



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

**ANÁLISE HIDRODINÂMICA DO EVENTO DE DESLIZAMENTO DURANTE O
EXPERIMENTO DE VERÃO MCITY**

FRANK BRUNO BAIMA DE SOUSA

Dissertação apresentada ao
Programa de Pós-graduação em Meteorologia do
Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da
Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ)
para obtenção do título de Mestre em Ciências (área : Meteorologia)

Programa de Pós-graduação em Meteorologia
Orientador: Prof. Dr. Hugo Abi Karam

Rio de Janeiro, 27 de Maio de 2014

ANÁLISE HIDRODINÂMICA DO EVENTO DE DESLIZAMENTO
DURANTE O EXPERIMENTO DE VERÃO MCITY

Frank Bruno Baima de Sousa

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) como parte dos requisitos para a obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Banca Examinadora:

Augusto José Pereira Filho, Prof. Dr.
Doutor pela *University of Oklahoma*
Prof. Dr. da USP

Edson Pereira Marques Filho, Prof. Dr..
Doutor pela Universidade de São Paulo
Prof. Dr. da UFRJ

José Ricardo de Almeida França, Prof. Dr.
Doutor pela Université Paul Sabatier
Prof. Dr. da UFRJ

Hugo Abi Karam, Prof. Dr.
Doutor pela Universidade de São Paulo
Prof. Dr. da UFRJ

AGRADECIMENTOS

Primeiro, agradeço a Deus pela luz a mim enviada no desenvolvimento deste trabalho, fonte de minha motivação. Também a Nossa Senhora de Nazaré (mãe de Jesus e do povo paraense) por sua intercessão perene nas dificuldades.

Ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia (PPGM) da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e a seus professores. Agradeço também à CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior) pela bolsa de mestrado que recebi.

Ao meu orientador Dr. Hugo Abi Karam pelo incentivo, elucidação de dúvidas e direcionamento da pesquisa.

Ao Dr. Edson Pereira Marques Filho que gentilmente disponibilizou dados de sondagem atmosférica do projeto MCITY (Edital 23/2010 – FAPERJ-FAPESP – Proc. nº E26/111.620/2011).

A todas as amizades feitas no mestrado, especialmente o Gustavo, Rodrigo, Rosa Miranda, Tamires Brandão, Wesley e Amaury Torres.

A minha querida mãe Izabeth dos Santos C. Baima, que se manteve sempre ao meu lado, como um escudo e verdadeiro alicerce de vida. Tenho certeza que eu não seria o que sou sem sua presença e luta.

Agradeço também a minha esposa Amanda Sousa Campos, da qual tenho imenso orgulho de ter ao meu lado, pois é a pessoa mais bacana e dengosa do mundo. Te amo!

Ao meu querido Tio Francisco Claudio que partiu deixando muita saudade. Ele foi muito além de meu tio. Sempre o levarei no meu pensamento e coração.

Um agradecimento especial aos meteorologistas: Bernardino Simões Neto, Rodrigo Braga (Joselito), Renata Loureiro, Douglas Ferreira, Jorge Lopes, Danilo Filho e Antônio Sousa, pois sem eles eu não seria o “Frank Baima da Sinótica”.

Ao meu primo (e quase irmão) Leonardo C. Baima por todas as nossas aventuras na vida e amizade.

Aos conhecidos músicos John, Paul, George e Ringo, autores de músicas muito belas que sempre me inspiraram.

ANÁLISE HIDRODINÂMICA DO EVENTO DE DESLIZAMENTO DURANTE O EXPERIMENTO DE VERÃO MCITY

RESUMO

Neste trabalho apresenta-se uma análise hidrodinâmica do catastrófico evento de deslizamento de terra observado durante o experimento MCITY, ocorrido entre os dias 17 a 18 de março de 2013. O comportamento termodinâmico da troposfera sobre a Região Metropolitana do Rio de Janeiro é apresentado na forma da evolução temporal das secções verticais para as variáveis termodinâmicas conservativas, a partir da análise das radiossondagens lançadas durante a primeira campanha experimental (MCITY), realizada no RJ no mês de Março de 2013. The análise mostra a catástrofe pode ser associada a uma evento de precipitação extrema. As condições da troposfera tropical quase saturada era muito favorável ao desenvolvimento da precipitação. Do ponto de vista físico, havia suporte dinâmico tanto na alta como na baixa atmosfera. Na camada limite predominava uma forte advecção da direção Sul de ar marítimo, muito úmido e quente, forçado contra a encosta da escarpa da Serra do Mar no RJ. Na alta troposfera, a entrada de um Jato de Altos Níveis era favorável ao movimento vertical ascendente. Um forte cisalhamento do vento de S para W pode ser identificado durante o evento. O evento de precipitação foi tão intenso que alterou toda a dinâmica e termodinâmica da troposfera tropical sobre o RJ. A CLA foi fortemente influenciada pela dinâmica e termodinâmica da tempestade, resultando em um domo de ar potencialmente frio junto a superfície após a precipitação. Neste trabalho, também é apresentada uma proposta de metodologia para delimitação de áreas de risco potencial de deslizamentos, com base em estimativa de precipitação por satélite meteorológicos e curvas discriminantes de condições de risco de deslizamentos.

Palavras-chave: Tempestades tropicais no RJ; Risco de deslizamentos de terra; Precipitação e desenvolvimento Camada Limite.

HYDRODINAMIC ANALYSIS OF AN EVENT OF LANDSLIDE DURING THE SUMMER EXPERIMENT MCITY

ABSTRACT

This paper presents a hydrodynamic analysis of the catastrophic event of landslide MCITY observed during the experiment, which took place from 17th to 18th March 2013. The thermodynamic behavior of the troposphere on the Metropolitan Region of Rio de Janeiro is presented as the temporal evolution of the vertical sections for conservative thermodynamic variables from the analysis of radiosondes launched during the first experimental campaign (MCITY) held in Rio de Janeiro in March 2013. The analysis shows the catastrophe may be associated with an event extreme precipitation. The conditions of the tropical troposphere almost saturated was very favorable to the development of precipitation. From the physical point of view, there was dynamic support both in the high and lower atmosphere. In the boundary layer predominated strong advection toward the South, with very hot and humid maritime air forced into the side of the escarpment of the Serra do Mar Mountain in the State Rio de Janeiro (RJ). In the upper troposphere, the entry of a Upper Level Jet was favorable to upward vertical motion. A strong wind shear from S at surface to W in 200 hPa can be identified during the event. The event rainfall was so intense that changed the whole dynamics and thermodynamics of the tropical troposphere over RJ. The Atmospheric Boundary Layer (ABL) was strongly influenced by the dynamics and thermodynamics of the storm, resulting in a dome of potentially cold air along the surface after rainfall. In this work, a proposed methodology for delimitation of areas of potential risk of landslides is also presented, based on an estimate of precipitation for meteorological satellite and discriminant curves threatening conditions landslides.

Keywords: Tropical storms in RJ; Risk of landslides ; Precipitation and Boundary Layer development.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 2.1 Distribuição vertical generalizada da temperatura e pressão até aproximadamente 110 km. Ref.: imagem adaptada da original da NASA (n.d.) 7
- Figura 2.2 Representação da Camada Limite Urbana. Fonte: Adaptada de Oke (1987) 8
- Figura 2.3 Evolução diária da CLA para latitudes médias. Fonte: Adaptada de Stull (1988). 9
- Figura 2.4 Representação esquemática de tipos de cúmulos e sua relação com a camada limite turbulenta. Fonte: Adaptada de Stull (1985). 12
- Figura 2.5 Esquema do estado de perturbação da atmosfera sobre a superfície terrestre ou oceânica, para a CLAT. A estrutura vertical é mostrada, e a sessão é dividida em quatro regiões: à frente da tempestade, região de “outflow”, região convectiva e esteira (região atrás da tempestade). O eixo horizontal representa uma unidade arbitrária de tempo ou distância, centrada no intervalo da convecção ativa (nuvem principal). Fonte: Adaptada de Garstang e Fitzjarrald (1999). 15
- Figura 2.6 Representação do escoamento relativo a passagem de um sistema de mesoescala em latitudes médias, exibindo o intercâmbio de ar entre 2 camadas, sendo a camada origem do escoamento ascendente entre níveis de pressões P0 a P1 gera os updrafts. O ar ascendente na camada 1 é substituído pelo ar descendente da camada entre P1 a P2 que desce (downdrafts). Fonte: Adaptada de Betts (1976). 16
- Figura 2.7 Esquema das perturbações de pressão e da componente vertical da vorticidade associadas às correntes ascendente da tempestade em desenvolvimento, em condições ambientais com intenso cisalhamento do vento (wind shear). As perturbações dos gradientes de pressão horizontais de mesoescala (não-hidrostáticos) são indicadas por (H) para alta pressão relativa e por (L) para baixa pressão relativa, juntamente com vetores para as forças de pressão associadas (horizontais) em diferentes níveis verticais da tempestade. O perfil vertical do escoamento externo a tempestade (de escala sinótica) é indicado no canto superior esquerdo, no qual se nota o giro do vento associado a um 18
- cisalhamento direcional e de intensidade. Vórtices com vorticidade positiva e negativa se formam aos pares devido ao efeito de inclinação do tubo de vórtice superficial que entra na corrente ascendente localizada da tempestade. Fonte original: Rotunno e Klemp (1982). 18
- Figura 2.8 Exemplo plotagem de sondagem atmosférica em um diagrama termodinâmico “skew T - log p” no qual a temperatura do ar ambiente (T) em função da coordenada de pressão atmosférica é mostrada na linha da direita e a temperatura do ponto de orvalho (T_d) é mostrada pela linha à esquerda. 20
- Figura 2.9 Rascunho do diagrama termodinâmico (tefigrama), mostrando a relação de Ponto de Saturação (T_{ns} , P_{ns}) para propriedade de parcelas conservativas θ_{ns} , θ_{ens} , r_{ns}) que são independentes da pressão da parcela, e para propriedade de parcela em outros níveis de parcela, tal com o (T , T_w , T_d) em p_l , para ar insaturado (para os quais $P < 0$). As setas no úmido denotam os caminhos da integração de (2.17 a) e (2.17 c) em definição de θ_{es} e θ_L , respectivamente. Ref.: Adaptada da fonte original de Betts (1982). 28
- Figura 2.10 Sondagem das 18:00 h (UTC) do dia 19 de julho de 1977 em Pittsburgh. Plotada convencionalmente $T(p)$ e $T_d(p)$ como linha sólida, ponto de saturação (T_{ns} , p_{ns}) em 29

ciclos abertos rotulados com dados de nível de pressão p . A linha tracejada é uma ilustração de linha de mistura entre os PS's de 603 mb à 864 mb. Fonte: original de Betts (1982).

Figura 2.12 Carta de Periculosidade da Região Serrana Rio de Janeiro com dados de precipitação dos anos de 2010 e 2011. O trimestre DEZ-JAN-FEV apresentou índices altamente favoráveis a ocorrência de deslizamento na Região Serrana. Fonte: Adaptada de Guidicini e Iwasa (1976). 34

Figura 2.13 Exemplo de curva envoltória de deslizamento que separa as condições de não deslizamento (pontos à esquerda da curva) das condições de deslizamento (pontos à direita da curva). Ref.: Tatizana et al. (1987 a, b). 36

Figura 3.1 Aeroporto Tom Jobim (Galeão) localizado na “Zona Norte” do Rio de Janeiro. A área em destaque representa o âmbito do DTCA, aonde foi realizado o experimento de sondagens atmosféricas da campanha MCITY. Fonte da imagens: Google Earth. 39

Figura 3.2 Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) com a Baía de Guanabara ao centro e Baía de Sepetiba a oeste. Fonte: Fundação Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro (CIDE). 40

Figura 3.3 Uso e cobertura do solo na RMRJ. As áreas em rosa representam áreas urbanas; em verde áreas com vegetação; em azul, os cursos e corpos de água (como lagos, lagoas e represas) e em tons amarelo, os campos inundáveis. Fonte: CIDE. 40

Figura 3.4 Radiossonda Vaisala, modelo RS92-SGP, lançada durante as campanhas do MCITY no RJ. Fonte: Vaisala. 41

Figura 4.1 Imagens do canal do vapor de água do satélite GOES-12/NOAA/USA feitas às 21:00 h (UTC) de 17/Mar/2013 (a), às 11:00 h (UTC) de 18 /Mar/2013 (b) e às 18:00 h (UTC) de 19/Mar/2013 (c). Disponíveis no site do CPTEC/INPE. 47

Figura 4.2 Linhas de corrente médias diárias do escoamento em 200 hPa para os dias 17 (a), 18 (b) e 19 (c) de março de 2013. A escala de cores indica a magnitude do vento horizontal, em unidades de $m s^{-1}$. 49

Figura 4.3 Divergência do escoamento horizontal (média diária) em 1000 hPa para os dias 17 (a), 18 (b) e 19 (c) de março de 2013. 50

Figura 4.4 Perfis atmosféricos das temperaturas potencias do dia 18 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03 UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h). 53

Figura 4.5 Direção (o) e velocidade do vento (m/s) do dia 18 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03 UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h). 54

Figura 4.6 Perfil vertical da temperatura potencial (a), temperatura potencial equivalente saturada (b) e umidade específica (c), para os dias 17 a 19/Mar/2013 referente as sondagens lançadas às 12:00 h (UTC). 55

