

**ESTUDO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR SENSÍVEL E
LATENTE NO FUNDO DO VALE DO RIO DA PRATA**

por

Daniel Pires Bitencourt

Tese a ser apresentada ao Curso de Doutorado em Física do Programa de Pós-Graduação em Física, Área de Concentração em Fenomenologia Clássica e suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), como requisito parcial para obtenção do grau de

Doutor em Física

Orientador: Dr. Otávio Costa Acevedo

Santa Maria, RS, Brasil

2008

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Tese de Doutorado

**ESTUDO DOS FLUXOS TURBULENTOS DE CALOR SENSÍVEL
E LATENTE NO FUNDO DO VALE DO RIO DA PRATA**

elaborada por

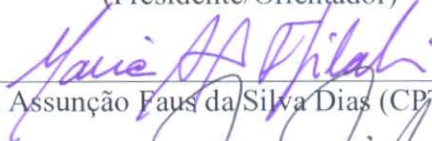
Daniel Pires Bitencourt

como requisito parcial para a obtenção do grau de
Doutor em Física

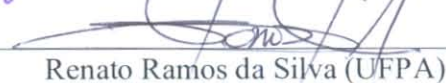
Comissão Examinadora



Otávio Costa Acevedo
(Presidente/Orientador)



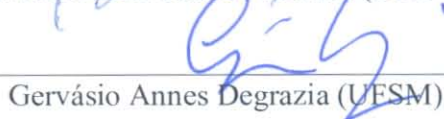
Maria Assunção Faus da Silva Dias (CPTEC/INPE)



Renato Ramos da Silva (UFPA)



Osvaldo Luiz Leal de Moraes (UFSM)



Gervásio Annes Degrazia (UESM)

SANTA MARIA, 07 DE MARÇO DE 2008.

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Física**

**À minha esposa *Márcia Vetromilla Fuentes*
e ao anjo que trouxe ainda mais luz
para o nosso caminho,
*Manuela Fuentes Bitencourt***

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Dr. Otávio Costa Acevedo pela competente orientação, paciência, dedicação em transformar o que é complexo em simples e grande amizade.

Ao Dr. Osvaldo Moraes pela orientação na fase inicial e co-orientação no restante do desenvolvimento dessa tese.

Aos pesquisadores e professores do Laboratório de Micrometeorologia e do Departamento de Física da UFSM pelos conhecimentos transmitidos.

Ao CPTEC/INPE, CRS/INPE e UFSC pelos apoios institucionais.

Aos colegas do Centro Estadual de Santa Catarina (CESC/FUNDACENTRO) pelo constante apoio e à FUNDACENTRO/SP pela viabilidade administrativa.

Aos estudantes, estagiários e professores que participaram da difícil tarefa de coleta de dados durante a campanha EXPANTAS – 2005. Em especial agradeço aqueles que ficaram conhecidos como “a turma do balão” no município de Nova Roma do Sul – RS.

À minha esposa Márcia Vetromilla Fuentes, meu profundo agradecimento pelo companheirismo, carinho, amor e constante apoio.

Aos meus pais, que mesmo distante, sempre estão comigo.

RESUMO

A campanha experimental de 2005, realizada em Nova Roma do Sul – RS, contou com a instalação de uma torre micrometeorológica em lugar inédito. Os sensores foram posicionados sobre a superfície da água, no fundo do vale do rio da Prata, com objetivo de caracterizar as transferências entre a superfície do rio e a atmosfera. Todos os parâmetros micrometeorológicos medidos por essa torre foram avaliados e comparados com variáveis meteorológicas de escala sinótica. As comparações apontaram para uma conexão entre o escoamento de grande escala e as circulações locais. Diferentemente do que normalmente ocorre, os fluxos turbulentos verticais de calor sensível e latente apresentaram sinal negativo durante o dia. Os processos físicos responsáveis por essa conduta são estudados com o uso de um modelo LES. Sete simulações foram utilizadas para testar a contribuição da topografia e da direção e velocidade do escoamento sinótico sobre as trocas verticais. Notou-se que os fluxos verticais são negativos independentemente da presença das encostas e que a magnitude desses fluxos é mais influenciada pela direção do que pela velocidade do vento sinótico. O ambiente no fundo do vale foi modificado numericamente através de mais duas rodadas do LES. A conduta dos fluxos verticais de calor e umidade entre o ar e o rio foram testadas com o nível do rio mais elevado, em 19,8 e 86 metros, transformando a largura da área alagada de 80 para 160 metros e de 80 para 320 metros, respectivamente. Percebeu-se que com o rio ocupando até 1/3 do domínio do modelo, este ainda permanece com papel passivo, ou seja, atuando como sumidouro de calor e umidade. Percebeu-se também que os fluxos horizontais, convergindo das encostas para cima do rio, possuem papel fundamental no processo de trocas verticais entre o rio e a atmosfera local.

ABSTRACT

Three observational campaigns have been conducted in the region of Nova Roma do Sul, southern Brazil. In the last one of them, a micrometeorological tower was deployed above the river surface, at the bottom of the Prata river valley. The purpose was to characterize the exchange between the river surface and the atmosphere. The micrometeorological parameters measured at this tower were analyzed and compared to the synoptic meteorological variables. The comparisons showed a connection between the large-scale flow and the local circulations. Differently than usually observed, the vertical turbulent sensible and latent heat fluxes were directed towards the surface at daytime. The physical processes responsible for this behavior are analyzed, using a large eddy simulation model. Seven simulations were performed, to understand how the exchange is affected by the topography, and by the magnitude and direction of the large scale flow. The results show that the vertical fluxes are directed towards the surface, independently of the existence of slopes besides the river. Large scale wind direction has a stronger effect on the flux magnitude than does its magnitude. Two additional simulations were performed, to understand how the fluxes at the valley bottom are affected by the river width. For these simulations, rivers twice and for times as wide as in the previous runs were considered. The results show that, even when the river occupied as much as one third of the total horizontal domain, it still remains with a passive behavior, with the exchange above its surface being controlled by the characteristics of the air that is transported from above the land portion of the domain. The river, in this case is a heat and moisture sink, at daytime. Furthermore, the horizontal fluxes, that converge from the slopes towards the air above the river have a fundamental role on the exchange process between the river and local atmosphere.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1 –	Localização do Município de Nova Roma do Sul – RS.....	27
Figura 2.2 –	Mapa topográfico da região de Nova Roma do Sul. A localização da Torre Micrometeorológica é mostrada com a letra R. Fonte: Acevedo et al. (2007).....	29
Figura 2.3 –	(a) Esquema ilustrativo indicando os trechos norte/sul e leste/oeste que antecedem o local da torre micro- meteorológica instalada junto ao rio da Prata.....	30
Figura 2.4 –	Esquema hipotético da circulação de vale/montanha. h = altura.....	31
Figura 2.5 –	Típico desenvolvimento do sistema de ventos no meio da manhã durante o término da inversão térmica no vale. Fonte: Adaptado de Whiteman (1982).....	33
Figura 2.6 –	Correspondência típica entre as estruturas e vento durante o término da inversão térmica no vale. Adaptado de Whiteman (1982).....	33
Figura 2.7 –	Modelo inicial do perfil vertical de temperatura potencial. Fonte: Bader e Mackee (1983).....	35
Figura 3.1 –	Fluxos turbulentos verticais de calor sensível e latente Doas dias 02 e 04 de junho de 2005. Fonte: Adaptado de Acevedo et al. (2007).....	45
Figura 3.2 –	Fluxos turbulentos horizontais de calor sensível e latente Dos dias 02 e 04 de junho de 2005. Os valores positivos representam fluxos de oeste para leste, quando são ao longo do rio, e de sul para norte, quando são transversais ao rio. Fonte: Adaptado de Acevedo et al. (2007).....	46
Figura 3.3 –	Fluxos turbulentos de calor sensível e latente médios para todos os dias selecionados. O painel superior mostra as trocas verticais e o painel inferior mostra as trocas horizontais, transversais ao vale (direção y). Fonte: Acevedo et al. (2007).....	47

- Figura 3.4 – Fluxos turbulentos verticais médios de calor sensível (H_0), como uma função da diferença entre a temperaturas do ar e da água e fluxos turbulentos verticais médios de calor latente (LE_0), como uma diferença entre a umidade específica do ar e a umidade específica de saturação à temperatura da água. As linhas verticais indicam o desvio padrão. Fonte: Acevedo et al. (2007)..... 49
- Figura 3.5 – Perturbação em relação a média transversal ao rio, da temperatura do ar em 6 metros, como uma função do tempo e da distância entre as margens sul e norte. As linhas sólidas mais grossas representam o contorno de 0 °C. As linhas tracejadas representam os valores negativos e as linhas sólidas os valores positivos. A escala em cinza é apresentada à esquerda do gráfico. Fonte: Acevedo et al. (2007)..... 51
- Figura 3.6 – Perturbação em relação a média transversal ao rio, da temperatura da água, como uma função do tempo e da distância entre as margens sul e norte. As linhas sólidas mais grossas representam o contorno de 0 °C. As linhas tracejadas representam os valores negativos e as linhas sólidas os valores positivos. A escala em cinza é apresentada à esquerda do gráfico. Fonte: Acevedo et al. (2007)..... 52
- Figura 4.1 – Campo de anomalia da (a) pressão ao nível médio do mar, da (b) altura geopotencial em 500 mb e da (c) altura geopotencial em 200 mb. Fonte: Adaptado de Bitencourt e Acevedo (2006)..... 56
- Figura 4.2 – Temperatura do ar em 1000 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico..... 58
- Figura 4.3 – Umidade específica do ar em 1000 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico..... 59
- Figura 4.4 – Pressão ao nível médio do mar para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico..... 60

Figura 4.5 –	Velocidade vertical (Omega) do vento em 850 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico.....	61
Figura 4.6 –	Velocidade horizontal do vento em 1000 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico.....	62
Figura 4.7 –	Magnitude da componente zonal do vento em 1000 mb para os dias selecionados.....	63
Figura 4.8 –	Magnitude da componente meridional do vento em 1000 mb para os dias selecionados.....	64
Figura 4.9 –	Radiação solar incidente (linha vermelha) e saldo de radiação (linha preta) dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005.....	67
Figura 4.10 –	Radiação solar incidente (linha vermelha) e saldo de radiação (linha preta) dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005.....	68
Figura 4.11 –	Temperatura do ar em 6 metros (linha vermelha) e temperatura da superfície do rio (linha verde – somente no último gráfico) dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005. A linha tracejada representa a média diária da temperatura do ar.....	70
Figura 4.12 –	Temperatura do ar em 6 metros (linha vermelha) e temperatura da superfície do rio (linha verde) dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005. A linha tracejada representa a média diária da temperatura do ar.....	71
Figura 4.13 –	Umidade específica do ar (linha vermelha) e umidade relativa do ar (linha preta) em 6 metros dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005.....	72
Figura 4.14 –	Umidade específica do ar (linha vermelha) umidade relativa do ar (linha preta) em 6 metros dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005.....	73
Figura 4.15 –	Pressão atmosférica (linha vermelha) e velocidade (barras verticais) e direção (pontos na base do gráfico) do vento dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005.....	75

Figura 4.16 – Pressão atmosférica (linha vermelha) e velocidade (barras verticais) e direção (pontos na base do gráfico) do vento dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005.....	76
Figura 4.17 – (a) Imagem de satélite do vale do rio das Antas mostrando a dissipação do nevoeiro de radiação no período da manhã.....	78
Figura 4.18 – (a) Imagem de satélite aproximada da região do vale do rio da Prata. R indica o local das medidas micrometeorológicas. As linhas vermelhas mostram as encostas que estão sujeitas a maior aquecimento pela radiação solar no período da manhã. (b) Declínio da umidade específica do dia 17 de maio, por volta das 10 h local, provocado pela dissipação do nevoeiro.....	79
Figura 4.19 – Relação entre a direção do vento acima do vale (vento geostrófico) e a direção do vento dentro do vale para quatro mecanismos de forças possíveis: forçante térmica, transporte de momentum para baixo, forçante canalizada e forçante canalizada e dirigida pelo gradiente de pressão. Assume-se a direção nordeste-sudoeste para o vale. Fonte: Whiteman e Doran (1993).....	81
Figura 4.20 – Vento médio observado na torre do rio, como uma função do (a) tempo e magnitude do vento sinótico e do (b) tempo e direção do vento sinótico. As áreas escuras representam casos de vento local vale acima. Fonte: Bitencourt e Acevedo (2006).....	82
Figura 4.21 – Comparação entre o vento sinótico e o vento local para a seqüência de dias 28, 29, 30 e 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005. H é o horário sinótico. Os números plotados junto dos vetores correspondem a velocidade ($m s^{-1}$). Os valores sublinhados indicam a possibilidade de ter ocorrido calmaria.....	84
Figura 5.1 – Condição inicial do perfil vertical da temperatura potencial.....	91
Figura 5.2 – Grade (a) horizontal com rio de 80, 160 e 320 metros e (b) grade vertical com 61 níveis sigma do modelo LES.....	92
Figura 5.3 – Média dos dias selecionados (a) da radiação solar incidente e saldo de radiação e (b) das temperaturas do ar e da superfície do rio.....	93

Figura 5.4 –	Característica de relevo utilizada nas simulações (a) sem topografia, (b) com topografia de 200 metros e (c) com topografia de 400 m.....	95
Figura 5.5 –	Campo horizontal do vetor vento no nível 1. (a) média das últimas 2 h; (b) média dos últimos 15 minutos. A área em cinza é o domínio do rio.....	96
Figura 5.6 –	(a) Perfil vertical da componente x do vento. A linha marcada com círculo representa um ponto central no solo e com triângulo um ponto central no rio. (b) Seção transversal ao vale do vetor vento para simulação com topografia de 400 metros. Os resultados de (b) são obtidos a partir da média em x , sendo (a) e (b) obtidos a partir da média das últimas 2 h.....	97
Figura 5.7 –	Evolução temporal da simulação sem topografia. (a) Umidade específica e (b) temperatura potencial no nível 1, para um ponto central no rio e um ponto central no solo. (c) Fluxos turbulentos de calor sensível e latente, entre a superfície e a atmosfera, para um ponto central no rio.....	98
Figura 5.8 –	Seção transversal (norte/sul) da (a) temperatura potencial no nível 1 e (b) temperatura potencial em superfície. O painel superior esquerdo é representativo da área do domínio ao sul do rio e o painel superior direito do lado norte. Os quatro pontos de grade do rio são plotados no painel inferior.....	99
Figura 5.9 –	(a) Perfil vertical da temperatura potencial em um ponto central de uma das porções terra e em um ponto central da porção água. (b) Seção transversal ao vale da temperatura potencial.....	100
Figura 5.10 –	Seção transversal ao vale da temperatura potencial para a simulação sem a existência de rio. Fonte: Bitencourt e Acevedo (2007).....	101
Figura 5.11 –	(a) Perfil vertical da umidade específica em um ponto central de uma das porções terra e em um ponto central da porção água. (b) Seção transversal ao vale da umidade específica.....	102
Figura 5.12 –	Seção transversal (norte/sul) da (a) velocidade do vento no nível 1, da (b) diferença de temperatura potencial entre o nível 1 e superfície e (c) dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente ($H_0 = LE_0$). O painel esquerdo representa a porção terra ao sul do rio e o painel direito ao norte.....	103

- Figura 5.13 – Velocidade do vento no nível 1, diferença de temperatura potencial entre o nível 1 e superfície e fluxo turbulento de calor sensível para as simulações (a) sem topografia e com topografias de (b) 200 m e (c) 400 m. Os valores médios para o domínio do rio são mostrados no topo de cada campo. O gráfico (d) representa o corte transversal ao rio do fluxo turbulento de calor sensível..... 104
- Figura 5.14 – Velocidade do vento no nível 1, diferença da umidade específica entre o nível 1 e superfície e fluxo turbulento de calor latente para as simulações (a) sem topografia e com topografias de (b) 200 m e (c) 400 m. Os valores médios para o domínio do rio são mostrados no topo de cada campo. O gráfico (d) representa o corte transversal ao rio do fluxo turbulento de calor latente..... 106
- Figura 5.15 – Média do vento na altura da rugosidade, para a primeira, segunda e terceira hora de integração. (a) vento na direção do vale de 1 m s^{-1} , (b) vento transversal ao vale de 1 m s^{-1} , (c) vento na direção do vale de 5 m s^{-1} e (d) vento transversal ao vale de 5 m s^{-1} . As escalas dos vetores são apresentadas na base dos painéis..... 108
- Figura 5.16 – Seção transversal ao vale do vetor vento para simulações inicializadas com diferentes ventos de grande escala: (a) $u = 1 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$; (b) $u = 0$ e $v = 1 \text{ m s}^{-1}$; (c) $u = 5 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$ e (d) $u = 0$ e $v = 5 \text{ m s}^{-1}$ 110
- Figura 5.17 – Seção transversal ao vale da componente norte/sul (direção y) para simulações inicializadas com diferentes ventos de grande escala: (a) $u = 1 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$; (b) $u = 0$ e $v = 1 \text{ m s}^{-1}$; (c) $u = 5 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$ e (d) $u = 0$ e $v = 5 \text{ m s}^{-1}$ 111
- Figura 5.18 - Fluxos turbulentos de calor latente (LE_0) e sensível (H_0) em W m^{-2} , sobre a porção água, para as simulações inicializadas com (a) $u = 1 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$; (b) $u = 0$ e $v = 1 \text{ m s}^{-1}$; (c) $u = 5 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$ e (d) $u = 0$ e $v = 5 \text{ m s}^{-1}$ 114
- Figura 5.19 – Seção transversal ao rio dos fluxos turbulentos de calor latente (LE_0) e sensível (H_0)..... 115
- Figura 5.20 – (a) Configuração de referência e configurações com nível do rio elevado em (b) 19,8 metros e (c) 86,0 metros. O percentual do domínio do modelo que a área do rio ocupa é mostrado no topo superior de cada figura..... 117

- Figura 5.21 – Seção transversal da temperatura potencial (painéis da esquerda) e umidade específica (painéis da direita) para diferentes elevações de rio: 80 metros (painéis superiores), 160 metros (painéis centrais) e 320 metros (painéis inferiores)..... 118
- Figura 5.22 – Seção transversal da umidade específica no primeiro nível na vertical para as três simulações com diferentes larguras de rio, conforme mostrado na legenda..... 119
- Figura 5.23 – Fluxos turbulentos horizontais (direção y) de calor sensível para simulação com rio de (a) 80 metros, (b) 160 metros e (c) 320 metros e fluxos turbulentos horizontais (direção y) de calor latente para simulação com rio de (d) 80 metros, (e) 160 metros e (f) 320 metros. Os valores positivos (negativos) representam fluxos na direção y da encosta sul (norte) para o rio..... 120
- Figura 5.24 – (a) Seção transversal ao rio dos fluxos turbulentos vertical de calor para as simulações com diferentes elevações de rio, conforme indicado em cada painel. (b) mesmo que (a), mas para a diferença de temperatura potencial entre o primeiro nível na vertical e a superfície. (c) Mesmo que (a), mas para fluxo turbulento vertical de calor latente. (d) Mesmo que (a), mas para a diferença de umidade específica entre o primeiro nível na vertical e a superfície..... 122

LISTA DE TABELAS

Tabela 4.1 – Casos selecionados para análise sinótica.....	55
Tabela 4.2 – Relação de falhas na série de dados dos dias selecionados.....	65
Tabela 5.1 – Componente x do vento, no nível 1, sobre o domínio do rio, para as simulações inicializadas com vento fraco e forte.....	112
Tabela 5.2 – Divergência horizontal e componente y do vento, no nível 1, sobre o domínio do rio, para a simulação com topografia de 400 metros e rio de 80 metros, comparada com duas situações hipotéticas do sitio.....	113

LISTA DE SIGLAS

ARPS	–	Advanced Regional Prediction System
CERAN	–	Companhia Energética Rio das Antas
CLC	–	Camada Limite Convectiva
CLP	–	Camada Limite Planetária
CLS	–	Camada Limite Superficial
ENOS	–	El Niño – Oscilação Sul
EXPANTAS	–	Experimento de Observações das Transferências entre a Superfície e a Atmosfera na Região do Rio das Antas
LES	–	Large Eddy Simulation
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Center for Environmental Prediction
TSM	–	Temperatura da Superfície do Mar
UFSM	–	Universidade Federal de Santa Maria

LISTA DE SIMBOLOS

C_g	–	Capacidade térmica da superfície
c_p	–	Calor específico a pressão constante
D_v	–	Parametrização de sub-grade na equação de momentum
D_θ	–	Parametrização de sub-grade na equação da termodinâmica
f	–	Parâmetro de Coriolis
g	–	Aceleração da gravidade
H	–	Fluxo turbulento de calor sensível
H_0	–	Fluxo turbulento de calor sensível entre a superfície e o ar
H_g	–	Fluxo turbulento de calor sensível na superfície
$K\downarrow$	–	Radiação de onda curta incidente
$K\uparrow$	–	Radiação de onda curta refletida
K_h	–	Coefficiente de troca turbulenta para calor
K_m	–	Coefficiente de difusão molecular de calor
K_q	–	Coefficiente de troca turbulenta para umidade
k_T	–	Difusividade molecular térmica do ar
k_v	–	Difusividade molecular do vapor d'água
$L\uparrow$	–	Radiação de onda longa perdida
$L\downarrow$	–	Radiação de onda longa que retorna da atmosfera
LE	–	Fluxo turbulento de calor latente
LE_0	–	Fluxo turbulento de calor latente entre a superfície e o ar
ν	–	Viscosidade cinemática do ar
p	–	Pressão atmosférica
π	–	Perturbação da pressão
q	–	Umidade específica
q_1	–	Umidade específica no nível 1
θ	–	Temperatura potencial
θ_0	–	Temperatura potencial de referência
θ_1	–	Temperatura potencial no nível 1
θ_g	–	Temperatura potencial na superfície
R	–	Fluxo radiativo de calor

R_d	–	Constante do gás para o ar seco
R_N	–	Saldo de radiação
ρ	–	Densidade do ar
σ	–	Constante de Stefan-Boltzmann
t	–	Tempo
T_{4m}	–	Temperatura do ar em 4 metros
T_{6m}	–	Temperatura do ar em 6 metros
$u; v; w$	–	Componentes do vento nas direções x , y e z
\vec{V}	–	Vetor velocidade

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	20
2.	CARACTERÍSTICAS GERAIS DO SÍTIO.....	25
	2.1 – O clima na região Sul do Brasil.....	25
	2.2 – A região de Nova Roma do Sul – RS.....	26
	2.3 – O local das observações.....	28
3.	ELEMENTOS TEÓRICOS E O COMPORTAMENTO DOS FLUXOS TURBULENTOS NO VALE DO RIO DA PRATA.....	38
	3.1 – A atmosfera.....	38
	3.2 – Camada Limite Planetária.....	38
	3.2.1 - Camada Limite Convectiva.....	39
	3.3 – A Camada Limite Superficial e a representação das trocas de calor e umidade.....	40
	3.4 – Medida dos Fluxos no vale do rio da Prata.....	44
4.	ANÁLISE DOS DADOS OBTIDOS NA CAMPANHA EXPANTAS – 2005	53
	4.1 – Avaliação meteorológica dos dias selecionados.....	53
	4.1.1 – Avaliação sinótica.....	54
	4.1.2 – Avaliação dos parâmetros atmosféricos locais.....	64
	4.2 – Conexão entre os escoamentos sinótico e local.....	79
5.	SIMULAÇÃO NUMÉRICA DOS PROCESSOS FÍSICOS ENVOLVIDOS NAS TROCAS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE.....	86
	5.1 – Descrição do modelo “Large Eddy Simulation” (LES).....	87

5.2 – Procedimentos de calibração.....	93
5.3 – As simulações numéricas utilizando o LES.....	94
5.3.1 – Os efeitos da topografia.....	95
5.3.2 – Os efeitos da direção e velocidade do vento.....	106
5.3.3 – Simulações com o nível do rio elevado.....	116
6. CONCLUSÕES.....	124
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	134

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A dedicação da micrometeorologia aos estudos dos fluxos turbulentos e demais processos físicos da baixa atmosfera sobre terrenos planos, durante os anos de 1950 e 1960, foi de extrema importância para o entendimento da dinâmica da Camada Limite Planetária (CLP) (Kaimal e Finnigan, 1994). Porém, o fato do tipo de ambiente onde se desenvolve a maioria das atividades humanas ser caracterizado pela heterogeneidade da superfície, motivou a realização de estudos da CLP em terrenos irregulares. A maioria das indústrias e a maior concentração de poluentes, por exemplo, ocorrem em regiões de terreno complexo (Moraes et al., 2005).

Diversos micrometeorologistas têm dedicado suas pesquisas ao estudo da baixa atmosfera sob influência de terrenos complexos (McNider e Pielke, 1981; Whiteman, 1989; Grant e Mason, 1990; Holden et al., 2000). Investigações realizadas desde a metade do século passado até a atualidade abordam as circulações no interior de vales induzidas pelo aquecimento diferencial da superfície, tais como os escoamentos que ocorrem encosta acima (abaixo) durante o dia (a noite) e os escoamentos que fluem ao longo do vale, no sentido vale acima (abaixo) no período diurno (noturno) (Defant, 1951; Whiteman, 2000). Contudo, em se tratando especificamente do estudo da CLP no interior de vales, a partir dos anos 80, vários artigos científicos abordaram a estrutura do vento e da temperatura (Banta e Cotton, 1981; Doran e Horst, 1981; Whiteman, 1982; Whiteman e Mckee, 1982; Bader e Mckee, 1983; Banta, 1984; Whiteman et al., 1999; Weigel e Rotach, 2004; Rotach et al., 2004), proporcionando melhor entendimento dos processos físicos envolvidos. Isso foi feito tanto através da análise de dados observados como do uso de modelagem numérica. Sabe-se hoje que a micrometeorologia de um vale depende das características da superfície e de como esta interage com a atmosfera.

No Brasil, desde 2001 o Laboratório de Micrometeorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) realiza pesquisas sobre a CLP em

regiões de terreno complexo, a partir de dados observados em campanhas observacionais. Acevedo et al. (2002) descreveram as observações de fluxo no vale do rio das Antas, com base nos dados medidos durante a primeira campanha experimental de Nova Roma do Sul, estado do Rio Grande do Sul, realizada em 2001. Desse ano até o momento, outras duas campanhas experimentais foram realizadas nessa região. A última delas, denominada Experimento de Observações das Transferências entre a Superfície e a Atmosfera na Região do Rio das Antas (EXPANTAS – 2005) (Acevedo et al., 2005), contou com a instalação de uma torre micrometeorológica diretamente acima da superfície do rio da Prata, em uma pedra com altura de 4 metros acima da superfície da água, com o principal propósito de se obter uma caracterização adequada das transferências entre a superfície do rio e a atmosfera. Com base nos dados dessa campanha, foram realizados, entre outros, estudos a respeito da conexão do escoamento de grande escala com a circulação local no fundo do vale (Bitencourt e Acevedo, 2006) e estudos específicos das trocas de calor e umidade entre a superfície do rio da Prata e a atmosfera (Acevedo et al., 2007).

O trabalho de Acevedo et al. (2007) constatou que os fluxos turbulentos de calor sensível e latente entre a superfície do rio e a atmosfera obedecem um padrão incomum. As trocas de calor e umidade são negativas (do ar para o rio) durante o dia e positivas (do rio para o ar) no período noturno. Desta forma, durante o dia o rio tem papel passivo no ambiente local, atuando como sumidouro de calor e umidade. Acevedo et al. (2007) justificam a ocorrência desses fluxos negativos com a existência de uma convergência horizontal de ar quente e úmido, proveniente das encostas do vale. O local exato onde esses fluxos verticais foram observados é o vale do rio da Prata, que antes de desembocar no rio das Antas, apresenta várias curvas acentuadas. Além disso, esse vale é estreito e com encostas íngremes de 400 a 600 metros de altura. A torre micrometeorológica foi instalada na margem sul do rio, que tem largura aproximada de 60 metros e flui, de oeste para leste, a uma velocidade de cerca de $1,5 \text{ m s}^{-1}$ em condições normais. As pequenas dimensões do rio e o fato da água ser corrente, mantendo a temperatura superficial baixa e constante, também são apontados como motivos para a ocorrência de trocas negativas de calor e umidade durante o dia (Acevedo et al., 2007).

Existem nos vales da região de Nova Roma do Sul três usinas hidrelétricas com estruturas que contam com túneis adutores entre dois trechos do rio descendo a serra. Essa estrutura de geração de energia não permite que o nível do rio fique muito elevado e, conseqüentemente, não permite significativo aumento da área alagada, por conta da existência desses empreendimentos (COMPANHIA ENERGÉTICA RIO DAS ANTAS, 2007). Entretanto, uma questão importante que surge é identificar qual a possibilidade dessa modificação ambiental alterar significativamente os parâmetros atmosféricos locais da micro-região, ainda que o aumento da área alagada seja pequeno e em apenas alguns trechos dos vales da região. Tais modificações poderiam, por exemplo, elevar a quantidade de umidade no ar, gerando alterações na produtividade de milho e aveia ou prejudicando, de alguma forma, a vitivinicultura que é tradicional e forte na região (Westphalen e Maluf, 2000). Um ponto de partida para responder esta questão é entender as condições locais favoráveis para o rio da Prata atuar como sumidouro de calor e umidade durante o dia. Os fluxos negativos observados são função da convergência horizontal de calor e umidade, conforme postuladoo por Acevedo et al. (2007)?. A presença das encostas ou a direção e velocidade do escoamento de grande escala exercem influência sobre os fluxos no fundo do vale?.

O objetivo desse trabalho é responder os questionamentos levantados acima, através da análise dos processos físicos da atmosfera no interior do vale do rio da Prata, dando especial atenção para os processos de trocas verticais de calor e umidade que ocorrem entre o rio e o ar, durante o dia. Para tanto, faz-se um estudo com base em dados observacionais e em resultados de simulações numéricas. O desenvolvimento dessa tese é apresentado em cinco capítulos, incluindo essa introdução e as conclusões finais.

No capítulo 2 apresenta-se alguns aspectos do clima na região Sul do Brasil e as características gerais do sítio em estudo, incluindo uma pequena revisão bibliográfico sobre os processos físicos que ocorrem na atmosfera local de um vale.

No capítulo 3, é apresentado um rápido embasamento teórico dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Apresenta-se também os resultados dos cálculos desses fluxos, obtidos a partir dos dados observados no vale do rio da Prata de temperatura e umidade específica do ar e de temperatura da superfície da água.

O capítulo 4 é dedicado à apresentação de uma análise meteorológica completa da região de terreno complexo escolhida para esse estudo. Para tanto, primeiramente avalia-se o comportamento da atmosfera livre para a localidade de Nova Roma do Sul, através da análise de dados sinóticos pontuais obtidos da reanálise do “National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research” (NCEP/NCAR). Depois, analisa-se todas as variáveis micrometeorológicas medidas pela torre instalada sobre a superfície da água, na margem sul do rio da Prata. Também se faz um estudo da conexão que os parâmetros de grande escala tem com as grandezas físicas no fundo do vale, avaliando principalmente o quanto o escoamento sinótico influencia a circulação local. Essas análises são realizadas exclusivamente para os dias escolhidos como dias propícios à análise dos fluxos verticais, servindo como base para o desenvolvimento do restante do trabalho.

Por último, no capítulo 5, apresenta-se os resultados de várias simulações numéricas utilizando um modelo não-hidrostático (Smolarkiewicz e Margolin, 1997) do tipo “Large Eddy Simulation” (LES). O modelo LES é descrito com ênfase ao método de obtenção dos processos radiativos da superfície, os quais influenciam diretamente as trocas de calor e umidade entre o rio e a atmosfera. Esses processos são simulados através da metodologia sugerida por McNider et al. (1995) e aplicada no trabalho de Acevedo e Fitzjrrald (2001). Os resultados das nove simulações são discutidos através da apresentação de alguns testes. As primeiras três simulações testam a conduta dos processos físicos, incluindo as trocas entre o rio e a atmosfera, para situações com e sem topografia. O objetivo desse primeiro teste é identificar, para as dimensões do vale do rio da Prata, como a topografia exerce influência na interação da superfície com níveis mais altos da CLP (Acevedo e Fitzjrrald, 2001). Com base nas constatações de que o escoamento sinótico pode ter influência sobre a atmosfera local dentro de um vale (Banta e Cotton, 1981; Segal et al., 1983; Banta, 1984; Whiteman e Doran, 1993; Weigel e Rotach, 2004; Bitencourt e Acevedo, 2006), quatro simulações são comparadas para testar a conduta das trocas de calor e umidade entre o rio e a atmosfera, sob a influência de escoamentos de grande escala exclusivamente na direção norte/sul (transversal ao vale) e exclusivamente na direção leste/oeste (ao longo do vale), com intensidades fraca e forte. Essas simulações são executadas com topografia de 400 metros e com a presença de um rio com largura de 80 metros. Uma rodada adicional foi realizada

com topografia de 400 metros, mas sem a presença do rio, para análises específicas sobre a contribuição das encostas e do rio na circulação local. Por último, mais duas simulações testaram o comportamento dos fluxos turbulentos sob influência de um rio com nível mais elevado e conseqüentemente cobrindo maior área no domínio horizontal. Na primeira simulação o nível do rio foi elevado em 19,8 metros, aumentando a largura para 160 metros, e na segunda simulação o nível foi elevado para 86 metros, aumentando a largura do rio para 320 metros. A conduta dos fluxos turbulentos entre a superfície do rio e a atmosfera, assim como os fluxos turbulentos horizontais no primeiro nível do modelo, foram avaliados com base na comparação dessas duas simulações com a rodada normal, com topografia de 400 metros e largura de rio de 80 metros. Os principais objetivos desse último teste são: (i) confirmar a hipótese de que as trocas são negativas durante o dia devido a convergência lateral de calor e umidade das encostas para o domínio do rio (Acevedo et al., 2007) e (ii) responder a principal questão desse trabalho, ou seja, se um aumento do nível do rio e aumento da área alagada é capaz de mudar o sinal dos fluxos turbulentos verticais entre o rio e a atmosfera local.

CAPÍTULO 2

CARACTERÍSTICAS GERAIS DO SÍTIO

Neste capítulo, apresenta-se a climatologia da América do Sul, com ênfase em alguns detalhes da região Sul do Brasil, as características gerais da região de Nova Roma do Sul – RS e os detalhes do local exato no rio da Prata onde as observações micrometeorológicas foram realizadas durante a campanha “Experimento de Observações das Transferências entre a Superfície e a Atmosfera na Região do Rio das Antas - 2005” (EXPANTAS – 2005).

2.1 – O clima na região Sul do Brasil

A região Sul do Brasil apresenta as quatro estações do ano bem definidas e é afetada por vários sistemas meteorológicos, os quais freqüentemente causam queda brusca de temperatura, precipitação, ventos, formação de nevoeiro, entre outros. A precipitação, que é distribuída ao longo dos doze meses do ano, sem ocorrência de estação seca, pode ser provocada por sistemas frontais, complexos convectivos de mesoescala, vórtices ciclônicos, correntes de jato, ciclogêneses e frontogêneses.

Os complexos convectivos de mesoescala ocorrem na América do Sul, em geral atingindo os estados da região sul, com maior freqüência nas estações de transição, especialmente na primavera. Alguns desses sistemas além de chuva também produzem uma variedade de outros fenômenos convectivos severos, incluindo tornados, granizo, ventos e intensas tempestades elétricas (Maddox et al., 1986). Durante a campanha EXPANTAS – 2005 não houve atuação de complexos convectivos de mesoescala (Bitencourt e Acevedo, 2005), apesar desta ter sido realizada na estação do outono.

A ocorrência de frio na região Sul é causada pela incursão de sistemas de alta pressão. O ar frio atinge a região subtropical da América do Sul ao longo do ano com uma periodicidade de 1 - 2 semanas, sendo que durante o inverno o

impacto no campo de temperaturas em baixos níveis é mais significativo (Garreaud, 2000). Lupo et al. (2001) analisaram os aspectos climatológicos da entrada de ar frio sobre a América do Sul e verificaram que 74 % dos casos ocorrem no inverno e primavera, entre os meses de junho e novembro.

O ciclone extratropical é um importante sistema meteorológico causador de precipitação e ventos sobre a região Sul, muitas vezes com ocorrência de tempestades severas. Em média, ocorrem em todo o Hemisfério Sul entre 35 e 38 ciclones a cada análise do modelo numérico do NCEP/NCAR (Simmonds e Keay, 2000). Segundo Gan e Rao (1991), maio é o mês que apresenta maior frequência de ciclogênese sobre a América do Sul. O desenvolvimento de um ciclone sobre o oceano Atlântico, em maio de 2005, favoreceu a ocorrência de ventos com direção predominante de oeste na região de Nova Roma do Sul durante um período da campanha EXPANTAS – 2005 (Bitencourt e Acevedo, 2005). Os vórtices ciclônicos, muitas vezes causadores dos ciclones extratropicais, também apresentam maior frequência na transição das estações de verão e inverno. Segundo Satyamurty et al. (1990), aproximadamente 100 vórtices ciclônicos por ano atravessam, de oeste para leste, o continente sul americano entre as latitudes 15 - 60 °S e, na maioria das vezes, são gerados ou intensificados na mesma faixa latitudinal, entre as longitudes 30 - 70 °W.

O comportamento da precipitação na região Sul do Brasil pode ser influenciado por eventos climáticos de escala global. O El Niño - Oscilação Sul (ENOS), associado às temperaturas anormalmente mais quentes no oceano Pacífico equatorial, favorece períodos mais chuvosos sobre parte dos estados do Sul (Grimm et al., 2000 e Coelho et al., 2002). Haylock et al. (2006) mostraram que existem conexões da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Pacífico equatorial, associado ao ENOS, com a ocorrência de eventos extremos de precipitação na região Sul. Diaz et al. (1998) constataram que a anomalia de precipitação sobre o Rio Grande do Sul tem forte relação também com a TSM do Oceano Atlântico.

2.2 – A região de Nova Roma do Sul - RS

O município de Nova Roma do Sul localiza-se a 163 km de Porto Alegre, na mesorregião nordeste do Rio Grande do Sul, na Serra Geral, região Sul

do Brasil. Possui uma área territorial de 149 km², situada em 29°01' S de latitude e 51°25' W de longitude, conforme apresentado na figura 2.1. As áreas mais altas da região são produtoras de milho e aveia. A vitivinicultura é tradicional e forte na região de Nova Roma do Sul, sendo que o clima local é considerado como o melhor no país para a produção de vinhos (Westphalen e Maluf, 2000).



Figura 2.1 – Localização do Município de Nova Roma do Sul – RS.

A região de Nova Roma do Sul está inserida numa área que contempla o Complexo Energético Rio das Antas, que é um empreendimento da Companhia Energética Rio das Antas (CERAN). Esse complexo energético inclui três usinas hidrelétricas, Castro Alves, Monte Claro e 14 de Julho, estando o município de Nova Roma do Sul localizado entre as usinas Castro Alves e Monte Claro. Além de Nova Roma do Sul, fazem parte do complexo energético os municípios de Antônio Prado, Bento Gonçalves, Cotiporã, Flores da Cunha, Nova Pádua e Veranópolis, todos do

estado do Rio Grande do Sul. A usina hidrelétrica de Monte Claro, que já está em operação desde o início de 2005 e é a mais próxima do local das medidas micrometeorológicas utilizadas neste trabalho, possui, além da barragem, um túnel adutor de 1.140 metros que une dois trechos do rio descendo a serra. Esse túnel adutor aproveita o declive natural do terreno e, com isso, reduz a área alagada antes da barragem (COMPANHIA ENERGÉTICA RIO DAS ANTAS, 2007). Como a torre micrometeorológica foi instalada no rio da Prata, a uma distância de aproximadamente 5 km em linha reta do rio das Antas, e como as águas do rio da Prata desembocam no final da área alagada pela usina de Monte Claro, a elevação no nível do rio e, conseqüentemente, o aumento da área alagada foi irrelevante ou inexistente no local em que foram coletados os dados micrometeorológicos utilizados neste trabalho.

2.3 – O local das observações

O local exato onde as observações foram efetuadas é a margem sul do rio da Prata, no vale do rio da Prata, afluente do rio das Antas. Nesse ponto (indicado pela letra R na figura 2.2), o rio da Prata possui profundidade média de 8 metros, largura de aproximadamente 60 metros e, em condições normais, flui a uma velocidade aproximada de $1,5 \text{ m s}^{-1}$, de oeste para leste. Muitas foram as dificuldades para a instalação dos equipamentos sobre o rio, passando pela busca de um local com relativo bom acesso e com possibilidade de fixação segura dos equipamentos, visto que a torre micrometeorológica teria que ser instalada exatamente na margem do rio para que, através de um “braço”, os sensores fossem posicionados sobre a superfície da água. Além disso, foi necessária uma atenção redobrada por parte da equipe técnica para evitar, na ocasião de chuvas intensas, que a elevação do nível do rio não comprometesse os sensores instalados na torre e o computador, que também foi instalado dentro de uma estrutura na margem do rio. Esse perigo foi tão real durante o experimento de 2005 que de fato houve uma situação de chuva extrema em toda a bacia do rio das Antas, a qual provocou uma elevação do rio com extrema rapidez e violenta correnteza, causando a perda total do computador e dos dados nele registrados. A totalidade da série de dados coletados não foi perdida porque havia cópia de segurança e os sensores da torre

micrometeorológica só não foram destruídos por causa da rápida ação de retirada dos mesmos pelos técnicos do experimento.

Acevedo et al. (2007) mostraram que os dados transversais ao rio, da temperatura do ar em dois níveis e da superfície do rio, de uma margem a outra, medidos durante um dia inteiro da campanha EXPANTAS – 2005, indicam gradiente de temperatura do ar pouco significativo, não ultrapassando 0,4 °C a diferença máxima entre as margens sul e norte do rio da Prata, que tem distância de aproximadamente 60 metros. A temperatura da água alcançou uma diferença máxima, entre uma margem e outra, de 0,1 °C. Essas medidas mostram que o rio da Prata e o ar próximo a sua superfície possuem estrutura térmica praticamente homogênea na horizontal. As encostas do vale, cobertas em sua maior parte por Mata Atlântica, são bastante íngremes e iniciam imediatamente na margem do rio.

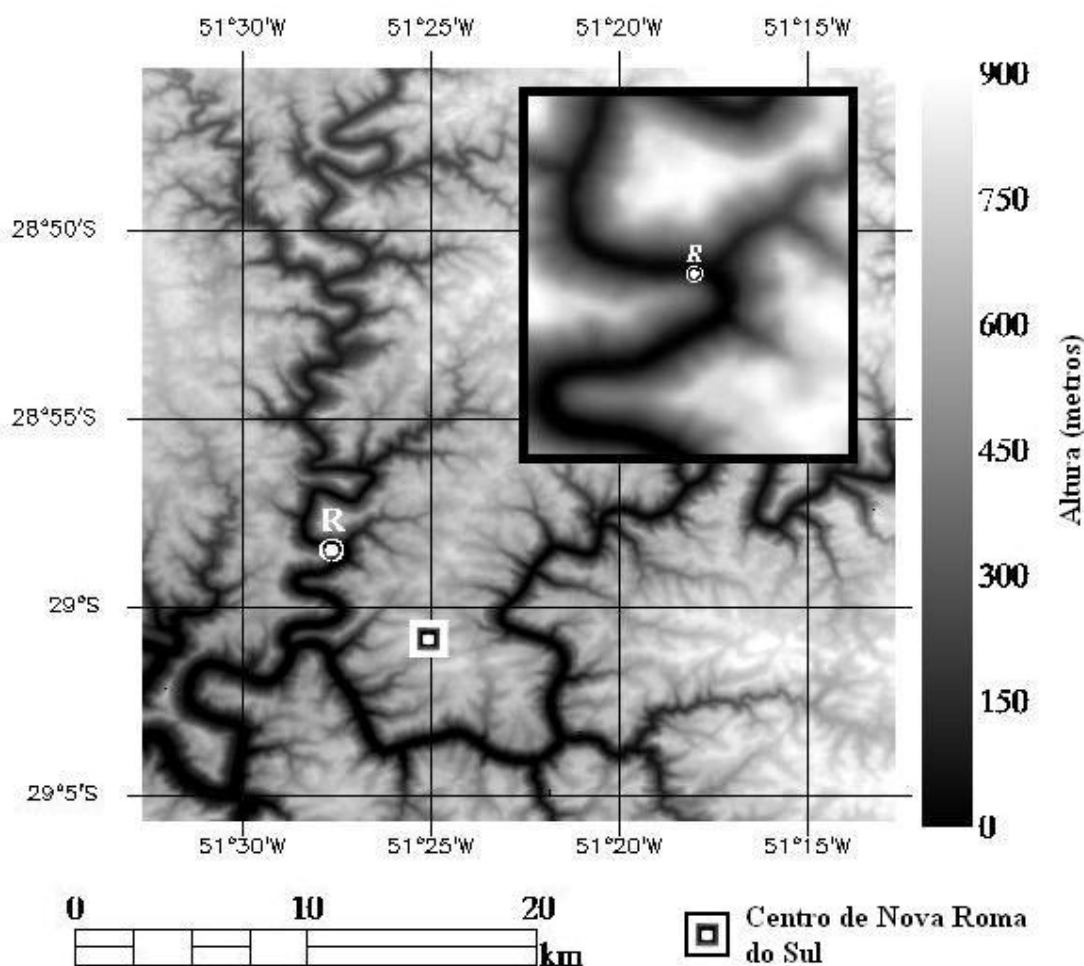


Figura 2.2 - Mapa topográfico da região de Nova Roma do Sul. A localização da Torre Micrometeorológica é mostrada com a letra R. Fonte: Acevedo et al. (2007)

O local escolhido para as medidas micrometeorológicas (figura 2.3), o vale do rio da Prata, possui características de terreno complexo. Percebe-se através da figura 2.4 que o rio da Prata, antes de desembocar no rio das Antas, apresenta curso com várias curvas acentuadas e, além disso, o vale é estreito e com encostas íngremes de 400 a 600 metros de altura acima do nível do rio. Essas características provocam efeitos locais muito importantes, com circulações de mesoescala tipicamente forçadas pelo aquecimento diferencial da superfície, tais como as circulações de vale/montanha. Defant (1951) revisou um dos primeiros estudos desse tipo de circulação. O escoamento de vale/montanha refere-se ao ar frio (vento catabático), mais denso, fluindo montanha abaixo (figura 2.4a) durante a noite ou ao ar quente (vento anabático), menos denso, fluindo montanha acima (figura 2.4b) durante o dia (Maddox et al., 1986). Ao longo do vale existe uma circulação local similar, também forçada termicamente, são os escoamentos clássicos que ocorrem vale abaixo (figura 2.4c) durante o período noturno e vale acima (figura 2.4d) durante o dia (Whiteman, 2000). Ao contrário das brisas do mar e da terra, os ventos de vale/montanha não são fáceis de serem caracterizados quantitativamente e a interação desse tipo de circulação de mesoescala com escoamento sinótico pode ser mais significativa que nos casos da brisa do mar e da terra.

