

Universidade Federal de Campina Grande – UFCG
Centro de Tecnologia e Recursos Naturais – CTRN
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas – UACA
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

**APLICAÇÃO DE TEORIAS TERMODINÂMICAS ÀS
CIRCULAÇÕES DE BRISA UTILIZANDO
SIMULAÇÕES NUMÉRICAS**

CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

Campina Grande, Fevereiro 2007.

APLICAÇÃO DE TEORIAS TERMODINÂMICAS ÀS CIRCULAÇÕES DE BRISA UTILIZANDO SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

Plano de dissertação apresentado ao Curso de Mestrado em Meteorologia da Universidade Federal de Campina Grande, em cumprimento às exigências para a obtenção do grau de mestre.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Orientador: Prof. Dr. Enio Pereira de Souza

Aluna: Clênia Rodrigues Alcântara

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A347a Alcântara, Clênia Rodrigues
2007 Aplicação de teorias termodinâmicas às circulações de brisa utilizando simulações numéricas/ Clênia Rodrigues Alcântara. — Campina Grande, 2007. 78f. : il.

Referências.

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande - Centro de Tecnologia e Recursos Naturais.

Orientador: Enio Pereira de Souza.

1— Brisa. 2— Teorias Termodinâmicas. 3— Trabalho de Expansão. 4— Simulações Numéricas. I— Título.

CDU 551.553.11

CLÊNIA RODRIGUES ALCÂNTARA.

APLICAÇÃO DE TEORIAS TERMODINÂMICAS ÀS CIRCULAÇÕES DE BRISA
UTILIZANDO SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

DISSERTAÇÃO APROVADA EM 12/02/2007

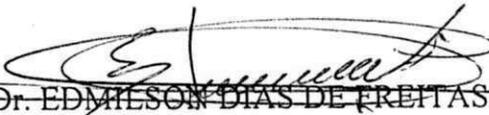
BANCA EXAMINADORA



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



Profa. Dra MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande



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

"..., Que é necessário sair da ilha para ver a ilha,
que não nos vemos se não nos saímos de nós, ..."

O conto da ilha desconhecida, José Saramago.

**Aos meus pais, Ronildo e Nilda,
e minhas irmãs, Siumara e Ana Carolina.**

AGRADECIMENTOS

Não acredito que algum homem em algum tempo, na face da terra tenha vivido sem uma meta, sem um objetivo. E como tudo, alcançar tais objetivos tem seu lado positivo e seu lado negativo.

No momento em que escrevo estas palavras, sinto que estou virando as páginas de mais um capítulo da minha vida. E por isso, e por tudo que aconteceu, e pelo tanto que cresci nesses anos de minha vida acadêmica e pessoal, eu só tenho a agradecer.

Agradeço,

- A Deus, pelo dom da vida, por tantas oportunidades, por iluminar meu caminho;
- À minha família, que é a minha base, meu porto seguro, pela dedicação, compreensão, carinho, incentivo,...
- Ao Prof. Enio pela orientação, por compartilhar seus conhecimentos, pela amizade;
- Aos meus amigos e colegas, pela presença (mesmo que a distância) em todos os momentos;
- Aos demais professores da UACA, por compartilhar seus conhecimentos e pela consideração;
- À Eyres e à Divanete, pelo apoio técnico e pela dedicação com que realizam seus trabalhos;
- Ao CNPq, pela concessão da bolsa;

RESUMO

O objetivo deste trabalho é testar teorias termodinâmicas em brisas marítimas-terrestres acopladas com brisas de vale-montanha através de simulações numéricas tridimensionais em uma região da costa leste do Nordeste Brasileiro considerando a presença e a ausência da topografia. Destaca-se a aplicação da teoria que estuda o trabalho de expansão associado ao ramo inferior dessas circulações.

Como resultado obteve-se que o contraste de temperatura entre as superfícies é determinante na formação das brisas, porém a resposta da atmosfera a esse contraste não se mostra linear, pois vários outros fatores podem interferir nessa relação. Tem-se que a inclinação faz com que a diferença de pressão entre dois pontos fique maior durante o dia e menor durante a noite contribuindo para a formação de brisas marítimas mais intensas e de brisas terrestres menos intensas, respectivamente. O mesmo efeito se tem no trabalho de expansão ligado às circulações. Assim, com topografia, os valores de trabalho mostraram-se menores para os casos de brisa terrestre e maiores para os casos de brisa marítima. Porém, a contribuição da montanha para a intensidade das brisas terrestre mostra-se não-linear, com efeitos ora positivos, ora negativos. O valor típico para o trabalho efetivo ligado à brisa marítima é da ordem de 100 Jkg^{-1} . No geral, a teoria conseguiu prever com boa aproximação os resultados obtidos nas simulações.

Palavras-chave: Brisa, Teorias Termodinâmicas, Trabalho de Expansão, Simulações numéricas.

ABSTRACT

In this work we test a thermodynamic theory for sea-land breeze coupled with valley-mountain breeze through tri-dimensional numeric simulations. We verify the presence of such a breeze in Northeast Brazil's east coast and perform experiments with and without the topography of the region. The expansion work related to the lower branch of this circulation is calculated.

The results show that temperature contrast between two surfaces is important in forming the breezes. However, the atmosphere's response to this contrast is not linear and depends on other factors. The inclination causes the pressure difference between two points to increase during the day and decrease during the night. This also occurs with the expansion work. Thus, with the topography the values of work are smaller for land breeze and larger for sea breeze. The contribution of the mountain to the intensity of the land breeze is non-linear with effects that can be either positive or negative. A typical value for the effective expansion work is of the order of 100 Jkg^{-1} . In a general way, the results of the theory are robust.

Key words: breeze, thermodynamic theory, expansion work, numeric simulations

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	ix
LISTA DE TABELAS	xiv
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	6
2.1 – Circulações do Tipo Brisa	6
2.2 – Teoria da Máquina Térmica	11
CAPÍTULO 3 - MATERIAL E MÉTODOS	14
3.1 - Teorias Termodinâmicas para Circulações Locais	14
3.2 - Descrição do Modelo	20
3.3 - Características das Simulações	21
3.4 – Dados observacionais	25
CAPÍTULO 4 - RESULTADOS E DISCUSSÃO	27
4.1 - Validação das Simulações	27
4.2 - Teoria para Diferença de Pressão entre dois pontos	31
4.3 - Teoria para o Trabalho de Expansão	41
4.4 - Teoria para a Intensidade das Circulações	59
4.5 - Estudos de Caso	62
CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES	69
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	72

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 -	Representação esquemática de uma brisa marítima (adaptada de Atkinson, 1981)	2
Figura 2 -	Representação esquemática de uma brisa de vale (adaptada de Segal et al., 1988).	3
Figura 3 -	Área compreendida pela grade interna utilizada nas simulações, com a indicação dos pontos A e B ao longo das latitudes de 7°S e 8°S e cidade de João Pessoa – PB.	23
Figura 4 -	Perfil de topografia ao longo das latitudes 7°S e 8°S.	23
Figura 5 -	Erro médio quadrático em função do parâmetro gama (γ) nos experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S.	25
Figura 6 -	Perturbação da componente zonal do vento em João Pessoa (u') e média da perturbação da componente zonal do vento simulado ao longo da latitude de 7°S entre os Pontos A e B (UMS).	28
Figura 7 -	Temperatura observada em João Pessoa e média da temperatura simulada ao longo da latitude de 7°S entre 35°W e o ponto B (35,25°W).	29
Figura 8 -	Linha de tendência e correlação entre a Perturbação da componente zonal do vento em João Pessoa (u') e a média da perturbação da componente zonal do vento simulado ao longo da latitude de 7°S entre os Pontos A e B (UMS).	30
Figura 9 -	Linha de tendência e correlação entre a temperatura observada em João Pessoa e a média da temperatura simulada ao longo da latitude de 7°S entre 35°W e o ponto B (35,25°W).	31
Figura 10 -	Diferença de temperatura entre os pontos B e A para os experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S.	33
Figura 11 -	Perturbação da componente zonal do vento para Topo7S, Topo8S e STopo7S.	33

Figura 12 -	Eficiência termodinâmica para os experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S.	35
Figura 13 -	Diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo7S.	36
Figura 14 -	Diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo8S.	37
Figura 15 -	Diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Stopo7S.	37
Figura 16 -	Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo7S.	38
Figura 17 -	Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo8S.	38
Figura 18 -	Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e da diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para STopo7S.	39
Figura 19 -	Diferença de pressão não hidrostática calculada com ΔT_{na} que inclui o efeito da topografia entre os pontos A e B para Topo7S, Topo8S e STopo7S.	40
Figura 20 -	Diferença de pressão não hidrostática sem o efeito da topografia entre os pontos A e B para Topo7S, Topo8S e STopo7S.	41
Figura 21 -	Trabalho total calculado pela teoria (Teoria) e obtido das simulações (Simulado) para Topo7S.	42
Figura 22 -	Trabalho total calculado pela teoria (Teoria) e obtido das	42

simulações (Simulado) para Topo8S.

- Figura 23 - Trabalho total calculado pela teoria (Teoria) e obtido das simulações (Simulado) para STopo7S. 43
- Figura 24 - Trabalho total obtido do experimento STopo7S ($W_{STopo7S}$), CAPE obtida pela Universidade Wyoming para Natal ($CAPE_{UW_NATAL}$) e Recife ($CAPE_{UW_RECIFE}$) e CAPE obtida pelo CPTEC para Natal ($CAPE_{CPTEC_NATAL}$) e Recife ($CAPE_{CPTEC_RECIFE}$). Todas às 12 UTC. 44
- Figura 25 - Linha de tendência e correlação entre o trabalho total calculado através da teoria e o trabalho total obtido nas simulações para Topo7S. 45
- Figura 26 - Linha de tendência e correlação entre o trabalho total calculado através da teoria e o trabalho total obtido nas simulações para Topo8S. 45
- Figura 27 - Linha de tendência e correlação entre o trabalho total calculado através da teoria e o trabalho total obtido nas simulações para STopo7S. 46
- Figura 28 - Trabalho ligado à circulação (W_a) calculado pela teoria (Teoria) e obtido da simulação (Simulado) para Topo7S. 47
- Figura 29 - Trabalho ligado à circulação (W_a) calculado pela teoria (Teoria) e obtido da simulação (Simulado) para Topo8S. 47
- Figura 30 - Trabalho ligado à circulação (W_a) calculado pela teoria (Teoria) e obtido da simulação (Simulado) para STopo7S. 48
- Figura 31 - Linha de tendência e correlação entre o trabalho ligado à circulação (W_a) calculado através da teoria e obtido na simulação para Topo7S. 48
- Figura 32 - Linha de tendência e correlação entre o trabalho ligado à circulação (W_a) calculado através da teoria e obtido nas simulações para Topo8S. 49

Figura 33 - Linha de tendência e correlação entre o trabalho ligado à circulação (W_a) calculado através da teoria e obtido nas simulações para STopo7S.	49
Figura 34 - Trabalho ligado à circulação (W_a) para Topo7S e Topo8S, com o efeito da topografia, e para STopo7S.	51
Figura 35 - Trabalho ligado à circulação (W_a) para Topo7S e Topo8S, sem o efeito da topografia, e para STopo7S.	51
Figura 36 - Trabalho ligado à circulação (W_a) com e sem o efeito da topografia para Topo7S.	52
Figura 37 - Trabalho ligado à circulação (W_a) com e sem o efeito da topografia para Topo8S.	52
Figura 38 - Fluxo de calor sensível simulado entre as 01 UTC e as 05 UTC do dia 03 de novembro de 2003 para Topo7S.	54
Figura 39 - Contribuição dos primeiro (W_a) e terceiro (W_c) termos para o trabalho de expansão total (W_{TOTAL}) calculado pela teoria para Topo7S.	56
Figura 40 - Contribuição dos primeiro (W_a) e terceiro (W_c) termos para o trabalho de expansão total (W_{TOTAL}) calculado pela teoria para Topo8S.	56
Figura 41 - Contribuição dos primeiro (W_a) e terceiro (W_c) termos para o trabalho de expansão total (W_{TOTAL}) calculado pela teoria para STopo7S.	57
Figura 42 - Trabalho total de expansão simulado (W_{total}) e perturbação simulada da componente zonal do vento (UMS) para Topo7S.	58
Figura 43 - Trabalho total de expansão simulado (W_{total}) e fluxo de calor sensível (h) para Topo7S.	58
Figura 44 - Fluxo de calor sensível para Topo7S, Topo8S e STopo7S.	59

- Figura45 - Erro médio quadrático em função do parâmetro μ para o experimento Topo7S. 60
- Figura 46 - Perturbações da componente zonal do vento calculadas pela teoria ($v_{\text{calculado}}$) e pela simulação (v_{simulado}) para Topo7S. 61
- Figura 47 - Linha de tendência e correlação entre a perturbação da componente zonal do vento obtido a partir da teoria (Velocidade calculada) e a perturbação da componente zonal do vento obtida das simulações (Velocidade observada) para Topo7S. 62
- Figura 48 - Seções verticais de (a) vetor (u', w') do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial (K) para as 08 UTC do dia 05 de novembro e o experimento Topo7S. 64
- Figura 49 - Seções verticais de (a) vetor $u'+w'$ do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial para as 18 UTC do dia 09 de novembro e o experimento Topo7S. 65
- Figura 50 - Seções verticais de (a) vetor $u'+w'$ do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial para as 08 UTC do dia 05 de novembro e o experimento STopo7S. 66
- Figura 51 - Seções verticais de (a) vetor $u'+w'$ do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial para as 18 UTC do dia 09 de novembro e o experimento STopo7S. 67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Experimentos realizados e suas descrições.	24
Tabela 2 - Dados dos estudos de casos para o experimento Topo7S.	68
Tabela 3 - Dados dos estudos de casos para o experimento STopo7S.	68

CAPÍTULO 1

1 – INTRODUÇÃO

As brisas marítimas e terrestres são circulações clássicas induzidas termicamente e que vêm sendo estudadas desde a Grécia antiga (Neumann, 1973), quando eram utilizadas para facilitar a navegação ou em batalhas marítimas.

As brisas são, basicamente, o resultado das diferentes capacidades caloríficas das superfícies da água e da terra, transmitido para a camada limite pelo fluxo de calor sensível à superfície, que gera uma diferença de entropia entre as duas regiões. As diferenças resultantes na temperatura da camada limite, mais quente durante o dia sobre a terra e durante a noite sobre a água, geram um centro de baixa pressão sobre a superfície mais quente que resulta em movimento ascendente, escoamento da superfície mais fria para a mais quente, escoamento de retorno alguns níveis acima e um ramo descendente sobre a superfície mais fria, definindo uma célula de circulação local em um plano vertical (Silva Dias et al., 2004), que pode ser vista na Figura 1.

Inúmeros estudos observacionais e numéricos têm mostrado a importância dessas circulações para algumas regiões (por ex.: Hsu, 1970; Srinivas e Venkatesan, 2005; Childs e Raman, 2005; Lemonsu et al., 2006; Zawar-Reza e Sturman, 2006). As variações locais induzidas por essas circulações têm conseqüências

práticas importantes nas condições de tempo local e na estrutura da camada limite, o que pode ser significativo, por exemplo, na dispersão de poluentes dos grandes centros urbanos (Mangia et al., 2004).

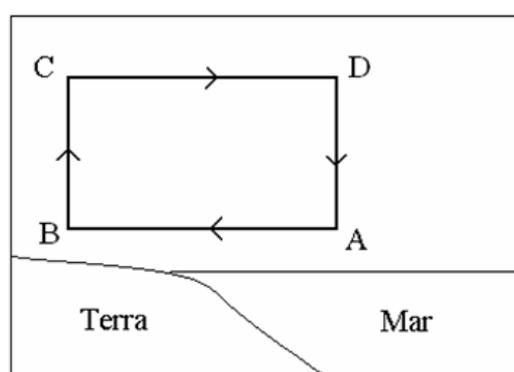


Figura 1 - Representação esquemática de uma brisa marítima (adaptada de Atkinson, 1981)

Outro tipo comum de brisa é a formada por contrastes de entropia na presença da inclinação de um terreno. São as chamadas brisas de vale e de montanha. Assim, no período diurno, a absorção de calor pelo solo inclinado leva ao aquecimento do ar próximo à superfície. Esse ar torna-se mais quente que o ar na atmosfera livre à mesma altura sobre o nível do mar. Conseqüentemente, se for invocado o princípio hidrostático e considerando que as isóbaras são inicialmente horizontais, o gradiente vertical de pressão será maior no ar mais frio que está acima do que no ar mais quente próximo à inclinação. Isso significa que a pressão se tornará maior em um dado nível dentro da influência do aquecimento devido à inclinação do terreno que em um ponto distante. Esse gradiente horizontal de pressão faz o ar mover-se para longe da inclinação e então gera pressões mais altas que em níveis mais baixos. Dessa forma, em baixos níveis, surge um gradiente de pressão horizontal do plano para a inclinação e o resultado

é um vento subindo o declive (ver Figura 2). A circulação no plano vertical é equivalente ao da brisa marítima. À noite, o mecanismo e a circulação são invertidos. O resfriamento à superfície causa um gradiente de pressão nos altos níveis em direção à inclinação e o ar frio escoia inclinação abaixo (Atkinson, 1981).

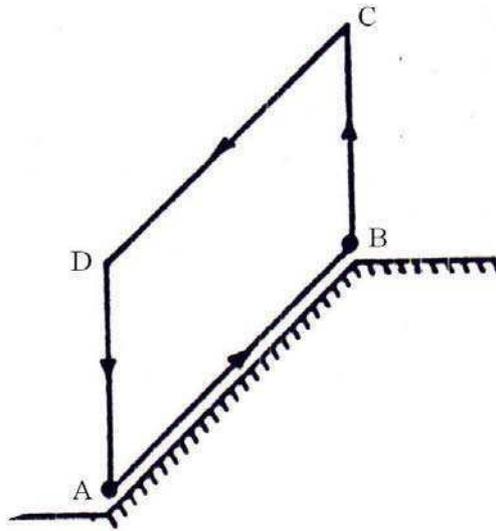


Figura 2 - Representação esquemática de uma brisa de vale (adaptada de Segal et al., 1988).

O desenvolvimento da modelagem dos sistemas convectivos exige conhecimento de como a escala convectiva está “acoplada” com circulações em escalas de espaço e tempo maiores. Essas circulações transportam massa e energia de algumas regiões para outras e influenciam na distribuição horizontal das condições de desenvolvimento de sistemas convectivos. Na escala menor que poucas centenas de quilômetros, as circulações do tipo brisa desempenham um papel fundamental no estabelecimento dos efeitos de superfícies heterogêneas no desenvolvimento da convecção.

Souza et al. (2000) formularam uma teoria termodinâmica que permitiu

quantificar os efeitos combinados do desmatamento com a inclinação do terreno na intensidade das circulações diretas de meso escala. Essa teoria baseia-se no princípio da convecção como uma máquina térmica (Rennó e Ingersoll, 1996), que vem sendo aplicada em outros fenômenos atmosféricos, tais como: furacões (Emanuel, 1986), tornados e trombas d'água (Rennó e Bluestein, 2001) e redemoinhos de poeira (Rennó et al., 1998).

Os dados utilizados nessa aplicação da teoria de Souza et al. (2000) foram observacionais, coletados em duas áreas distintas do Estado de Rondônia, uma coberta por vegetação original (floresta) e outra por pastagem. Essas áreas possuíam uma diferença de altitude de 140 m. Outro conjunto de dados também foi utilizado, para Santos e São Paulo, onde a diferença de altitude foi de 787 m.

Porém, aos dados observacionais estão inerentes erros, tais como, erros do instrumento de medição, de leitura e de calibração. Tudo isso pode causar um erro médio de 15% a 30%, dependendo da magnitude do termo em questão (Souza, 2004). Quando se utilizam modelos numéricos para este tipo de aplicação, todos esses erros são eliminados e o conjunto de dados utilizado passa a ser mais confiável, uma vez que não há interferência direta do observador. Além disso, simulações desse tipo permitem um maior detalhamento dessas circulações.

Assim, o presente trabalho tem como objetivo geral testar teorias termodinâmicas em brisas marítimas/terrestres, que estão acopladas com brisas de vale-montanha através de simulações tridimensionais. Essas teorias possibilitam verificar vários fatores que podem influenciar as características destas circulações, tais como, a intensidade, a extensão e a profundidade.

Os objetivos específicos são:

- 1) Realizar simulações numéricas tri-dimensionais para verificar a presença da

brisa na costa leste do Nordeste Brasileiro, considerando a presença e a ausência da topografia;

- 2) Aplicar uma teoria termodinâmica para estudar o trabalho de expansão associado ao ramo inferior dessas circulações, assim como entender as escalas de velocidade associadas a essas brisas.

CAPÍTULO 2

2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 – CIRCULAÇÕES DO TIPO BRISA

As circulações de brisa, de forma geral, são uma resposta da atmosfera às variações diurnas que ocorrem no gradiente de entropia à superfície (Souza et al., 2000).

Além destas, circulações chamadas não-clássicas (Segal e Arritt, 1992) similares às brisas marítimas e terrestres podem ser geradas pela variação espacial na evapotranspiração à superfície, reflexão/absorção de radiação solar, entre outros. Ou seja, podem ser geradas pelas diferenças dos fluxos de calor sensível e latente existentes entre duas superfícies distintas (Avisar e Pielke, 1989; Segal et al., 1988; Mahfouf et al., 1987; Mahrer e Pielke, 1978).

Os resultados em Ookouchi et al. (1984) sugerem que, para um caso extremo de solo saturado contrastando com um solo muito seco, a intensidade do escoamento termicamente induzido é similar àquele de uma brisa marítima sob as mesmas condições de grande escala. A velocidade máxima do vento produzida pela circulação não-clássica foi de, aproximadamente, 5 ms^{-1} , enquanto o contraste de

temperatura correspondente alcançou 18 K. Para um contraste pequeno de umidade entre as superfícies, a velocidade do vento foi reduzida para 2 ms^{-1} e o contraste térmico para 5 K.

Segal et al. (1988) sugeriram que o impacto de superfícies vegetadas na brisa marítima modificada, e quando se tem um escoamento induzido termicamente por um terreno inclinado, é altamente dependente das condições do ambiente, assim como das características da vegetação. Para as situações em que há inclinação do terreno, circulações com intensidades próximas a das brisas marítimas podem se desenvolver quando a vegetação é mais densa cobrindo uma área extensa e sob condições ambientais favoráveis.

Outra linha de estudos mostra os impactos do escoamento de grande escala na circulação de brisa e o acoplamento de sistemas de meso escala com sistemas em escalas maiores (Estoque, 1962; Chang et al., 1982; Arrit, 1993; Zhong e Talke, 1993; Melas et al., 1998a; Melas et al., 1998b; Mangia et al., 2004). Estoque (1962) examinou a brisa marítima como uma função da direção predominante do vento de grande-escala e concluiu que um vento do continente para o oceano é mais favorável para o desenvolvimento de uma perturbação de brisa e que um escoamento do oceano para o continente é menos favorável.

Arrit (1993) mostrou que um escoamento sinótico do oceano para o continente de poucos metros por segundo foi suficiente para anular a circulação induzida termicamente. Considerando um fluxo sinótico forte no sentido oposto ($u_g = -11 \text{ ms}^{-1}$), a circulação foi apenas ligeiramente perceptível. Assim, as brisas passam a ser vistas como perturbações sobrepostas ao escoamento principal.

Zhong e Talke (1993) realizaram experimentos utilizando um modelo numérico tridimensional de meso escala e examinaram os efeitos do vento de grande

escala nas características das circulações sobre uma área com uma linha costeira irregular e padrões complexos de aquecimento superficial. Os resultados mostraram que um escoamento de grande escala entrando no continente produz perturbações fracas de brisa marítima, comparadas àquelas geradas pelo escoamento saindo do continente. Um vento sinótico entrando no continente causa um início precoce da brisa marítima e retarda o início da brisa terrestre. E um escoamento de mais de 5 ms^{-1} entrando no continente não permitira o desenvolvimento da brisa terrestre.

Mesmo com bons experimentos numéricos, não é fácil se “enxergar” a brisa quando ela está embebida em um escoamento de grande escala. A metodologia de Souza et al. (2000) para a visualização dessas circulações consiste em tomar certa variável $\chi(t)$ e escrevê-la como a soma de uma média mais uma perturbação. Assim $\chi(t) = \bar{\chi} + \chi'(t)$. Portanto, o efeito da brisa pode ser obtido de $\chi'(t) = \chi(t) - \bar{\chi}$.

