torno de 2 K. A circulação de brisa marítima já atingiu a cidade de Campina Grande, embora com pequena intensidade ( $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), de forma que não possui ainda a circulação de retorno. Pode-se notar ainda a presença de uma circulação de vale-montanha na encosta oeste da Serra da Borborema (Fig. 4.2a). A convergência gerada por estas duas circulações provoca movimento ascendente no cume da serra (Fig. 4.2.b), que ganha maior intensidade nas horas seguintes.

A circulação de retorno da brisa marítima torna-se bem definida a partir das 16HL, com núcleo situado no nível de 800 hPa sobre a encosta leste da Serra da Borborema. A brisa marítima tem maior intensidade e a brisa de vale na encosta oeste sofreu um pequeno deslocamento para oeste (Fig. 4.3a), mantendo a mesma intensidade. Associado à brisa marítima, existe um ramo ascendente no sopé da Serra da Borborema e um ramo descendente correspondente sobre o litoral (Fig. 4.3b). Neste horário a camada de mistura está mais profunda (Fig. 4.3c).

Às 18HL a brisa marítima apresenta escoamento de leste mais intenso ( $2,5 \text{ ms}^{-1}$ ) com circulação de retorno relativamente fraca centrada no nível de 825 hPa. A célula da brisa sofreu um pequeno deslocamento para o oeste, chegando até o município de Taperoá, não ultrapassando a longitude de  $36,5^\circ \text{ W}$ . Valores máximos da brisa também foram obtidos em torno deste horário por Gandu *et al.* (1994), concordando com o observado por Gomes Filho *et al.* (1990). Resultado idêntico também foi obtido por Bento & Cavalcanti (1994). Nóbrega *et al.* (2000) observaram que o escoamento na localidade de Campina Grande, possui um ciclo determinado pela radiação solar, com máximo ocorrendo em torno de 18HL, 2 horas após esta localidade atingir sua maior temperatura ( $29^\circ \text{ C}$ ). Neste horário o núcleo de movimento vertical ascendente começa a se posicionar sobre o cume da Serra da Borborema. Permanece uma célula de movimento descendente relativamente fraco na costa, enquanto que não há movimento vertical no restante da área de integração (Fig. 4.4b). Não há gradiente térmico na encosta oeste da Serra da Borborema (Fig. 4.4c), o que explica a desintensificação da brisa de vale neste lado da Serra.

Às 20HL a brisa marítima (Fig. 4.5a) praticamente ultrapassou a Serra da Borborema, chegando ao município de Itaporanga por volta das 22HL (figura não mostrada). É neste horário que a circulação de retorno atinge sua maior intensidade no primeiro dia de integração. O movimento vertical no domínio (Fig. 4.5b) é relativamente fraco e o gradiente térmico começa a inverter-se (Fig. 4.5c).

A velocidade de deslocamento da brisa pode ser avaliada considerando que ela percorre em torno de  $1^\circ$  de longitude em 3h, o que resulta em aproximadamente  $10,3 \text{ ms}^{-1}$  ( $37,1 \text{ kmh}^{-1}$ ). É importante observar que o horário preferencial de deslocamento é após o anoitecer. Esta característica também foi observada por Physick (1976) e Simpson (1994), que a atribuíram a duas causas. Após o anoitecer a convecção livre cessa e o resfriamento da atmosfera ocorre por mistura turbulenta mecânica. Nas regiões no interior do continente onde os ventos são fracos, há pouca turbulência mecânica e, portanto, pouco resfriamento, diferentemente do que ocorre na parte anterior da frente de brisa. Além disso, outro mecanismo responsável pela propagação da frente de brisa após o crepúsculo, quando o

gradiente de pressão no litoral já se reverteu, é a diminuição do arrasto devido ao atrito que ocorre quando a estabilidade atmosférica aumenta.

A Serra da Borborema é transposta pela brisa marítima às 24HL (Fig. 4.6a), o que faz com que a circulação à superfície sobre o Estado seja predominantemente de leste como observado por Silva & Gandu (1998). Neste horário existem núcleos de movimento ascendente centrados em torno de  $35,6^{\circ}\text{W}$  e  $37,3^{\circ}\text{W}$  (Fig. 4.6b). O alto da serra esfria-se radiativamente mais rapidamente do que o sopé, gerando um contraste térmico na encosta oeste da serra visto às 24HL (Fig. 4.6c), condição necessária para a formação da brisa de montanha-vale (Sellers, 1965; Flohn, 1969; Simpson, 1994). Entretanto, ela não é perceptível no campo do movimento zonal, por ser mascarada pelo vento de grande escala. Souza (1999) evidencia que um gradiente de temperatura não é uma condição necessária para manutenção de circulações termicamente dirigidas e sim que haja um gradiente de temperatura potencial entre as duas áreas. O surgimento da brisa terrestre é sugerido pelo campo da temperatura potencial (Fig. 4.6c) e pela desintensificação do escoamento de leste no litoral do Estado. Verifica-se neste horário células de movimento ascendente relativamente intensas centradas em torno do nível de 600 hPa entre  $35^{\circ}\text{W} - 36^{\circ}\text{W}$  e  $37^{\circ}\text{W} - 38^{\circ}\text{W}$ .

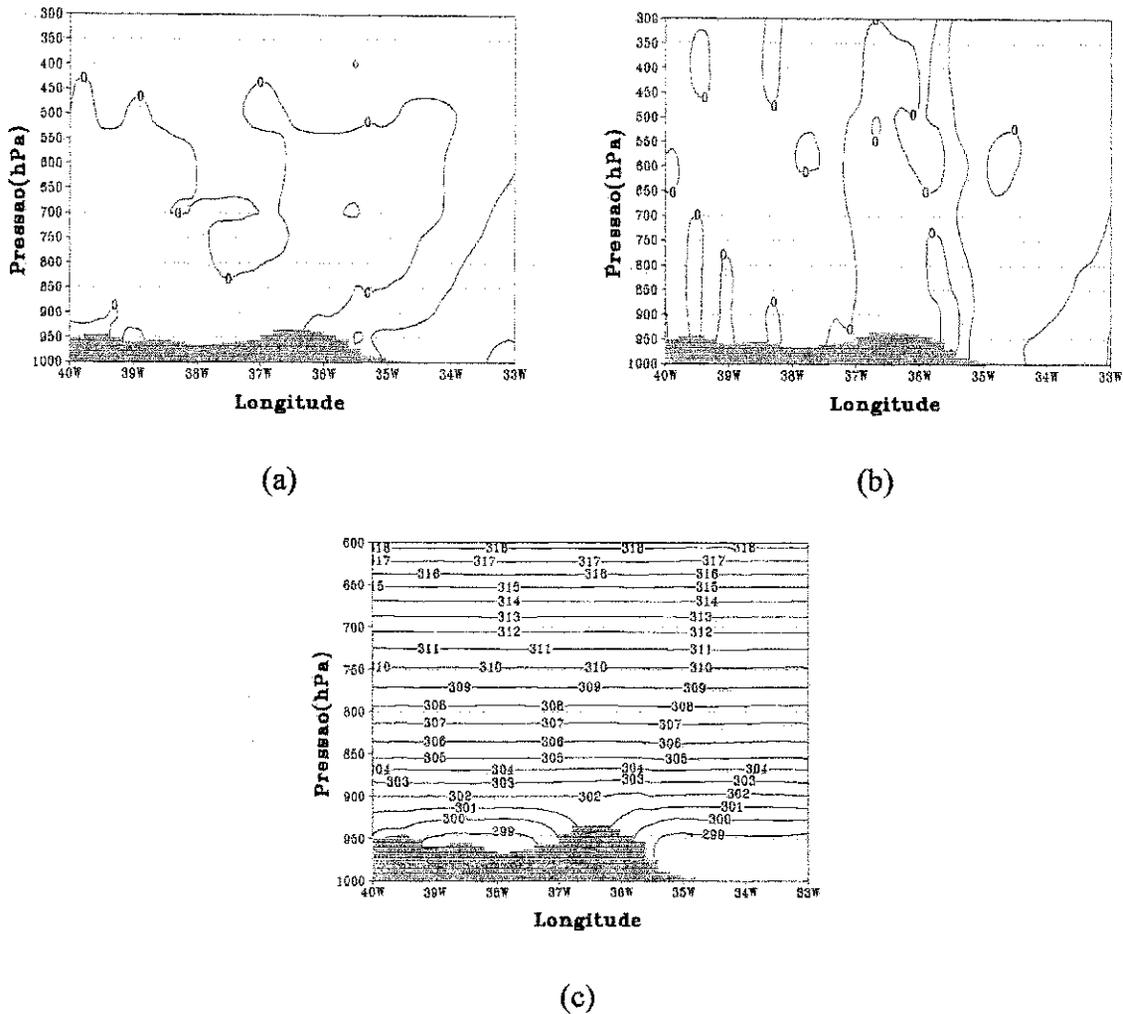
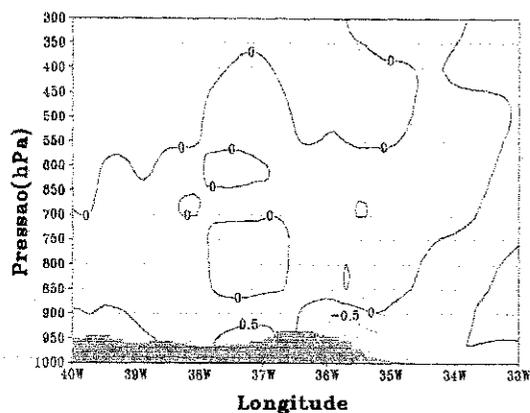
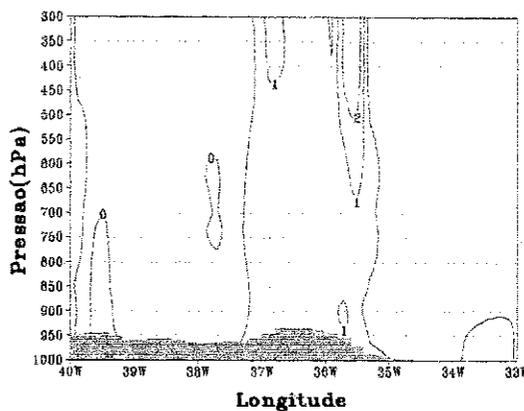


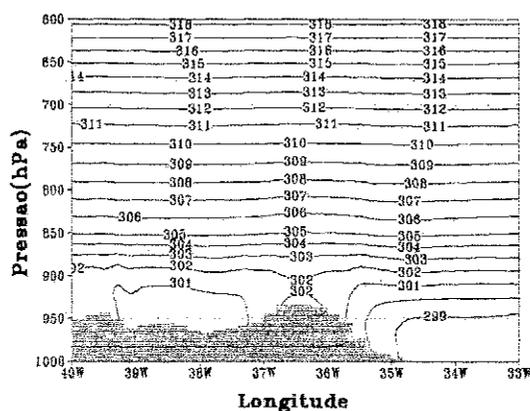
Fig. 4.1. Experimento de controle às 12HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.2. Experimento de controle às 14HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