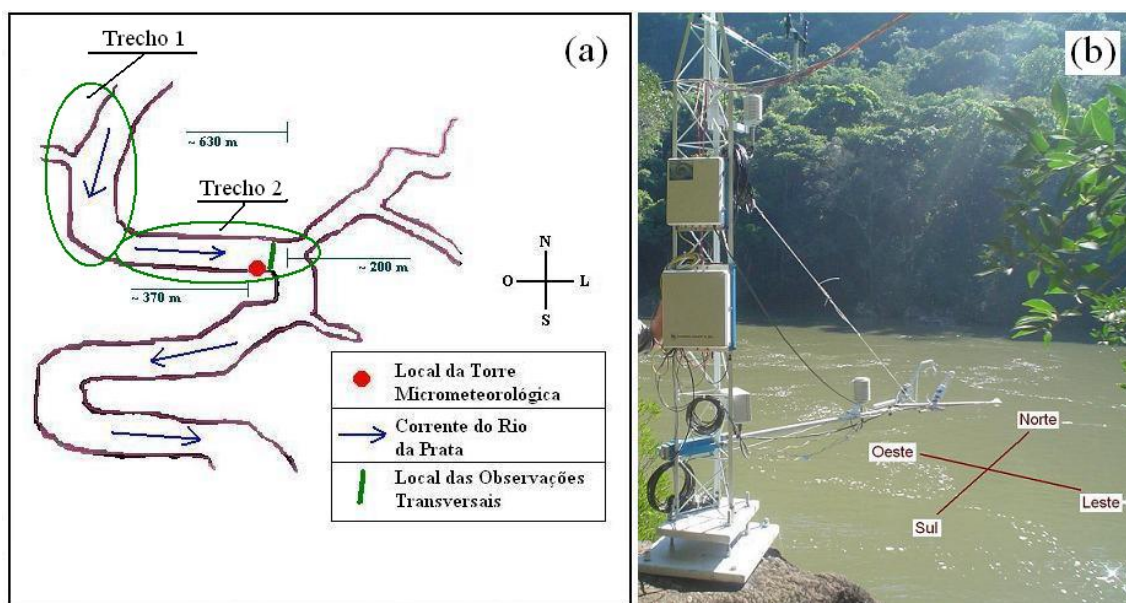


Figura 2.3 – (a) Esquema ilustrativo indicando os trechos norte/sul e leste/oeste que antecedem o local da torre micrometeorológica e (b) foto da torre micrometeorológica instalada junto ao rio da Prata.

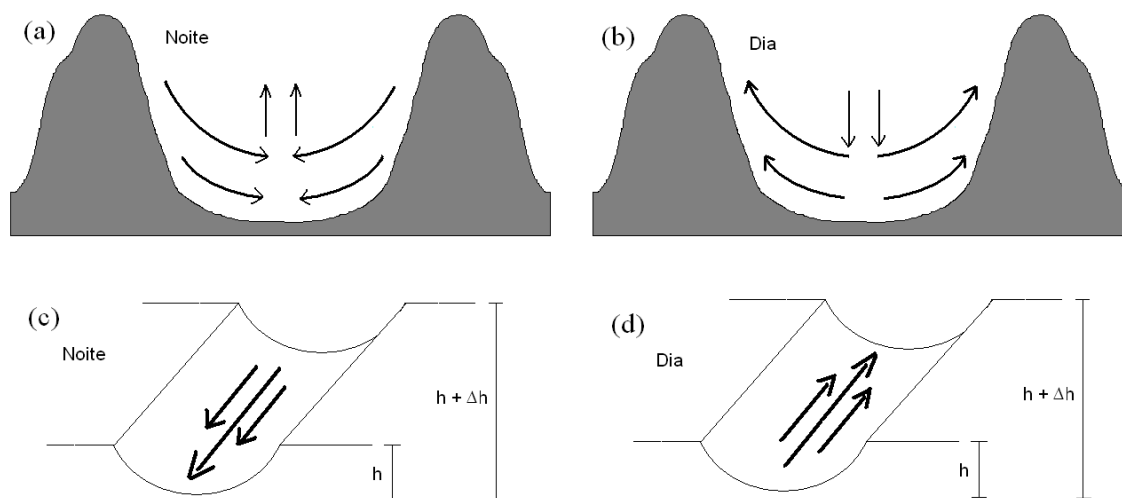
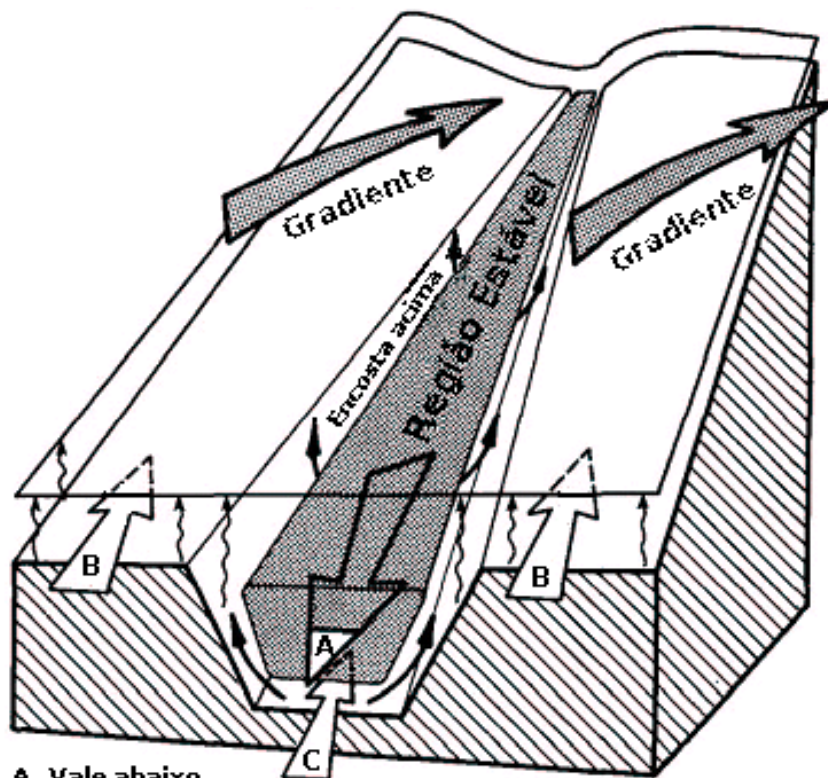


Figura 2.4 – Esquema hipotético da circulação de vale/montanha. h = altura.

Paralelamente às circulações clássicas descritas acima, uma região de terreno complexo, como a de Nova Roma do Sul – RS, pode apresentar processos físicos na baixa atmosfera de difícil entendimento. O comportamento da Camada Limite Planetária (CLP) varia muito, dependendo das características locais de cada sítio de pesquisa. No caso dos vales de Nova Roma do Sul existem rios, os quais contrastam termicamente com a superfície da terra e também induzem a ocorrência de circulações locais. Nos últimos anos, muitos artigos científicos foram publicados abordando os processos físicos da atmosfera de vales, em especial com respeito à estrutura do vento e da temperatura.

Whiteman (1982), através da observação do vento e da temperatura em dias de céu claro, e Whiteman e Mckee (1982), através do uso de modelagem, estudaram o término da inversão térmica em vales no oeste do Colorado, EUA. Os resultados dessas pesquisas são particularmente importantes para o presente estudo, visto que o principal problema abordado nesse trabalho focaliza uma Camada Limite Convectiva (CLC), após a quebra da inversão térmica. Whiteman (1982) descobriu que o perfil vertical da temperatura potencial pode evoluir de acordo com três padrões. Os dois primeiros padrões são casos especiais do terceiro, em que a inversão térmica é destruída por dois processos contínuos – crescimento ascendente de uma CLC no fundo do vale e o declínio do topo da inversão. O término da inversão começa ao amanhecer e é geralmente completada em um

período de 3,5 a 5 horas, a menos que o vale esteja coberto de neve ou o chão esteja molhado. Whiteman (1982) sugere que existam relações importantes entre a estrutura de vento e a estrutura térmica, embora o campo de vento seja na maioria das vezes muito mais dinâmico do que o campo de temperatura na atmosfera do vale. A partir de estudos de caso, Whiteman (1982) apresenta uma estrutura de circulação específica para o período da quebra da inversão térmica (figura 2.5). Após o nascer do sol, ventos noturnos continuam descendo o vale através de uma região ainda estável no interior do vale, enquanto que ventos encosta acima desenvolvem uma CLC crescente e um escoamento vale acima desenvolve-se nessa CLC, no fundo do vale. Como a massa é removida da base da camada de inversão através do escoamento encosta acima, a inversão dissipa e aquece. A camada neutra acima da região estável (figura 2.6) é similar a uma CLC que se forma numa inclinação do terreno (figura 2.5) de maiores dimensões existente na região estudada por Whiteman (1982). A temperatura potencial dessa camada neutra aumenta com o tempo durante o período de término da inversão. Conforme apresentado na figura 2.6, no topo da camada neutra está o limite entre a camada neutra e a atmosfera livre. Os ventos na atmosfera livre são forçados pelos gradientes de pressão de grande escala e não são afetados pela topografia abaixo.



- A. Vale abaixo**
B. Inclinação ascendente do terreno
C. Vale acima (fundo do vale)

Figura 2.5 – Típico desenvolvimento do sistema de ventos no meio da manhã durante o término da inversão térmica no vale. Fonte: Adaptado de Whiteman (1982)

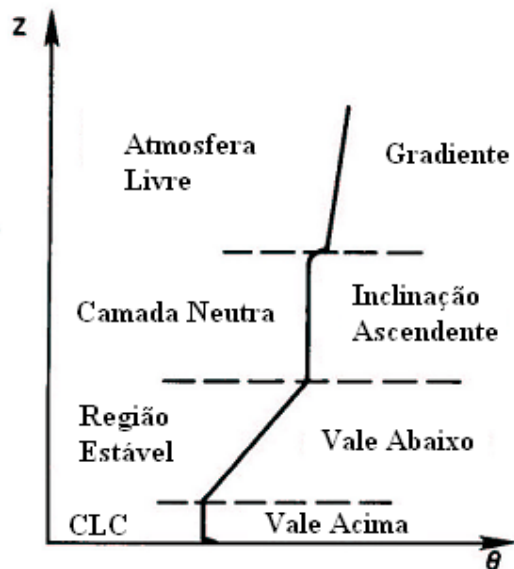


Figura 2.6 – Correspondência típica entre as estruturas de temperatura e vento durante o término da inversão térmica no vale. Fonte: Adaptado de Whiteman (1982)

Bader e Mckee (1983) estudaram a estrutura da evolução do vento e da temperatura na seção transversal de um vale idealizado orientado na direção leste/oeste. As encostas desse vale idealizado tem pouco mais que 500 metros, portanto, bastante similar as dimensões encontradas no vale do Rio da Prata. Bader e Mackee (1983) realizaram duas simulações, na primeira o vale foi aquecido simetricamente e na segunda foi imposto uma distribuição de aquecimento de médias latitudes. Ambas as rodadas foram inicializadas identicamente com uma camada estável dentro do vale, até o topo, e uma camada neutra acima do topo, conforme representado na figura 2.7. A superfície foi aquecida de acordo com uma função aproximada ao ciclo diurno. Os autores encontraram resultados similares entre as duas simulações. A inversão simulada foi destruída três horas e meia depois do nascer do sol, concordando com o resultado de uma camada neutra crescendo da superfície para cima e encontrando a inversão no topo. Os ventos montanha acima, com velocidades de 3 a 5 m s⁻¹, desenvolvem-se em ambas encostas laterais do vale duas horas e meia após o nascer do sol. Os dois casos revelaram o desenvolvimento de uma bolsa de ar fortemente estável sobre as paredes laterais, as quais formam-se quando o ar frio advectado montanha acima perde sua flutuação em elevações mais altas. Essas bolsas estáveis bloqueiam temporariamente o escoamento montanha acima e força circulações transientes, transversais ao vale, que atuam no sentido de desestabilizar a CLP no vale. O calor é rapidamente distribuído através do vale para impedir a formação de grandes gradientes de temperatura potencial. Bader e Mackee (1983) encontraram ainda que diferenças bastante uniformes nas taxas de aquecimento entre as paredes laterais não resultam em diferenças significativas de temperatura potencial através do vale. As circulações organizadas através do vale e os movimentos turbulentos favorecem a mistura lateral na camada estável.

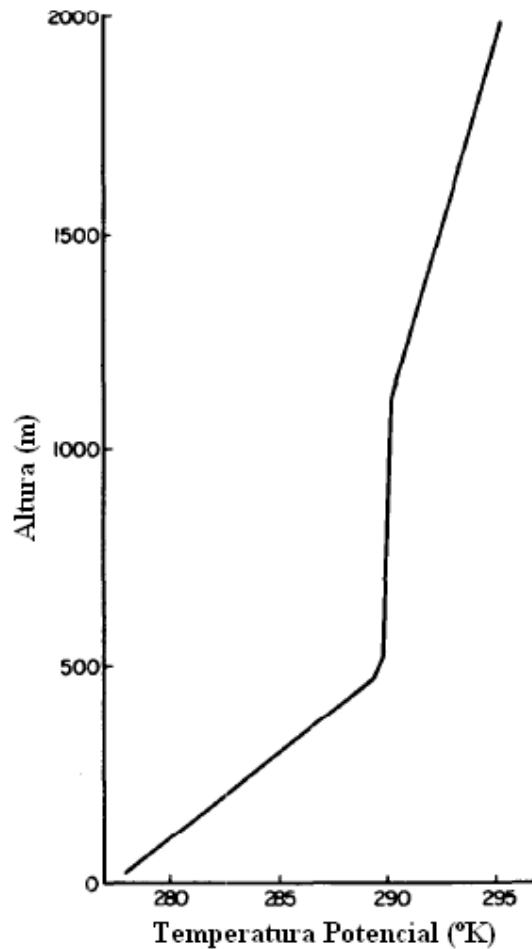


Figura 2.7 – Modelo inicial do perfil vertical de temperatura potencial. Fonte: Bader e Mackee (1983)

Posteriormente, Whiteman et al. (1999) avaliaram a variação diurna do padrão de ventos regionais na região de terreno complexo do Grand Canyon, usando medidas de vento em torres de 10 metros durante o inverno. Os autores encontraram circulações termicamente dirigidas ao longo das encostas e ao longo do vale em todos os locais da região, mas ventos característicos variaram de sítio para sítio, dependendo da configuração e do tipo de topografia. Em alguns locais, contrariando a teoria da circulação em regiões de vale, observou-se ventos vale abaixo durante o dia e vale acima à noite.

A estrutura dos ventos dentro de um amplo vale nas Montanhas Rochosas do Colorado, EUA, também foram estudadas por Banta e Cotton (1981) e Banta (1984). O estudo de Banta e Cotton (1981) considerou observações seqüências em superfície e altitude, através de meso-redes e radiossondas. Em um típico dia seco no South Park, três regimes de vento são observados: um regime

montanha abaixo, um regime montanha acima e um último regime de vento na manhã ou a tarde que corresponde a direção dos ventos acima do topo da montanha. A sondagem vertical realizada no meio da manhã mostra que o vento montanha acima forma-se dentro de uma CLC rasa, que desenvolve-se abaixo da inversão noturna em resposta ao aquecimento da superfície. Banta (1984) aprofundou esses estudos incluindo dados de aeronaves e encontrou algumas características relevantes. Além de confirmar que os ventos montanha acima formam-se em uma rasa camada misturada na parte inferior da camada de inversão noturna (poço frio), Banta (1984) identificou uma região de convergência que ocorre no turbilhão do vento ascendente do poço frio do vale. Evidências sugerem que este é um importante mecanismo para o início de cumulus gerados por montanhas e seu contínuo crescimento dentro de cumulus congestus e nuvens cumulunimbus.

Weigel e Rotach (2004) investigaram a estrutura do escoamento, o perfil de temperatura e as características da turbulência da atmosfera do íngreme e estreito vale Alpino Riviera, sob condições atmosféricas convectivas. Um das principais constatações dos autores diz respeito aos fluxos superficiais que apresentaram grande variabilidade espacial, aparentemente causada pelas diferenças significativas de lugar para lugar na emissão da radiação solar.

Com dados do período de 05 de novembro a 15 de dezembro de 2001, obtidos durante a primeira campanha experimental realizada na região de Nova Roma do Sul, Acevedo et al. (2002) selecionaram 10 dias de céu claro para descrever observações de fluxo na borda do penhasco do vale do rio das Antas. Foram analisados o vento médio, a temperatura, a umidade, a radiação global, a radiação de onda curta incidente, o fluxo de calor na superfície e a temperatura no solo. Os autores perceberam que a circulação local é totalmente controlada pela topografia, sendo a radiação o principal mecanismo de circulações clássicas do tipo vale/montanha. Também foi identificado que a intensidade da turbulência, assim como a magnitude do vento médio, é uma forte função da hora do dia.

A partir de dados dos dias 17, 18, 19 e 20 de fevereiro de 2003, Bitencourt et al. (2003) avaliaram o comportamento local da temperatura do ar sob a influência de um sistema meteorológico de escala sinótica. Percebeu-se que a radiação global e a temperatura potencial apresentam comportamento cíclico somente na ausência do sistema frontal. Posteriormente, Bitencourt et al. (2003b) avaliaram a temperatura média do ar no vale do rio das Antas para vários casos de

noites de céu claro e encoberto. Utilizando dados da borda do penhasco e do fundo do vale, os autores identificaram, através da diferença da temperatura potencial desses dois locais, que o ar frio pode se depositar no fundo do vale, tornando a CLP termicamente estável, tanto em noites de céu claro como em noites de céu encoberto. No entanto, somente a condição de céu claro sempre provoca noites com estabilidade térmica na CLP.

CAPÍTULO 3

ELEMENTOS TEÓRICOS E O COMPORTAMENTO DOS FLUXOS TURBULENTOS NO VALE DO RIO DA PRATA

Esse capítulo dedica-se ao desenvolvimento de um rápido embasamento teórico dos processos físicos que ocorrem na baixa atmosfera e da metodologia para o cálculo dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente, entre a superfície e a atmosfera. Além disso, apresenta-se os resultados desses fluxos, obtidos a partir dos dados observados no fundo do vale do rio da Prata, durante a campanha EXPANTAS – 2005.

3.1 – A atmosfera

A estrutura vertical da atmosfera pode ser classificada em três camadas: (i) A atmosfera livre da influência do atrito da superfície, onde os movimentos são considerados como escoamentos laminares; (ii) A Camada Limite Planetária (CLP), que possui considerável influência do atrito e aquecimento da superfície, onde os movimentos são turbulentos e (iii) A Camada Limite Superficial (CLS), que tem altura aproximada de 10% da CLP, onde os movimentos são controlados predominantemente pela presença do atrito da superfície. Essa camada é também referenciada como a “camada de fluxo constante”, isto é, onde os fluxos verticais das propriedades físicas produzidos pela turbulência, tais como os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, são considerados praticamente constantes com a altura.

3.2 – Camada Limite Planetária (CLP)

O estudo da CLP é extremamente importante, visto que é essa região da atmosfera que afeta mais diretamente a grande maioria das atividades humanas. O comportamento da temperatura, da umidade, da velocidade do vento, da

concentração de poluentes, entre outros, são função direta dos processos físicos que ocorrem na CLP.

Segundo Stull (1988), a CLP é a região da atmosfera que fica em contato direto com a superfície da terra e responde as forçantes superficiais com uma escala de tempo de aproximadamente 1 hora. A CLP, que normalmente apresenta um ciclo durante as 24 horas do dia e pode alcançar uma altura máxima de 1 a 2 km no período da tarde, tem a turbulência como principal característica. A altura da CLP varia em função da taxa de aquecimento ou resfriamento da superfície, da velocidade do escoamento, do tipo de superfície, das características topográficas, entre outras (Tennekes e Lumley, 1972). Ocorre turbulência quando, devido a forçantes mecânicos ou térmicos, o escoamento altera-se significativamente e passa a apresentar flutuações, onde os campos de velocidade, pressão, temperatura e concentrações são fortemente dependentes do tempo. Em outras palavras, a turbulência pode ser vista como uma superposição de vórtices irregulares, com diferentes escalas espaciais e temporais (Tennekes e Lumley, 1972; Stull, 1988). De uma maneira geral os movimentos na CLP são quase sempre turbulentos.

A CLP se divide em uma subcamada inercial, em uma camada limite superficial, em uma camada de mistura e em uma camada de transição. O principal foco de estudo desse trabalho é dirigido à camada limite superficial, CLS como já mencionado. A CLP pode apresentar-se em diferentes estados: como uma camada residual, resultante do decaimento da turbulência, como uma camada limite estável, que ocorre após o pôr do sol através do resfriamento radiativo da superfície, ou como uma Camada Limite Convectiva (CLC), que ocorre durante o dia.

3.2.1 – Camada Limite Convectiva (CLC)

Durante o dia, o aquecimento da superfície provocado pela radiação solar torna a CLP instável, intensificando os movimentos turbulentos e caracterizando-a como uma CLC ou camada de mistura. É com essas características que a CLP pode alcançar a altura de até 2 km no equador. A CLC é identificada pela formação de termas com fluxos turbulentos de calor sensível

positivo na vertical. Além da forçante térmica, a existência de cisalhamento do vento na CLP freqüentemente contribui para a formação ou manutenção da turbulência.

É justamente sob as condições de uma CLC que, nesse trabalho, tratamos dos processos físicos, em especial das trocas de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera, dentro de um ambiente de vale. No entanto, como veremos no capítulo 5, as simulações numéricas indicam a presença de pequena estabilidade no interior do vale devido à presença do rio.

3.3 – A Camada Limite Superficial (CLS) e a representação das trocas de calor e umidade

A CLS apresenta grandes variações verticais da temperatura, umidade e cisalhamento do vento, proporcionando com que as trocas turbulentas mais intensas de momentum, calor e umidade também ocorram nessa camada (Arya, 1988). Os processos físicos dessa camada são representados pela conservação de massa, momentum, energia térmica e vapor d'água, através da equação da continuidade (3.1), das equações de Navier-Stokes (3.2 a 3.4), da equação da termodinâmica (3.5) e da equação da conservação de umidade (3.6), respectivamente, além da equação de estado do gás ideal (3.7).

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \nu \nabla^2 u + f v \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \nu \nabla^2 v - f u \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} + \nu \nabla^2 w - g \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial(c_p \theta)}{\partial t} + u \frac{\partial(c_p \theta)}{\partial x} + v \frac{\partial(c_p \theta)}{\partial y} + w \frac{\partial(c_p \theta)}{\partial z} = -\frac{1}{\rho} \nabla R + k_T \nabla^2 (c_p \theta) \quad (3.5)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + v \frac{\partial q}{\partial y} + w \frac{\partial q}{\partial z} = k_V \nabla^2 q \quad (3.6)$$

$$p = \rho R_d T \quad (3.7)$$

onde u , v e w são as componentes da velocidade do vetor vento instantâneo nas direções x , y e z , respectivamente, f é o parâmetro de Coriolis, p é a pressão, ρ é a densidade do ar, g é a aceleração da gravidade, ν é a viscosidade cinemática do ar, c_p é o calor específico do ar à pressão constante, θ é a temperatura potencial, R é o fluxo radiativo de calor, k_T é a difusividade térmica molecular do ar, q é a umidade específica do ar, k_V é a difusividade molecular do vapor d'água, R_d é a constante do gás para o ar seco, T é a temperatura do ar e ∇^2 é o operador laplaciano.

Para o caso turbulento é necessário resolver essas equações para um escoamento com condições de contorno específicas e valores iniciais para as variáveis que tem seus valores modificados ao longo do tempo. Para tanto, utiliza-se a convenção de Reynolds, que consiste na separação do valor de uma grandeza do escoamento em duas partes, uma média e outra de flutuação turbulenta (Stull, 1988).

Portanto, se substituirmos $\theta = \bar{\theta} + \theta'$ e $q = \bar{q} + q'$, respectivamente, nas equações 3.5 e 3.6, assumirmos homogeneidade horizontal, obedecermos algumas propriedades válidas para o operador de média temporal e aplicarmos as aproximações de Boussinesq, as equações da termodinâmica e da conservação de umidade ficam

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial R_N}{\partial z} - \frac{\partial (\overline{w' \theta'})}{\partial z} \quad \text{e} \quad (3.8)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = - \frac{\partial (\overline{w' q'})}{\partial z}, \quad (3.9)$$

conhecidas como parte das equações de Reynolds, onde R_N é o saldo de radiação, w' , θ' e q' são, respectivamente, as flutuações da velocidade vertical do vento, da temperatura potencial e da umidade específica do ar e $\bar{\theta}$ e \bar{q} são, respectivamente, a temperatura potencial média e a umidade específica do ar média.

Considerando o escoamento estacionário e desprezando a variação de R_N com a altura, as equações 3.8 e 3.9 podem ser escritas como

$$-\frac{\partial}{\partial z} (c_p \overline{w'\theta'}) = 0 \quad \text{e} \quad (3.10)$$

$$-\frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'q'}) = 0. \quad (3.11)$$

Embora $\overline{w'\theta'}$ e $\overline{w'q'}$ não satisfaçam o conceito clássico de fluxo, definido como a quantidade de uma propriedade que atravessa uma unidade de área de determinada superfície, por unidade de tempo, em meteorologia esses termos são chamados de fluxos cinemáticos. Tais fluxos são dados pelo produto turbulento de duas grandezas não lineares, conhecido como covariância, e indicam o quanto as duas variáveis turbulentas se relacionam. Os termos $\overline{w'\theta'}$ e $\overline{w'q'}$, das equações 3.10 e 3.11, são momentos de segunda ordem desconhecidos e, a resolução desse sistema de equações, requer determinar esses momentos através de novas equações, que por sua vez também apresentarão momentos desconhecidos, de terceira ordem. Essa situação, conhecida como problema de fechamento, requer uma parametrização dos termos de ordem mais alta em função de grandezas conhecidas. Dessa forma, um fechamento de primeira ordem ocorre quando o problema envolve equações com momentos de primeira ordem e os momentos de segunda ordem são parametrizados. Segundo Garratt (1992), para a maioria das aplicações práticas de modelagem numérica da turbulência na CLP, os fechamentos de primeira e segunda ordem mostram-se suficientes para os problemas de simulações numéricas da CLP.

Uma das formas de expressar os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE) na vertical é análoga ao transporte de difusão molecular na atmosfera em termos do gradiente na direção vertical, dados por

$$H = -c_p \overline{w'\theta'} = -c_p K_h \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} \quad (3.12)$$

$$LE = -\overline{w'q'} = -K_q \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (3.13)$$

onde K_h e K_q são, respectivamente, os coeficientes de troca turbulenta para calor e umidade. Embora essas expressões tenham sido deduzidas a partir do processo de difusão molecular, os coeficientes K_h e K_q , conhecidos como teoria K , não são propriedades constantes do fluido (ar para o caso da atmosfera). Os valores dos coeficientes de troca turbulenta podem variar em função do espaço e do tempo.

Um típico exemplo de um desses fluxos é o comportamento das flutuações da componente vertical do vento e da temperatura, para uma situação de CLC. Nessa condição, tanto a parcela de ar subindo como descendo, o produto $\overline{w'\theta'} > 0$, ou seja, a média cinemática do fluxo turbulento de calor sensível na vertical é dos níveis mais baixos para os níveis mais altos. Os fluxos, portanto, são dependentes do gradiente, pois os níveis mais baixos apresentam ar mais quente que os níveis mais altos. Observa-se que os fluxos turbulentos numa camada instável possuem maior intensidade do que os fluxos turbulentos que ocorrem numa camada estável, situação comum do período noturno (Stull, 1988). Também é comum os fluxos turbulentos de calor sensível e latente apresentarem a mesma variação, sendo positivos durante o dia e negativos à noite. Além disso, existem os chamados fluxos médios ou fluxos advectivos. Porém, na vertical esses fluxos são geralmente negligenciados quando comparados com os fluxos turbulentos.

Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, avaliados sob o aspecto observacional nesse capítulo e simulado numericamente no capítulo 5, são, respectivamente, as trocas de calor (H_0) e umidade (LE_0) que ocorrem entre a superfície e a atmosfera. No caso específico desse trabalho, são as trocas entre a

superfície da água do rio da Prata e a atmosfera local do interior do vale do rio da Prata.

3.4 – Medida dos fluxos no vale do rio da Prata

Acevedo et al. (2007) calcularam H_0 e LE_0 , entre a superfície do rio da Prata e a atmosfera, a partir das observações de resposta rápida da temperatura e umidade específica do ar e das componentes turbulentas da velocidade do vento. Os fluxos foram comparados com os gradientes verticais de temperatura e umidade entre o ar e a superfície da água. A umidade do ar imediatamente em contato com a superfície do rio é assumida ser a umidade de saturação à temperatura da água. Utilizou-se a técnica “correlação dos vórtices” (“eddy correlation”), que implica em fazer observações de alta frequência das variáveis relacionadas (w , θ e q) e posteriormente efetuar a covariância estatística entre a componente vertical do vento e as demais variáveis ($\overline{w'\theta'}$ e $\overline{w'q'}$). Essa média diz respeito a um intervalo de todo o transporte da propriedade pela componente do vento, para cada instante observado (Moraes et al., 2007). Entretanto, os sensores efetuam as medidas do valor absoluto da variável em um instante e não da flutuação dessa variável. E, para se obter essa flutuação é necessário se ter um valor médio que é dependente do período escolhido. Esse período, conhecido como “janela”, foi de 5 minutos para as medidas de fluxo no fundo do vale do rio da Prata. Os erros sistemáticos e aleatórios nas medidas de fluxo, que podem em parte ser causados pela heterogeneidade do terreno (Doran et al., 1989), foram identificados e filtrados por Acevedo et al. (2007) através do critério sugerido por Vickers e Mahrt (1997).

Segundo Acevedo et al. (2007), os fluxos turbulentos de calor sensível e latente no vale do rio da Prata são controlados por dois processos distintos: pelo gradiente vertical água/ar de temperatura e umidade, tratados como fluxos de superfície, e pela influência de massas de ar com diferentes características que são transportadas ao longo do vale, conforme descrito no capítulo 4. Mesmo ocorrendo com pouca frequência, esse segundo processo provoca consideráveis modificações nos fluxos verticais no fundo do vale. Percebe-se (figura 3.1) que a chegada dessas massas de ar quente e seco, geralmente vindas de oeste, induzem fortes picos nos

fluxos turbulentos de calor sensível positivo e fluxos turbulentos de calor latente negativo. As trocas de umidade chegaram a apresentar pico de -200 W m^{-2} no dia 02 de junho e -100 W m^{-2} no dia 04 de junho. Esses valores são uma ordem de magnitude mais alta que os valores dos fluxos turbulentos tipicamente observados no vale do rio da Prata.

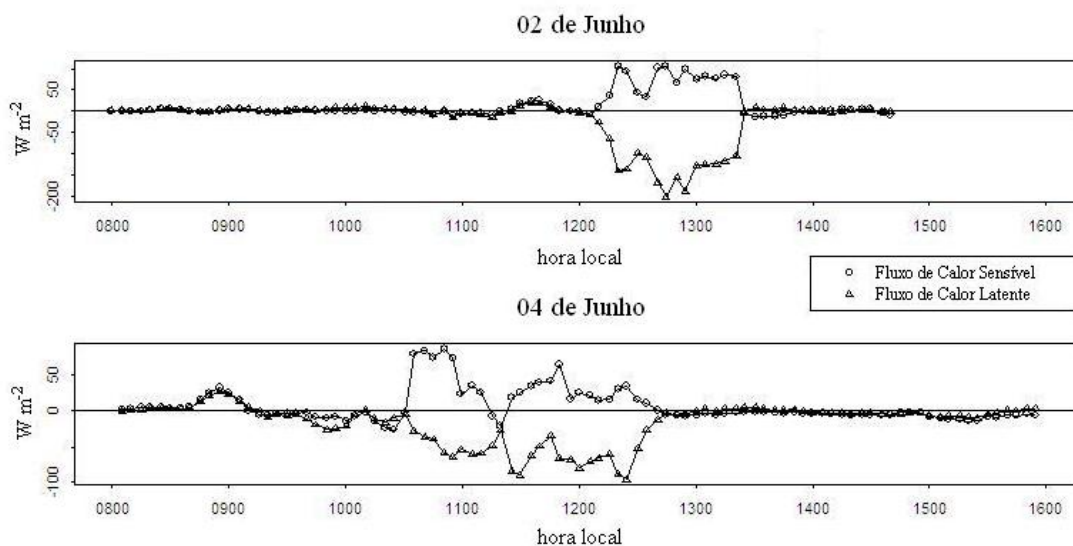


Figura 3.1 – Fluxos turbulentos verticais de calor sensível e latente dos dias 02 e 04 de junho de 2005. Fonte: Adaptado de Acevedo et al. (2007)

Os fluxos turbulentos horizontais (figura 3.2) explicam o comportamento dos fluxos verticais. O fluxo de umidade ao longo do rio chega a 1000 W m^{-2} no dia 02 de junho (painel superior da figura 3.2), indicando que as características de cada uma das massas de ar são muito distintas da atmosfera local (Acevedo et al., 2007). Considerando que os ventos no interior do vale são normalmente de oeste para leste (rio abaixo – direção x) e, por causa disso, são positivos, os picos positivos de fluxos de temperatura ao longo do rio e os picos negativos de fluxos de umidade ao longo do rio representam transporte rio abaixo de ar quente e seco, respectivamente. Enquanto que os fluxos horizontais, transversais ao rio, mostram transporte de ar quente e seco do rio para a margem. Essa seria a forma que essas massas de ar quente e seco se redistribuem no interior do vale.

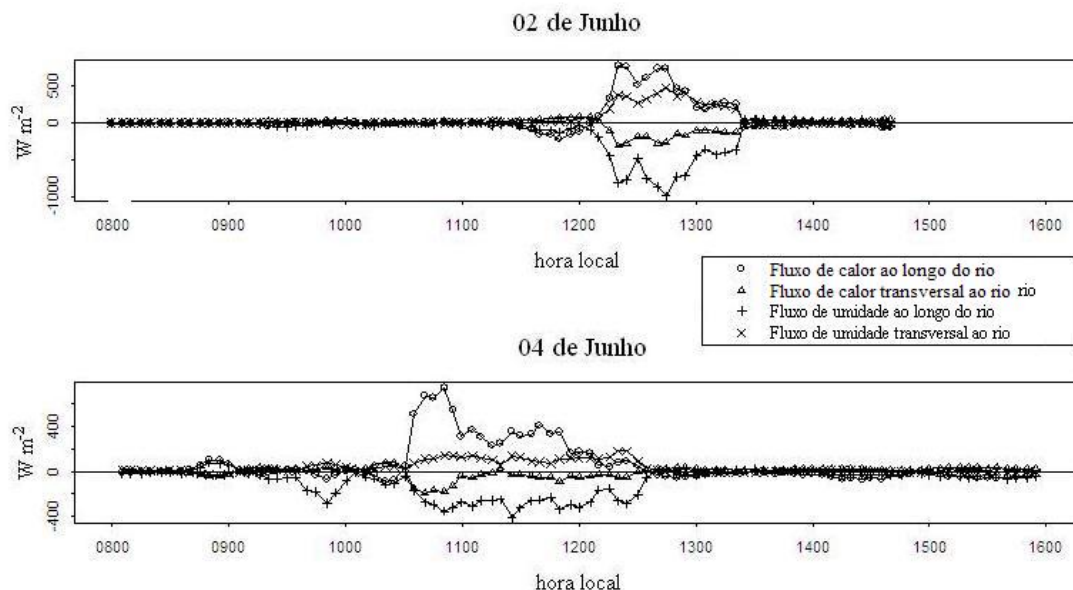


Figura 3.2 – Fluxos turbulentos horizontais de calor sensível e latente dos dias 02 e 04 de junho de 2005. Os valores positivos representam fluxos de oeste para leste, quando são ao longo do rio, e de sul para norte, quando são transversais ao rio. Fonte: Adaptado de Acevedo et al. (2007)

Lembramos que esses eventos são intensos e provocam forte impacto nos resultados dos fluxos turbulentos verticais. No entanto, os transportes de massa ao longo do rio são transientes e, portanto, não necessariamente aparecem quando avalia-se os valores médios. Veremos através dos resultados das simulações numéricas, apresentadas no capítulo 5, que os fluxos turbulentos verticais de calor sensível e latente sobre o rio são, além de outros fatores, provenientes do saldo de calor e umidade transportados lateralmente das encostas para cima do rio, como já indicado pelos dados observados na torre micrometeorológica instalada sobre o rio da Prata (Acevedo et al., 2007).

O comportamento médio dos fluxos verticais e horizontais pode ser analisado através da figura 3.3. Essa média foi feita para os dias 13, 14, 17, 28, 29, 30 e 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005. De acordo com Acevedo et al. (2007), esses são os 12 dias completos de dados com boa qualidade para avaliação dos fluxos junto ao rio da Prata. A partir desse ponto do texto a expressão “dias selecionados” sempre estará relacionada com essas datas. Percebe-se através do painel superior da figura 3.3 que tanto H_0 como LE_0 são negativos durante aproximadamente o período de 11 a 19 horas, ou seja, as trocas de calor e umidade são do ar para o rio durante grande parte do dia. Quase coincidindo com esse

período, aparecem fluxos turbulentos laterais de calor sensível positivos e com maior intensidade, ou seja, transportes de massa de ar mais quente vindas das encostas (ver painel inferior da figura 3.3) para cima do rio. Os valores negativos dos fluxos turbulentos laterais de calor latente (painel inferior da figura 3.3) indicam transporte de massas de ar mais úmidas vindas das encostas para cima do domínio do rio. Segundo Acevedo et al. (2007), esses transportes laterais são uma das principais justificativas para a ocorrência de trocas verticais negativas entre o rio e a atmosfera local do vale do rio da Prata.

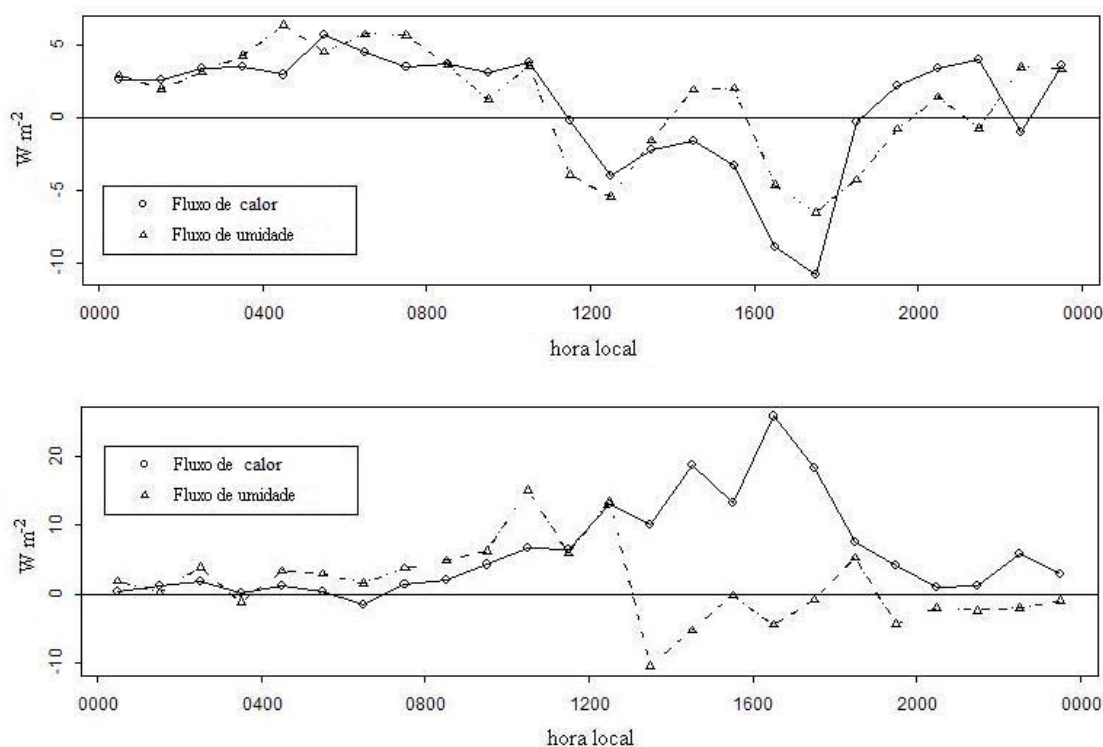


Figura 3.3 – Fluxos turbulentos de calor sensível e latente médios para todos os dias selecionados. O painel superior mostra as trocas verticais e o painel inferior mostra as trocas horizontais, transversais ao vale (direção y). Fonte: Acevedo et al. (2007)

Ocorre fluxo turbulento de calor sensível positivo quando a temperatura da superfície do rio é maior que a temperatura do ar e negativo quando o ar está mais quente que a superfície da água. Percebe-se através do painel superior da figura 3.4 que quando $H_0 > 0$, H_0 aumenta conforme aumenta o gradiente de temperatura água/ar. Porém, quando $H_0 < 0$, a magnitude dos fluxos começa crescendo com o aumento da diferença de temperatura, mas assim que essa

diferença supera aproximadamente 2 °C, a magnitude dos fluxos passa a diminuir. A diferença de 2 °C representa um gradiente térmico vertical de aproximadamente 0,3 °C m⁻¹. Segundo Acevedo et al. (2007), essa diminuição na magnitude dos fluxos ocorre porque a partir desse gradiente vertical térmico, há uma forte estabilidade que tende a remover a energia do movimento turbulento. Resultados similares foram encontrados por Mahrt et al. (1998) e Moraes et al. (2004), porém no período noturno. Rotach et al. (2004) encontraram trocas de calor da superfície para o ar durante o dia no fundo de um vale, porém, as medidas não foram realizadas sobre a superfície do rio e sim sobre a terra.

O comportamento médio do fluxo turbulento de calor latente (painel inferior da figura 3.4) é similar ao observado com os fluxos de calor sensível. Essa semelhança ocorre porque o gradiente vertical de umidade, ou seja, a diferença entre a umidade específica do ar e a umidade de saturação à temperatura da água, acompanha o gradiente vertical térmico. Porém, os fluxos turbulentos de calor latente não mudam de sinal quando o gradiente vertical de umidade específica ultrapassa o zero. A partir dos resultados médios desses fluxos, vemos que a inversão de sinal do fluxo acontece dentro do intervalo de valores negativos, ou seja, as trocas de umidade passam a ser do ar para o rio quando a umidade específica do ar ainda é menor que a umidade de saturação à temperatura da água. Acevedo et al. (2007) sugerem que isso ocorra devido a técnica adotada de assumir a umidade específica de um nível mais baixo como sendo a umidade de saturação à temperatura da água.

O desvio padrão médio de H_0 é de, no máximo, aproximadamente 4,5 W m⁻² quando a temperatura do ar é cerca de 0,5 °C mais alta que a temperatura da água. Já o maior valor de desvio padrão médio apresentado por LE_0 é de aproximadamente 3,7 W m⁻², quando o gradiente de umidade é de pouco menos que 0,5 g kg⁻¹, com a umidade de saturação à temperatura da superfície do rio menor que a umidade específica do ar.