Na região Nordeste do Brasil, essas circulações já foram estudadas em parte por Melo (2000) que verificou a importância da topografia, da convecção e da interação não-linear entre estes, em simulações de brisas no estado da Paraíba. Como resultado obteve-se que a brisa marítima atingiu seu máximo de $2,5 \text{ ms}^{-1}$ entre 17 e 18 HL e que a convecção pode contribuir ou não para formação e manutenção dessas circulações. Gomes Filho et al. (1990) fizeram uma análise do ciclo diário de potência eólica no mesmo Estado, o que revelou uma intensificação característica em determinados horários. Os autores assinalaram como causa provável, o acoplamento dos sistemas locais de brisa com os de grande escala dos alísios de SE.

Com o rápido avanço pelo qual vem passando a tecnologia computacional, modelos meteorológicos cada vez mais próximos da realidade estão sendo utilizados e permitem realizar, por exemplo, experimentos numéricos tri-dimensionais de alta resolução. Assim, é possível continuar avançando no entendimento

dos mais variados fenômenos atmosféricos. As circulações de brisa são um bom fenômeno para se estudar a partir de tais experimentos.

Tipicamente, muitos esforços na modelagem das brisas marítimas foram baseados em modelos bi-dimensionais (Mahfouf et al., 1987; Segal et al., 1988; Arritt, 1993; Ogawa et al., 2003; Sha et al., 2004), a partir dos quais é possível um entendimento das propriedades básicas das circulações. Porém, não é suficiente para entender como circulações desse tipo podem interagir com outros fenômenos e com as mais variadas condições ambientais.

Existem poucos estudos sobre o efeito da topografia na brisa marítima e o acoplamento entre as brisas marítima/terrestre e de vale-montanha utilizando uma topografia realista em um modelo numérico tri-dimensional (Federico et al., 2000; Miao et al., 2003).

Federico et al. (2000) tentaram estudar a importância relativa dos contrastes térmicos entre terra-mar e vale-montanha na determinação do desenvolvimento de circulações forçadas termicamente sobre a península montanhosa da Calábria, no sul da Itália. Primeiramente, analisaram a energética do problema através de uma teoria e, em seguida, interpretaram três casos distintos através de simulações. No primeiro caso, não se considerou a topografia, apenas o contraste terra-mar. No segundo caso, a topografia real da península foi introduzida, mas substituiu-se a superfície do mar por um terreno plano, para que só houvesse o contraste vale-montanha. E, por fim, o terceiro caso foi real em que se observaram os dois contrastes.

Os resultados mostraram que a energia potencial disponível de meso escala liberada pela brisa marítima aumenta com o aumento da profundidade da camada limite convectiva. Contudo, a energia potencial da brisa marítima diminui com o aumento de altitude, visto que a presença de uma montanha age como um obstáculo à

sua penetração continente adentro. O efeito de barreira exercido pela montanha na brisa marítima aumenta com o aumento de sua altura. Já a energia potencial liberada pelo ar aquecido sobre a montanha aumenta com a profundidade da camada limite convectiva e com a sua altura. Com uma península montanhosa cercada pelo mar, a energia potencial total é a soma da energia potencial da brisa marítima com a energia potencial da brisa de vale.

Miao et al. (2003) utilizaram o modelo RAMS, versão 3b, para examinar o impacto da complexa topografia de uma região a leste da Espanha na brisa marítima. Foi mostrado que a topografia é um importante fator que influencia a circulação de brisa por alinhar a frente de brisa marítima com a linha da costa e localizar as zonas de convergência próximas à cadeia de montanhas. Quando a brisa marítima está acoplada com a brisa de vale, ela é fortalecida. Assim, torna-se uma circulação mais profunda e intensa.

Recentemente, através de um estudo numérico, Ogawa et al. (2003) realizaram experimentos bi-dimensionais de alta resolução ($\Delta x = 50$ m) para investigar a interação da frente de brisa marítima com células convectivas dentro de uma camada limite bem mistura. A estrutura frontal, assim como: a forma, a velocidade vertical e o campo de temperatura, por exemplo, foram afetados pelos movimentos ascendentes e descendentes associados com as células convectivas pré-frontais. Assim, foram identificados três estágios quanto à variação periódica da frente. São eles: Frontogênese, quando se observa uma intensificação das circulações associadas com a presença das células convectivas, transição e frontólise, que é o estágio de enfraquecimento da frente quando ela interage com a região de correntes descendentes, associada com as células convectivas.

Para o período noturno, quando movimentos convectivos sobre o

continente diminuem devido ao resfriamento da superfície, a frontogênese é atribuída ao efeito de confluência, devido à convergência da velocidade horizontal, a intensificação do gradiente de temperatura potencial e a tendência pouco significativa do efeito turbulento associado com o resfriamento (Sha et al., 2004).

2.2 – Teoria da Máquina Térmica

Brunt (1926), Lettau (1954), Oort (1964) e Lorenz (1967) utilizaram o conceito de máquina térmica aplicado à circulação geral da atmosfera terrestre. Eles mostraram que a eficiência da circulação geral é da ordem de 1%. Lorenz (1967) argumentou que a determinação exata e a aplicação desta eficiência constituem o problema fundamental da energética da atmosfera.

Riehl (1950) e Emanuel (1986) a usaram para explicar a manutenção da circulação de estado estacionário dos furacões. Eles mostraram que a fonte de energia dos furacões está na expansão isotérmica do ar próximo à superfície movendo-se para o centro da tempestade.

Rennó e Ingersoll (1996) consideraram a convecção natural como uma máquina térmica e, com base nisso, apresentaram uma teoria simples que prevê o empuxo, a velocidade vertical e a área fracional coberta por convecção seca e úmida em um estado de equilíbrio estatístico. Durante um ciclo da convecção como uma máquina térmica, calor é retirado da camada superficial (fonte de calor) e uma porção dele é rejeitada para a troposfera livre (sumidouro de calor) de onde é irradiado para o espaço. O balanço é transformado em trabalho mecânico que é gasto na manutenção dos movimentos convectivos contra a dissipação mecânica.

A integral do volume do trabalho produzido pela convecção como uma

máquina térmica dá uma medida da quantidade de equilíbrio estatístico da energia potencial convectiva disponível (CAPE) que pode estar presente na atmosfera do planeta, de forma que os movimentos convectivos podem ser mantidos contra a dissipação viscosa. Para o clima atual da Terra, o sistema de máquina térmica prevê um valor de CAPE da ordem de 1000 JKg^{-1} .

Segundo Pauluis et al. (2000), as simplificações nas quais Rennó e Ingersoll (1996) utilizam para determinar a CAPE a partir do balanço de entropia sobre os oceanos tropicais são questionáveis. São elas: outras fontes de entropia junto à dissipação friccional, como a difusão de vapor de água e de calor, não são desprezíveis no balanço de entropia e a dissipação friccional pode ser pensada como devido a uma cascata de energia turbulenta desde a energia proveniente da turbulência convectiva até aquela de escalas menores.

Eles se concentraram nessa última simplificação e argumentaram que em adição a esse processo, uma fração substancial da dissipação na atmosfera ocorre na vizinhança imediata de hidrometeoros que precipitam (gotas de chuva e partículas de gelo) e que a precipitação é a causa principal da dissipação na atmosfera tropical. Assim, a dissipação de energia por fricção em torno de hidrometeoros consome $1/3$ do trabalho produzido por uma máquina térmica convectiva reversível. Eles afirmaram que $2/3$ da energia que potencialmente estaria disponível se a máquina térmica tropical fosse reversível é perdida em fontes irreversíveis de entropia devido à difusão de vapor de água e mudanças de fase. Dessa forma, apenas uma fração (menos de 10%) dessa energia estaria disponível para a realização de trabalho. Ou seja, Rennó e Ingersoll (1996) estariam sobreestimando grosseiramente as velocidades convectivas úmidas observadas na natureza.

Rennó (2001) acredita que o modelo numérico usado por Pauluis et al.

(2000) é inapropriado por que não inclui explicitamente arrasto por fricção. Na verdade esse modelo utilizado apenas inclui o efeito da substância água na densidade. A dissipação por fricção é indiretamente calculada, assim como o trabalho feito pela força de arrasto total (incluindo o arrasto de pressão) no hidrometeoro em queda. Outra afirmativa de Rennó (2001) é de que os resultados apresentados por Pauluis et al. (2000) poderiam apontar para um problema com os modelos numéricos. Sabe-se que modelos em escala de nuvens são altamente dissipativos quando comparados com a natureza. Além disso, os modelos com resolução horizontal de aproximadamente 2 km, igual ao utilizado por Pauluis et al. (2000), não podem resolver correntes convectivas, pois os centros dessas correntes têm diâmetros da ordem de 100 m.

Por fim, Adams e Rennó (2005) derivaram um método simples para avaliar a intensidade dos processos irreversíveis em modelos climáticos globais (MCG). Usando o balanço explícito de energia de um MCG idealizado, foi mostrado que as eficiências termodinâmicas baseadas na taxa líquida de aquecimento e na taxa de trabalho de fricção fornecem uma medida das irreversibilidades físicas e numéricas presentes nas circulações abertas, como a circulação de Hadley, ou fechadas, como a circulação geral da atmosfera. Além disso, a irreversibilidade do modelo é sensível aos valores de parâmetros numéricos e físicos, tais como, resolução espectral e período de rotação. Quanto aos modelos consistentes termodinamicamente, espera-se que produzam eficiências termodinâmicas que convergem para um valor específico com o aumento da resolução. Nesse caso, as eficiências podem ser usadas para determinar as resoluções ótimas de modelos nos estudos climáticos.

CAPÍTULO 3

3 – MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 – TEORIAS TERMODINÂMICAS PARA CIRCULAÇÕES LOCAIS

A teoria que foi desenvolvida por Souza (1999) e Souza et al. (2000) teve como base a teoria da convecção como uma máquina térmica para obter uma expressão simples para a diferença de pressão não-hidrostática entre dois pontos, A e B (ver Figura 1) e, portanto, a intensidade de uma circulação convectiva em terreno inclinado. O trabalho de expansão e compressão associado aos ramos de um sistema de circulação induzida por heterogeneidades à superfície foi derivado desses estudos e é mostrado detalhadamente por Souza (2004). Aqui é apresentada uma breve descrição dessas teorias.

Uma equação da energia para uma parcela de ar em convecção pode ser obtida a partir do produto escalar entre o vetor velocidade e a equação do movimento. A equação resultante estabelece que, seguindo-se uma parcela de ar em estado estacionário (Haltiner e Martin, 1957),

$$d\left(\frac{1}{2}|\vec{v}|^2 + gz\right) + \alpha dp - \vec{f} \cdot d\vec{\ell} = 0 \quad (1)$$

em que \vec{v} é o vetor velocidade, g a aceleração da gravidade, α o volume específico, p a pressão, \vec{f} a força de fricção por unidade de massa e $d\vec{l}$ é um incremento de distância ao longo do caminho da parcela de ar. O primeiro e o segundo princípios da termodinâmica, aplicados ao ar úmido, podem ser escritos como:

$$Tds = d(c_p T + L_v r) - \alpha dp \quad (2)$$

em que T é a temperatura absoluta do ar, s é a entropia específica do ar, c_p o calor específico do ar seco sob pressão constante, L_v é o calor latente específico de vaporização e r a razão de mistura do vapor d'água.

Integrando ambas as equações acima ao longo de uma circulação fechada, tem-se que a Equação (1) fica

$$\oint \alpha dp = \oint \vec{f} d\vec{l} \quad (3)$$

e a Equação (2) fica

$$\oint Tds = -\oint \alpha dp = \oint p d\alpha \quad (4)$$

que estabelece que, em estado estacionário, o trabalho realizado pela circulação é a diferença entre o calor injetado no sistema e o calor rejeitado por ele. Assim, dessas duas últimas equações segue-se que

$$\oint Tds = -\oint \vec{f} d\vec{l} \quad (5)$$

ou, seja, a absorção líquida de calor equilibra a perda de energia por fricção.

Integrando a Equação (1) ao longo de uma linha entre os pontos A e B próximo à superfície, região onde calor é absorvido, tem-se que:

$$\int_A^B \alpha dp = \int_A^B \vec{f} \cdot d\vec{l} - \int_A^B g dz \quad (6)$$

De acordo com Rennó et al. (1998), define-se a fração da dissipação total causada por fricção próxima à superfície com sendo:

$$\gamma \equiv \frac{\int_A^B \vec{f} \cdot d\vec{\ell}}{\oint \vec{f} \cdot d\vec{\ell}} \quad (7)$$

e a eficiência termodinâmica da circulação convectiva, que é a razão entre a quantidade de calor disponibilizada para a realização de trabalho e o calor total absorvido pelo sistema, como:

$$\eta \equiv \frac{\oint T ds}{\int_A^B T ds} \quad (8)$$

Combinando as Equações (5), (6), (7) e (8), obtém-se:

$$\int_A^B \alpha dp = -\gamma \eta \int_A^B T ds - \int_A^B g dz \quad (9)$$

Integrando a Equação (3) entre os pontos A e B e próximo à superfície fica

$$\int_A^B T ds = \int_A^B d(c_p T + L_v r) - \int_A^B \alpha dp \quad (10)$$

Combinando-se as equações (9) e (10) obtém-se

$$(1 - \gamma \eta) \int_A^B \alpha dp \approx -\gamma \eta \int_A^B d(c_p T + L_v r) - \int_A^B g dz \quad (11)$$

A partir da equação (11) podem-se obter as expressões para a diferença de pressão entre os pontos A e B e o trabalho de expansão no ramo inferior de uma circulação convectiva.

Desprezando as variações de c_p e L_v e usando a lei dos gases tem-se a equação que prevê a diferença de pressão entre dois pontos A e B (ver Figura 1).

$$p_B \approx p_A \exp \left\{ \frac{\gamma \eta}{(\gamma \eta - 1)R} \left[\frac{c_p \Delta T}{\bar{T}_s} + \frac{L_v \Delta r}{\bar{T}_s} \right] + \frac{1}{(\gamma \eta - 1)R} \left[\frac{g \Delta z}{\bar{T}_s} \right] \right\} \quad (12)$$

Substituindo o termo αdp na Equação (11) por $RdT - pd\alpha$ obtém-se a expressão para o trabalho de expansão no ramo inferior de uma circulação convectiva:

$$W = \frac{\gamma\eta}{(1-\gamma\eta)} (c_p \Delta T + L_v \Delta r) + R\Delta T + \frac{1}{(1-\gamma\eta)} g\Delta z \quad (13)$$

Para melhor se entender a contribuição da inclinação do terreno nos processos estudados, Souza et al. (2000) e Souza (2004) dividiram a diferença de temperatura entre A e B em duas partes, uma adiabática e outra não-adiabática. Logo,

$$\Delta T = \Delta T_{ad} + \Delta T_{na} = -\frac{g}{c_p} \Delta z + \Delta T_{na} \Rightarrow \Delta T_{na} = T_B - T_A + \frac{g}{c_p} \Delta z \quad (14)$$

Então, substituindo ΔT_{na} nas Equações (12) e (13):

$$\Delta p \approx p_A \left\{ 1 - \exp \left[\frac{\gamma\eta}{(\gamma\eta-1)R} \left(\frac{c_p \Delta T_{na}}{\bar{T}_s} + \frac{L_v \Delta r}{\bar{T}_s} \right) - \frac{\Delta z}{H_s} \right] \right\} \quad (15)$$

1° 2° 3°

$$W = \frac{\gamma\eta}{(1-\gamma\eta)} (c_p \Delta T_{na} + L_v \Delta r) + R\Delta T_{na} + \frac{1}{k} g\Delta z \quad (16)$$

1° 2° 3° 4°

em que $\Delta p \equiv p_A - p_B$ é a diferença de pressão entre dois pontos A e B sobre cada superfície, $\Delta r = r_A - r_B$ é a variação da razão de mistura, $\Delta z = z_A - z_B$ é a diferença de altitude, \bar{T}_s é a temperatura média do ar próximo a superfície entre os pontos A e B,

$H_s \equiv \frac{R\bar{T}_s}{g}$ é a altura de escala e $k = c_p/c_v$.

O primeiro termo da Equação (15) é aquele que está diretamente ligado à circulação. Ele é devido à absorção de calor sensível entre os pontos e é chamado aqui de diferença de pressão não-hidrostática. O segundo termo mostra a absorção de calor

latente quando há condensação ao longo da circulação. Por fim, o terceiro termo é a combinação da queda de pressão hidrostática em virtude da diferença de altura entre os pontos e uma expansão não-adiabática ao longo do aclave.

O primeiro termo da Equação (16) (W_a) refere-se à quantidade de trabalho extra que é realizada a partir do calor absorvido próximo à superfície (reservatório quente) devido ao aquecimento resultante da absorção de calor e da dissipação de energia. Este é, de fato, o trabalho que útil que será usado pela circulação, chamado de trabalho de escoamento, por tratar-se de um sistema aberto. O segundo termo mostra a absorção de calor latente quando há condensação ao longo da circulação. O terceiro termo (W_c) é o trabalho isobárico que existe mesmo não havendo circulações convectivas. Por fim, o quarto termo (W_d) representa a expansão devido à diminuição de pressão hidrostática quando a parcela aumenta de altitude.

Nas equações (15) e (16), os termos referentes à umidade, que são importantes no caso de sistemas precipitantes saturados, serão omitido nos cálculos realizados posteriormente, pois se considera que nas simulações não houve condensação ao longo da circulação de brisa.

A eficiência termodinâmica η é obtida a partir da seguinte equação (Souza et al. 2000):

$$\eta = \frac{gZ}{c_p T_h}, \quad (17)$$

em que T_h é a temperatura da região onde calor é absorvido (próximo a superfície) e Z é a profundidade da camada limite turbulenta. Essa formulação foi usada com sucesso por Tian e Parker (2003) em um estudo sobre o papel da orografia no desenvolvimento de convecção rasa.

Quanto à fração de dissipação que ocorre próximo à superfície γ , Stull

(1988) sugeriu, após fazer simulações de grandes turbilhões, que a maior parte da dissipação observada ao longo da circulação ocorre próxima a superfície. Souza et al. (2000) utilizaram o valor $\gamma = 1$, o que implica que toda a dissipação supostamente ocorre próxima a superfície e assim, com este valor, a equação (15) iria prever a máxima intensidade possível das circulações. Aqui será utilizada $\gamma = 0,60$ e será detalhado posteriormente.

Outra formulação observada em Souza et al. (2000) para a intensidade da circulação convectiva e que foi adaptada de Rennó e Ingersoll (1996) é mostrada na Equação (18). Fazendo a separação entre brisa marítima e brisa terrestre, a intensidade da circulação é dada por:

$$\vec{V} \approx \frac{\Delta T_{na}}{\sqrt{(\Delta T_{na})^2}} \sqrt{\frac{\eta}{\mu} (c_p \Delta T_{na} + L_v \Delta r)} \quad (18)$$

em que μ é o coeficiente adimensional de dissipação de energia mecânica.

A Equação (18) estabelece que a intensidade das circulações convectivas é uma função da eficiência termodinâmica, do contraste de temperatura e de umidade ao longo da circulação. Aqui também não será considerado o efeito da umidade ao longo da circulação, pois se considera que as simulações foram secas.

O coeficiente adimensional de dissipação de energia mecânica (μ) foi estimado por Rennó e Ingersoll (1996) como sendo

$$\mu \sim \frac{(\nu_{\text{turb}} \nabla^2 w)_{\text{path}}}{w^2} \sim \frac{(\Delta w)^2 l_{\text{path}}}{w^2 l} \quad (10).$$

Assim, a dissipação de energia mecânica é causada principalmente pela viscosidade turbulenta ν_{turb} , e l e Δw são a escala de velocidade e comprimento característico dos turbilhões. Após algumas considerações, eles obtiveram que $\mu \sim 16$. Já Rennó et al.

(1998) propuseram valores de μ no intervalo de 10-50. Por fim, Souza et al. (2000), em suas aplicações para circulações locais, utilizaram μ igual a 20. Aqui será utilizado μ igual 25 e será detalhado posteriormente na seção 4.4.

3.2 - DESCRIÇÃO DO MODELO

O modelo atmosférico utilizado neste trabalho será uma versão do *Regional Atmospheric Modeling System* - RAMS (Pielke et al., 1992) desenvolvido na *Colorado State University* e que recebeu desenvolvimentos brasileiros. E assim, ficou conhecido como *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System* – BRAMS. Utilizado na previsão de tempo e clima e para simulações de fenômenos, esse modelo de meso escala é não hidrostático, com possibilidades de realizar simulações bi e tridimensionais com inicialização homogênea ou heterogênea (Cotton et al., 2003).

É um modelo que tem uma estrutura de grade do tipo Arakawa-C e se pode utilizar um número ilimitado de grades aninhadas, inclusive, estas podem ser móveis. Possui vários fechamentos de turbulência que são: o esquema de deformação K (Smagorinsky, 1963), esquema "Deardoff com fechamento 2.5", em que a viscosidade turbulenta é uma função de TKE (energia cinética turbulenta), e o esquema Mellor-Yamada (Mellor e Yamada, 1982). Utiliza como opções de esquemas de parametrização radiativa de onda curta e onda longa, Mahrer e Pielke (1977), no qual não considera os processos de nuvem, Chen e Cotton (1983, 1987), que considera o processo de nuvem de forma que todo condensado é líquido, e Harrington (1997), no qual o esquema interage com o espectro de hidrometeoros líquidos e de gelo. Para a parametrização convectiva tem-se a opção padrão que é do tipo Kuo (1974) e, além dessa, uma parametrização do tipo fluxo de massa (Grell e Devenyi, 2002), com várias opções de

fechamento que são: Arakawa-Schubert (1974), Kain e Fritsch (1992), Grell (1993), convergência de umidade (Kuo, 1974), 'low level omega' e 'ensemble', que é a média de todos os outros fechamentos. Além dessas, ainda pode-se optar pela parametrização de cumulus rasos. Também possui esquema de parametrização de microfísica considerando processos de chuva quente com opção de quatro níveis. Assim, o nível 1 não considera nuvem, o nível 2 considera apenas condensação, o nível 3 é o esquema completo de momento simples (Walko et al., 1995) e o nível 4 é o esquema completo de dois momentos (Meyers et al., 1997).

3.3 - CARACTERÍSTICAS DAS SIMULAÇÕES

As simulações foram realizadas com inicialização heterogênea e análises do Modelo Global do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE).

Para fornecer uma melhor resolução espacial, as simulações foram integradas com duas grades aninhadas em que a grade externa foi centrada em (7°S; 36°W) e a grade interna foi centrada em (7°S; 35°W). Esta última pode ser vista na Figura 3.

A grade externa teve resolução de 20 km com 55 x 55 pontos de grade. Já a grade interna teve resolução de 5 km, com 142 pontos em x e 74 pontos em y . Na vertical, a atmosfera foi dividida em 40 níveis com espessuras diferentes, com 20 m a partir da superfície e aumentando a uma taxa de 1.2 até um máximo de 1000 m. Foram considerados também, nove camadas para o solo, que foram 2.0 m, 1.75 m, 1.50 m, 1.25 m, 1.00 m, 0.75 m, 0.50 m, 0.25 m, 0.05 m e todas com umidade inicial de 20%. O 'nudging' para o limite lateral foi de 1800 s, para o centro do domínio foi de 21600 s e

para o topo do domínio foi de 10800 s. As parametrizações utilizadas foram: Chen e Cotton (1983), para radiação de onda curta e onda longa, LEAF – modelo solo/vegetação e deformação anisotrópica, para o coeficiente de difusão turbulenta. A microfísica foi ativada no nível 2 e a parametrização de cumulus não foi ativada. Esta última opção foi adotada para evitar que o modelo produzisse chuva irrealisticamente. Desta forma, teve-se o cuidado de se produzir simulações secas e assim, os termos ligados à umidade nas Equações (15), (16) e (18) são desprezados como dito anteriormente.

Foram realizadas duas simulações, com início a 00 UTC do dia 01 de novembro de 2003 e final a 00 UTC do dia 13 de novembro de 2003. A primeira delas com a topografia da região em estudo (Topo) e a segunda sem topografia (STopo). As saídas foram produzidas com resolução temporal de 1 hora.

Foram utilizados aqui dois tipos de saídas do modelo para a simulação com topografia, uma em coordenadas verticais σ -z e outra em coordenadas z. A saída em σ -z foi utilizada na aplicação das teorias descritas anteriormente e a saída em Z foi utilizada para a visualização das circulações locais.

Todos os cálculos e as análises que seguem foram feitos sobre as latitudes de 7°S e 8°S. Após verificar-se o comprimento horizontal das brisas, tomou-se como ponto de referência sobre o continente a longitude de 35,25°W (ponto B) e sobre o oceano, a longitude de 34,75°W (ponto A) (ver Figura 3). Assim, a diferença de altitude entre os pontos é de aproximadamente 100 m sobre a latitude de 7°S e 140 m sobre a latitude de 8°S. O perfil da topografia sobre essas latitudes pode ser visto na Figura 4.