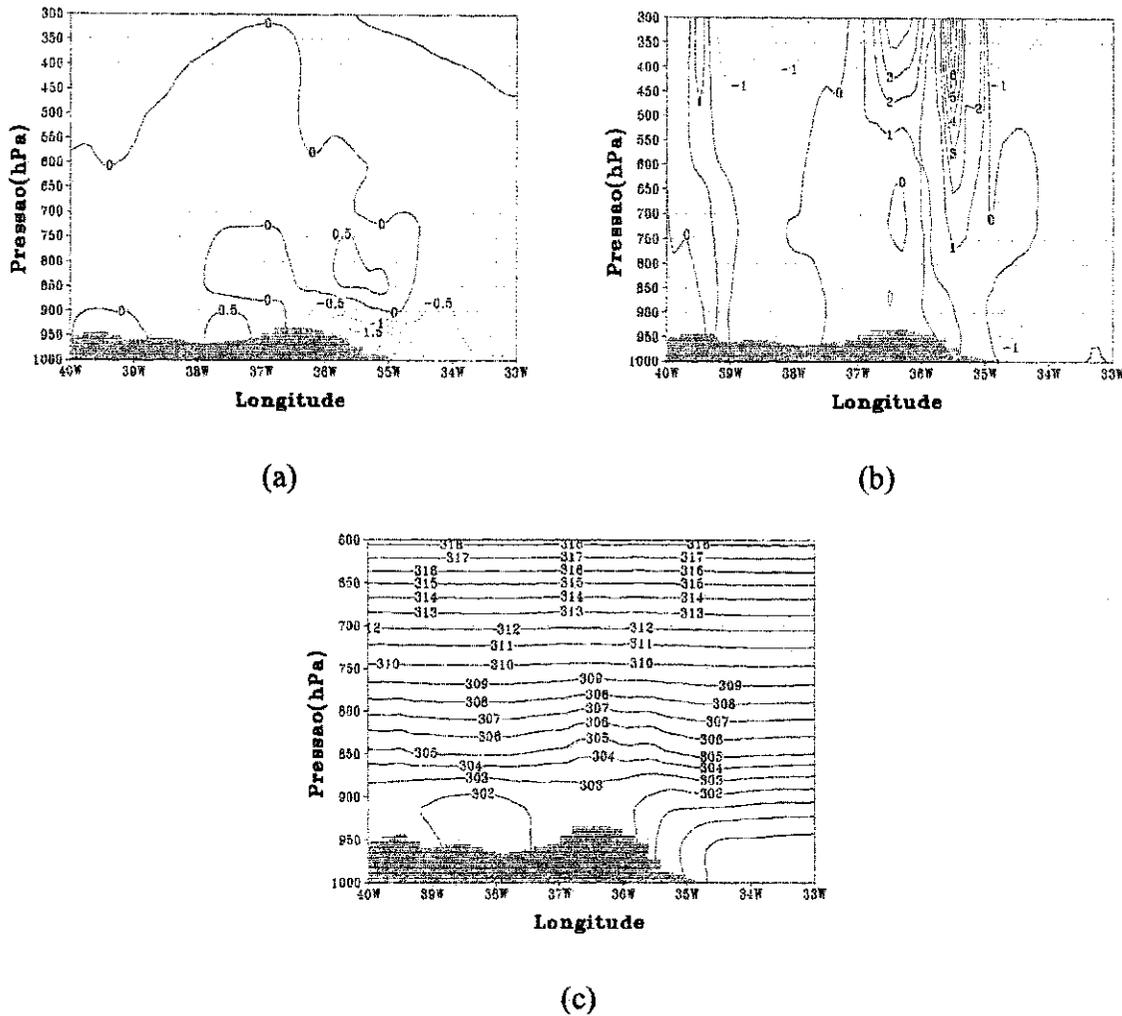


Fig. 4.3. Experimento de controle às 16HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

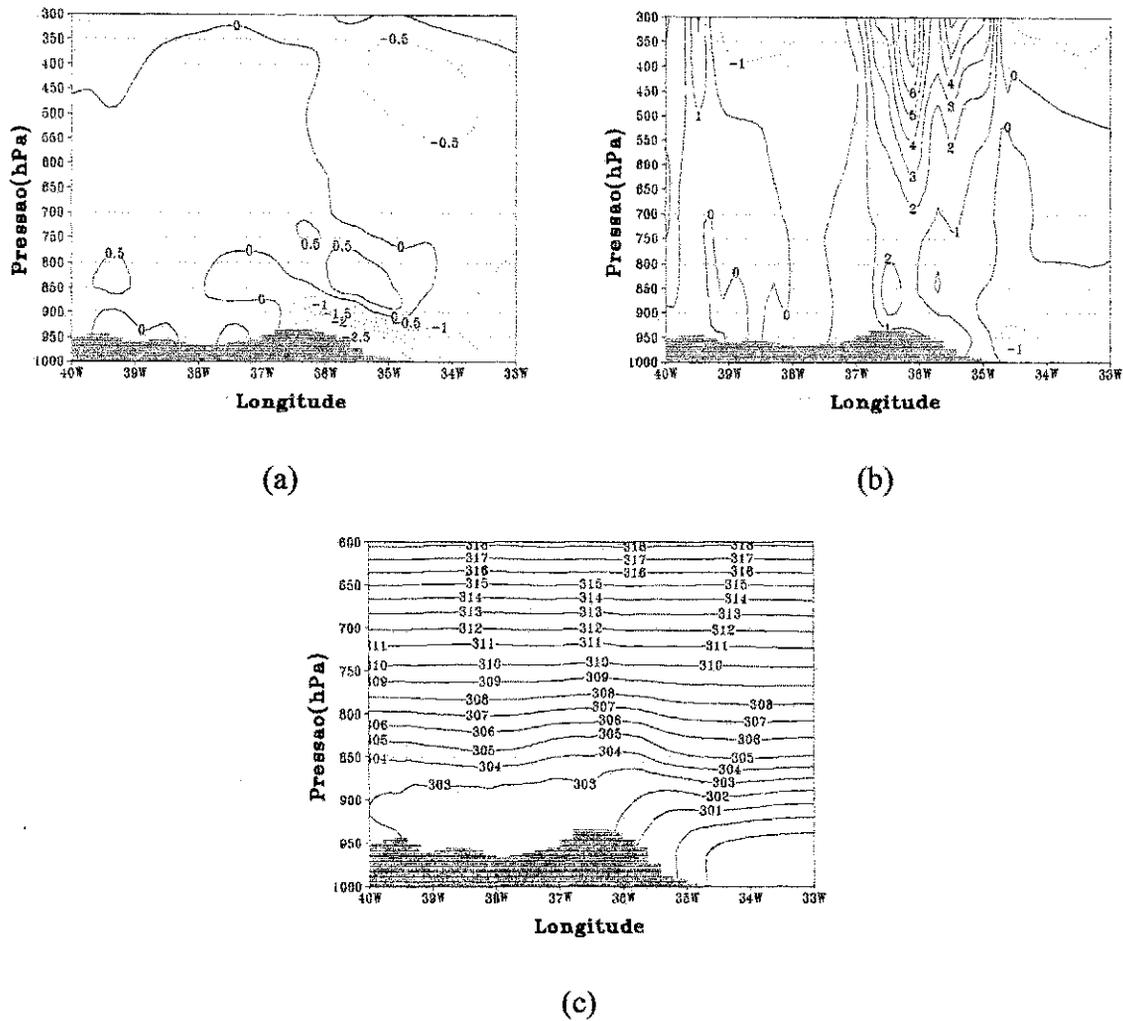


Fig. 4.4. Experimento de controle às 18HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

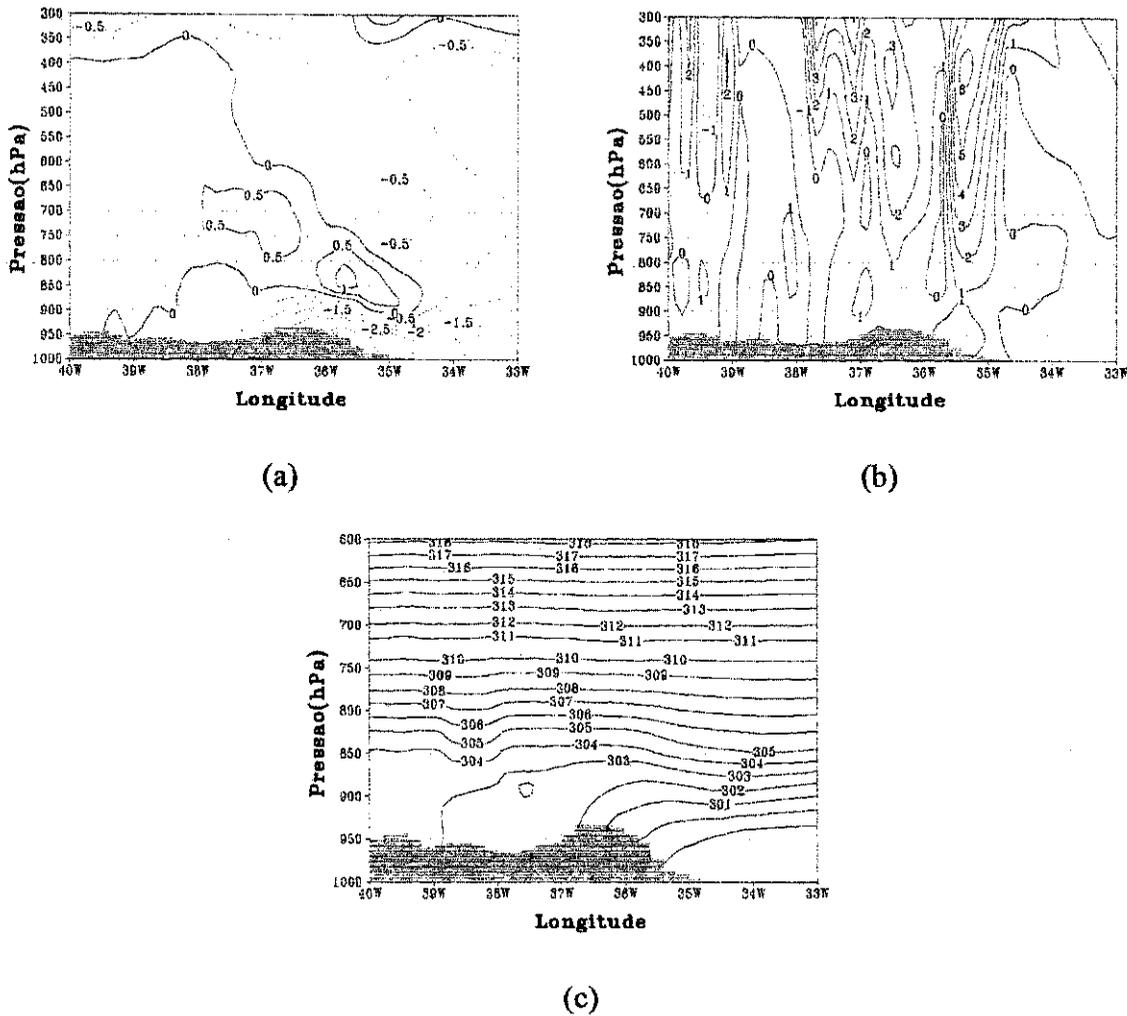


Fig. 4.5. Experimento de controle às 20HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