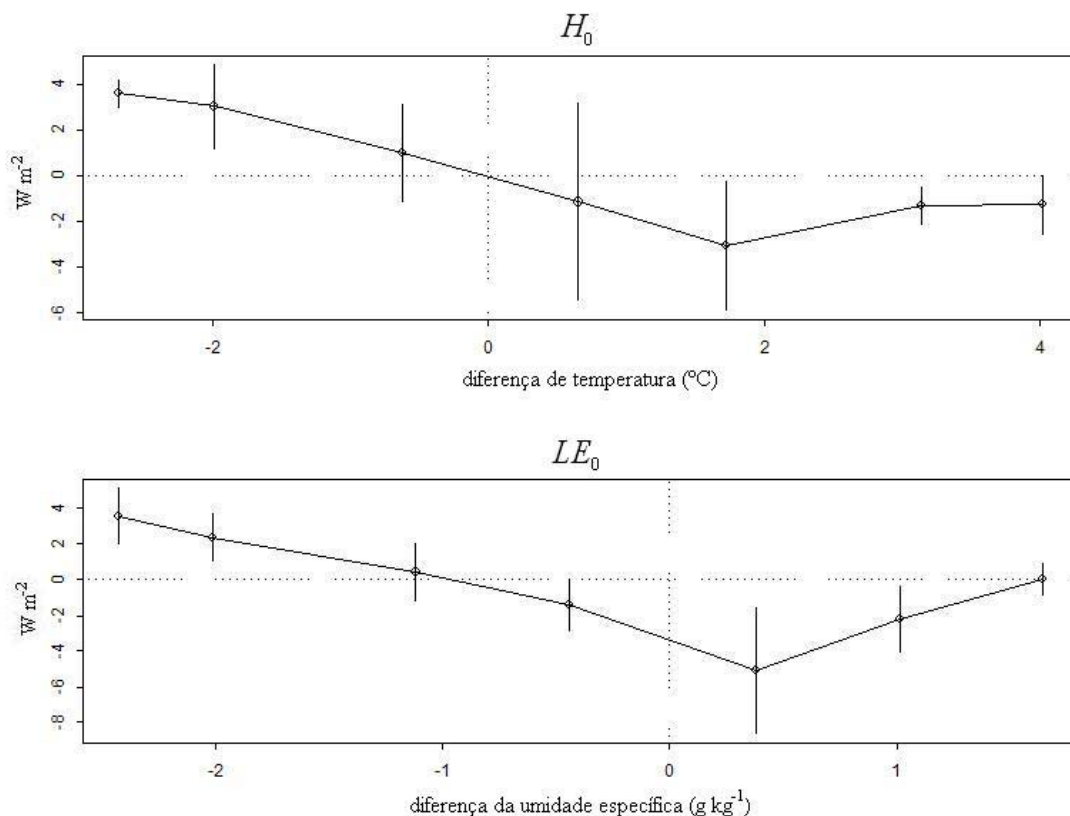


Figura 3.4 – Fluxos turbulentos verticais médios de calor sensível (H_0), como uma função da diferença entre a temperaturas do ar e da água e fluxos turbulentos verticais médios de calor latente (LE_0), como uma função da diferença entre a umidade específica do ar e a umidade específica de saturação à temperatura da água. As linhas verticais indicam o desvio padrão. Fonte: Acevedo et al. (2007)

Certamente, o principal resultado obtido dessas análises diz respeito ao sentido que essas trocas verticais de calor e umidade ocorrem. Diferentemente do que normalmente acontece em outras regiões, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente no vale do rio da Prata são negativos durante o dia e positivos à noite. Os motivos para a ocorrência desse padrão são amplamente discutidos no capítulo 5. No entanto, fazendo uma relação das trocas observadas no vale do rio da Prata com a avaliação sinótica, realizada no capítulo 4, pode-se supor que os fluxos turbulentos são negativos sobre o rio também pela influência da condição sinótica, visto que as anomalias de temperatura e umidade específica do ar em 1000 mb foram positivas em todos os dias selecionados. Na grande maioria desses dias, inclusive, foi verificado temperatura e umidade muito acima da normal climatológica (análise feita através das figuras 4.2 e 4.3 do capítulo 4), fato que pode ter

contribuído para a ocorrência de trocas negativas entre o rio e a atmosfera local no fundo do vale. Outras constatações do capítulo 4, como a verificação de que os dias mais secos no fundo do vale são coincidentes com os dias mais secos, de acordo com os dados sinóticos do NCEP/NCAR, colaboram com a hipótese de que as grandezas físicas no fundo do vale e, conseqüente comportamento dos fluxos verticais é, em parte, função da situação meteorológica na atmosfera livre.

Os dados para cálculo dos fluxos foram obtidos sobre apenas um ponto da água, na margem sul do rio da Prata. Já boa parte dos resultados das simulações numéricas apresentados no capítulo 5 são analisados através da média espacial para o domínio do rio. A comparação, portanto, dos fluxos observados com os fluxos simulados requer responder uma questão levantada por Acevedo et al. (2007). Essa questão diz respeito à quanto as medidas feitas perto da margem do rio da Prata são representativas das trocas médias de calor e umidade, entre a água e a atmosfera, em toda a largura do rio da Prata. Essa questão foi respondida com base em observações transversais ao rio, durante um dia inteiro de céu claro da campanha EXPANTAS – 2005. Foram feitas medidas da temperatura da superfície da água e da temperatura do ar em dois níveis. Percebe-se através da figura 3.5 que a diferença máxima da temperatura do ar entre as duas margens ocorreu depois da dissipação da camada de nevoeiro, por volta das 10 horas e 40 minutos da manhã. Após a dissipação do nevoeiro, apenas a margem sul passou a ser atingida pela radiação solar, porém mesmo nessa situação, o gradiente entre as duas margens, para a temperatura do ar, não ultrapassou 0,4 °C. Apesar da estratificação estável verificada sobre o rio, algum processo de mistura existente durante as próximas horas após a dissipação do nevoeiro induziu uma suavização do gradiente térmico, tornando-o menor ainda. Acevedo et al. (2007) chamam a atenção também para a ocorrência de uma inversão do gradiente térmico, pouco depois do meio dia, quando a margem sul se tornou mais fria que a margem norte.

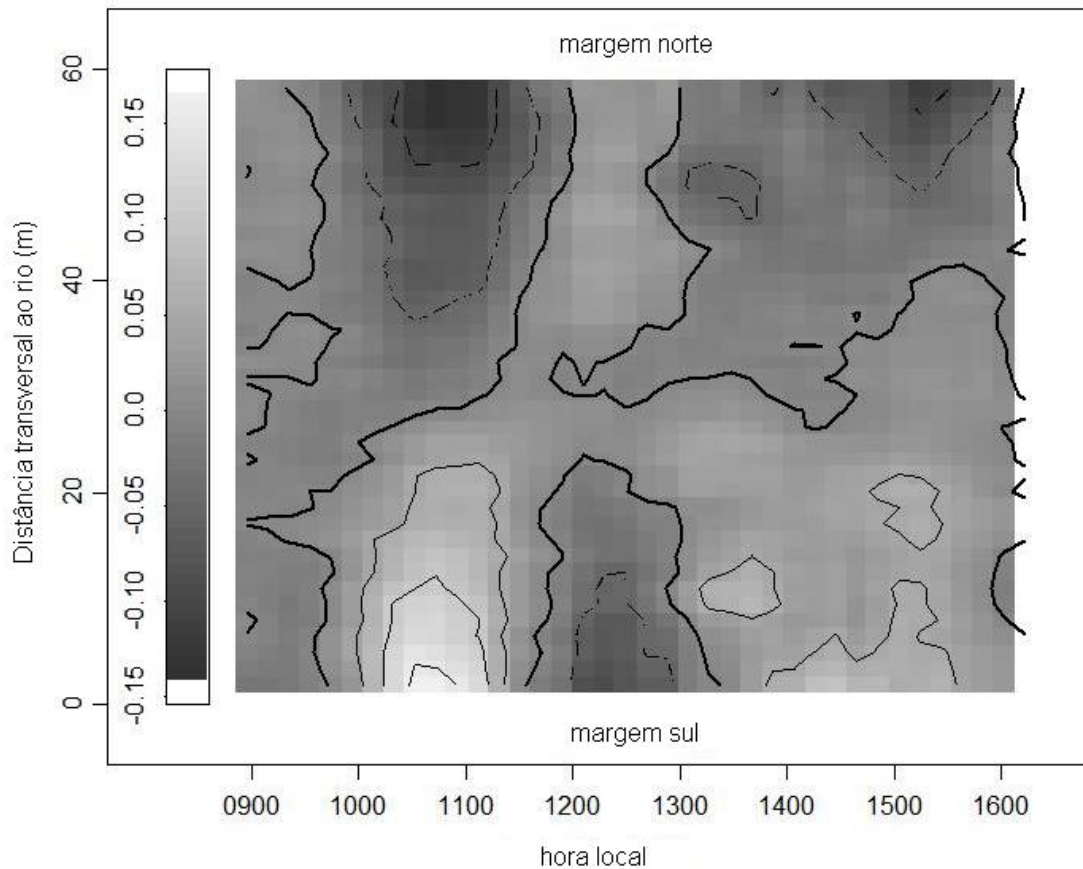


Figura 3.5 – Perturbação em relação a média transversal ao rio, da temperatura do ar em 6 metros, como uma função do tempo e da distância entre as margens sul e norte. As linhas sólidas mais grossas representam o contorno de 0 °C. As linhas tracejadas representam os valores negativos e as linhas sólidas os valores positivos. A escala em cinza é apresentada à esquerda do gráfico. Fonte: Acevedo et al. (2007)

A temperatura da água apresenta gradientes transversais ainda menores e mais simples. Esse gradiente também passa a ocorrer após a dissipação da camada de nevoeiro, porém o gradiente máximo ocorre em torno das 12 horas e 30 minutos, com uma diferença de 0,1 °C entre uma margem e outra (figura 3.6). De acordo com os dados avaliados por Acevedo et al. (2007), o gradiente térmico na superfície da água após atingir o seu máximo decresce até toda a largura do rio da Prata apresentar temperatura superficial homogênea.

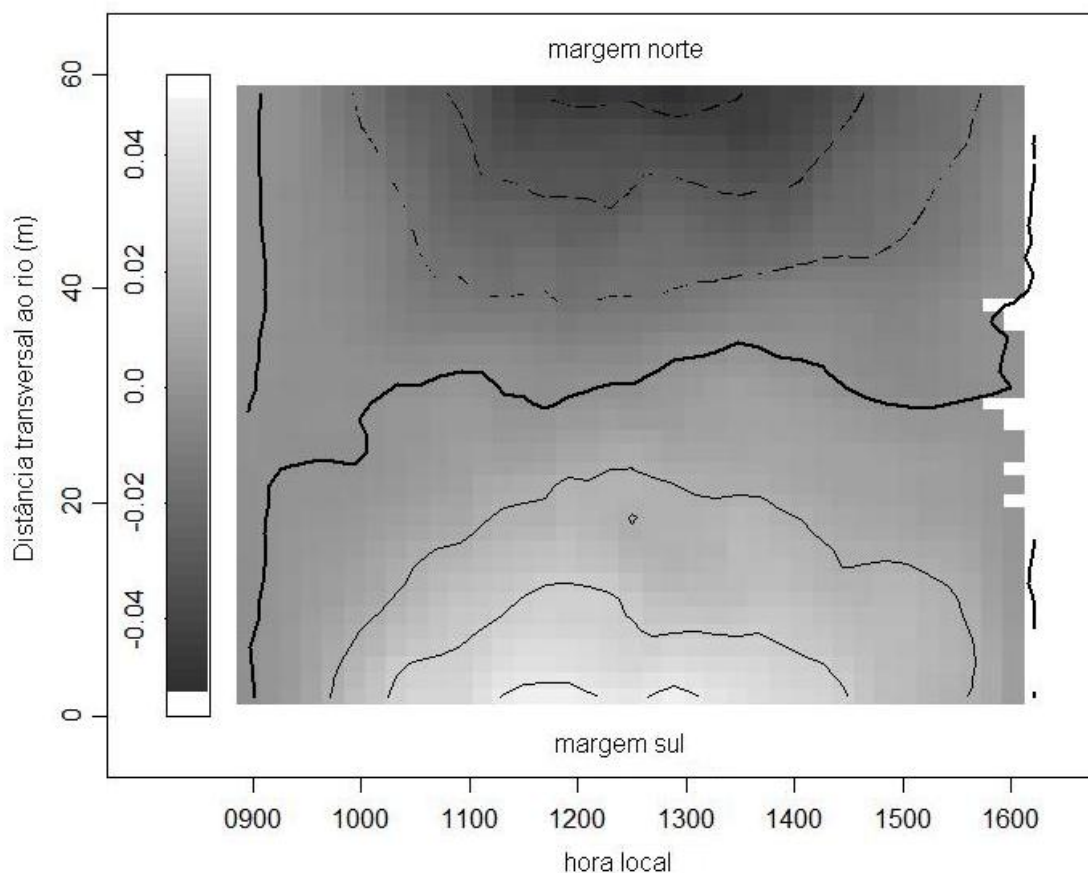


Figura 3.6 – Perturbação em relação a média transversal ao rio, da temperatura da água, como uma função do tempo e da distância entre as margens sul e norte. As linhas sólidas mais grossas representam o contorno de 0 °C. As linhas tracejadas representam os valores negativos e as linhas sólidas os valores positivos. A escala em cinza é apresentada à esquerda do gráfico. Fonte: Acevedo et al. (2007)

Acevedo et al. (2007) constatam que os gradientes transversais ao rio não causam impactos significativos nos fluxos turbulentos verticais de calor sensível e latente. Dessa forma, acreditamos que as observações de uma margem sejam uma aproximação aceitável para os fluxos médios entre o rio e a atmosfera e, portanto, os resultados das simulações numéricas feitas nesse estudo, com base em médias espaciais sobre o rio, podem ser comparados com os dados observados.

CAPÍTULO 4

ANÁLISE DOS DADOS OBTIDOS NA CAMPANHA EXPANTAS – 2005

Neste capítulo é feito uma avaliação completa dos dias escolhidos dentre o período da campanha “Experimento de Observações das Transferências entre a Superfície e a Atmosfera na Região do Rio das Antas - 2005” (EXPANTAS – 2005) para análise dos fluxos entre a superfície e a atmosfera. Utilizando dados do “National Center for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research” (NCEP/NCAR), faz-se uma análise do escoamento de grande escala, comparando algumas variáveis pontuais reanalisadas em cada dia selecionado com a climatologia diária e com os valores de desvio padrão médio. Avalia-se também os parâmetros medidos pela torre micrometeorológica do rio, localizada no fundo do vale do rio da Prata, cujos sensores foram instalados sobre a superfície da água. Posteriormente, compara-se o escoamento sinótico com os ventos locais do interior do vale do rio da Prata.

4.1 – Avaliação meteorológica dos dias selecionados

Apesar da campanha EXPANTAS – 2005 ter durado quase dois meses, Acevedo et al. (2007) consideraram apenas 12 dias completos de dados de boa qualidade para avaliação dos fluxos junto ao rio da Prata. Conforme mencionado no capítulo anterior os dias selecionados são as datas de 13, 14, 17, 28, 29, 30 e 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005.

Nesse subcapítulo é apresentada uma avaliação completa sobre as condições meteorológicas ocorridas em cada um dos dias selecionados, abordando detalhadamente os escoamentos de escala sinótica, de mesoescala e de escala micrometeorológica.

4.1.1 – Avaliação sinótica

A avaliação sinótica é importante devido ao fato do escoamento de grande escala ser uma forçante considerável para as condições do microclima dentro do vale. Importantes artigos científicos trataram da interação escoamento sinótico versus circulação local em regiões montanhosas. Segal et al. (1983) estudaram os padrões meteorológicos de mesoescala em associação com duas freqüentes condições sinóticas na região do Mar Morto, lago de grandes dimensões cercado por colinas na região do vale do Rio Jordão. Os autores constataram que o efeito sinótico ou de mesoescala induz mudanças significativas na direção do vento, que originalmente é forçada pelos efeitos térmicos do sistema lago-montanha. Banta e Cotton (1981), através da análise de dados de meso-rede de superfície e de radiossondagens em um amplo vale das montanhas rochosas do Colorado, identificaram três regimes de vento, onde um deles ocorre em conjunto com uma Camada Limite Convectiva (CLC), na qual o momentum e outras propriedades apresentam-se bem misturadas em toda a sua profundidade até a superfície, favorecendo o aparecimento de ventos com direção de oeste no fundo do vale, os quais são consequência do escoamento de grande escala acima das montanhas. Posteriormente, Banta (1984) avaliou dados bidimensionais de radiossonda na mesma região e também constatou que os ventos de ar superior apresentam importante efeito nas características diárias do sistema de ventos forçados termicamente. Whitman e Doran (1993) relacionaram o escoamento em escala sinótica com os ventos dentro de um vale sob o enfoque climatológico e com o uso de modelagem numérica. A avaliação sinótica baseou-se na interpolação de quatro estações de radiossonda localizadas na vizinhança do vale Tennessee, enquanto os processos físicos e de circulação de dentro desse vale foram avaliados através dos dados de quatro torres micrometeorológicas. Os resultados numéricos obtidos por Whitman e Doran (1993) auxiliaram a identificação do gradiente de pressão, transporte descendente de momentum e forçante térmica como principais mecanismos determinantes das direções do vento no interior do vale.

A campanha EXPANTAS – 2005 aconteceu entre os dias 20 de abril e 09 de junho de 2005, contemplando os dois primeiros meses da estação de outono. Analisando o comportamento atmosférico nos níveis de 1000, 925 e 850 mb, durante o período completo dessa campanha, Bitencourt e Acevedo (2005) identificaram 8

casos (tabela 4.1) com ventos de grande escala relativamente mais intensos e, para cada caso, os autores avaliaram as condições meteorológicas no domínio sinótico. Ressalta-se que não necessariamente os sistemas meteorológicos atuaram sobre a região de Nova Roma do Sul, pois primeiramente foram separados os períodos com velocidade do vento superior a 5 m s^{-1} e, posteriormente, avaliou-se qual sistema meteorológico provocou o aumento da magnitude do vento.

Tabela 4.1 – Casos selecionados para análise sinótica

Caso	Período	Caso	Período
1	00Z 25/Abril – 06Z 26/Abril	5	06Z 21/Maio – 06Z 22/Maio
2	06Z 03/Maio – 00Z 06/Maio	6	00Z 25/Maio – 18Z 25/Maio
3	18Z 07/Maio – 00Z 10/Maio	7	06Z 29/Maio – 06Z 30/Maio
4	12Z 12/Maio – 00Z 15/Maio	8	06Z 02/Junho – 18Z 05/Junho

Fonte: Bitencourt e Acevedo (2005)

A tabela 4.1 mostra os períodos da campanha EXPANTAS em que os ventos na região de Nova Roma do Sul tiveram influência de sistemas meteorológicos de escala sinótica. Entre os dias selecionados, a velocidade do vento no local das observações sofreu influência de sistemas meteorológicos no domínio sinótico da região de Nova Roma do Sul nos dias 13, 14, 29 e 30 de maio e nos dias 02, 03, 04 e 05 de junho, relativos aos casos 4, 7 e 8. Nesses três casos, Bitencourt e Acevedo (2005) identificaram a ocorrência de frontogênese entre o norte da Argentina e Uruguai, situação que favoreceu ventos predominantes do quadrante norte na região de Nova Roma do Sul, como verificado na maioria das vezes (85% dos casos) dos 12 dias selecionados (Bitencourt e Acevedo, 2006).

Bitencourt e Acevedo (2006) calcularam os campos médios e de anomalia da pressão ao nível médio do mar e da altura geopotencial nos níveis de 500 e 200 mb, exclusivamente para os 12 dias selecionados, e perceberam que há justificativas para a predominância do escoamento de grande escala do quadrante norte na região de Nova Roma do Sul. De acordo com a macro-análise feita por Bitencourt e Acevedo (2006), através dos campos de climatologia diária e especialmente dos campos de anomalia (figura 4.1), percebe-se que durante os dias selecionados não há situação sinótica provável de gerar uma condição de evento meteorológico extremo no interior do vale do rio da Prata e que, pelo menos para

esta época do ano, há indícios de que as condições de vento local e de fluxo observadas na superfície do rio são bastante normais.

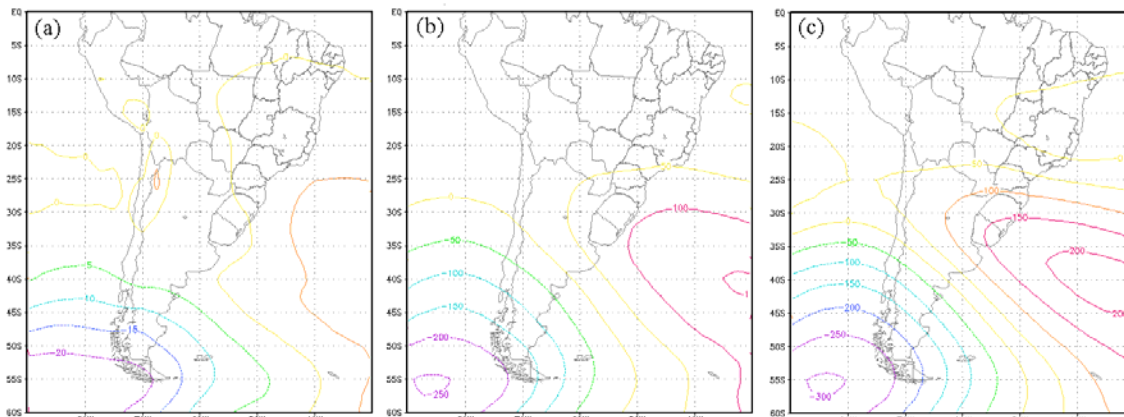


Figura 4.1 – Campo de anomalia da (a) pressão ao nível médio do mar, da (b) altura geopotencial em 500 mb e da (c) altura geopotencial em 200 mb. Fonte: Adaptado de Bitencourt e Acevedo (2006).

A partir de agora, também através do uso dos dados do NCEP/NCAR, será feita uma avaliação mais criteriosa das condições de tempo locais, as quais são provenientes da situação meteorológica de escala sinótica, para os 12 dias selecionados da campanha EXPANTAS – 2005. Os dados foram obtidos da reanálise do NCEP/NCAR, correspondente a um ponto próximo do local de observação, junto ao rio da Prata. Esses dados foram comparados com a climatologia diária em cada um dos dias selecionados. Os valores de anomalia de algumas variáveis são confrontados, dia a dia, com o desvio padrão médio, também calculado exclusivamente para os dias selecionados, a partir da mesma série histórica da climatologia diária do NCEP/NCAR. As variáveis avaliadas foram a velocidade do vento¹, a temperatura do ar¹, a umidade relativa do ar² e a umidade específica do ar² no nível atmosférico de 1000 mb, a velocidade vertical² (Omega) em 850 mb e a pressão atmosférica ao nível médio do mar¹. As reanálises do NCEP/NCAR são obtidas de dados meteorológicos de superfície em terra, navio, radiossonda, aeronaves, satélite e outros, controlando a qualidade desses dados e assimilando-os com o mesmo sistema de assimilação de dados desde 1957 (Kalnay et al., 1996). Esses dados, obtidos de <http://www.cdc.noaa.gov/>, são apresentados

¹ Análise baseada fortemente em dados observados

² Análise praticamente baseada em dados observados, mas significativamente influenciada por características do modelo

numa grade global com resolução espacial de $2,5^\circ \times 2,5^\circ$, sendo que a climatologia diária é construída para o período de 1968 – 1996 (EUA, 2007).

Percebe-se através da figura 4.2 que, apesar da ausência de evento meteorológico extremo no domínio sinótico de Nova Roma do Sul (Bitencourt e Acevedo, 2006), a temperatura média em todos os dias selecionados ficou acima dos valores climatológicos correspondentes. As anomalias positivas foram menos significativas nos dias 17 e 28 de maio, ficando abaixo de 1°C . Nos demais dias selecionados as anomalias positivas da temperatura do ar oscilaram entre $2,4^\circ\text{C}$, no dia 29 de maio, e $7,3^\circ\text{C}$, no dia 05 de junho. O cálculo do desvio padrão médio apresentou valores entre $3,1$ e $4,4^\circ\text{C}$, sendo que a anomalia positiva de temperatura do ar superou os valores de desvio padrão nos dias 13 e 14 de maio e no período de 02 a 06 de junho. O fato das anomalias de temperatura do ar terem sido positivas em todos os casos, inclusive superando o valor do desvio padrão médio em 8 dos 12 dias selecionados, é justificado pela situação de vento predominante do quadrante norte verificado por Bitencourt e Acevedo (2005). Os ventos de norte advectaram ar mais quente de latitudes mais baixas para a região de Nova Roma do Sul, proporcionando que a maioria dos dias selecionados apresentasse dias e noites mais quentes do que o normal para essa época do ano.

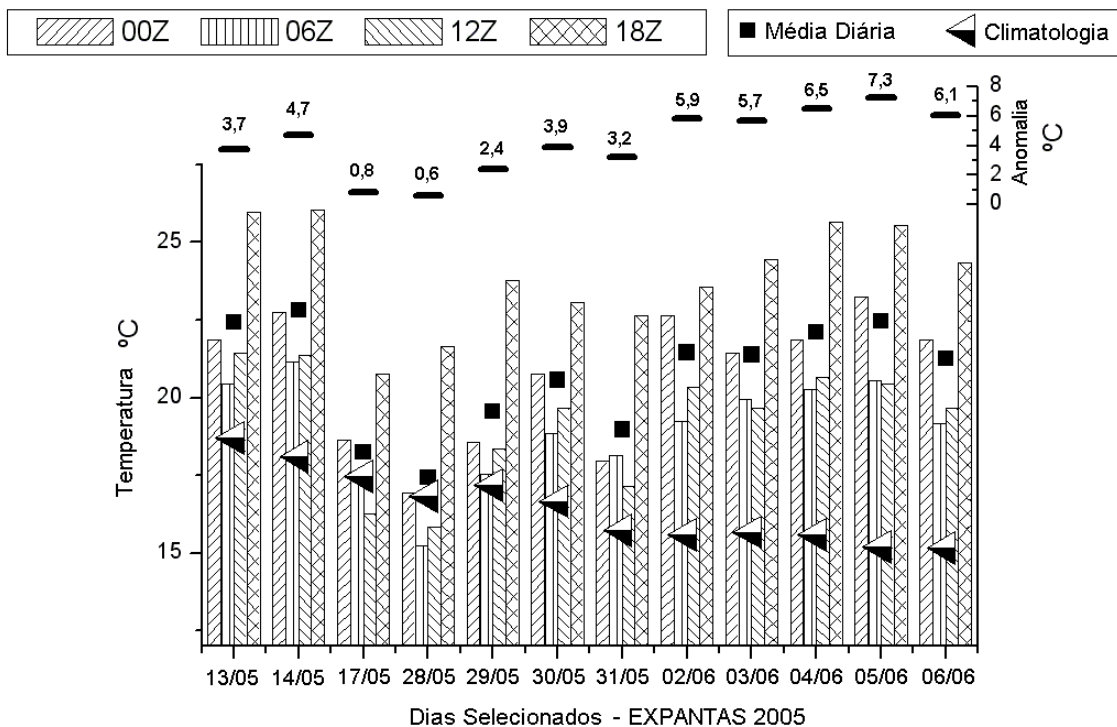


Figura 4.2 – Temperatura do ar em 1000 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico.

A umidade específica do ar no nível atmosférico de 1000 mb (figura 4.3) ficou próximo do normal ou com valores de anomalia dentro do limite de desvio padrão médio em boa parte dos dias selecionados. O período de 02 a 06 de junho, apresentou umidade específica maior em relação a climatologia diária, superando aproximadamente 1 g kg^{-1} o desvio padrão médio. Neste período também foram observados dias anormalmente mais quentes (conforme figura 4.2)

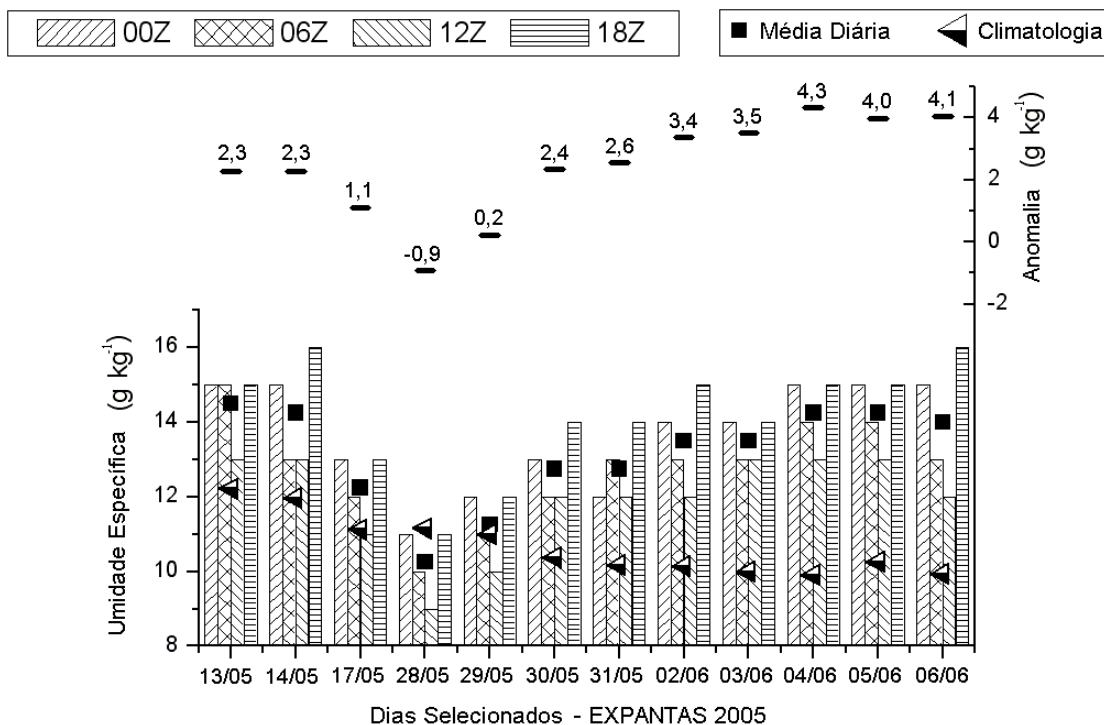


Figura 4.3 – Umidade específica do ar em 1000 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico

A avaliação local da pressão ao nível médio do mar (figura 4.4) mostrou que os valores ficaram próximo da normalidade na grande maioria dos dias selecionados, com anomalia superando (em menos de 1 mb) o valor de desvio padrão apenas no dia 31 de maio. Essa avaliação pontual evidentemente coincide com as conclusões obtidas da análise dos campos médios estudados por Bitencourt e Acevedo (2006). Nesse estudo, o diagnóstico espacial da média dos dias selecionados apresentou pouca anomalia da pressão ao nível médio do mar em toda a região Sul do Brasil (ver figura 4.1a). Sendo a pressão atmosférica ao nível médio do mar um diagnóstico padrão e bastante eficiente na identificação de sistemas meteorológicos de escala sinótica, percebe-se tanto através da análise mostrada por Bitencourt e Acevedo (2006) como através da avaliação pontual feita agora, que a condição atmosférica de grande escala não apresentou eventos meteorológicos extremos durante os dias selecionados.

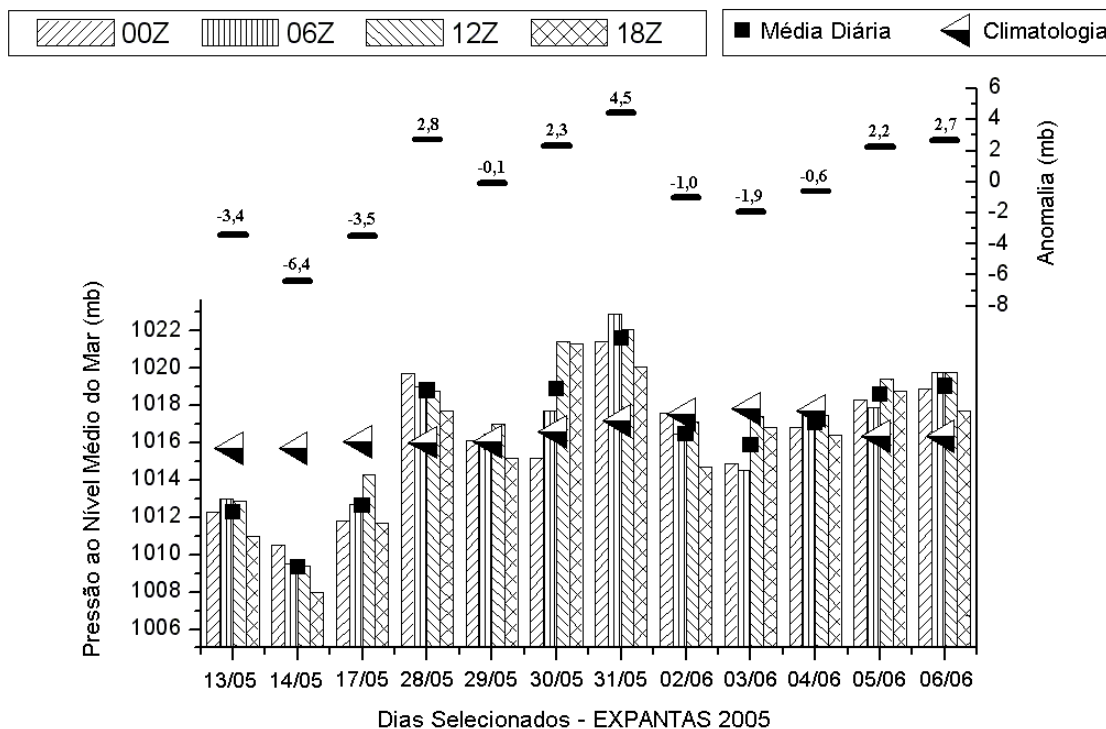


Figura 4.4 – Pressão ao nível médio do mar para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico.

A avaliação da velocidade vertical (Ω) é importante no contexto do presente estudo porque esse diagnóstico, embora sendo local, apresenta quantitativamente a subsidência ou ascendência do ar, forçadas pelos processos físicos de escala sinótica, sem a interferência dos efeitos localizados provocados pelo vale. Percebe-se que na grande maioria dos casos a velocidade vertical foi positiva (figura 4.5), caracterizando movimento vertical subsidente no nível de 850 mb. As exceções ocorreram em apenas um horário sinótico dos dias 13 e 14 de maio e dos dias 03, 04 e 06 de junho. O dia 30 de maio foi o mais diferente de todos, pois apresentou movimento vertical de grande escala ascendente em três dos quatro horários sinóticos. O cálculo das anomalias mostrou valores não superiores a $|2 \times 10^{-1} \text{ Pa s}^{-1}|$. Essa avaliação indica que na maioria das vezes a condição atmosférica de escala sinótica foi de estabilidade sobre a região de Nova Roma do Sul.

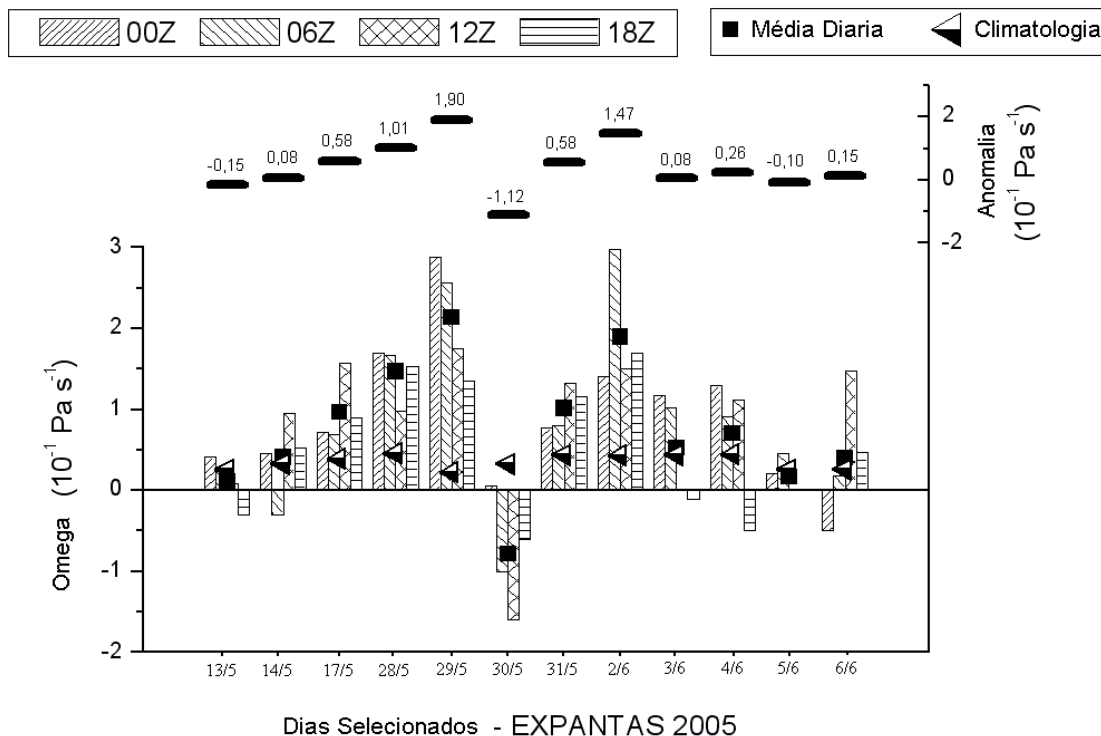


Figura 4.5 – Velocidade vertical (Omega) do vento em 850 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico.

A velocidade do vento horizontal obtida dos dados do NCEP/NCAR e interpolada para a região de Nova Roma do Sul também é uma variável importante. Quando a intensidade do escoamento de grande escala aumenta localmente, provavelmente esteja atuando algum sistema meteorológico no domínio da escala sinótica. Um bom exemplo disso é o aumento da intensidade do vento local em Nova Roma do Sul devido à presença de frontogênese no norte da Argentina e Uruguai, conforme foi verificado por Bitencourt e Acevedo (2005) em três casos dos dias selecionados. A figura 4.6 mostra que a média da velocidade horizontal do vento em 1000 mb para os quatro horários sinóticos ficou acima da climatologia diária em todos os 12 dias selecionados. Portanto, a anomalia da intensidade do vento foi sempre positiva e oscilou de 1,6 a 8,7 m s^{-1} . Os dias que apresentaram menor intensidade, ficando mais próximos da climatologia, são aqueles não incluídos na tabela 4.1, para os quais Bitencourt e Acevedo (2005) não identificaram presença de sistema meteorológico de escala sinótica significativo no domínio em torno da região Sul do Brasil.

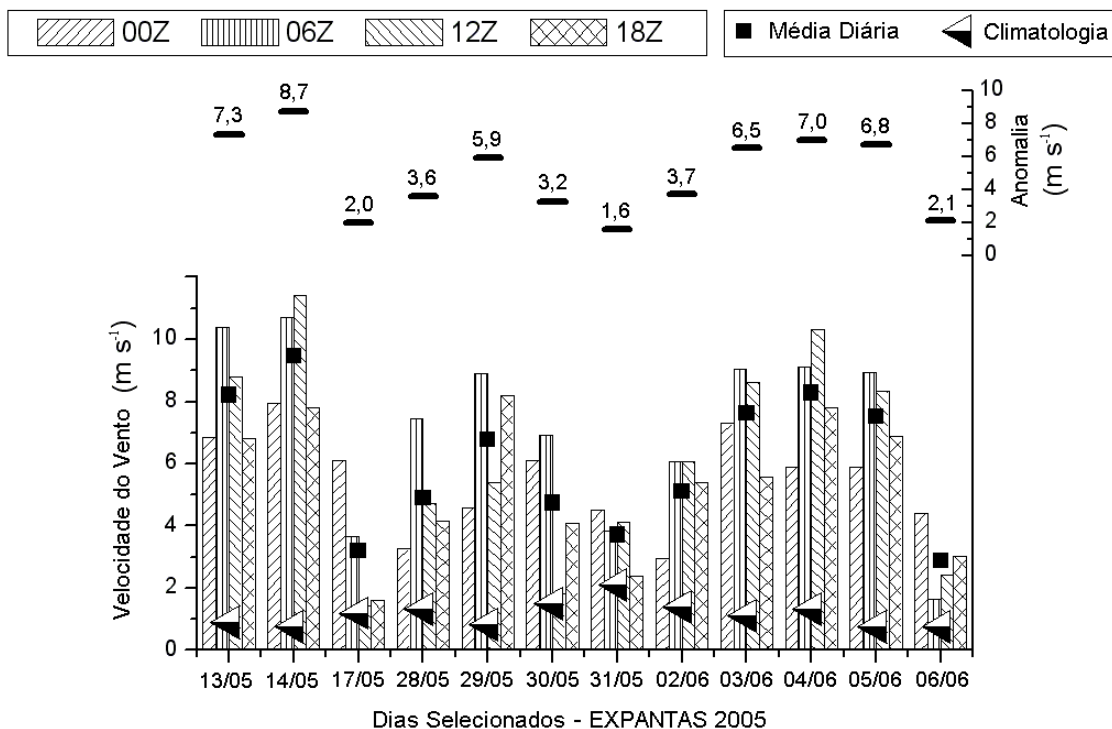


Figura 4.6 – Velocidade horizontal do vento em 1000 mb para os dias selecionados. As barras mostram os valores analisados nos quatro horários sinóticos. Os valores de anomalia são apresentados na parte superior do gráfico.

Analisando separadamente a componente zonal do vento (figura 4.7), percebe-se que o escoamento de grande escala no sentido de leste para oeste ocorreu em 5 dos 12 dias selecionados. A variabilidade do vento é bastante grande e, por causa disso, seria difícil os valores escalares de cada componente do vento serem próximos dos valores de climatologia. Entretanto, chama a atenção o fato do vento zonal ter apresentado um sinal inverso no sétimo e oitavo dia selecionado (dias 31 de maio e 02 de junho). Mas o mais importante nessa análise é que, para qualquer sinal da componente zonal do vento, sua magnitude foi baixa, não superior a 2 m s^{-1} , na maioria dos dias selecionados. A exceção foi o dia 31 de maio, que inclusive foi o mais diferente da climatologia. Nesse dia em particular, o vento médio soprou exclusivamente de leste (a componente meridional foi nula, conforme figura 4.8) com uma velocidade de aproximadamente 3 m s^{-1} , fato interessante para a avaliação do escoamento canalizado no interior do vale, estudo que será detalhado no item 4.2.

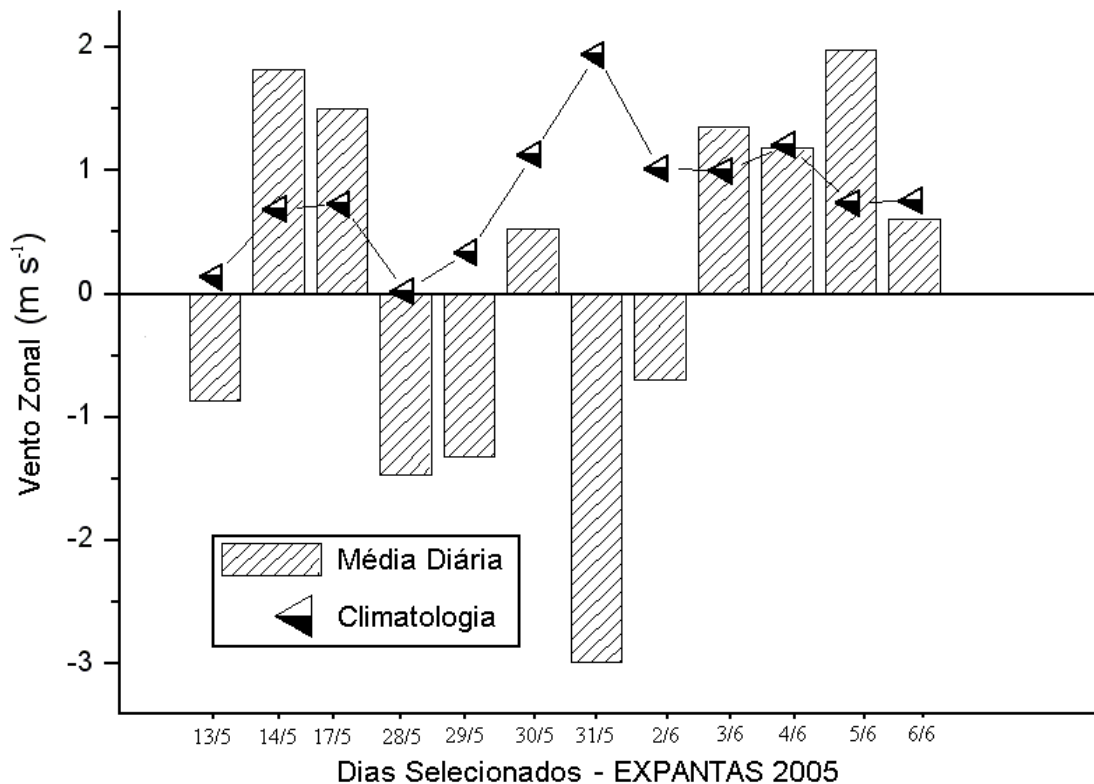


Figura 4.7 – Magnitude da componente zonal do vento em 1000 mb para os dias selecionados.