Figura 4.7 Diferenças de temperaturas potencias referente as sondagens lançadas às 12:00 horas (UTC) dos dias 17 e 18/Mar/2013. O cálculo para a obtenção dos seguintes perfis foi feito pela subtração dos perfis do dia 19/Mar menos dia 17/Mar/2013. 56

Figura 4.8 Diferenças de umidade específica (q) referente as sondagens lançadas às 12:00 horas (UTC) dos dias 17 e 18 de março de 2013. O cálculo para a obtenção dos seguintes perfis foi feito pela subtração dos perfis do dia 19/Mar menos dia 17/Mar/2013. 56

Figura 4.11 Seção temporal da estrutura vertical da velocidade do vento ($m s^{-1}$). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	61
Figura 4.12 Seção temporal da estrutura vertical da variável direção do vento (graus). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	62
Figura 4.13 Seção temporal da estrutura vertical da temperatura do ar ($^{\circ}C$). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	63
Figura 4.14 Seção temporal da estrutura vertical da temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	64
Figura 4.15 Seção temporal da estrutura vertical da variável da temperatura potencial (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	66
Figura 4.16 Seção temporal da estrutura vertical da variável da temperatura potencial equivalente (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	67
Figura 4.17 Seção temporal da estrutura vertical da variável temperatura potencial equivalente de saturação (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	68
Figura 4.18 Zoom da evolução temporal da estrutura vertical da variável temperatura potencial (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	69
Figura 4.19 Zoom da evolução temporal da estrutura vertical da variável umidade específica do ar ($g kg^{-1}$). Mostra-se em a) o valor escalar e em b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.	71
Figura 4.20 Evolução temporal da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho do ar à superfície, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.	73
Figura 4.21 Evolução temporal da umidade específica do ar à superfície, em unidades de ($g kg^{-1}$), observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.	74
Figura 4.22 Evolução temporal da temperatura potencial do ar à superfície, em ($^{\circ}C$), observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.	75
Figura 4.22 Evolução temporal da temperatura potencial do ar à superfície, em ($^{\circ}C$), observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.	75
Figura 4.23 Evolução temporal da temperatura potencial equivalente do ar à superfície, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.	76
Figura 4.24 Evolução temporal da velocidade do vento à superfície, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.	76
Figura 4.25 Evolução temporal da direção do vento à superfície, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na	77

RMRJ, no mês de março de 2013.

- Figura 4.26 Evolução temporal das componentes zonal (u) e meridional (v) da velocidade do vento à superfície, em ($m s^{-1}$), observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013. 77
- Figura 4.27 Evolução temporal da altura do nível de condensação por levantamento (NCL) do ar da CL superficial, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013. 78
- Figura 4.28 Taxa de precipitação instantânea (17/mar/2013 23:00 UTC). Fonte: CPTEC/INPE. 81
- Figura 4.29 Precipitação acumulada em 24 horas (17/mar/2013 12:00 UTC). Fonte: CPTEC/INPE. 82
- Figura 4.30 Soma das imagens espectrais RGB correspondentes à precipitação instantânea das 23:00 UTC e acumulada de 24 horas às 12:00 UTC (17/mar/2013). Note-se que a cor de fundo foi removida e substituída pelo indicador alfa, em etapa anterior de preparação da soma espectral. A banda em tom azulado a precipitação instantânea e em tons avermelhados e verdes a precipitação acumulada. A imagem permite visualizar áreas de intersecção muito extensas. Fonte do código de análise: Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (LHYDEX/UFRJ). 83
- Figura 4.31 Modelagem da distribuição das áreas de risco hidrometeorológico de “deslizamento induzido” obtido a partir de análise conjunta das imagens espectrais RGB da precipitação por satélite “instantânea” das 23:00 UTC (17/mar/2013), do valor “acumulado de 24 horas” e das curvas de Tatizana et al. (1987). Fonte do código de análise: Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (LHYDEX/UFRJ). 84
- Figura A1 Sensor de pressão do ar chamado barocap. Fonte: Vaisala. 88
- Figura A2 Princípio de recuperação da posição GPS por triangulação usando tempos de propagação do sinal até diferentes satélites de posição e tempos precisamente conhecidos. Ref.: Brock e Richardson (2001). 90
- Figura A3 Momento de lançamento de uma radiossonda. Fonte: autor. 91
- Figura A4 – Perfis atmosféricos das temperaturas potencias do dia 17 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h). 92
- Figura A5 – Perfis atmosféricos das temperaturas potencias do dia 19 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h). 93

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1 Valores de CAPE e condições de instabilidade para as regiões tropicais.	25
Tabela 2.2 Valores de CINE e condições de instabilidade para as regiões tropicais.	25
Tabela 2.3 Classificação de regime convectivo de sondagens proposta por Betts (1988) para cidade de Carrizal, Venezuela. Classificação em função da taxa de precipitação (mm h^{-1}). Ref.: Betts (1974a).	31
Tabela 2.4 Classificação de modos de convecção de sondagens. Ref.: Aspliden (1976).	31
Tabela 2.5 Tipos de deslizamentos e curvas de separação de classe de risco propostas por Tatizana <i>et al.</i> (1987 a, b).	36
Tabela3.1 Radiossondagens lançadas durante o experimento MCITY-RJ (12 a 22 de março de 2013). O (X) representa lançamentos de radiossondas e (-) não lançamentos de radiossondas.	41
Tabela 4.1 Acumulados de precipitação diária de seis estações automáticas do INMET nas cidades mais atingidas do RJ entre 17 e 18/Mar/2013.	48

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

AB	Alta da Bolívia
AL	Atmosfera livre
CAPE	Energia Potencial Disponível para Convecção
CINE	Energia Inibidora de Convecção
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLE	Camada Limite Estável
CLP	Camada Limite Planetária
CLS	Camada Limite Superficial
CLT	Camada Limite Tropical
CLU	Camada Limite Urbana
CM	Camada de mistura
CN	Camada noturna
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
CR	Camada Residual
Cu	Cúmulos
DENATRAN	Departamento Nacional de Trânsito
EMA	Estação Meteorológica de Altitude
EMS	Estação Meteorológica de Superfície
FAPERJ	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro
FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
INEA	Instituto Estadual do Meio Ambiente
ICU	Ilhas de Calor Urbano
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto de Pesquisas Espaciais
JAN	Jatos de altos níveis
JBN	Jato de baixos níveis
JN	Jatos noturnos
LM	Linha de mistura
NCE	Nível de convecção espontânea

NCEP/NCAR	<i>National for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research</i>
NCL	Nível de condensação por levantamento
NE	Nível de equilíbrio
Ns	Nimboestrato
PS	Ponto de saturação
RJ	Rio de Janeiro
RMRJ	Região Metropolitana do Rio de Janeiro
Sc	Estratocúmulos
St	Estrato
VCAN	Vórtice ciclônico de altos níveis
ZCAS	Zona de convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de convergência intertropical
ZE	Zona de entranhamento

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLO	DESCRIÇÃO
A_c	Quantidade de precipitação
c_{pd}	Calor específico do ar seco
q	Umidade específica do ar
NS	Nível de Saturação
r	Razão de mistura do vapor d'água na atmosfera
R_d	Constante do ar seco
r_s	Razão de mistura saturada d'água na atmosfera
r_T	Água total
T	Temperatura do ar
T_d	Temperatura do ponto de orvalho
T_w	Temperatura do bulbo úmido
T_k	Temperatura absoluta
T_v	Temperatura virtual
T_L	Temperatura no NCL
UR	Umidade relativa
θ	Temperatura potencial
θ_e	Temperatura potencial equivalente
θ_{es}	Temperatura potencial equivalente saturada
θ_v	Temperatura potencial virtual
θ_L	Temperatura potencial d'água líquida
θ_w	Temperatura potencial do bulbo úmido

CONTEÚDO

1 INTRODUÇÃO.....	1
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1 CAMADA LIMITE URBANA.....	5
2.2 ESTRUTURA DA CAMADA LIMITE.....	9
2.3 NUVENS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	11
2.4 ESTADO PERTURBADO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA TROPICAL.....	13
2.5 VARIÁVEIS TERMODINÂMICAS.....	19
2.6 ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA.....	23
2.7 ÍNDICES TERMODINÂMICOS: CAPE E CINE.....	24
2.9 ANÁLISE DE PONTO DE SATURAÇÃO.....	26
2.9 CLASSIFICAÇÃO DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS.....	29
2.11 RELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E DESLIZAMENTOS.....	31
3 DADOS E METODOLOGIA.....	37
3.1 DADOS UTILIZADOS.....	37
3.1.1 Descrição do sítio experimental.....	37
3.1.2 Descrição do experimento MCITY-RJ.....	37
3.1.3 Facilidades Instrumentais.....	37
3.2 METODOLOGIA.....	42
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	45
4.1 ESTUDO DE CASO: EVENTO EXTREMO OCORRIDO NO VERÃO, ENTRE OS DIAS 17 E 18 DE MARÇO DE 2013.....	45
4.1.1 ANÁLISE SINÓTICA E DINÂMICA.....	45
4.1.2 CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS.....	48
4.2 ANÁLISE DA ESTRUTURA VERTICAL DAS VARIÁVEIS TERMODINÂMICAS.....	58
4.3 ANÁLISE DOS DADOS DE SUPERFÍCIE DO AEROPORTO TOM JOBIM (GALEÃO) DURANTE O MCITY.....	72
4.4 MODELAMENTO DA DISTRIBUIÇÃO DO RISCO HIDROMETEOROLÓGICO DE DESLIZAMENTO.....	78
5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS.....	85
5.1 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS.....	87
ANEXO A - INFORMAÇÕES SOBRE SENSORES DA RADIOSSONDA VAISALA RS92-SGP	88
ANEXO B - RADIOSSONDAGENS DOS DIAS 17 E 19 DE MARÇO DE 2014.....	92
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	94

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento econômico e industrial que ocorre ao longo dos anos nas grandes metrópoles proporciona muitas das vezes um mosaico de conurbação urbana, que por consequência favorece a alteração do clima local. O desenvolvimento urbano proporcionado pela mobilidade econômica e industrial modifica importantes aspectos do micro clima, tais como: composição atmosférica, balanço de calor e características da superfície (BARRY e CHORLEY, 1998).

Sabe-se que a Camada Limite Atmosférica (CLA) é termodinamicamente acoplada à superfície e tipicamente turbulenta ao longo de sua extensão, pois o desenvolvimento turbulento é diretamente influenciado pelo tipo de superfície e pela quantidade de energia disponível presente na superfície (FISCH, 1995). Por essa razão, muitos experimentos foram realizados com finalidade de extrair informações da relação da estrutura termodinâmica com o desenvolvimento da CLA e a formação de tempestades convectivas (BOMEX, GATE, GEWEX, VINHEX, etc). Uma revisão do camada limite amazônica e das circulações de mesoescala associadas foi feito por Betts *et al.* (2009).

De acordo com Betts (1974), a estrutura termodinâmica atmosférica está associada com a transferência de energia proveniente da radiação solar e da quantidade de água presente na atmosfera, sendo seu ciclo diurno bem definido com aquecimento durante o dia e um resfriamento durante a noite e a madrugada. A instabilidade termodinâmica pode muitas vezes representar uma ameaça potencial para atividades humanas. Logo, identificar tais condições instáveis dessa estrutura é essencial para antecipação de estratégias que possuem intuídos de diminuir danos causados por tormentas.

Mota e Nobre (2006) observaram que a forçante termodinâmica requer uma escala temporal de horas para a formação de nuvens convectivas precipitantes, assim o aquecimento provocado pela radiação solar durante o dia favorece instabilidade próximo a superfície e caso haja umidade abundante na atmosfera, a estrutura termodinâmica será propícia a formação de nuvens convectivas e a precipitação ocorrerá durante a tarde ou início da noite. Além do aquecimento radiativo para a formação de super células convectivas, outro fator que pode contribuir, é a associação do cisalhamento vertical do vento horizontal em baixos e médios níveis com a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e a helicidade (ALONSO e SARAIVA, 2006).

Para o entendimento da estrutura termodinâmica perante a coluna atmosférica, ao longo de décadas foram desenvolvidas parametrizações convectivas de processos cúmulos e estratocúmulos, tais como: Lilly (1968), Arakawa (1973), Betts (1973), Paluch (1979), Deardorff (1980), Betts (1982), entre outros. Esses primeiros trabalhos iniciaram a investigação das forçante termodinâmica da atmosfera.

Recentemente, os microclima da Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ)

(22°32'14''S a 22°54' 10''S e 42°42' 1''W a 43°42' 32''W) tem sido investigados (MARQUES FILHO *et al.*, 2009). Segundo o IBGE (2010) a RMRJ possui uma densidade demográfica de 5 mil habitantes por km², ou seja, totalizando aproximadamente 11,5 milhões de pessoas, o que torna esta a segunda maior metrópole brasileira e a terceira maior da América Latina (AL). A urbanização da área e o desenvolvimento do Estado do RJ levou a um aumento da frota de veículos ao longo dos anos, para mais de 5 milhões de veículos na RMRJ em 2012 (DENATRAN). A topografia da RMRJ é considerada complexa, com maciços rochosos entre áreas urbanas e naturais ao longo da costa e nas vizinhanças da Baía de Guanabara e Sepetiba, com a Serra do Mar ao norte.