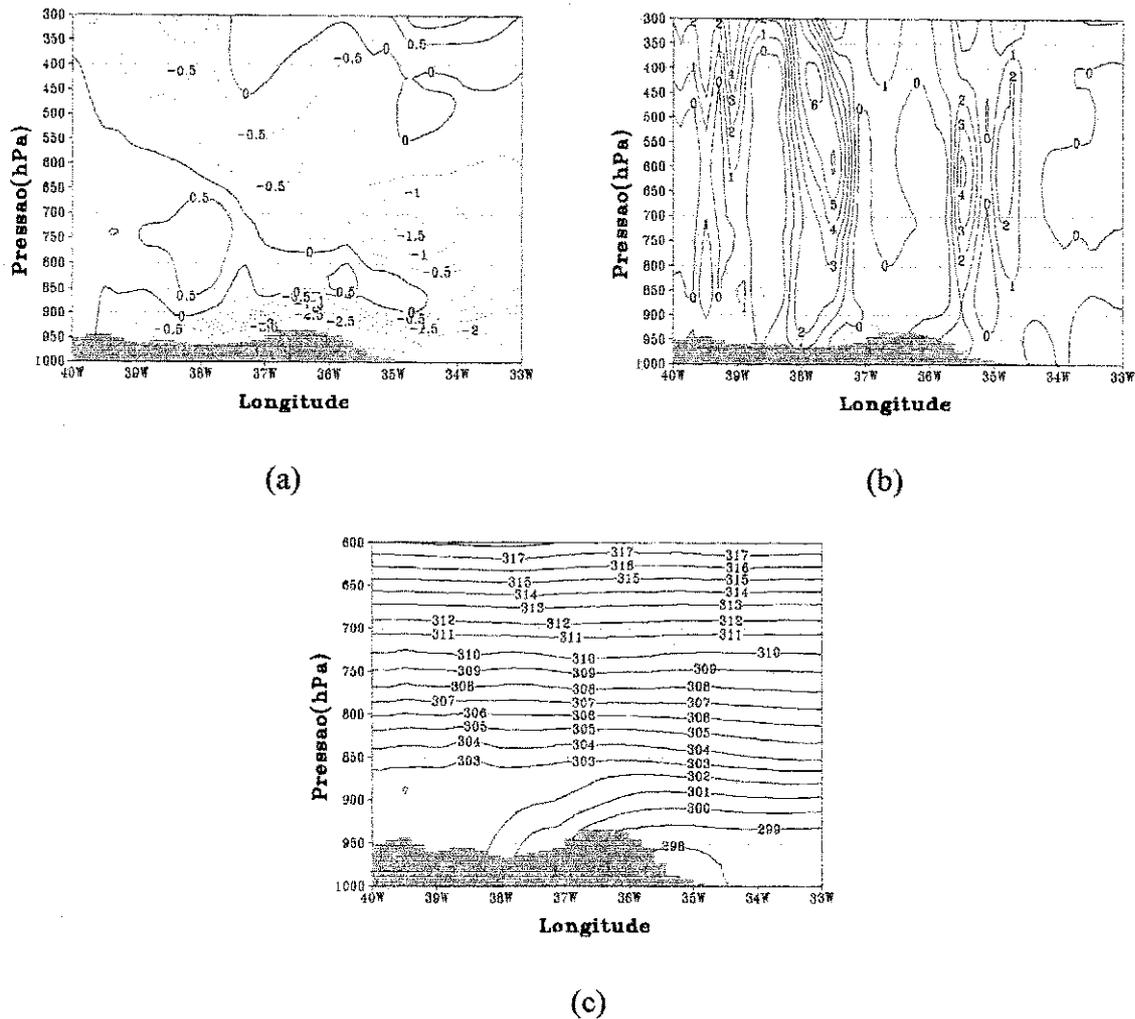


Fig. 4.6. Experimento de controle às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 ms^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} ms^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

#### 4.1.1 Sumário

A brisa marítima atinge seu máximo ( $2,5 \text{ ms}^{-1}$ ) entre 17 e 18HL, conforme observado por outros autores (Bastos *et al.*, 1986; Bento & Cavalcanti, 1994), enquanto que a convergência mais intensa na área costeira ocorre às 20HL do mesmo dia. O maior deslocamento da brisa ocorre após o anoitecer, com velocidade estimada em  $10,3 \text{ ms}^{-1}$ , devido à redução na mistura turbulenta sobre a superfície do Estado. O gradiente térmico mais intenso ocorre às 16HL, uma a duas horas antes do horário de maior intensidade da brisa. Haurwitz (1947) atribuiu este fenômeno ao atrito que, além de diminuir a intensidade da brisa, afeta sua fase, ou seja, quanto maior o atrito, maior o atraso na intensidade da brisa em relação ao ciclo diurno de temperatura. Característica semelhante foi observada por Nóbrega *et al.* (2000) ao avaliar o comportamento do vento à superfície na cidade de Campina Grande. A brisa marítima penetra no continente até a longitude de  $38^{\circ}\text{W}$ , distante 441,2 km do litoral, onde chega em torno das 24HL. Uma explicação para esta grande extensão de deslocamento da brisa é que para a latitude escolhida a força de Coriolis é praticamente desprezível (Mahfouf *et al.*, 1987).

A atmosfera tende a estabilizar-se durante a madrugada do segundo dia de integração. A brisa terrestre vem a ser notada apenas entre 8 e 10HL do segundo dia, quando há uma diferença de temperatura potencial entre o ar sobre a área costeira e o oceano em torno de 1K, mantendo-se restrita à costa. Não é possível distinguir a brisa de montanha na encosta oeste da Serra da Borborema devido à superposição com a circulação de grande escala e a brisa marítima.

É perceptível a presença de uma célula de movimento ascendente próximo à área litorânea na maior parte do tempo de integração. Physick (1976) demonstrou com um experimento numérico sob condições diferentes das utilizadas neste trabalho, que pode haver a formação de uma pequena célula de movimento ascendente próximo ao litoral, mesmo quando

a brisa já penetrou continente a dentro. Essa célula é formada pelo contraste entre o ar sobre o mar e o ar marítimo que penetrou no continente, já bastante modificado por este.

## 4.2 EFEITO DA TOPOGRAFIA

O efeito da topografia começa a se fazer notar às 14HL. A superfície neste caso se mostra mais quente em relação a ausência da topografia, com maior valor sobre a Serra da Borborema (Fig. 4.7c). É evidente ainda a camada de mistura na encosta leste da Serra. O gradiente térmico horizontal gerado pelo aquecimento mais intenso na área da Serra da Borborema dá origem ao escoamento de leste (oeste) na encosta leste (oeste) da Serra (Fig. 4.7a). É evidente também o escoamento de oeste correspondente à circulação de retorno da brisa. Não há movimentos verticais neste horário (Fig. 4.7b).

Às 16HL a brisa está mais intensa e abrange uma área maior (Fig. 4.8a), o que sugere que inicialmente forma-se a brisa de vale na encosta leste e depois há o acoplamento com a brisa marítima, já que a diferença de temperatura necessária para a formação da brisa de vale é menor que a da brisa marítima. Essa mudança é acompanhada por expansão na área ocupada pela circulação de retorno, que mantém sua intensidade. No lado oeste da Serra da Borborema a brisa de vale permanece fraca, mas apresentando circulação de retorno em 850 hPa. Há movimento vertical fraco no leste da Serra (ascendente) e área litorânea (descendente). A intensificação e/ou formação das circulações observadas deve-se à elevação na temperatura sobre a Serra da Borborema (Fig. 4.8c). Verifica-se também que houve aprofundamento da camada de mistura.

A brisa marítima ocupa uma área maior ao anoitecer (18HL), enquanto que ocorre o oposto com a brisa de vale na encosta oeste da Serra da Borborema (Fig. 4.9a). Há movimento ascendente sobre a Serra e movimento descendente no litoral e no vale a oeste da

Serra (Fig. 4.9b). O campo da temperatura potencial apresenta aprofundamento da camada com maior aquecimento (Fig. 4.9c).

Às 20HL a célula da brisa marítima está mais intensa enquanto que a brisa de vale se desintensificou, apesar de apresentar a circulação de retorno (Fig. 4.10a). O núcleo de movimento vertical (Fig. 4.10b) sobre o cume da Serra da Borborema está mais intenso e ladeado por dois núcleos descendentes. Permanece a célula descendente no vale a oeste da Serra da Borborema, enquanto que há movimento ascendente no litoral. Há um contraste térmico de 2 K entre o ar sobre o oceano e o ar sobre quase todo continente (Fig. 4.10c)

O final (24HL) apresenta escoamento de oeste na costa, restrito aos baixos níveis e à costa do Estado (Fig. 4.11a). Pode-se observar ainda que houve intensificação e um pequeno deslocamento para oeste da célula da brisa marítima ( $3\text{ms}^{-1}$ ). Neste horário o ramo superior da célula da brisa marítima parece unido ao ramo inferior da célula da brisa de vale. Há ramos de movimento ascendente intenso em torno de  $36^{\circ}\text{W}$  e  $36,6^{\circ}\text{W}$ , separados por uma célula descendente. Eles explicam, respectivamente, o escoamento de leste mais intenso e o escoamento de oeste. Observam-se ainda áreas alternadas de movimento ascendente e descendente no restante do Estado (Fig. 4.11b). O aquecimento continental está menor e restrito a uma camada mais rasa (Fig. 4.11c).