De forma resumida, os experimentos mostrados neste trabalho são descritos na Tabela 1.

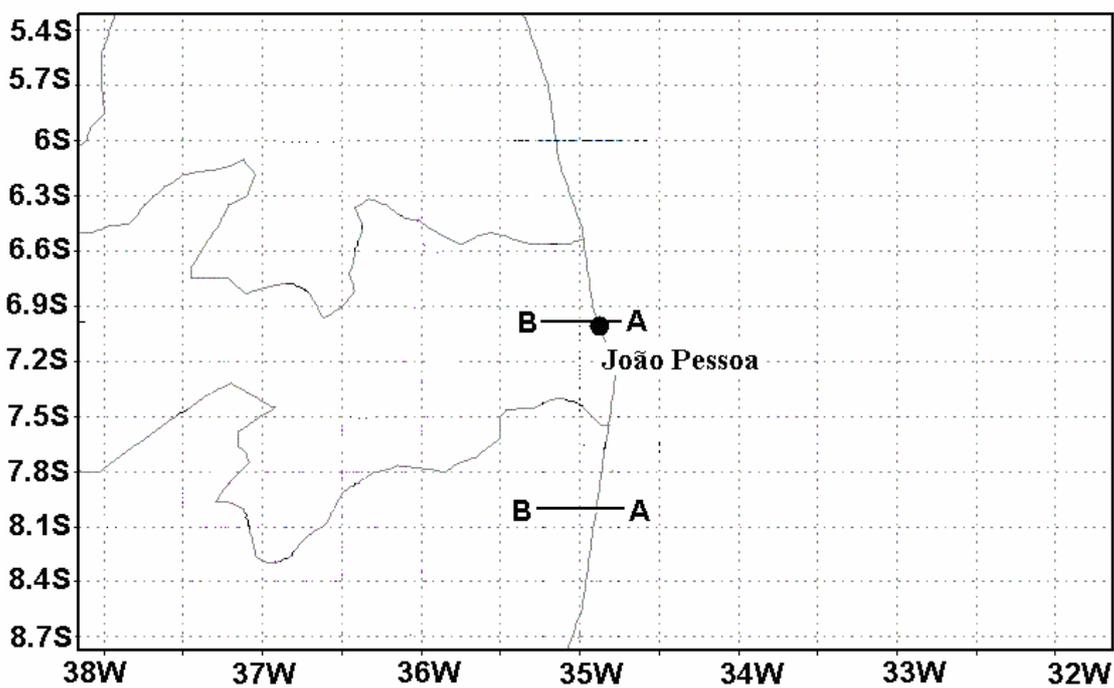


Figura 3 – Área compreendida pela grade interna utilizada nas simulações, com as indicações dos pontos A e B ao longo das latitudes de 7°S e 8°S e da cidade de João Pessoa - PB.

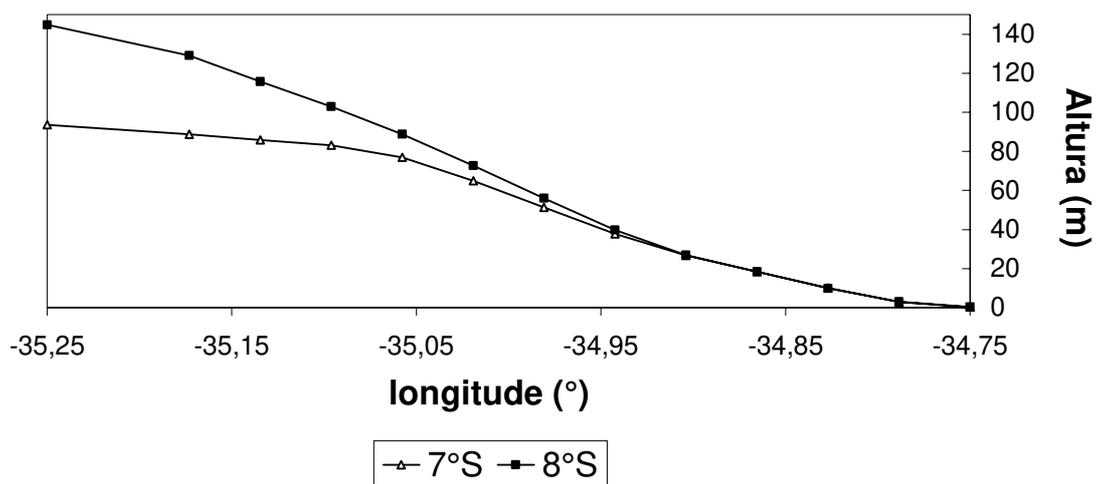


Figura 4 – Perfil de topografia ao longo das latitudes 7°S e 8°S.

Tabela 1 – Experimentos realizados e suas descrições.

Experimento	Descrição
Topo7S	Simulação com topografia e resultados analisados sobre a latitude 7°S
Topo8S	Simulação com topografia e resultados analisados sobre a latitude 8°S
STopo7S	Simulação sem topografia e resultados analisados sobre a latitude 7°S

Para se calcular a eficiência termodinâmica (Equação 17) nas simulações, T_h foi considerada a temperatura do primeiro nível atmosférico disponível (10m acima da superfície) e, juntamente com Z , é obtida em cada ponto de grade entre as longitudes de 35,25°W e 34,75°W. Dessa forma, a eficiência utilizada nos cálculos que seguem é a média das eficiências observadas em cada ponto de grade ao longo de uma latitude e entre as longitudes de 35,25°W e 34,75°W.

Por fim, para se saber qual o melhor valor a ser utilizado da fração de dissipação que ocorre à superfície (γ) foi testada a sensibilidade da teoria de diferença de pressão [Equação (15)] a esse parâmetro calculando o erro médio quadrático entre esta e o valor encontrado nas simulações para os experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S, que é mostrado na Figura 5. A rigor, esse parâmetro pode ser omitido dos cálculos fazendo-se sua eliminação entre as Equações (15) e (16). Porém seu valor explícito foi mantido nos cálculos, para que se possa ter uma idéia do seu valor numérico.

Assim, os menores erros apresentam-se entre $\gamma = 0,5$ e $\gamma = 0,6$, ou seja, de 50% a 60% da dissipação observada ao longo da circulação ocorre próximo a

superfície. Tal resultado mostra-se coerente com a consideração de Rennó (2001) para a aplicação dessa teoria a circulação de Hadley no qual considerou $\gamma = 0,5$. Neste trabalho, os resultados que serão mostrados baseiam-se em um valor $\gamma = 0,6$. Esse valor mostrou-se mais adequado para os experimentos realizados.

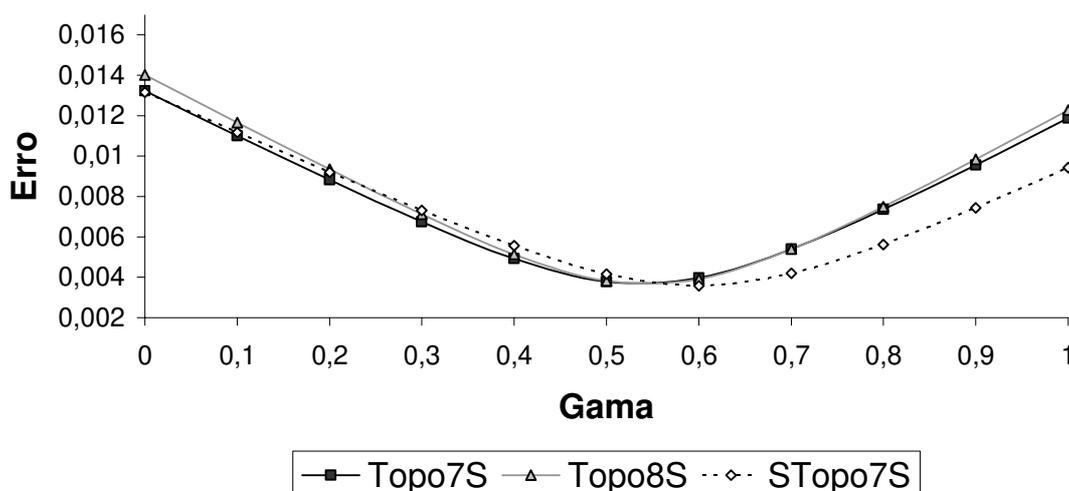


Figura 5 – Erro médio quadrático em função do parâmetro gama (γ) nos experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S.

3.4 – DADOS OBSERVACIONAIS

Além das simulações, também foram utilizados dados observados de uma localidade litorânea afetada pelas brisas, que se encontra dentro da área compreendida pela grade interna utilizada nas simulações: João Pessoa - PB ($7,08^{\circ}\text{S}$; $34,83^{\circ}\text{W}$) (ver Figura 3). Os dados analisados para essa cidade são de intensidade e direção do vento e temperatura durante o mesmo período simulado. Esses dados para João Pessoa foram disponibilizados no site REDEMETS (www.redemet.aer.mil.br) com resolução temporal de 1h e foram coletados na estação convencional de superfície do

Aeroporto Castro Pinto.

Também foram utilizados valores de CAPE provenientes de sondagens realizadas no período simulado entre 03 e 13 de novembro de 2003 para as cidades de Recife (8,05°S; 34,91°W) e Natal (5,91°S; 35,25°W). Elas foram realizadas no horário das 12 UTC.

Essas sondagens são provenientes de duas fontes, do CPTEC – INPE e do Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de Wyoming - EUA (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). Posteriormente serão apresentados esses dois resultados, devido a discrepâncias em relação aos valores de CAPE obtidos através dos cálculos realizados pelo CPTEC – INPE.

CAPÍTULO 4

4 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 – VALIDAÇÃO DAS SIMULAÇÕES

Nesta seção comparam-se as simulações realizadas com os dados observados para João Pessoa, descritos anteriormente.

Na Figura 6 observa-se a média da perturbação da componente zonal do vento ao longo da latitude de 7°S entre os pontos A e B, calculada na simulação com topografia (Topo7S) e saída em *sigma-z* (UMS) e a perturbação da componente zonal do vento calculada a partir dos dados disponibilizados para João pessoa (u') de intensidade e direção do vento entre a 00 UTC do dia 3 de novembro (00h03) e a 00 UTC do dia 13 de novembro de 2003 (00h13).

Essas perturbações obtidas da componente zonal do vento foram calculadas segundo a metodologia de Souza et al. (2000). Logo, foi feita a média no tempo dos dados observados e em seguida subtraíram-se as perturbações. Porém, nas simulações, além de se fazer a média no tempo, foi feita uma média ao longo da latitude

de 7°S entre os pontos A e B. Desta forma, as perturbações representam a intensidade das circulações a cada hora. Ou seja, quando a perturbação é negativa, o sentido do vento é do mar para o continente, representando assim a brisa marítima. E quando a perturbação é positiva, tem-se a brisa terrestre.

Nessa figura, percebe-se que as intensidades das brisas marítimas desse período para João Pessoa não ultrapassaram a intensidade de $-3,52 \text{ ms}^{-1}$. Já a brisa terrestre atingiu a intensidade de $4,31 \text{ ms}^{-1}$. Assim, observam-se dias em que a brisa marítima mostrou-se mais fraca do que a brisa terrestre do mesmo dia, o que pode indicar que muitos fatores podem influenciar a intensidade dessas circulações e contribuir, ou não, para que esta seja mais ou menos intensa.

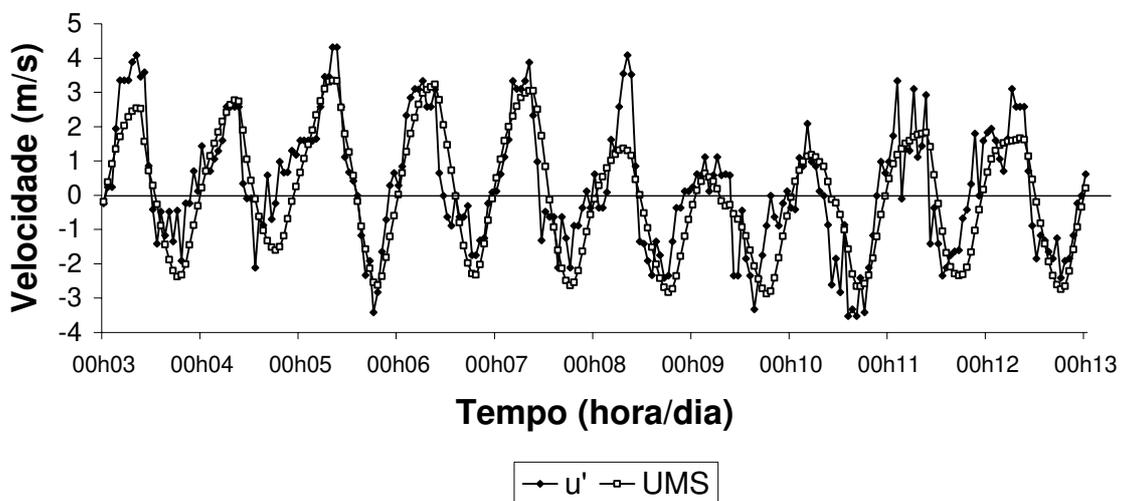


Figura 6 – Perturbação da componente zonal do vento em João Pessoa (u') e média da perturbação da componente zonal do vento simulado ao longo da latitude de 7°S entre os Pontos A e B (UMS).

Já a Figura 7 mostra a média da temperatura simulada em cada ponto de grade entre os pontos B ($35,75^{\circ}\text{W}$) e 35°W , que é exatamente no limite da costa, e a temperatura dos dados observados em João Pessoa para o mesmo período.

Observa-se que a temperatura nessa localidade varia entre 295,5 K (22°C) e 304,5 K (31°C). Porém, sem grandes diferenças entre os dias analisados, exceto pelo período entre a tarde de 08/11 e a manhã de 09/11, no qual se observa que a temperatura mínima foi maior que nos demais dias e que a temperatura máxima foi menor comparada aos outros dias. Note-se que o modelo tende a superestimar as temperaturas mínimas. Isso porque, provavelmente, o modelo se apresenta mais úmido, pela falta de um processo eficiente de remoção e não represente apropriadamente o resfriamento radiativo noturno.

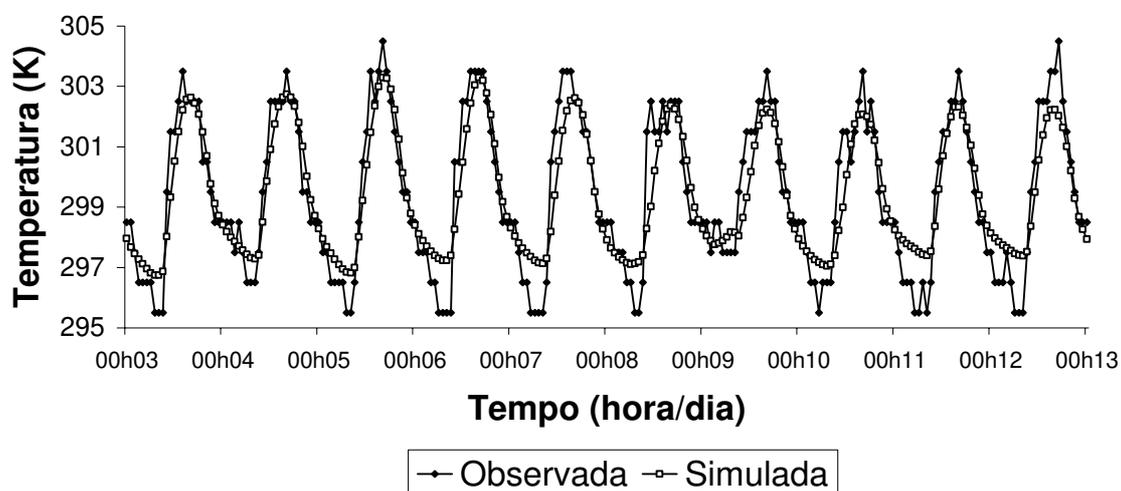


Figura 7 – Temperatura observada em João Pessoa e média da temperatura simulada ao longo da latitude de 7°S entre 35°W e o ponto B ($35,25^{\circ}\text{W}$).

Percebe-se que a simulação seguiu a tendência dos dados observados, especialmente para a perturbação da componente zonal do vento, na qual se observa uma maior variabilidade entre os dias mostrados. Assim, pode-se considerar que a simulação está em boa concordância com os dados observados para João Pessoa, como pode ser confirmado pelas Figuras 8 e 9 que mostram a correlação entre essas séries.

A correlação entre as perturbações das componentes zonais do vento observada e simulada foi de aproximadamente 0,82 e para as temperaturas, aproximadamente 0,93.

Para essas correlações (r), e também para as que se encontram no decorrer deste trabalho, foi aplicado um teste de significância através da distribuição t de Student (Bussab e Morettin, 1987). Assim, para o nível de significância de 1%, as correlações são significativamente estatísticas se maiores que 0,16.

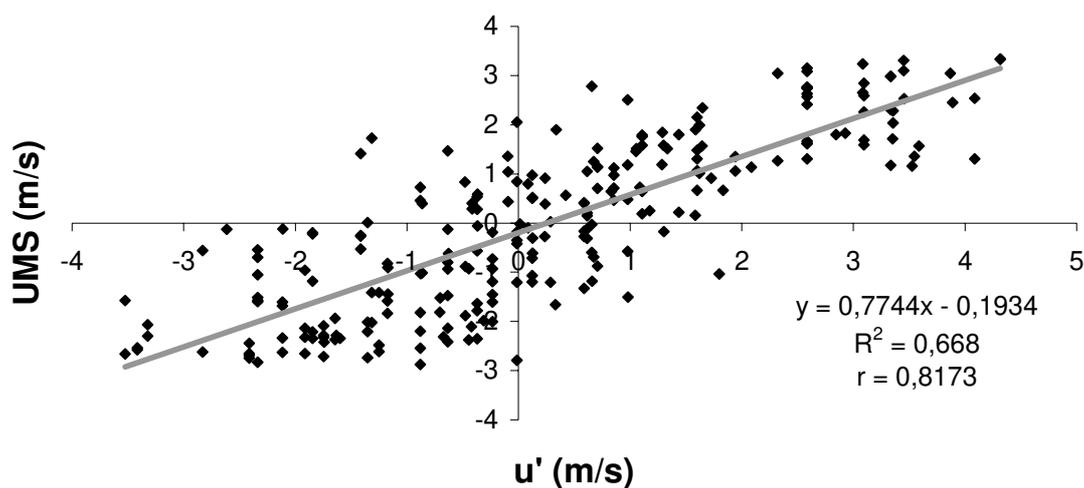


Figura 8 – Linha de tendência e correlação entre a Perturbação da componente zonal do vento em João Pessoa (u') e a média da perturbação da componente zonal do vento simulado ao longo da latitude de 7°S entre os Pontos A e B (UMS).

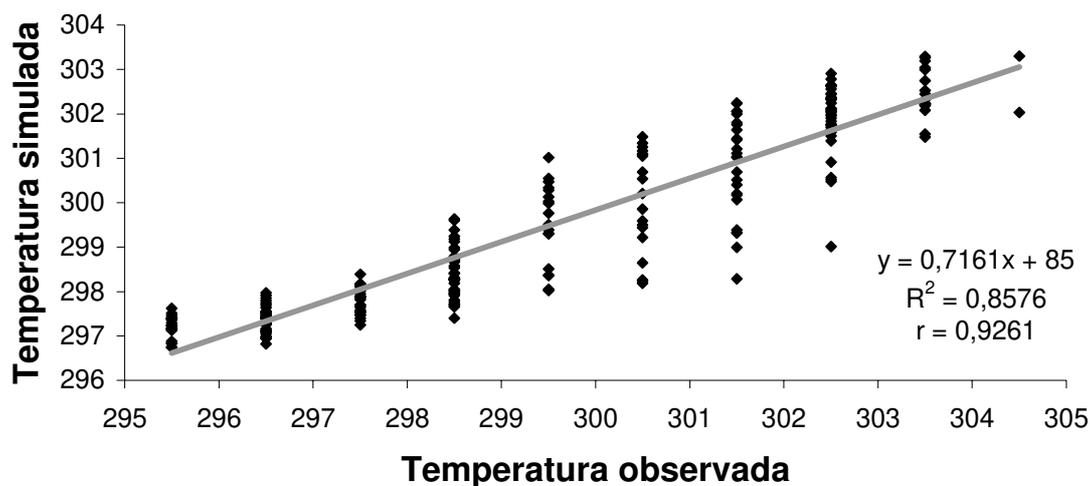


Figura 9 – Linha de tendência e correlação entre a temperatura observada em João Pessoa e a média da temperatura simulada ao longo da latitude de 7°S entre 35°W e o ponto B (35,25°W).

4.2 – TEORIA PARA DIFERENÇA DE PRESSÃO ENTRE DOIS PONTOS

Nesta seção comparam-se as simulações realizadas com e sem topografia com a teoria de diferença de pressão descrita na seção 3.1. A discussão corresponde à Equação (15).

Na Figura 10 tem-se a diferença de temperatura entre os pontos B e A, ou seja, entre o continente e o oceano, para Topo7S, Topo8S e STopo7S. Logo, valores negativos correspondem à situação em que o oceano está mais aquecido e estão ligados às ocorrências da brisa terrestre. De forma inversa, valores positivos de diferença de temperatura indicam que o continente está mais aquecido que o oceano e, por sua vez, corresponde à situação de brisa marítima.

Percebe-se que a diferença de temperatura para Topo7S mostra-se maior para os casos de brisa marítima do que para os casos de brisa terrestre, atingindo 5 K e quase -2 K, respectivamente. No período mostrado, não se observa muita variação dessa diferença. De acordo com esses resultados, seria esperado que as brisas marítimas fossem bem mais intensas que as brisas terrestres, pois a diferença de temperatura entre os módulos dos picos chega a ser de até 3K, aproximadamente. Porém, o que se observa tanto nas simulações (Figura 11), quanto nos dados observados (Figura 6) é que nem sempre isso acontece. O que reforça a influência de outros fatores para a intensidade das circulações de brisa.

Ainda na Figura 10, pode-se observar o efeito da elevação do terreno na diferença de temperatura comparando-se os resultados dos três experimentos. Para o período diurno, em média, ela foi maior no experimento STopo7S do que no Topo7S, e menor no experimento Topo8S. Isso se explica pelo fato de que quanto maior for a altitude menor é a temperatura, em relação ao nível médio do mar. Note-se que a temperatura sobre o mar tende a variar pouco entre os experimentos. Durante a noite, o efeito do resfriamento sobre a montanha se intensifica e a diferença de temperatura chega a ser bem maior, em módulo, no experimento Topo8S.

A Figura 11 traz as perturbações da componente zonal do vento. Percebe-se que entre os experimentos Topo7S e Topo8S a diferença nas intensidades dos máximos de velocidade foi muito pequena, ou seja, mesmo aumentando em 40 m a diferença de altitude entre os pontos A e B, o aumento na intensidade das circulações foi mínimo. Já para o experimento STopo7S, as intensidades das brisas mostraram-se reduzidas, mesmo com a diferença de temperatura mostrando-se maior que nos experimentos com topografia.

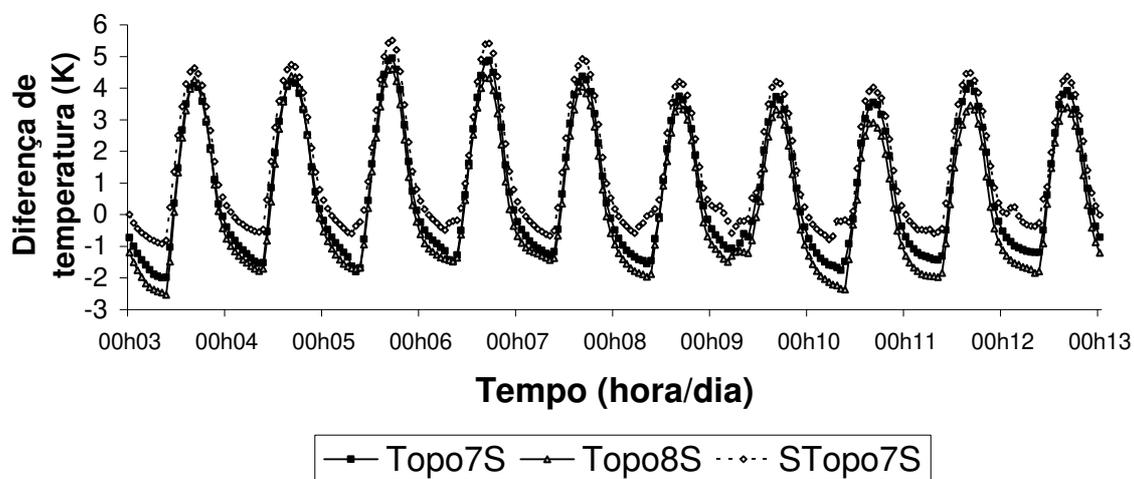


Figura 10 – Diferença de temperatura entre os pontos B e A para os experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S.