De acordo com Dereczynski *et al.* (2009), o relevo acidentado e diversificado da RMRJ contribui para a variabilidade espacial de precipitação. Durante o trimestre Dez.-Jan.-Fev., a RMRJ apresenta um clima quente, úmido e chuvoso, com grande amplitude térmica diurna e ocasional estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Por outro lado, no inverno do Hemisfério Sul, os sistemas frontais são mais frequentes de maio a setembro, porém gerando relativamente menor quantidade de precipitação (LIEBMANN *et al.*, 1999).

Três tipos de microclima são característicos na RMRJ, tendo sido observados e classificados como “urbano”, “marítimo” e “vegetado” por Marques Filho *et al.* (2009). De acordo com estes autores, a RMRJ apresenta o fenômeno chamado Ilha de Calor Urbana (ICU) a qual apresenta um comportamento diferenciado em relação às cidades de latitude média. O máximo diurno de ICU (associada a estrutura espacial e temporal do campo térmico à superfície) acontece na parte da manhã para todo o período do ano, sendo mais intenso na transição entre o verão chuvoso e o inverno seco (fevereiro a maio) com uma amplitude térmica de 4° a 5° C e de 2° a 3° C em outros meses. Nas cidades de latitude média, a ICU em geral é noturna.

Marques Filho *et al.* (2009) também destacaram a presença climatológica de uma ilha de frescor ao final da tarde na RMRJ, provavelmente associada à circulação de brisa marítima e a diferença de comportamento térmico dos microclimas “urbano” e “vegetado”. De acordo com Karam *et al.* (2009), entre as prováveis causas do comportamento vespertina da ICU da RMRJ tem-se: grande incidência da radiação solar que aquece a superfície durante o dia; a presença de área vegetada nos subúrbios que favorece a evapotranspiração e também o desvio da fase da onda térmica acima superfícies vegetadas suburbanas que ocorre em associação com a força de restauração da temperatura da superfície. Adicionalmente, Karam (2014: comunicação pessoal) tem apontado a importância do efeito de aceleração da brisa marítima para o entendimento da formação da ilha de frescor urbana ao final da tarde, desde que a brisa acelerada é plenamente capaz de trazer grande quantidade de ar marítimo, relativamente mais úmido e frio (23°C) por sobre a área urbana, desta forma resfriando a su-

perfície que estava muito aquecida devido ao fluxo incidente de radiação solar durante o dia.

Com base na análise de uma série de 10 anos de dados de sondagens atmosféricas sobre a RMRJ, Ribeiro (1985) relatou que em média a Camada de Mistura (CM) pelo período da manhã alcança uma altura típica no mês de 633 m (em dezembro) e mínima de 369 m (em junho). Por outro lado, a altura da CM (estimativa do valor máximo) ao final da tarde apresenta-se maior no inverno do que no verão, sendo máximo de 1216 m (em julho) e mínima de 812 m (em outubro). De acordo com o autor, a altura da CM possui esse padrão devido ao fato de que a RMRJ está sujeita ao predomínio da advecção da CM marinha (formada sobre o mar, ao longo do litoral SE do Brasil). Ainda de acordo com Ribeiro (1985), no verão as águas costeiras apresentam-se com temperaturas mais baixas do que o ar, sendo assim o aquecimento continental intensifica as brisas marítimas, que por sua vez trazem consigo a CM marinha, que é mais estável, sobre a faixa litorânea do continente onde está a RMRJ. O autor ainda ressalta que no horário da tarde, nos meses de inverno, as condições de difusão atmosférica em média são pouco afetadas (ou restringidas) pela altura da inversão térmica, pois esta é relativamente maior do ponto de vista climatológico.

Ao analisarem a influência da brisa marítima oriunda do Atlântico e da brisa estuarina das baías de Guanabara e Sepetiba sobre a distribuição do vento em superfície na RMRJ, Jourdan *et al.* (2006) verificaram que durante o horário de menor aquecimento da superfície (noite) o quadrante predominante de vento é de Norte (sentido do continente ao oceano), enquanto que horários em que a superfície se encontra mais aquecida (dia) o quadrante predominante é de sul (sentido do oceano ao continente). Cardoso (2010) mostrou que além do vento predominante do quadrante sul à tarde, também ocorre um padrão diurno e sazonal de oscilação do vento, associado às circulações de brisa - terrestre e vale - montanha, que juntas formam uma célula meridional mais intensa no plano (y, z), responsáveis por convergência do escoamento sobre a RMRJ (W da baía de Guanabara) durante o dia. A circulação resultante na RMRJ tem sido explicada como resultado do acoplamento das células, pelo efeito das heterogeneidades superficiais sobre a estrutura da CLA (via distribuição do fluxo do calor sensível) e pelos efeitos térmico e mecânico da topografia.

Portanto, as circulações de mesoescala são muito importantes no entendimento dos microclimas observados na RMRJ. (MARQUES FILHO *et al.*, 2009; OLIVEIRA *et al.*, 2012). Estudo de caso também aponta para o papel relevante dos fenômenos de mesoescala, como por exemplo, chuvas orográficas, fortes advecções de ar úmido marítimo e o desenvolvimento de tempestades tropicais em terreno complexo, para o entendimento das causas dos desastres ambientais (deslizamentos de terra e enchentes) no Estado RJ (BAIMA DE SOUSA e KARAM, 2014).

Os fenômenos de mesoescala possuem escalas temporais e espaciais muito diferentes das encontradas nos fenômenos de escala sinótica (ORLANSKY, 1975). Saliente-se que os fenômenos

de mesoescala, por exemplo, circulação de brisa, chuvas orográficas pós-frontais, acelerações do escoamento, etc, também podem interagir com a dinâmica sinótica, sem depender dela para sua formação e desenvolvimento.

Estudos que fazem a relação entre a brisa marítima com a convecção de uma tempestade são de importância crucial para órgãos operacionais de previsão de tempo. Pereira Filho *et al.* (2004) discutem a influência da brisa marítima na enchente na região da Grande São Paulo. Segundo eles, a brisa marítima combinada com o aquecimento diabático tende a gerar sistemas precipitantes mais profundos e com maior volume de precipitação sobre a Grande São Paulo.

No Brasil, uma grande porcentagem dos desastres naturais é provocada pela dinâmica atmosférica. De acordo com o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), os desastres naturais mais frequentes no Brasil estão associados aos eventos de precipitações extremas. Para Paolucci (2012), a frequência de riscos hidrometeorológicos nas metrópoles brasileiras é influenciada pela expansão urbana.

No mês de março no ano de 2013 foi realizada a primeira campanha experimental do projeto regional chamado MCITY-RJ (Edital 23/2010 – FAPERJ-FAPESP – Proc. n° E26/111.620/2011), esse experimento veio a preencher a ausência de informações da estrutura termodinâmica da troposfera sobre o RJ e da CLA sobre a RMRJ. O projeto MCITY-RJ possui o objetivo de analisar e aprimorar o conhecimento sobre os processos e comportamentos termodinâmicos e dinâmicos da Camada Limite Tropical da RMRJ. Este experimento realizado com a colaboração entre membros de laboratórios da USP e da UFRJ foi descrito recentemente por Oliveira *et al.* (2012).

O presente trabalho de mestrado tem como objetivo investigar o desenvolvimento hidrodinâmico de tempestade intensa associada a um desastre ambiental hidrometeorológico, ocorrida durante a realização da primeira campanha intensiva de observação do experimento MCITY na RMRJ. Neste trabalho, investiga-se os fatores meteorológicos de mesoescala e de escala sinótica que contribuíram para formação de uma tempestade convectiva que resultou em grande precipitação e deslizamentos de terra principalmente na Região Serrana do RJ com muitas perdas materiais e humanas. A tempestade em questão ocorreu na noite de 17 para 18 de março de 2013, produziu chuva abundante durante várias horas, resultando em mais de 200 pontos de deslizamentos de terra nas encostas de morros da Região Serrana do RJ, sendo que 75% dos deslizamentos se concentraram nos distritos de Quitandinha e Independência de Petrópolis, levando a soterramento de habitações e a fatalidade de 34 óbitos (AMARAL *et al.*, 2013). Adicionalmente, o presente trabalho possui a finalidade de propor uma metodologia computacional para automação da detecção e visualização de áreas de riscos de deslizamentos sobre terrenos complexos.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 CAMADA LIMITE URBANA

A atmosfera terrestre pode ser dividida em camadas de diferentes características termodinâmicas e dinâmicas (Fig. 2.1), nomeadas de acordo seus gradientes verticais da temperatura. Em geral consideram-se quatro camadas: troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera.

A estrutura termodinâmica na atmosfera terrestre pode ser observada diretamente por medições obtidas por radiossondas, transportadas por balões meteorológicos e também por foguetes e satélites. Medidas indiretas podem ser obtidas por análise da propagação e emissão de ondas eletromagnéticas.

Dois camadas apresentam gradiente vertical negativo, isto é, temperatura diminui com a altura, a saber: a “troposfera” entre a superfície e tipicamente 10 km de altitude e a “mesosfera” entre 50 e 90 km. Em geral, nessas camadas o escoamento é predominantemente turbulento. Duas camadas apresentam gradientes positivos (temperatura aumenta com a altura): a estratosfera, entre 10 km e 40 km e a “termosfera” acima de 90 km. Em geral, nessas camadas o escoamento é predominantemente laminar (WALLACE e HOBBS, 2006).

Na troposfera a temperatura cai com a altura porque a fonte de calor é a superfície terrestre. A convecção turbulenta na troposfera permite a transferência de calor entre os níveis inferiores e superiores da camada. A primeira camada troposférica em contato direto com a superfície é a Camada Limite Atmosférica (CLA) (com 10% da altura da troposfera). A CLA responde rapidamente às variações termodinâmicas da superfície enquanto a atmosfera livre acima (restante da troposfera) mostra-se em geral um comportamento desacoplado da superfície, isto é, não sobre o ciclo de aquecimento e resfriamento diário da superfície. As nuvens de grande desenvolvimento vertical como as tempestades possibilitam o transporte efetivo de propriedades e condições termodinâmicas da superfície para os níveis superiores da troposfera. A estratosfera também apresenta um máximo de temperatura associado ao aquecimento da Camada de Ozônio pela radiação solar em ultravioleta. A distribuição do Ozônio atmosférico mostra sua máxima concentração entre a estratosfera e a mesosfera. Na estratosfera o escoamento é laminar e predominam condições de estabilidade estática. A mesosfera apresenta gradiente vertical negativo (a temperatura volta a cair com a altura) em consequência do aquecimento da camada de Ozônio abaixo, por isto, nela também pode ocorrer convecção térmica. Acima, na termosfera os gases como Hélio e Hidrogênio aparecem em sua forma

atômica (não molecular) e tendem a se separar em camadas de acordo com a densidade. Na fronteira com o espaço a atmosfera já não se mostra como uma homosfera (mistura de gases moleculares) e poderia ser chamada heterosfera. A chamada ionosfera também apresenta-se em camadas A, B, C, D etc distribuídas na atmosfera superior. A eletrosfera pode ser localizada em torno de 40 km de altura, portanto, na alta estratosfera (WALLACE e HOBBS, 2006).

Dentre as camadas da atmosfera destaca-se a troposfera, com 80% da massa de ar. A troposfera é dividida em 2 camadas: a Camada Limite Atmosférica (CLA) e Atmosfera Livre (AL) acima. A CLA também é chamada Camada Limite Planetária (CLP), apresentando escoamento turbulento caracterizado por número de Reynolds muito alto (STULL, 1988). A CLA é diretamente influenciada pela interação com a superfície terrestre (KAIMAL, 1994; WYNGAARD, 2010).

Os fluxos de calor, momento e constituintes (água) trocados pela superfície terrestre com a atmosfera são função de uma série de fatores como aerodinâmicos, via cisalhamento do vento, responsáveis pela geração mecânica de turbulência e também, termodinâmicos, como aqueles associados a energia térmica disponível e aos ciclos de aquecimento e resfriamento da superfície, responsáveis pela geração e destruição térmica da turbulência.

Os fluxos de energia da superfície também são muito importantes no estabelecimento da estrutura vertical da CLA, principalmente da chamada CLA convectiva que em geral ocorre durante dias em que predominam condições anticiclônicas e forte irradiância solar incidente (TENNEKES, 1973; ___ 1995; TENNEKES e DRIEDONKS, 1981; DRIEDONKS e TENNEKES, 1984).

A AL é a parte da troposfera que apresenta um comportamento desacoplado da superfície, sendo localizada acima da CLA e sujeita aos processos meteorológicos de maior escala temporal e espacial (mesoescala, escala sinótica e grande escala). Nesta camada a turbulência pode ser desprezada somente para escoamentos de escala sinótica (HOLTON, 1992), mas deve ser considerada em se tratando de fenômenos de mesoescala, como tempestades (HOUZE Jr., 1994).

Segundo Oke (1987), alterações na natureza da superfície devido processos diversos como a urbanização afetam as propriedades atmosféricas de uma região. Neste caso, a CLA passa ser denominada de Camada Limite Urbana (CLU).