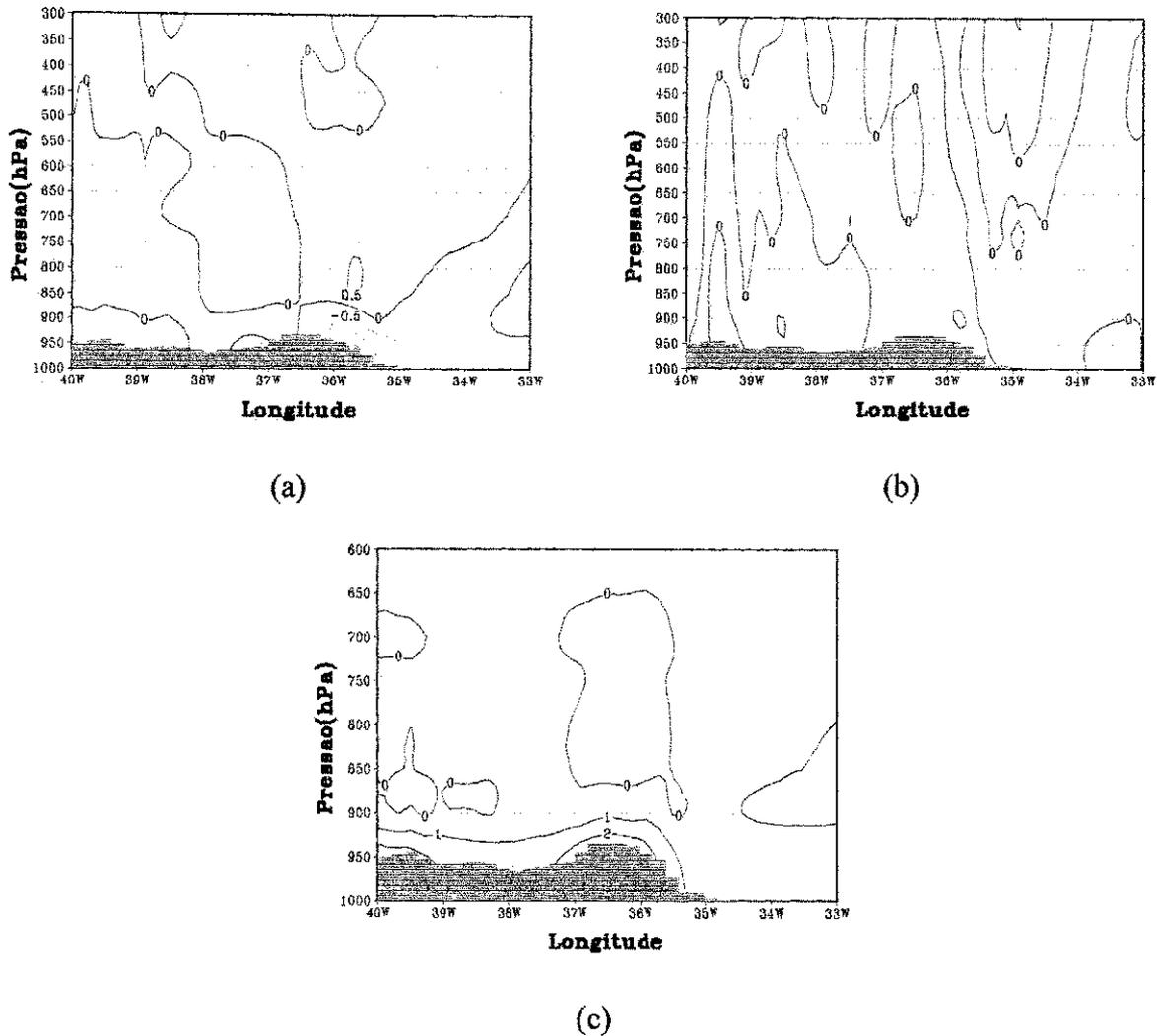


Fig. 4.7. Efeito da topografia às 14HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

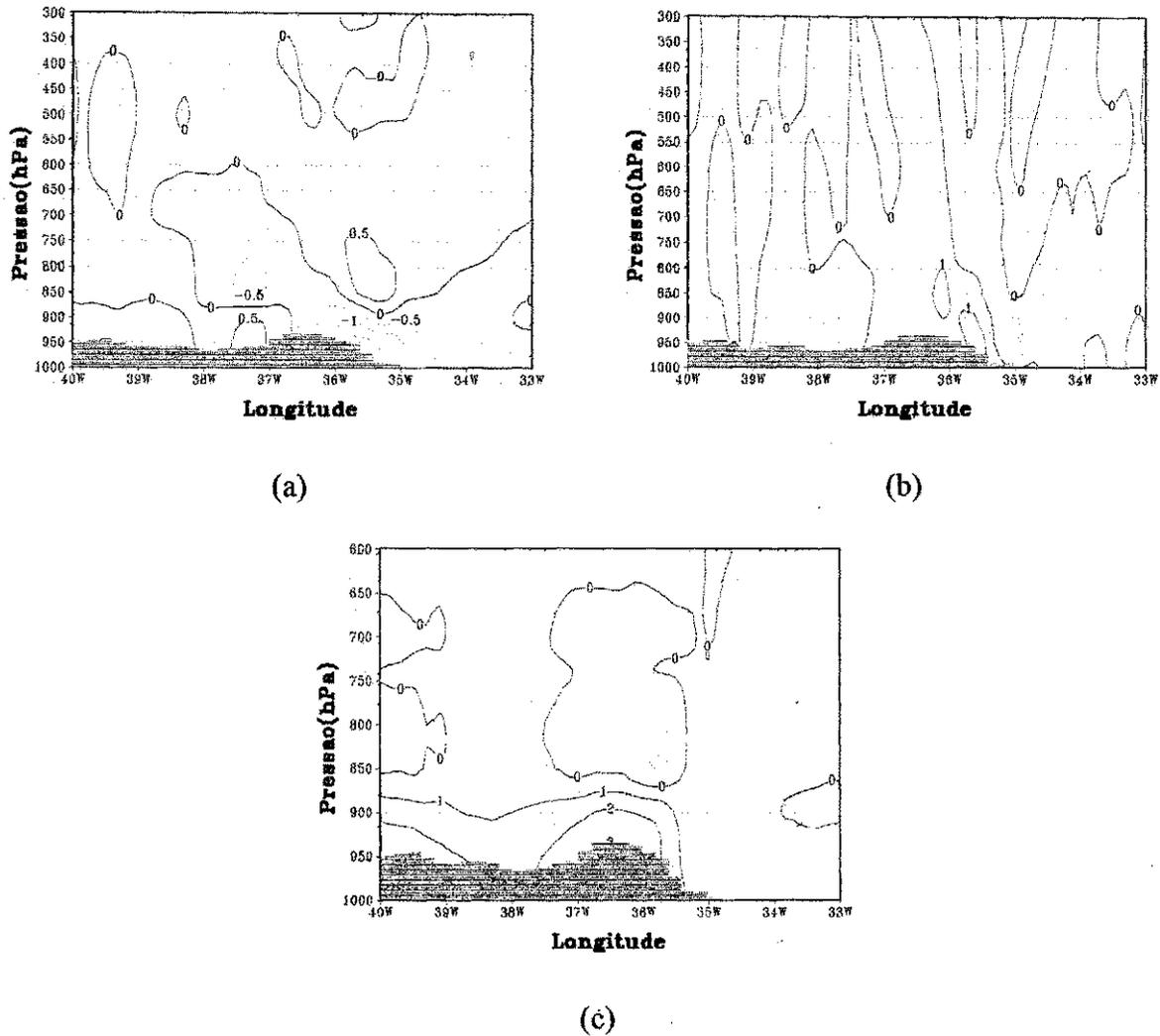


Fig. 4.8. Efeito da topografia às 16HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

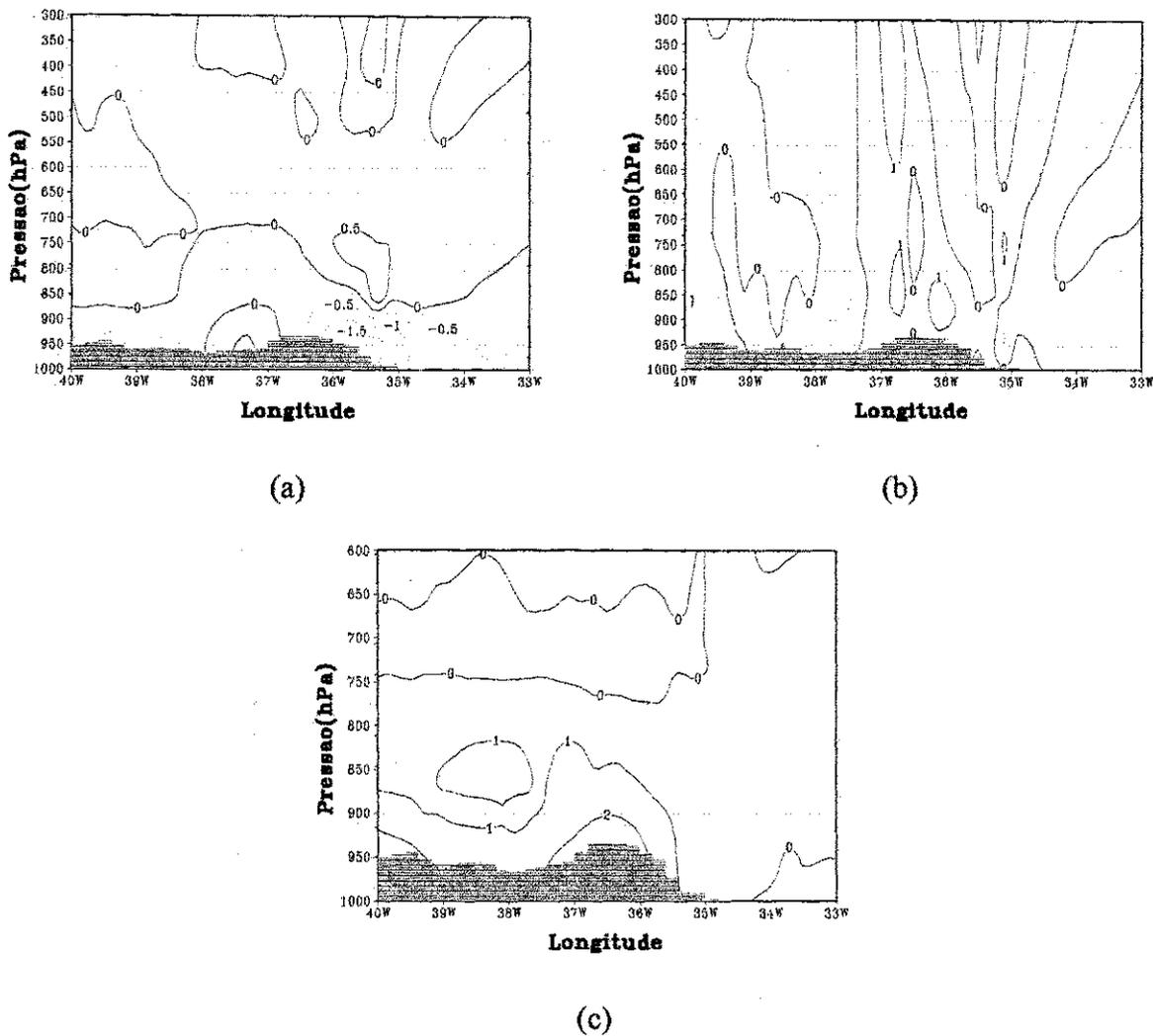


Fig. 4.9. Efeito da topografia às 18HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).