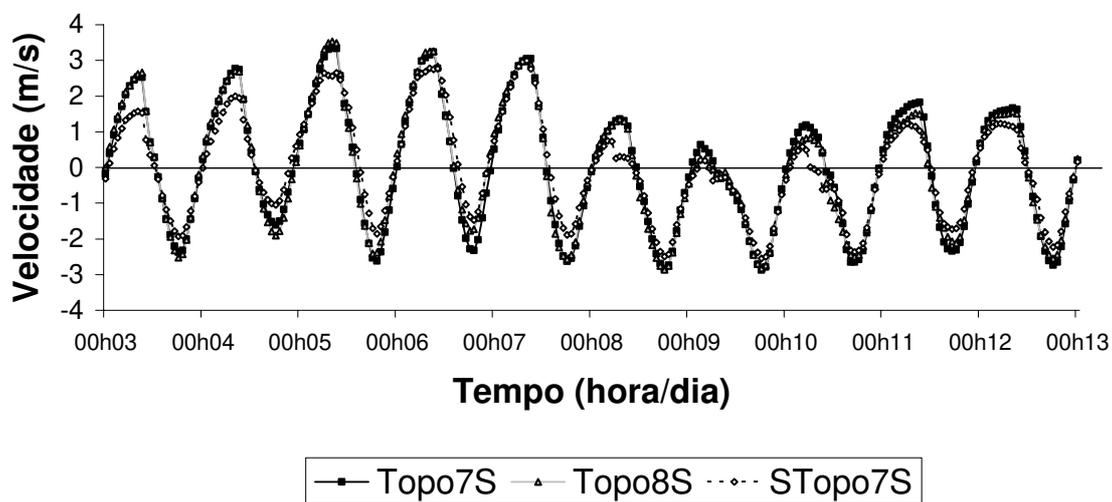


Figura 11 – Perturbação da componente zonal do vento para Topo7S, Topo8S e STopo7S.

Um dos parâmetros mais importantes, do qual depende a circulação, é a eficiência termodinâmica, que é a razão entre a absorção líquida de calor ao longo da circulação (a diferença entre o calor injetado no sistema e o calor rejeitado pelo mesmo, que corresponde ao trabalho realizado) e a injeção total de calor entre os pontos A e B [dada pela Equação (17)]. Logo, maiores valores de eficiência implicam em maiores quantidades de energia disponível para as circulações.

Na Figura 12, tem-se que o valor da eficiência tem variação diurna e que também varia ao longo do período simulado. Seus valores encontram-se entre 1,27% e 3,66% para Topo7S, 1,59% e 3,60% para Topo8S e 0,86% e 3,59% para STopo7S. Os maiores valores de eficiência são encontrados no período diurno, ou seja, poucas horas antes de ocorrer o máximo da intensidade da brisa marítima. Esses máximos foram menores para o experimento STopo7S, inclusive foram menores também os mínimos que correspondem à brisa terrestre. De forma inversa, o experimento Topo8S obteve as maiores eficiências. Isso está associado a uma maior profundidade da camada turbulenta em Topo8S.

Os maiores valores na eficiência de Topo8S indicam que houve mais conversão de energia do calor injetado na circulação a fim de compensar o contraste menor de temperatura, e assim, obter circulações com intensidades próximas àquelas observadas em Topo7S. Para STopo7S, a menor conversão de calor em energia disponível para o sistema pode ter produzido perturbações menores do que as de Topo7S.

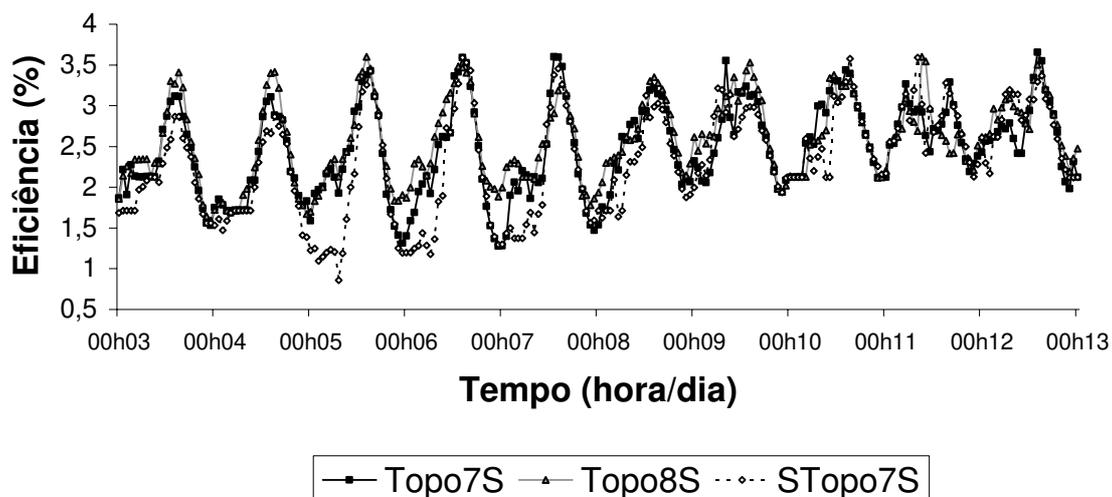


Figura 12 – Eficiência termodinâmica para os experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S.

As Figuras 13, 14 e 15 mostram as diferenças de pressão observadas entre os dois pontos de referência A e B obtidas das simulações (DeltaP simulada) e calculadas através da teoria (DeltaP calculada) para os experimentos Topo7S, Topo8S e STopo7S, respectivamente.

Em virtude da variação de temperatura, vê-se que a diferença de pressão entre os pontos também sofre uma variação diurna. Os máximos dessas diferenças estão associados aos máximos das perturbações para a brisa marítima e os mínimos estão relacionados com a brisa terrestre, porém ambos com uma pequena defasagem em torno de duas horas para Topo7S, três horas para Topo8S e de duas a quatro horas para STopo7S.

No experimento Topo7S, a diferença de pressão simulada ficou entre 10,2 hPa e 11,5 hPa. Para Topo8S, essas diferenças obtiveram valores maiores devido ao aumento de altitude e ficaram entre 16,0 hPa e 17,3 hPa, aproximadamente. A maior parte dessa queda de pressão é devida à contribuição hidrostática em virtude da diferença de altitude entre os pontos A e B. Por fim, tem-se que para STopo7S, a

diferença manteve-se entre -0,2 hPa e 1,17 hPa. Assim, percebe-se que quando a circulação não está sob o efeito da elevação essa diferença de pressão torna-se muito pequena. É que, na realidade, quando se anula a contribuição da diferença de altitude o único efeito que resta é devido ao contraste terra/mar, que possibilita a existência da circulação. A diferença de pressão, capaz de forçar a brisa terrestre, é muito pequena. Isso mostra que o estabelecimento da brisa terrestre é mais difícil. Entretanto, os dados de vento já mostrados sugerem que as intensidades das brisas marítima e terrestre são equivalentes (Figura 6).

Comparando os resultados simulados com os obtidos pela teoria, observa-se que a teoria conseguiu prever com muito boa aproximação os resultados simulados e isso pode ser comprovado pelas Figuras 16, 17 e 18, nas quais estão contidas as correlações referentes a essas diferenças de pressão para os três experimentos. Todos eles obtiveram coeficientes de correlação próximos a 0,95.

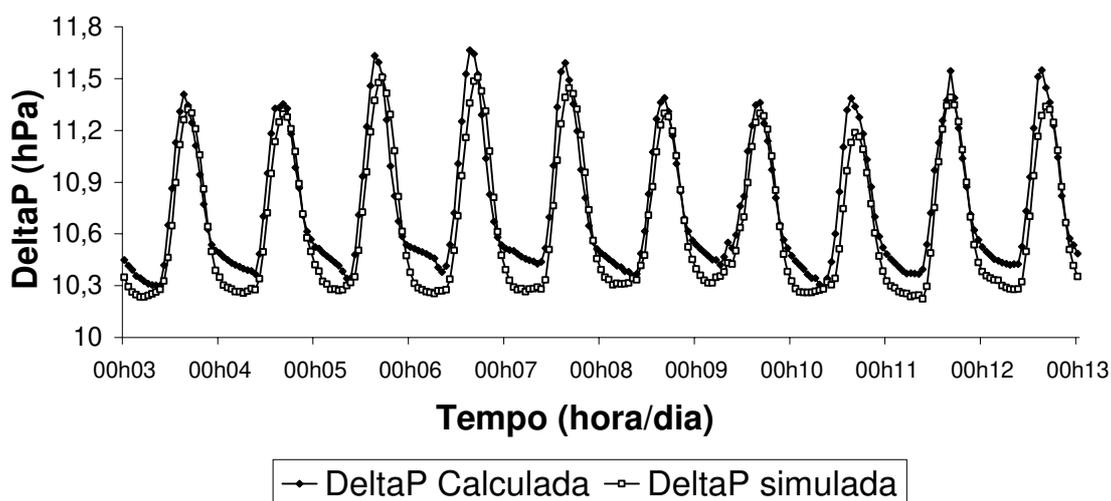


Figura 13 – Diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo7S.

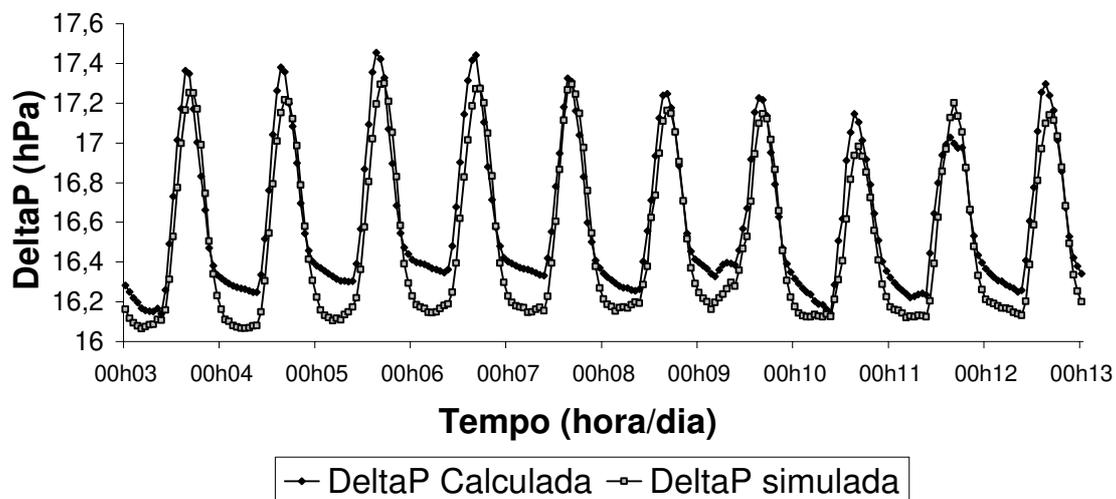


Figura 14 – Diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo8S.

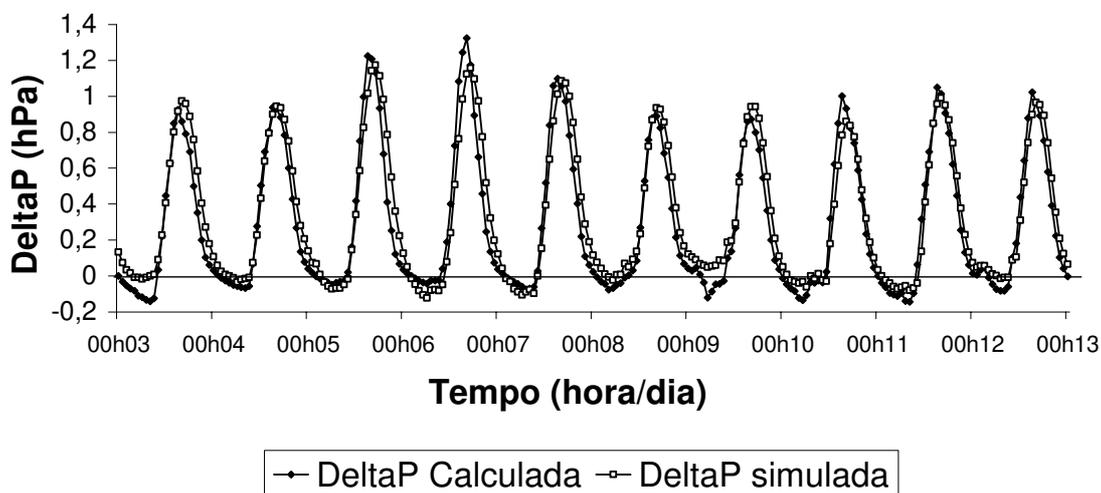


Figura 15 – Diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para STopo7S.

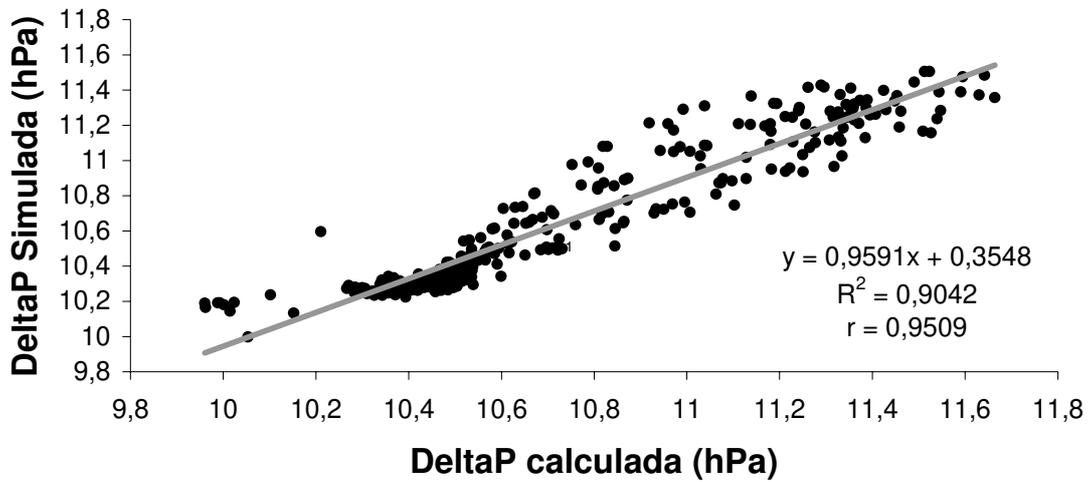


Figura 16 – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo7S.

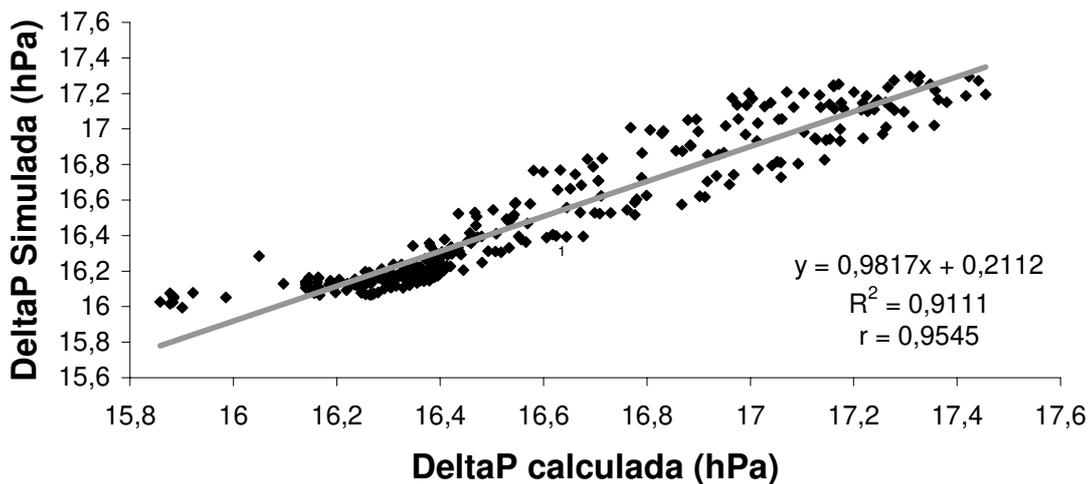


Figura 17 – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para Topo8S.

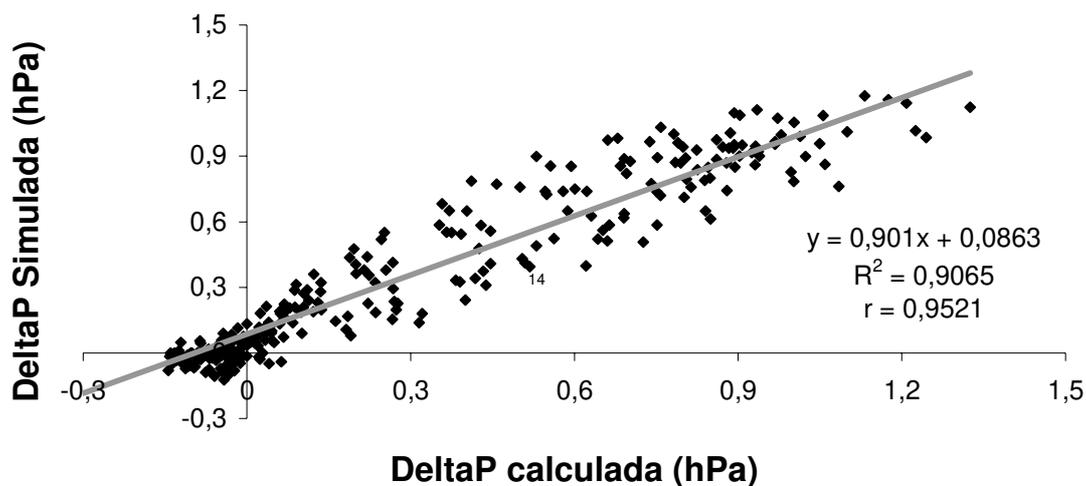


Figura 18 – Linha de tendência e correlação entre a diferença de pressão calculada através da teoria (DeltaP calculada) e a diferença de pressão obtida nas simulações (DeltaP simulada) para STopo7S.

Para que se possam comparar os efeitos do contraste terra/mar e vale-montanha nos experimentos realizados, as Figuras 19 e 20 mostram a diferença de pressão não hidrostática para os três experimentos, ou seja, o primeiro termo da Equação (15), porém, com e sem o efeito da topografia para Topo7S e Topo8S, respectivamente. Logo, a pressão não-hidrostática foi calculada utilizando ΔT_{na} nos resultados mostrados na Figura 19 e, apenas, ΔT na Figura 20. Esse termo, que exclui o efeito da topografia para a diferença de pressão total, está diretamente ligado às circulações e é devido, exclusivamente, à absorção de calor entre os pontos A e B.

Percebe-se que para os três experimentos, na Figura 19, esses valores mostram-se muito próximos, principalmente nos casos de brisa terrestre, embora com valores ligeiramente maiores, em módulo, para o experimento Topo8S. Para os casos de brisa marítima, há pequenas diferenças que mostram que nos experimentos Topo7S e Topo8S a diferença de pressão não hidrostática é maior.

No caso da pressão não-hidrostática sem o efeito da topografia, os valores de Topo8S mostram-se maiores para os casos de brisas terrestres e bem menores para STopo7S. Já para os casos de brisas marítimas, essas diferenças na diferença de pressão mostram-se muito menores, exceto para alguns poucos casos nos quais STopo7S mostra-se maior.

De forma geral, pode-se perceber que a presença da inclinação faz com que a diferença de pressão entre a terra e o mar fique maior durante o dia e menor durante a noite. Esse efeito, isoladamente, contribui para a formação de brisas marítimas mais intensas e de brisas terrestres menos intensas.

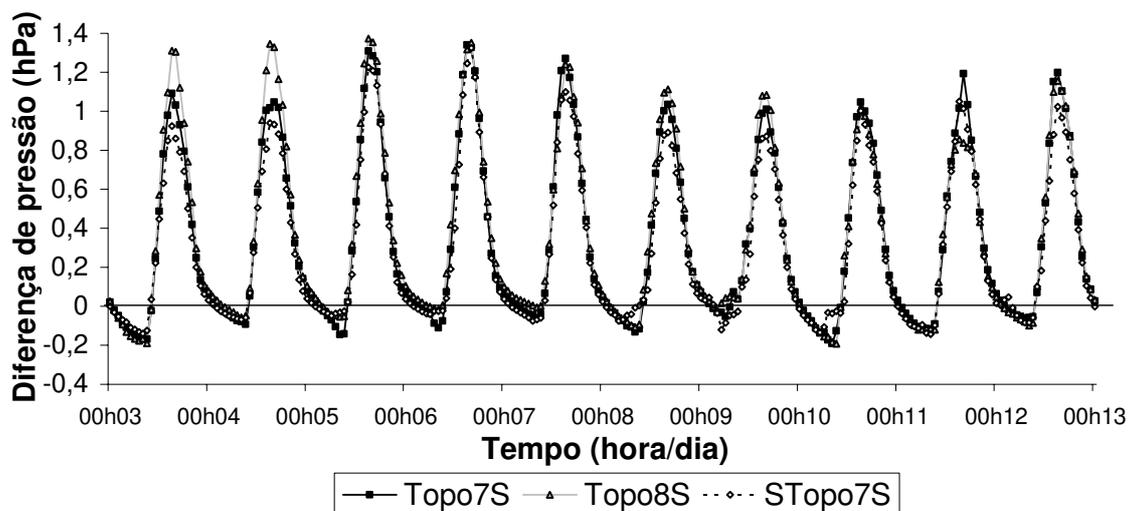


Figura 19 – Diferença de pressão não hidrostática calculada com ΔT_{na} que inclui o efeito da topografia entre os pontos A e B para Topo7S, Topo8S e STopo7S.

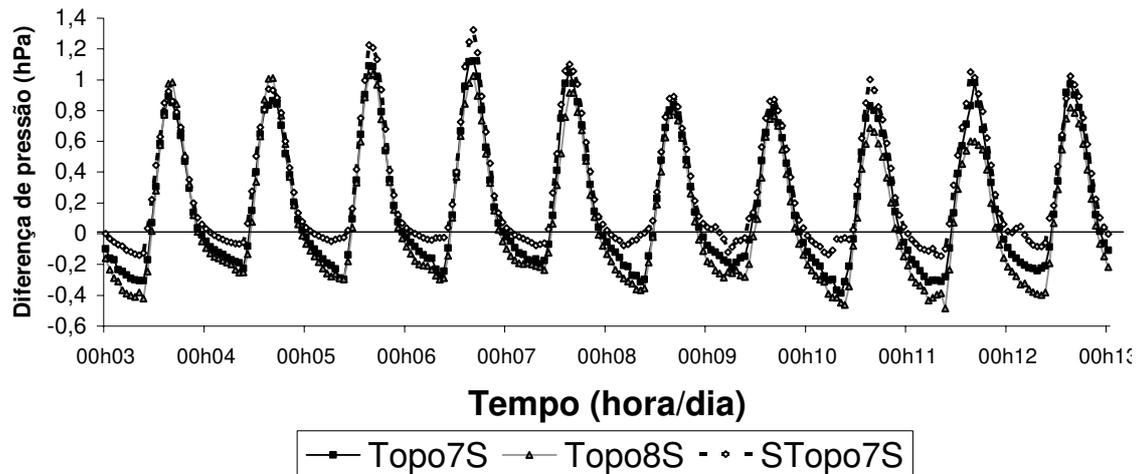


Figura 20 – Diferença de pressão não hidrostática sem o efeito da topografia entre os pontos A e B para Topo7S, Topo8S e STopo7S.

4.3 – TEORIA PARA O TRABALHO DE EXPANSÃO

Nesta seção comparam-se os resultados obtidos das simulações com a teoria que descreve o trabalho de expansão realizado no ramo inferior das circulações locais obtidos através da Equação (16).

Nas Figuras 21, 22 e 23 observa-se o trabalho total obtido das simulações (Simulado) e o trabalho total calculado através da teoria (Teoria) para Topo7S, Topo8S e STopo7S, respectivamente.

Nelas percebe-se que o trabalho total também segue um ciclo diurno. Para Topo7S seus valores ficaram entre 319 JKg^{-1} e 2460 JKg^{-1} . Para Topo8S, o trabalho total mostrou-se um pouco maior em média, variando seus valores durante o dia entre 661 JKg^{-1} e 2877 JKg^{-1} . E para STopo7S, esses valores foram bem menores ficando entre -267 JKg^{-1} e 1700 JKg^{-1} . Assim, o trabalho de expansão realizado pelas

circulações é maior a medida que se aumenta a diferença de altitude entre os pontos A e B.