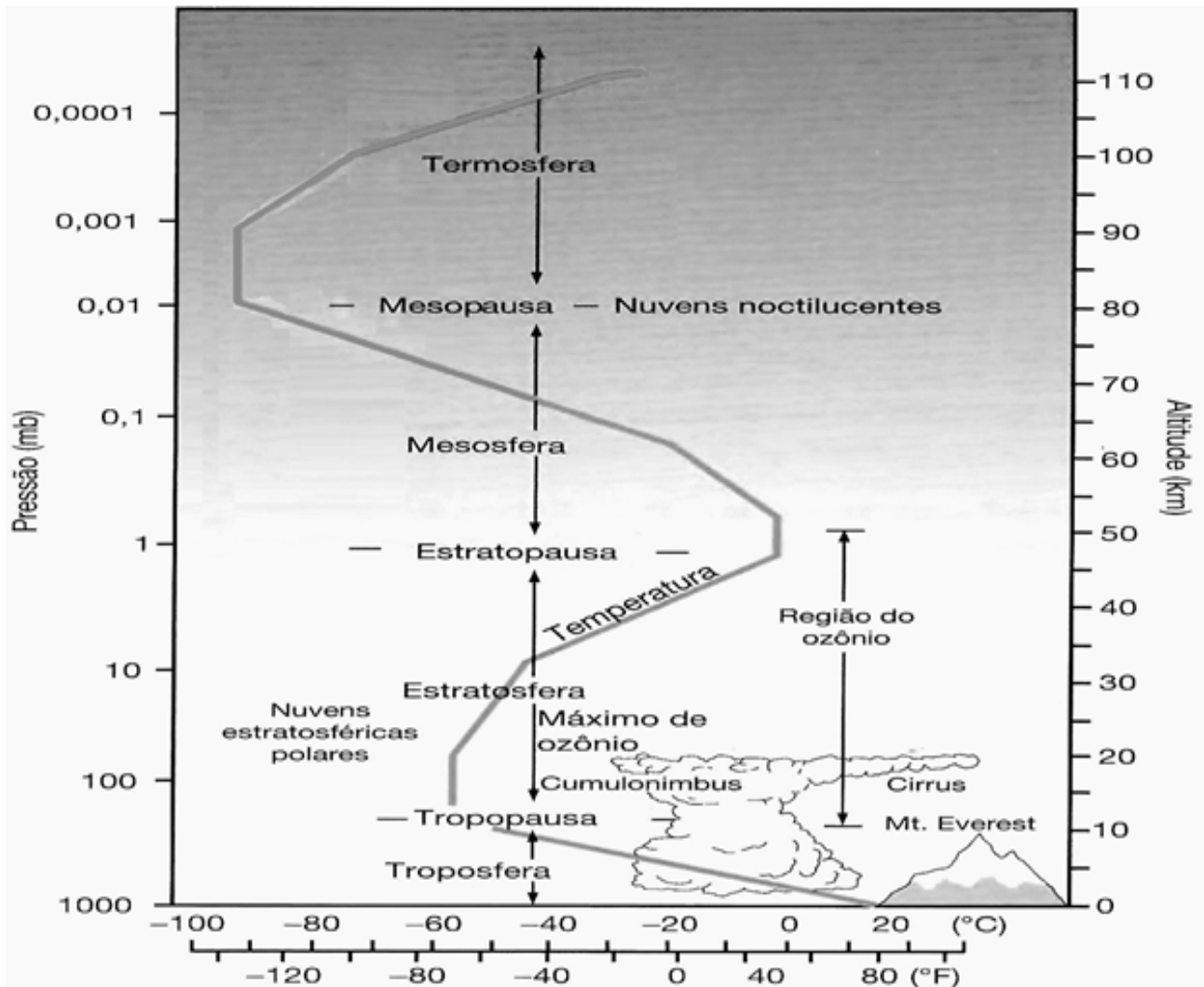


Figura 2.1 Distribuição vertical generalizada da temperatura e pressão até aproximadamente 110 km. Ref.: imagem adaptada da original da NASA (n.d.).

O processo de urbanização afeta diretamente os processos térmicos, hídricos e radiativos da superfície, por exemplo, geralmente a superfície de uma área urbanizada em latitudes médias retém mais energia do que a superfície rural ou vegetada, a sua volta.

A Figura 2.2 ilustra o conceito da CLU que se forma sobre a área urbana e é advectada vento abaixo. Em geral, o topo da CLU apresenta uma forma aproximada de domo convexo, cuja altura máxima depende do valor acumulado do fluxo do calor sensível à superfície ao final da tarde (sob condições convectivas), que por sua vez depende da rugosidade e das condições de estabilidade estática da atmosfera livre (via entranhamento de calor sensível negativo no topo da CLU). O escoamento de ar na chamada camada de dossel urbana (parte inferior da CL superficial da cidade) é mui-

to modificado pela geometria das construções e geometria da própria cidade (orientação das ruas, grandes vias, parques, lagos urbanos, centro urbano, periferia urbana, etc). A sota-vento da cidade também comumente se observa o desenvolvimento de um Camada Interna sobre a camada limite rural.

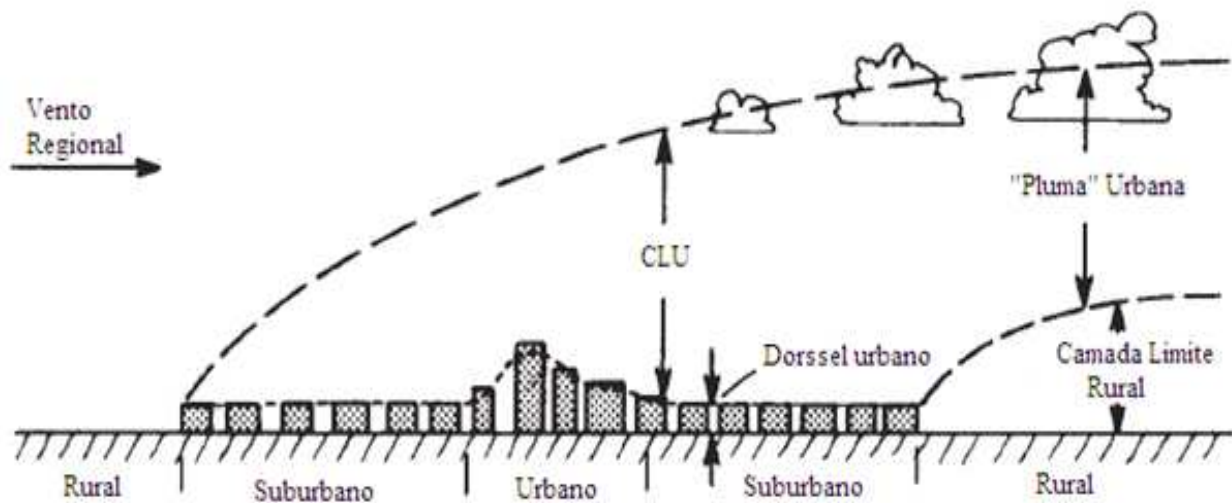


Figura 2.2 Representação da Camada Limite Urbana. Fonte: Adaptada de Oke (1987).

A Figura 2.3 mostra uma representação do desenvolvimento da CLA ao longo de 24 horas (STULL, 1988). Sob condições “não perturbadas”, isto é, para um escoamento que ocorre sob condições anticiclônicas e pouca nebulosidade em terreno plano e horizontal, durante o período de 24 h, a evolução da CLA pode ser caracterizada pela presença de diferentes camadas, nomeadas: Camada Limite Superficial (CLS), Camada de Mistura (CM), Camada Residual (CR) e Camada Noturna (CN) ou Camada Limite Estável (CLE), que ocorrem de forma organizada. Cada camada observada na evolução da CLA tem suas próprias características do comportamento das variáveis médias, constantes e parâmetros usados para caracterizar regimes de turbulência muito distintos e singulares.

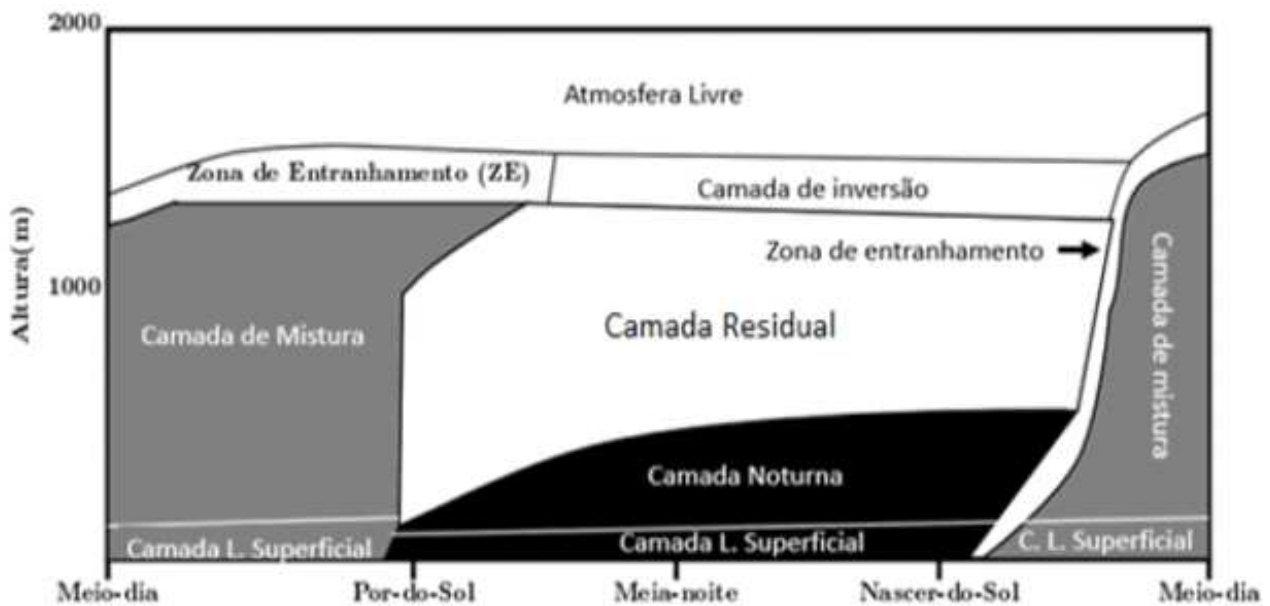


Figura 2.3 Evolução diária da CLA para latitudes médias. Fonte: Adaptada de Stull (1988).

2.2 ESTRUTURA DA CAMADA LIMITE

As características básicas da CLA são indicadas a seguir. Para uma descrição completa e aprofundada da CLA vide Stull (1988), Kaimal (1994) e Wyngaard (2010).

A Camada Limite Superficial (CLS) localiza-se na parte inferior da CLA, ficando em contato direto com superfície, podendo variar de poucos centímetros até poucas centenas de metros. Nesta camada, por hipótese, os fluxos turbulentos são aproximadamente constantes e variam menos de 10% de sua magnitude na direção vertical.

A Camada de Mistura (CM) é onde as propriedades dinâmicas e termodinâmicas são misturadas rapidamente pela turbulência de origem térmica, comumente, resultando em perfis verticais quase uniformes de temperatura potencial, velocidade do vento e umidade específica sobre terreno plano horizontal e homogêneo. A CM se estende deste a superfície ($z=0$) até uma altura (z_i), onde encontra-se uma inversão térmica sobre a CLA. De acordo com Stull (1988), em dias de céu claro, o crescimento da CM está ligado com aquecimento da superfície, apresentando grande variação durante o dia e atingindo sua altura máxima durante o fim da tarde (horário de maior aquecimento da superfície). Tennekes (1973) associa a taxa de crescimento da CM convectiva com o fluxo de calor superficial e a taxa de entranhamento no topo da CM. Segundo Fisch *et al.* (2004), os processos turbulentos predominam na CM, sendo que estes processos são de grande importância para o transpor-

te de energia, vapor d'água, momento, gases traço e poluentes emitidos na superfície, atingindo alturas na CLA de 1 a 3 km, aonde esses elementos podem ser transferidos para a circulação geral da atmosfera por nuvens de maior desenvolvimento vertical que tem sua base no topo da CM. A Zona de Entranhamento (ZE) localizada junto ao topo da CM apresenta um empuxo negativo, fazendo com que as térmicas que ascendem verticalmente com empuxo positivo, voltem à CM, trazendo para a mesma o ar potencialmente mais quente e seco. Este processo é denominado de entranhamento ou penetração convectiva (FISCH, 1994), sendo responsável pelo crescimento vertical da CM e por seu aquecimento potencial durante o período diurno.

A Camada Residual tem características similares à CM, aparece cerca de meia hora do pôr do sol. Essa camada apresenta variáveis médias de estado e concentrações iniciais iguais as da CM, no entanto como a turbulência devida ao aquecimento já cessou e em geral, essa camada não é muito ativa do ponto de vista da turbulência. Nesta camada ocorrem frequentemente episódios de turbulência intermitente, em geral na forma de energia cinética de alta frequência (pequenos turbilhões). Um processo de decaimento da turbulência ocorre com o cessar da atividade convectiva diurna, portanto a CR torna-se evidente durante a noite. Jatos de baixos níveis e ondas atmosféricas podem ocorrer em associação com a CR (KARAM, 2002). Apesar de CR não possui contato direto com a superfície terrestre, pois ocorre sobre a Camada Limite Estável (CLE), a sua base passa a ser alterada à medida que a CLE evolui durante o período noturno (ANDRÉ e MAHT, 1982). Um equilíbrio complexo entre a produção de turbulência por cisalhamento e sua destruição por empuxo ocorre na CLE.