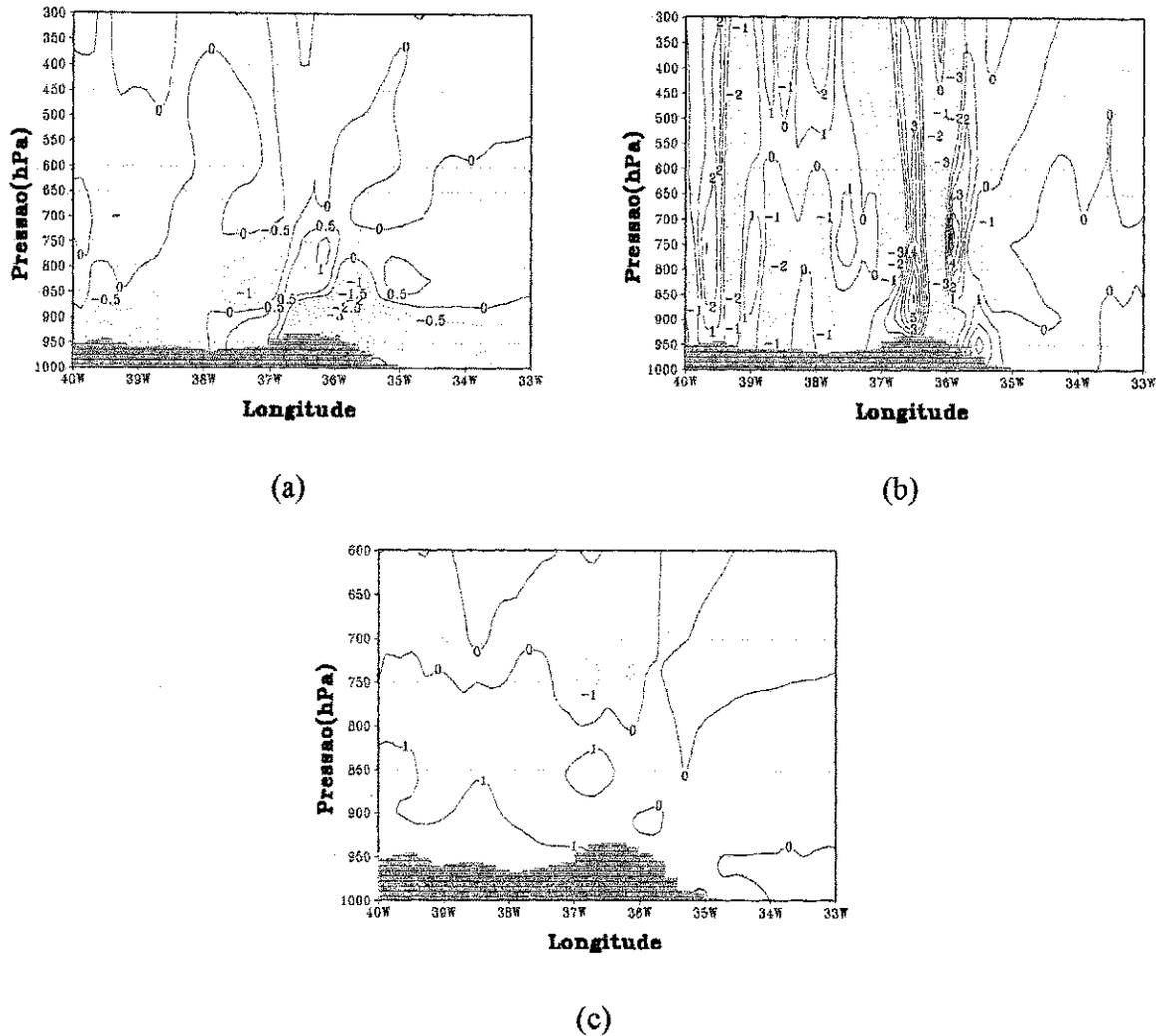


Fig. 4.11. Efeito da topografia às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

#### 4.2.1 Sumário

O efeito da topografia é observado a partir das 14HL. Sua principal influência está no maior aquecimento nos baixos níveis acima da superfície e no aprofundamento da camada de mistura, o que favorece a formação da brisa marítima. Segundo Souza (1999) a topografia induz circulações convectivas porque leva ao aquecimento não-adiabático de parcelas de ar movendo-se a cima.

O desenvolvimento da brisa marítima na encosta leste da Serra da Borborema sugere que inicialmente forma-se a brisa de vale, que depois se acopla com a brisa marítima, já que a diferença de temperatura necessária para a formação da brisa de vale é menor que a da brisa marítima. Esta propriedade não é evidente no segundo dia, devido ao escoamento de grande escala gerado pelo modelo. O acoplamento dessas brisas causa a expansão na área ocupada pela circulação de retorno, que mantém sua intensidade.

O ar sobre a superfície do continente aquece-se mais rapidamente no oeste do Estado, o que dá origem a um gradiente térmico no continente. Tal efeito ocorre provavelmente devido à participação do escoamento de grande escala, que transporta ar menos quente para a parte leste do Estado, tornando-a mais fria.

Durante toda a integração a topografia organiza a distribuição longitudinal dos movimentos ascendentes. Percebe-se que mesmo sem a parametrização de convecção a topografia ocasiona áreas de convergência intensa, preferencialmente próximo às encostas das serras, influenciando a circulação local, chegando mesmo a mudar a direção do escoamento.

### 4.3 EFEITO DA CONVECÇÃO

O efeito da convecção só é notado às 20HL . Ele atua ocasionando o surgimento de escoamento de leste em  $36^{\circ}\text{W}$  (Fig. 4.12a), contribuindo para a intensificação da brisa marítima neste horário.

O campo do movimento vertical mostra a presença de um ramo descendente em  $35,5^{\circ}\text{W}$  e ascendente em  $36^{\circ}\text{W}$ , este último centrado nos altos níveis (Fig. 4.12b). No campo da temperatura potencial não é observada nenhuma influência neste horário (Fig. 4.12c).

Uma característica melhor definida às 24HL (Fig. 4.13a), causada pela convecção, é a presença de divergência nos níveis mais altos. Tal padrão também foi observado por Bernardet (1993). Houve intensificação na componente de leste nos baixos níveis, e no escoamento de oeste associado, centrado em torno de 900 hPa. O escoamento de leste, com núcleo em torno de 800 hPa, contribuiu desintensificando o núcleo com escoamento de oeste próximo a  $35,5^{\circ}\text{W}$  em 850 hPa (Fig. 4.6a). Como o efeito convectivo está intrinsicamente ligado ao movimento vertical, pode-se verificar que o escoamento de leste observado está associado ao ramo ascendente relativamente forte situado em torno de  $36,5^{\circ}\text{W}$ , com núcleo em 650 hPa. O ramo descendente associado está centrado em 900 hPa, na longitude de  $36^{\circ}\text{W}$  (Fig. 4.13b). O resultado da circulação gerada é um esfriamento em torno de 1K próximo à superfície (Fig. 4.13c).

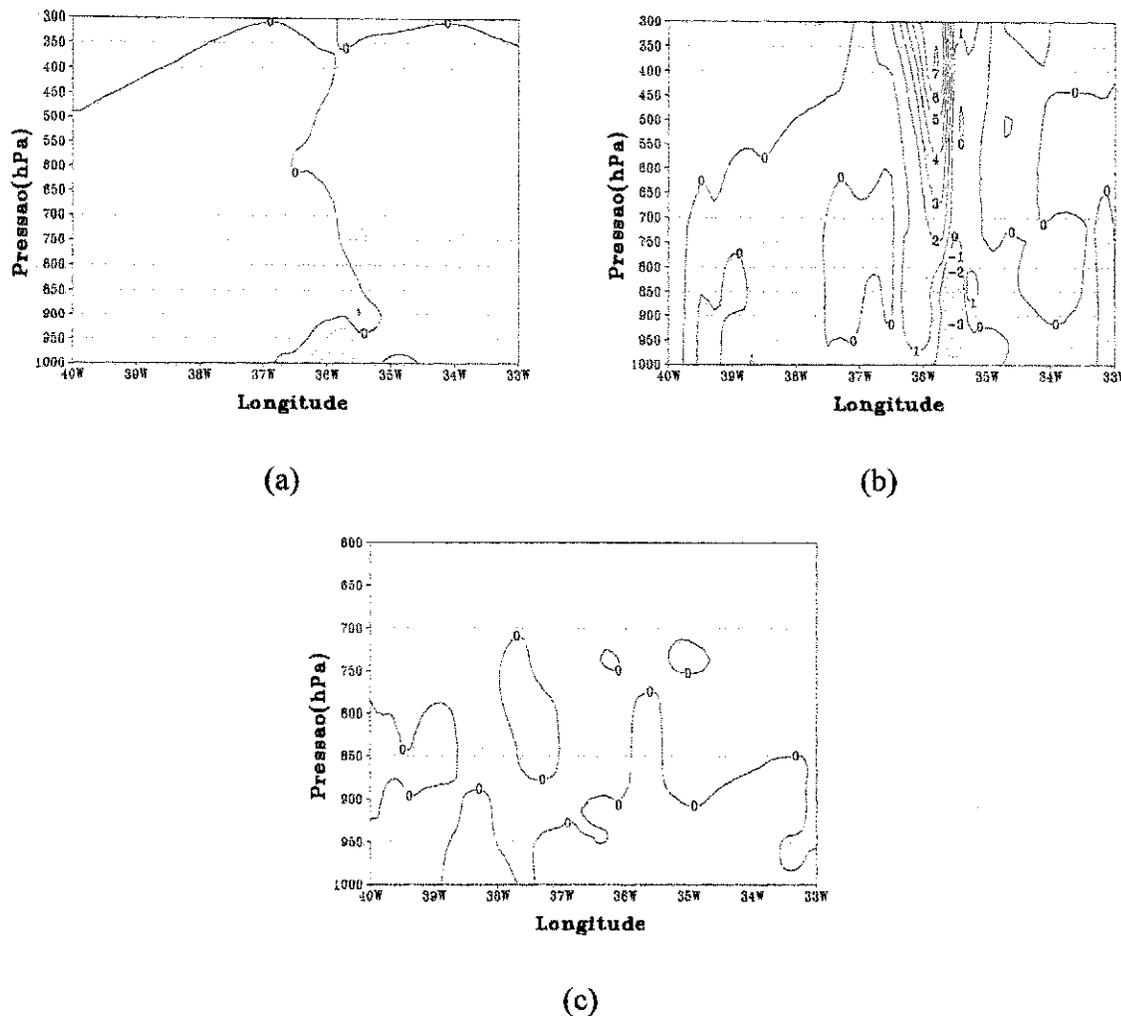


Fig. 4.12. Efeito da convecção às 20HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