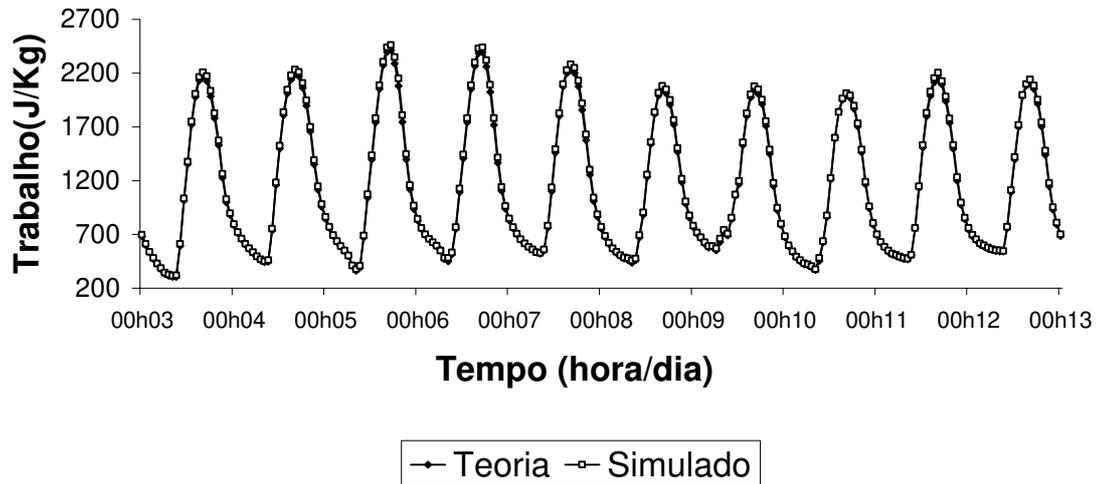


Figura 21 – Trabalho total calculado pela teoria (Teoria) e obtido das simulações (Simulado) para Topo7S.

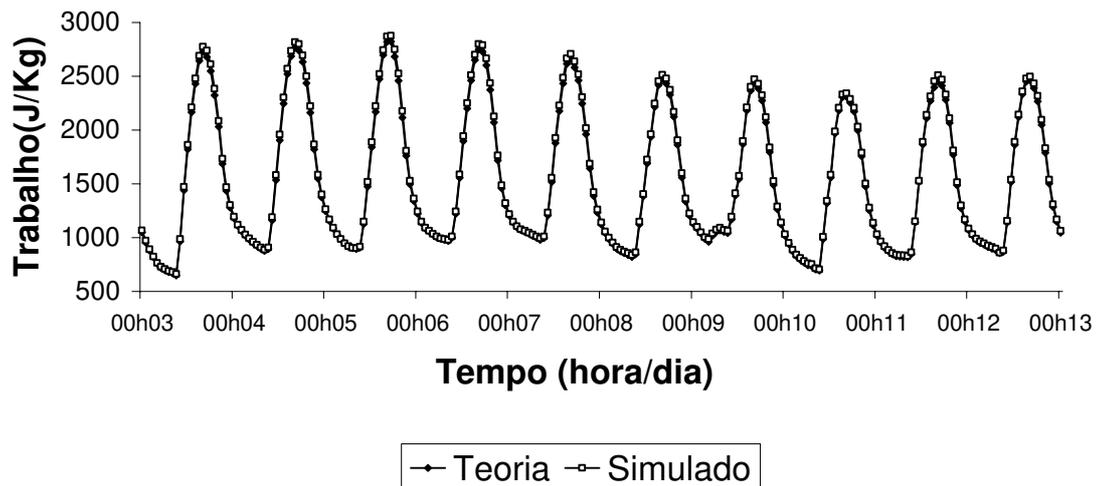


Figura 22 – Trabalho total calculado pela teoria (Teoria) e obtido das simulações (Simulado) para Topo8S.

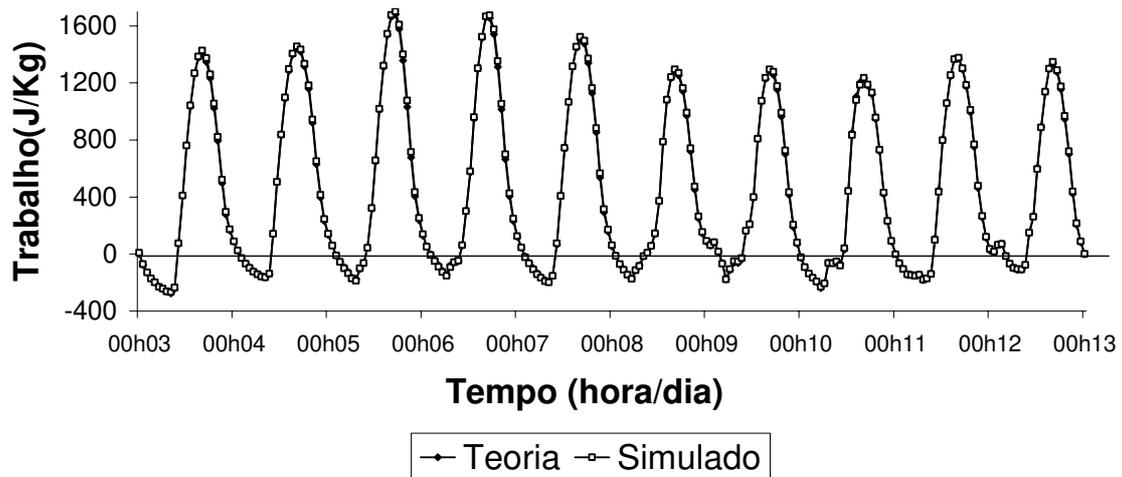


Figura 23 – Trabalho total calculado pela teoria (Teoria) e obtido das simulações (Simulado) para STopo7S.

Na Figura 24, tem-se uma comparação entre o trabalho observado no experimento STopo7S ($W_{STopo7S}$) e os valores de CAPE obtidas a partir das sondagens fornecidas pelo CPTEC – INPE ($CAPE_{CPTEC}$) e pela Universidade de Wyoming – EUA ($CAPE_{UW}$), ambas para Natal e Recife no horário das 12 UTC. Essa comparação da CAPE observada com o trabalho de STopo7S é explicada pelo fato dessas cidades estarem ao nível médio do mar e, portanto, não sofrerem o efeito da diferença de altitude. Note-se que o trabalho de expansão é da mesma ordem de magnitude dos valores de CAPE. Isso confirma que a maior parte do trabalho de expansão da atmosfera ocorre pela absorção de calor próximo à superfície, conforme postulado por Rennó e Ingersoll (1996).

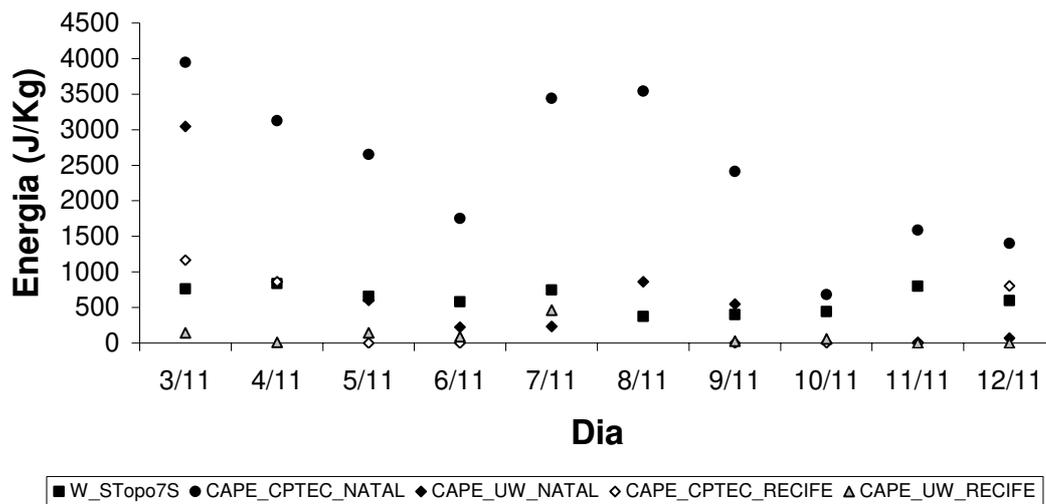


Figura 24 – Trabalho total obtido do experimento STopo7S (W_STopo7S), CAPE obtida pela Universidade Wyoming para Natal (CAPE_UW_NATAL) e Recife (CAPE_UW_RECIFE) e CAPE obtida pelo CPTEC para Natal (CAPE_CPTEC_NATAL) e Recife (CAPE_CPTEC_RECIFE). Todas às 12 UTC.

Comparando a teoria com os resultados simulados percebe-se que o ajuste é muito bom, o que pode ser visto pelas Figuras 25, 26 e 27 que mostram a correlação entre o trabalho total simulado e o trabalho total teórico para Topo7S, Topo8S e STopo7S, respectivamente. Assim, as correlações foram de quase 1 para todos os experimentos. Nos experimentos Topo7S e Topo8S, a maior contribuição é devida aos termos ligados à parte hidrostática, conforme será visto mais adiante. Contudo, no experimento STopo7S, para o qual não há diferença de altitude, o ajuste é igualmente bom.

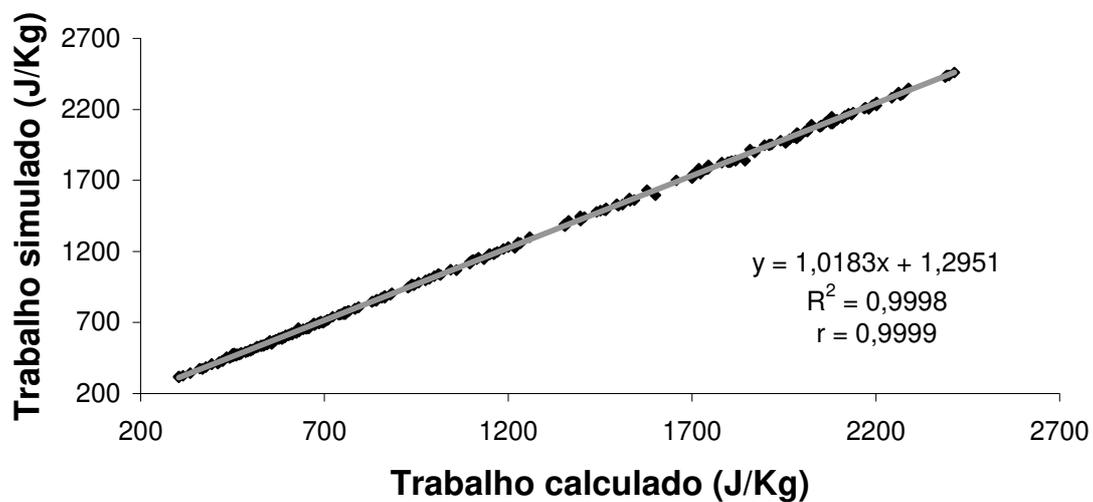


Figura 25 – Linha de tendência e correlação entre o trabalho total calculado através da teoria e o trabalho total obtido nas simulações para Topo7S.

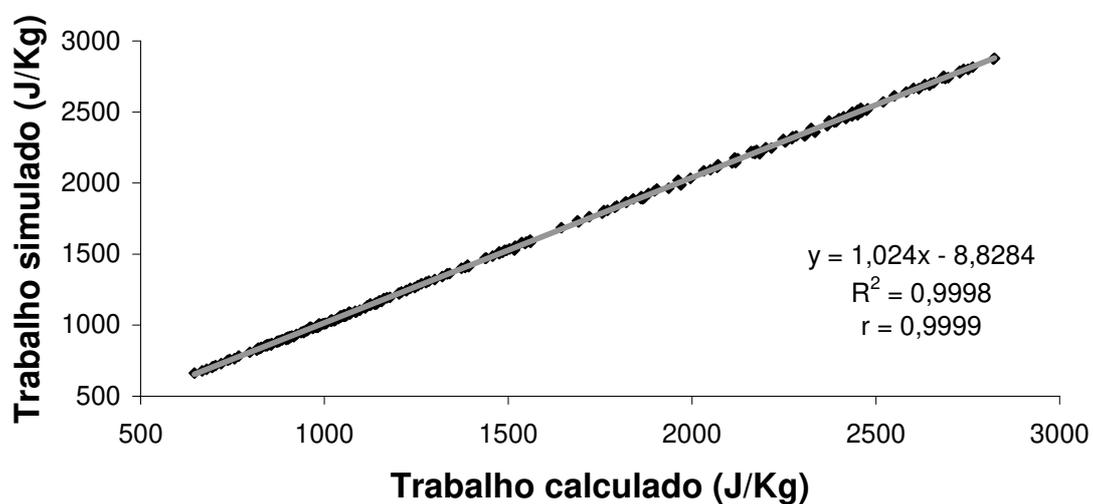


Figura 26 – Linha de tendência e correlação entre o trabalho total calculado através da teoria e o trabalho total obtido nas simulações para Topo8S.

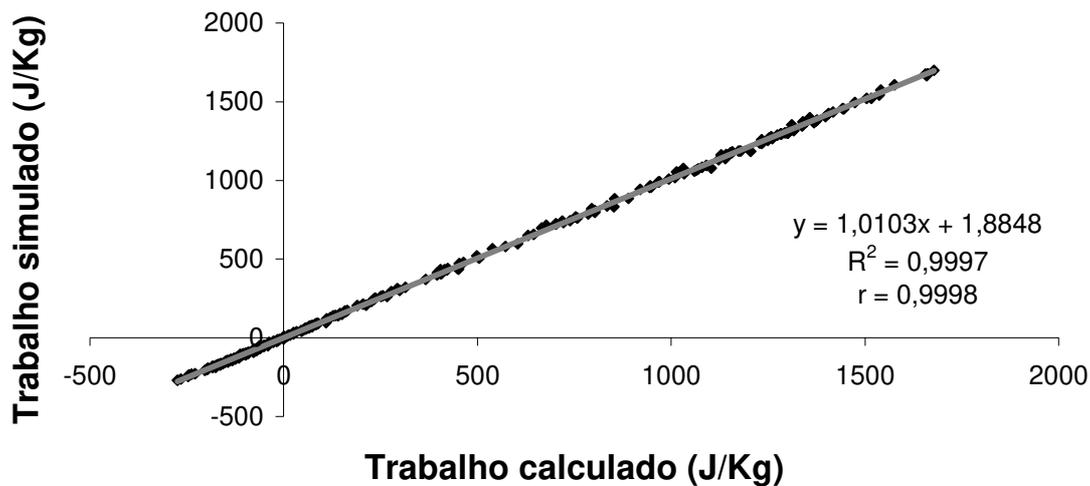


Figura 27 – Linha de Tendência e correlação entre o trabalho total calculado através da teoria e o trabalho total obtido nas simulações para STopo7S.

O termo mais importante para as circulações locais na Equação (16) é o primeiro (W_a) que está ligado às circulações de brisa, pois representa a única contribuição associada à conversão de entropia absorvida ao longo do ramo inferior da circulação e que é convertida em energia cinética da circulação.

As figuras a seguir mostram o trabalho referente ao primeiro termo da Equação (16) que está diretamente ligado às circulações locais (Teoria) comparando-se com o trabalho obtido nas simulações (Simulado) para Topo7S (Figura 28), Topo8S (Figura 29) e Stopo7S (Figura 30).

Observa-se que para Topo7S esses valores ficam entre -15 JKg^{-1} e 114 JKg^{-1} . Para Topo8S esses valores encontram-se entre -9 JKg^{-1} e 124 JKg^{-1} . E por fim, para STopo7S, tem-se que o trabalho encontra-se entre -12 JKg^{-1} e 104 JKg^{-1} . Da mesma forma que para o trabalho de expansão total, esse termos também aumentam a medida que se aumenta a diferença de altitude entre os pontos, e isso é devido a contribuição dessa diferença no cálculo de ΔT_{na} . Note-se que os valores negativos do

trabalho, que ocorre durante a noite, não significam trabalho de compressão. Como o cálculo é feito tomando-se a diferença de temperatura entre continente e oceano, um valor negativo indica que o ar se expande à medida que a circulação é dirigida da terra para o mar.

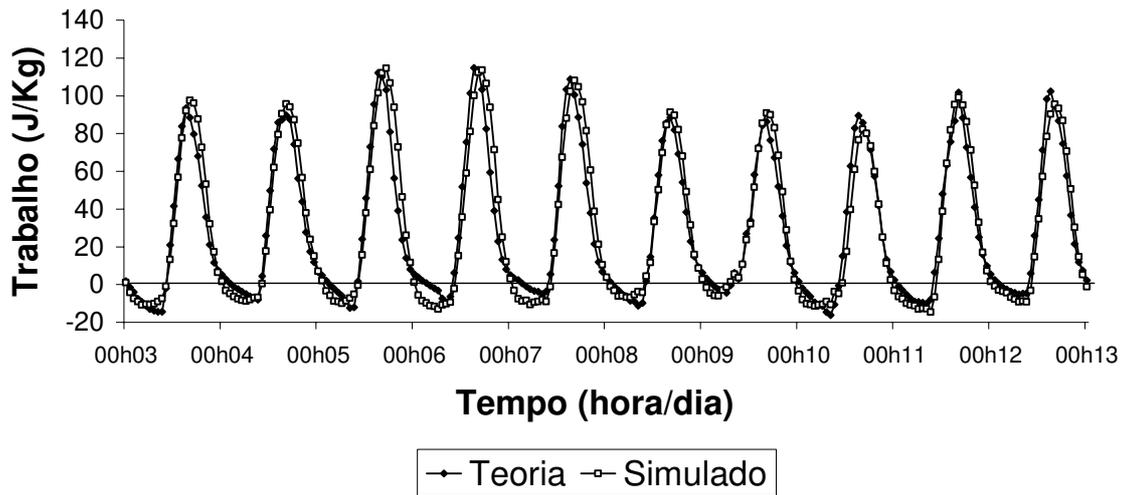


Figura 28 – Trabalho ligado à circulação (W_a) calculado pela teoria (Teoria) e obtido da simulação (Simulado) para Topo7S.

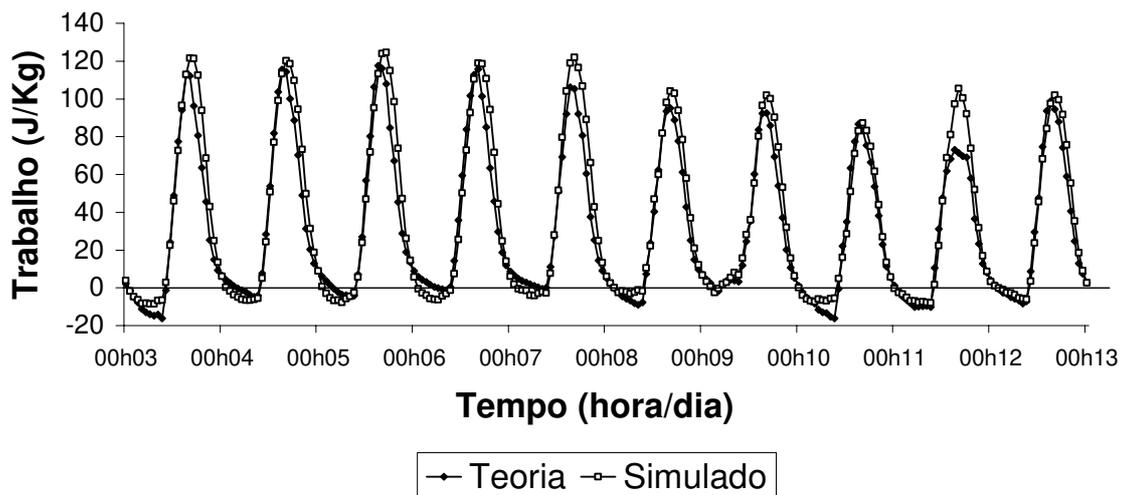


Figura 29 – Trabalho ligado à circulação (W_a) calculado pela teoria (Teoria) e obtido da simulação (Simulado) para Topo8S.

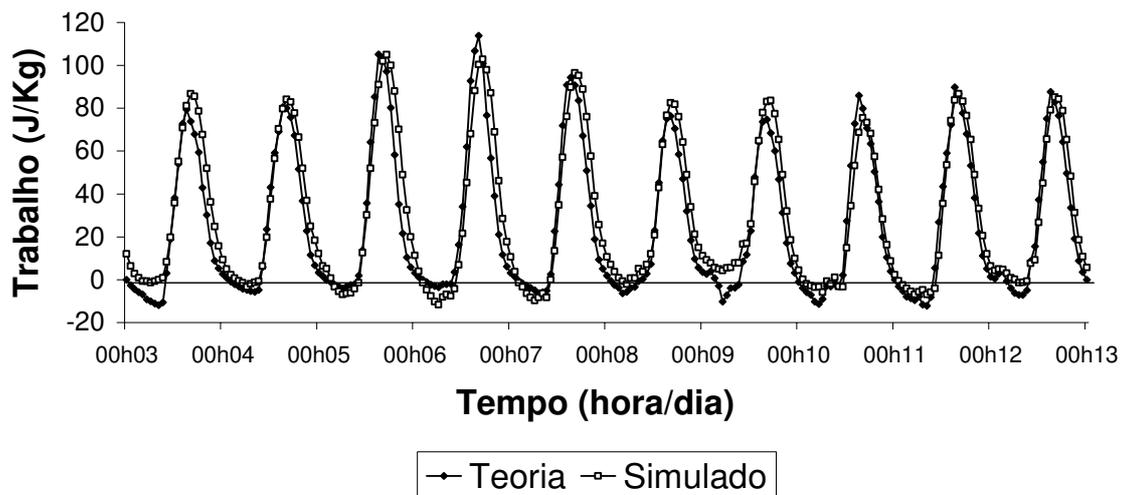


Figura 30 – Trabalho ligado à circulação (W_a) calculado pela teoria (Teoria) e obtido da simulação (Simulado) para STopo7S.

Comparando a teoria com as simulações, percebe-se que elas estão muito próximas com correlações acima de 0,95, que podem ser vistas pelas Figuras 31, 32 e 33, e confirmam os bons resultados obtidos.

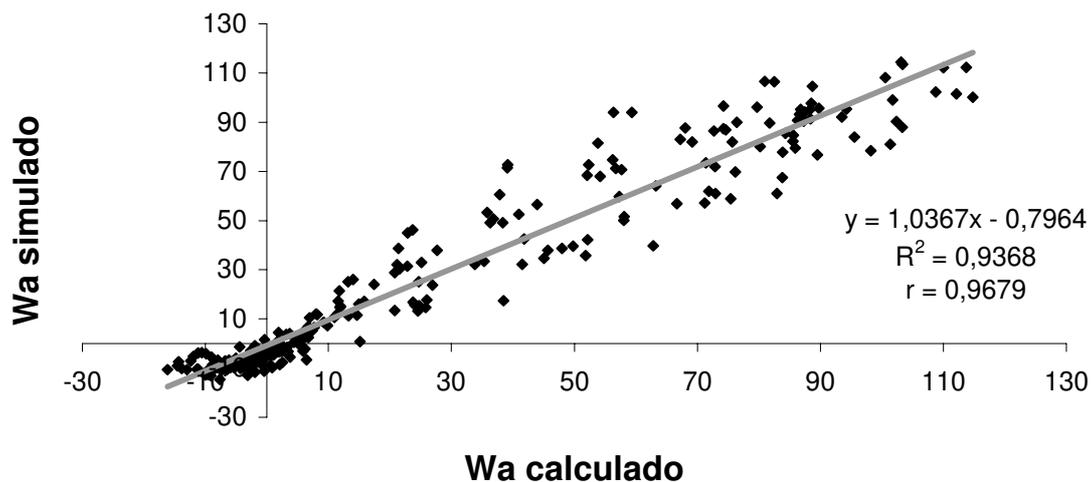


Figura 31 – Linha de tendência e correlação entre o trabalho ligado à circulação (W_a) calculado através da teoria e obtido na simulação para Topo7S.