A componente meridional do vento (figura 4.8) apresentou valores negativos (escoamento de norte) em praticamente todos os dias selecionados, conforme já constatado por Bitencourt e Acevedo (2005). O gráfico também mostra, que embora os valores não sejam muito próximos, a média diária da componente meridional do vento apresentou o mesmo sinal dos dados climatológicos de praticamente todos os dias, ou seja, normalmente o vento sopra de norte nessa região durante essa época do ano. Além da predominância do vento do quadrante norte, é também significativo a maior intensidade do escoamento de grande escala nessa direção, com valores entre 6 e $9 m s^{-1}$ na maioria dos dias selecionados. Essa situação favorece que os ventos de escala sinótica sejam canalizados, através do trecho 1 (ver figura 2.3a) do vale do rio da Prata, proporcionando escoamento local vale abaixo como, de fato, foi verificado na maioria das vezes (Bitencourt e Acevedo, 2006).

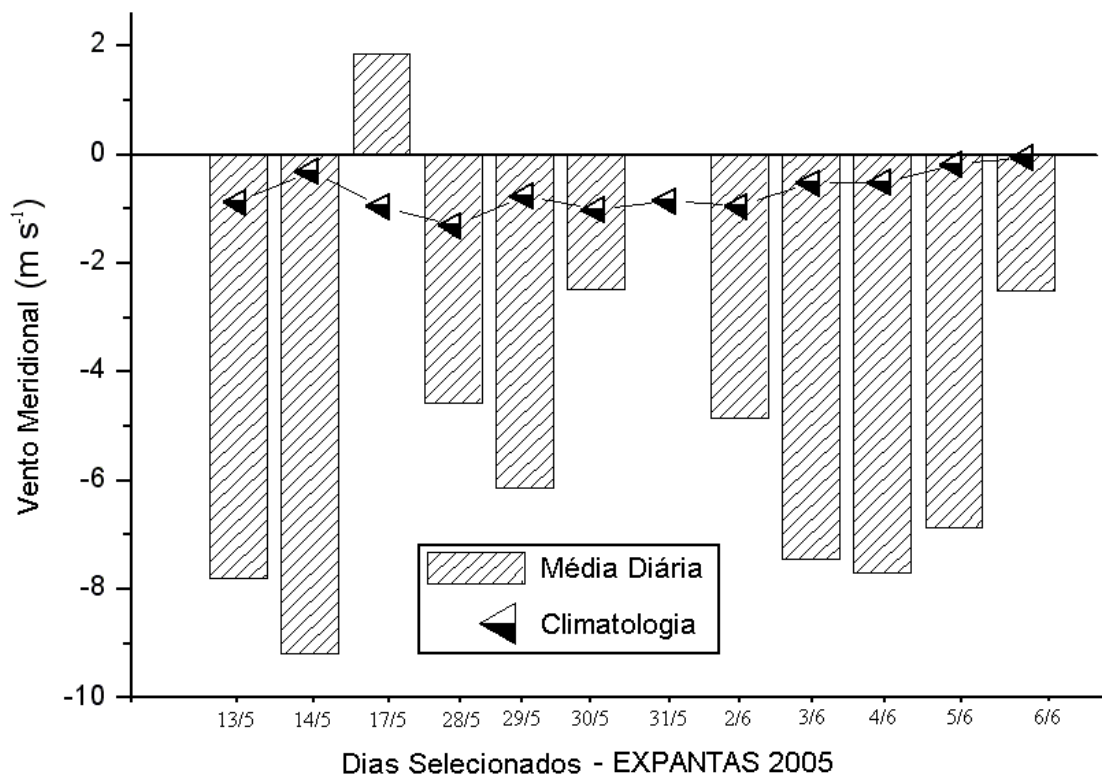


Figura 4.8 – Magnitude da componente meridional do vento em 1000 mb para os dias selecionados.

4.1.2 – Avaliação dos parâmetros atmosféricos locais

A análise das condições atmosféricas no interior do vale do rio da Prata foi realizada a partir dos dados meteorológicos medidos na torre instalada na margem sul do rio da Prata (ver figura 2.3b), onde um “braço” localizou os sensores acima da superfície da água. Os dados avaliados são os de rápida resposta, ou seja, com registros a cada 15 segundos, das variáveis direção ($^{\circ}$) e velocidade (m s^{-1}) do vento, temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) e umidade relativa do ar (%) na altura de 6 metros, temperatura do rio ($^{\circ}\text{C}$), radiação solar incidente de onda curta (W m^{-2}), saldo de radiação (W m^{-2}) e pressão atmosférica (mb). A umidade específica do ar (g kg^{-1}) foi obtida a partir das observações de temperatura e umidade relativa do ar. A altura dos sensores é referente ao nível do rio da Prata em condições atmosféricas normais, sem evento extremo de precipitação. Precipitações intensas sobre a região de Nova Roma do Sul costumam elevar muitos metros o nível do rio da Prata em poucas horas.

Como já mencionado antes, dos quase dois meses de duração da campanha EXPANTAS – 2005, apenas 12 dias foram selecionados para avaliação

dos parâmetros atmosféricos medidos na torre micrometeorológica situada no rio da Prata. Dentre esses dias existem algumas falhas ocasionadas por problemas operacionais. A relação dessas falhas é apresentada na tabela 4.2.

Tabela 4.2 – Relação de falhas na série de dados dos dias selecionados

DIA	PERÍODO	VARIÁVEL
13/05	00:00h – 23:59h	direção do vento
	00:00h – 10:18h	saldo de radiação
14/05	00:00h – 23:59h	direção do vento
	09:20h – 09:52h	todas as variáveis
	11:20h – 11:52h	todas as variáveis
	12:19h – 12:52h	todas as variáveis
	13:19h – 13:52h	todas as variáveis
	19:18h – 19:51h	todas as variáveis
	20:18h – 20:51h	todas as variáveis
	21:18h – 21:50h	todas as variáveis
	23:17h – 23:50h	todas as variáveis
23:57h – 23:59h	todas as variáveis	
17/05	00:00h – 23:59h	direção do vento
28/05	10:59h – 11:09h	radiação incidente; saldo de radiação
02/06	15:48h – 16:00h	todas as variáveis
06/06	14:30h – 23:59h	todas as variáveis

A temperatura do rio passou a ser medida somente a partir das 12 horas e 35 minutos do dia 30 de maio, apresentando falha na série de dados no período das 15 horas e 48 minutos até as 16 horas do dia 02 de junho e no período das 14 horas e 30 minutos até as 23 horas e 59 minutos do dia 06 de junho.

No capítulo 5, a determinação dos parâmetros atmosféricos no modelo LES tomou como base os valores médios, para os 12 dias selecionados, dos dados micrometeorológicos de dentro do vale. Apesar disso, é importante a avaliação dia a dia do comportamento atmosférico local, o que será feito através dos gráficos que seguem.

É muito importante a avaliação da radiação solar incidente devido a sua influência direta ou indireta sobre todas as demais variáveis (Acevedo et al., 2002), inclusive sobre os fluxos. A radiação incidente no horário das 12 horas é um dos parâmetros de entrada do modelo numérico utilizado nesse estudo. De acordo com os gráficos mostrados nas figuras 4.9 e 4.10, percebe-se que em 9 dos 12 dias selecionados o pico de radiação incidente (por volta das 12 horas) apresentou valores entre 700 e 750 W m⁻². O dia 17 de maio, que apesar de também ter atingido valor máximo entre 700 e 750 W m⁻², a curva da radiação incidente ao longo

do dia não apresentou-se de forma contínua, com características de céu claro ou com poucas nuvens. Os dias 31 de maio e 04 de junho também foram pouco semelhantes aos demais, apresentando a curva de radiação incidente sem padrão característico de dias ensolarados. Os valores de radiação incidente nesses dias chegaram a atingir entre 400 e 450 $W m^{-2}$ durante alguns poucos momentos do dia 31 de maio e em torno de 600 $W m^{-2}$ no dia 04 de junho. Nos 9 dias em que a curva de radiação incidente obedeceu um padrão característico de céu claro ou com poucas nuvens, o saldo de radiação teve pico máximo entre 400 e 450 $W m^{-2}$. Nos dias 17 e 31 de maio e no dia 04 de junho, quando a radiação incidente foi menor, o saldo de radiação também apresentou menores valores. Apesar de não ter sido constatado um padrão único de comportamento da radiação, todos os 12 dias selecionados apresentaram valores máximos de radiação incidente e de saldo de radiação por volta das 12 horas. Uma característica também importante de ser ressaltada é o aumento brusco da radiação incidente que ocorre no início da manhã de praticamente todos os dias selecionados, porém mais perceptível nos dias 13, 29 e 30 de maio e nos dias 02 e 03 de junho. Nos dias 14 e 28 de maio é possível que esse aumento brusco também tenha ocorrido, no entanto a constatação dessa situação nos gráficos ficou dificultada devido à ausência de dados. Esse aumento brusco da radiação incidente corresponde à dissipação da camada de nevoeiro, que normalmente se forma no fundo do vale do rio da Prata. As medidas micrometeorológicas realizadas no fundo desse vale proporcionaram um padrão de radiação incidente pouco usual em função da formação do nevoeiro, fazendo com que as evoluções nos dias de céu claro não tenham sido senoidais perfeitas, sendo esta característica, juntamente com as observações visuais realizadas durante a campanha EXPANTAS – 2005, a melhor evidência que se tem sobre a persistência do nevoeiro no fundo do vale. No dia 02 de junho e, apesar de não muito claro, também no dia 03 de junho ocorrem um decréscimo brusco da radiação incidente no final da tarde, possivelmente provocado pela formação de nevoeiro no fundo do vale. Da mesma forma que no início do dia, quando o nevoeiro se dissipa rapidamente, no final da tarde pode ocorrer formação rápida da camada de nevoeiro, embora isso seja mais comum de ocorrer depois do pôr do sol.

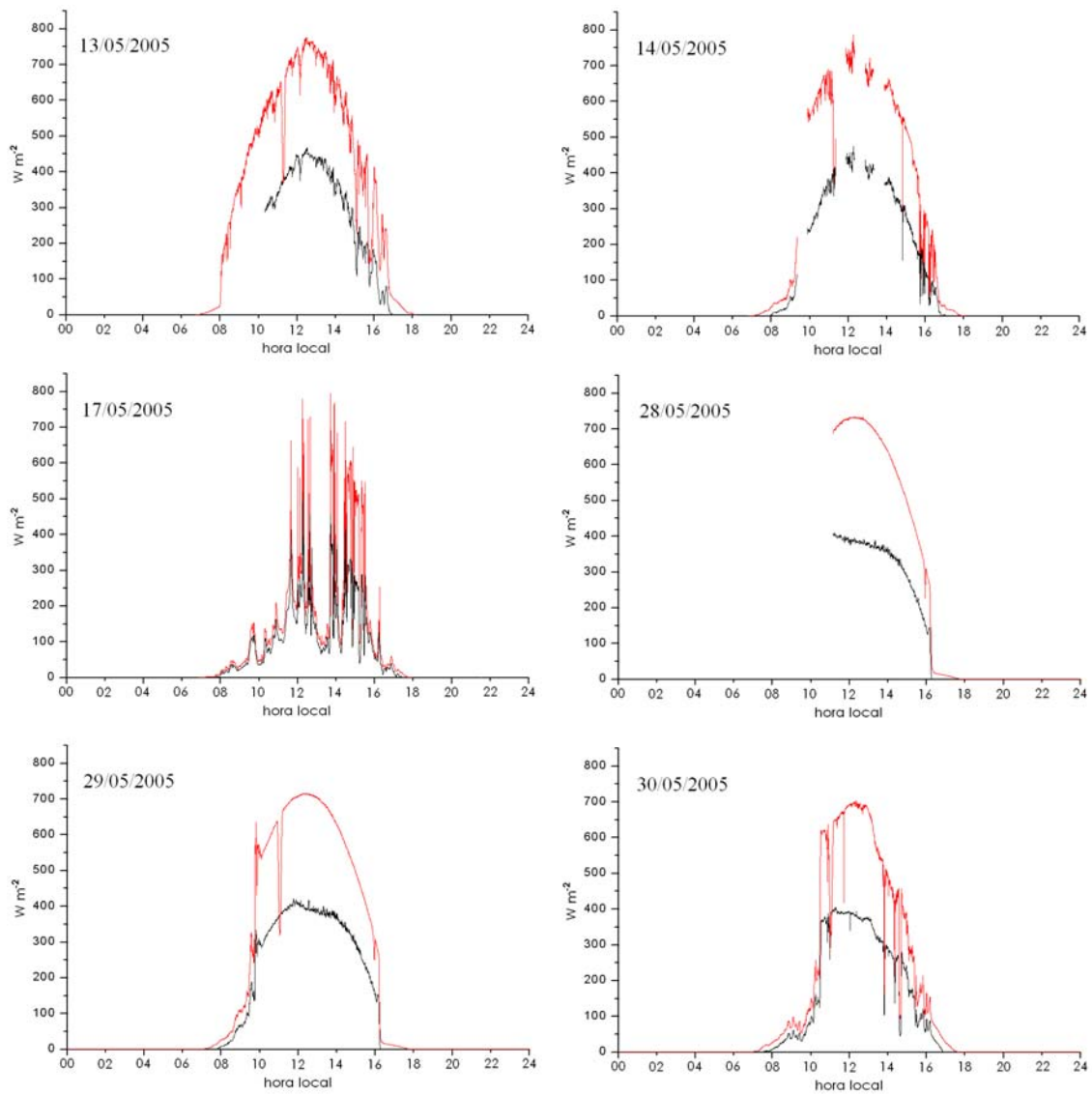


Figura 4.9 – Radiação solar incidente (linha vermelha) e saldo de radiação (linha preta) dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005.

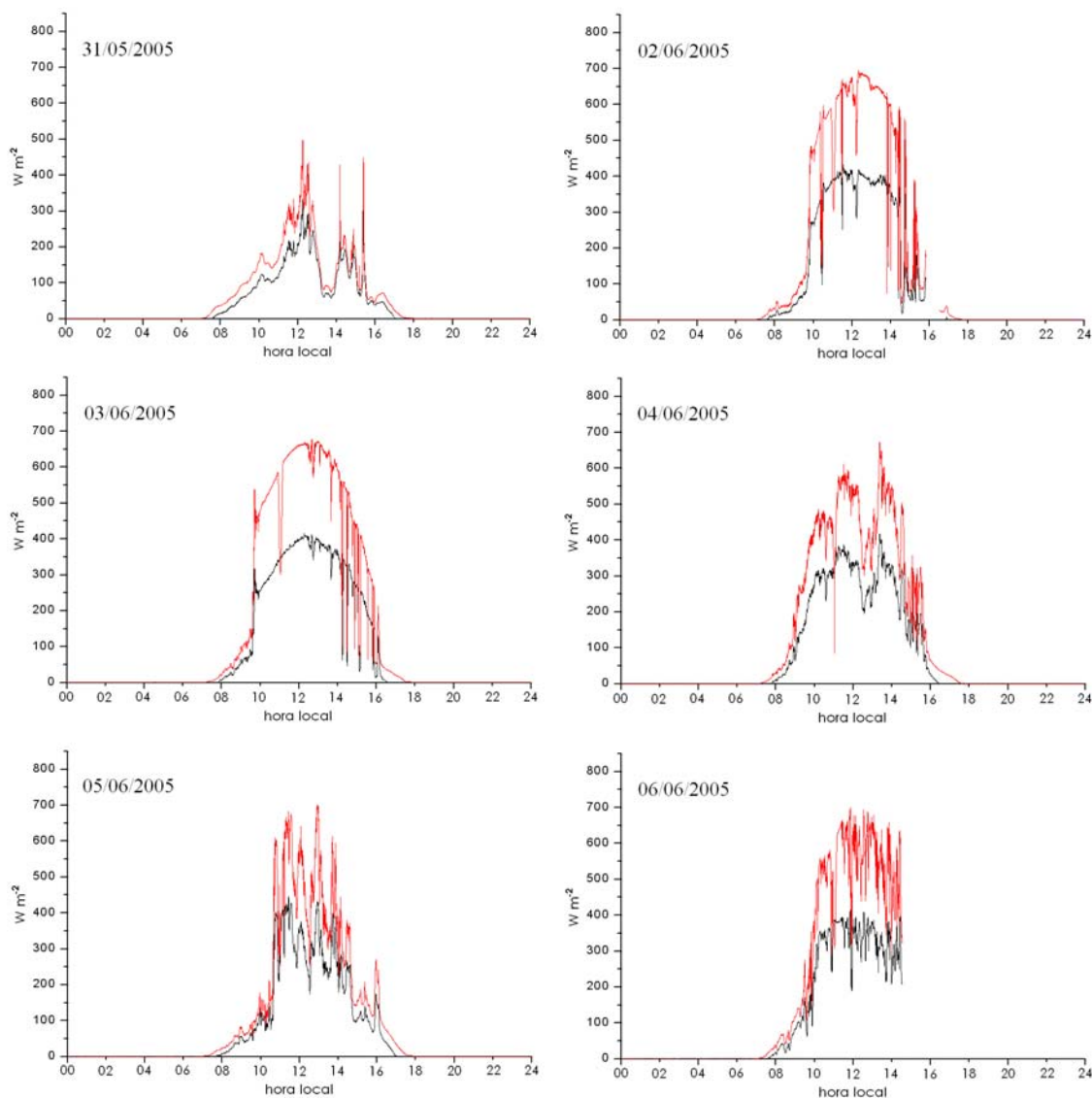


Figura 4.10 – Radiação solar incidente (linha vermelha) e saldo de radiação (linha preta) dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005.

Percebe-se através das figuras 4.11 e 4.12 que, de uma maneira geral, a temperatura do ar no fundo do vale do rio da Prata obedece um comportamento cíclico durante as 24 horas do dia, respondendo principalmente ao efeito da radiação solar incidente. Os valores mínimos ocorrem um pouco antes do sol nascer, entre 6 e 8 horas, e os valores máximos ocorrem à tarde, por volta das 14 horas. Nota-se que depois do momento da temperatura mínima, a elevação dos valores acontece com pouca significância durante um período de 1 a 3 horas e, logo após esse período, os valores de temperatura sobem muito rapidamente. Essa situação pode estar ligada a formação de nevoeiro no fundo do vale, que em alguns dias ocorre com mais intensidade e com maior duração e em outros apresenta-se mais fraco e

menos duradouro (Acevedo et al., 2007). A formação desse fenômeno e suas implicações serão abordadas ainda nesse subitem.

A temperatura do rio, que passou a ser observada a partir do dia 30 de maio, apresentou pouca variabilidade no decorrer das 24 horas em todos os dias em que houve medidas. O dia 03 de junho foi o que teve a maior variação, com 1,02 °C de diferença entre os valores mínimo e máximo. Em geral, mas principalmente nos dias 03, 04, 05 e 06 de junho, a temperatura do rio ficou muito próxima da temperatura média diária do ar. De maneira geral, a temperatura da água é maior que a do ar durante a noite, e menor durante o dia. Essa situação ocasiona fluxos turbulentos negativos (do ar para a água) durante o dia e positivos (da água para o ar) à noite (Acevedo et al., 2007).

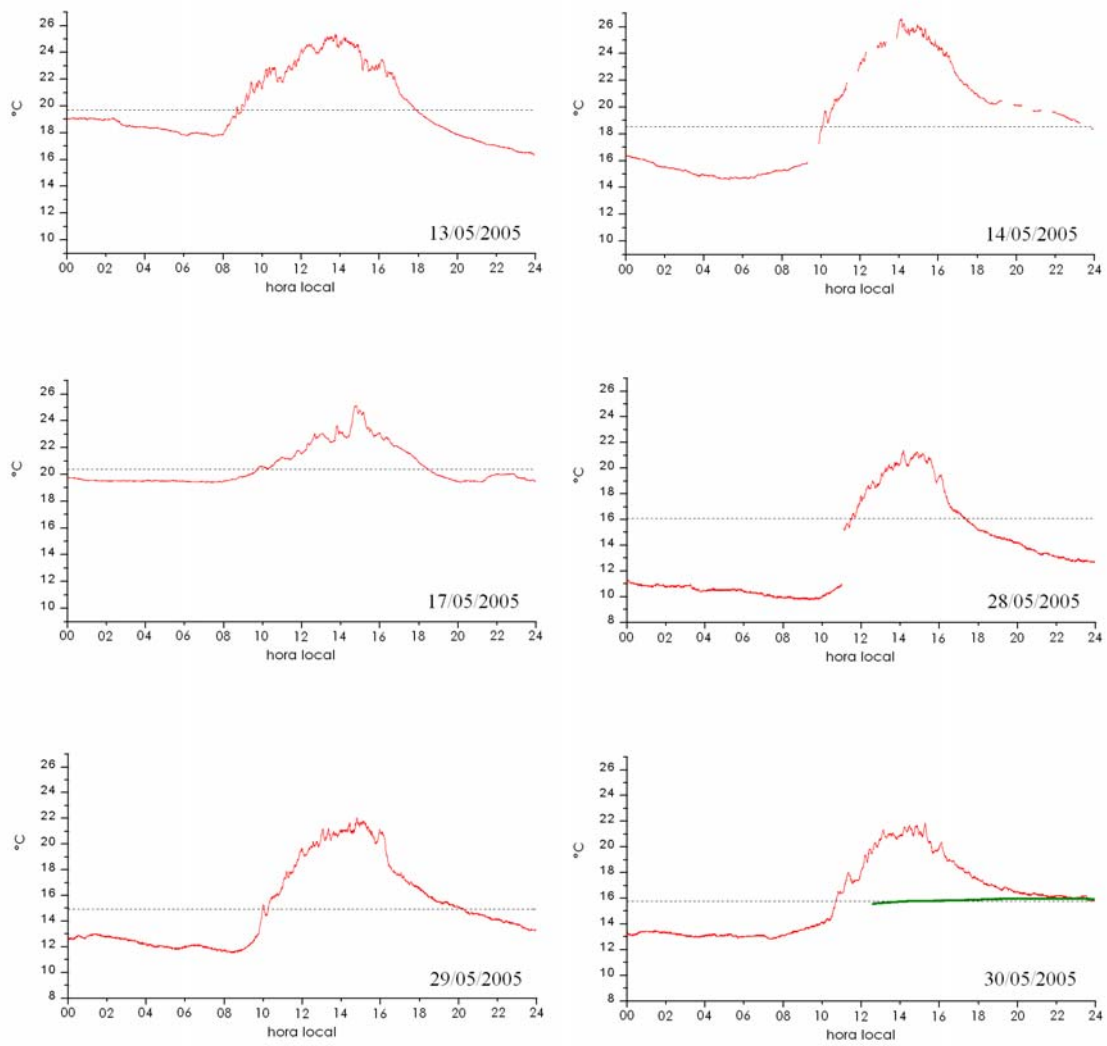


Figura 4.11 – Temperatura do ar em 6 metros (linha vermelha) e temperatura da superfície do rio (linha verde – somente no último gráfico) dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005. A linha tracejada representa a média diária da temperatura do ar.

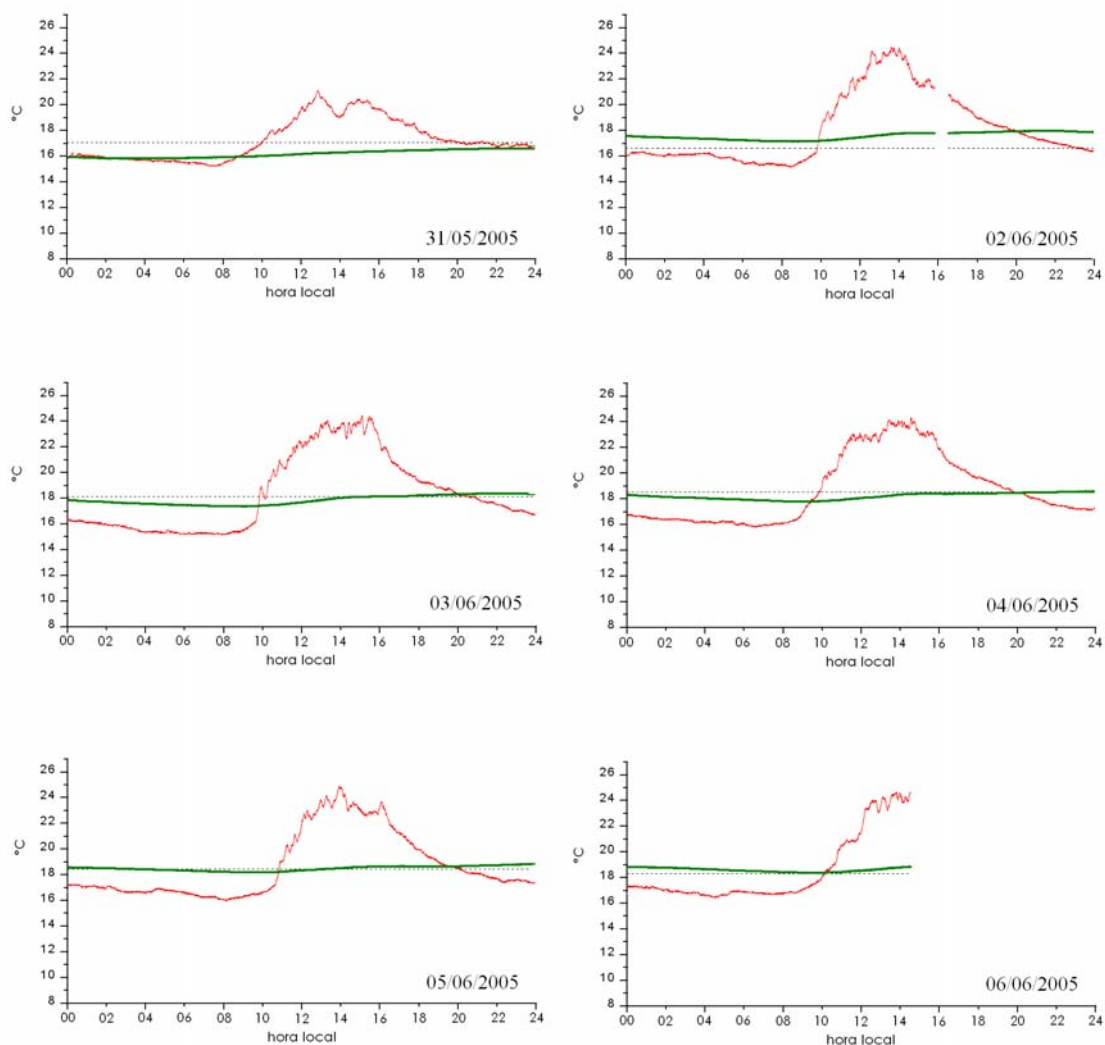


Figura 4.12 – Temperatura do ar em 6 metros (linha vermelha) e temperatura da superfície do rio (linha verde) dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005. A linha tracejada representa a média diária da temperatura do ar.

A umidade relativa do ar apresentou pouca variação durante os horários noturnos, com valores em torno de 95 % na grande maioria dos dias selecionados (figuras 4.13 e 4.14). No decorrer do dia com a incidência da radiação solar e conseqüente aumento da temperatura do ar, os valores de umidade relativa do ar diminuem gradativamente, alcançando um mínimo em horário muito próximo do momento da temperatura máxima do ar. O dia 02 de junho apresentou os picos mais baixos de umidade relativa do ar, com valores inferiores a 70 %, entre as 12 e 13 horas.

Evidentemente que, da mesma forma que a temperatura do ar e a umidade relativa do ar apresentaram comportamento cíclico durante as 24 horas do

dia, a umidade específica também teve padrões semelhantes em praticamente todos os dias selecionados. No entanto, apesar das curvas de umidade específica terem sido semelhantes, os valores absolutos foram diferentes em alguns dias, sendo 28, 29 e 30 de maio as datas que apresentaram as noites e dias relativamente mais secos, coincidindo, principalmente nos dias 28 e 29 com os dados pontuais da avaliação sinótica da umidade específica. Isso indica que a concentração de umidade junto ao rio, assim como o comportamento da temperatura do ar no fundo do vale, são função da condição meteorológica de escala sinótica, através da atuação de massas de ar secas ou úmidas e quentes ou frias, respectivamente.

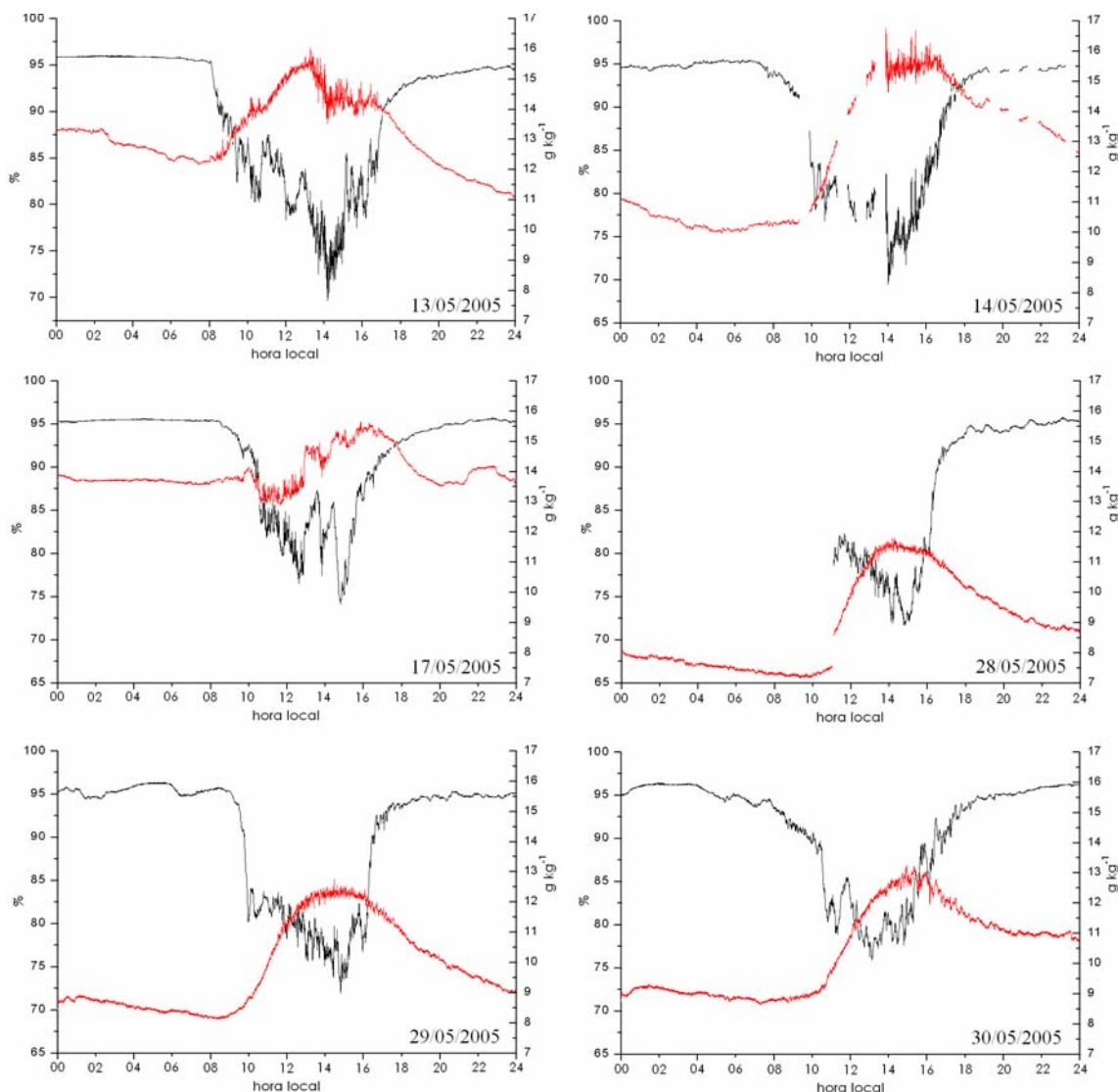


Figura 4.13 – Umidade específica do ar (linha vermelha) e umidade relativa do ar (linha preta) em 6 metros dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005.

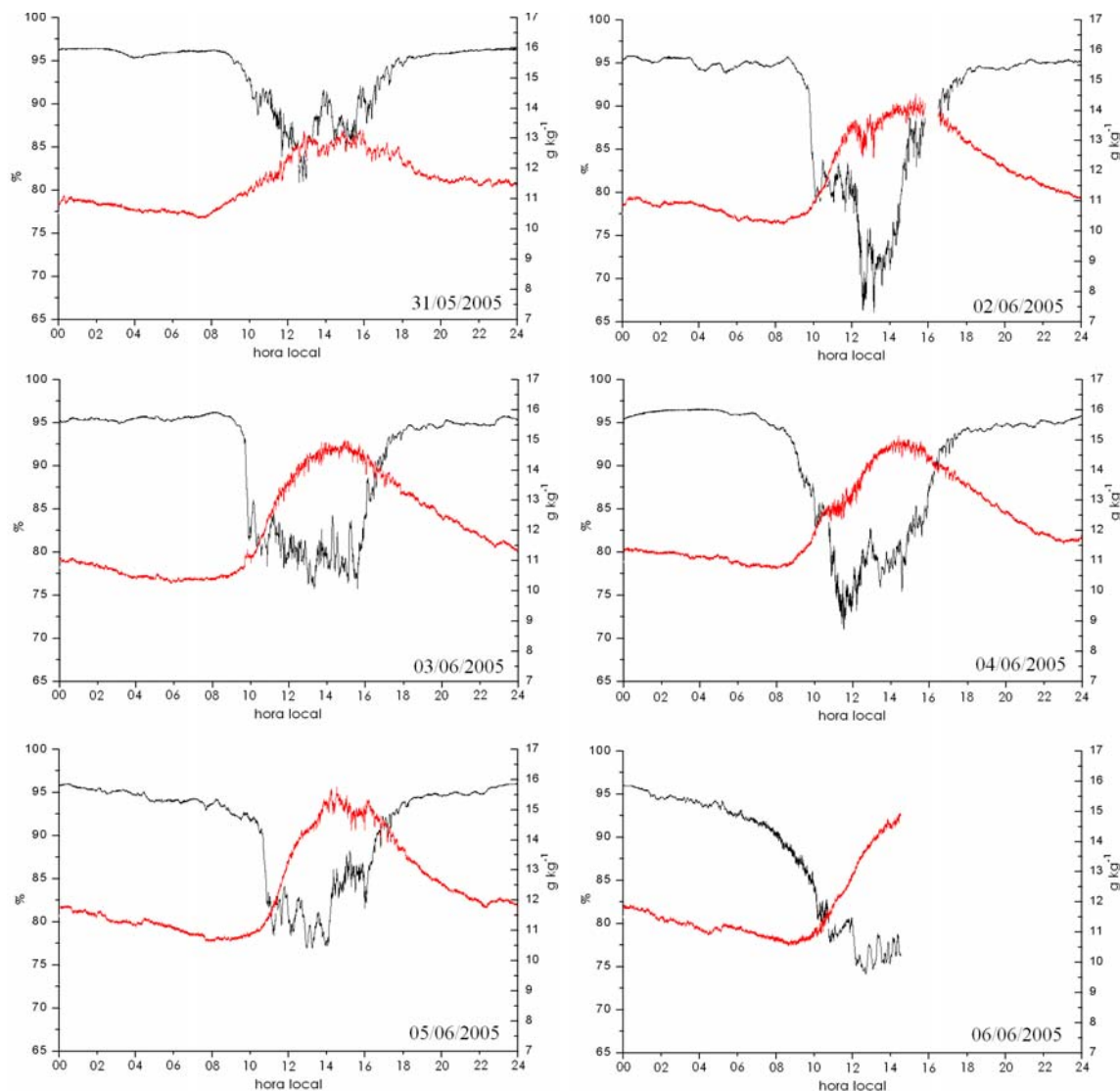


Figura 4.14 – Umidade específica do ar (linha vermelha) e umidade relativa do ar (linha preta) em 6 metros dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005.

Por último, apresenta-se através dos gráficos das figuras 4.15 e 4.16 a avaliação da pressão atmosférica e da direção e velocidade do vento. Conforme mostrado na tabela 4.2, a direção do vento não é plotada nos dias 13, 14 e 17 de maio. A pressão atmosférica obedece a chamada maré barométrica em todos os dias selecionados. A maré barométrica é a variação da pressão atmosférica que ocorre em ciclos diários, com dois momentos de alta e dois momentos de baixa. A média diária da pressão atmosférica (valores não mostrados nas figuras) indica que os dias com pressão mais baixa foram os dias 13, 14 e 17 de maio, com valores variando de 990 a 993 mb. Nos demais dias selecionados a pressão média diária variou entre 995 e 1000 mb, sem indicativo de passagem de sistemas de alta ou de

baixa pressão pela região de Nova Roma do Sul, conforme já constatado por Bitencourt e Acevedo (2006) e através dos gráficos da avaliação sinótica apresentado no item anterior desse capítulo. A velocidade do vento raramente ultrapassou 2 m s^{-1} , valor este que foi superado em praticamente todos os horários sinóticos na avaliação do escoamento de grande escala feito através da figura 4.6. Essa situação, do vento acima do vale, proveniente do escoamento de grande escala, ser significativamente mais intenso do que o vento no interior do vale mostra que as encostas do vale servem como barreiras, diminuindo muito a velocidade horizontal do vento. Entretanto, a forçante sinótica não está completamente desconectada do escoamento no interior do vale (Bitencourt e Acevedo, 2006), de acordo com resultados constatados para outras regiões de vale/montanha (Segal et al., 1983; Banta, 1984; Whiteman e Doran, 1993 e Weigel e Rotach, 2004). A contribuição do escoamento sinótico como forçante para a circulação local do vale do rio da Prata é tratada com maiores detalhes no próximo item desse capítulo.

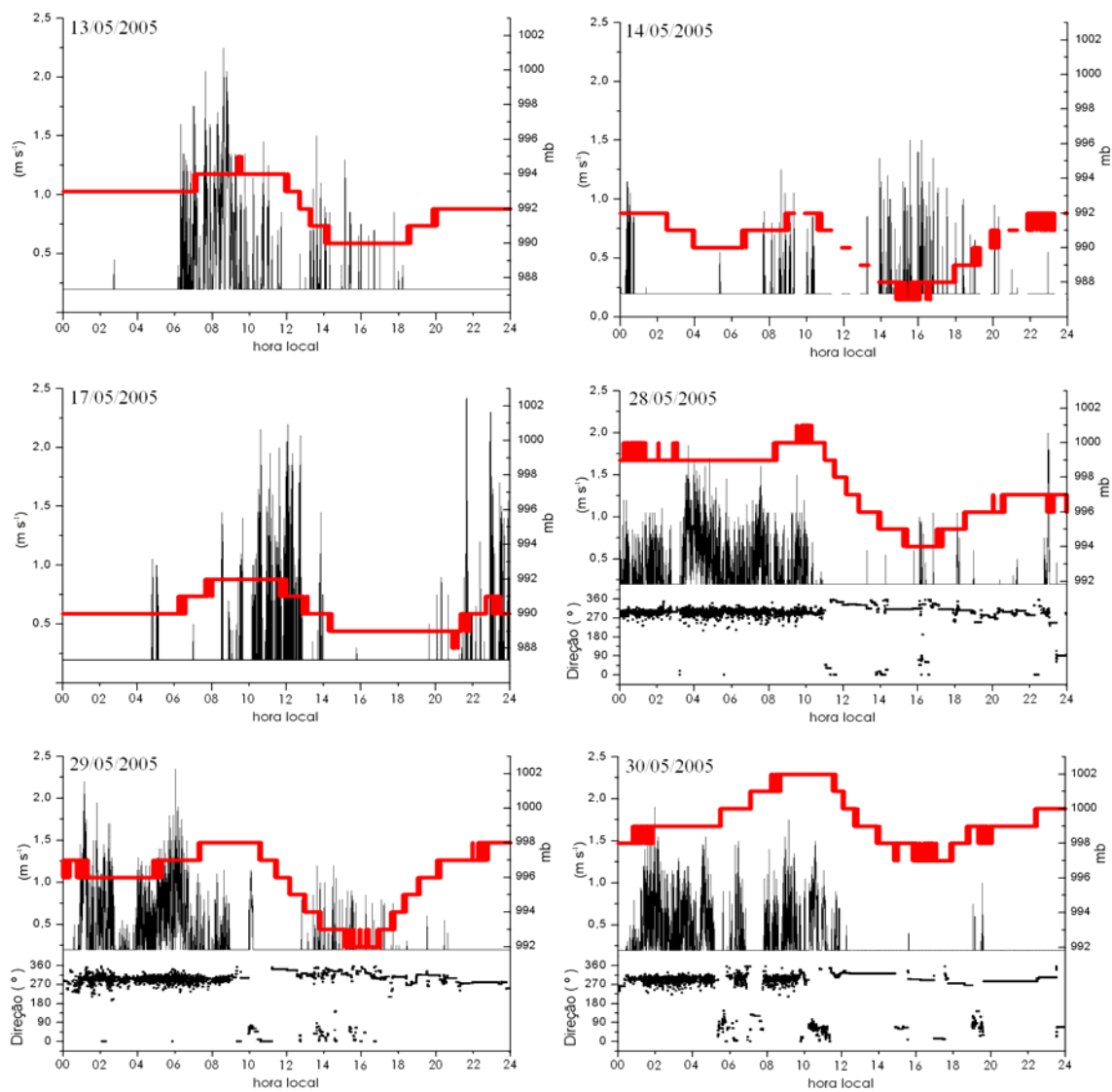


Figura 4.15 – Pressão atmosférica (linha vermelha) e velocidade (barras verticais) e direção (pontos na base do gráfico) do vento dos dias 13, 14, 17, 28, 29 e 30 de maio de 2005.

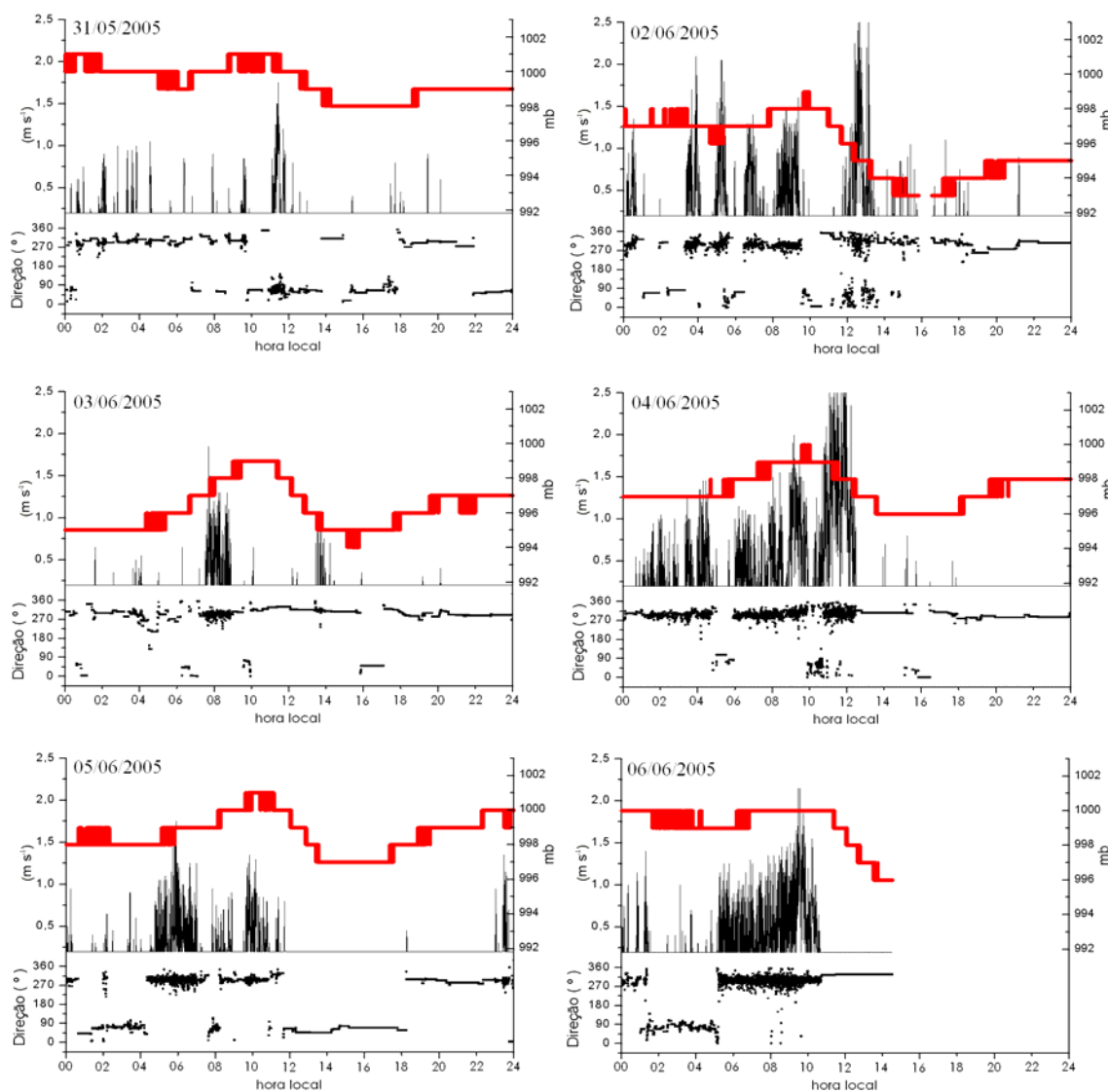


Figura 4.16 – Pressão atmosférica (linha vermelha) e velocidade (barras verticais) e direção (pontos na base do gráfico) do vento dos dias 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005.