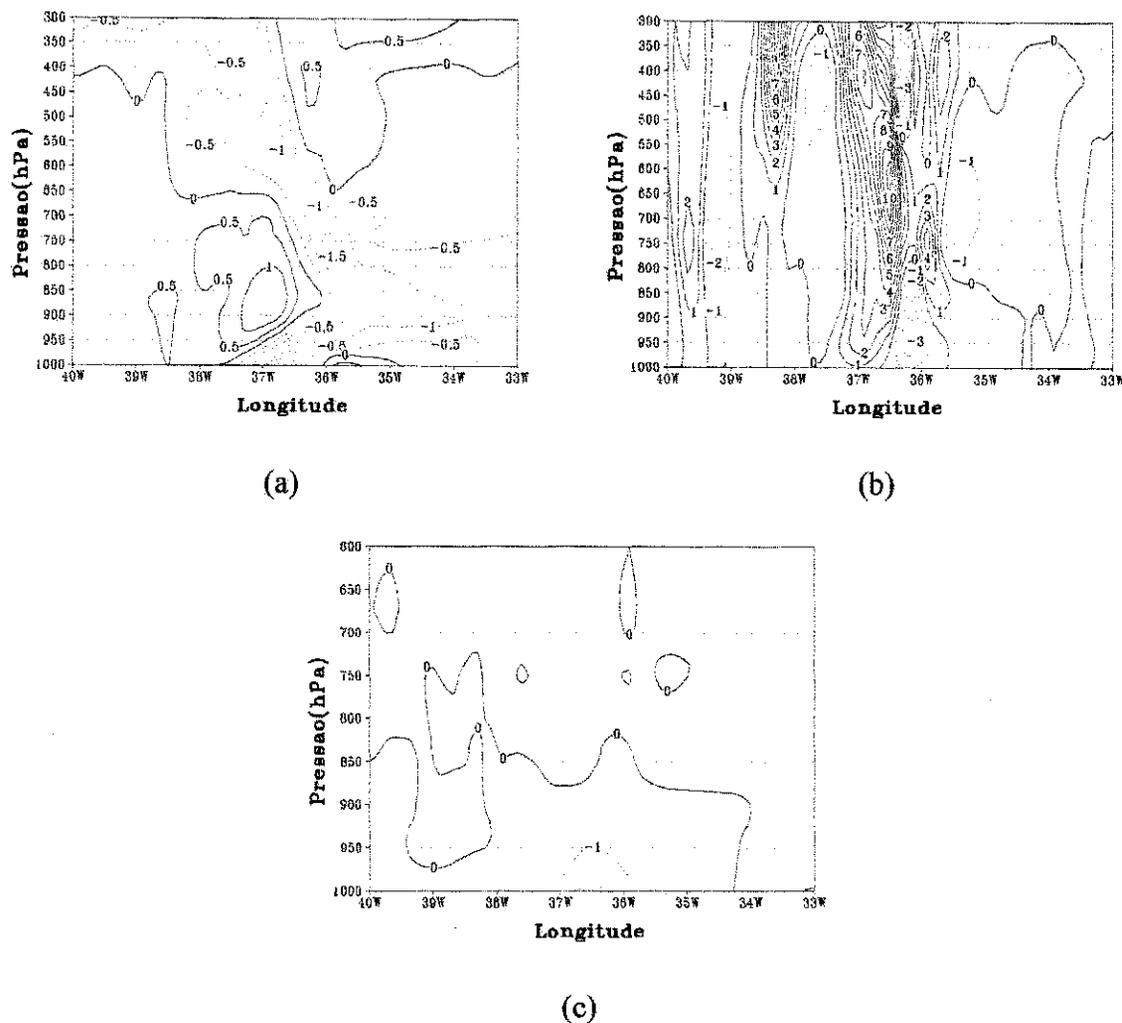


Fig. 4.13. Efeito da convecção às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

### 4.3.1 Sumário

Nesta seção analisou-se o efeito independente da convecção. Verificou-se que esta atua na área de frente de brisa contribuindo positivamente para a formação da brisa.

## 4.4 EFEITO DA INTERAÇÃO NÃO-LINEAR ENTRE A TOPOGRAFIA E A CONVECÇÃO

A contribuição da interação não-linear entre os efeitos da convecção e topografia pode ser observada a partir das 18HL, quando se nota fraco escoamento de leste sobre o cume da Serra da Borborema (Fig. 4.14a). O movimento vertical neste horário é caracterizado por movimento ascendente sobre a Serra, que se estende da superfície aos altos níveis (Fig. 4.14b). A influência sobre o campo da temperatura potencial é o esfriamento de 1K numa camada relativamente rasa situada entre 35,6°W e 36,5°W (Fig. 4.14c).

Às 20HL pode-se observar a presença da brisa de montanha, que se estende pela vertente oriental da Serra da Borborema com intensidade de  $1\text{ms}^{-1}$  (Fig. 4.15a), enquanto que na encosta oeste verifica-se a presença de escoamento de leste que também pode ser atribuído à brisa de montanha. Esta configuração determina uma área de divergência expressa como uma célula de movimento descendente em 36°W (Fig. 4.15b). O ar sobre a Serra da Borborema está mais frio até o nível de 800 hPa, aproximadamente (Fig. 4.15c).

Às 24HL a brisa de montanha na encosta ocidental da Serra da Borborema apresenta-se mais intensa e abrange uma área maior. O mesmo comportamento pode ser observado para o escoamento na parte leste da Serra (Fig. 4.16a). O aumento na velocidade

dos escoamentos intensificou a divergência, o que ocasionou uma célula de movimento descendente bastante forte e profunda, com ramos de movimento ascendente em torno de  $36^{\circ}\text{W}$  e  $38^{\circ}\text{W}$  (Fig. 4.16b). A camada de ar mais frio está rasa, mas abrange uma extensão longitudinal maior (Fig. 4.16c).

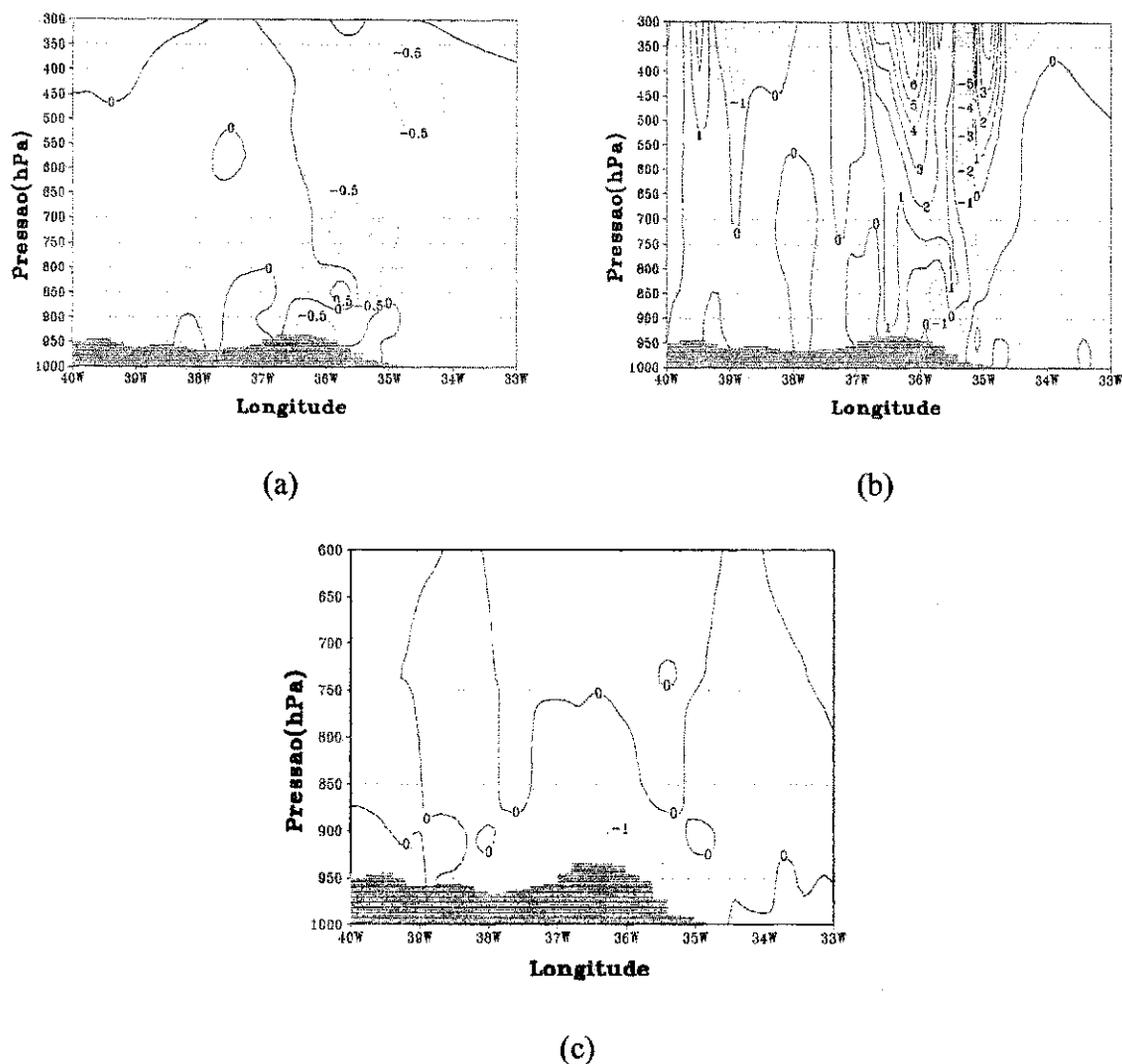


Fig. 4.14. Efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção às 18HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