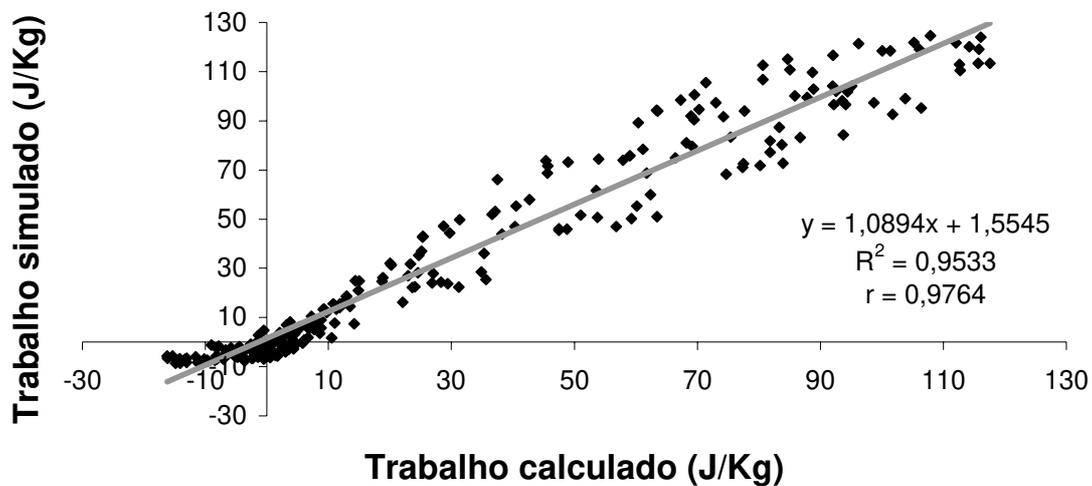


Figura 32 – Linha de tendência e correlação entre o trabalho ligado à circulação (W_a) calculado através da teoria e obtido nas simulações para Topo8S.

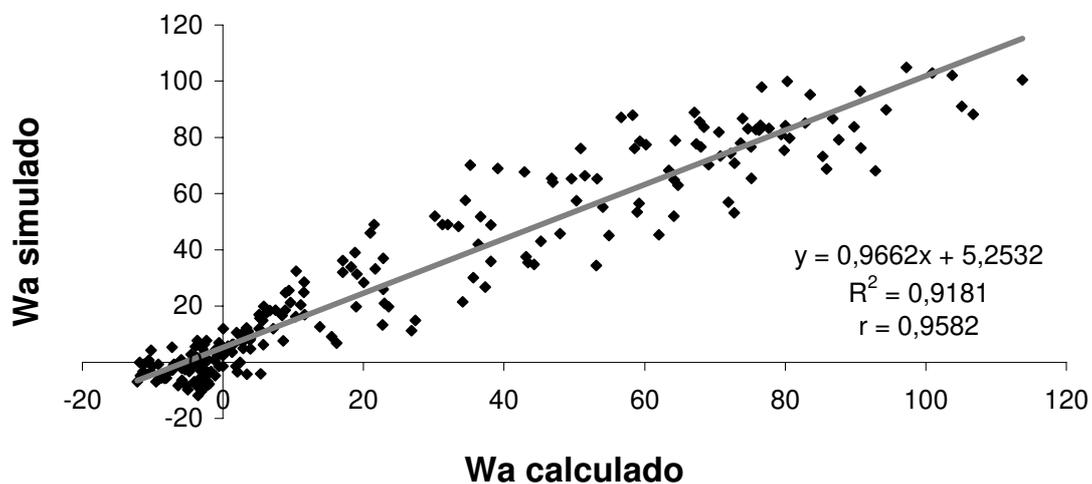


Figura 33 – Linha de tendência e correlação entre o trabalho ligado à circulação (W_a) calculado através da teoria e obtido nas simulações para STopo7S.

Já nas Figuras 34 e 35, pode-se ver o trabalho ligado às circulações (W_a) para os três experimentos, porém, na primeira figura tem-se esse trabalho calculado com ΔT_{na} , que evidencia o efeito da topografia para as latitudes de 7°S (Topo7S) e 8°S (Topo8S). Na figura seguinte, foi utilizado ΔT para Topo7S e Topo8S desconsiderando o efeito da topografia.

Na Figura 34, observa-se que os três experimentos mantêm-se muito próximos, exceto para os dois primeiros casos de brisa marítima do período simulado, no qual o experimento Topo8S obteve maiores valores de trabalho. Isso ressalta a importância da topografia para incrementar a circulação.

Na Figura 35, observam-se algumas diferenças entre os experimentos. Para os casos ligados às brisas marítimas, STopo7S obteve os maiores valores de trabalho. Para os casos de brisa terrestre, nos quais se observam as maiores diferenças entre os experimentos, o maior trabalho em módulo é observado para Topo8S e os menores valores, em módulo, desse trabalho, que é de expansão, no sentido terra-mar, são encontrados em STopo7S. Isso mostra que as diferenças mostradas anteriormente são devidas quase que totalmente as diferenças na topografia da região. Esses resultados mostrados aqui estão coerentes com aqueles observados na Figura 10, que mostra a diferença de temperatura entre o continente e o oceano.

Comparando essas duas figuras, percebe-se que o efeito que a topografia exerce no trabalho de expansão ligado às brisas terrestres é de diminuição de seus valores. Para os casos de brisa marítima, observa-se um aumento nos valores de trabalho. Isso pode ser visto mais detalhadamente para os experimentos Topo7S e Topo8S nas Figuras 36 e 37, nas quais se tem que para 7°S, o trabalho diminui cerca de 10 JKg^{-1} e para 8°S, cerca de 20 JKg^{-1} , nos casos de brisa terrestre e aumenta

aproximadamente o dobro desses valores para os casos de brisa marítima em ambos os experimentos.

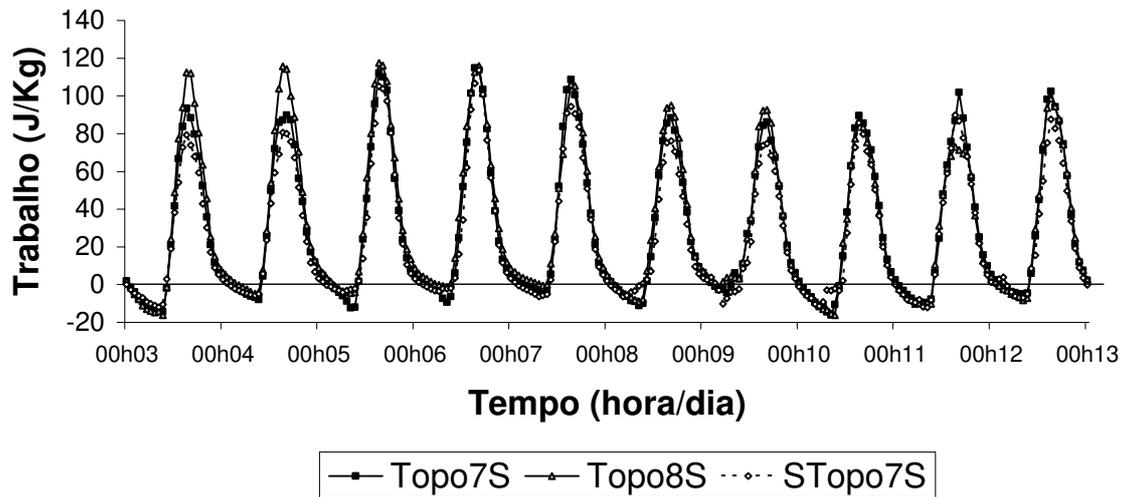


Figura 34 – Trabalho ligado à circulação (W_a) para Topo7S e Topo8S, com o efeito da topografia, e para STopo7S.

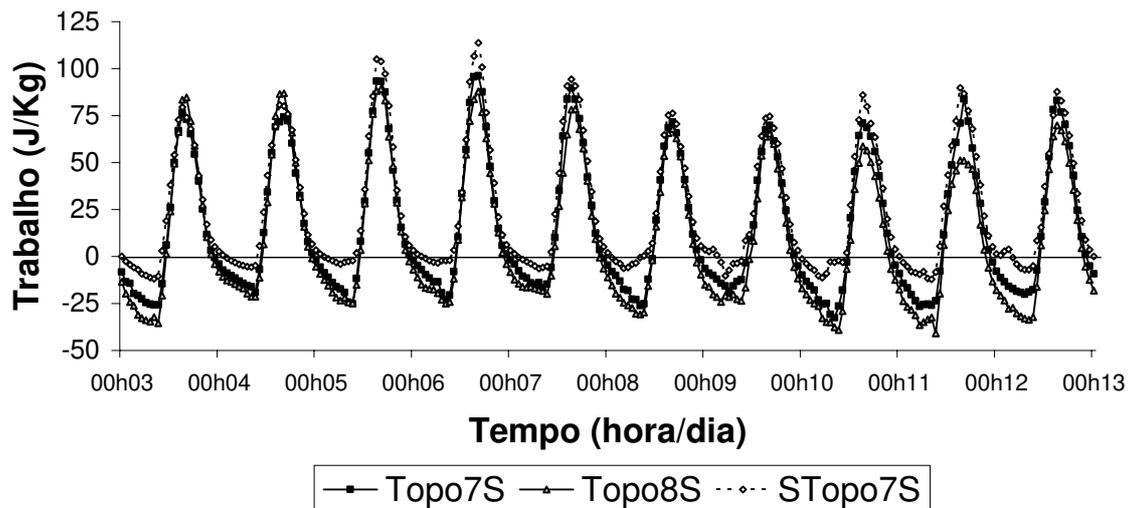


Figura 35 – Trabalho ligado à circulação (W_a) para Topo7S e Topo8S, sem o efeito da topografia, e para STopo7S.

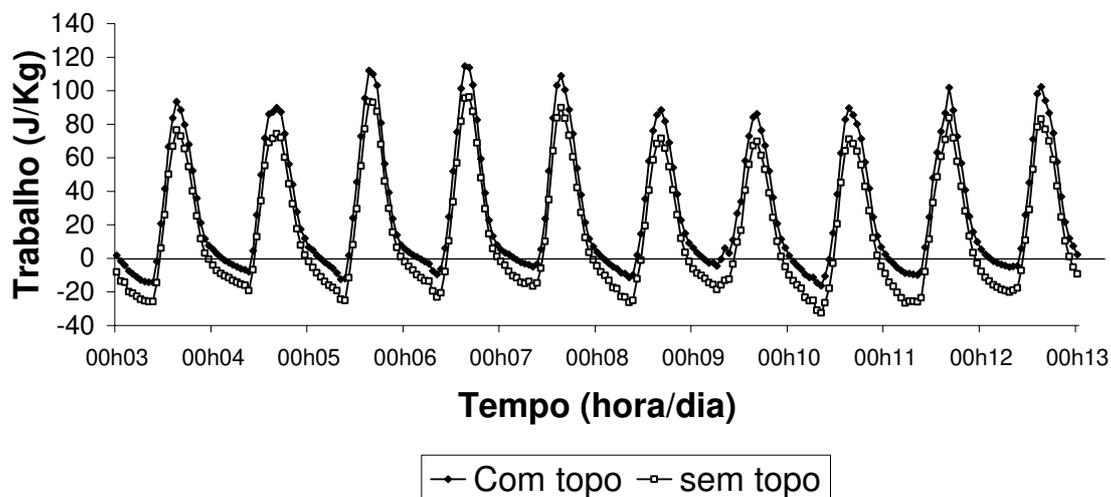


Figura 36 – Trabalho ligado à circulação (W_a) com e sem o efeito da topografia para Topo7S.

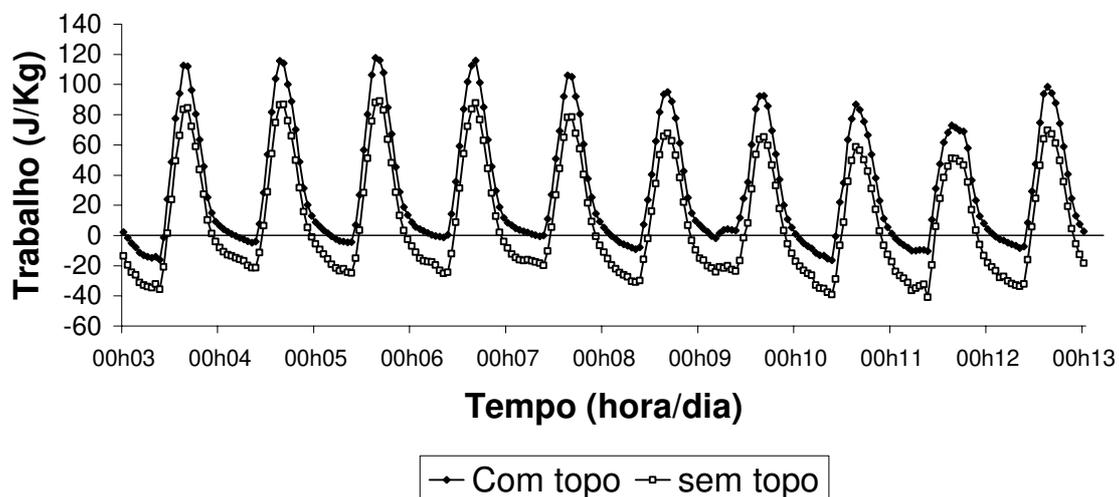


Figura 37 – Trabalho ligado à circulação (W_a) com e sem o efeito da topografia para Topo8S.

Os resultados das Figuras 34 e 35 sugerem um papel diferente para a montanha, em relação ao seu efeito nas brisas diurna e noturna. Durante o dia, à medida que a combinação brisa marítima + brisa de vale força o escoamento montanha acima, o ar recebe um fluxo de calor extra, caso se resfrie a uma taxa correspondente a uma expansão adiabática. Como o solo montanha acima tende a estar mais quente do que o ar logo acima, acontece um fluxo de calor extra que aumenta a intensidade da brisa (Souza et al., 2000).

No caso da brisa noturna, quando o ar desce montanha abaixo, devido ao aquecimento adiabático de compressão, há um fluxo de calor da parcela para o solo que pode ser visto na Figura 38, que mostra o fluxo de calor sensível simulado entre as 01 UTC e as 05 UTC do dia 03 de novembro de 2003 para Topo7S. Isso é observado em todos os períodos noturnos de todos os dias simulados (Figura 44). Como no presente caso a brisa não aparece isoladamente, isto é: o escoamento continua a ser montanha acima (devido ao forçante sintótico), o que acontece é que à medida que sobe o ar perde calor para a montanha. Isso faz com que o trabalho no sentido mar-terra seja negativo.

Assim, era de se esperar que a intensidade das circulações de brisa terrestre fosse menor que a intensidade das circulações de brisa marítima. Porém, um outro efeito pode ser adicionado a esse explicado acima. À medida que a parcela desce a montanha e é comprimida, ela fica cada vez mais densa e por isso acelera, contribuindo para que a circulação seja mais intensa que o esperado. Isso implica em um grau de não-linearidade, que não consegue ser capturado de forma simples pela teoria.

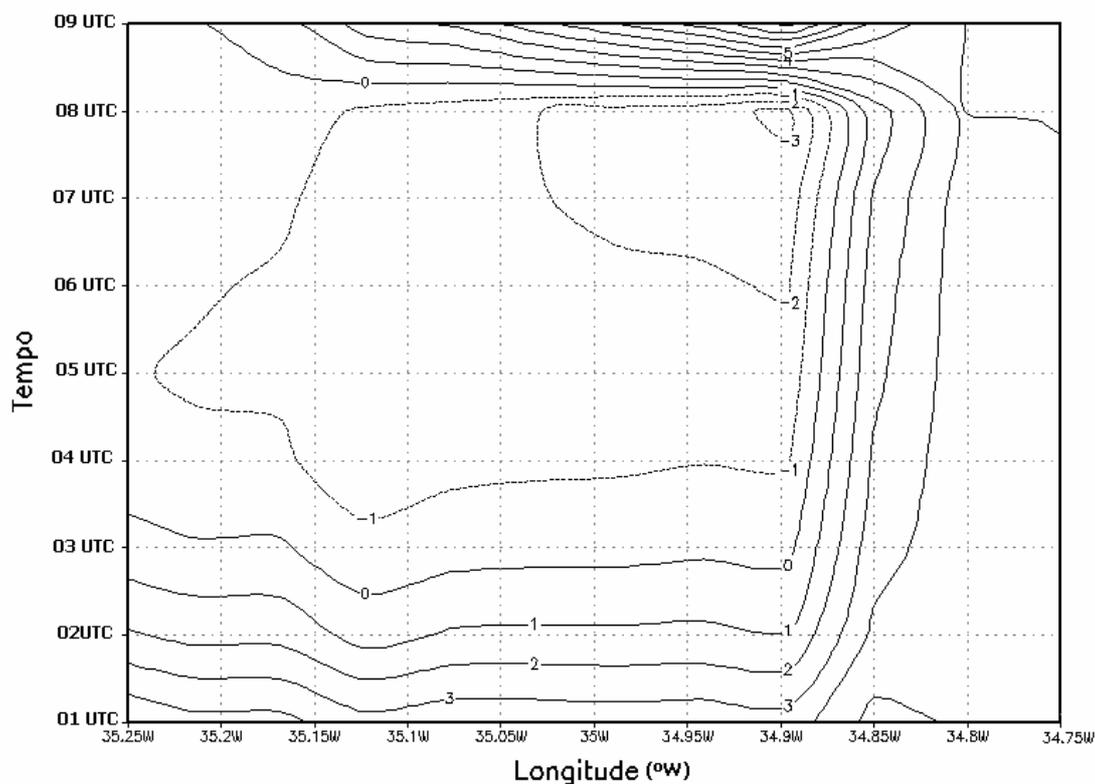


Figura 38 – Fluxo de calor sensível simulado entre as 01 UTC e as 05 UTC do dia 03 de novembro de 2003 para Topo7S.

Ainda em relação ao trabalho ligado às circulações (W_a), pode-se destacar que seus máximos ligados às brisas marítimas ocorrem em torno das 16 UTC, ou seja, às 13 HL, que é o horário típico em que se observa o desenvolvimento de nuvens convectivas profundas na região de estudo. Além disso, esse trabalho possui a mesma ordem de magnitude da energia de inibição convectiva (CINE) que uma parcela teria de "vencer" para chegar ao seu nível de convecção livre (Williams e Rennó, 1993). Assim, pode-se especular aqui que essa energia disponibilizada para a circulação e indicada por W_a , pode ser um mecanismo que inicie a convecção sobre o continente.

Nas três figuras que seguem (Figuras 39, 40 e 41), pode-se ver a contribuição individual de todos os termos da Equação (16) para o trabalho total nos três experimentos. Lembra-se aqui, que o primeiro termo (W_a), discutido anteriormente, é devido ao calor absorvido ao longo do ramo inferior da circulação de brisa, o segundo termo foi omitido dos cálculos, pois não se considera condensação ao longo da circulação, o terceiro termo (W_c) é o trabalho isobárico que representa a expansão que ocorre quando o ar absorve calor em virtude do seu contato com a superfície e, por fim, o último termo (W_d) é a expansão devida à diminuição de pressão hidrostática quando a parcela aumenta de altitude.

O termo W_d é constante em todos os experimentos, pois depende apenas da diferença de altitude entre os pontos. Para Topo7S, W_d foi de $635,29 \text{ JKg}^{-1}$. Para Topo8S foi de $992,86 \text{ JKg}^{-1}$. E para STopo7S foi de 0 JKg^{-1} .

Percebe-se que a contribuição de W_a para o trabalho total é muito pequena comparada com os demais termos, mesmo para o experimento STopo7S no qual o termo W_d é zero. Segundo Souza (2004), esse termo contribui com apenas 10% do trabalho total. Aqui se tem que essa contribuição foi de no máximo 7%. Logo, a maior parte do trabalho de expansão não está associada às circulações locais e sim, é devido a uma compensação resultante dos processos radiativos pela qual a atmosfera realiza trabalho de compressão. Para os experimentos com topografia, uma outra parte desse trabalho total ainda está diretamente ligada à expansão que ocorre quando uma parcela de ar sobe um terreno inclinado.

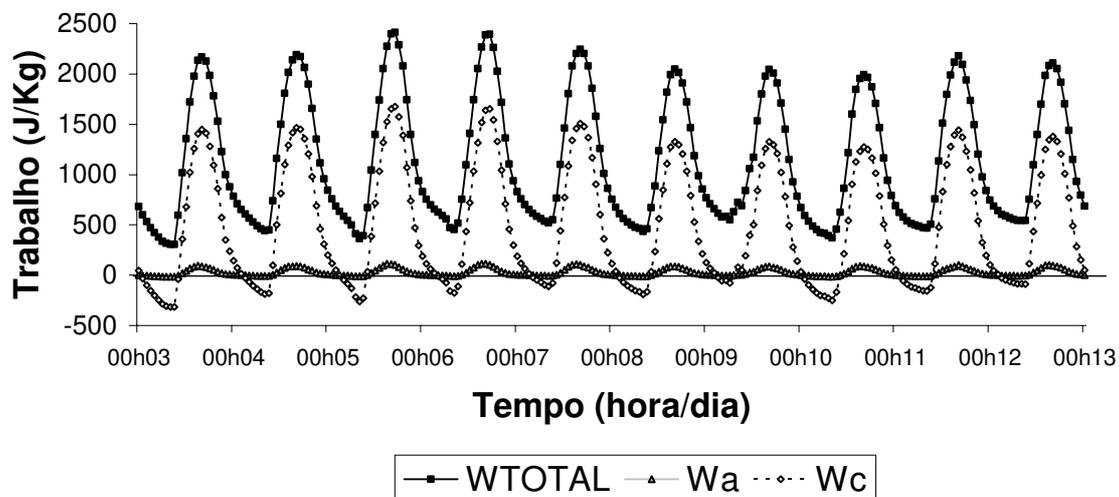


Figura 39 – Contribuição dos primeiro (W_a) e terceiro (W_c) termos para o trabalho de expansão total (W_{TOTAL}) calculado pela teoria para Topo7S.

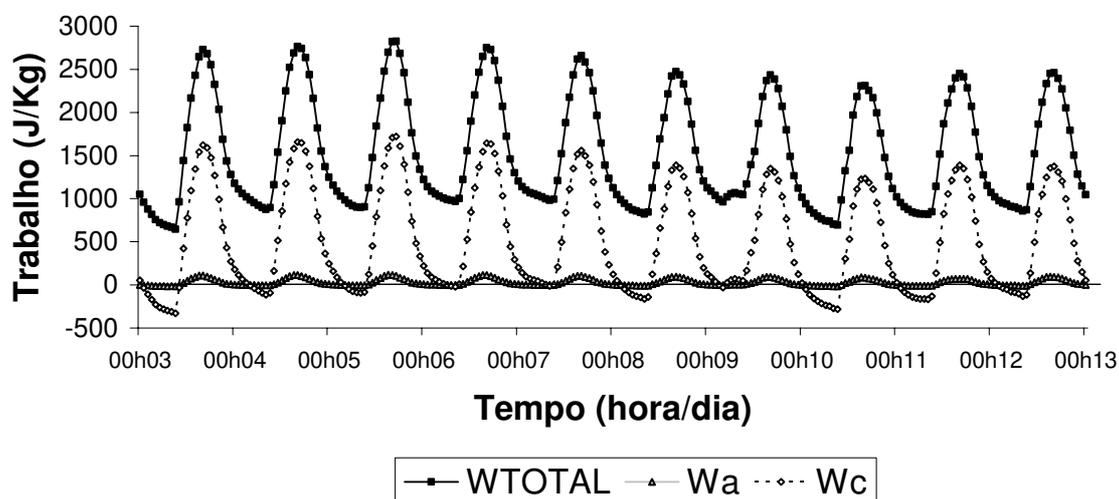


Figura 40 – Contribuição dos primeiro (W_a) e terceiro (W_c) termos para o trabalho de expansão total (W_{TOTAL}) calculado pela teoria para Topo8S.

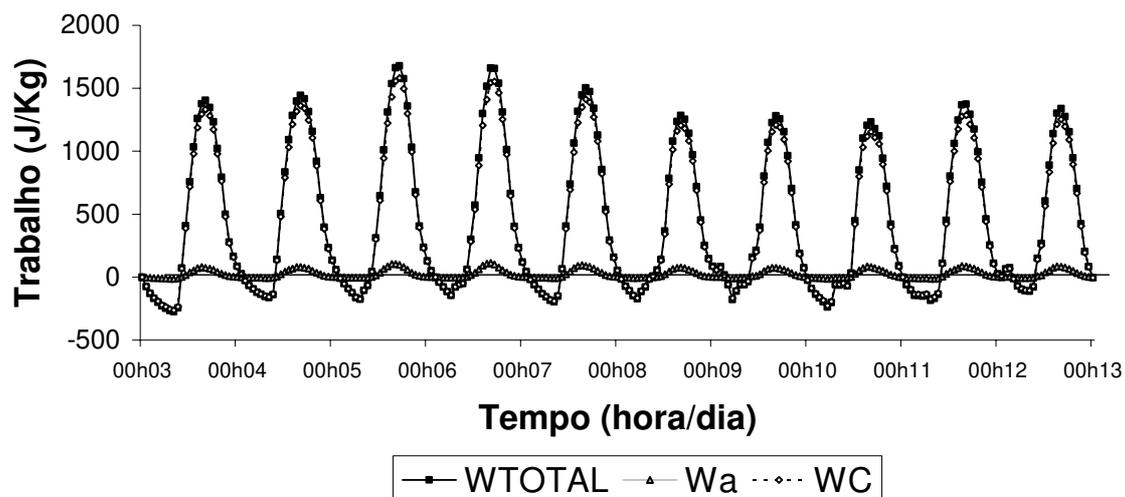


Figura 41 – Contribuição dos primeiro (W_a) e terceiro (W_c) termos para o trabalho de expansão total (W_{TOTAL}) calculado pela teoria para $STopo7S$.