As circulações típicas de vale/montanha causam alguns efeitos específicos na atmosfera próxima às regiões de terreno complexo. É o caso da nebulosidade convectiva, associada à circulação encosta acima durante o dia. A velocidade ascendente provocada pela circulação de vale/montanha e freqüentemente somada aos distúrbios atmosféricos de escala sinótica, produz um mecanismo de disparo para formação de nuvens e chuvas de curta duração à tarde. Alguns estudos científicos dedicaram-se à esse tema usando modelagem numérica (Orville, 1965) ou a climatologia local dos ventos (Toth e Johnson, 1985). Mas um fenômeno que é particularmente importante para a região montanhosa de Nova Roma do Sul, especialmente para a época do ano que foi realizado a campanha

EXPANTAS – 2005, é o nevoeiro de radiação. Durante a noite, quando o céu está claro e o escoamento sinótico é fraco, o fundo de um vale, como o existente na região de Nova Roma do Sul, é caracterizado pelo acúmulo de ar relativamente mais frio, estável e estagnado. Segundo Ray (1986), apesar de existir turbulência dentro do escoamento entre as encostas, esta instabilidade muitas vezes é substancialmente reduzida ou até eliminada com a convergência do escoamento em baixos níveis. Por causa disso, a mistura vertical provocada pela turbulência durante a noite no fundo do vale é quase nula assim que o ar frio acumula-se próximo da superfície. A formação do nevoeiro no solo pode ser explicada pelo resfriamento radiativo da superfície associado às trocas de calor em baixos níveis. De acordo com Pilié et al. (1975), que realizou medidas de variáveis micrometeorológicas associadas com a formação de nevoeiros, a evaporação do orvalho depois do nascer do sol mantém a saturação em toda a camada do nevoeiro, mantendo-o persistente. De acordo com Acevedo e Fitzjarrald (2001), o saldo de umidade junto a superfície é determinante para o tempo de duração do nevoeiro. Para o caso do vale do rio da Prata, além da contribuição da evaporação do orvalho na vegetação das encostas, há evidentemente a contribuição da evaporação da água do rio. As formações de nevoeiro que ocorreram durante a campanha EXPANTAS – 2005 tiveram como principais características a freqüência quase diária do fenômeno e a longa duração do mesmo, muitas vezes dissipando somente no final da manhã. Segundo Fitzjarrald e Lala (1989), que estudaram 14 casos de nevoeiros de radiação no vale do rio Hudson, em Nova York, os nevoeiros que persistem por mais de aproximadamente 30 minutos, freqüentemente apresentam espessura maior que 50 metros. As medidas feitas pela torre micrometeorológica de controle, localizada a centenas de metros acima do rio da Prata, indicam a existência de nevoeiro na parte superior do vale em várias noites (Acevedo et al., 2007). Além disso, estimativas realizadas a partir de observações puramente visuais na região de Nova Roma do Sul apontam para a ocorrência de nevoeiros durante a manhã com persistência e espessura semelhantes as encontradas por Fitzjarrald e Lala (1989).

A dissipação do fenômeno (figura 4.17) ocorre quando a taxa de evaporação não é suficiente para manter a saturação. Acevedo et al. (2007) sugeriram que a dissipação do nevoeiro na região de Nova Roma do Sul, incluindo o vale do rio da Prata, ocorre de forma heterogênea ao longo do vale. Como a direção das encostas do vale do rio da Prata é muito variável devido às acentuadas curvas

ao longo do curso do rio, a radiação solar incide com maior intensidade pela manhã nas encostas do lado oeste, nos trechos em que o vale possui a direção norte/sul (ver figura 4.18a). O aquecimento diferencial ao longo do vale proporcionaria a dissipação do nevoeiro de forma mais rápida nos trechos com direção norte/sul, favorecendo um aquecimento mais rápido e o desenvolvimento de uma CLC nesses locais. Segundo Acevedo et al. (2007), essa situação favorece que o ar se aqueça acima da inversão térmica em consequência do fluxo de calor sensível e da estratificação descendente e também favorece que o ar fique mais seco (ver figura 4.18b) em consequência da estratificação do ar que inicialmente estava localizado acima da inversão térmica. Acevedo et al. (2007) sugerem ainda que a circulação local, que tipicamente ocorre rio abaixo, transporte essas massas de ar mais seco ao longo do vale do rio da Prata, o que provocaria apreciável impacto sobre o fluxo vertical médio observado na torre micrometeorológica localizada sobre o rio.

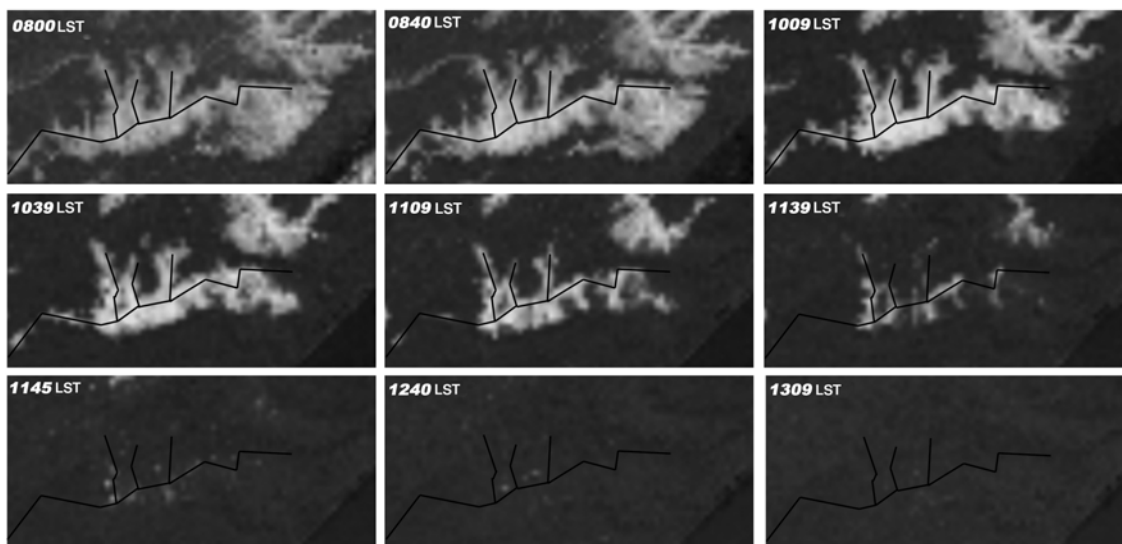


Figura 4.17 – (a) Imagem de satélite do vale do rio das Antas mostrando a dissipação do nevoeiro de radiação no período da manhã.

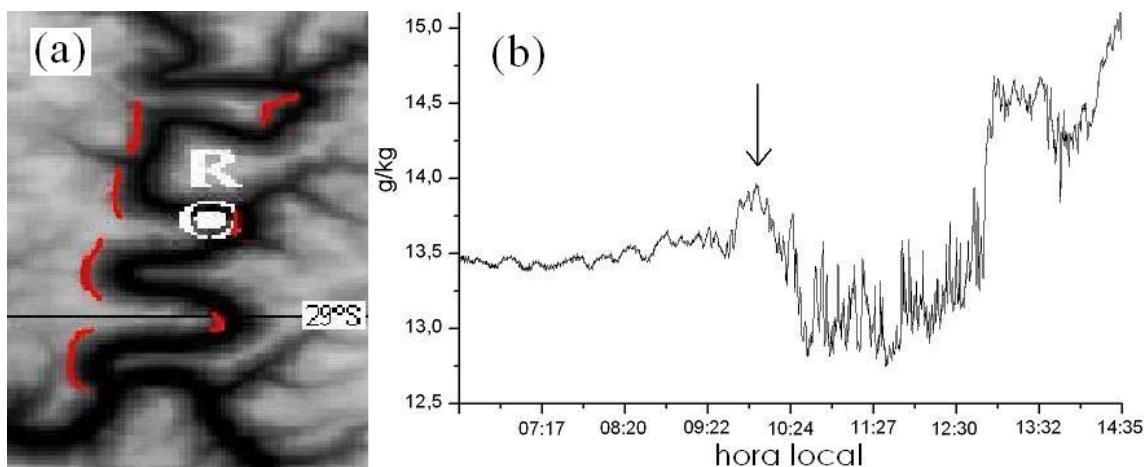


Figura 4.18 – (a) Imagem de satélite aproximada da região do vale do rio da Prata. R indica o local das medidas micrometeorológicas. As linhas vermelhas mostram as encostas que estão sujeitas a maior aquecimento pela radiação solar no período da manhã. (b) Declínio da umidade específica do dia 17 de maio, por volta das 10 h local, provocado pela dissipação do nevoeiro.

4.2 – Conexão entre os escoamentos sinótico e local

A interação dos ventos dentro de um vale com os ventos acima do vale, oriundos das circulações de escala sinótica, é um processo físico de interesse tanto do ponto de vista teórico como prático (Whiteman e Doran, 1993). Através da combinação de resultados observados e simulados numericamente, Whiteman e Doran (1993) montaram um esquema bastante didático (figura 4.19) que sintetiza o comportamento da circulação local no fundo de um vale como consequência do vento sinótico, considerando quatro mecanismos de forças distintos. O esquema apresentado na figura 4.19 considera o caso do vale Tennessee que tem direção nordeste-sudoeste, com as maiores altitudes no lado nordeste. O primeiro mecanismo considerado por Whiteman e Doran (1993) é o termicamente dirigido, único que permite configurações diferentes para o vento local diurno e noturno, pois este é independente do vento sinótico. Nesse caso, o vento no interior do vale flui vale abaixo (de nordeste) à noite e vale acima (de sudoeste) durante o dia, sem interferência da direção do vento geostrófico. Essa situação geralmente ocorre em áreas com grandes ciclos diurnos dos fluxos de calor sensível em superfície, especialmente sob condições de ventos fracos acima do vale. O segundo mecanismo possibilita um forte transporte para baixo de momentum horizontal de cima do vale para o fundo do vale, produzindo direções no interior do vale similares às direções do vento geostrófico. Esse transporte para baixo, por exemplo, poderia

ser causado pela mistura turbulenta vertical ou por ondas de gravidade. As condições mais favoráveis para este transporte turbulento ocorrer são sob uma atmosfera neutra ou estavelmente estratificada num vale de grandes dimensões que tenha o fundo plano e sem barreiras. A terceira possibilidade é do vento geostrófico ser canalizado entre as encostas do vale. Conforme mostra a figura 4.19, tanto durante o dia como durante a noite, os ventos sinóticos escoando de sul, sudoeste, ou oeste mantém os ventos no interior do vale soprando de sudoeste e os ventos sinóticos escoando de norte, nordeste ou leste mantém a circulação no interior do vale de nordeste. A relação dos ventos de grande escala com os ventos locais sob o mecanismo canalizado resulta em ventos no interior do vale predominantemente na direção do eixo do vale, mas com súbitas variações na circulação local quando o vento geostrófico tem direção normal a direção do eixo do vale. O quarto e último processo apresentado por Whiteman e Doran (1993) considera que o vento seja canalizado, mas dirigido pelo gradiente de pressão. Assim, os ventos no interior do vale são dirigidos pela componente do gradiente de pressão geostrófico ao longo do comprimento do vale. A componente ao longo do vale da força do gradiente de pressão será zero somente quando o vento geostrófico for direcionado ao longo do eixo do vale. Os ventos no vale serão de cima para baixo ou de baixo para cima no vale quando a direção do vento geostrófico atravessar o eixo do vale.

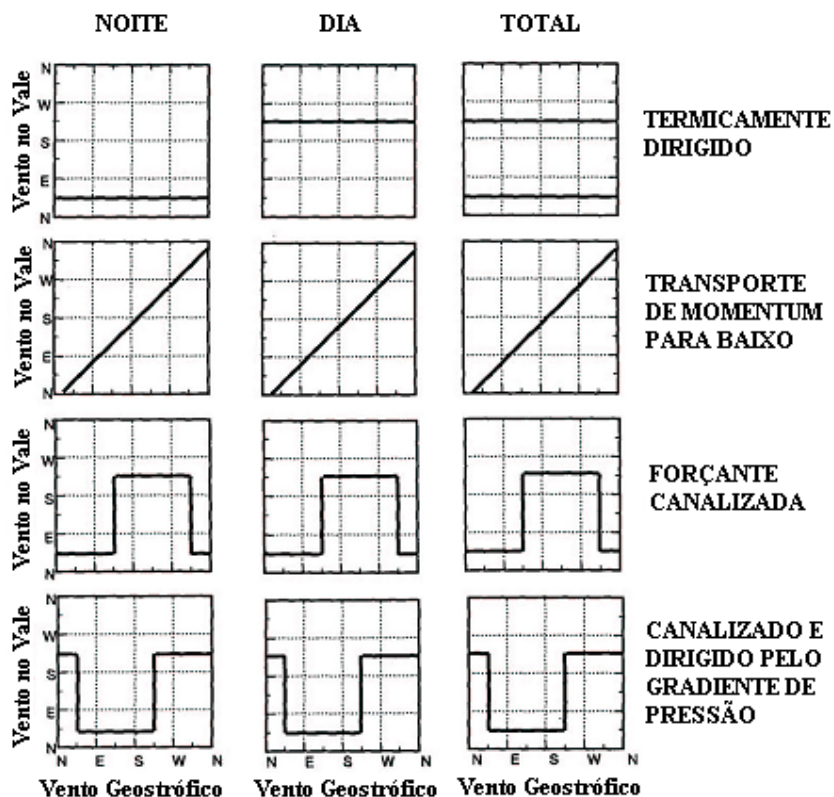


Figura 4.19 – Relação entre a direção do vento acima do vale (vento geostrófico) e a direção do vento dentro do vale para quatro mecanismos de força possíveis: forçante térmica, transporte de momentum para baixo, forçante canalizada e forçante canalizada e dirigida pelo gradiente de pressão. Assume-se a direção nordeste-sudoeste para o vale. Fonte: Whiteman e Doran (1993).

A comparação do vento de grande escala com o escoamento local dentro do vale do rio da Prata, analisada estatisticamente por Bitencourt e Acevedo (2006), é avaliada nessa seção instantaneamente para cada horário sinótico. A figura 4.20 sintetiza os resultados de Bitencourt e Acevedo (2006), que apontam a superposição das forçantes canalizada e térmica no interior do vale do rio da Prata. Os dados locais foram obtidos das medidas da torre micrometeorológica instalada junto ao rio da Prata e os dados sinóticos são da reanálise do NCEP/NCAR. Percebe-se (figura 4.20a) que a inversão do padrão de ventos de oeste ocorre depois do nascer do sol, quando a velocidade do vento sinótico torna-se menor que 2 m s^{-1} . Esse resultado sugere que não há uma canalização puramente forçada e que existem forçantes térmicas durante o dia, pois o vento local sopra vale acima quase sempre durante o dia, mesmo que nos horários noturnos o vento sinótico também tenha sido verificado com fraca intensidade. Já, através da figura 4.20b, percebe-se que a inversão do vento medido junto ao rio, passando a soprar vale

acima, ocorre também quando a forçante de larga escala adquire uma componente negativa, soprando das direções entre 80° e 170° .

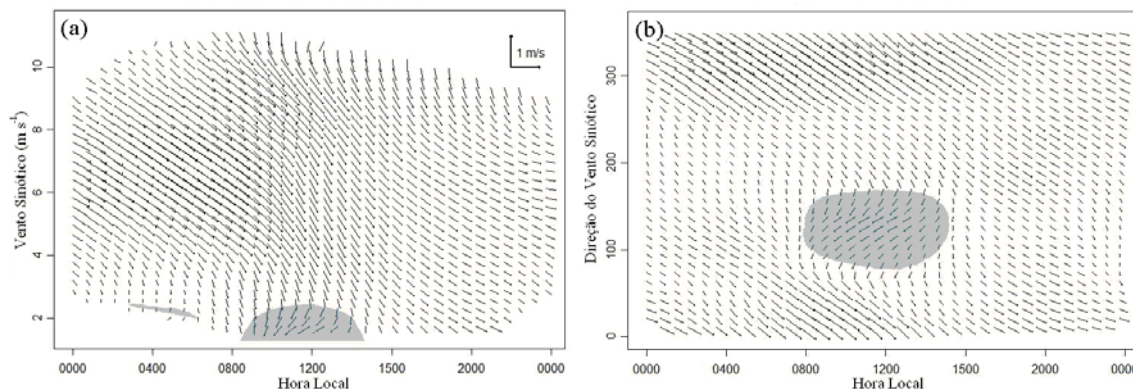


Figura 4.20 – Vento médio observado na torre do rio, como uma função do (a) tempo e magnitude do vento sinótico e do (b) tempo e direção do vento sinótico. As áreas escuras representam casos de vento local vale acima. Fonte: Bitencourt e Acevedo (2006)

A figura 4.21 mostra a comparação dos escoamentos sinótico e local para os dias selecionados, excetuando os dias 13, 14 e 17 de maio por falta de dados. O vento sinótico corresponde aos dados de 1000 mb do NCEP/NCAR nos horários das 00, 06, 12 e 18 Z. O horário do vento local é coincidente com o horário sinótico, sendo a direção e a velocidade extraídas da média dos últimos dez minutos. Nos casos em que nos dez minutos usados para calcular a média, a direção do vento não alterou, pode-se considerar uma situação de calmaria total (0 m s^{-1}). Os ventos locais no interior do vale apresentam direção preferencial de oeste para leste com uma pequena componente de norte para sul. Nota-se que a inversão desse padrão ocorreu pouquíssimas vezes, apenas em 18 Z do dia 30 de maio, em 18 Z do dia 31 de maio, em 06 Z do dia 02 de junho, em 06 e 18 Z do dia 05 de junho e em 06 Z do dia 06 de junho. Ressaltamos que essa inversão ocorre raras vezes, quando avalia-se apenas os dez minutos anteriores ao horário sinótico, pois de acordo com os resultados mostrados nas figuras 4.15, 4.16 e 4.20, sabe-se que os ventos no interior do vale possuem componente leste em vários momentos do dia. No entanto, o objetivo dessa análise é avaliar exclusivamente o efeito instantâneo que o escoamento de grande escala exerce sobre a circulação local. Enquanto que na maioria das vezes o vento predominou de oeste dentro do vale, o escoamento sinótico acima do vale predominou de norte, sugerindo que o escoamento de grande escala possa canalizar através dos trechos 1 e 2 (ver figura

2.3a) e determinar a direção preferencial dos ventos locais junto ao rio da Prata. No primeiro caso em que o vento local soprou de leste, com $0,2 \text{ m s}^{-1}$, percebe-se que o escoamento sinótico apresentou-se do quadrante sul, com $4,08 \text{ m s}^{-1}$. Ao contrário da grande maioria das vezes, nesse caso específico, como o vento sinótico foi relativamente fraco e soprou de sul, o que não influenciaria no escoamento local por causa da barreira formada pela encosta localizada ao sul da torre micrometeorológica, pode-se concluir que predominou a forçante térmica, contribuindo para vento local soprando vale acima em 18 Z do dia 30 de maio. Em 18 Z do dia 31 de maio o vento local soprou de norte para sul com uma pequena componente de leste, apresentando escoamento encosta acima e coincidindo com a mesma direção do escoamento de grande escala, num dos momentos de vento sinótico mais calmo ($2,36 \text{ m s}^{-1}$). Nessa situação específica, acreditamos que a pouca contribuição da forçante de grande escala permitiu uma manifestação mais evidente do escoamento dirigido pela diferenciação térmica, ou seja, pelo escoamento encosta acima provocado pela condição de vale/montanha (Acevedo et al., 2002) ou pela circulação local causada pelo gradiente térmico entre as superfícies água/terra. Por outro lado, sabe-se que podem ocorrer dentro de um vale interações de vários fenômenos com diferentes escalas espaciais e temporais (Cotton et al., 1982 e Banta, 1984), sugerindo que a circulação local no interior do vale do rio da Prata não seja influenciada exclusivamente pela interação da forçante provocada pela diferenciação térmica (circulações clássicas de vale/montanha) e do escoamento sinótico. A circulação local pode também ser induzida por fatores como o gradiente térmico causado pela dissipação heterogênea do nevoeiro ao longo do vale (Acevedo et al., 2007) ou por rajadas de vento provocadas pela nebulosidade presente sobre o vale (Banta, 1984). Esse último fator pode explicar o comportamento ímpar ocorrido na circulação local as 18 Z do dia 31 de maio (figura 4.21), visto que a radiação solar incidente desse dia foi a menor de todos os dias selecionados, indicando presença de nuvens na região.

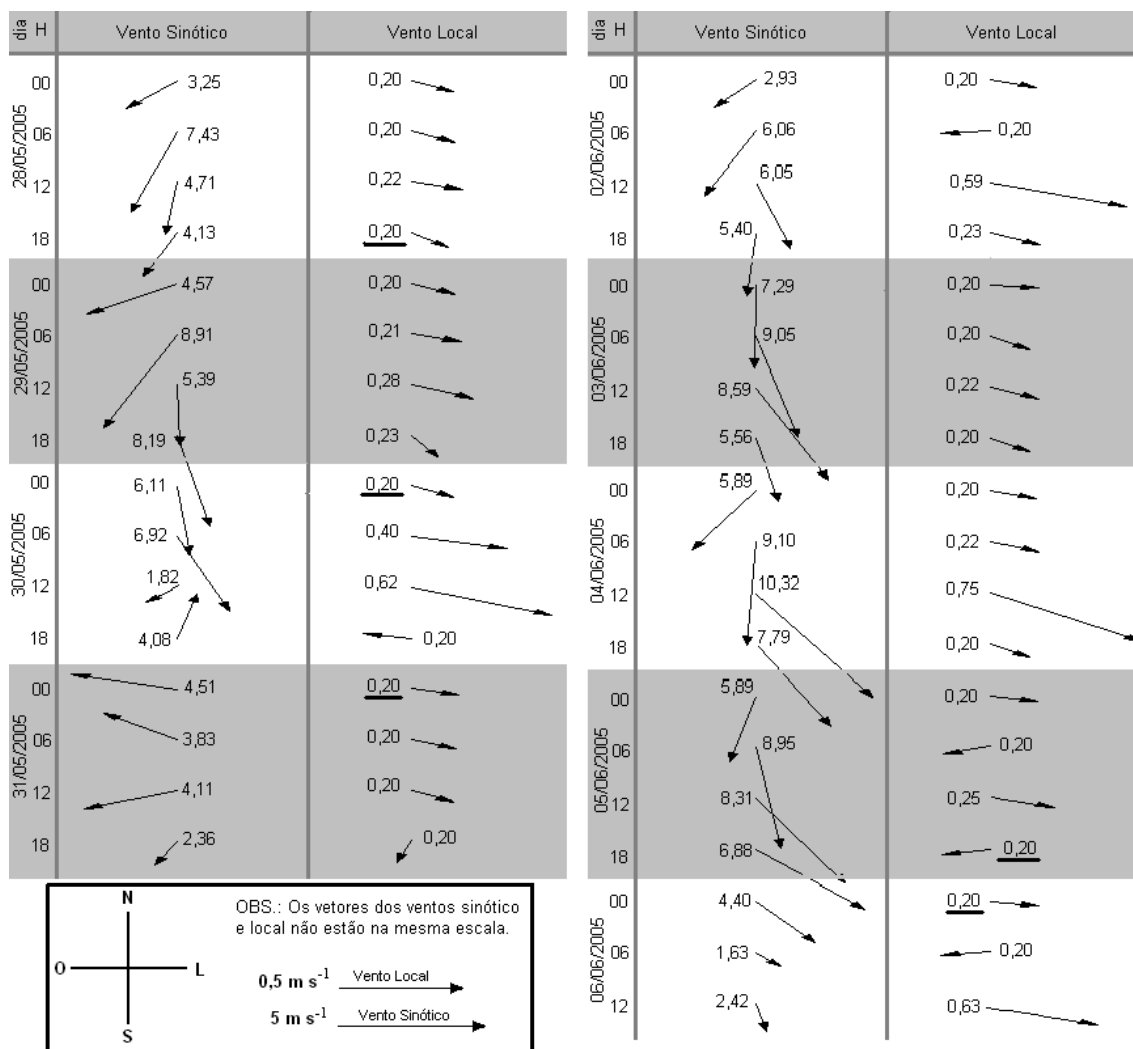


Figura 4.21 – Comparação entre o vento sinótico e o vento local para a seqüência de dias 28, 29, 30 e 31 de maio e 02, 03, 04, 05 e 06 de junho de 2005. H é o horário sinótico. Os números plotados junto dos vetores correspondem a velocidade (m s^{-1}). Os valores sublinhados indicam a possibilidade de ter ocorrido calmaria.

De uma maneira geral, apesar da maioria das vezes parecer que o vento dentro do vale está canalizado devido ao escoamento sinótico, ocorrem algumas situações discordantes. Por exemplo, enquanto que em dois horários consecutivos (00 e 06 Z do dia 02 de junho) o vento sinótico, predominando de nordeste com velocidades de $2,93$ e $6,06 \text{ m s}^{-1}$, parece induzir um escoamento fraco ($0,2 \text{ m s}^{-1}$) do vento dentro do vale no horário das 06 Z, contrariando a circulação clássica provocada pelo gradiente térmico, verifica-se também que uma situação muito parecida ocorreu nos mesmos horários do dia 28 de maio, em que o escoamento sinótico apresenta-se com direção e velocidade semelhantes, mas sem mudar o padrão de escoamento local que permanece soprando vale abaixo. Mais

contraditório ainda é a situação constatada nos horários das 00, 06 e 12 Z do dia 31 de maio, quando o vento sinótico soprou de leste com intensidade razoável e não alterou o escoamento no interior do vale que permaneceu soprando de oeste com fraca intensidade. É importante lembrar que os padrões de circulação local citados acima, verificados nos horários sinóticos dos dias 28 e 31 de maio e 02 de junho também foram observados nos momentos posteriores e anteriores ao horário sinótico (ver figuras 4.15 e 4.16), indicando que não é um comportamento de circulação local isolado apenas no momento da avaliação sinótica.

A análise desses poucos casos confirma as principais constatações verificadas estatisticamente por Bitencourt e Acevedo (2006), como por exemplo, a de que a inversão do padrão de escoamento no interior do vale coincide com o enfraquecimento do vento sinótico. Porém, como ocorrido em 12 Z do dia 30 de maio, o vento sinótico foi muito fraco, mas não alterou o escoamento padrão dentro do vale, ao contrário, o escoamento local soprou de oeste com velocidade relativamente forte. Uma hipótese para isso poderia ser dada ao forte escoamento sinótico de norte em pelo menos quatro horários anteriores. Dessa forma, a comparação do vento sinótico com o escoamento local feita individualmente para cada horário mostrou que, de fato, há uma superposição das forçantes térmica e canalizada, conforme verificado por Bitencourt e Acevedo (2006). No entanto, sugere-se que o vento canalizado pelo escoamento sinótico seja a principal forçante na determinação do escoamento local, muito provavelmente pelo fato do escoamento de grande escala ter quase sempre magnitude significativa.

Apesar da necessidade de avaliarmos uma quantidade maior de dados, com essa análise pode-se supor que fatores como a “memória” da direção e velocidade do vento sinótico em horários anteriores possam influenciar mais o vento local do que a situação sinótica verificada no momento isolado. Lembrando ainda que fatores como a dissipação diferencial do nevoeiro ao longo do vale e a presença de nebulosidade também possam provocar mudanças na direção e velocidade do vento local no interior do vale.

CAPÍTULO 5

SIMULAÇÃO NUMÉRICA DOS PROCESSOS FÍSICOS ENVOLVIDOS NAS TROCAS DE CALOR SENSÍVEL E LATENTE

Os modelos numéricos tem sido bastante utilizados para o melhor entendimento dos processos físicos da baixa atmosfera, e isso também se aplica para regiões com características de terreno montanhoso (Acevedo e Fitzjarrald, 2001; Colette et al., 2003; Chow et al., 2006; Weigel et al., 2006). Nesse capítulo são apresentadas as simulações numéricas da atmosfera de dentro de um vale idealizado, com características similares ao vale do rio da Prata, na região de Nova Roma do Sul. Os testes são realizados com e sem a presença de topografia, com ventos acima do vale de intensidades fraca e forte e com diferentes níveis do rio, que acarreta em diferentes tamanhos da área alagada. As simulações dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente baseiam-se nos valores da temperatura potencial (θ) e da umidade específica (q), respectivamente. Além dessas quantidades, as trocas de calor e umidade são também função da velocidade do vento no nível mais próximo da superfície. Por isso, nesse capítulo é dada atenção especial à estrutura da circulação no interior do vale, a qual é resultado da associação da forçante térmica com o escoamento de grande escala, através da canalização no interior do vale (Bitencourt e Acevedo, 2006). Nesse sentido, a topografia e a existência do próprio rio da Prata exercem papel determinante no comportamento do vento, sobretudo na velocidade verificada sobre o domínio do rio, influenciando dessa forma na magnitude dos fluxos turbulentos de energia. As análises realizadas nesse capítulo buscam essencialmente encontrar e explicar os principais processos físicos causadores do padrão de fluxo do ar para a superfície do rio, conforme observado no vale do rio da Prata nos horários diurnos durante a campanha EXPANTAS – 2005.

São realizadas nove simulações numéricas utilizando um modelo não-hidrostático (Smolarkiewicz e Margolin, 1997) do tipo “Large Eddy Simulation” (LES). Os modelos LES são baseados em equações filtradas do movimento e

requerem aproximações estatísticas para estimar a turbulência de subgrade (Oliveira, 2004). Uma importante metodologia utilizada nestas simulações diz respeito aos processos radiativos em superfície. Utilizou-se parte do modelo de duas camadas, sugerido por McNider et al. (1995) e aplicado no trabalho de Acevedo e Fitzjrrald (2001), para calcular o comportamento da temperatura potencial em superfície (θ_g). O uso desse cálculo, acoplado ao modelo LES, para simular os processos físicos no interior de um vale idealizado é justificado pela constatação de que a conexão entre as condições atmosféricas em níveis superiores e a superfície possui grande efeito sobre as quantidades médias observadas em superfície. Além disso, o sincronismo dessa conexão é fortemente afetado pelas características de superfície, tais como a topografia (Acevedo e Fitzjrrald, 2001).

5.1 – Descrição do modelo “Large Eddy Simulation” (LES)

As simulações numéricas são amplamente utilizadas para a pesquisa dos movimentos atmosféricos nas mais variadas situações físicas, escalas temporais e espaciais e características de solo e relevo. Para o caso da estrutura da turbulência da Camada Limite Planetária (CLP), um dos principais modelos utilizados são os modelos de média de volume, também conhecidos como modelo LES (Marques Filho, 2004). De acordo com Mason (1994), o LES, que em suas simulações resolve a estrutura dos grandes turbilhões e parametriza os processos de pequena escala, é um modelo muito utilizado para simular as propriedades de fluxos turbulentos específicos e fornecer detalhes do escoamento, os quais podem ser usados como dados para testar e refinar outros modelos de fechamento da turbulência. O LES utilizado nesse trabalho é baseado em um sistema de equações diferenciais que representam as leis de conservação de momentum e massa e a primeira lei da termodinâmica (Sorbjan, 1996).

A equação de momentum é dada por

$$\frac{d\vec{V}}{dt} = -\nabla \pi + \vec{k} g \frac{\theta}{\theta_0} + D_v \quad (5.1)$$

onde \vec{V} é o vetor velocidade, π é a perturbação da pressão, θ é a temperatura potencial, θ_0 é a temperatura potencial de referência (Sorbjan (1996) trata θ_0 como a temperatura potencial no tempo inicial da integração).

A equação da continuidade é dada por

$$\nabla(\bar{\rho}\vec{V})=0 \quad (5.2)$$

onde $\bar{\rho}$ é o valor médio de um nível horizontal da densidade do ar.

A equação da termodinâmica pode ser expressa como

$$\frac{d\theta}{dt} = D_\theta. \quad (5.3)$$

As parametrizações de sub-grade do LES denotadas aqui por D são descritas em detalhes por Sorbjan (1996).

Os processos de transferência em superfície são parametrizados através do método sugerido por McNider et al. (1995) e aplicado no trabalho de Acevedo e Fitzjrrald (2001). McNider et al. (1995) apresentaram um modelo de duas camadas, cujos resultados apontaram para fortes implicações na previsibilidade da CLP estável em que, mesmo com pequenas mudanças ou perturbações nas condições iniciais, conduzem para soluções diferentes em termos de temperatura e velocidade do vento, podendo na prática melhorar as previsões de geada ou dispersão de poluentes. Acevedo e Fitzjrrald (2001) avaliaram os aspectos qualitativos da transição noturna através do uso de uma parte deste modelo, acoplado ao modelo LES, em substituição as parametrizações utilizadas em simulações de mesoescala. O uso do sistema de duas camadas, acoplado ao modelo LES, mostra-se bastante conveniente para o entendimento dos processos físicos originado pelos diferentes tipos de superfície encontrados no vale do rio da Prata, tais como água, solo e encostas, visto que para entender esses processos é fundamental resolver as trocas de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera local. A simulação dos processos físicos no interior de um vale idealizado é também

justificada pela constatação de que a conexão entre as condições de tempo em níveis superiores e a superfície possui grande efeito sobre as quantidades médias observadas em superfície, tais como o salto na umidade específica e o ponto de inflexão na série temporal da temperatura encontrados por Acevedo e Fitzjarrald (2001). Além disso, outro argumento para o uso desse método no presente estudo em particular é que o sincronismo e a magnitude dos processos de interação da superfície com níveis mais altos da CLP são fortemente afetados pelas características da superfície, tais como a topografia (Acevedo e Fitzjarrald, 2001).

A variação temporal da temperatura potencial em superfície ($d\theta_g/dt$) é representada nas simulações através do balanço local de energia:

$$\frac{d\theta_g}{dt} = \frac{1}{C_g} (K\downarrow + L\downarrow - L\uparrow - H_0 - LE_0) - H_g \quad (5.4)$$

onde assumimos que a radiação de onda curta refletida ($K\uparrow$) é uma fração constante da radiação de onda curta incidente ($K\downarrow$). A capacidade térmica (C_g) assume os valores de $C_g = 4.186 \times 10^6 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}$ para a área do domínio considerada como sendo água e $C_g = 1.8 \times 10^4 \text{ Jm}^{-2}\text{K}^{-1}$ para a área considerada como solo. O índice zero nos termos de fluxos turbulentos de calor sensível e latente, H_0 e LE_0 respectivamente, referem-se ao nível intermediário entre a superfície e o nível 1 do modelo, que é correspondente a altura da rugosidade. O índice g nos termos de temperatura potencial e capacidade térmica se refere ao solo.

O termo de radiação de onda longa que retorna da atmosfera é baseado na fórmula apresentada por Staley e Jurica (1972) e é dado por

$$L\downarrow = \sigma [Q_c + 0.67(1 - Q_c)] [(1670 \times q_1)^{0.08}] \theta_1^4 ,$$

mas como em praticamente todos os 12 dias selecionados na campanha EXPANTAS - 2005 a condição meteorológica foi de céu claro, a fração $Q_c = 0$ e, portanto, os cálculos de $L\downarrow$ são efetuados nas simulações feitas nesse estudo pela expressão

$$L\downarrow = \sigma \times 0.67 \times \theta_1^4 \times (1670 \times q_1)^{0.08} \quad (5.5)$$

onde $\sigma = 5.669 \times 10^{-8} \text{ Js}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzmann e q_1 e θ_1 são, respectivamente, a umidade específica e a temperatura potencial no nível 1.

O termo de radiação de onda longa perdida para o espaço é dado pela equação de Stefan-Boltzmann, assumindo uma emissividade igual à unidade:

$$L \uparrow = \sigma \times \theta_g^4. \quad (5.6)$$

Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente são dados respectivamente por

$$H_0 = C_H V_1 (\theta_g - \theta_1) \quad (\text{em todo domínio}) \quad (5.7)$$

$$LE_0 = C_q V_1 (q_g - q_1) \quad (\text{sobre o rio}) \quad (5.8)$$

onde $V_1 = \sqrt{u_1^2 + v_1^2}$ é a velocidade horizontal do vento no nível 1 e os coeficientes $C_H = C_q = 0.01$ são constantes. Sobre a terra, $LE_0 = H_0$, assumindo uma razão de Bowen $\beta = 1$.

O termo de fluxo de calor no solo (H_g) é dado por $H_g = K_m \times (\theta_g - 290)$, onde $K_m = 6.95 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ é o coeficiente de difusão molecular de calor e 290 é o valor em °K da temperatura de um nível profundo da superfície.

No passo de tempo inicial, a umidade específica em superfície (q_g) e a temperatura potencial em superfície (θ_g) são iguais a umidade específica no nível 1 (q_1) e a temperatura potencial no nível 1 (θ_1), acrescidos de 1 g kg^{-1} e 1 °C , respectivamente. Como sobre a terra $LE_0 = H_0$, a variável q_g é importante apenas sobre o rio. Assumindo-se que o ar sobre a superfície da água está saturado, a umidade específica na superfície do rio, utilizada no cálculo de LE_0 , é dada por

$$q_g = 0.622 \times 2.53 \times 10^6 \times \exp\left(\frac{-5420}{\theta_g}\right). \quad (5.9)$$

Nos demais níveis, o LES foi inicializado com umidade específica de 12 g kg^{-1} . O perfil vertical inicial da temperatura potencial é constante entre a superfície e a altura de 400 metros, seguido de uma inversão térmica de $3 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ (figura 5.1). O valor de $21 \text{ }^\circ\text{C}$ no primeiro nível do modelo é coerente com os dados médios observados durante a campanha EXPANTAS – 2005 (figura 5.3b). O vento inicial, a topografia e a altura do nível da água foram determinados de forma diferenciada, dependendo do teste realizado.

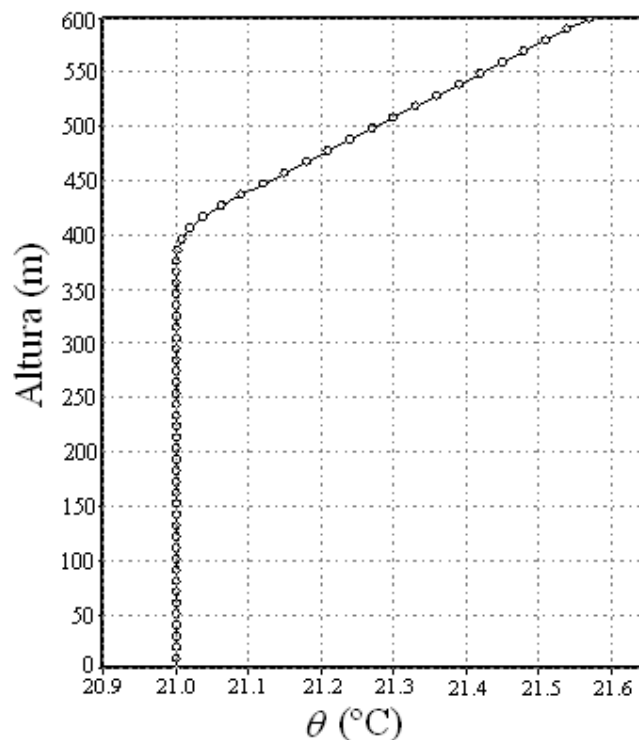


Figura 5.1 – Condição inicial do perfil vertical da temperatura potencial.

O objetivo dessas simulações são representar os fluxos turbulentos de calor observados às 12 horas local sobre o rio da Prata e, também, verificar o papel que fatores como vento, topografia e nível do rio (tamanho da área alagada) exercem sobre esses fluxos. Para tanto, representamos através do LES uma Camada Limite Convectiva (CLC) em condições de tempo similar ao encontrado às 12 horas local, nos dias selecionados da campanha EXPANTAS – 2005.

O domínio horizontal do modelo tem 20 pontos na direção leste/oeste e 50 pontos na direção norte/sul, com resolução espacial de 20 metros, totalizando um domínio de $1000 \text{ m} \times 400 \text{ m}$. A área alagada pelo rio é representada em toda a extensão leste/oeste do domínio, com larguras de 80, 160 e 320 metros na direção

y. Na vertical foi estabelecido 61 níveis igualmente espaçados por uma distância de 10 metros, totalizando uma camada limite de 600 metros. O primeiro nível é a altura da rugosidade. Todas essas configurações são representadas através da figura 5.2.

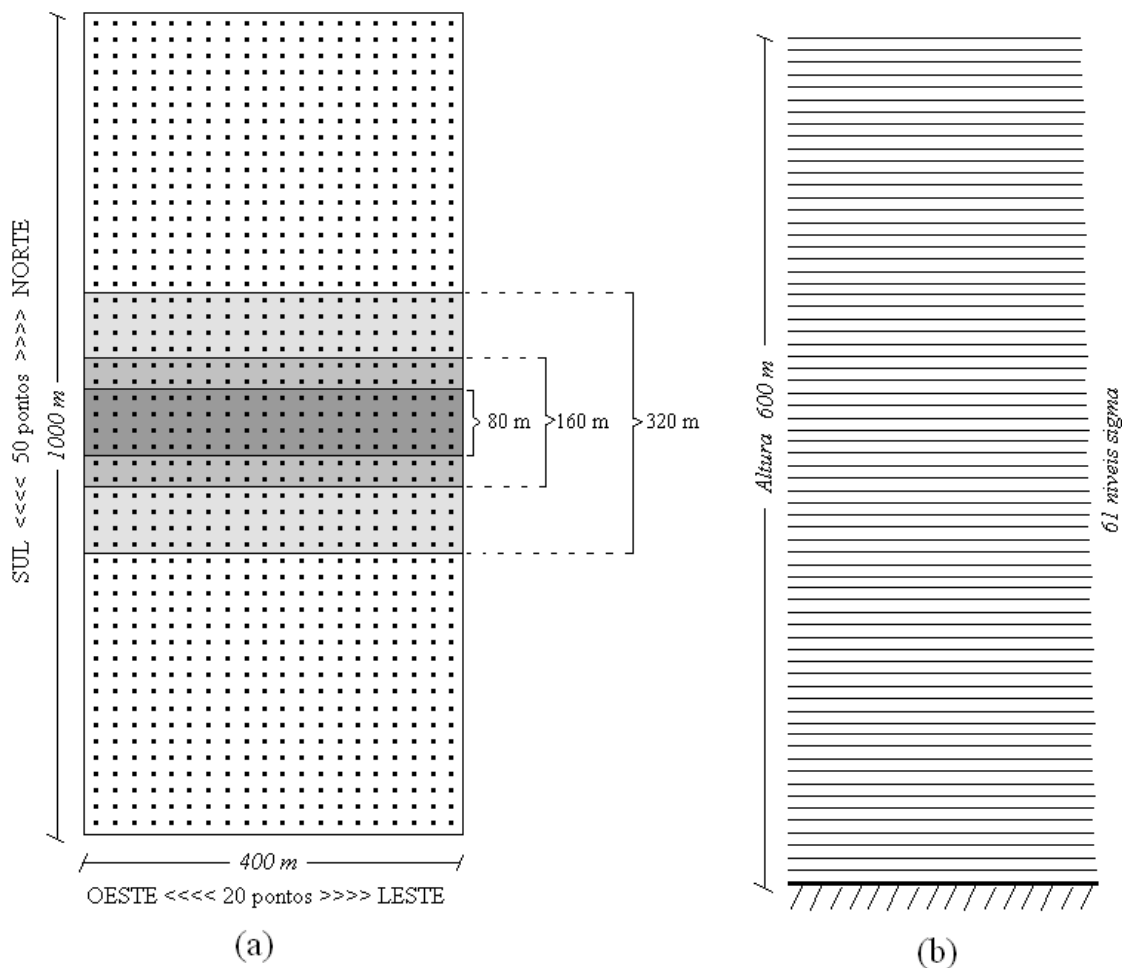


Figura 5.2 – Grade (a) horizontal com rio de 80, 160 e 320 metros e (b) grade vertical com 61 níveis sigma do modelo LES.

As simulações foram realizadas com 10800 passos de tempo, com espaço de tempo de 1 segundo, totalizando 3 horas de integração, para os testes que iniciaram com vento de 1 m s^{-1} , e com 36000 passos de tempo intercalados a cada 0.5 segundo, totalizando 5 horas de integração, com vento inicial de 5 m s^{-1} . A velocidade do vento inicial teve direção única em x ou em y . As equações do modelo são integradas no tempo usando o esquema Adams-Bashforth, no qual o termo de advecção é determinado por aproximação de diferenças finitas Euleriana (Smolarkiewicz e Margolin, 1997). As condições de contorno laterais são periódicas em x e y . No limite superior supõe-se uma tampa rígida.