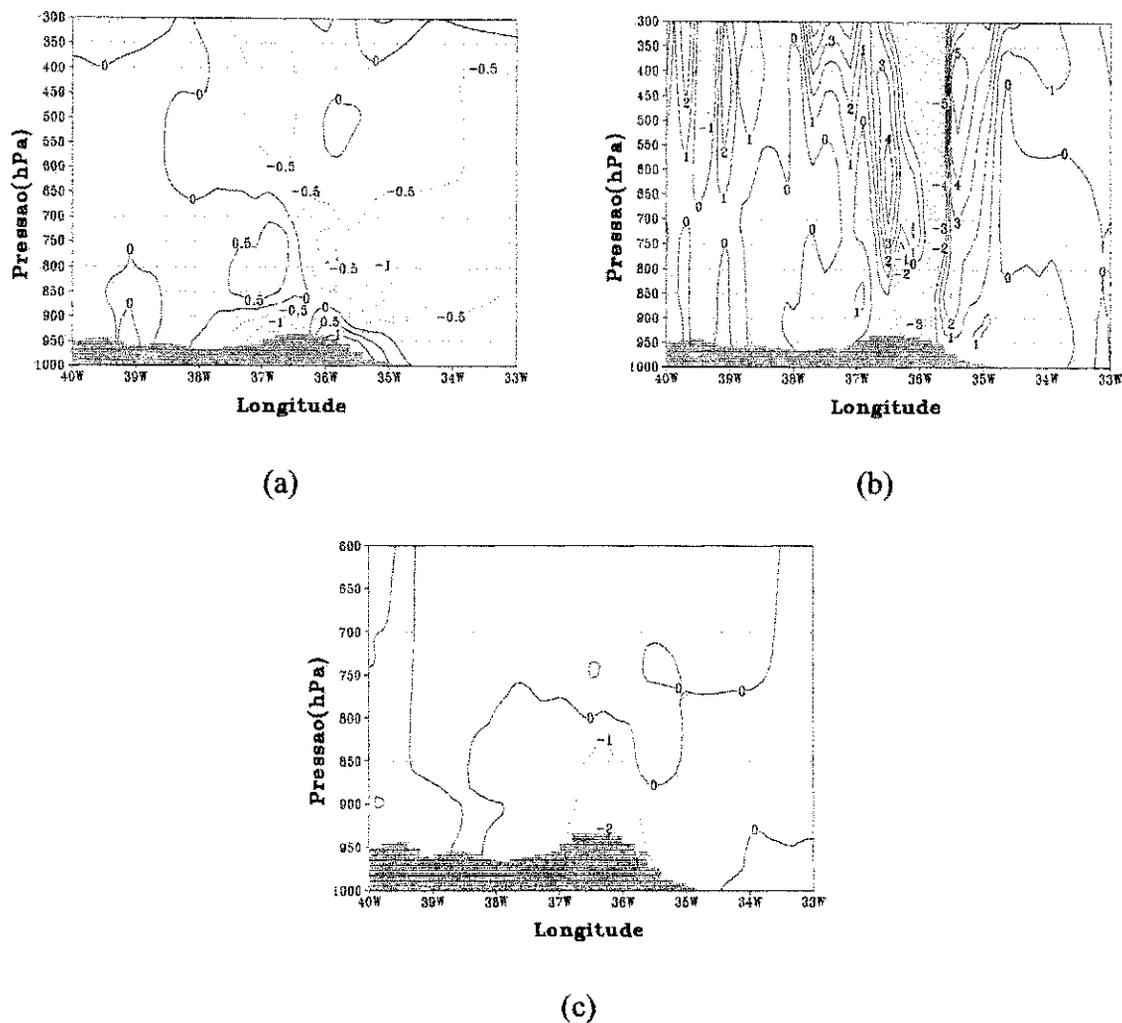


Fig. 4.15. Efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção às 20HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

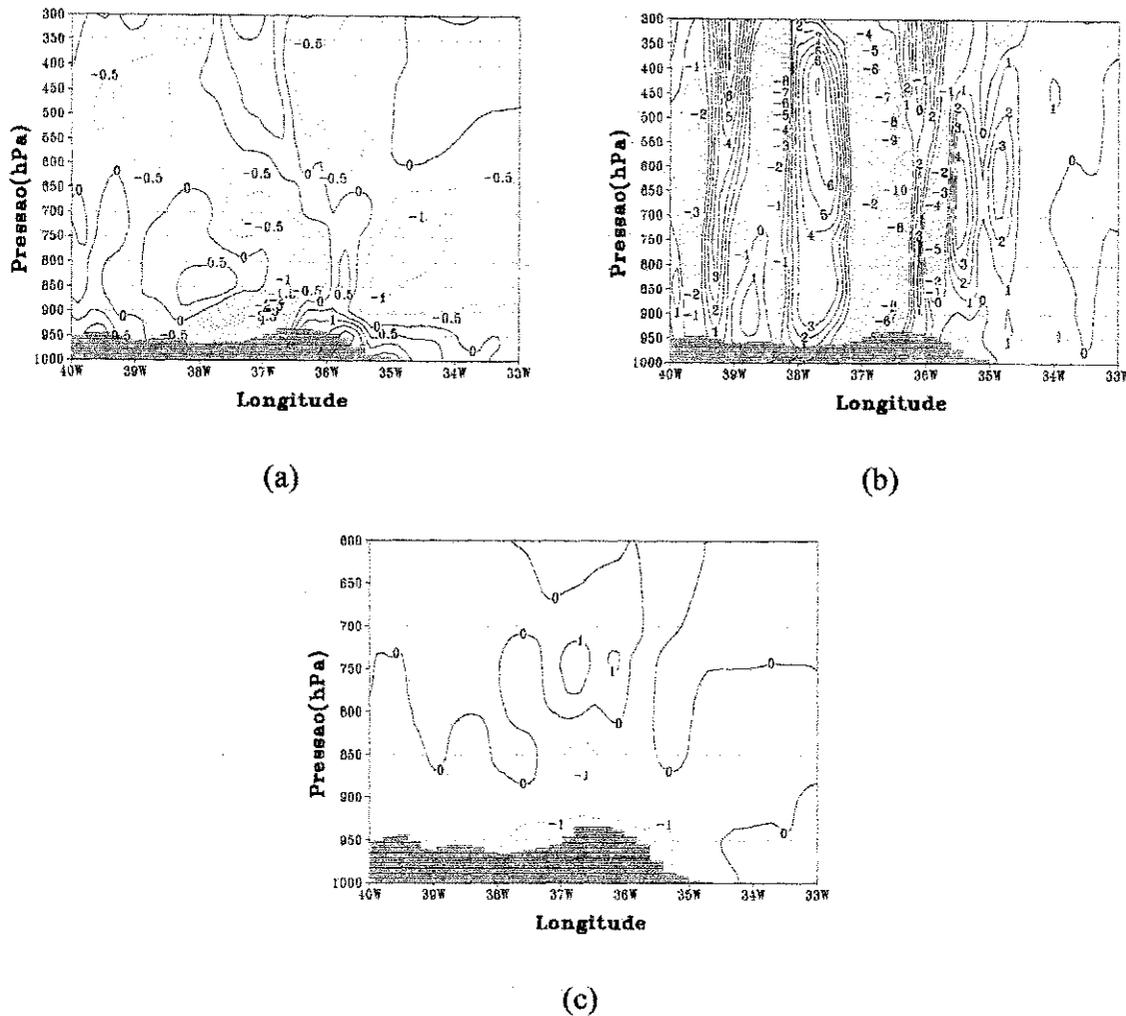


Fig. 4.16. Efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção às 24HL: (a) componente zonal (intervalo de análise:  $0,5 \text{ ms}^{-1}$ ), (b) movimento vertical (intervalo de análise:  $10^{-2} \text{ ms}^{-1}$ ), (c) temperatura potencial (intervalo de análise: 1K). Linhas contínuas (pontilhadas) indicam escoamento de oeste/movimento ascendente (escoamento de leste/movimento descendente). O limite superior no eixo das ordenadas é 600 hPa/300 hPa em (c)/(a) e (b).

#### 4.4.1 Sumário

O efeito da interação não-linear entre a topografia e a convecção preserva as principais características de ambos os efeitos como a organização longitudinal das áreas de convergência/divergência e divergência nos altos níveis.

## 5. CONCLUSÃO

Os resultados discutidos neste trabalho foram obtidos utilizando o modelo RAMS para realizar quatro experimentos com tempo de integração de 48 horas, estruturados da seguinte forma: presença da topografia e convecção (experimento de controle), presença da topografia e ausência da convecção, ausência da topografia e presença da convecção e ausência da topografia e da convecção. Os resultados foram analisados pelo método de Stein & Alpert (1993), resultando no efeito individual da topografia, convecção e da interação (não-linearidade) entre a convecção e a topografia.

No experimento de controle a brisa marítima atinge sua máxima intensidade de  $2,5 \text{ ms}^{-1}$  entre as 17 e 18 HL. O horário preferencial de deslocamento da brisa é após o anoitecer. Ela atinge o extremo oeste de sua trajetória, distante 441,2 km do litoral, em torno das 24 HL, com uma velocidade de  $10,3 \text{ ms}^{-1}$ , que corresponde a um deslocamento de  $1^\circ$  de longitude em 3 horas. A diferença térmica observada para formação da brisa marítima foi em torno de 3K, uma a duas horas antes da brisa atingir sua máxima intensidade.

A formação do escoamento de vale-montanha mostrou necessitar de um contraste de 1K. Ele possui intensidade pequena, não ultrapassando  $1 \text{ ms}^{-1}$ , mas pode ser percebido na presença da grande escala que tem sua intensidade reduzida/aumentada nas encostas das serras, de acordo com o sentido da brisa.

Observou-se uma preferência pela localização de áreas de convergência entre a encosta leste da Serra da Borborema e o litoral e de divergência sobre o cume da Serra de Teixeira, durante todo o período de integração.

Na maior parte do período da tarde a encosta oeste mostrou-se dominada por movimentos descendentes que são modificados para ascendentes com a passagem da brisa marítima. Durante quase todo o período de integração, o efeito da topografia organiza a distribuição longitudinal dos movimentos ascendentes, localizando-os preferencialmente próximo às encostas das serras.

O efeito da topografia ocasiona um maior aquecimento do ar acima da superfície, principalmente nas localidades de maior altitude, favorecendo a formação da brisa marítima e uma maior profundidade da camada de mistura. No segundo dia de integração o ar sobre a superfície se aquece mais rapidamente no oeste do Estado, o que origina um gradiente térmico sobre o continente. É provável que esse comportamento seja explicado pelo transporte de ar úmido e frio na parte leste do Estado pelo escoamento de grande escala.

Avaliando o efeito da convecção neste estudo, observou-se que esta atua na área de frente de brisa contribuindo positivamente para a formação da brisa..

O efeito não-linear entre a topografia e a convecção mantém as principais características de ambos como a organização longitudinal dos movimentos ascendentes e divergência nos altos níveis. Este efeito influencia o estado térmico da atmosfera, esfriando bastante o interior do Estado, induzindo escoamento de grande escala de oeste, o que favorece a formação da brisa terrestre.

Este estudo evidenciou algumas características dinâmicas individuais da topografia, convecção e de sua interação não linear nas circulações de brisa no Estado da Paraíba. Este estudo traz uma valiosa contribuição ao conhecimento sobre o desenvolvimento de circulações de mesoescala no Estado da Paraíba. Uma extensão evidente deste trabalho é a realização de experimentos bidimensionais que permitam isolar a contribuição da umidade de solo e do vento de grande escala para as circulações de brisa.

O passo seguinte é a realização de experimentos numéricos tridimensionais. Por outro lado, é evidente que uma representação mais adequada das condições de superfície, dentre as quais se destaca a orografia, a umidade de solo, a cobertura vegetal e a temperatura da superfície do mar, é fundamental para determinar as principais características das brisas e, assim, contribuir para a previsão de tempo local. Finalmente, a realização de experimentos observacionais com resolução adequada ao estudo das brisas é fundamental para a necessária validação dos experimentos numéricos.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AHRENS, C. D., **Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere.** Wadsworth Publishing Company. A Division of International Thompson Publishing Inc. United States of America. 1998.

ARRIT, R. Effects of the Large-Scale Flow on Characteristic Features of the Sea Breeze. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, p.116 – 125, 1993.

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

ATLAS CLIMATOLÓGICO DO ESTADO DA PARAÍBA. Campina Grande: Universidade Federal da Paraíba, 1984. (Sem Paginação).

AVISSAR, R., CHEN, F., Impact of Land-Surface Moisture Variability on Local Shallow Convective Cumulus and Precipitation in Large-Scale Models. **Journal of Applied Meteorology**, v.33, 1382-1401, 1994.