À medida que o fluxo vertical de calor sensível passa a ser negativo à noite e o resfriamento da superfície terrestre ocorre devido à emissão de radiação de ondas longas que domina o balanço de radiação à superfície, forma-se a Camada Limite Noturna (CLN). Como consequência dessa evolução, a intensidade da turbulência diminui e a camada começa a ser dominada por turbilhões de menor dimensão relativa, formando a estrutura turbulenta da CLE, próxima à superfície. Embora o vento em níveis mais baixos na CLE seja frequentemente fraco à noite, em áreas sob o domínio de escoamentos anticiclônicos, pode ocorrer o aumento da velocidade mais acima na forma de um Jato de Baixos Níveis (JBN), também conhecido por Jato Noturno (JN) associado à CLE. O ar estaticamente estável tende a diminuir a turbulência, enquanto que o desenvolvimento do JBN aumenta o cisalhamento do vento favorecendo a produção mecânica de turbulência na CLE (STULL, 1988), isto é, acima e abaixo do máximo do JBN. Muitas vezes o JBN da CR está associado a uma oscilação inercial dado o rearranjo dinâmico das forças na transição da CLA diurna para a noturna. De acordo com Karam (2000), condições baroclínicas também pode ter um papel relevante na formação de JBN, principalmente sobre terrenos inclinados, ou ainda influenciados por circulações como

da brisa marítima, associadas à gradientes horizontais do fluxo de calor sensível.

2.3 NUVENS DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA

Presenças de nuvens na atmosfera adjacente alteram as propriedades do balanço radiativo da superfície e conseqüentemente da CLA. A liberação do calor latente durante o estágio de formação de nuvem ajuda a aquecer o ar e conseqüentemente aumenta a flutuabilidade da parcela, favorecendo que a nuvem convectiva cresça ainda mais.

As nuvens cúmulos (Cu) rasos, estrato (St), estratocúmulos (Sc) e nimbostrato (Ns) são frequentemente observadas na CLA. Pertencentes à mesma família, nuvens St, Sc e Ns, caracterizam-se por uma grande extensão horizontal e uma relativamente pequena espessura vertical. Estudos anteriores revelam que nuvens tipo Cu e Sc desempenham papel de grande importância na circulação atmosférica tropical e subtropical (PHILANDER *et al.*, 1976; LARSON *et al.*, 1999), principalmente sobre o balanço radiativo das zonas de convergência e sobre o clima de latitudes médias e altas, no caso dos Sc (HOUZE Jr., 1994).

Nuvens de bom tempo ou cúmulos *humilis* comumente formam-se a partir de térmicas flutuantes (bolhas de ar quente), que se desenvolvem na CLA. A flutuação dessas térmicas deriva do aquecimento diferencial da superfície continental e do oceano provocado pela incidência da radiação e aquecimento superficial no primeiro caso, ou advecção de ar frio superfície oceânica relativamente mais quente, no segundo.

Na Figura 2.2, a região pontilhada indica a CM, a região de cor preta denota o ar da atmosfera livre e a região branca representa as nuvens. Z_i indica a altura real da CM que é variável no tempo e espaço, enquanto \bar{Z}_i é usada para indicar a altura média da CM. A linha de pontos brancos mostra o Nível de Condensação de Levantamento (NCL) obtido a partir de Z_i , indica a altura real da CM que é variável no tempo e espaço, enquanto \bar{Z}_i é usada para indicar a altura média da CM. A linha de traços curto indica o NCL local da superfície (isto é para a CLS) e a linha de traço longo refere-se ao Nível local de Convecção Livre (NCL) também da superfície (STULL, 1985).

Sabe-se que nuvens de tipo Cu, assumem uma variedade de formas e tamanhos que vão desde Cu não precipitantes de bom tempo para de precipitação seguida de trovoadas. Stull (1985) propôs uma classificação climática de nuvens cúmulos de acordo com a interação com a CLA (Fig. 2.4), com três categorias: nuvens forçadas, ativas e passivas. O nível da base da nuvem corresponde ao Nível de Condensação por Levantamento (NCL) que em geral é diferente da altura do topo da CM (Z_i).

As nuvens forçadas formam-se quando a térmica alcançam o topo da camada limite turbulenta, e como essa nuvem apresenta empuxo negativo, essa categoria não atinge o Nível de Convecção Espontânea (NCE). Por outro lado, as nuvens cúmulos ativas apresentam empuxo positivo e ultrapassam o NCE. Nuvens cúmulos passivas tem empuxo negativo e são resultados do decaimento dos cúmulos ativos, logo não apresentam mais nenhuma interação com a CM. No estudo dos cúmulos e sua interação com a CM faz-se necessário a determinação e comparação de z_i , NCL e NCE.

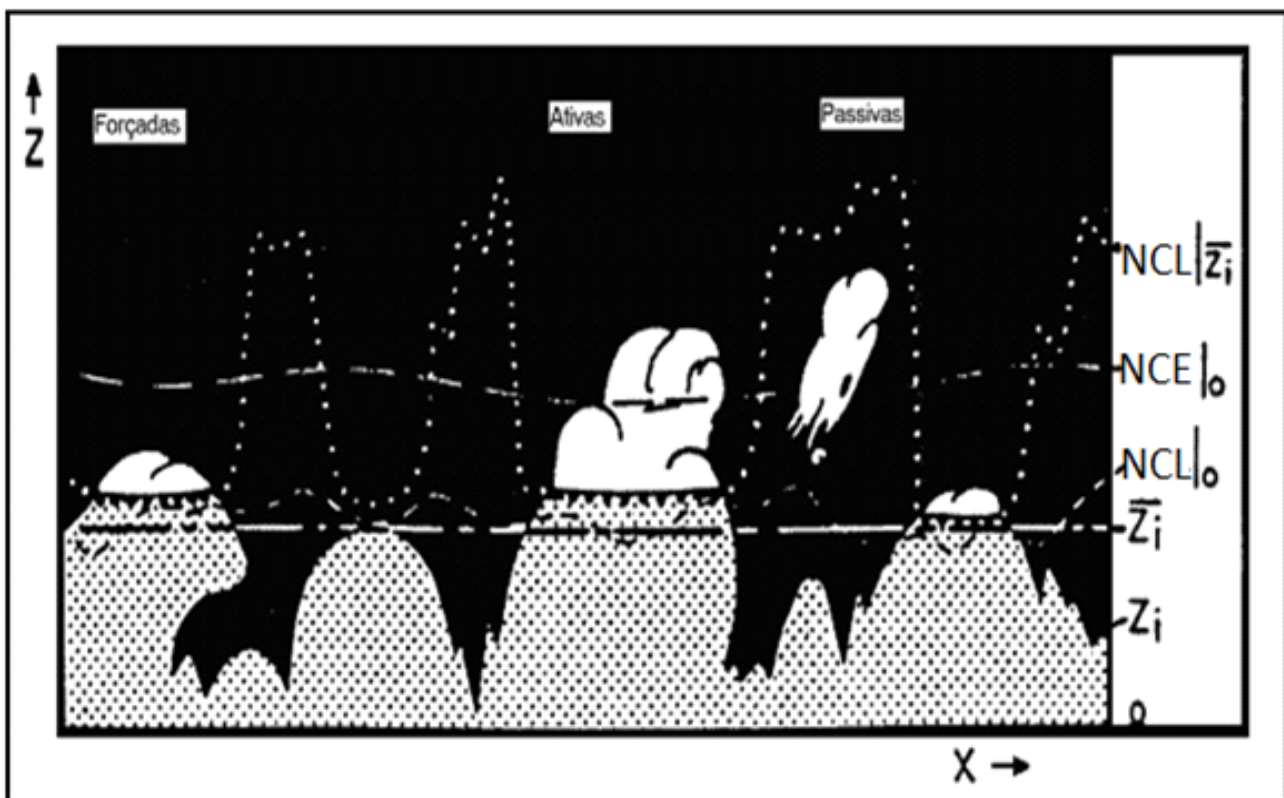


Figura 2.4 Representação esquemática de tipos de cúmulos e sua relação com a camada limite turbulenta. Fonte: Adaptada de Stull (1985).

De acordo com Cotton (1990), quando uma nuvem cúmulos ativa cresce em um ambiente que contenha o cisalhamento vertical do vento horizontal, a resultante organização da nuvem e a flutuação serão fortemente influenciadas pela interação de corrente convectiva da nuvem e corrente descendente do ar.

A estrutura da camada e propriedades de ramos ascendentes e subsidentes de dentro da circulação são determinadas por vários processos, incluído a divergência do fluxo radiativo no topo da nuvem, fluxo da superfície e arrastamento de mistura do ar quente e seco sobre a inversão com o ar

que é originado na CM insaturada acima da superfície (LILLY, 1968; DEARDORFF, 1976; BETTS, 1978).

Com o intuito de identificar as origens do ar de dentro de uma nuvem cúmulos a partir da análise das medições das radiossondagens, Blyth e Lathan (1985) recorreram às variáveis conservativas de Betts (1973). Os autores observaram que as propriedades de ar dentro de uma cúmulos variam linearmente na vertical, entre a base e topo. A distribuição pode ser calculada por combinação linear das propriedades observadas nos extremos verticais da nuvem, sendo assim o ar da nuvem provém do topo e da base. Este resultado atribui uma importância menor ao processo de mistura lateral em cúmulos.

Assim como cúmulos, as nuvens estratocúmulos têm um grande impacto no clima e na sua variabilidade (e.g. PHILANDER, *et al.*, 1996; CLEMENT e SEAGER, 1999). Diversas campanhas nos últimos anos foram realizadas a fim de estudar a estrutura termodinâmica e turbulenta desta nuvem, e.g BOMEX, GEWEX, GATE, e outros estudos (LILLY, 1968; RANDALL, 1980; DEARDORFF, 1980; MOENG e ARAKAWA, 1980; BETTS, 1982).

Estudos realizados por Hanson (1991) e Klein e Hartmann (1993), observaram que a formação de Sc sobre os oceanos, ocorre na presença de subsidência anticiclônica nas regiões subtropicais e latitudes médias, e sobre superfície terrestre úmida na estação fria. O ramo subsidente da célula de Hadley associado diretamente com as correntes oceânicas frias a leste dos oceanos em latitudes subtropicais induz a presença persistente de estratocúmulos em boa parte do ano.

2.4 ESTADO PERTURBADO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA TROPICAL

A Camada Limite Atmosférica Tropical (CLAT) merece atenção especial, principalmente, por causa de suas características peculiares durante o estado perturbado (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999; STRONG *et al.*, 2005; OLIVEIRA JUNIOR e KWON, 2005).

O estado perturbado da CLAT apresenta um acoplamento vertical entre as camadas de toda atmosfera tropical. Sendo assim, o conceito da CLA perde a sua precisão, uma vez que não existe mais uma simples conexão entre a superfície e uma camada rasa horizontalmente homogênea. A CLAT possui presença de fortes correntes ascendentes, as quais perturbam a atmosfera adjacente e, por continuidade de massa, também gera correntes descendentes.

De acordo com Garstang e Fitzjarrald (1999), as correntes ascendentes da CLAT transportam grandes quantidades de ar da superfície e propriedades associada à mesma, para as nuvens e muitas vezes até para a troposfera superior. O escoamento horizontal oriundo da nuvem convectiva (outflow) lançado a superfície à frente da tempestade após a ocorrência de correntes descendentes de

ar (downdraft) frio e seco, serve para manter o sistema convectivo como uma máquina térmica para gerar novas nuvens convectivas na sua fronteira.

A Figura 2.5 ilustra uma CLAT perturbada pelo desenvolvimento de tempestade tropical, tanto para oceano quanto para o continente. O estado perturbado associado ao sistema convectivo sobre regiões tropicais pode ser caracterizado da seguinte maneira (GARSTANG e FITZJARRALD, 1999): i) antes da chegada do sistema convectivo, a atmosfera apresenta uma perturbação (relativa negativa do campo de pressão) com estrutura espacial 500 a 2000 km e temporal de 1 a 4 dias; ii) a parte frontal do sistema convectivo mostra uma perturbação de escala temporal relativamente pequena de 10 minutos, aproximadamente e perturbação espacial típica de 10 km; iii) na região convectiva (centro do sistema) a escala espacial e a temporal não se altera em relação ao seu valor anterior; iv) na retaguarda do sistema convectivo ocorre um rastro de perturbação que altera a estrutura termodinâmica da atmosfera por um período de 1 a 10 horas após a tempestade em uma escala espacial entre 50 e 500 km.

Betts (1976) comenta que no início da precipitação, é possível que a evaporação das gotas que saem da base da nuvem dentro da camada de ar (com umidade relativa abaixo de 100%), sob condições não saturadas, tende a resfriar (as vezes fortemente) esta camada abaixo da nuvem e também a saturá-la de vapor, o que resulta na conservação da temperatura potencial equivalente (θ_e) na camada abaixo da nuvem. Isto é, se houver precipitação suficiente para tal. O mesmo autor ressalta o fato de que durante o início da precipitação, é possível que a evaporação provoque um resfriamento de tal magnitude que se capaz de induzir movimentos subsidentes significativos, com um transporte de ordem similar ao das correntes ascendentes da convecção.