As Figuras 42 e 43 são comparações entre o trabalho de expansão simulado e a perturbação simulada da componente zonal do vento e este e o fluxo de calor sensível, para o experimento $Topo7S$. Percebe-se que o trabalho máximo ocorre antes de se observar à máxima intensidade do vento e que no horário que se observa esse trabalho máximo, também se observa o máximo do fluxo de calor sensível, indicando que a turbulência também é máxima naquele instante. Assim, muito da energia que é convertida e disponibilizada para a circulação é utilizada para vencer a dissipação imposta pelos processos turbulentos. Por isso, a intensidade máxima da circulação tende a ser observada em um período no qual a quantidade de energia disponibilizada é menor, mas que é utilizada para vencer menos dissipação.

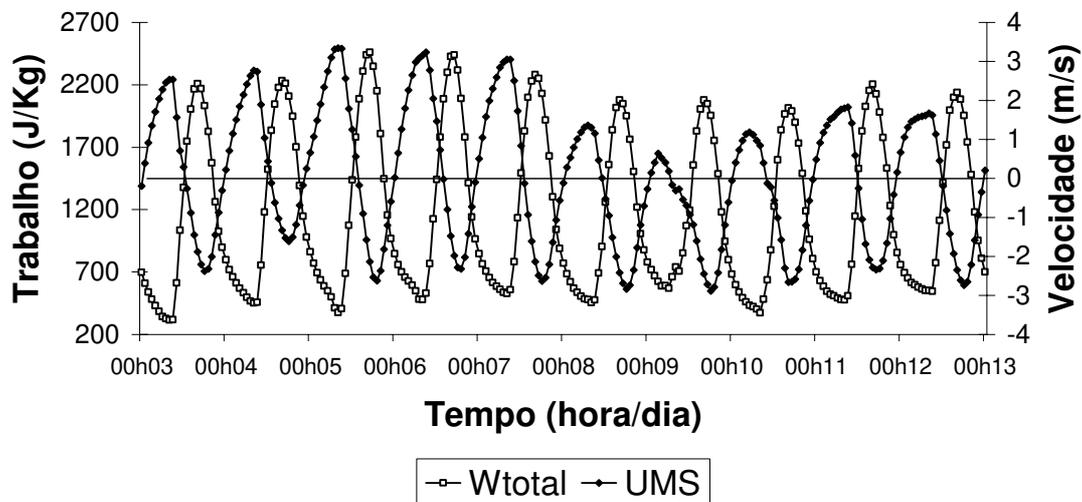


Figura 42 – Trabalho total de expansão simulado (W_{total}) e perturbação simulada da componente zonal do vento (UMS) para Topo7S.

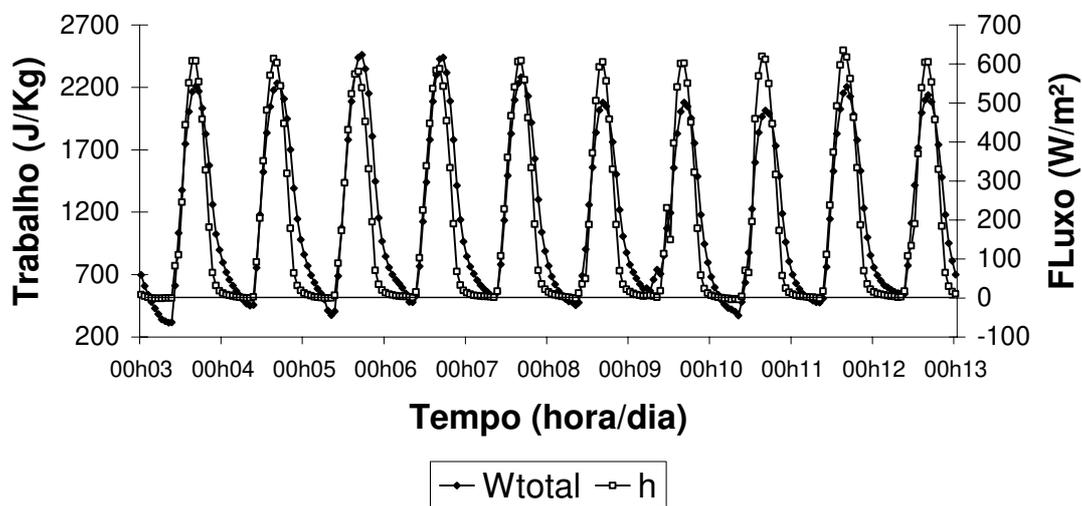


Figura 43 – Trabalho total de expansão simulado (W_{total}) e fluxo de calor sensível (h) para Topo7S.

Na Figura 44, tem-se a variação temporal do fluxo de calor sensível (Wm^{-2}) observada durante o período mostrado para os três experimentos em questão. Percebe-se que não há distinção entre eles, o que pode indicar que os processos turbulentos dos três experimentos tiveram intensidades similares. Os valores dos fluxos mostram-se entre -10 Wm^{-2} e 650 Wm^{-2} e também segue um ciclo diurno.

Logo, as diferenças nas intensidades das circulações observadas na Figura 11 podem ser devidas às diferenças na variação de temperatura, na diferença de altitude e na diferença observada entre as eficiências termodinâmicas, ou seja, o quanto de calor absorvido foi efetivamente convertido em energia para as circulações.

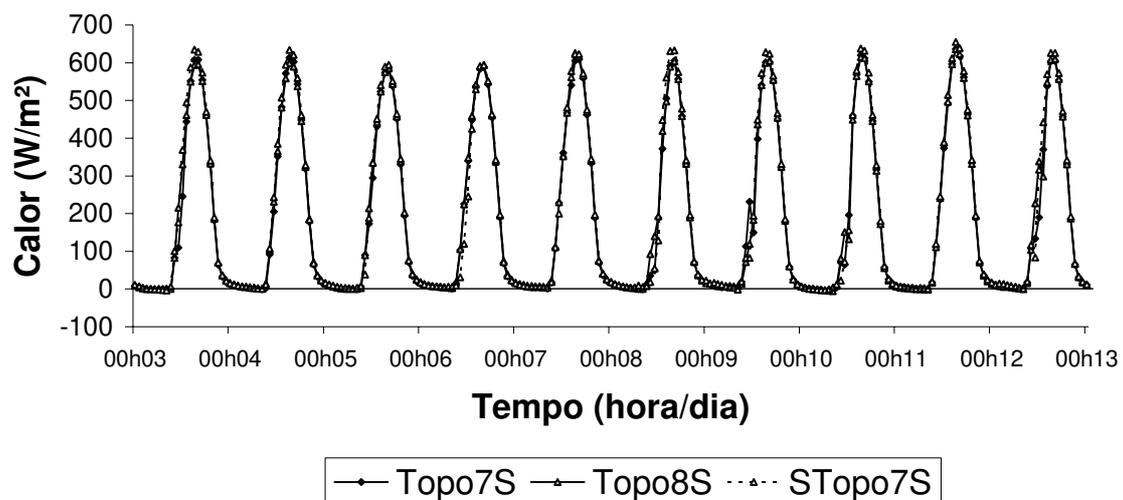


Figura 44 – Fluxo de calor sensível para Topo7S, Topo8S e STopo7S.

4.4 – INTENSIDADE DAS CIRCULAÇÕES

Aqui é comparada a teoria de intensidade das circulações descrita pela Equação (18) [$v_{\text{calculado}}$] com as perturbações obtidas nas simulações [v_{simulado}].

Um dos parâmetros mais importantes na determinação dessa intensidade teórica é o coeficiente de dissipação de energia mecânica (μ). Da mesma forma que com a fração de dissipação que ocorre a superfície (γ) [que também está presente na Equação (18)], foi calculado o erro médio quadrático para esse parâmetro (Figura 45). E diferentemente do resultado obtido com γ , no qual convergiu para o valor de 0,6, μ mostrou pouca sensibilidade no intervalo de 20 a 50.

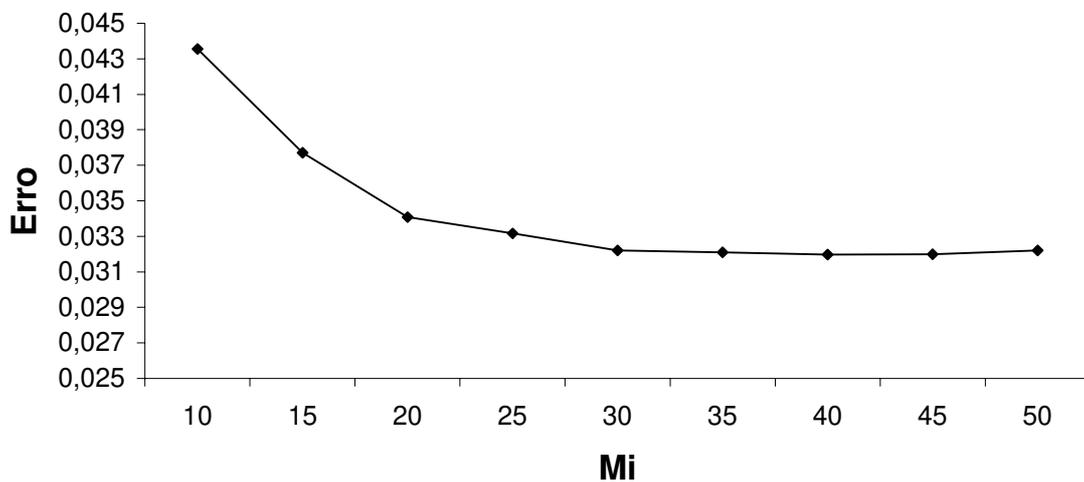


Figura 45 – Erro médio quadrático em função do parâmetro μ para o experimento Topo7S.

Observando os resultados, obteve-se que o valor de μ que melhor se ajustou foi 25 e pode ser visto na Figura 46 que mostra a intensidade das circulações calculadas a partir da teoria ($v_{\text{calculado}}$) e as perturbações obtidas a partir das simulações (v_{simulado}) e na Figura 47, que mostra a correlação entre essas variáveis.

Observando a Figura 46, percebe-se que para os casos de brisa marítima a teoria conseguiu se ajustar ao resultado simulado melhor do que para as brisas terrestres. E na Figura 47, a correlação entre as séries foi de, aproximadamente, 0,82.

Esse problema na determinação de μ se dá pelo fato de que os processos turbulentos são bastante difíceis de estudar, principalmente no período noturno. Note-se, também, que o valor previsto está por volta de três horas adiantado do valor simulado. Isso se deve à diferença de horário entre o máximo trabalho realizado e a máxima intensidade da circulação, conforme foi mostrado nas Figuras 42 e 43.

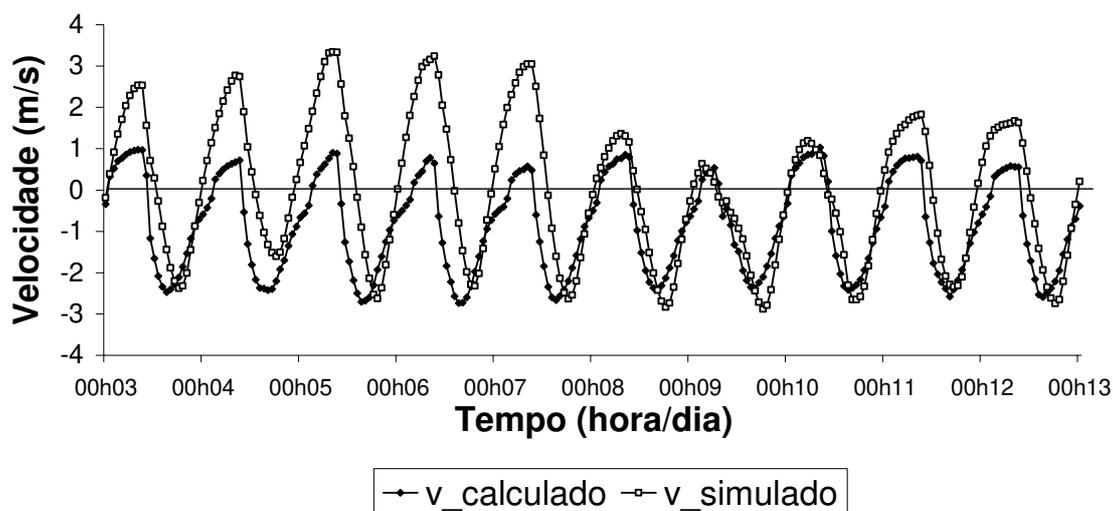


Figura 46 – Perturbações da componente zonal do vento calculadas pela teoria ($v_{\text{calculado}}$) e pela simulação (v_{simulado}) para Topo7S.

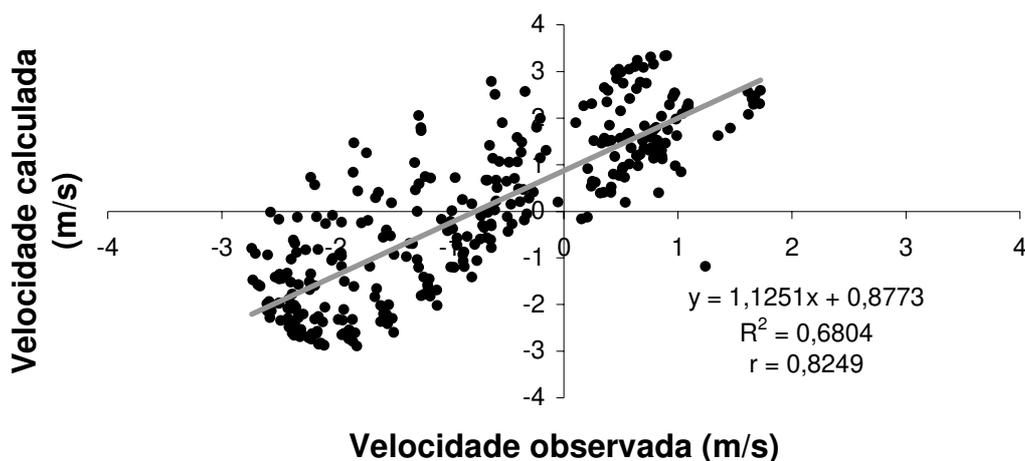


Figura 47 – Linha de tendência e correlação entre a perturbação da componente zonal do vento obtido a partir da teoria (Velocidade calculada) e a perturbação da componente zonal do vento obtida das simulações (Velocidade observada) para Topo7S.

4.5 – ESTUDOS DE CASO

Aqui serão detalhados os dois casos mais intensos de brisa marítima ($-2,88 \text{ ms}^{-1}$) e brisa terrestre ($3,34 \text{ ms}^{-1}$) encontrados no experimento Topo7S, comparando com suas características para o experimento STopo7S. Elas se apresentaram nos horários das 08 UTC do dia 05 e às 18 UTC do dia 09 de novembro.

As Figuras que seguem mostram os perfis verticais (a) do vetor (u', w'), com w' multiplicado por 100 devido à diferença de escala, e (b) de temperatura potencial para esses casos de circulação em ambos os experimentos.

Todas as circulações mostradas nos painéis (a) das figuras abaixo se mostram bem definidas.

Para a brisa terrestre no experimento com topografia (Figura 48), a temperatura potencial à superfície foi de 297 K e não é possível identificar a profundidade da camada de mistura, que deve estar muito rasa e não costuma se apresentar bem definida, como no caso diurno. Já para STopo7S (Figura 50), observou-se uma temperatura um pouco maior, de 275,5 K.

Para a brisa marítima em Topo7S (Figura 49), a sua temperatura potencial ficou em torno de 300 K, cerca de 3 K maior do que no caso da brisa terrestre. A profundidade da camada limite varia entre 700 m sobre o mar e 900 m sobre o continente, o que contribui para uma maior eficiência termodinâmica. Por sua vez, a circulação que se encontra nesse mesmo horário para STopo7S (Figura 51), possui camada limite com profundidades em torno de 400 m sobre o oceano e 800 m sobre o continente e, portanto, menores que as encontradas em Topo7S.

Informações mostradas das seções anteriores para esses casos específicos fornecem uma idéia quantitativa das características termodinâmicas dessas circulações locais presentes na costa do Nordeste brasileiro. Tais informações são mostradas nas Tabelas 2 e 3 para Topo7S e STopo7S, respectivamente.

Fica claro que as circulações do experimento com topografia foram mais intensas que as mesmas circulações para o experimento sem topografia. A diferença de temperatura foi maior na presença de topografia para o caso de brisa terrestre e menor para o caso de brisa marítima. Já a eficiência termodinâmica foi maior na presença de topografia. Comparando-se as tabelas pode-se destacar também que o trabalho ligado às circulações para a brisa marítima foi menor na presença de topografia para a brisa marítima e maior para a brisa terrestre do que para o experimento sem topografia. E, por fim, o fluxo de calor sensível mostrou-se maior para STopo7S.

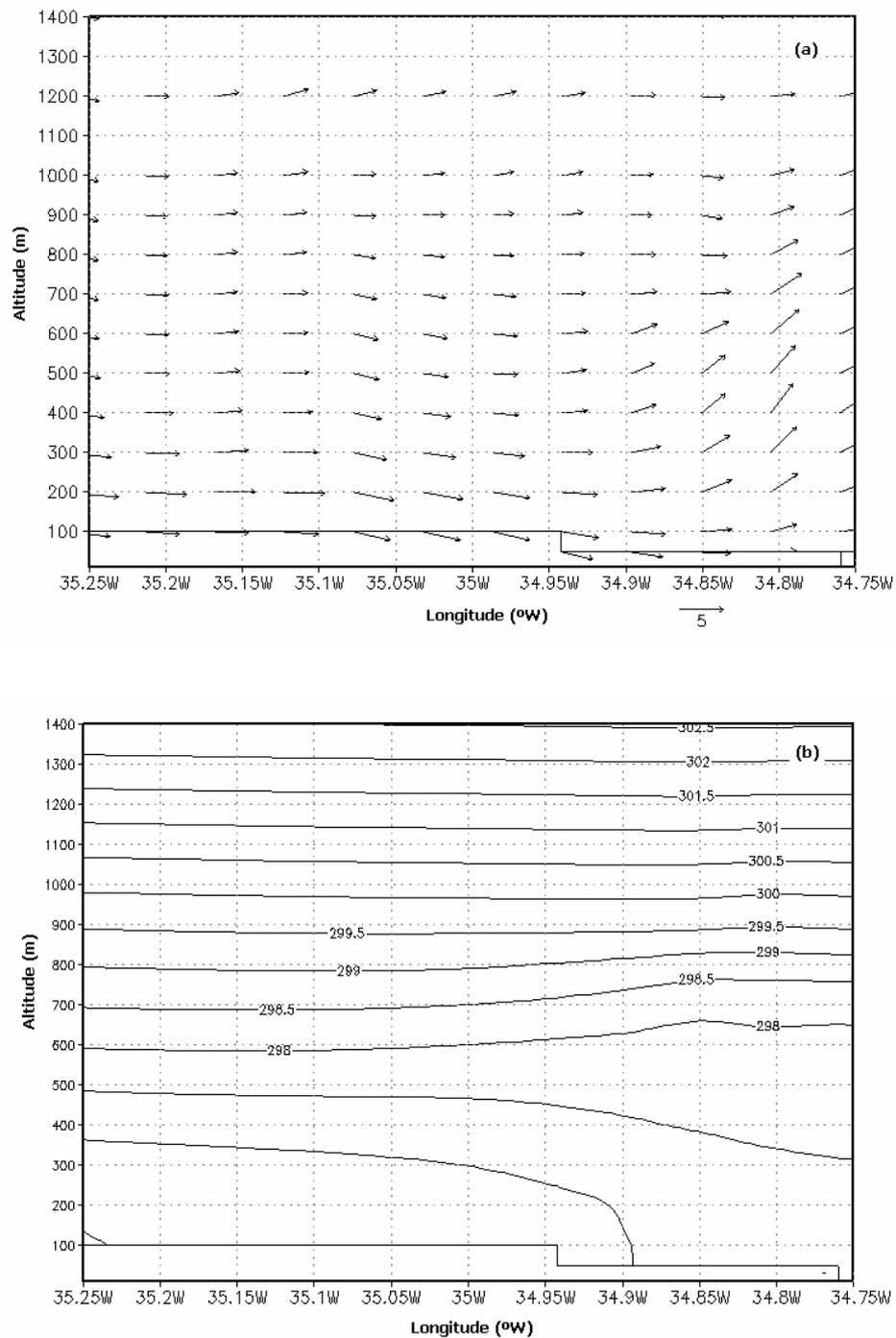


Figura 48 – Seções verticais de (a) vetor (u', w') do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial (K) para as 08 UTC do dia 05 de novembro e o experimento Topo7S.

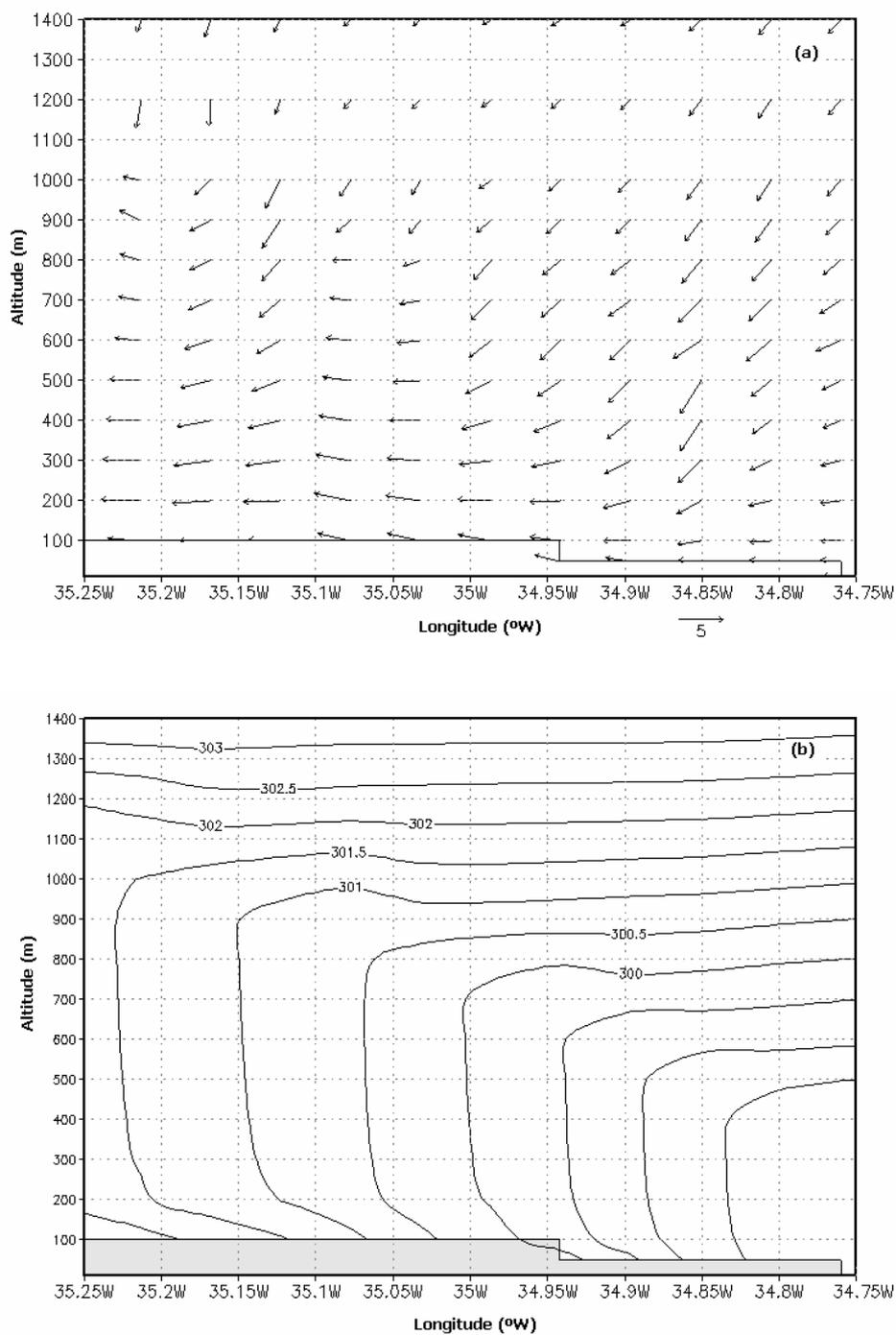


Figura 49 – Seções verticais de (a) vetor $u'+w'$ do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial para as 18 UTC do dia 09 de novembro e o experimento Topo7S.