5.2 – Procedimentos de calibração

Antes de rodar o modelo LES com as características de terreno, tamanho de domínio e dimensões definitivas, foram efetuados diversos testes com objetivo principal de calibrar os valores de H_0 e LE_0 . Tomou-se como base para essa calibração os valores de H_0 e LE_0 obtidos a partir das observações das temperaturas da água e do ar e da umidade específica do ar, conforme apresentado no capítulo anterior. A umidade específica em superfície foi obtida a partir da temperatura potencial real em superfície, através da expressão 5.9. Os testes para calibração foram realizados em quatro etapas.

Primeiramente buscou-se obter resultados coerentes para a temperatura potencial no primeiro nível e na superfície do modelo. O principal parâmetro definido nessa etapa foi a radiação solar incidente, chegando-se a um valor constante de 400 W m^{-2} . Esse valor é um pouco inferior que a média das 5 horas em torno do meio dia, da radiação solar incidente média dos 12 dias selecionados (figura 5.3a). Tal determinação para a radiação de onda curta incidente ($K\downarrow = 400 \text{ W m}^{-2}$) resultou em campos horizontais de θ_g e θ_1 coerentes com as observações.

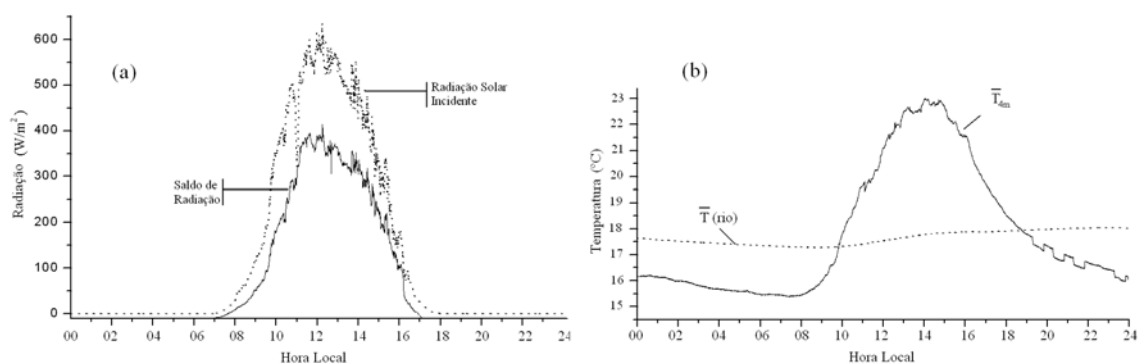


Figura 5.3 – Média dos dias selecionados (a) da radiação solar incidente e saldo de radiação e (b) das temperaturas do ar e da superfície do rio.

Na segunda etapa de testes foi acrescentada uma superfície de água em parte do domínio através da definição de valores diferenciados para a capacidade térmica da superfície. Nessa etapa, embora ainda sem a existência da topografia, os resultados já indicaram fluxos turbulentos negativos sobre o rio.

A partir da terceira etapa de testes buscou-se efetivamente a calibração de H_0 e LE_0 . Para o cálculo do fluxo turbulento de calor sensível no solo, H_g , considerou-se a temperatura em um nível mais profundo do solo e da água como sendo 17 °C. McNider et al. (1995) trataram essa temperatura como sendo a temperatura média na superfície durante as últimas 24 horas. O valor de 17 °C é próximo da temperatura observada na superfície do rio da Prata durante a campanha EXPANTAS – 2005 (figura 5.3b). E, para um nível mais profundo, o valor de 17 °C é coerente porque o rio é corrente e com muita mistura vertical, favorecendo que toda a energia que chega à superfície seja imediatamente transferida para o fundo. Nessa etapa foram feitos alguns ajustes nos valores da capacidade térmica do solo.

Na quarta etapa foram realizados os testes finais já com a presença de topografia. Estipulou-se, através de uma função cosseno, a presença de encostas nas laterais do rio. Com a topografia do vale representada, se fez os ajustes finos, modificando as parametrizações das equações 5.7 e 5.8, chegando-se ao valor de $C_H = C_q = 0.01$. Após esses testes, foram feitas algumas outras rodadas em três dimensões espaciais e, a partir da análise da energia cinética turbulenta, identificou-se que o modelo converge em aproximadamente 1 hora de integração para inicialização com vento de 1 m s⁻¹ e aproximadamente em 1 hora e 30 minutos para as rodadas com vento inicial de 5 m s⁻¹.

5.3 – As simulações numéricas utilizando o LES

Inicialmente foram feitas três rodadas para testar o efeito da topografia nos processos físicos do interior do vale, em especial os efeitos sobre as trocas de calor junto à superfície do rio. A primeira rodada foi feita sem topografia, a segunda com topografia de 200 metros e a terceira com topografia de 400 metros. Todas essas simulações foram inicializadas sem vento na direção norte/sul e com vento de oeste para leste (na direção do vale) de 1 m s⁻¹ constante em todo o perfil vertical. Posteriormente, avaliamos os processos físicos no interior do vale, com topografia de 400 metros, para quatro situações: duas inicializada com vento na direção do vale de 1 m s⁻¹ e de 5 m s⁻¹ e as outras duas com vento transversal ao vale de 1 m s⁻¹ e de 5 m s⁻¹. Uma rodada adicional foi realizada com a presença de

topografia e ausência de rio para avaliação específica da circulação local no fundo do vale. Por fim, realizamos os testes finais com o nível do rio mais elevado e conseqüentemente com uma área alagada abrangendo um maior número de pontos no domínio do modelo.

5.3.1 – Os efeitos da topografia

Alguns trabalhos científicos apresentam os efeitos da topografia na estrutura atmosférica através do uso de simulações numéricas (Whiteman e Doran, 1993; Colette et al., 2003 e Rampanelli et al., 2004). Acevedo e Fitzjarrald (2001) identificaram que a topografia exerce forte influência nos processos de interação da superfície com níveis mais altos da CLP. Nesse estudo foram feitas três simulações para testar o efeito da topografia no vale do rio da Prata. A primeira simulação não possui topografia, apenas a presença do rio (figura 5.4a), a segunda rodada inclui encostas nas laterais do rio com altura de 200 metros (figura 5.4b) e a terceira rodada simulou uma situação com encostas de 400 metros de altura (figura 5.4c), sendo esta a que melhor representa as características reais de relevo do vale do rio da Prata. A largura do rio nessas simulações é de 80 metros. Todas as três simulações foram inicializadas com vento transversal ao vale nulo e vento na direção do vale de 1 m s^{-1} , além das demais configurações apresentadas no item 5.1.

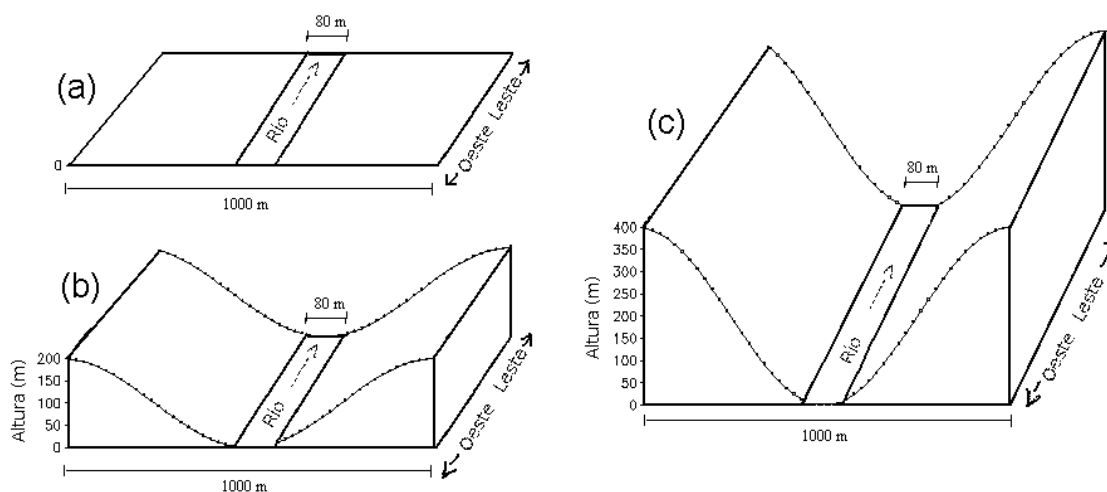


Figura 5.4 – Característica de relevo utilizada nas simulações (a) sem topografia, (b) com topografia de 200 metros e (c) com topografia de 400 m.

A primeira constatação que se tem é percebida muito claramente na evolução temporal dos parâmetros atmosféricos ao longo das 3 horas de integração. Nos três testes realizados, o vento na direção do vale, inicialmente com 1 m s^{-1} , declina bruscamente sua magnitude no nível 1 já nos primeiros passos de tempo, permanecendo com aproximadamente $0,35 \text{ m s}^{-1}$ sobre o rio, sempre de oeste para leste. A diferença foi a variação em torno dessa média, a simulação com topografia de 200 metros e principalmente a simulação sem topografia apresentou muita variabilidade em torno do valor médio. Já a intensidade do vento transversal ao vale variou muito sobre o rio nos três testes realizados, porém oscilando em torno de zero somente nas simulações com topografia. Isso sugere que a presença das encostas mantenha a componente norte/sul mais equilibrada, sem mudar muito de sentido no eixo central do rio, favorecendo a manutenção na velocidade da componente oeste/leste durante a integração do modelo. Na verdade, nos três testes realizados, ocorre uma divergência do vento no nível mais próximo da superfície, exatamente sobre o rio. No entanto, conforme percebemos na figura 5.5, a simulação sem topografia não permite que essa divergência se estenda por todo o domínio, especialmente quando a média é feita para os últimos 15 minutos de integração e não para as últimas 2 horas. As simulações com topografia apresentam a mesma configuração tanto com a média de 2 horas como com a média de apenas 15 minutos. Portanto, a presença das encostas de 200 ou de 400 metros são fatores determinantes para a existência de escoamento próximo à superfície com uma componente norte/sul bem definida em todo o domínio.

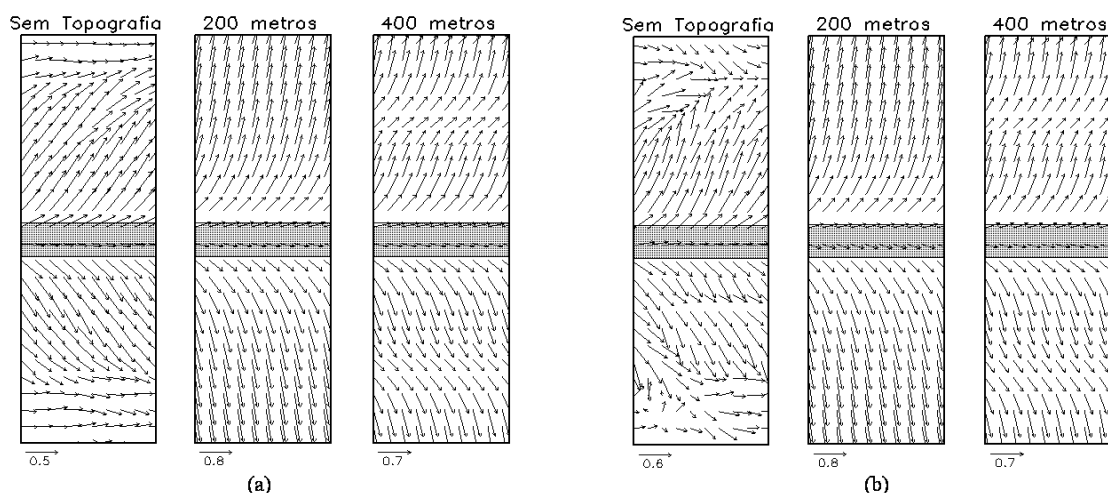


Figura 5.5 – Campo horizontal do vetor vento no nível 1. (a) média das últimas 2 h; (b) média dos últimos 15 minutos. A área em cinza é o domínio do rio.

Três fatores são importantes na análise da circulação: (i) O vento na direção do vale, no nível mais próximo da superfície, apresentou magnitude coerente com os dados observados para os três testes, sugerindo que o efeito do atrito seja determinante para a verificação de um cisalhamento vertical típico nos primeiros níveis, visto que a partir de 20 - 30 metros até o topo do domínio o vento mantém-se mais forte (figura 5.6a). Também constata-se através dessa análise que o vento acima do vale, considerado como proveniente do escoamento de grande escala, não seja alterado pela topografia. (ii) A topografia canaliza o escoamento de oeste com um padrão mais comportado, pois evita que a componente norte/sul oscile muito sobre o rio, mantendo dessa forma o vento de oeste com velocidade quase constante. (iii) A existência da topografia contribui para que a divergência do vento sobre o rio seja verificada até as extremidades do domínio, mostrando que as circulações clássicas de vale montanha, típicas do horário das 12 horas, foram bem simuladas (figura 5.6b).

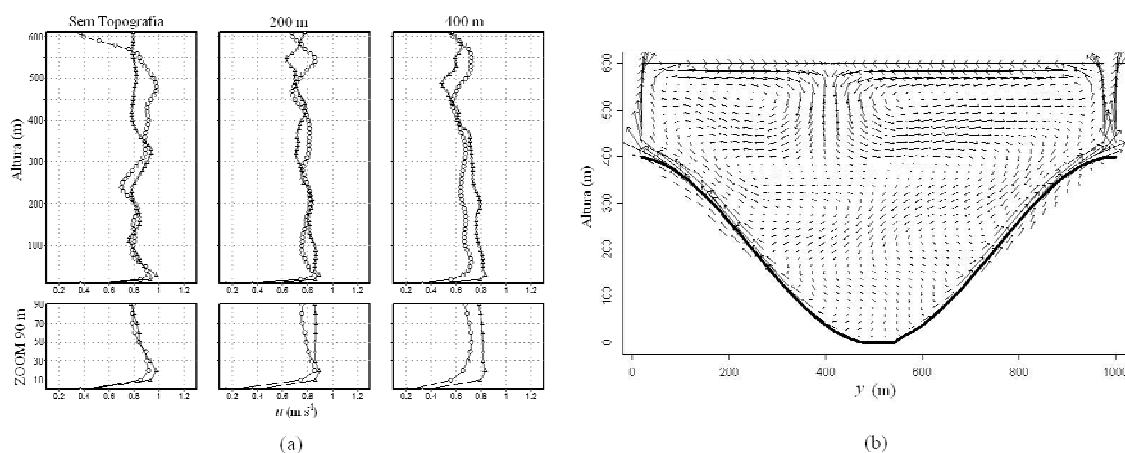


Figura 5.6 – (a) Perfil vertical da componente x do vento. A linha marcada com círculo representa um ponto central no solo e com triângulo um ponto central no rio. (b) Seção transversal ao vale do vetor vento para simulação com topografia de 400 metros. Os resultados de (b) são obtidos a partir da média em x , sendo (a) e (b) obtidos a partir da média das últimas 2 h.

A grande variação das componentes x e y do vento na simulação sem topografia favoreceu ampla variação ao longo da integração para as quantidades umidade específica, temperatura potencial e os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, conforme mostrado na figura 5.7.

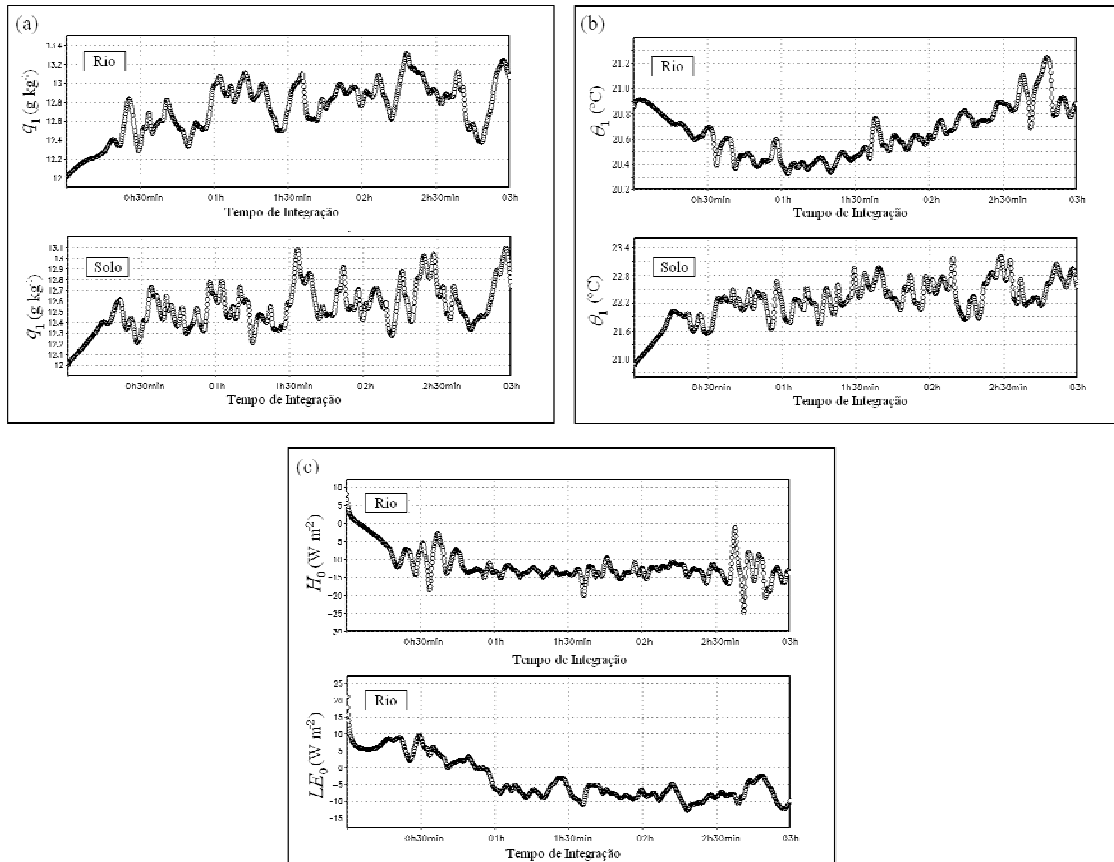


Figura 5.7 – Evolução temporal da simulação sem topografia. (a) Umidade específica e (b) temperatura potencial no nível 1, para um ponto central no rio e um ponto central no solo. (c) Fluxos turbulentos de calor sensível e latente, entre a superfície e a atmosfera, para um ponto central no rio.

Com intuito de filtrar essas variações, as análises comparativas dos testes que seguem, são realizadas a partir da média no tempo. Tomando como base o comportamento da energia cinética turbulenta ao longo das três horas de integração, optou-se em fazer a média temporal das últimas duas horas, sendo esse resultado a representação da situação instantânea ao meio dia (12 horas local) no vale do rio da Prata. Além disso, os gráficos que mostram a seção transversal ao vale são obtidos a partir da média em x (ao longo do vale).

A radiação de onda longa que retorna da atmosfera ($L\downarrow$) e a radiação de onda longa perdida para o espaço ($L\uparrow$), devido a metodologia utilizada em seus cálculos através das equações 5.5 e 5.6, evidentemente apresentaram resultados altamente correlacionados com a temperatura potencial no nível 1 (θ_1) e com a temperatura potencial em superfície (θ_g), respectivamente. Como já mencionado antes, a temperatura da superfície da água foi fixada em aproximadamente 17 °C

em todos os testes (painel inferior da figura 5.8b). No nível 1, sobre o rio e nas proximidades deste (cerca de 150 metros da margem), a temperatura potencial (θ_1) foi praticamente a mesma nas três simulações. Com isso, percebe-se que no centro do domínio na direção y (sobre e próximo ao rio) a temperatura do ar em contato com a superfície é influenciada quase que exclusivamente pela temperatura da superfície da água, sem sofrer influência da topografia. Porém, conforme a distância do rio aumenta, a temperatura no primeiro nível apresenta configurações diferentes para cada simulação. No teste realizado sem topografia θ_1 fica aproximadamente com os mesmos valores nas distâncias superiores a 150 metros do rio, respondendo a mesma configuração de θ_g (ver painéis superiores das figuras 5.8a e 5.8b). No teste com a topografia de 200 metros, θ_g declina pouco mais de 1 °C entre o rio e alguns metros antes do extremo do domínio, quando a partir daí, aumenta exponencialmente. A temperatura do ar, por sua vez, aumenta gradativamente na porção terra, entre o rio e os limites sul e norte do domínio. Já a simulação com topografia de 400 metros apresenta uma configuração ondulatória para θ_g (figura 5.8b). O padrão ondulatório de θ_g , verificado na direção y da porção terra, para a simulação com encosta de 400 metros, evidentemente reflete em θ_1 e conseqüentemente na configuração espacial das trocas de calor entre a superfície e o ar, conforme veremos mais adiante.

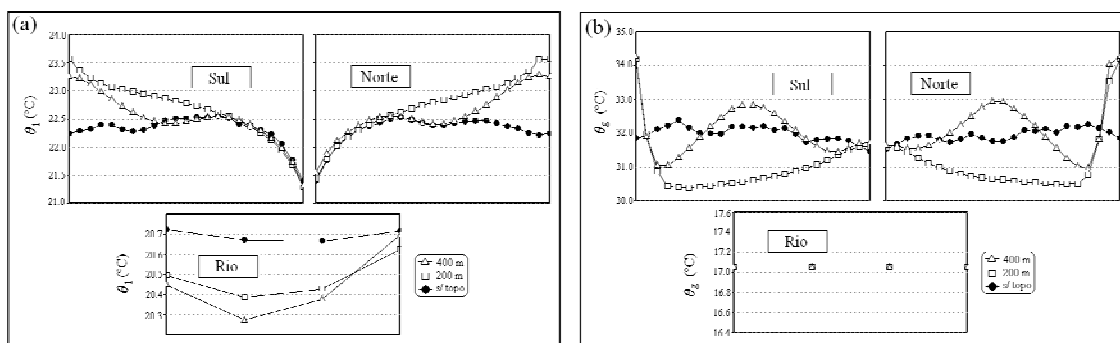


Figura 5.8 – Seção transversal (norte/sul) da (a) temperatura potencial no nível 1 e (b) temperatura potencial em superfície. O painel superior esquerdo é representativo da área do domínio ao sul do rio e o painel superior direito do lado norte. Os quatro pontos de grade do rio são plotados no painel inferior.

Rampanelli et al. (2004), com base em simulações numéricas de um vale idealizado, sugeriram que o efeito subsidente produz notáveis diferenças na estrutura vertical da CLC dentro e fora de um vale. As simulações com topografia

realizadas no presente estudo mostraram que a inversão térmica acima dos 400 metros, imposta na inicialização do modelo LES, foi destruída pelo crescimento da CLC a partir da superfície, conforme descrito por Whiteman (1982). Percebe-se através da figura 5.9a que na simulação sem topografia a camada está bem misturada tanto sobre o ponto central do rio como no ponto central no solo. Como não há topografia e o rio tem largura de 80 metros, pequeno em relação ao restante do domínio, o processo de mistura provocado pela convecção é percebido logo acima da superfície, a partir de cerca de 10 metros de altura. Por isso, a temperatura é praticamente a mesma deste nível até o topo, nos pontos representativos das porções água e terra. Nas simulações contendo topografia, toda a camada é bem misturada na porção terra, mas há uma pequena estabilidade sobre o rio. Além disso, a altura dessa camada estável coincide com a altura das encostas (figura 5.9). A influência do rio na estrutura térmica do vale do rio da Prata foi estudada por Bitencourt e Acevedo (2007), onde constatou-se que há uma camada ligeiramente estável no fundo do vale, onde as temperaturas mais baixas são verificadas próximo à superfície. Os autores identificaram duas causas para esse processo, a ocorrência de subsidência de ar potencialmente mais frio no centro do vale causada pela circulação de vale/montanha e o resfriamento a partir de baixo causado pela presença do rio. Esse resfriamento não é verificado na simulação sem a presença do rio (figura 5.10), para o qual o gradiente vertical de temperatura dentro do vale é menor em relação ao caso simulado com a presença do rio (figura 5.9b).

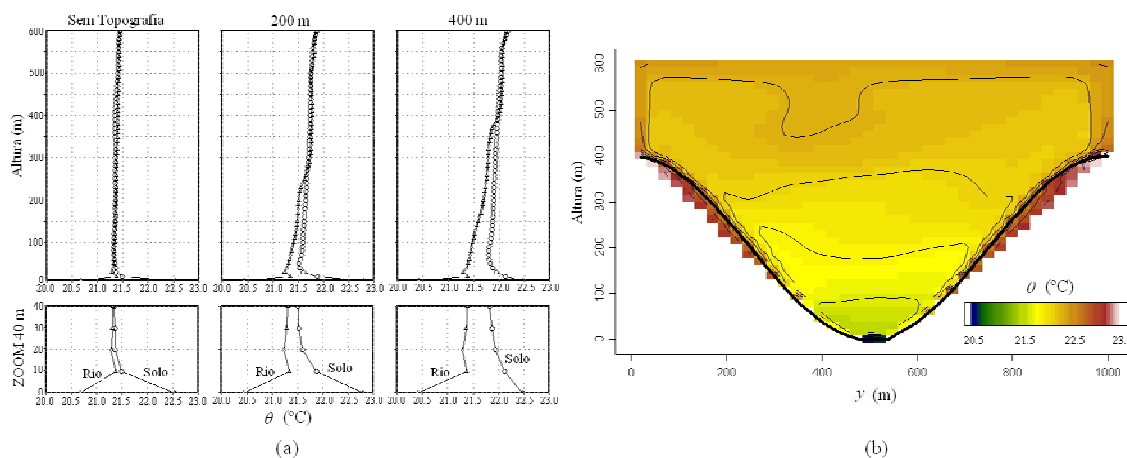


Figura 5.9 – (a) Perfil vertical da temperatura potencial em um ponto central de uma das porções terra e em um ponto central da porção água. (b) Seção transversal ao vale da temperatura potencial.

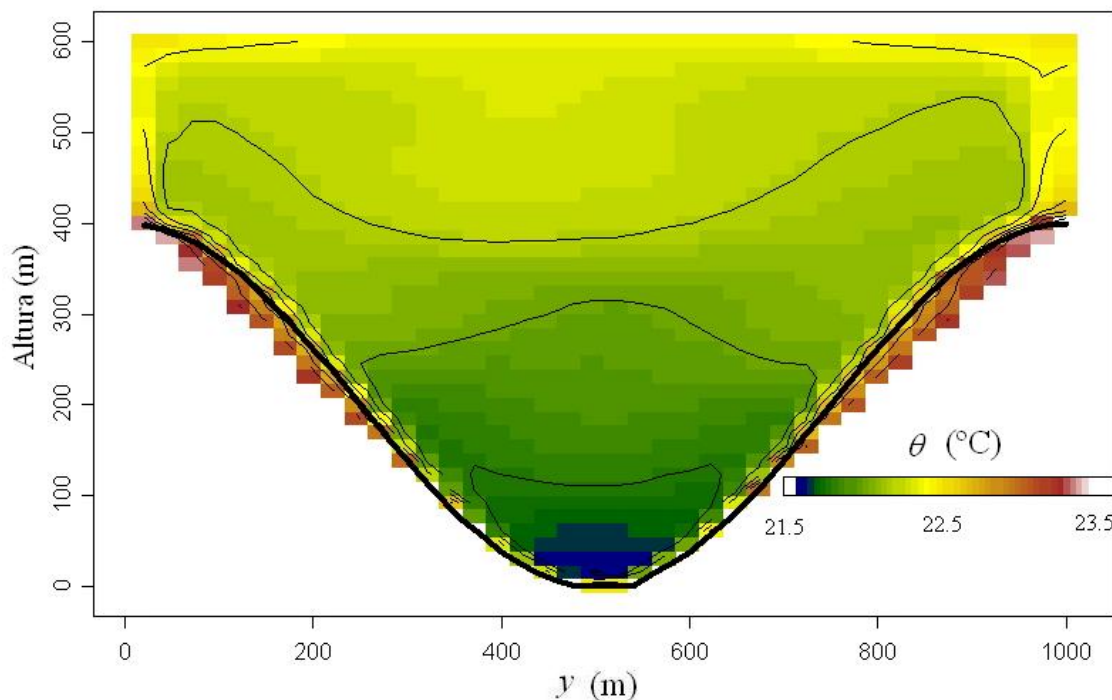


Figura 5.10 – Seção transversal ao vale da temperatura potencial para a simulação sem a existência de rio. Fonte: Adaptado de Bitencourt e Acevedo (2007).

A aproximação dos 5 primeiros níveis do modelo, mostrada nos gráficos inferiores da figura 5.9a, indica que a diferença de θ entre o nível 1 (altura da rugosidade) e o nível 2 (10 metros) é significativa para as três simulações, aumentando bruscamente nos primeiros 10 metros sobre o rio e declinando bruscamente sobre o solo. Isso ocorre porque o ar no nível 1 está imediatamente em contato com a superfície do rio que tem $\theta_g \cong 17$ °C. Já o ar no nível 1 sobre a terra está em contato com uma superfície com θ_g muito mais elevada, entre 30 e 34 °C. A diferença entre θ_2 e θ_1 é menor na simulação sem topografia, mostrando que, sobre o rio, a temperatura do ar é mais baixa próximo à superfície devido a circulação que ascende as encostas e descende no centro do vale e também devido a presença do próprio rio, conforme já mencionado.

O perfil vertical da umidade específica (figura 5.11a) mostra uma situação similar ao comportamento verificado com a temperatura potencial. Na simulação sem topografia, toda a camada vertical é bem misturada nos dois pontos representativos do domínio horizontal, por isso, a partir de aproximadamente 30 metros até o topo do domínio, a umidade é constante tanto no ponto central do rio como no ponto central de uma das porções de terra. Nas simulações com encostas

laterais de 200 e 400 metros, a umidade específica permanece constante em quase toda a camada somente na porção terra, mas sobre o rio ocorre um aumento de q entre o nível 2 e um nível próximo da altura da topografia. Possivelmente isso se deva ao transporte de ar mais seco dos níveis mais altos para os níveis mais baixos no centro do vale, resultante da circulação típica de vale/montanha verificada no horário do meio dia. O detalhe dos primeiros 40 metros, apresentados nos gráficos inferiores da figura 5.11a, mostra que a umidade é maior no nível 1 (altura da rugosidade) do que no nível 2 (10 metros), tanto sobre o rio como sobre a terra. Porém, como também percebe-se na figura 5.11b, a umidade no nível mais próximo da superfície se concentra mais sobre o domínio do rio.

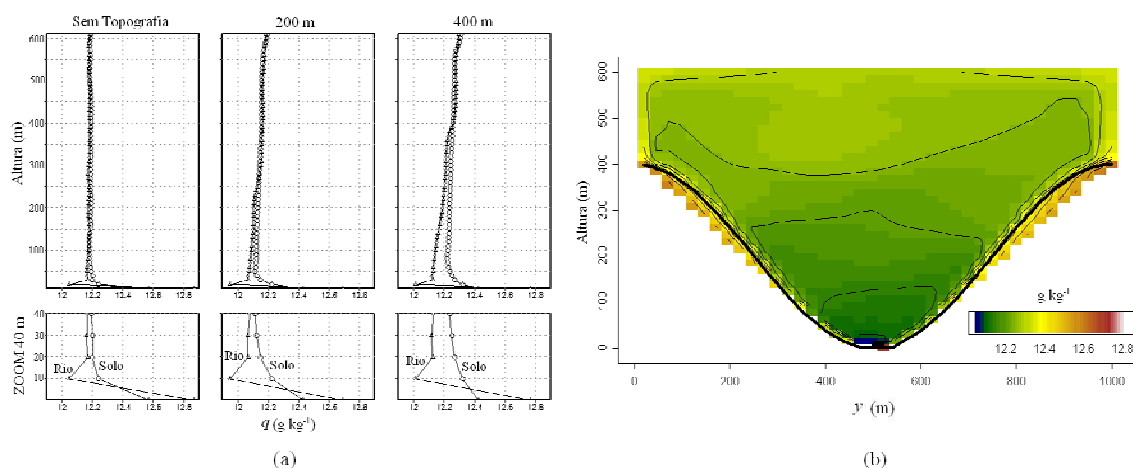


Figura 5.11 – (a) Perfil vertical da umidade específica em um ponto central de uma das porções terra e em um ponto central da porção água. (b) Seção transversal ao vale da umidade específica.

Sobre a porção terra $H_0 = LE_0$ são obtidos pela expressão 5.7, que é função da velocidade do vento no nível 1 e da diferença de temperatura potencial entre o nível 1 e a superfície. Por isso, apresenta-se agora, através da figura 5.12, a seção transversal na direção norte/sul do gradiente $\theta_1 - \theta_g$, da velocidade do vento no nível 1 e das trocas de calor para os três testes, lembrando que $H_0 = LE_0$ porque a análise é exclusivamente para as porções terra. Percebe-se que na simulação sem topografia a diferença $\theta_1 - \theta_g$ é homogênea e, como não há presença de encostas, o vento também tem velocidades parecidas em todo o domínio. Essa combinação resultou em $H_0 = LE_0$ com pouca variação entre a margem do rio e as extremidades do domínio. Por outro lado, na simulação com topografia os valores da diferença $\theta_1 - \theta_g$, apesar de negativos em todo o domínio da porção terra, apresentam grande

variabilidade, inclusive com uma configuração ondulatória na direção norte/sul para o caso da simulação com encostas de 400 metros, devido a variação em y de θ_g (ver figura 5.8b). Em síntese, sobre a porção terra, tem-se $(H_0 = LE_0) > 0$ tanto para as simulações sem topografia como para as simulações com topografia devido a temperatura da superfície ser sempre maior que a do ar, ou seja, no que diz respeito ao sentido das trocas de calor na direção z , a topografia não possui qualquer efeito, pois o solo aquece bastante no horário do meio dia, sendo uma encosta ou não. Por outro lado, a presença das encostas nas laterais do rio favorece a ocorrência de trocas de calor quase constante ao longo do vale (figura não mostrada). Rotach et al. (2004), com o uso de dados observados, encontraram fluxo turbulento de calor sensível positivo sobre as encostas do vale Riveira durante o dia.

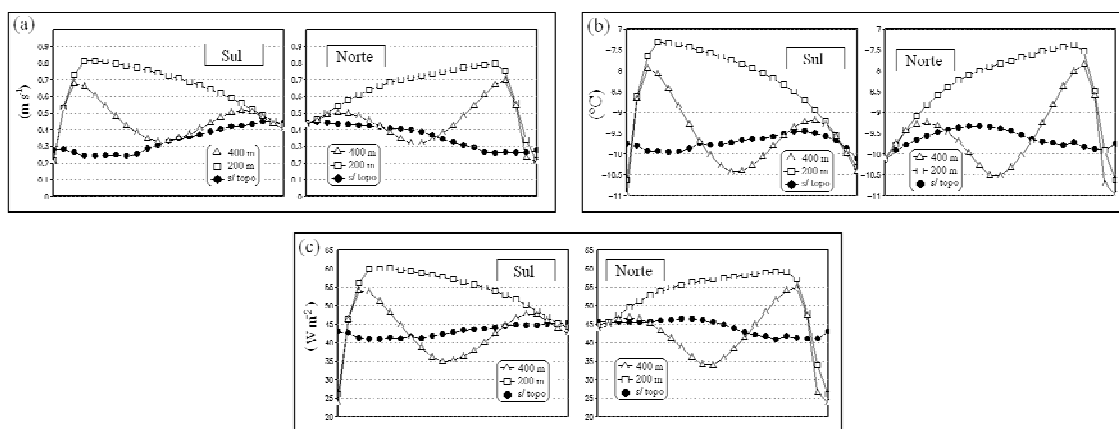


Figura 5.12 – Seção transversal (norte/sul) da (a) velocidade do vento no nível 1, da (b) diferença de temperatura potencial entre o nível 1 e superfície e (c) dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente ($H_0 = LE_0$). O painel esquerdo representa a porção terra ao sul do rio e o painel direito ao norte.

Sobre o rio, as trocas de calor entre a superfície e o ar são inversas, ou seja, $H_0 < 0$ (do ar para a superfície). Conforme os campos espaciais da porção água mostrados na figura 5.13, percebemos que a diferença $\overline{\theta_1 - \theta_g}$ é da ordem de aproximadamente $3.5 \text{ }^\circ C$ para os três testes realizados, sendo a temperatura da água mais baixa que a do ar. O vento médio no domínio do rio tem maior intensidade na simulação sem topografia, diminuindo de magnitude conforme aumenta a altura das encostas. A simulação do valor quantitativo de H_0 não é o principal objetivo desse estudo, no qual se prioriza a descrição qualitativa das trocas entre a superfície e o ar no horário do meio dia. Porém, nota-se na comparação das

três simulações que quanto maior a altura das encostas do vale, menor é a magnitude das trocas (ver figura 5.13d). Isso novamente aponta para uma influência direta da circulação no interior do vale causada pela topografia. Sem as encostas, o vento sobre o rio é maior porque está sob efeito quase que exclusivamente do gradiente térmico água/terra, enquanto que com a presença das encostas a circulação de vale/montanha, típica das 12 horas, torna-se ativa e mantém a configuração de divergência do vento sobre o rio de forma mais simétrica. Em síntese tem-se que a magnitude das trocas de calor entre o rio e a atmosfera diminui com a presença de encostas com maior altura tanto pela contribuição do vento no nível 1 como pela contribuição da diferença de temperatura entre o nível 1 e a superfície da água.

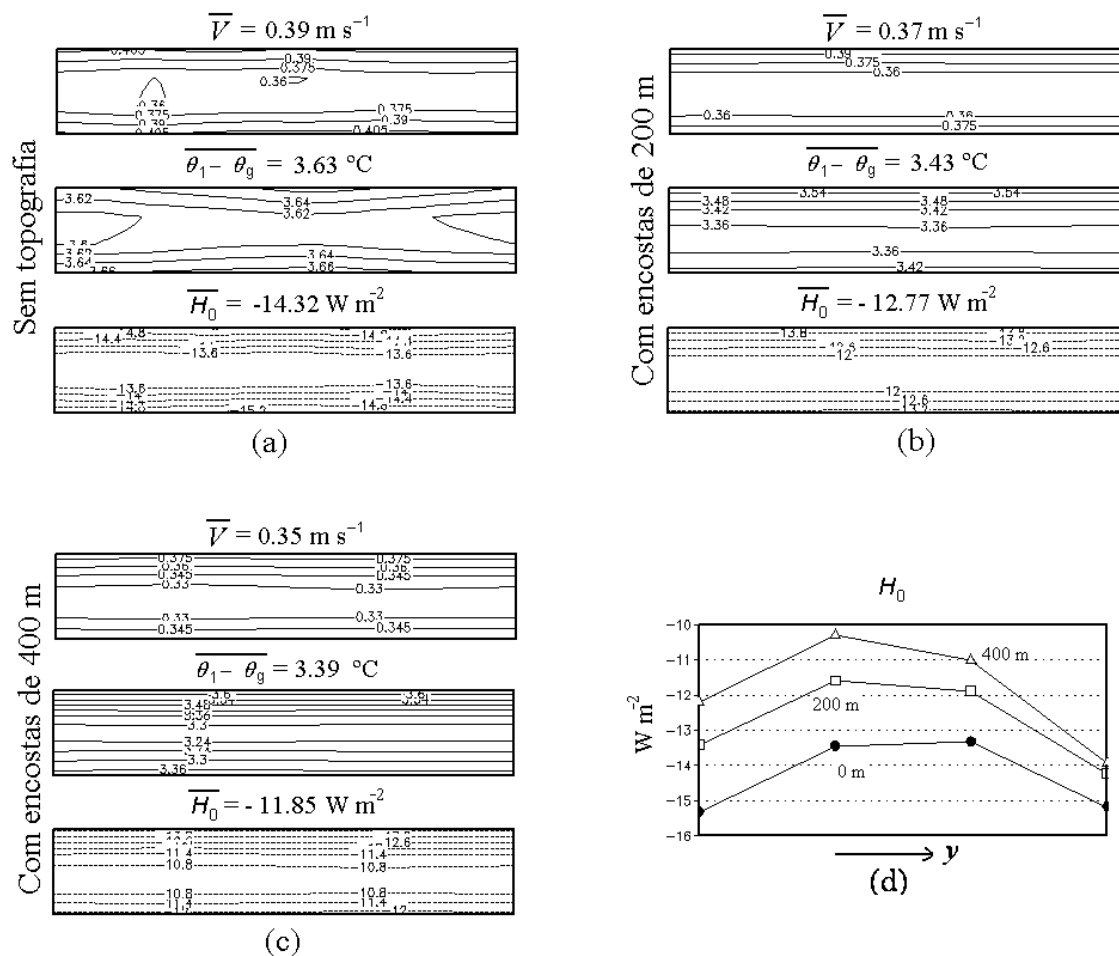


Figura 5.13 – Velocidade do vento no nível 1, diferença de temperatura potencial entre o nível 1 e superfície e fluxo turbulento de calor sensível para as simulações (a) sem topografia e com topografias de (b) 200 m e (c) 400 m. Os valores médios para o domínio do rio são mostrados no topo de cada campo. O gráfico (d) representa o corte transversal ao rio do fluxo turbulento de calor sensível.

Percebe-se através da figura 5.14 que, da mesma forma que ocorreu com as trocas de calor sobre o rio, as trocas de umidade também diminuem relativamente de magnitude conforme aumenta o tamanho das encostas. A hipótese para que isso ocorra também é a mesma, a influência da circulação no interior do vale causada pela topografia. Quanto maior as encostas, melhor definido fica a divergência do vento sobre o domínio do rio, favorecendo a ocorrência de velocidades menores, o que contribui para a diminuição da magnitude de LE_0 . Porém, com a diferença da umidade específica entre o nível 1 e a superfície ocorre algo interessante na comparação das três simulações. Conforme podemos ver no painel central das figuras 5.14a, 5.14b e 5.14c, o valor médio da diferença de umidade ($\overline{q_1 - q_g}$) no domínio do rio é maior na simulação sem topografia e menor na simulação com encostas de 200 metros, assumindo um valor intermediário na simulação com encosta de 400 metros. Mas como essa diferença é mínima, constatamos que a velocidade do vento junto à superfície é mais importante na determinação da magnitude de LE_0 . O corte transversal ao rio, mostrado na figura 5.14d, mostra que os três testes tiveram comportamentos qualitativos muito similares entre si. A principal constatação é que, para um rio com largura de 80 metros, a topografia não exerce influência no sinal das trocas de umidade entre a superfície e o ar, visto que todos os resultados mostraram $LE_0 < 0$.

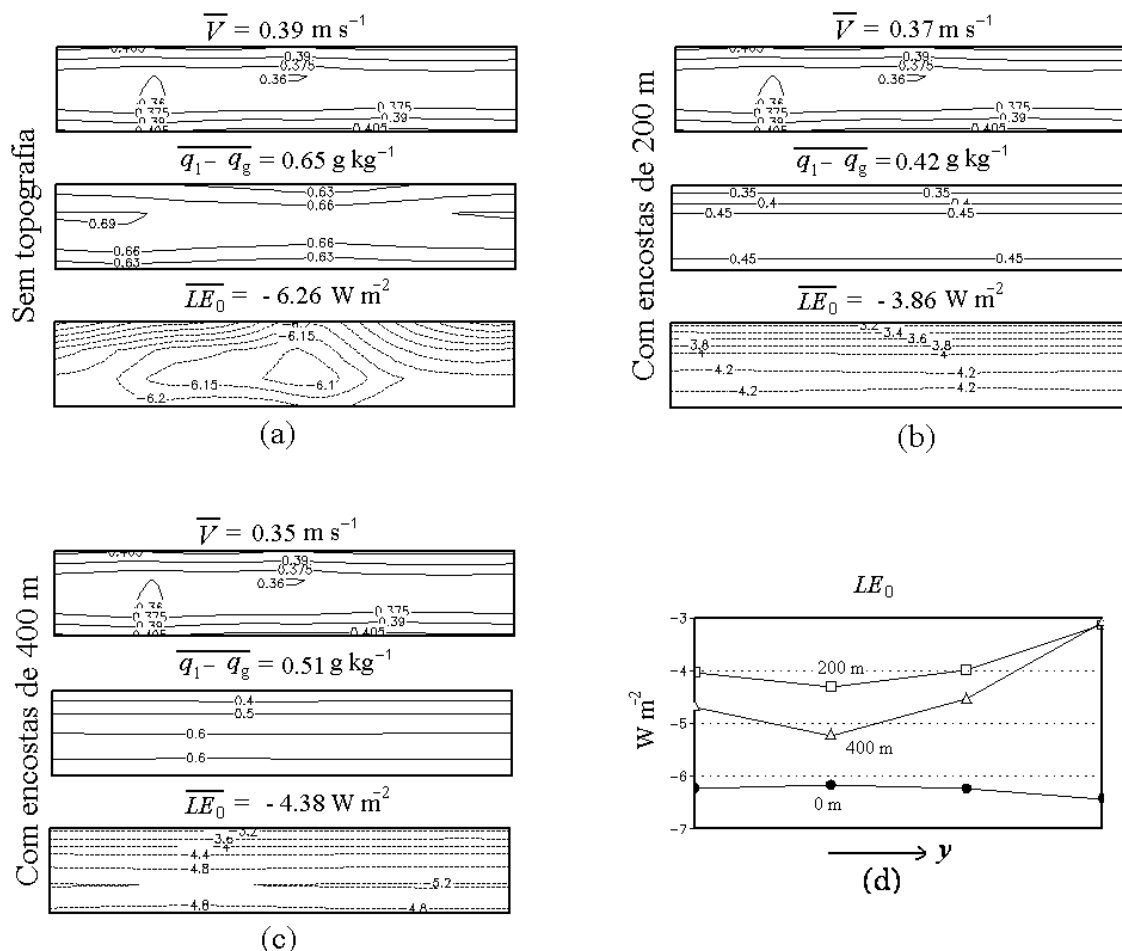


Figura 5.14 – Velocidade do vento no nível 1, diferença da umidade específica entre o nível 1 e superfície e fluxo turbulento de calor latente para as simulações (a) sem topografia e com topografias de (b) 200 m e (c) 400 m. Os valores médios para o domínio do rio são mostrados no topo de cada campo. O gráfico (d) representa o corte transversal ao rio do fluxo turbulento de calor latente.