O ramo subsidente da célula leva para níveis baixos, um ar que inicialmente é potencialmente mais quente e mais seco do que o ar que ocupava o nível inferior. Sendo assim, não se podem desconsiderar os dois fenômenos descritos por Betts (1976), pois os mesmos acarretam em consequências opostas, e podem ser observados normalmente combinados após a passagem de um sistema.

Betts (1976) propôs um modelo (Fig. 2.6) para o fluxo aéreo relativo à passagem de um sistema de mesoescala. O autor verificou que normalmente, após a passagem do sistema de mesoescala havia uma sensível queda do valor de θ_e , além da precipitação evaporada ocasionar um resfriamento e estabilizar a camada.

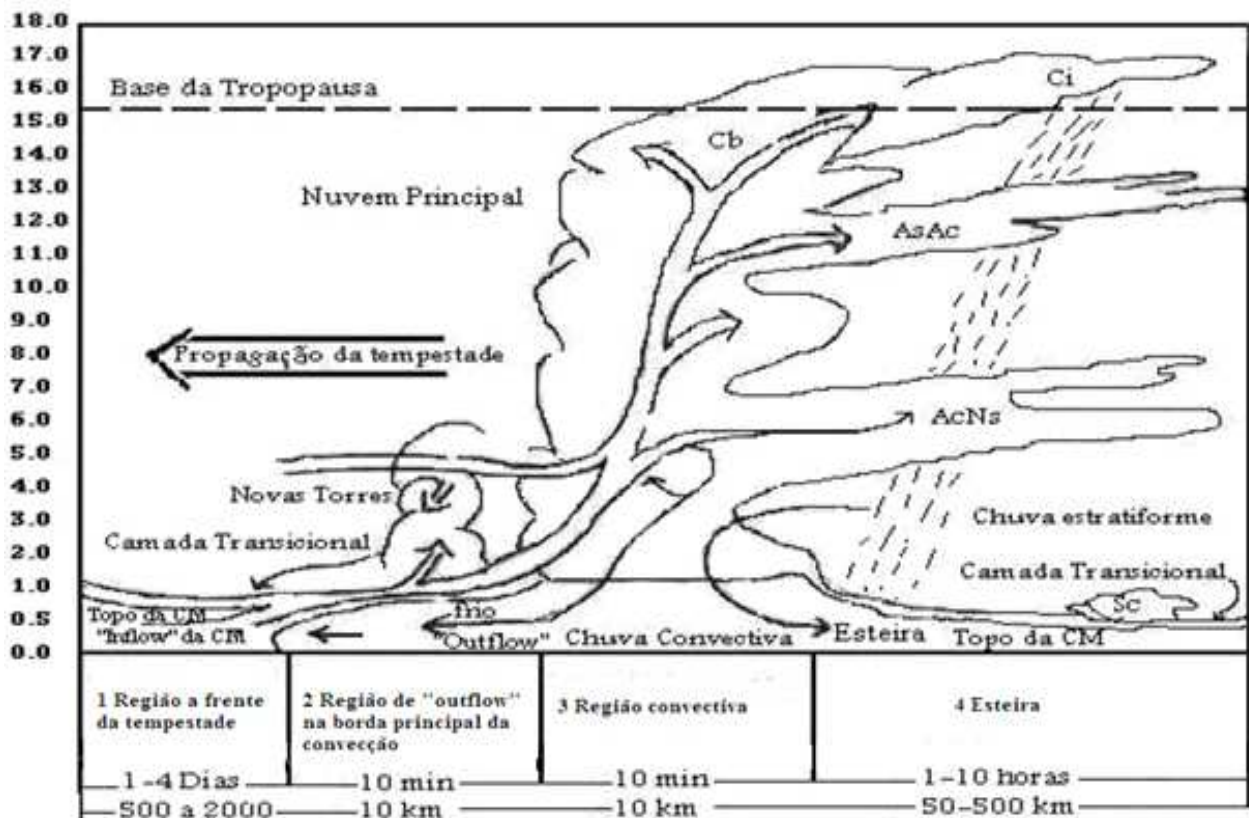


Figura 2.5 Esquema do estado de perturbação da atmosfera sobre a superfície terrestre ou oceânica, para a CLAT. A estrutura vertical é mostrada, e a sessão é dividida em quatro regiões: à frente da tempestade, região de “outflow”, região convectiva e esteira (região atrás da tempestade). O eixo horizontal representa uma unidade arbitrária de tempo ou distância, centrada no intervalo da convecção ativa (nuvem principal). Fonte: Adaptada de Garstang e Fitzjarrald (1999).

No modelo de Betts (1976), a camada abaixo da base da nuvem de espessura ($\Delta P = P_0 - P_1$) pode ser elevada impulsionada por correntes ascendentes e ser substituída por uma segunda camada, de espessura ($\Delta P = P_1 - P_2$), originalmente situada acima da primeira (Fig. 2.6).

Analisando observações do experimento VINHEX (1974), Betts (1976) verificou que para sistemas tropicais, as correntes descendentes tinham origem em camadas de espessura entre 80 e 180 hPa (aproximadamente, 800 a 1800 m geopotenciais), o que difere e muito dos sistemas de latitudes médias, onde o ar subsidente provem da camada em torno 600 hPa (média troposfera). Esta origem para as correntes descendentes também foi encontrada por Fitzjarrald e Garstang (1981), usando metodologia similar a de Betts (1976) para análise de observações do conhecido experimento GATE (1974). Desta forma, Fitzjarrald e Garstang (1981) observou que o suporte da corrente

descendente provinha de uma camada de espessura 70 hPa (aproximadamente 700 m geopotenciais).

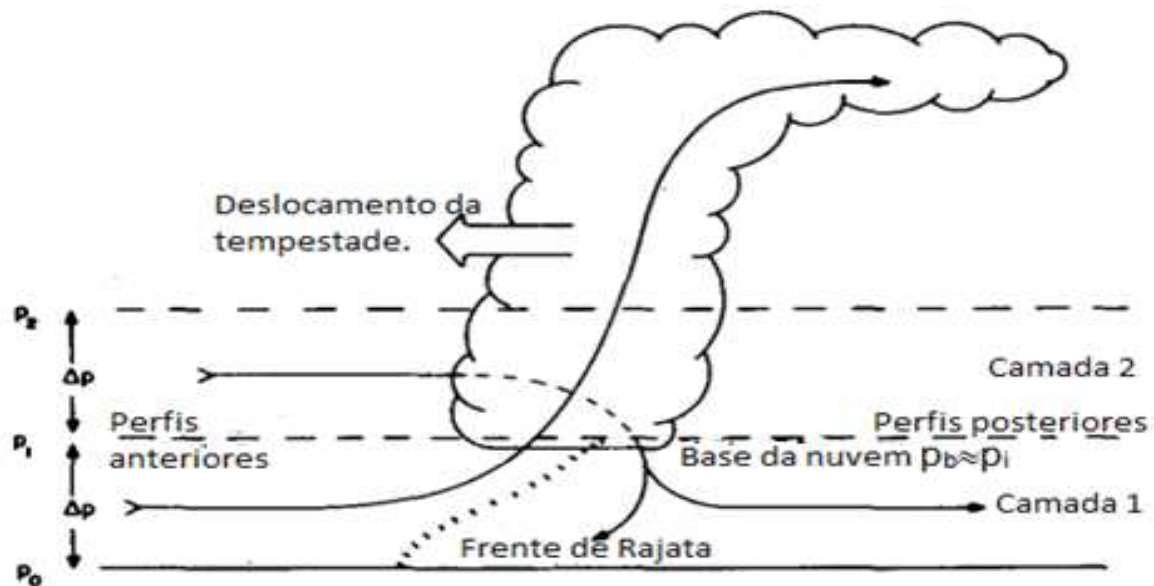


Figura 2.6 Representação do escoamento relativo a passagem de um sistema de mesoescala em latitudes médias, exibindo o intercâmbio de ar entre 2 camadas, sendo a camada origem do escoamento ascendente entre níveis de pressões P_0 a P_1 gera os *updrafts*. O ar ascendente na camada 1 é substituído pelo ar descendente da camada entre P_1 a P_2 que desce (*downdrafts*). Fonte: Adaptada de Betts (1976).

Pereira Filho *et al.* (2009) analisou a série de dados da estação meteorológica de superfície do IAG/USP em conjunto com dados do radar meteorológico de São Paulo (Banda S) e mostrou que os sistemas convectivos precipitantes sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) podem ser intensificados pelo efeito da Ilha de Calor Urbana Tropical (ICUT). O fenômeno da ICUT pode gerar uma baixa térmica sobre a Metrópole (evidência observacional) associada a uma fraca convergência do escoamento na CLS (evidência modelística), fatores estes que favorecem a formação de tempestades convectivas mais intensas sobre a RMSP. Evidências deste incremento da precipitação na RMSP existem, por exemplo, derivados da distribuição preferencial das tempestades sobre a metrópole e o registro frequente de tempestades de granizo. Os autores, alertam que as grandes cidades “tropicais” tem aumentado sua temperatura média mais em razão da formação de ICUT do que pela consequência de elevação da temperatura pelo “efeito estufa”, que é de apenas décimos em média

global (PEREIRA FILHO *et al.*, 1988; XAVIER *et al.*, 1988).

De acordo com Rotunno e Klemp (1982), em um troposfera que apresente um cisalhamento do vento (*wind shear*) intenso há condições de intensificação e manutenção de tormentas atmosféricas severas por longo período, isto é, de horas contra minutos no caso de não ocorrência de cisalhamento do escoamento troposférico). Desta forma o sistema da tempestade (mesoescala) pode se re-reatimentar pelo efeito do cisalhamento troposférico (devido às condições baroclínicas em escala sinótica).

A Figura 2.7, original de Rotunno e Klemp (1982), ilustra as perturbações não-hidrostáticas da pressão associadas à interação entre escoamento cisalhante entre a baixa e alta troposfera (forçante favorável) e as correntes ascendentes e descendentes da tempestade em seu estágio maduro. Na figura 2.7 ainda se mostra os pares de vorticidade positiva e negativa que se formam a medida que os tubos de vórtice originários da CLA entram no campo de velocidade vertical da tempestade. A origem e papel do cisalhamento do vento no desenvolvimento de supercélulas de tempestade é revista também por Bluestein (2006).

O caso investigado por Rotunno e Klemp (1982) e representado na Figura 2.7 apresenta rotação do vetor vento horizontal ao longo da vertical (realmente, o cisalhamento é tanto direcional quanto de intensidade do momento), sendo em baixos níveis de direção E, passando para S em níveis médios, na forma de um Jato de Baixos Níveis (JBN) e então para W em altos níveis da troposfera, apresentado-se lá como Jato de Altos Níveis (JAN). Assim, o vento gira no sentido horário com a altura, caracterizando advecção de ar quente (no Hemisfério Norte), o que correspondente a um aporte de ar relativamente úmido e quente do Golfo do México, alimentando a tempestade na grande Planície dos EUA. Esse padrão resulta em uma inclinação dos tubos de vórtice como pode indicar a análise do termo de inclinação na equação prognóstica das componentes tridimensionais do vetor vorticidade. O resultado é a transferência entre as componentes horizontais da vorticidade para a componente vertical.

Nota-se na Fig. 2.7 pares de vórtices de rotação oposta que aparecem conjuntamente em níveis médios em lados opostos da tempestade, que tendem a dividi-la com o passar do tempo.

A interação das correntes ascendentes e descendentes da tempestade com a forçante externa de escoamento (cisalhante) produzem os gradientes de pressão (como efeitos de pressão dinâmica, não-hidrostáticos), que neste caso se localizam verticalmente acima a S e também abaixo a N do sistema. A rotação anti-horária na região a S apresenta uma força gradiente de pressão não-hidrostático favorável à intensificação da corrente ascendente na própria região. Por outro lado, a rotação horária na região N pode ser associada à força de gradiente de pressão não-hidrostática direcionada para baixo, acarretando uma condição desfavorável de intensificação da corrente ascendente nesta

região. Define-se assim, condições de intensificação progressiva de uma célula da tempestade e enfraquecimento da outra.

A tempestade convectiva evolui assim na forma de uma supercélula convectiva de grande dimensão e escala de tempo de permanência muito superior a de uma célula de tempestade que se forma em ambiente não cisalhante. Uma explicação completa pode ser encontrada no trabalho de Rotunno e Klemp (1982).