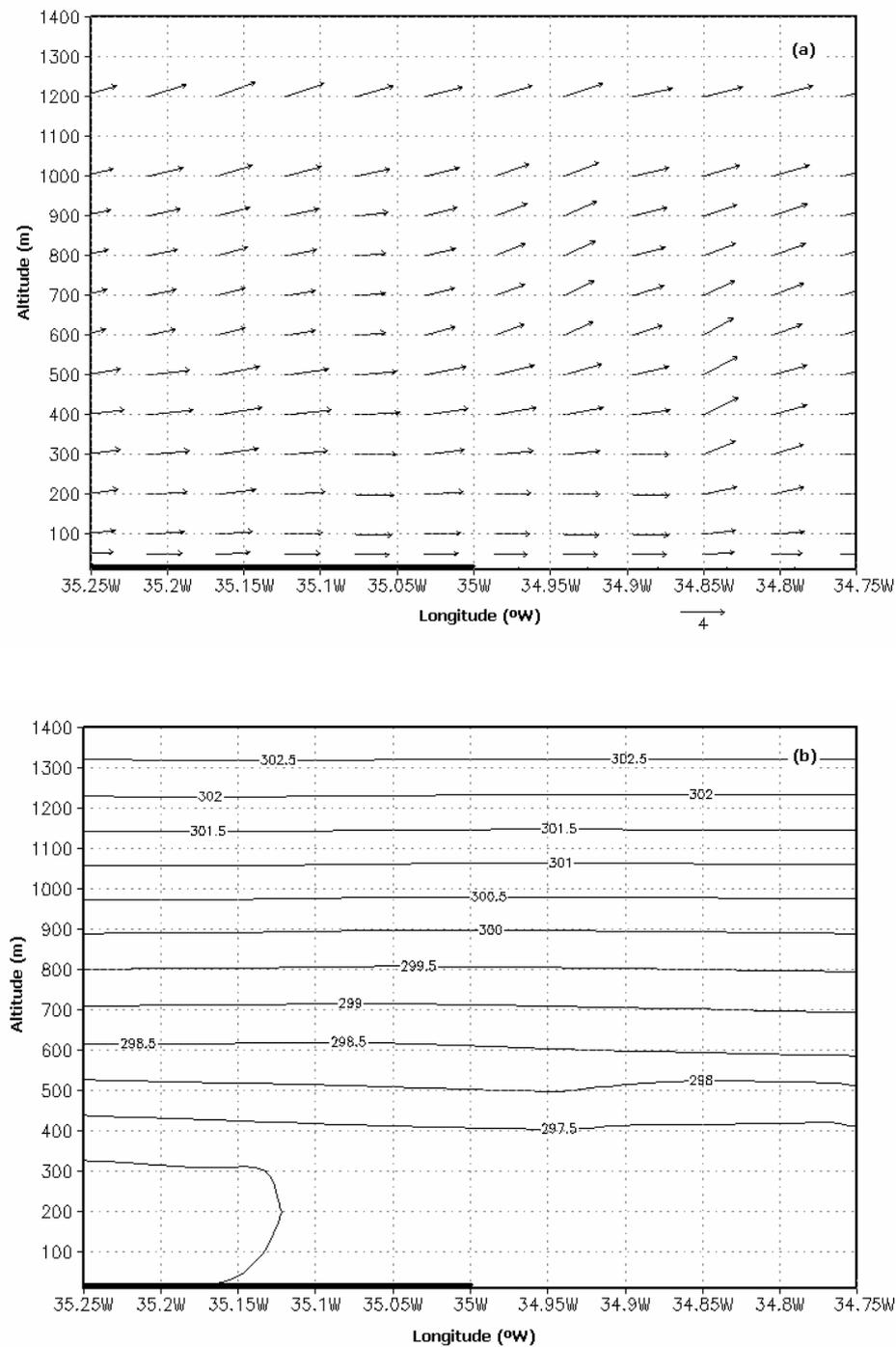


Figura 50 – Seções verticais de (a) vetor $u'+w'$ do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial para as 08 UTC do dia 05 de novembro e o experimento STopo7S.

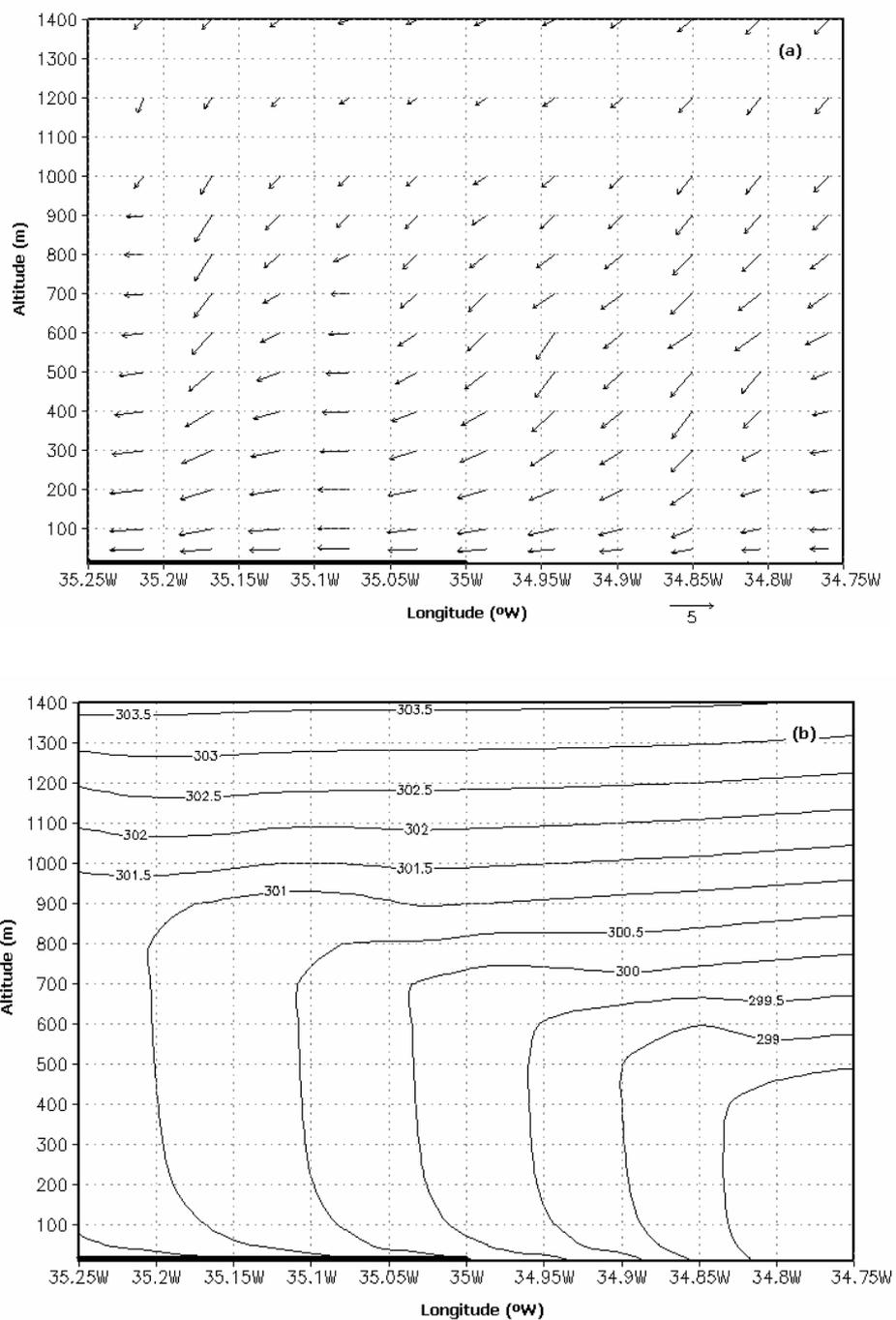


Figura 51 – Seções verticais de (a) vetor $u'+w'$ do vento, com w' multiplicado por 100, e (b) temperatura potencial para as 18 UTC do dia 09 de novembro e o experimento STopo7S.

Tabela 2 – Dados dos estudos de casos para o experimento Topo7S.

Variáveis	Brisa terrestre	Brisa marítima
Diferença de temperatura (K)	-1,80	3,73
Perturbação do vento (ms^{-1})	3,34	-2,83
Eficiência (%)	2,22	3,24
Diferença de pressão (hPa)	10,30	11,28
Diferença de pressão não-hidrostática (hPa)	0,15	1,00
Trabalho total (JKg^{-1})	376,94	2077,96
Trabalho ligado à circulação (JKg^{-1})	-12,37	67,25
Fluxo de calor sensível (Wm^{-2})	-0,37	450,5

Tabela 3 – Dados dos estudos de casos para o experimento STopo7S.

Variáveis	Brisa terrestre	Brisa marítima
Diferença de temperatura (K)	-0,36	4,21
Perturbação do vento (ms^{-1})	2,56	-2,51
Eficiência (%)	1,19	2,71
Diferença de pressão (hPa)	0,07	0,94
Diferença de pressão não-hidrostática (hPa)	-0,03	0,87
Trabalho total (JKg^{-1})	-99,56	1295,02
Trabalho ligado à circulação (JKg^{-1})	-6,20	74,67
Fluxo de calor sensível (Wm^{-2})	3,58	466,5

CAPÍTULO 5

5 – CONCLUSÕES E SUGESTÕES

Foram apresentadas neste trabalho aplicações de teorias termodinâmicas que permitiram quantificar e caracterizar os efeitos combinados do contraste terra-mar com a inclinação do terreno na intensidade das circulações de brisa.

As simulações aqui apresentadas mostram-se bastante próximas à realidade quando comparadas aos dados observados. Isto confere robustez aos resultados apresentados.

O contraste de temperatura entre as superfícies é determinante na formação das circulações locais, porém a resposta da atmosfera a esse contraste não se mostra tão linear como a literatura mostra, pois vários outros fatores podem interferir nessa relação e com isso, fazer com que se observem circulações de brisa terrestre tão ou mais intensas que brisas marítimas.

Um parâmetro que se mostrou bastante importante para a manutenção dessas circulações foi a eficiência termodinâmica, ou seja, o quanto do calor que é injetado no sistema de brisa é realmente convertido em energia para a sua manutenção. De forma que quando a eficiência foi maior as circulações tenderam a ser mais intensas.

Quanto à diferença de pressão, tem-se que a inclinação faz com que a esta diferença entre o continente e o mar fique maior durante o dia e menor durante a

noite. Esse efeito, isoladamente, contribui para a formação de brisas marítimas mais intensas e de brisas terrestres menos intensas.

O mesmo efeito se tem no trabalho ligado às circulações (W_a). Assim, com a topografia, os valores de trabalho mostraram-se menores para os casos de brisa terrestre e maiores para os casos de brisa marítima.

Porém, a intensidade das brisas terrestres mostrou-se igual ou até maior que a intensidade das brisas marítimas. Logo, a contribuição da montanha para a intensidade das circulações de brisa no período noturno mostra-se extremamente não-linear. Por um lado, uma parcela que desce a inclinação pode estar mais aquecida, devido ao aquecimento adiabático de compressão, que a superfície imediatamente abaixo provocando um fluxo negativo de calor sensível, o que tenderia a diminuir sua intensidade. Por outro lado, à medida que essa parcela desce a montanha, fica mais pesada e tende a acelerar.

O trabalho de expansão que realmente está ligado às circulações contribui em apenas 7% para o trabalho total de expansão. Assim, a maior parte desse trabalho está associada ao trabalho de compressão que a atmosfera realiza para compensar a perda por resfriamento radiativo. Independente da inclinação, esse trabalho é da ordem de 100 Jkg^{-1} , o que ressalta o papel dessas brisas como mecanismo de favorecimento das nuvens convectivas profundas sobre o continente.

Muita da energia disponibilizada para as circulações é gasta para vencer os processos dissipativos. Principalmente no período diurno, quando esses processos são realmente efetivos. Isso explica a defasagem encontrada entre o máximo do trabalho de expansão e o máximo nas intensidades das circulações. Esse também pode ser um fator que contribui para que as brisas marítimas não sejam muito mais intensas que as brisas terrestres, posto que à noite não há turbulência térmica e, portanto, tende a haver,

efetivamente, mais energia disponível para as circulações.

Assim, percebe-se que as teorias conseguem prever com boa aproximação os resultados observados nas simulações. Em particular, para os casos de brisa marítima quando estas se apresentam bem definidas e relativamente intensas, possibilitando um estudo mais detalhado das circulações.

Por fim, pode-se sugerir que para melhorar os resultados, melhor entendê-los e estendê-los a uma variedade maior de casos de brisa, seria preciso aumentar a resolução espacial (~ 1 km), realizar simulações para períodos maiores e também bi-dimensionais com diferentes inclinações para a montanha.

Essa teoria poderia ser aplicada a outros tipos de fenômenos de meso escala, tal como, as linhas de instabilidade. Para que fosse possível verificar a sua contribuição energética para a atmosfera.

Nas simulações que foram realizadas nesse trabalho, observou-se a presença de ondas de gravidade e regiões de forte ascendência (não discutidas). Então fica como sugestão para futuros trabalhos estudar a origem dessas ondas, sua interação com o Planalto da Borborema e sua possível importância para a estação chuvosa do Sertão paraibano.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAMS, D. K.; RENNÓ, N. O.; Thermodynamic efficiencies of an idealized global climate model. **Climate Dynamics**, v.25 , p.801-813 , 2005.

ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H.; Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. **J. Atmos. Sci.** v. 31, p. 674-701, 1974.

ARRIT, R. W.; Effects of the large-scale flow on characteristic features of the sea breeze. **J. Appl. Meteor.** v.32, p.116-125. 1993.

ATKINSON, B. W. Meso-scale atmospheric circulations. Academic Press, p. 125-214. 1981.

AVISSAR, R.; PIELKE, R. A.; A parameterization of heterogeneous land surface for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. **Mon. Wea. Rev.** v. 117, p. 2113-2136. 1989.

BRUNT, D.; Energy in the earth's atmosphere. **Philos. Mag.**, v.7, p. 523-532, 1926.

BUSSAB, W. O.; MORETTIN, P. A.; Estatística Básica, 4ed. Atual Editora. p. 288 – 291, 1987.

CHANG, L. P.; TALKE, E. S.; SANI, R. L.; Development of a two-dimensional finite-element PBL model and two preliminary model applications. **Mon. Wea. Rev.**,v.110, p.2025-2037, 1982.

CHEN, C.; COTTON, W. R.; A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Bound.-Lay. Met.**, v.25, p. 289-321, 1983.

CHEN, C.; COTTON, W. R.; The physics of the marine stratos cumulus-capped mixed layer. **J. Atmos. Sci.** v. 44, p. 2951-2977, 1987.

CHILDS, P. E. S. RAMAN: Observations and Numerical Simulations of Urban Heat Island and Sea Breeze Circulations over New York City. **Pure appl. geophys.** v. 162, p. 1955–1980, 2005.

COTTON, W. R.; PIELKE, R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P.; RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorol Atmos Phys.** v. 82, p. 5–29, 2003.

CPTEC – Centro de previsão de tempo e estudos climáticos – www.cptec.inpe.br/dados_observados/.

Departamento de Ciências Atmosféricas da Universidade de Wyoming - EUA - <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>.

EMANUEL, K. A.; An air-sea interaction theory for tropical cyclones. Part I: steady-state. **J. Atmos. Sci.** v.43, p. 585-604. 1986.

ESTOQUE, M. A.; The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. **J. Atmos. Sci.**, v.19, p.244-250. 1962.

FEDERICO, S.; DALU, G. A.; BELLECCI, C.; COLACINO, M.; Mesoscale energetics and flows induced by sea-land and mountain-valley contrasts. **Ann. Geophysicae**, v.18, p.235-246. 2000.

GOMES FILHO, M. F.; CEBALLOS, J. C.; LACERDA, L. M. M.; Um estudo da intensidade do vento próximo à superfície no verão do Estado da Paraíba. In: VI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 1990, Salvador. A Meteorologia e a Amazônia – Impacto Ambiental. v. 2, p. 603-607. 1990.

GRELL, G.; Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 764-787, 1993.

GRELL, G. A.; DÉVÉNYI, D.; A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 38-1/38-4, 2002.

HALTINER, G. J.; MARTIN, F. L.; Dynamical and physical meteorology. McGraw-Hill, p. 470, 1957.

HARRINGTON, J. Y.; **The effects of radiative and microphysical processes on simulated warm and transition season Arctic stratus.** PhD Diss., Atmospheric Science Paper No 637, Colorado State University, Department of Atmospheric Science, 1997.

HSU, S. Coastal air-circulation system: observations and empirical model. **Mon. Wea. Rev.** v. 98, n° 7, p. 487-509, 1970.

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M.; The role of the convective “trigger function” in numerical forecasts of mesoscale convective systems, **Meteorological Atmospheric Physics.** v. 49, p. 93-106, 1992.

KUO, H. L.; Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **J. Atmos. Sci.** v. 31, p.1232-1240, 1974.

LEMONSU, A., S. BASTIN, V. MASSON, E P. DROBINSKI; Vertical structure of the urban boundary layer over Marseille under sea-breeze conditions. **Boundary-Layer Meteorology,** v. 118, p. 477-501, 2006.

LETTAU, H.; A study of the mass, momentum and energy budget of the atmosphere. **Arch. Meteor. Geophys. Bioklimatol.,** A7, p. 133-157, 1954.

LORENZ, E. N.; The nature and theory of the general circulation of the atmosphere. World Meteorological Organization, p.161, 1967.

MAHFOUF, J.; RICHARD, E.; MASCART, P.; The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. **J. Clim. Appl. Meteor.** v. 26, p. 1483-1496, 1987.

MAHRER, Y.; PIELKE, R. A.; A numerical study of the airflow over irregular terrain. **Beitrag zur Physik der Atmosphere.** v. 50, p. 98-113, 1977.

MAHRER, Y.; PIELKE, R. A.; The meteorological effect of the changes in surface albedo and moisture. **Isr. Meteorol. Res. Pap.,** v.2, p.55-70, 1978.

MANGIA, C.; MARTANO P.; MIGLIETTA, M. M.; MORABITO, A.; TANZARELLA, A. Modelling local winds over the Salento peninsula. **Meteorol. Appl.** v. 11, p.231-244, 2004.

MELAS, D.; ZIOMAS, I.; KLEMS, O.; ZEREFOR. C. S.; Flow dynamics in Athens área under moderate large-scale winds. **Atmospheric Enviroment.** v. 32, nº 12, p. 2209-2222. 1998a.

MELAS, D.; ZIOMAS, I.; KLEMS, O.; ZEREFOR. C. S.; Anatomy of sea-breeze circulation in Athens area under weak large-scale ambient winds. **Atmospheric Enviroment.** v. 32, nº 12, p. 2223-2237. 1998b.

MELO, E. C. S.; **Simulação numérica de circulações de brisa no Estado da Paraíba.** DISSERTAÇÃO DE MESTRADO. Universidade Federal da Paraíba, 2000.

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

MEYERS, M. P.; WALKO, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; COTTON, W. R.; New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. **Atmos. Res.** V. 45, p. 3–39, 1997.

MIAO, J.-F.; KROON, L. J. M.; VILÁ-GUERAU DE ARELLANO, J.; HOLTSLAG, A. A. M.; Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain. **Meteorol Atmos Phys,** v.84, p.157–170, 2003.

NEUMANN, J. The sea and land breezes in the classical Greek literature. **Bull. Am. Met. Soc.**, v.54, p.5 – 8, 1973

OGAWA, S.; SHA, W.; IWASAKI, T.; WANG, Z.; A numerical study on the interaction of a sea-breeze front with convective cells in the daytime boundary layer. **J. Meteor. Soc. Japan,** v. 81, n. 4, p. 635-651, 2003.

OOKOUCHI, Y.; SEGAL, M.; KESSLER, R. C.; PIELKE, R. A.; Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulation. **Mon. Wea. Rev.**, v.112, p.2281-2292, 1984.

OORT, A. H.; On estimates of the atmosphere energy cycle. **Mon. Wea. Rev.**, v.92, p.483-493, 1964.

PAULUIS, O.; BALAJI, V.; HELD, I. M.; Frictional dissipation in a precipitating atmosphere. **J. Atmos. Sci.** v.57, p. 989-994, 2000.

PIELKE, R. E.; COTTON, W. R.; WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; AND COPELAND, J. H.; A Comprehensive Meteorological Modeling System - RAMS. **Metero. Atmos. Phys.** 49, 69-91, 1992.

REDEMETS – Rede de meteorologia do comando da aeronáutica – www.redemet.aer.mil.br .

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.

RENNÓ, N. O.; BURKETT, M. L.; LARKIN, M. P.; A simple theory for dust devils. **J. Atmos. Sci.**, v.55, p.3224-3252, 1998.

RENNÓ, N. O.; Comments on Frictional dissipation in a precipitating atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v.59, p.1173-1177, 2001.

RENNÓ, N. O.; BLUESTEIN, H. B.; A simple theory for waterspouts. **J. Atmos. Sci.** v.58, p.927-932. 2001.

RIEHL, H.; A model of hurricane formation. **J. Appl. Phys.**, v.21, p.917-925, 1950.

SEGAL, M.; AVISSAR, R.; MCCUMBER, M. C.; PIELKE, R. A.; Evolution of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. **J. Atmos. Sci.** v.45, n. 16, p. 2268-2292, 1988.

SEGAL, M.; ARRIT, R.; W. Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. **Bull. Am. Met. Soc.**, v.73, p.1593 - 1604. 1992.

SHA, W.; OGAWA, S.; IWASAKI, T.; WANG, Z.; A Numerical Study on the Nocturnal Frontogenesis of the Sea-breeze Front. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 82, n. 2, p. 817-823, 2004.

SILVA DIAS, M. A. F., SILVA DIAS, P. L., LONGO, M., FITZJARRALD, D. R. E DENNING, A. S. River breeze circulation in eastern Amazônia: observation and modelling results. **Theor. Appl. Climatol.** v. 78, nº 1-3, p.111-121, 2004.

SMAGORINSKY, J.; General circulation experiments with the primitive equations. Part I: The basic experiment. **Mon. Wea. Rev.** v. 91, p. 99-164, 1963.

SOUZA, E. P.; **Estudo teórico e numérico entre convecção e superfícies heterogêneas na Região Amazônica.** TESE DE DOUTORADO. Universidade de São Paulo, 7-31, 1999.

SOUZA, E. P.; RENNÓ, N. O.; SILVA DIAS, M. A. F.; Convective circulations induced by surface heterogeneities. **J. Atmos. Sci.**, v.57, p.2915-2922, 2000.

SOUZA, E. P.; Trabalho de expansão e de compressão associado às circulações convectivas. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 2, p. 141-148. 2004.

SRINIVAS, C.V. E VENKATESAN, R. A simulatio study of dispersion of air borne radionuclides from a nuclear power plant under a hypothetical accidental scenario at a tropical coastal site. **Atmospheric Enviroment.** v. 39, nº 8, p.1497-1511, 2005.

STULL, R. B.; An introduction to boundary layer meteorology. Klerwer Academic Publishers. p. 666, 1988.

TIAN, W.; PARKER, D. J.; A modeling study and scaling analysis of orographic effects on boundary layer shallow convection. **J. Atmos. Sci.** v. 60, p. 1981-1991, 2003.

WALKO, R.; COTTON, W.R.; MEYERS, M.P.; HARRINGTON, J.Y.; New RAMS cloud microphysics parameterization. Part I: The single-moment scheme. **Atmos. Res.** V. 38, p. 29-62, 1995.

WILLIAMS, E.; RENNÓ, N.; An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. **Mon. Wea. Rev.** v. 121, p. 21–36, 1993.

ZAWAR-REZA, P.; STURMAN, A. P.; Two-dimensional numerical analysis of a thermally generated mesoscale wind system observed in the Mackenzie Basin, New Zealand. **Aust. Met. Mag.** v. 55, p. 19-34, 2006.

ZHONG, S.; TALKE, E. S.; The effects of large-scale winds on the sea-land-breeze circulations in an area of complex coastal heating. **Appl. Meteor.** v. 32, p. 1181-1195. 1993.