5.3.2 – Os efeitos da direção e velocidade do vento

A análise do escoamento de grande escala realizada no capítulo anterior mostrou predominância do vento do quadrante norte, com intensidade média entre 5 e 6 $m s^{-1}$, nos dias selecionados. No fundo do vale, a torre micrometeorológica instalada junto a margem sul do rio da Prata registrou ventos predominantemente de oeste, com uma pequena componente de norte, com intensidade da ordem de 1 $m s^{-1}$. A comparação do escoamento nessas duas escalas apontou para uma superposição das forçantes canalizada e térmica (Bitencourt e Acevedo, 2006). Nessa seção serão feitas algumas abordagens em relação aos ventos simulados pelo LES. Analisa-se os resultados das simulações

inicializadas com ventos exclusivamente na direção norte/sul (transversal ao vale) e com ventos na direção leste/oeste (ao longo do vale). Essas duas situações foram experimentadas com intensidades de 1 e de 5 m s⁻¹. Como o objetivo principal desse estudo é avaliar as trocas de calor e umidade entre a superfície do rio e o ar, as quantidades H_0 e LE_0 também serão avaliadas para cada teste. Todas as simulações são rodadas com a presença de um rio com largura de 80 metros, centrado no domínio, conforme mostra a figura 5.2a, excetuando uma rodada adicional com topografia e sem rio para testes específicos sobre a contribuição das encostas e do rio na circulação local. A topografia utilizada é de 400 metros, que é a mais próxima da realidade do vale do rio da Prata. As simulações inicializadas com ventos de 1 e 5 m s⁻¹ foram integradas para períodos de 3 e 5 horas, respectivamente. Excetuando a figura 5.15, todas as demais figuras e tabelas foram construídas com base na média temporal das últimas duas horas de integração, resultado representativo das 12 horas local. Como no item anterior, todas as figuras que mostram a seção transversal ao vale são obtidos a partir da média em x .

Percebe-se através da figura 5.15 que, quando o modelo é inicializado com vento de 1 m s⁻¹, na direção do vale (figura 5.15a) e transversal ao vale (figura 5.15b), o escoamento junto à superfície apresenta divergência do vento exatamente sobre o domínio do rio. Colette et al. (2003) simularam o padrão diurno de um vale com o uso do Advanced Regional Prediction System (ARPS) e identificaram claramente os escoamentos encosta acima, com divergência no fundo do vale, quando o vento sinótico é fraco. Whiteman et al. (1999), através da análise de dados observados, encontraram um campo de vento divergente durante o dia ao longo do rio Colorado, no Grand Canyon. Banta (1984) mostrou que a divergência do vento no fundo do vale, no período diurno, faz parte de um mecanismo capaz de inicializar nuvens do tipo cumulus. As análises das simulações com e sem topografia, realizadas no item anterior, mostraram que a divergência do vento no fundo do vale do rio da Prata é provocada por dois fatores, o gradiente térmico em y , forçado pelo aquecimento diferencial água/terra, e a presença das encostas, que força um escoamento vale/montanha, típico das 12 horas. De acordo com a figura 5.15b, nota-se que com o escoamento forçado perpendicular ao vale, a divergência do vento se estabelece, entretanto, somente com o escoamento forçado de oeste para leste (figura 5.15a) é que o vento adquire uma componente x compatível com o que foi observado na margem sul do rio da Prata durante a campanha EXPANTAS –

2005. Também chama a atenção a boa performance nas simulações da magnitude do vento. Comparando os gráficos (c) e (d) com os gráficos (a) e (b) da figura 5.15, percebe-se que qualitativamente os resultados das simulações inicializadas com ventos fracos e fortes são muito similares, principalmente se considerarmos apenas a última hora de integração. Pelo menos para esse nível junto da superfície, os campos de vento da simulação inicializada com $v = 5 \text{ m s}^{-1}$ (figura 5.15d) é compatível com a simulação inicializada com $v = 1 \text{ m s}^{-1}$ (figura 5.15b), inclusive nos resultados quantitativos (ver escalas dos vetores na base dos gráficos).

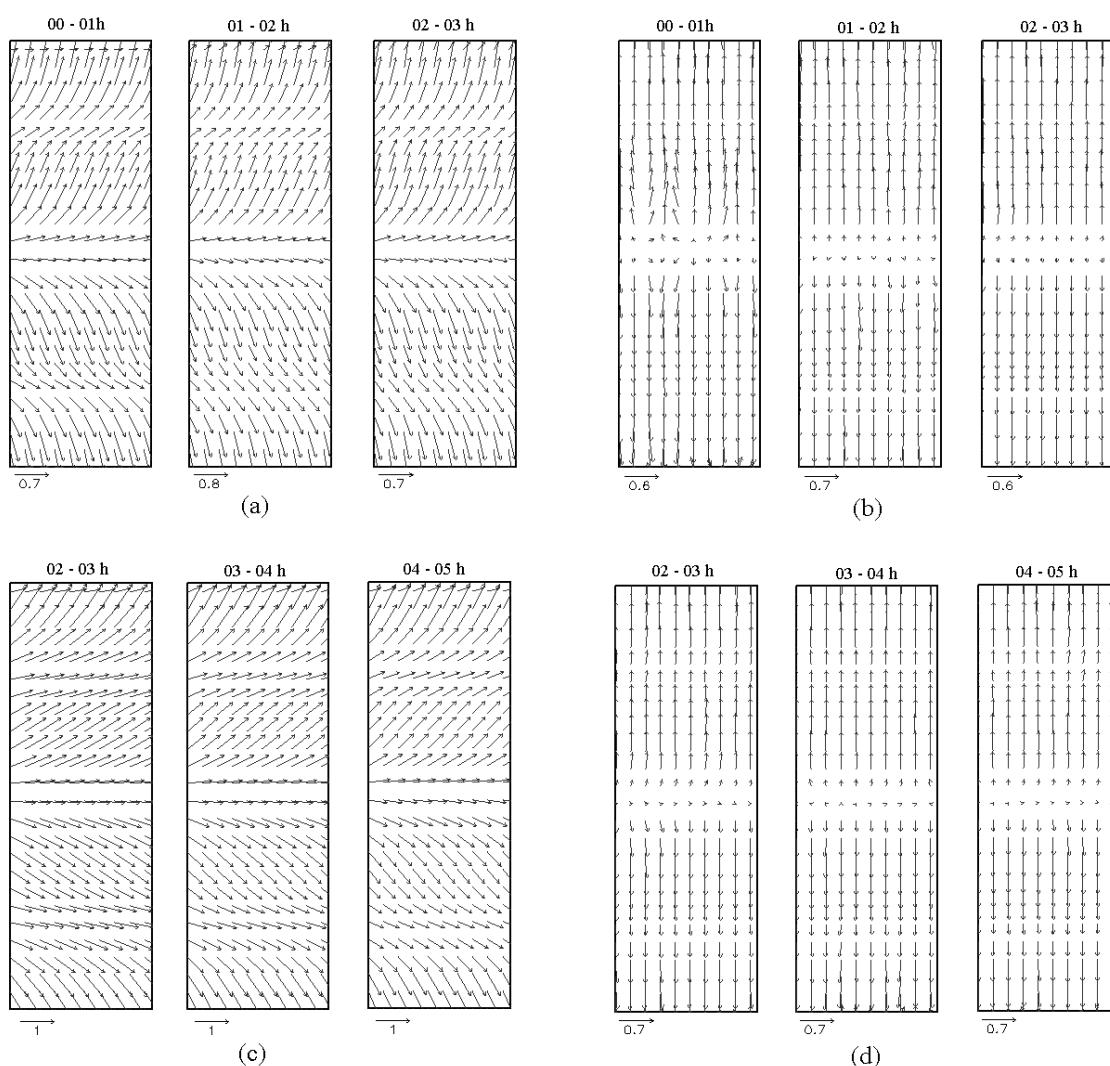


Figura 5.15 – Média do vento na altura da rugosidade, para a primeira, segunda e terceira hora de integração. (a) vento na direção do vale de 1 m s^{-1} , (b) vento transversal ao vale de 1 m s^{-1} , (c) vento na direção do vale de 5 m s^{-1} e (d) vento transversal ao vale de 5 m s^{-1} . As escalas dos vetores são apresentadas na base dos painéis.

O vento na direção do vale aparentemente apresenta-se mais realístico nos resultados da simulação inicializada com $u = 1 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$ (figura 5.16a) do que na simulação inicializada com $u = 0$ e $v = 1 \text{ m s}^{-1}$ (figura 5.16b). Como o escoamento é canalizado no interior do vale, de oeste para leste, adquirindo uma componente na direção y sobre as encostas, espera-se que as velocidades de u sejam maiores sobre o rio, no fundo do vale, e menores junto às encostas, onde predomina a componente y . Conforme vemos na figura 5.16, a componente do vento transversal ao vale apresentou escoamento encosta acima nas duas simulações, tanto na rodada inicializada somente com vento na direção leste/oeste como na rodada inicializada exclusivamente com vento na direção norte/sul. As diferenças ficaram por conta das células formadas no plano y - z . Na simulação inicializada com vento ao longo do vale (figura 5.16a e 5.16c) a circulação diurna, típica de vale/montanha, aparece claramente. Acima da altura da topografia, aproximadamente entre 450 e 600 metros, aparecem outras duas células no plano y - z . Já a simulação inicializada com vento transversal ao vale, de 1 e 5 m s^{-1} (figuras 5.16b e 5.16d), apesar de também ter apresentado escoamento encosta acima, mostrou duas células com circulação entre as encostas pouco coerentes com a realidade do vale do rio da Prata. Uma célula aparece no fundo do vale e outra entre aproximadamente o meio e a altura máxima da topografia. Uma terceira célula aparece ainda acima da altura das encostas, com ventos transversais ao vale no topo do domínio, com intensidade de aproximadamente 1.5 m s^{-1} (figura 5.17b e 5.17d) em ambos os testes. Weigel et al. (2006) encontraram circulações similares no interior de um vale através da análise de dados observados e de modelagem numérica. Porém, o vale estudado por Weigel et al. (2006) possui dimensões muito maiores que o vale do rio da Prata e é orientado praticamente na direção norte/sul, proporcionando que, durante um determinado período, ocorra maior aquecimento de uma encosta em relação à outra. O trecho do vale do rio da Prata escolhido para esse estudo, além de ser pequeno, está orientado na direção leste/oeste e, embora existam estudos indicando que o aquecimento da face da encosta voltado para o sul ou para o norte seja diferente, a ponto de provocar diferenças também no padrão de escoamento (Segal et al., 1987), acredita-se que nesse pequeno trecho do vale do rio da Prata isso não seja significativo.

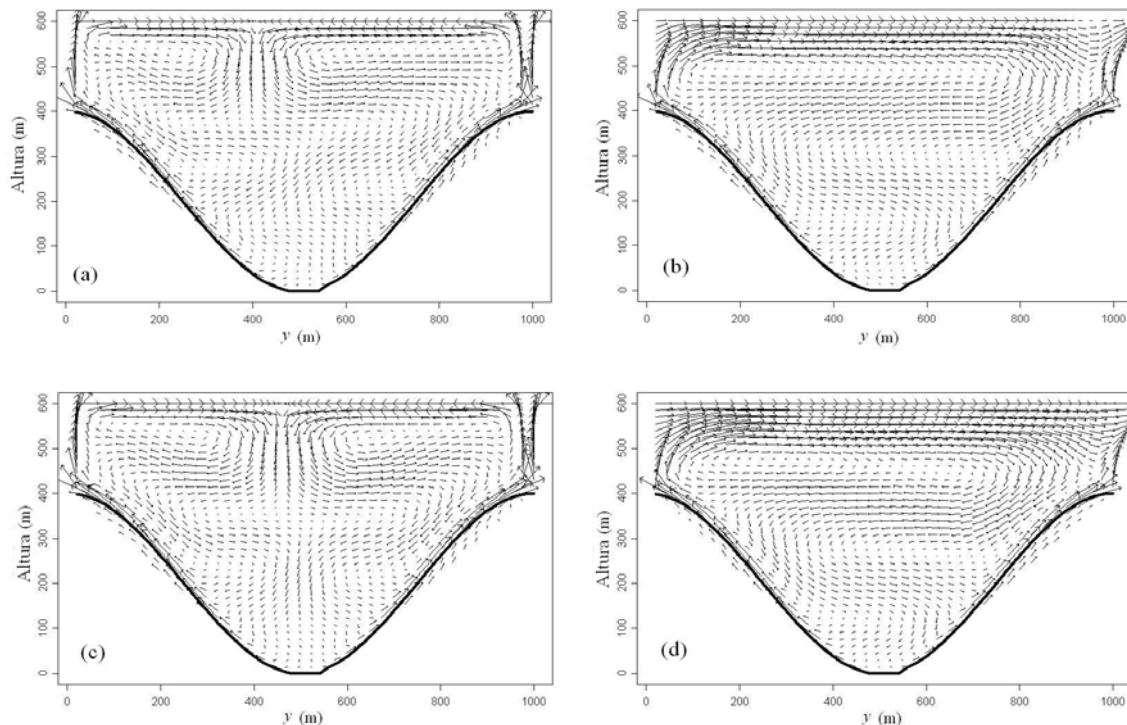


Figura 5.16 – Seção transversal ao vale do vetor vento para simulações inicializadas com diferentes ventos de grande escala: (a) $u = 1 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$; (b) $u = 0$ e $v = 1 \text{ m s}^{-1}$; (c) $u = 5 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$ e (d) $u = 0$ e $v = 5 \text{ m s}^{-1}$.

A configuração da circulação no plano y - z para as rodadas inicializadas com ventos de 5 m s^{-1} ficou muito próxima da configuração resultante das simulações inicializadas com vento de 1 m s^{-1} . Percebe-se através da figura 5.17 que a principal diferença entre os testes com vento fraco e forte são nos resultados quantitativos, evidentemente que as rodadas inicializadas com ventos na direção e transversal ao vale, de 5 m s^{-1} , apresentaram resultados com maior intensidade na média das últimas duas horas de integração. Chama a atenção, entretanto, o comportamento muito similar da componente y do vento no interior do vale, entre a superfície e a altura de ~ 400 metros, para as rodadas com vento na direção do vale inicial de 1 m s^{-1} (figura 5.17a) e com vento na direção do vale inicial de 5 m s^{-1} (figura 5.17c). Isso pode ser indicativo de que os efeitos na componente do vento transversal ao vale, causados pelo aquecimento diferencial água/terra e pela presença das encostas, ocorrem independentemente da intensidade do escoamento de grande escala ao longo do vale, de oeste para leste. Portanto, podemos pensar que de fato a circulação ao longo do interior do vale (oeste/leste) seja função dos escoamentos de grande escala e local, através da associação das forçantes

canalizada e gradiente térmico ao longo do vale (Bitencourt e Acevedo, 2006), mas que os escoamentos encosta acima sejam induzidos exclusivamente pelas forçantes de mesoescala, associadas ao gradiente horizontal de temperatura entre a superfície da água e a superfície do solo e também do aquecimento diferencial que ocorre durante o dia em regiões de vale/montanha. De acordo com essas simulações, o escoamento forçado acima da altura da topografia, quando é perpendicular ao vale, aparentemente não tem influência significativa na circulação encosta acima que ocorre no interior do vale. De fato, a característica real de terreno complexo no vale do rio da Prata, onde se tem encostas bastante íngremes e próximas uma da outra, com altura relativamente expressiva, não permite que o vento de grande escala influencie no interior do vale quando este é perpendicular a direção do vale, salvo quando ocorre a canalização através de trechos anteriores com outra orientação.

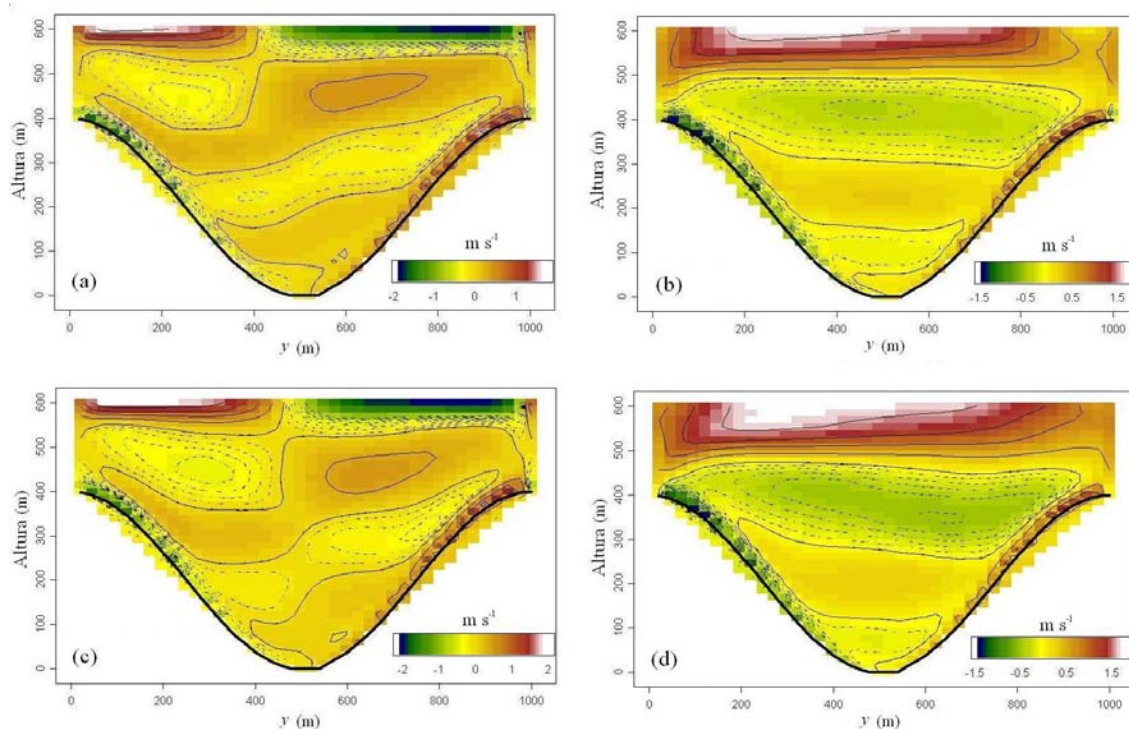


Figura 5.17 – Seção transversal ao vale da componente norte/sul (direção y) para simulações inicializadas com diferentes ventos de grande escala: (a) $u = 1 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$; (b) $u = 0$ e $v = 1 \text{ m s}^{-1}$; (c) $u = 5 \text{ m s}^{-1}$ e $v = 0$ e (d) $u = 0$ e $v = 5 \text{ m s}^{-1}$.

A partir da constatação de que o vento no interior e na mesma direção do vale é influenciado principalmente pelos efeitos canalizado e térmico e que o vento transversal ao vale é essencialmente influenciado pelos efeitos de

aquecimento diferencial, provenientes do gradiente água/terra e da presença das encostas, faremos agora algumas comparações para estimar o quanto esses efeitos contribuem na circulação local do sistema. As simulações com ventos iniciais de leste fraco e forte fornecem subsídio para comparações da circulação local no interior do vale, proveniente da canalização do escoamento de grande escala com diferentes magnitudes. A tabela 5.1 mostra os resultados da componente x do vento (mesma direção do vale), junto à superfície, somente para o domínio da porção água. Percebe-se que quando a inicialização do modelo é realizada com vento mais intenso, o escoamento local no fundo do vale adquire magnitude um pouco maior que 1 m s^{-1} , enquanto que a inicialização com vento fraco favorece ventos locais no fundo do vale de no máximo 0.37 m s^{-1} . Esses resultados são concordantes com a comparação instantânea realizada entre os ventos sinótico e local, apresentada no capítulo 4. Ali foi mostrado que a circulação local, tanto em termos de direção como em termos de magnitude, é função principalmente do efeito canalizado, mas não somente do escoamento sinótico verificado no mesmo momento, e sim também em função das magnitudes e direção do vento de grande escala que ocorrem em horários anteriores, sugerindo um efeito “memória” na circulação do interior do vale proveniente do escoamento acima do vale.

Tabela 5.1 – Componente x do vento, no nível 1, sobre o domínio do rio, para as simulações inicializadas com vento fraco e forte.

	Topografia de 400 m / Presença do rio de 80 m	
	Ven Inicial = 1 m s^{-1} (na direção do vale)	Ven Inicial = 5 m s^{-1} (na direção do vale)
$u_{\text{máximo}}$	0.37 m s^{-1}	1.19 m s^{-1}
$u_{\text{mínimo}}$	0.31 m s^{-1}	1.05 m s^{-1}
$u_{\text{médio}}$	0.34 m s^{-1}	1.11 m s^{-1}

A tabela 5.2 mostra a comparação entre três simulações diferentes, a primeira que retrata com mais realismo as características locais do sítio em estudo, com topografia de 400 metros e presença de um rio de 80 metros de largura, a segunda simulação sem a topografia e com a presença do rio e, a terceira simulação, com presença de topografia e ausência de rio no fundo do vale. Percebe-se que somente com a presença do rio no centro do domínio do modelo o vento na direção y é mais equilibrado, visto que nas margens norte e sul do rio a componente y do vento teve a mesma magnitude, com sinais opostos e configuração simétrica sobre o domínio do rio. Na simulação com topografia e sem a existência de rio, a

presença das encostas também favoreceu a divergência do vento no fundo do vale, mas com configuração menos equilibrada. Em síntese, tanto na situação em que a componente y do vento é forçada exclusivamente pela presença do rio ou é forçado exclusivamente pela presença do vale, ocorre divergência horizontal positiva no fundo do vale. E, apesar do gradiente de temperatura água/terra ser bastante intenso, os resultados sugerem que a orografia é mais importante como forçante para o vento subir as encostas. Portanto, estima-se que o efeito vale/montanha diurno seja um pouco mais importante do que o gradiente térmico água/terra para a intensificação do vento sobre o rio e, conseqüentemente, mais importante para as quantidades de fluxos turbulentos de calor sensível e latente.

Tabela 5.2 – Divergência horizontal e componente y do vento, no nível 1, sobre o domínio do rio, para a simulação com topografia de 400 metros e rio de 80 metros, comparada com duas situações hipotéticas do sítio.

	Vento Zonal Inicial = 1 m s ⁻¹		
	- presença de topografia - presença de rio	- ausência de topografia - presença de rio	- presença de topografia - ausência de rio
$v_{máximo}$	+ 0.10 m s ⁻¹	+ 0.19 m s ⁻¹	+ 0.29 m s ⁻¹
$v_{mínimo}$	- 0.14 m s ⁻¹	- 0.18 m s ⁻¹	- 0.21 m s ⁻¹
$v_{médio}$	- 0.03 m s ⁻¹	0.00 m s ⁻¹	+ 0.04 m s ⁻¹
$(\nabla \cdot \vec{V})_{máximo}$	1.18 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	1.23 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	1.61 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹
$(\nabla \cdot \vec{V})_{mínimo}$	0.59 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	0.94 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	1.13 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹
$(\nabla \cdot \vec{V})_{médio}$	0.84 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	1.07 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹	1.39 x 10 ⁻⁶ s ⁻¹

Os resultados das trocas de calor e umidade entre a superfície do rio e a atmosfera, para as simulações com vento sinótico em apenas uma direção e com velocidades de 1 e 5 m s⁻¹, são apresentados nas figuras 5.18 e 5.19. Todos os testes apresentaram fluxos negativos, da atmosfera para o rio, concordando com o que foi observado às 12 horas nos dias selecionados da campanha EXPANTAS – 2005. Percebe-se através da figura 5.18 que quando a simulação é inicializada com escoamento perpendicular ao vale, independentemente da intensidade, há variação, embora pequena, dos fluxos ao longo do rio (direção x), enquanto que nas simulações inicializadas com vento paralelo ao vale, os fluxos variam apenas na seção transversal do rio (direção y). Essa configuração está diretamente associada com os campos de vento apresentados na figura 5.15. Quando esses campos de vento apresentam componente na direção do vale, a distribuição dos fluxos ao longo do rio é homogênea. Por outro lado, quando não há componente na direção do vale, os

fluxos aparecem com uma pequena variação ao longo do rio. Na verdade, quando o escoamento flui na mesma direção do vale, há maior contribuição para a homogeneização da temperatura e umidade no nível 1 e, como a temperatura na superfície da água é de aproximadamente 17 °C sempre, há quase que uma constância em x das diferenças $\theta_1 - \theta_g$ e $q_1 - q_g$.

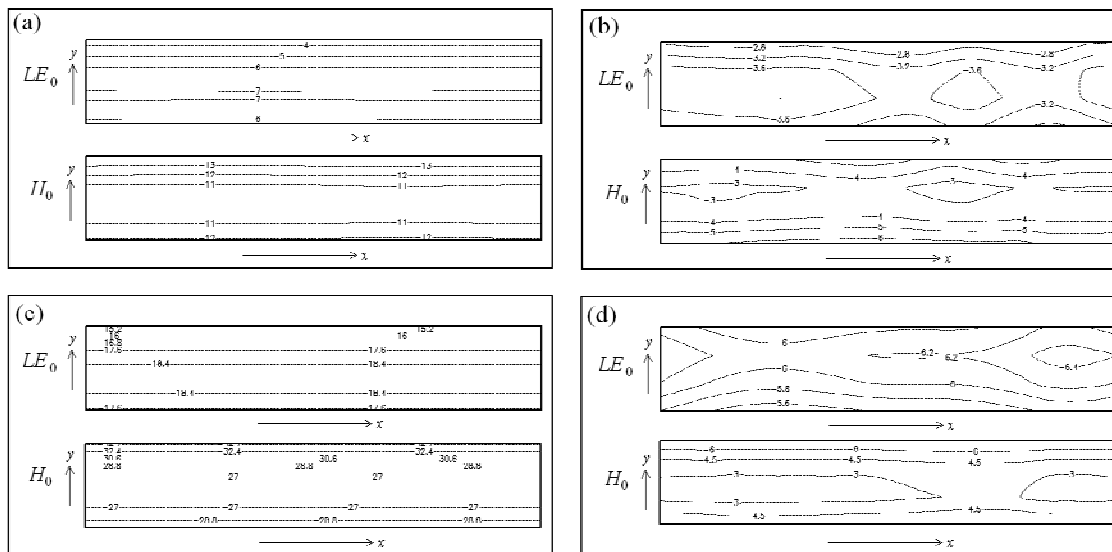


Figura 5.18 - Fluxos turbulentos de calor latente (LE_0) e sensível (H_0) em $W m^{-2}$, sobre a porção água, para as simulações inicializadas com (a) $u = 1 m s^{-1}$ e $v = 0$; (b) $u = 0$ e $v = 1 m s^{-1}$; (c) $u = 5 m s^{-1}$ e $v = 0$ e (d) $u = 0$ e $v = 5 m s^{-1}$.

Chama a atenção a diferença relativa entre os testes realizados, das quantidades de LE_0 e H_0 transversais ao rio (figura 5.19). A simulação com vento forte na direção do vale resulta em trocas de calor e umidade relativamente mais significativas entre o rio e a atmosfera. Apesar das magnitudes de LE_0 e H_0 serem função da diferença na vertical de q e θ , respectivamente, e da velocidade do vento junto à superfície, acredita-se que para esses casos os valores quantitativos de LE_0 e H_0 sejam causados principalmente pelo campo de velocidade, ficando o gradiente vertical de q e de θ responsáveis pelo sinal dos fluxos. Considerando ainda que a velocidade do vento na direção do vale, sobre o rio, seja função principalmente do mecanismo canalizado e que o vento na direção y seja forçado por efeitos de mesoescala relativos à diferença térmica água/terra e à presença das encostas, podemos concluir que a intensidade dos fluxos junto à superfície do rio seja induzida principalmente por essas forçantes.

Portanto, quando o vento sinótico escoa na direção do vale, é essa forçante, através da canalização dentro do vale, que determina com mais importância a intensidade das trocas de calor e umidade entre a atmosfera e o rio. E, quando o vento sinótico é transversal ao vale, o fator determinante na intensidade das trocas é a velocidade local causada pelos efeitos de mesoescala do sistema rio/vale/montanha, passando também os gradientes de θ e q a apresentarem certa importância na magnitude das trocas.

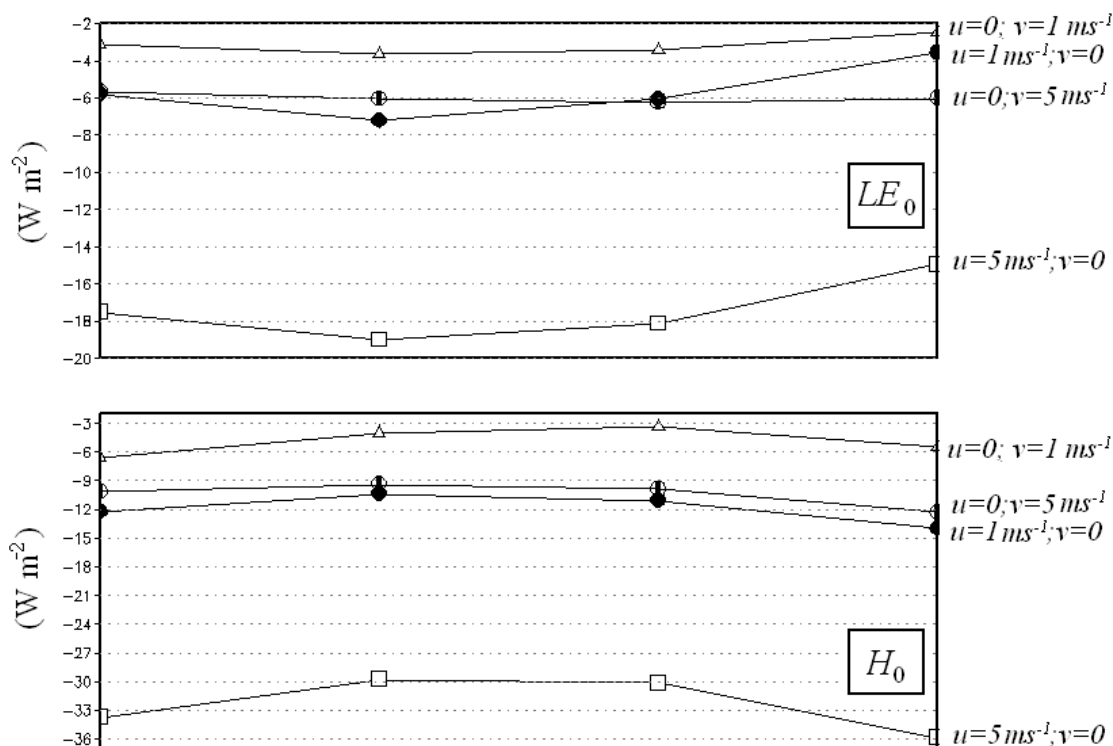


Figura 5.19 – Seção transversal ao rio dos fluxos turbulentos de calor latente (LE_0) e sensível (H_0).

A pouca variabilidade das trocas entre a superfície e o ar nos quatro pontos de grade da seção transversal ao rio, mostrada na figura 5.19, coincide com os valores pouco expressivos dos gradientes reais da temperatura do ar e da temperatura da superfície da água, observados entre uma margem e outra do rio da Prata. Acevedo et al. (2007) descreveram que a diferença transversal ao rio da temperatura do ar é pouco significativa, não ultrapassando $0,4\text{ }^{\circ}C$, e que a diferença da temperatura da superfície da água, entre as margens sul e norte do rio da Prata, é de no máximo $0,1\text{ }^{\circ}C$. A causa disso pode estar associada à largura do rio que é relativamente estreita.

5.3.3 – Simulações com o nível do rio elevado

Uma questão importante é identificar o quanto o nível da água do rio altera o comportamento dos fluxos turbulentos de calor e umidade junto a superfície do rio. Busca-se essa resposta a partir de duas simulações do LES, a primeira com uma elevação do nível do rio de 19,8 metros, aumentando a sua largura para 160 metros, e a segunda com uma elevação de 86,0 metros, aumentando a largura do rio para 320 metros, conforme esquema apresentado na figura 5.20. Utilizaremos como padrão a rodada do LES que tem rio com largura de 80 metros e topografia de 400 metros. Todas as simulações foram inicializadas com vento de grande escala de oeste, com 1 m s^{-1} e demais configurações descritas no item 5.1. Novamente, todas as análises realizadas nesse subitem são baseadas na média das últimas duas horas de integração, resultado considerado como sendo a simulação do momento das 12 horas local. Os gráficos que mostram a seção transversal ao vale são obtidos a partir da média em x .

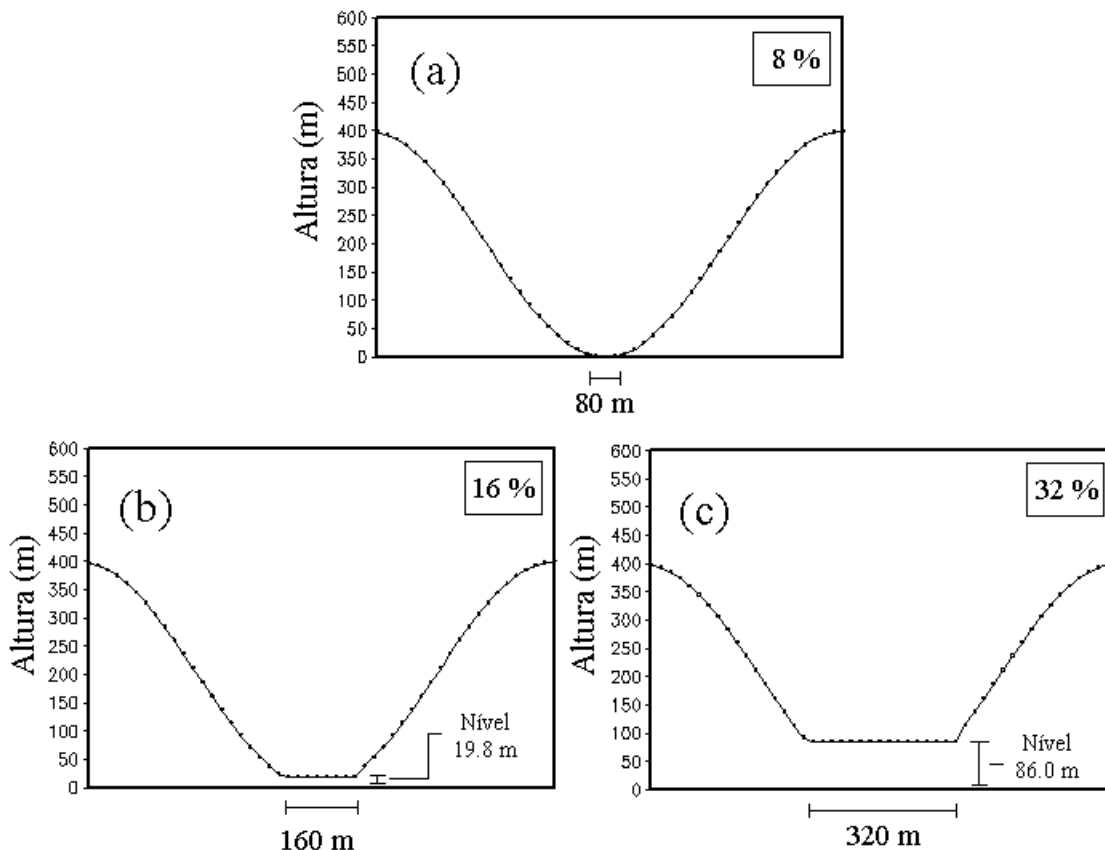


Figura 5.20 – (a) Configuração de referência e configurações com nível do rio elevado em (b) 19,8 metros e (c) 86,0 metros. O percentual do domínio do modelo que a área do rio ocupa é mostrado no topo superior de cada figura.

De uma forma geral, o padrão de circulação no interior do vale não apresentou muita diferença na comparação dos dois testes com a simulação de referência. O vento zonal, que na simulação com rio de 80 metros foi de aproximadamente $0,8 \text{ m s}^{-1}$ sobre o rio, teve magnitudes também nessa ordem sobre a porção água nas simulações com área alagada de 160 e 320 metros.

As diferentes larguras de rio provocam diferentes impactos na temperatura acima do rio (figura 5.21). Conforme aumenta a área alagada pelo rio, aumenta o nível na vertical em que o ar sofre mais significativamente a influência da temperatura da superfície da água. Essa influência é mais evidente com o rio de largura de 320 metros, que aparentemente favorece a ocorrência de temperaturas relativamente mais baixas até aproximadamente 30 metros do nível do rio. O gradiente vertical de temperatura nos baixos níveis é maior para o caso simulado com rio mais largo. Por outro lado, a umidade é maior nos níveis mais baixos, decrescendo para cima. O primeiro nível na vertical apresenta um máximo na

umidade específica, que aumenta com a largura do rio (figura 5.22), situação que é causada pela presença do rio.

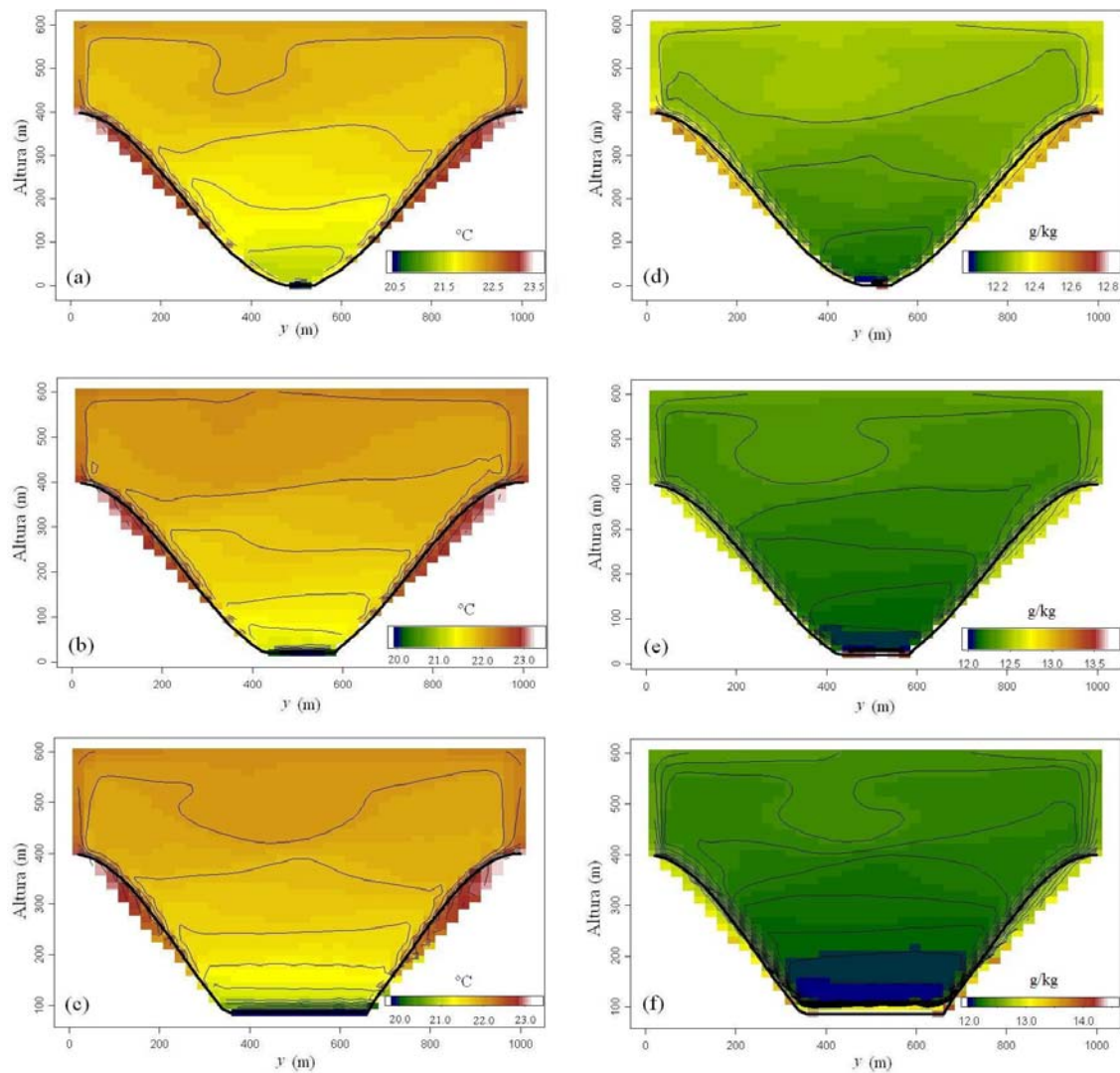


Figura 5.21 – Seção transversal da temperatura potencial (painéis da esquerda) e umidade específica (painéis da direita) para diferentes elevações de rio: 80 metros (painéis superiores), 160 metros (painéis centrais) e 320 metros (painéis inferiores).

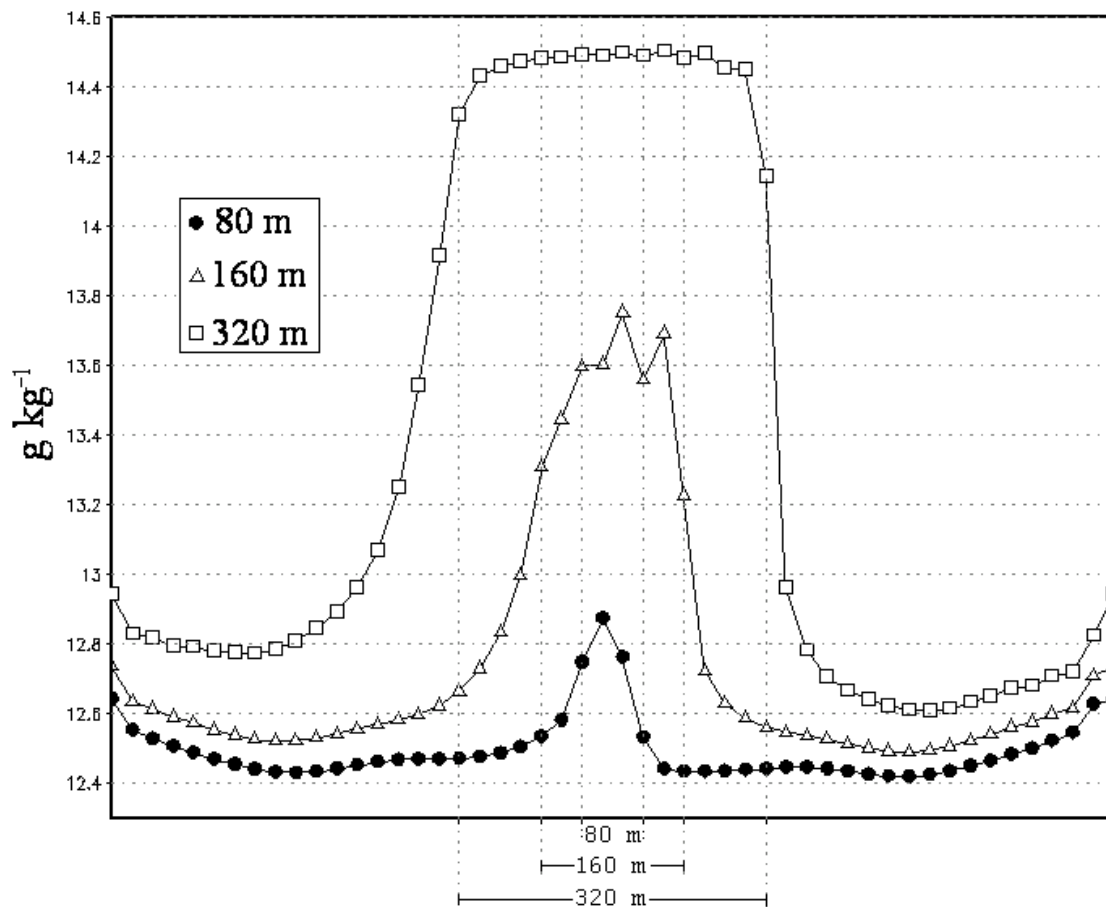


Figura 5.22 – Seção transversal da umidade específica no primeiro nível na vertical para as três simulações com diferentes larguras de rio, conforme mostrado na legenda.