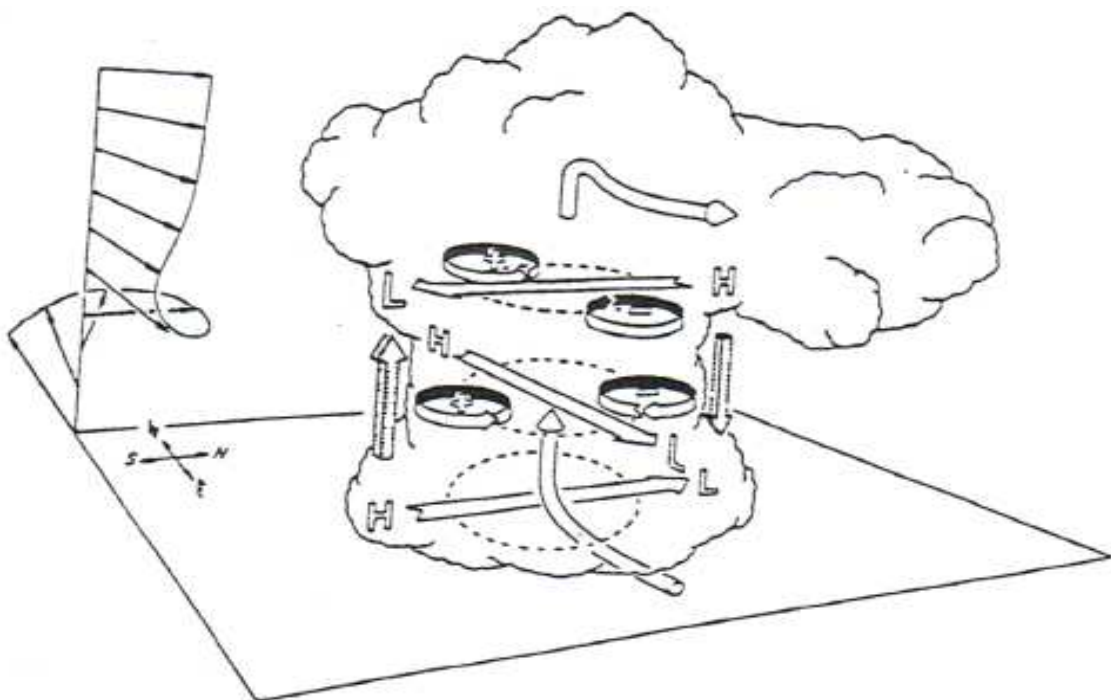


Figura 2.7 Esquema das perturbações de pressão e da componente vertical da vorticidade associadas às correntes ascendente da tempestade em desenvolvimento, em condições ambientais com intenso cisalhamento do vento (*wind shear*). As perturbações dos gradientes de pressão horizontais de mesoescala (não-hidrostáticos) são indicadas por (H) para alta pressão relativa e por (L) para baixa pressão relativa, juntamente com vetores para as forças de pressão associadas (horizontais) em diferentes níveis verticais da tempestade. O perfil vertical do escoamento externo a tempestade (de escala sinótica) é indicado no canto superior esquerdo, no qual se nota o giro do vento associado a um cisalhamento direcional e de intensidade. Vórtices com vorticidade positiva e negativa se formam aos pares devido ao efeito de inclinação do tubo de vórtice superficial que entra na corrente ascendente localizada da tempestade. Fonte original: Rotunno e Klemp (1982).

2.5 VARIÁVEIS TERMODINÂMICAS

Os dados de radiossondagens inseridos nos diagramas aerológicos são de grande importância para análise da estrutura vertical da atmosfera. Esses dados são considerados essencialmente verticais e instantâneos para efeito de previsão sinótica mas o mesmo não pode ser assumido no caso de previsão de mesoescala, por exemplo, para previsão de tempestades. Em geral, aplica-se o conjunto de observações de radiossondagens de uma região do país para estabelecer-se o escoamento tridimensional da atmosfera em escala sinótica. Para uma reconstrução de mesoescala, dados de satélite e de radar entre outros devem ser assimilados na análise, em geral usando técnicas baseados no princípio variacional ou em filtro de Kalman.

O diagrama termodinâmico (dito aerológico) permite a análise do comportamento da parcela sob diferentes processos termodinâmicos (secos, úmidos e saturados) que são correntes na atmosfera. Atualmente o diagrama chamado “*skew T - log p*” é um dos diagramas termodinâmicos mais empregados em previsão de tempo (sinótica). Esse diagrama é composto pelas isolinhas de temperatura, pressão, razão de mistura, adiabática seca e adiabática saturada.

Uma radiossondagem que seja plotada no diagrama “*skew T - log p*” apresenta duas curvas associadas à temperatura do ar (T) e à temperatura do ponto de orvalho (T_d). Seguindo-se as trajetórias da parcela de ar ao longo dessas curvas (de ponto de vista lagrangiano) é possível determinar a evolução das variáveis termodinâmicas associadas de acordo com os processos termodinâmicos presentes. Estas variáveis conservativas e não conservativas são importantes para a identificação da estrutura vertical da atmosfera e para previsão do tempo (Fig. 2.8).

No diagrama “*skew T - log p*” a pressão é expressa geralmente em milibares (mb), sendo 1 mb igual a 1 hPa (ou 100 Pa), por isóbaras (isolinha de pressão) traçadas horizontalmente no diagrama (eixo das abscissas). O espaço entre as isóbaras aumenta com a vertical, devido ao espaçamento medido em metros geopotenciais obedecer a relação hidrostática e apresentar uma distribuição de forma logarítmica, para mesmos intervalos de pressão, por exemplo, 10 hPa. As isotermas (isolinha de temperatura) estão curvadas para direita, formando um ângulo de até 45° com as isóbaras. As linhas de razão mistura são representadas por linhas suavemente curvadas e tracejadas, que inclinam-se da parte inferior esquerda para parte superior direita. Por outro lado, as isolinhas da adiabática seca são representadas por linhas cheias, suavemente curvadas, possuindo uma inclinação da parte inferior direita para a parte superior esquerda. Por fim, a isolinha que representa a adiabática saturada é similar à da adiabática seca, porém possuindo uma orientação da parte inferior esquerda para a parte superior direita.

No diagrama termodinâmico, a função da isolinha da adiabática seca é de representa a taxa de variação da temperatura de uma determinada parcela de ar seco ascendendo ou descendendo adiabaticamente (sem troca de calor). Enquanto que, a função da isolinha adiabática saturada é de representar a taxa de variação de temperatura em uma parcela de ar saturado subindo pseudo-adiabaticamente, no qual assume-se que todo o vapor condensado é imediatamente precipitado à medida que a parcela sobe.

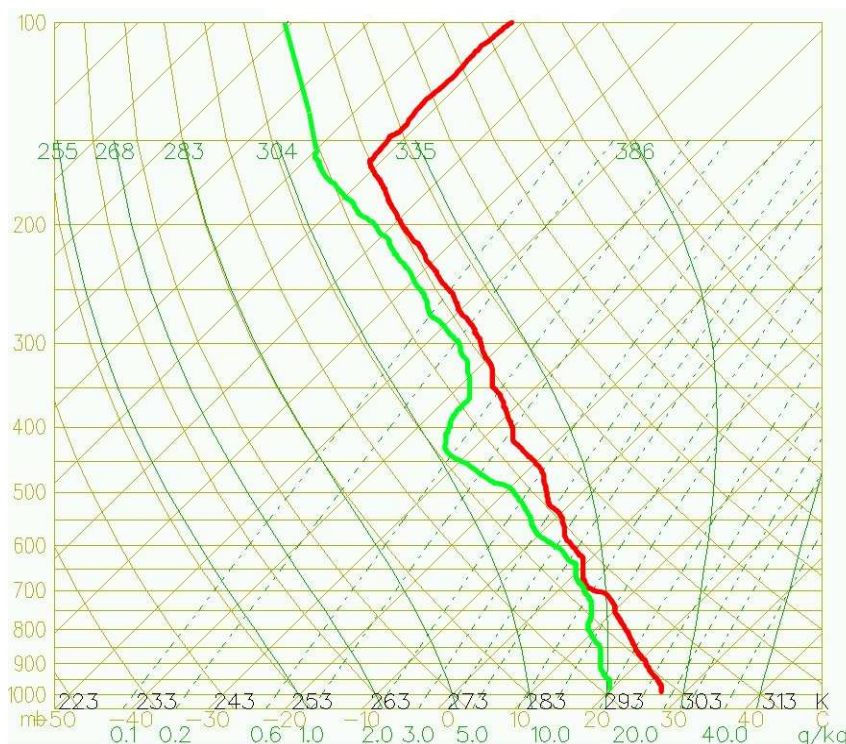


Figura 2.8 Exemplo plotagem de sondagem atmosférica em um diagrama termodinâmico “skew T - log p” no qual a temperatura do ar ambiente (T) em função da coordenada de pressão atmosférica é mostrada na linha da direita e a temperatura do ponto de orvalho (T_d) é mostrada pela linha à esquerda.

As fórmulas para cálculo das variáveis conservadas pelos diferentes processos termodinâmicos da atmosfera terrestre podem ser encontradas em diferentes livros de termodinâmica da atmosfera e de física de nuvens, por exemplo, em Rogers e Yau (1989). Fórmulas muito precisas para estimativa do estado termodinâmico de parcelas de ar sob diferentes condições (não saturadas e saturadas) foram proposta por Bolton (1980). Neste trabalho empregamos a sequência de equações descritas a seguir.

A temperatura potencial (θ) é definida como uma temperatura de uma parcela insaturada quando comprimido ou expandido adiabaticamente até pressão de referência (1000 hPa). De acordo com Bolton (1980), caso conhecemos a variação de C_{pd} (calor específico do ar seco) com a pressão e temperatura, θ pode-se encontrada por uma formula interativa:

$$\theta = T_k \left(\frac{1000}{p} \right)^{\left[\frac{R_d}{C_{pd}} (\bar{T}, \bar{T}_k) \right] (1 - 0,28 \times 10^{-3} r)} \quad (1.2)$$

na qual R_d é a constante do ar seco ($\approx 287,04$ J/kg K), r é a razão de mistura do vapor d'água na atmosfera em (g kg^{-1}). O calor específico a pressão contante do ar seco C_{pd} é avaliado nas condições de pressão e temperatura, $\bar{p} = (1000 + p)/2$ e $\bar{T}_k = (\theta + T_k)/2$, para minimizar o erro. Tomando C_{pd} para 1000 hPa e 0°C , Bolton (1980) propôs a seguinte equação,

$$\theta = T_k \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,2854(1 - 0,28 \times 10^{-3} r)} \quad (2.2)$$

No diagrama termodinâmico o θ em um determinado nível pode ser encontrado traçando-se uma linha paralela adiabática seca a partir da curva de T do nível desejado até o nível de 100 mb. A temperatura encontrada nesse nível é transformada em graus absoluto e será o valor de θ .

A razão de mistura (r) pode ser definida como a razão entre a massa do vapor d'água e massa do ar seco, ou seja, é a massa de vapor d'água contida em uma unidade de ar seco expressa em g/kg, que é dada por:

$$r = 0,622 \frac{e}{p - e} \quad (2.3)$$

Esta variável difere da umidade específica apenas porque está relacionada com ar seco e não com o total (ar seco + vapor). Determina-se a r de uma radiossondagem plotada em um diagrama, lendo-se o valor da linha de razão de mistura que cruza a curva de T_d no nível desejado.

Define-se a umidade específica do ar (q), como o quociente entre a massa do vapor d'água (m_v) e a massa total do ar úmido na qual esse vapor está contido, ou seja, é a massa de vapor d'água contida na massa total do ar atmosférico, que pode ser expressa em g/kg.

$$q = \frac{0,622 e}{(0,622 - 1) e + p} \quad (2.4)$$

Define-se a temperatura potencial equivalente (θ_e) como a temperatura potencial (final) alcançada por uma parcela de ar em ascensão, inicialmente em condição não-saturada e elevada por um processo adiabático seco até atingir o NCL, e então a partir deste nível condensando todo o vapor d'água por um processo adiabático saturado (realmente pseudoadiabático) até secar totalmente e ter o conteúdo de água líquida condensado retirado da parcela (por um processo de precipitação de

eficiência de 100%). Em outras palavras, θ_e é a temperatura potencial que uma parcela de ar teria se toda a sua umidade fosse condensada e o calor latente resultante desse processo fosse usado para aquecer a parcela. θ_e pode ser estimada pela seguinte equação 2.5.

$$\theta_e = T_k \left(\frac{1000}{p} \right)^{0,2854(1-0,2810^{-3}r)} \exp \left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) r (1+0,00081r) \quad (2.5)$$

O valor de θ_e no diagrama é determinado a partir do NCL desejado pela pseudoadiabática até que essa se torne paralela a uma adiabática seca. A partir desse ponto desce-se pela adiabática seca até o nível de 1000 hPa, e neste nível faz-se a leitura da temperatura correspondente a θ_e .