AVISSAR, R., PIELKE, R.A. A Parametrization of Heterogeneous Land-Surface for Atmospheric Numerical Models and its Impact on Regional Meteorology. **Monthly Weather Review**, v. 117, p. 2113-2136, 1989.

- BECHTOLD, P., PINTY, J.P., MASCART, P. A Numerical Investigation of the Influence of Large-Scale Winds on Sea-Breeze-and Inland-Breeze-type Circulations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 30, p.1268 – 1279, 1991.
- BENTO, P.B., CAVALCANTI, E.P. Comportamento do Vento à Superfície na Paraíba e Correlação com Outras do Nordeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1984, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1984.
- BERNARDET, L. R. **Simulação Numérica da Brisa Marítima e de sua Interação com a Topografia na Presença de Processos Úmidos**. São Paulo, 1993. 113p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Universidade de São Paulo.
- BROWNING, G. L., KREISS, H.O. The Role of Gravity Waves in Slowly Varying in Time Mesoscale Motions. **Journal of the Atmospheric Sciences**. V. 54, N. 9, p. 1166-1184, may 1997.
- CHANDLER, T.L. **Modern Meteorology and Climatology**. Hong Kong, Thomas Nelson e Sons, 1972.
- CHEN, C., COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorol.**, 25, p. 289-321, 1983.
- CHEN, F., AVISSAR, R. Impact of Land-Surface Moisture Availability on Local Shallow Convective Cumulus and Precipitation In Large-Scales Models. **J.Appl. Meteor.**, v. 33, p. 1782-1401.1994
- CHEN, L., REITER, E. R., FENG, Z. The Atmospheric Heat Source over the Tibetan Plateau: May – August 1979. **Monthly Weather Review**, v. 113, p. 1771-1790, Oct. 1995.
- CLARK, T. L. A Small-Scale Dynamic Model Using a Terrain-Following Coordinate Transformation. **J. Comp. Phys.**, v. 24, pp. 186-215, 1977.

- COLLINS, D., AVISSAR, R. An evaluation with the Fourier Amplitude Sensitivity Test (FAST) of which Land-Surface Parameters are of Greatest Importance for Atmospheric Modeling. *J. Climate*. v.7, p.681-703. 1994.
- CORREIA, M. F. **Relatório de Atividades. Sub-Projeto I - EMAS – Experimento de Mesoescala na Atmosfera do Sertão**, DCA - UFPb, 1995.
- COTTON, W. R., TRIPOLI, G.J. Cumulus Convection in Shear Flow: Three Dimensional Numerical Experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 35 p. 189-208, 1978.
- DANTAS, P.R.C. **Estudo Agrometeorológico Baseado em Alguns Modelos de Umidade do Solo**. Campina Grande, 1999. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba.
- DUTTON, J.A., FICHTL, G.H. Approximate Equations of Motion for Gases and Liquids. *Journal of the Atmospheric Sciences*. v. 26, pp. 241-249. 1969.
- FLOHN, H. *General Climatology*, 2. Elsevier Publishing Company Amsterdam – London – New York, p. 139-171, 1969.
- FRANCHITO, S. H., YAMAZAKI, Y. Efeitos da Topografia e Escoamento Médio Sobre as Circulações locais na região N e NE do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, 1984, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1984a.
- FRANCHITO, S. H., YAMAZAKI, Y. Simulação das Circulações Locais com um Modelo Numérico em três Dimensões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, 1984, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1984b.

- GANDU, A. W., SILVA FILHO, V. P., SILVA, R. R. Aplicação de um Modelo Numérico de Mesoescala sobre o Nordeste Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8, 1994, Campos Jordão. **Anais...** Campos Jordão, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1994.
- GOMES FILHO, M. F., CEBALLOS, C. J., LACERDA, L. M. M., Um Estudo da Intensificação do Vento Próximo a Superfície no Verão do Estado da Paraíba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 6, 1990, Salvador. **Anais...** Salvador, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1990. 2v., v.2.
- HALTINER, G. J., WILLIAMS, R. T. **Numerical Weather Prediction and Dynamic Meteorology.** John Willey & Sons, Nova Iorque, EUA, 1971.
- HAURTIZ, B. Comments on the sea-breeze circulation. **J. Met.**, v. 4, p1-8, 1947.
- HAWKINS, J. D. A Study of the Mesoscale Wind Circulation in Land-Sea Breeze Regime. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.58, p. 1289-1295, 1977.
- HERDÍES, D. L. A Influencia das Características Fisiográficas no Leste do Nordeste do Brasil Utilizando o Modelo RAMS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998, Brasília. **CD...** Brasília, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1998.
- KOUSKY, V. Diurnal rainfall variation in northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 488-498, 1980.
- KUO, H. L. Further Studies of the Parametrization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow. **Journal of the Atmospheric Sciences.** v. 31 p. 1232-1240, 1974.

- MAHFOUF, J. F., RICHARD, E., MASCART, P. The influence of Soil and Vegetation on the Development of Mesoscale Circulations. **American Meteorological Society**, v. 26, p.1483-1495.1987.
- MAHRER, Y., PIELKE, R. A. A Numerical Study of the Airflow Over Irregular Terrain. **Contrib. Atmos. Phys.**, v.50, p.98-113. 1977.
- MESINGER, F., ARAKAWA, A **Numerical Methods Used in Atmospheric Models**. GARP PUBLICATIONS SERIES N.17, v. 1, cap. 4: The Gravity and Gravity-Inertial Wave Equations, p 58-59, Ago. 1976.
- METEOSAT IMAGE BULLETIN, MEP/Data Service. Sem paginação, 1995.
- MOLINARI, J. A General Form of Kuo's Cumulus Parameterization. **American Meteorological Society**, v. 113, p. 1411-1416, 1985.
- MOLINARI, J., CORSETTI, T. Incorporation of Cloud-Scale and Mesoscale Downdrafts Into a Cumulus Parameterization: Results of One- and Three-Dimensional Integrations. **Monthly Weather Review**, v. 113,p. 485-501, 1985.
- NIEULWOLT, S. **Tropical Climatology**. Chichester, John Wiley, p. 207, 1977.
- NÓBREGA, R. S., MELO, E. C. S., ARAÚJO, J. A. P., PAIVA NETO, A. C., SARAIVA, F. A. M., SOARES, D. B., SOARES, D. N. B. Um Estudo Observacional de Vento à Superfície na Cidade de Campina Grande-PB. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11, 2000, Rio Janeiro. CD... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 2000.
- OGAWA, Y., GRIFFITHS, R., HOYDYSH, W. G. A Wind-Tunnel Study of Sea Breeze Effects. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 8, p. 141-161, 1974.

- PAEGLE, J., ZDUNKOSKI, W. G., WELCH, R. M. Implicit differencing of predictive equations of the boundary layer. **Monthly Weather Review**. Ver., v. 104, p. 1321-1324, 1976.
- PHYSICK, W. A numerical Model of the Sea-Breeze Front as Shown by Numerical **Model. J. of Atmos Sci.**, v. 33, p. 2107-2135, 1976.
- PIELKE, R. A. A Three-Dimensional Numerical Model of Sea Breeze over South Florida. **Monthly Weather Review**, v. 120, p. 115-139. 1974.
- PIELKE, R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling** New York. N.Y. Academic Press. 612 pp. 1984.
- PRASAD, M. C. PRADHAN, S.K.; DAYAKISHAN. A Study of Sea and Land Breeze over Goa. **Indian Journal Meteorological Hidrology and Hidrophysics**, v.28, p. 85-90. 1977.
- RENNÓ, N. O., INGERSOLL, A. P. Natural Convection as a Heat Engine: A Theory for CAPE. **J. Atmos. Sci.**, v. 53, p. 572-585, 1996.
- RODRIGUES, R. S. **Estudo das Circulações de Mesoescala Sobre a Paraíba**. Campina Grande, 1995. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal da Paraíba.
- SARAIVA, J. M. B., SILVA DIAS, P. L. Modelagem Numérica das Circulações Locais no Estado do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 3, 1984, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1984.
- SEGAL, M., ARRIT, R. W. Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-fluxes gradients. **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, 73, 1593-1604, 1992.
- SELLERS, W. D. **Physical Climatology**. University Chicago Press., Chicago, p. 272. 1965.

SILVA, A. J. N., GANDU, A. W. Circulações Locais no Nordeste Durante o EMAS-I: Radiossondagens e Comparação com as Reanálises do NCAR-NCEP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 10, 1998, Brasília. CD... Brasília, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1998.

SILVA, H. S. **Estudo da Circulação Associada a uma Ilha de Calor Urbana com um Modelo de Simulação de Brisa Marítima.** São Paulo, 1986. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo.

SIMPSON, J. E. **Sea Breeze and Local Winds.** Cambridge University Press, Nova Iorque, EUA, 1994.

SISMANOGLU, R. A., PRATES, J. E., CHAN, C. S., MELO, J. G. Simulações com um Modelo Regional em Superfícies Não Homogêneas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996, Campos Jordão. **Anais...** Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1996a. 2v, v.2.

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

STEIN, U., ALPERT, P. Factor Separation in Numerical Simulations. **Journal of The Atmospheric Sciences.** v.50, pp.2107-2115, 1993.

TRIPOLI, G. J., COTTON, W. R. The Use of Ice-Liquid Water Potential Temperature as a Thermodynamic Variable in Deep Atmospheric Models. **Monthly Weather Review,** v. 109, p.1094 – 1102, 1981.

TRIPOLI, G. J., COTTON, W. R. A Numerical Investigations of Several Factors Leading to the Observed Variable Intensity of Deep Convection Over South Florida. **Journal of Applied Meteorology.** v. 19, pp. 1037-1063, 1980.

- TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R. The Colorado State University Three-Dimensional Cloud/Mesoscale Model - 1982 Part I: General Theoretical Framework and Sensitivity Experiments. **Journal de Recherches Atmosphériques**. v. 16, pp. 185-219,1982.
- VITORINO, M. I., ALVES, J. M. B., SILVA, R. R., SILVA FILHO, V. P. Relação entre as Variáveis Termodinâmicas Locais com a Precipitação Observada Durante o EMAS-I. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996, Campos Jordão. **Anais...** Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1996a. 2v, v.2.
- VITORINO, M. I., SILVA, R. R., COSTA, A. A. Sistema Convectivo de Mesoescala- Parte II: Modelagem Numérica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9, 1996, Campos Jordão. **Anais...** Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Meteorologia: 1996b. 2v, v.2.
- WALKO, R. L., TREMBACK, C. J., HERTENSTEIN, R. F. A. **RAMS – The Regional Atmospheric Modeling System. Version 3b. User’s Guide**. ASTER Division, Mission Research Corporation,1995.
- WOODCOCK, A. H. Anomalous Orographic Rains of Hawaii<sup>1,2</sup>. **Monthly Weather Review**, v.103, p. 334-343, 1975.
- YAN, H., ANTHES, R. A. The Effect of Latitude on the Sea Breeze. **Monthly Weather Review**, v. 115, p. 936-956, 1987.