O pico de umidade específica nos níveis mais baixos, junto à superfície do rio, ocorre mesmo com a existência de fluxos turbulentos de calor latente negativos, ou seja, mesmo com os fluxos sendo verificados da atmosfera para o rio. Portanto, a convergência vertical dos fluxos não é responsável pelo acúmulo de umidade sobre o rio. Conseqüentemente, a umidade nos níveis mais baixos, sobre o domínio do rio, é proveniente da convergência lateral dos fluxos turbulentos de calor latente. Essa conduta, assim como o comportamento dos fluxos turbulentos de calor sensível na horizontal, são representados através dos resultados gerados pelo LES (figura 5.23). Percebe-se através da figura 5.23 que a maior temperatura e umidade específica verificada no primeiro nível da vertical é causado pela convergência horizontal do ar mais quente e mais úmido, oriundo das encostas do vale. Nota-se ainda que a magnitude desses fluxos turbulentos laterais, simulados pelo LES, são comparáveis aos observados durante a campanha EXPANTAS – 2005, no vale do

rio da Prata (Acevedo et al., 2007). O trabalho de Acevedo et al. (2007) mostrou que os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, na margem do rio da Prata, foi em média da ordem de 10 W m^{-2} .

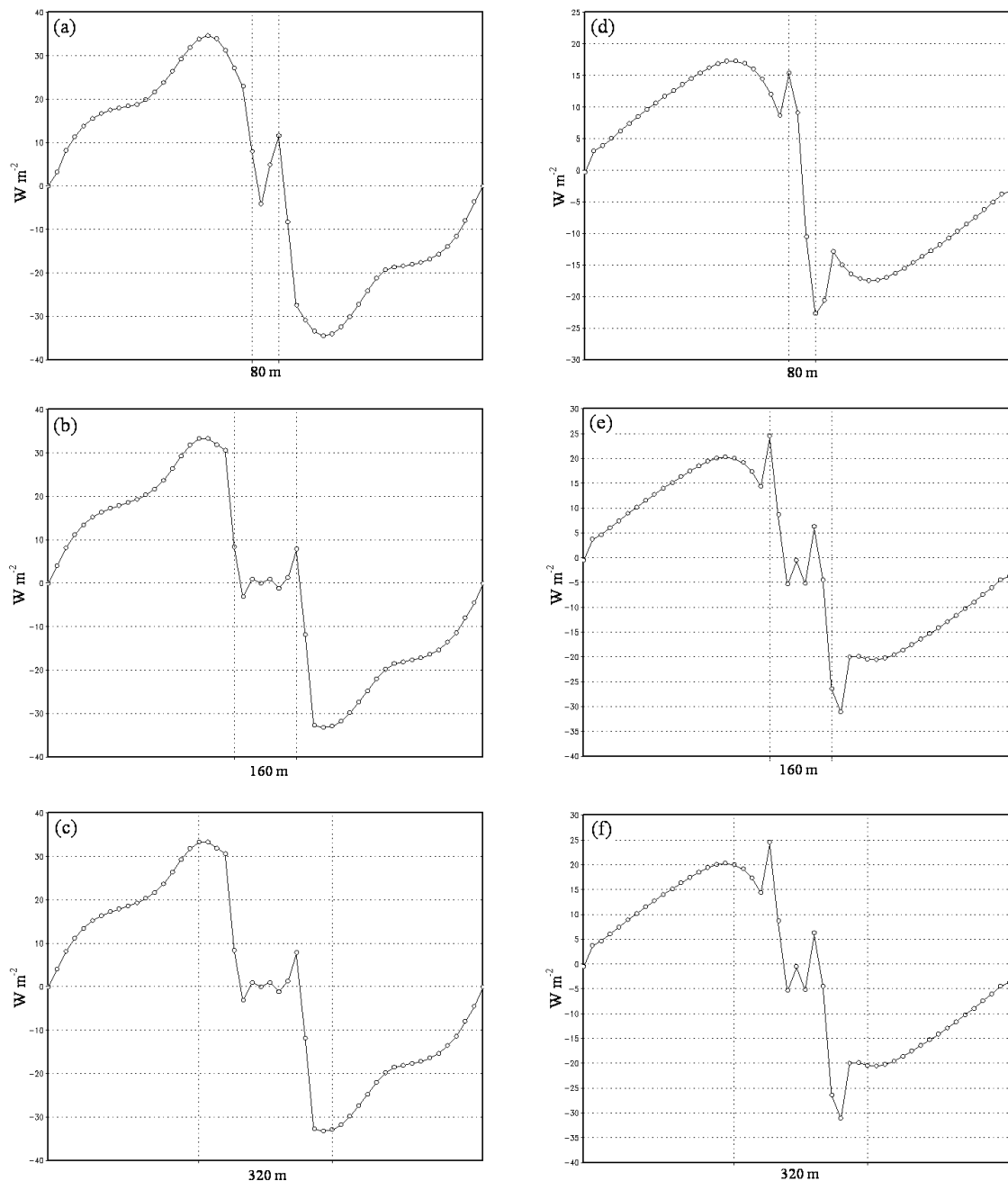


Figura 5.23 – Fluxos turbulentos horizontais (direção y) de calor sensível para simulação com rio de (a) 80 metros, (b) 160 metros e (c) 320 metros e fluxos turbulentos horizontais (direção y) de calor latente para simulação com rio de (d) 80 metros, (e) 160 metros e (f) 320 metros. Os valores positivos (negativos) representam fluxos na direção y da encosta sul (norte) para o rio.

A diferença de temperatura potencial entre a altura da rugosidade (nível 1) e a superfície do rio é de aproximadamente 3,5 °C para rio com largura de 80 metros, de aproximadamente 2,9 °C para rio com largura de 160 metros e de aproximadamente 2,7 °C para rio com largura de 320 metros, ou seja, quanto maior a área alagada, menor é a diferença de temperatura entre o nível 1 e a superfície do rio. No entanto, como a temperatura da superfície do rio é fixada para todos os testes em aproximadamente 17 °C, não é o tamanho da área alagada que determina a diferença $\theta_1 - \theta_g$ e sim a distância das encostas. Quando a largura do rio é pequena, as encostas são mais próximas uma da outra, tornando mais eficiente o processo de transporte do ar mais quente das encostas para cima da porção água. Isso é confirmado através da figura 5.24b, a qual mostra que a diferença $\theta_1 - \theta_g$ tende a ser um pouco maior nas margens do rio. A mesma relação aparece com a velocidade do vento no nível 1 do domínio do rio. O vento no eixo central do rio tem componente predominante de oeste para leste, com velocidade baixa junto a superfície. Conforme aproxima-se das margens, o efeito da topografia favorece a intensificação da componente y , aumentando a velocidade total. Por isso, quanto maior a largura do rio, maior é a área que se tem ventos essencialmente de oeste com magnitude fraca. Os valores dos fluxos turbulentos de calor sensível se apresentaram negativos para os três testes, sendo que a menor magnitude de $\theta_1 - \theta_g$ e da velocidade do vento para os testes com rio mais largo e, conforme discutido acima, com encostas mais distantes, proporcionaram trocas de calor menos intensas. Por outro lado, os fluxos turbulentos de calor latente negativos tem maior magnitude para a situação simulada com rio mais largo, de 320 metros (figura 5.24c). Nesse caso, a diferença de umidade específica entre o ar e a água é menor na situação simulada com rio de 80 metros (figura 5.24d).

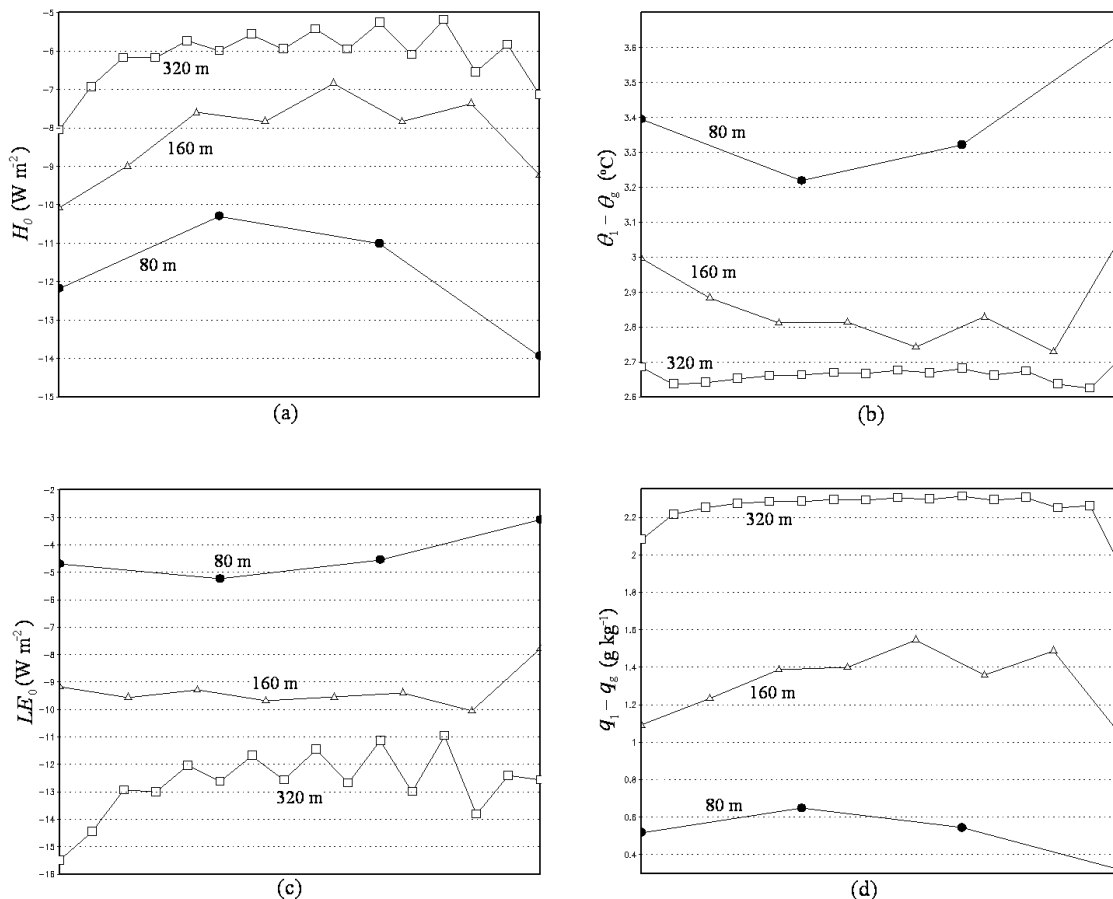


Figura 5.24 – (a) Seção transversal ao rio dos fluxos turbulentos vertical de calor para as simulações com diferentes elevações de rio, conforme indicado em cada painel. (b) mesmo que (a), mas para a diferença de temperatura potencial entre o primeiro nível na vertical e a superfície. (c) Mesmo que (a), mas para fluxo turbulento vertical de calor latente. (d) Mesmo que (a), mas para a diferença de umidade específica entre o primeiro nível na vertical e a superfície.

No que diz respeito às condições reais do vale do rio da Prata, é importante lembrar alguns aspectos. No horário do meio dia, para o qual as simulações são direcionadas, as condições da camada limite no interior do vale são convectivas. O solo é significativamente mais quente que o ar e a temperatura superficial da água é aproximadamente constante em $17^{\circ}C$, devido as características de rio corrente com área alagada relativamente pequena. Portanto, sobre a porção terra o ar imediatamente em contato com o solo aquece e, através dos fluxos turbulentos de calor sensível horizontais, é transferido para a área central do vale. A umidade na superfície do rio, tratada como sendo a umidade de saturação à temperatura da superfície da água, também é quase constante em aproximadamente $12.0 g kg^{-1}$. E, através do mesmo processo de fluxo lateral, a umidade do ar contida junto à superfície é transferida para a área do rio. Acredita-se

ainda que o processo de transferência de umidade e calor das laterais para o domínio do rio seja facilitado pela topografia, visto que o ângulo das encostas proporciona maior eficiência no direcionamento dessas quantidades para o eixo central do vale. Ressaltamos também como fatores importantes, a existência de vegetação sobre as encostas que, por causa da evapotranspiração, produz mais umidade para ser transferida para cima do rio e as anomalias positivas de temperatura e umidade específica do ar verificadas durante os dias selecionados, conforme mostrado no capítulo 4.

As simulações realizadas nesse estudo mostraram que mesmo com o rio ocupando cerca de $1/3$ do domínio, as trocas de calor e umidade continuam sendo negativas, ou seja, o rio permanece tendo um papel passivo, constituindo um sumidouro de calor e umidade.

CAPÍTULO 6

CONCLUSÕES

A construção de três hidrelétricas na região do vale do rio das Antas, no município de Nova Roma do Sul – RS, serviu como incentivo para a realização de campanhas experimentais e pesquisas científicas no local, embora a estrutura desses empreendimentos do setor de geração de energia não acarretasse em grandes modificações ambientais. Apesar da instalação dessas hidrelétricas terem causado apenas pequenos aumentos da área alagada pelo rio, a hipótese da ocorrência de algum impacto ambiental deve sempre ser levada em conta. Os vales da região de Nova Roma do Sul são relativamente profundos, com encostas bastante íngremes e com a presença de rios cobrindo todo o fundo desses vales. Sabe-se que os processos físicos que ocorrem na baixa atmosfera e em especial dentro desses vales são fortemente influenciados pela superfície dos rios. Além disso, evidências apontam para a importância de outros fatores, tais como a presença das encostas dos vales que, entre outras características de terreno complexo, cercam as laterais dos rios através de trechos altamente sinuosos.

A complexidade do ambiente a ser pesquisado ao mesmo tempo que motivou a realização de estudos na região, trouxe desafios inéditos aos pesquisadores do Laboratório de Micrometeorologia da UFSM. Como a influência da superfície do rio sobre a atmosfera do vale ocorre, em boa parte, através das trocas turbulentas de calor e umidade, foi necessário instalar uma torre micrometeorológica no fundo de um dos vales da região, cujos sensores ficaram posicionados sobre o rio. A medida desses fluxos turbulentos, assim como a de outros parâmetros ambientais, foi realizada em um dos trechos do vale do rio da Prata durante a última campanha experimental realizada em 2005, denominada “Experimento de Observações das Transferências entre a Superfície e a Atmosfera na Região do Rio das Antas - 2005” (EXPANTAS – 2005).

A campanha EXPANTAS – 2005 contou com outras torres micrometeorológicas instaladas na região de Nova Roma do Sul. Entretanto, alguns

processos físicos do interior do vale seriam melhor identificados se houvessem mais torres instaladas dentro do vale. Embora, as medidas transversais ao rio tenham mostrado homogeneidade das temperaturas do ar e da água entre uma margem e outra (Acevedo et al., 2007), seria altamente importante a coleta de dados na outra margem do rio. Além dessa torre adicional com sensores sobre o rio, idealiza-se também a distribuição de torres ao longo do trecho leste/oeste do vale do rio da Prata e também em diversas alturas das encostas. Diante da impossibilidade em dispor de uma rede de observações com tal resolução espacial, a modelagem numérica apresenta-se como uma ótima ferramenta para o entendimento dos diversos processos físicos envolvidos nas trocas de calor entre a superfície e a atmosfera local do vale.

Os dados coletados pela torre micrometeorológica instalada no fundo do vale do rio da Prata revelaram processos físicos muito interessantes do microclima local, mas também foram capazes de provocar o levantamento de algumas questões importantes. Essas questões, tais como a necessidade de descobrir os motivos responsáveis pelo fato dos fluxos turbulentos de calor e umidade ocorrerem do ar para o rio nos horários diurnos, foram o ponto de partida para o estudo desenvolvido nesse trabalho de tese. Com base nos dados observados e em resultados obtidos através de simulações numéricas, procuramos um melhor entendimento das condições meteorológicas diurnas, favoráveis à ocorrência para esses fluxos turbulentos verticais negativos, conforme apresentado por Acevedo et al. (2007). Incluiu-se nesse trabalho uma análise sinótica com o objetivo de avaliar possíveis relações da dinâmica da atmosfera livre com os parâmetros atmosféricos locais do interior do vale. As simulações numéricas, realizadas com um modelo do tipo “Large Eddy Simulation” (LES), possibilitaram uma avaliação tridimensional da atmosfera do vale contribuindo na busca de respostas às questões mais relevantes dessa pesquisa.

De uma maneira geral, o desenvolvimento dos estudos apresentados nesse trabalho proporcionou um maior entendimento sobre o impacto que processos físicos oriundos de várias escalas meteorológicas exercem no microclima de determinada região. Mais do que isso, não fecha a questão de que as condições meteorológicas locais são uma resposta exclusiva das características locais de relevo ou tipo de solo, mesmo quando essas características são bem pronunciadas. Percebeu-se através da avaliação dos dados sinóticos, dos dados locais do fundo do

vale e da interação dessas duas observações, que a circulação, umidade, temperatura e outros parâmetros observados no fundo do vale do rio da Prata são, dependendo da situação, causados predominantemente pela condição local, através do aquecimento diferencial da superfície, ou predominantemente causado pela situação sinótica, ou ainda, pela nítida interação de ambos efeitos. Muitos autores constataram essas interações entre escalas meteorológicas para outras regiões montanhosas (Banta e Cotton, 1981; Cotton et al., 1982; Segal et al., 1983; Banta, 1984, Whiteman e Doran, 1993 e Weigel e Rotach, 2004). Ressaltamos também que, apesar de muitos conhecimentos científicos obtidos em um sítio servirem como base para estudos em outros sítios semelhantes, uma boa parte das constatações identificadas nesse estudo não é verdadeira para outras regiões. Por exemplo, a interação da circulação local com o escoamento de grande escala, que mostrou-se bastante evidente mesmo em situações de ausência de sistemas meteorológicos de escala sinótica, é válida para o trecho leste/oeste, mas pouco aplicável para o trecho norte/sul do vale do rio da Prata, que está cerca de 2 – 3 km de distância à oeste da torre micrometeorológica. Contudo, a conduta dos fluxos turbulentos entre a superfície do rio da Prata e o ar, calculados a partir dos dados observados por essa torre, provavelmente seja semelhante nos outros trechos, pois a temperatura superficial a água e as características das encostas são muito parecidas.

Algo importante também à ser considerado é o fato dos 12 dias selecionados terem apresentado temperatura e umidade, provenientes das condições meteorológicas de grande escala, com valores anormalmente positivos. Considerando que esses efeitos da atmosfera livre são capazes de influenciar as condições locais no interior do vale, os fluxos turbulentos e os processos físicos envolvidos no interior do vale poderão ter uma conduta muito diferente em outra época do ano ou em uma seqüência de dias com os parâmetros da atmosfera livre apresentando valores abaixo da normal climatológica. Entretanto, as considerações que seguem foram obtidas a partir da avaliação da conduta das trocas de calor e umidade entre a superfície do rio e a atmosfera local apresentada nos dias selecionados da campanha EXPANTAS - 2005

A avaliação sinótica apontou para predominância do vento norte na região de Nova Roma do Sul, que favoreceu anomalias positivas da temperatura do ar em 1000 mb. Os dados pontuais da reanálise do NCEP/NCAR também apresentaram anomalias positivas para a umidade específica do ar em 1000 mb,

durante os 12 dias selecionados como mais propícios à avaliação dos fluxos turbulentos. Entretanto, a ausência de eventos meteorológicos de grande escala proporcionou anomalias pouco significativas à maioria dos parâmetros atmosféricos analisados. Já a análise dos dados medidos no interior do vale do rio da Prata indicou características semelhantes, para todas as variáveis, em praticamente todos os dias selecionados. Destacamos o comportamento da radiação solar incidente, com abrupto aumento de radiação no período da manhã de alguns dias, associado à dissipação de nevoeiro de grande duração e espessura no interior do vale.

A avaliação da influência do escoamento de grande escala sobre a circulação local no interior do vale é claramente percebida no vale do rio da Prata (Bitencourt e Acevedo, 2006). A comparação da direção e velocidade do vento sinótico com a direção e velocidade do vento local (fundo do vale), individualmente para cada horário sinótico, confirma a existência de uma superposição das forçantes térmica e canalizada. Porém, também percebemos que o vento canalizado pelo escoamento sinótico é a principal forçante na determinação da circulação local, provavelmente devido à significativa magnitude apresentada pelo vento sinótico. Além disso, outros fatores, tais como a “memória” da direção e velocidade do vento sinótico de horários anteriores, a dissipação diferencial do nevoeiro ao longo do vale e a presença de nebulosidade podem também ter influência no comportamento da circulação do interior do vale. O estudo da circulação local no fundo do vale é importante porque o campo de velocidade do vento tem influência direta nas trocas de calor e umidade entre a superfície e o ar, principal objeto de investigação desse trabalho.

As simulações numéricas mostraram que a presença das encostas possui considerável influência no campo de vento próximo a superfície do rio. A topografia mantém a componente norte/sul do vento mais equilibrada no interior do vale e, conseqüentemente, a circulação de oeste para leste permanece praticamente constante durante a integração do modelo. Nos testes sem topografia e com topografia de 200 e 400 metros ocorre divergência do vento sobre o rio, no entanto, somente nas simulações com topografia essa divergência se estende por todo o domínio. Percebe-se, portanto, que a presença das encostas favorece tanto o efeito de canalização da circulação como a existência de circulações clássicas do tipo vale/montanha. Quanto à estrutura vertical, o teste sem topografia apresentou uma camada bem misturada em todo o domínio horizontal, enquanto que as simulações

com topografia a camada é misturada na porção terra, mas há estabilidade sobre o rio. Supõe-se que essa estabilidade seja função da circulação de vale/montanha típica das 12 horas e da presença do rio que resfria a atmosfera no vale a partir dos níveis mais baixos (Bitencourt e Acevedo, 2007). A diferença entre θ_2 e θ_1 já aponta para a existência de fluxos turbulentos de calor sensível negativos na porção água, na altura intermediária de 5 metros, conforme verificado nos dados observados. Já a diferença entre q_2 e q_1 mostra que a umidade é maior na altura da rugosidade do que na altura de 10 metros em todo o domínio, configurando trocas de umidade positivas sobre o rio na altura intermediária de 5 metros.

Sobre a porção terra, tem-se $H_0 > 0$ ($H_0 = LE_0$, assumindo razão de Bowen unitária) nas simulações com e sem topografia, indicando que as trocas na direção z são do solo para o ar independentemente da existência de encostas, pois o solo aquece mais do que o ar no horário do meio dia, tanto num terreno plano como inclinado. Por outro lado, a presença das encostas nas laterais do rio favorece a ocorrência de trocas quase constantes ao longo do vale. Sobre o rio, as trocas de calor são do ar para a superfície ($H_0 < 0$) e, na existência de topografia, quanto maior a encosta, menor a intensidade das trocas de calor. Situação similar é verificada com as trocas de umidade, que também são negativas (do ar para a água) sobre a superfície do rio. Percebe-se que as magnitudes de H_0 são função da contribuição do vento no nível 1 e da diferença $\theta_1 - \theta_g$, enquanto os valores de LE_0 ocorrem principalmente por causa da velocidade do vento junto à superfície, visto que a diferença $q_1 - q_g$ é mínima. Por fim, conclui-se que, pelo menos para a presença de um rio com largura de 80 metros, a topografia não exerce influência no sinal das trocas de calor e umidade entre a superfície do rio e o ar.

Constatou-se também através das simulações numéricas que de fato a circulação ao longo do interior do vale é função da interação dos escoamentos de grande escala e local, através da associação das forçantes canalizada e gradiente térmico ao longo do vale (Bitencourt e Acevedo, 2006). Porém, espera-se que a circulação encosta acima seja induzida exclusivamente pelas forçantes de mesoescala, associado ao gradiente horizontal de temperatura entre a superfície da água e a superfície do solo e também do aquecimento diferencial que ocorre durante o dia em regiões de vale/montanha. Notou-se que o escoamento forçado acima da altura da topografia, quando é perpendicular ao vale, aparentemente não tem influência significativa na circulação encosta acima, no interior do vale. De fato, a

região do vale do rio da Prata apresenta encostas bastante íngremes e próximas uma da outra, com altura relativamente expressiva, não permitindo que o vento de grande escala influencie no interior do vale, quando este é perpendicular à direção do vale. A exceção é para os casos em que há canalização através de trechos do vale anteriores com outra orientação, diferente da orientação leste/oeste. A presença de circulação com componente ao longo do vale permite que a distribuição dos fluxos ao longo do rio seja homogênea. O vento na direção do vale contribui para a homogeneização da temperatura e umidade no nível 1 e, como a temperatura na superfície da água é sempre aproximadamente 17 °C, as diferenças ($\theta_1 - \theta_g$) e ($q_1 - q_g$) são mantidas praticamente constantes na direção x . Tanto na situação em que o vento transversal ao vale é forçado exclusivamente pela presença do rio ou é forçado exclusivamente pela presença das encostas, ocorre divergência horizontal positiva no fundo do vale. As simulações numéricas indicam que o efeito vale/montanha diurno seja um pouco mais importante do que o gradiente térmico água/terra para a intensificação do vento sobre o rio e, conseqüentemente, mais importante para as quantidades H_0 e LE_0 . Assumindo uma maior importância do campo de velocidade sobre H_0 e LE_0 e considerando que a velocidade do vento na direção do vale, sobre o rio, seja função principalmente do mecanismo canalizado e ainda que o vento transversal ao vale seja forçado por efeitos de mesoescala, podemos concluir que a intensidade dos fluxos junto à superfície do rio seja induzida principalmente por essas forçantes. Portanto, quando o vento sinótico escoar na direção do vale, é essa forçante, através da canalização dentro do vale, que determina com mais importância a intensidade das trocas junto a superfície. E, quando o vento sinótico é transversal ao vale, o fator determinante na intensidade das trocas é a velocidade local causada pelos efeitos de mesoescala do sistema rio/vale/montanha, passando também os gradientes de θ e q a apresentarem certa importância na magnitude das trocas. Em síntese tem-se que a direção do escoamento sinótico tem maior importância para H_0 e LE_0 do que a intensidade do escoamento sinótico, principalmente quando essa intensidade é baixa.

Os testes envolvendo topografia e ventos ajudaram a quantificar os efeitos das características locais de relevo e os efeitos do escoamento que ocorre acima do vale, sobre os processos físicos no interior do vale, associados às trocas de calor e umidade, conforme verificados observacionalmente durante o período diurno da campanha EXPANTAS – 2005. Com base no entendimento desses

processos, modificou-se numericamente a estrutura do ambiente do rio. Com a elevação do nível do rio para 19,8 metros e 86 metros, aumentando a área alagada de 80 para 160 metros e de 80 para 320 metros, respectivamente, obtivemos as seguintes constatações:

- (i) De uma forma geral, o padrão de circulação no interior do vale não apresentou muita diferença quando a área alagada pelo rio passa a ocupar 160 ou 320 metros;
- (ii) O gradiente vertical de temperatura nos baixos níveis é maior para o caso simulado com rio mais largo. Por outro lado, a umidade é maior nos níveis mais baixos, decrescendo para cima. O primeiro nível na vertical apresenta um máximo na umidade específica, que aumenta com a largura do rio;
- (iii) Quanto maior a área alagada, menor é diferença $\theta_1 - \theta_g$. Como na superfície do rio $\theta_g \cong 17$ °C, não é o tamanho da área alagada que determina essa diferença e sim a distância das encostas. Quanto maior a proximidade das encostas, mais eficiente é o processo de aquecimento do ar que fica imediatamente sobre a porção água. Para o caso da circulação, o vento no eixo central do rio tem componente predominante de oeste para leste, com velocidade baixa junto à superfície. E, nas proximidades das margens, o efeito da topografia favorece a intensificação da componente y , aumentando a velocidade total. Por isso, quanto maior a largura do rio, maior é a área que se tem ventos essencialmente de oeste com magnitude fraca. Essas relações proporcionam trocas de calor menos intensas quando as encostas estão mais distantes, ou seja, com rio mais largo. Por outro lado, os valores negativos dos fluxos turbulentos de calor latente possuem maior magnitude para a situação simulada com rio mais largo. Nesse caso, a diferença de umidade específica entre o ar e a água é menor na situação simulada com rio de 80 metros;
- (iv) Conclui-se que a principal causa para a existência de H_0 e LE_0 negativos sobre o rio esteja relacionado com o processo físico sugerido por Acevedo

et al. (2007). Na porção terra o ar imediatamente em contato com o solo aquece e, através dos fluxos turbulentos de calor sensível horizontais, é transferido para a área central do vale, sobre o domínio do rio, de tal forma que o ar fique mais quente que a superfície do rio, proporcionando H_0 de cima para baixo. E, através dos fluxos turbulentos de calor latente horizontais, a umidade do ar contida junto à superfície é transferida para a área do rio, proporcionando LE_0 também do ar para a superfície do rio. Acredita-se também que o processo de transferência de umidade e calor das laterais para o domínio do rio seja facilitado pela topografia. Há maior eficiência no direcionamento dessas quantidades devido ao ângulo das encostas. No entanto, a existência de topografia não é obrigatória para a ocorrência de trocas de calor e umidade do ar para a superfície do rio. Outro fator importante é a existência de vegetação sobre as encostas. A evapotranspiração produz mais umidade para ser transferida para cima do rio, situação não considerada nas simulações desse trabalho;

- (v) Outras duas constatações merecem ser consideradas como favoráveis à ocorrência de trocas negativas entre o rio e a atmosfera. A primeira delas diz respeito às características do rio, que por ser pequeno e com correnteza, possui temperatura superficial constante e baixa. A outra constatação refere-se à condição dos parâmetros atmosféricos de escala sinótica. Conforme mostrou a análise pontual, a partir dos dados da reanálise do NCEP/NCAR, tanto a temperatura como a umidade específica do ar em 1000 mb apresentaram anomalias positivas durante os dias selecionados, o que pode ter contribuído para o ar acima do rio estar mais quente e úmido que a superfície.
- (vi) As simulações realizadas nesse estudo mostraram que, pelo menos com rio ocupando até cerca de 1/3 da área do domínio, as trocas de calor e umidade continuam sendo negativos, ou seja, o rio permanece com papel passivo, sendo sumidouro de calor e umidade durante o dia.

Os resultados obtidos a partir desse trabalho de tese proporcionam relevantes conhecimentos sob o enfoque climatológico, visto que diversos processos

físicos característicos da atmosfera de um vale e, principalmente, as trocas de calor e umidade entre a superfície do rio e o ar, que são os principais processos responsáveis pelas condições de tempo local, foram amplamente analisados e discutidos. Os resultados das simulações numéricas realizadas com o LES, com base em dados reais observados no fundo do vale, forneceram importantes constatações para a questão de possíveis mudanças no microclima local devido a aumentos na área alagada pelo rio. Essas mudanças poderiam, por exemplo, mudar significativamente a quantidade de umidade no ar, implicando em prejuízos às culturas da região, tais como milho e aveia. Entretanto, isso não foi verificado, visto que o aumento da área alagada pelo rio não provocou mudanças significativas na condução das trocas de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera local.

Sugerimos que trabalhos futuros abordem, também com base em dados medidos e em resultados numéricos, o comportamento das trocas de calor e umidade entre a superfície da água e o ar em um ambiente que apresente maior área alagada, sem a presença de encostas ou com pequenas elevações de terreno ao redor. Um corpo d'água maior e mais calmo (sem correnteza) poderá apresentar maior evolução da temperatura superficial, podendo favorecer trocas de calor e umidade positivas durante o dia. Com o uso específico de modelos numéricos, sugerimos ainda a elaboração de simulações similares às apresentadas nesse trabalho, no entanto, considerando a evolução diurna do aquecimento da superfície (rio e encostas).

Também é interessante repetir as medidas de fluxo no mesmo local do vale do rio da Prata durante um período com valores baixos ou negativos de anomalia da temperatura e da umidade específica do ar, provenientes da dinâmica da atmosfera livre. Essas medidas poderão comprovar ou não a hipótese de que a condição de temperatura e umidade acima da normal climatológica, verificada através dos dados do NCEP/NCAR, são fatores que contribuem para o ar acima da superfície da água, no fundo do vale, ser mais quente e úmido.

Por último, consideramos essa linha de estudo, que utiliza dados observados e considera uma metodologia acoplada ao modelo LES específica para obtenção dos processos radiativos em superfície, válida para abordar a condução das trocas de calor e umidade entre a superfície e a atmosfera local em outros sítios com características locais totalmente diferentes das encontradas no vale do rio da Prata. Estudos similares podem ser feitos, por exemplo, em áreas com algum tipo de

cultura para avaliar aspectos de produção ou em ambientes urbanos com muitas possibilidades de aplicação, tais como saúde pública.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; SILVA, R.; ANABOR, V.; BITENCOURT, D. P.; ZIMMERMANN, H. R.; MAGNAGO, R. O.; DEGRAZIA, G. A.. Surface to Atmosphere Exchange in a River Valley Environment. **Journal of Applied Meteorology**, v. 46, p. 1169 - 1181, 2007.
- ACEVEDO, O. C.; FITZJARRALD, D. R.. The Early Evening Surface-Layer Transition: Temporal and Spatial Variability. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 58, n. 17, p. 2650 - 2667, 2001.
- ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.; SILVA, R.. Turbulence Observations at the Edge of a Cliff. In: American Meteorological Society. **15th Symposium on Boundary Layers and Turbulence**, p.592-595, Wageningen, the Netherlands, 2002.
- ARYA, S. P. Introduction to Micrometeorology. San Diego: Academic-Press, 1988. 307 pp.
- BADER, D. C.; MCKEE, T. B.. Dynamical Model Simulation of the Morning Boundary Layer Development in Deep Mountain Valleys. **Journal of Applied Meteorology**, v. 22, n. 3, p. 341 - 351, 1983.
- BANTA, R. M.; COTTON, W. R.. An Analysis of the Structure of Local Wind Systems in a Broad Mountain Basin. **Journal of Applied Meteorology**, Fort Collins, v. 20, n. 11, p. 1255 - 1266, 1981.
- BANTA, R. M.. Daytime Boundary-Layer Evolution over Mountainous Terrain. Part 1: Observations of the Dry Circulations. **Monthly Weather Review**, Ft. Collins, v. 112, n. 2, p. 340 - 356, 1984.

- BITENCOURT, D. P. et al.. Avaliação da Temperatura do Ar na Microescala de Tempo e Espaço sob Efeito de um Sistema Meteorológico de Escala Sinótica. **XIII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia**, Santa Maria, 2003.
- BITENCOURT, D. P.; ACEVEDO, O. C.; MORAES, O. L. L.. O Efeito das Condições de Céu Claro e Encoberto no Comportamento da Temperatura do Ar Durante a Noite em uma Região de Vale. **Ciência e Natura**, Santa Maria, RS, v. esp., p. 281 - 284, 2003b.
- BITENCOURT, D. P.; ACEVEDO, O. C.. Avaliação sinótica do vento em baixos níveis para o período do experimento do Vale do Rio das Antas. **Ciência e Natura**, Santa Maria, RS, v. esp., p. 193 - 196, 2005.
- BITENCOURT, D. P.; ACEVEDO, O. C.. Conexão da circulação de grande escala com o vento local e os fluxos na superfície de um vale. In: XIV CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis, 2006.
- BITENCOURT, D. P.; ACEVEDO, O. C.. A influência do rio na estrutura térmica do vale do rio da Prata. **Ciência e Natura**, Santa Maria, RS, v. esp., p. 265 - 268, 2007.
- CHOW, F. K. et al. High-Resolution Large-Eddy Simulations of Flow in a Steep Alpine Valley. Part I: Methodology, Verification, and Sensitivity Experiments. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, n. 1, p. 63 - 86, 2006.
- COELHO, C. A. S.; UVO, C. B.; ABRIZZI, T.. Exploring the impacts of the tropical Pacific SST on the precipitation patterns over South America during ENSO periods. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 71, n. 3-4, p.185 - 197, 2002.

COLETTE, A.; CHOW, F. K.; STREET, R. L.. A Numerical Study of Inversion-Layer Breakup and the Effects of Topographic Shading in Idealized Valleys. **Journal of Applied Meteorology**, v. 42, n. 9, p. 1255 - 1272, 2003.

COMPANHIA ENERGÉTICA RIO DAS ANTAS (Brasil) (Org.). **CERAN**. Disponível em: <<http://www.ceran.com.br/>>. Acesso em: 07 fev. 2007.

COTTON, W. R.; GEORGE, R. L.; KNUPP, K. R.. An intense, quasi-steady thunderstorm over mountainous terrain. Part I: Evolution of the storm-initiating mesoscale circulation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 2, p. 328 - 342, 1982.

DEFANT, F. Local Winds. In COMPENDIUM OF METEOROLOGY (T. F. Malone, Ed.), American Meteorology Society, 655 – 672, Boston, 1951.

DIAZ, A. F.; STUDZINSKI, C. D.; MECHOSO, C. R.. Relationships between precipitation anomalies in Uruguay and Southern Brazil and Sea Surface Temperature in the Pacific and Atlantic Oceans. **Journal of Climate**, v. 11, p. 251 - 271, 1998.

DORAN, J. C.; HORST, T. W.. Velocity and Temperature Oscillations in Drainage Winds. **Journal of Applied Meteorology**, v. 20, n. 4, p. 361 - 364, 1981.

DORAN, J. C. et al.. Measurements of turbulent heat and momentum fluxes in a mountain valley. **Journal of Applied Meteorology**, v. 28, n. 6, p. 438 - 444, 1989.

EUA. Noaa (Org.). **The NCEP/NCAR Reanalysis Project**. Disponível em: <<http://www.cdc.noaa.gov/>>. Acesso em: 08 fev. 2007.

- FITZJARRALD, D. R.; LALA, G. G.. Hudson Valley Fog Environments. **Journal of Applied Meteorology**, v. 28, n. 12, p. 1303 - 1328, 1989.
- GAN, M. A.; RAO, V. B.. Surface Cyclogenesis over South América. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293 – 1302, 1991.
- GARRATT, J. R. The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 316 pp.
- GARREAUD, R. D.. Cold Air Incursions over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544 - 2559, 2000.
- GRANT, A. L. M.; MASON, P. J.. Observations of boundary-layer structure over complex terrain. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 116, p. 159 - 186, 1990.
- GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E.. Climate Variability in Southern South America Associated with El Niño and La Niña Events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35 - 58, 2000.
- HAYLOCK, M. R. et al.. Trends in total and extreme South American rainfall in 1960-2000 and links with sea surface temperature. **Journal of Climate**, v. 19, p. 1490 - 1512, 2006.
- HOLDEN, J. J.; DERBYSHIRE, S. H.; BELCHER, S. E.. Tethered balloon observations of the nocturnal stable boundary layer in a valley. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 97, n. 1, p. 1 - 24, 2000.
- KAIMAL, J. C.; FINNIGAN, J. J. Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement. New York: Oxford University Press, 1994. 289 pp.

- KALNAY, E. et al.. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437 - 471, 1996
- LUPO, A. R. et al.. South American Cold Surges: Types, Composites, and Case Studies. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 5, p. 1021 - 1041, 2001.
- MADDOX, R. A. et al.. Mesoscale convective complexes in the middle latitudes. In: RAY, P. S.. **Mesoscale Meteorology and Forecasting**. 3. ed. Boston: American Meteorological Society, 1986. Cap. 17, p. 390 - 413.
- MAHRT, L. et al.. Nocturnal Boundary-Layer Regimes. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 88, n. 2, p. 255 - 278, 1998.
- MARQUES FILHO, E. P.. **Investigação da Camada Limite Planetária Convectiva com Modelo LES Aplicado à Dispersão de Poluentes**. 2004. 139 f. Teste (Doutorado) - Usp, São Paulo, 2004.
- MASON, P. J.. Large-eddy simulation: A critical review of the technique. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 120, n. 515, p. 1 - 26, 1994.
- MCNIDER, R. T. et al. Predictability of the Stable Atmospheric Boundary Layer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 10, p. 1602 - 1614, 1995.
- MCNIDER, R. T.; PIELKE, R. A.. Diurnal boundary-layer development over sloping terrain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 10, p. 2198 - 2212, 1981.
- MORAES, O. L. L. et al.. Nocturnal surface-layer characteristics at the bottom of a valley. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 112, n. 1, p. 159 - 177, 2004.

- MORAES, O. L. L. et al.. Surface layer turbulence parameters over a complex terrain. **Atmospheric Environment**, v. 32, n.17, p. 3103 - 3112, 2005.
- MORAES, O. L. et al.. Fluxos turbulentos – O diálogo entre a superfície e a atmosfera. In: **Ciência & Ambiente**. n. 34. Santa Maria: Graf. Ed. Pallotti, p. 115 - 135, 2007.
- OLIVEIRA, P. et al. Numerical modeling of the planetary boundary layer. **Revista da Engenharia Térmica**, v. 3, n. 1, p. 74 - 83, 2004.
- ORVILLE, H. D.. A Numerical Study of the Initiation of Cumulus Clouds over Mountainous Terrain. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, n. 6, p. 684 - 699, 1965.
- PIELKE, R. A.; SEGAL, M.. Mesoscale circulations forced by differential terrain heating. In: RAY, P. S.. **Mesoscale Meteorology and Forecasting**. 3. ed. Boston: American Meteorological Society, 1986. Cap. 22, p. 516 - 548.
- PILIÉ, R. J. et al.. The Life Cycle of Valley Fog. Part I: Micrometeorological Characteristics. **Journal of Applied Meteorology**, v. 14, n. 3, p. 347 - 363, 1975.
- RAMPANELLI, G.; ZARDI, D.; ROTUNNO, R.. Mechanisms of up-valley winds. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 61, n. 24, p. 3097 - 3111, 2004.
- ROTACH, M. W. et al.. Turbulence structure and exchange processes in an alpine valley – The Riveira Project. **American Meteorological Society**, v. 85, n. 9, p. 1367 - 1385, 2004.
- SATALEY, D. O.; JURICA, G. M. Effective atmospheric emissivity under clear skies. **Journal of Applied Meteorology**, v. 11, p. 349 - 356, 1972.

- SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C. D. C; GAN, M. A.. Cyclonic vortices over South America. **Tellus**, v. 1, n. 42, p. 194 - 201, 1990.
- SEGAL, M.; MAHRER, Y.; PIELKE, R. A.. A study of meteorological patterns associated with a lake confined by mountains - the Dead Sea case. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, n. 461, p. 549 - 564, 1983.
- SEGAL, M.; OOKOUCHI, Y.; PIELKE, R. A.. On the effect of steep slope orientation on the intensity of daytime upslope flow. **Journal of the Atmosphere Sciences**, v. 44, n. 23, p. 3587 - 3592, 1987.
- SIMMONDS, I.; KEAY, K.. Mean Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 873 - 885, 2000.
- SMOLARKIEWICZ, P. K.; MARGOLIN, L. G.. On forward in-time differencing for fluids: An Eulerian/semi-Lagrangian non-hydrostatic model for stratified flows. **Atmosphere-Ocean**. v. 35, p. 127 - 152, 1997.
- STULL, R. B.. An introduction to Boundary Layer. Dordrecht, The Netherlands: Kluwer Acad. Publis., 1988. 666 pp.
- SORBJAN, Z. Numerical Study of Penetrative and "Solid Lid" Nonpenetrative Convective Boundary Layers. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 1, p. 101 - 112, 1996.
- TENNEKES, H.; LUMLEY, J. L. A First Course in Turbulence. Cambridge: MIT Press, 1972. 300 pp.

- TOTH, J. J.; JOHNSON, R. H.. Summer Surface Flow Characteristics over Northeast Colorado. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 9, p. 1458 - 1469, 1985.
- VICKERS, D.; MAHRT, L. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 14, n. 3, p. 512 – 526, 1997.
- WEIGEL, A. P.; ROTACH, M. W.. Flow structure and turbulence characteristics of the daytime atmosphere in a steep and narrow Alpine valley. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 602, p. 2605 - 2627, 2004.
- WEIGEL, A. P. et al. High-Resolution Large-Eddy Simulations of Flow in a Steep Alpine Valley. Part II: Flow Structure and Heat Budgets. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 45, n. 1, p. 87 - 107, 2006.
- WESTPHALEN, S. L.; MALUF, J. R. T.. **Caracterização das áreas bioclimáticas para o cultivo de Vitis Vinifera L.** Brasília-DF: Embrapa, 2000. 98 p.
- WHITEMAN, C. D.. Breakup of Temperature Inversions in Deep Mountain Valleys: Part I. Observations. **Journal of Applied Meteorology**, Richland, v. 21, n. 3, p. 270 - 289, 1982.
- WHITEMAN, C. D.. Morning transition tracer experiments in a deep narrow valley. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 7, p. 626 - 635, 1989.
- WHITEMAN, C. D.. **Mountain Meteorology: Fundamentals and Applications.** New York and Oxford: Oxford University Press, 2000. 355 p.
- WHITEMAN, C. D.; BIAN, X.; SUTHERLAND, J. L.. Wintertime Surface Wind Patterns in the Colorado River Valley. **Journal of Applied Meteorology**, v. 38, n. 8, p. 1118 - 1130, 1999.

WHITEMAN, C. D.; DORAN, J. C.. The Relationship between Overlying Synoptic-Scale Flows and Winds within a Valley. **Journal of Applied Meteorology**, Richland, v. 32, n. 11, p. 1669 - 1682, 1993.

WHITEMAN, C. D.; MCKEE, T. B.. Breakup of Temperature Inversions in Deep Mountain Valleys: Part II. Thermodynamic Model. **Journal of Applied Meteorology**, Richland, v. 21, n. 3, p. 290 - 302, 1982.