A temperatura potencial equivalente de saturação (θ_{es}) é equivalente a temperatura potencial equivalente de uma parcela de ar em equilíbrio de vapor de água. Assim, θ_{es} é variável conservativa para uma parcela de ar em equilíbrio de vapor (saturada). A variável pode ser estimada com equação de θ_e usando-se r_s no lugar de r , isto é

$$\theta_{es} = \theta \exp \left(2,675 \frac{r_s}{T} \right) \quad (2.6)$$

Na qual r_s é a razão de mistura saturada do vapor de água da parcela, em unidades de (kg kg⁻¹),

$$r_s = \frac{0,622 e_s}{p - e_s} \quad (2.7)$$

A temperatura virtual (T_v) é a temperatura alcançada pelo parcela de ar úmido se todo o vapor condensasse em um processo isobárico. Logo

$$T_v = T_k (1 + 0,61 q) \quad (2.8)$$

Por sua vez a *temperatura potencial virtual* (θ_v) é o equivalente a T_v para a θ , sendo obtida de

$$\theta_v = \theta \left[1 + 0,61 \left(\frac{r}{1000} \right) \right] \quad (2.9)$$

O estado termodinâmico do nível de condensação por levantamento (NCL) é definido por sua temperatura (T_i) e pressão (p_i). Para uma parcela de ar com temperatura absoluta (T_k) e umidade relativa (UR), podemos estimar T_i com a seguinte expressão proposta por Bolton (1980),

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T_k - 55} - \ln \frac{(UR\%/100)}{2840}} + 55 \quad (2.10)$$

De acordo com Betts (1973) e outros, a temperatura potencial de água líquida (θ_L) representa a temperatura potencial atingida por evaporação de toda água líquida presente em uma parcela de ar úmido em movimento adiabático reversível, podendo ser estimada por

$$\theta_l = \theta \exp\left(-L \frac{q_l}{c_p T}\right) \quad (2.11)$$

Na qual L é o calor latente de vaporização da água líquida, q_l é a umidade específica da água líquida presente na parcela de ar (em geral na nuvem) e c_p é o calor específico do ar seco a pressão constante.

2.6 ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA

Detalhes específicos dos métodos de estabilidade atmosférica empregado neste trabalho (descritos a seguir) podem ser encontrados nos manuais de termodinâmica da atmosfera e física de nuvens, por exemplo, vide Iribarne e Godson (1973) e Rogers e Yau (1989).

a) Critério de estabilidade

O critério de estabilidade para atmosfera pode ser definido a partir do gradiente de temperatura potencial. Para uma parcela não saturada, escreve-se

$$\frac{1}{\theta} \frac{d\theta}{dZ} = \frac{1}{T} \frac{dT}{dZ} - \frac{K}{p} \frac{dP}{dZ} \quad (2.12)$$

Na qual $K = 0,2854 \times (1 - 0,28 \times 10^{-3} r)$. Tem-se

$$\frac{d\theta}{dZ} > 0 \quad \text{condições estaticamente estáveis} \quad (2.13)$$

$$\frac{d\theta}{dZ} = 0 \quad \text{condições estaticamente neutras} \quad (2.14)$$

$$\frac{d\theta}{dZ} < 0 \quad \text{condições estaticamente instáveis} \quad (2.15)$$

Para condição de saturação a variável θ_{es} se conserva e possui um mesmo tipo de relação com adiabática saturada Γ_s que θ tem com Γ sob condições não saturadas. A obtenção do critério de estabilidade para situação e equilíbrio de vapor é similar ao critério descrito para condições não saturadas

b) Instabilidade convectiva

Segundo Rogers e Yau (1989) o critério para avaliação da estabilidade convectiva e/ou potencial é função do gradiente vertical da temperatura potencial do bulbo úmido (θ_w) ou da temperatura potencial equivalente (θ_e). Portanto, tem-se

$$\frac{d\theta_e}{dZ} > 0 \quad \text{camada convectivamente estável} \quad (2.16)$$

$$\frac{d\theta_e}{dZ} = 0 \quad \text{camada convectivamente neutra} \quad (2.17)$$

$$\frac{d\theta_e}{dZ} < 0 \quad \text{Camada convectivamente instável} \quad (2.18)$$

A condição de instabilidade convectiva está convectiva ao levantamento da camada de ar e não pode ser confundida com instabilidade condicional, que é aplicada à parcela em uma camada de ar não deslocada (ROGERS e YAU, 1989). Sendo assim, uma camada que é condicionalmente instável não precisa ser convectivamente instável e vice-versa.

2.7 ÍNDICES TERMODINÂMICOS: CAPE E CINE

A convecção atmosférica pode ser tratada como uma máquina térmica, pois a atmosfera se aquece de baixo para cima e a pressão diminui com a altura. Neste caso, há uma tendência natural de movimentos ascendentes (circulação direta) e o sistema realiza trabalho termodinâmico. A integral do trabalho produzido pela circulação convectiva é uma medida da quantidade de Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE) e que deve estar presente na atmosfera para que os movimentos convectivos possam ser mantidos contra a dissipação (RENNO e INGERSOLL, 1996).

Quando a atmosfera se encontra no estágio perturbado há um aumento da CAPE, e esse aumento permite uma interação maior entre todas as regiões da troposfera. Logo, a CAPE se torna uma importante ferramenta para ser analisada durante a instabilidade atmosférica tropical.

De acordo com Emanuel (1994), a CAPE corresponde à área proporcional à quantidade de energia cinética que a parcela ganha do meio ambiente para a sua ascensão. De acordo com o autor, o cálculo da CAPE pode ser realizado da seguinte forma

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} g \frac{(T_{vp} - \bar{T}_v)}{\bar{T}_v} dZ \quad (2.19)$$

sendo T_{vp} a temperatura virtual da parcela, \bar{T}_v a temperatura virtual média entre dois níveis de referência, Z a altura geopotencial (m_{gp}) e g aceleração da gravidade em (m s⁻¹). O limite inferior da integral é o Nível de Condensação Espontânea (NCE), nível no qual a parcela condensaria caso sofresse convecção forçada. A parcela, uma vez atingido o NCE continuaria em ascensão por um processo pseudo adiabático até que atingisse um nível de equilíbrio (NE), onde a temperatura da parcela e do ambiente seriam a mesma e a parcela não estaria mais instável.

Nascimento (2006) ressalta que devemos ter extremo cuidado ao analisar a CAPE. Segundo o autor deve-se lembrar de que a CAPE fornece uma medida de fluabilidade integrada na vertical, e não uma medida pontual de fluabilidade. Logo, um ambiente com altos valores de CAPE não implica necessariamente ser um ambiente favorável a correntes ascendentes intensas. A Tabela 2.1 sintetiza os valores - limite de CAPE para a região tropical.

Strong *et al.* (2005) ressalta que outra variável que pode mostrar forte atividade convectiva é a CINE, essa variável nada mais é do que a energia necessária para levantar uma parcela de ar pseudoadiabática para o seu NCE. Ou seja, a CINE é uma quantidade de energia que a parcela precisa ganhar para poder sair de uma camada estável e alcançar o NCE. Os valores limites da CINE nos trópicos são visualizados na Tabela 2.2.

Tabela 2.1 Valores de CAPE e condições de instabilidade para as regiões tropicais.

CAPE (J/kg)	CONDIÇÕES
>0-1000	Limite pra a formação da convecção profunda
1000-2500	Convecção profunda moderada
2500-4000	Convecção profunda forte
>4000	Convecção severa

Durante o experimento MCITY-RJ em alguns horários foram verificados altos valores de CINE (Fig. 4.9), e nesses horários a CAPE apresentava valores baixos, ou seja, quando a CINE apresentou valores altos a atmosfera encontrava-se menos instável. De acordo com Strong *et al.* (2005), isso se deve porque os altos valores de CINE estão associados com a presença de inversões acima da camada de mistura que podem inibir a convecção. O cálculo da CINE é similar ao da CAPE, porém os limites da integração são diferentes, pois é feita a integração desde a superfície até o NCL.

$$CINE = \int_{Z=0}^{NCL} g \frac{(T_{vp} - \bar{T}_v)}{\bar{T}_v} dZ \quad (2.20)$$

Tabela 2.2 Valores de CINE e condições de instabilidade para as regiões tropicais.

CINE (J/kg)	CONDIÇÕES
<15	Nuvens cúmulos
15-50	Possibilidade de tempestades fortes
50-150	Tempestades fortes
>200	Tempestades não se desenvolvem

2.9 ANÁLISE DE PONTO DE SATURAÇÃO

Uma vez localizada a interseção de três linhas representativas das variáveis conservativas sugeridas por Betts (1982), para o caso não saturado (θ , θ_e , r) e saturado (θ_L , θ_s , r_T), plotados em um diagrama termodinâmico, pode-se obter o Ponto de Saturação (PS) como indicado na Figura 2.9.

De acordo com Betts (1982), esta interseção em determinado nível, além de informar as condições de saturação da parcela estabelece um ponto de saturação (PS), para plotagem da linha de mistura. O PS ocorre por definição nas condições em que a temperatura (T_{ns}) e a pressão (p_{ns}) especificam exatamente as mesmas variáveis conservativas que passam a ser representadas por θ_{ns} , θ_{ens} e r_{ns} . O subscrito (*ns*) refere-se ao nível de saturação.

A Pressão Diferencial de Saturação (dP) da parcela é definida pelo autor como a diferença entre os níveis de saturação e da sondagem, ou seja, $dP = p_{ns} - p$. Segundo Betts e Albrecht (1987), dP é útil para a visualização da estratificação da atmosfera da camada limite convectiva.

As variáveis r_T (água total), θ_e e θ_L são conservadas no movimento adiabático (caso saturado) no sistema de nuvem não precipitante e são definidos pela integração de três equações aproximadas de Betts (1973).

$$0 = dr_t = dr_s + dl \quad (2.21)$$

$$0 = c_p \frac{d\theta_{es}}{\theta_{es}} = c_p \frac{d\theta}{\theta} - L \frac{dl}{T} \quad (2.22)$$

$$0 = c_p \frac{d\theta_L}{\theta_L} = c_p \frac{d\theta}{\theta} - L \frac{dl}{T} \quad (2.23)$$

A integração dessas equações é feita ao longo da trajetória da parcela, seguindo-se a adiabática úmida para a parcela de nuvem (θ , r_s , p), também pode ser feita em direção oposta, deste que θ_{es} seja o valor de θ , quando r_s for nulo e θ_L igual ao valor de θ quando l for igual a zero, considerado a reversibilidade do processo.

No esquema de Betts (1982), a condensação total do vapor r_s , implica que θ_e estabelece o valor máximo de θ e θ_L seu valor mínimo. Propõe uma nomenclatura adequada para θ_e e θ_L , que seria, temperatura potencial de condensação e temperatura potencial de evaporação, respectivamente.

Pode-se considerar agora uma ascensão adiabática reversível de uma parcela de ar de p_1 do

NCL até o nível p_2 (Fig. 2.9). Neste trajeto de temperatura do ar (T), temperatura do bulbo úmido (T_w) e a temperatura do ponto de orvalho (T_d), correspondente as constantes, θ , θ_e e r , respectivamente, podem atingir o ponto chamado Nível de Convecção Espontânea (NCE), também referido por Betts (1982) como Nível de Saturação (NS). Neste ponto, a parcela tem três possibilidades de caminhos, associados respectivamente a conservação de θ_L , θ_{es} e r_T (BETTS, 1973; BETTS, 1978).

Betts (1978) ainda comenta que para o caso não saturado ($P < 0$) o “nível de saturação” pode ser chamado de “nível de condensação por levantamento”, enquanto que para o caso saturado ($P > 0$) pode ser chamado de “nível de evaporação por afundamento”.

Uma radiossondagem convencional, portanto, pode ser plotada em um diagrama termodinâmico em termos de PS da atmosfera, em vez de T , T_d e p . A linha que une estes pontos é chamada de Linha de Mistura (LM). Esta linha representa o domínio de mistura convectiva sobre os processos não conservativos no PS de uma parcela de ar (Fig. 2.10).

Sabe-se que a radiossondagem não mede água líquida, por isso, se ela passar entre uma camada de nuvem, o verdadeiro PS não é medido, mas em casos não saturados, é fácil de encontrar o nível de condensação por levantamento e a parcela (T_{ns} , p_{ns}) identificada com a pressão p de cada nível.

O PS pode ser considerado como um traçado termodinâmico para uma parcela de ar em subida ou descida na adiabática reversível, uma vez que a propriedade do mesmo não se altera neste processo. Porém, o PS sofre alterações em processo diabático irreversível como mostrada na Figura 2.10, principalmente devido entranhamento de ar do ambiente na parcela e também a outros processo que restringem a abrangência das hipóteses assumidas para o processo pseudoadiabático.

A ocorrência de precipitação move o PS acima da adiabática úmida. Nesta condição a parcela de ar de θ_{ens} não sofre alteração, mas enquanto l diminui, θ_{ns} e q_{ns} mudam. Por outro lado, em caso de evaporação de precipitação no ar insaturado ($P < 0$), o PS é movido para baixo da adiabática úmida, sendo que novamente a parcela de θ_{ens} não muda, enquanto que θ_{ns} e q_{ns} mudam.

O processo radiativo por sua vez, pode mudar a temperatura enquanto a razão de mistura é conservada, de modo que θ_{ens} e θ_{ns} variam enquanto que q_{ns} se mantém constante (Fig. 2.11). Betts (1982) comenta que na atmosfera livre não há processos que mudam o q_{ns} , conservando θ_{ns} , embora que junto a superfície do oceano, a tendência é que ocorra mudança de q_{ns} em resultado da evaporação da água, que utiliza o calor sensível armazenado na camada limite superficial do oceano (isto é, sua camada superior em contato com a atmosfera). Neste caso, considera-se o NCL do ar de superfí-

cie igual ao nível da base da nuvem e PS pode permanecer constante devido à entrada de fluxo vertical de vapor da água pela base da nuvem, isto é, no caso em que não há entranhamento nem outras forçantes como a convergência do fluxo de radiação.

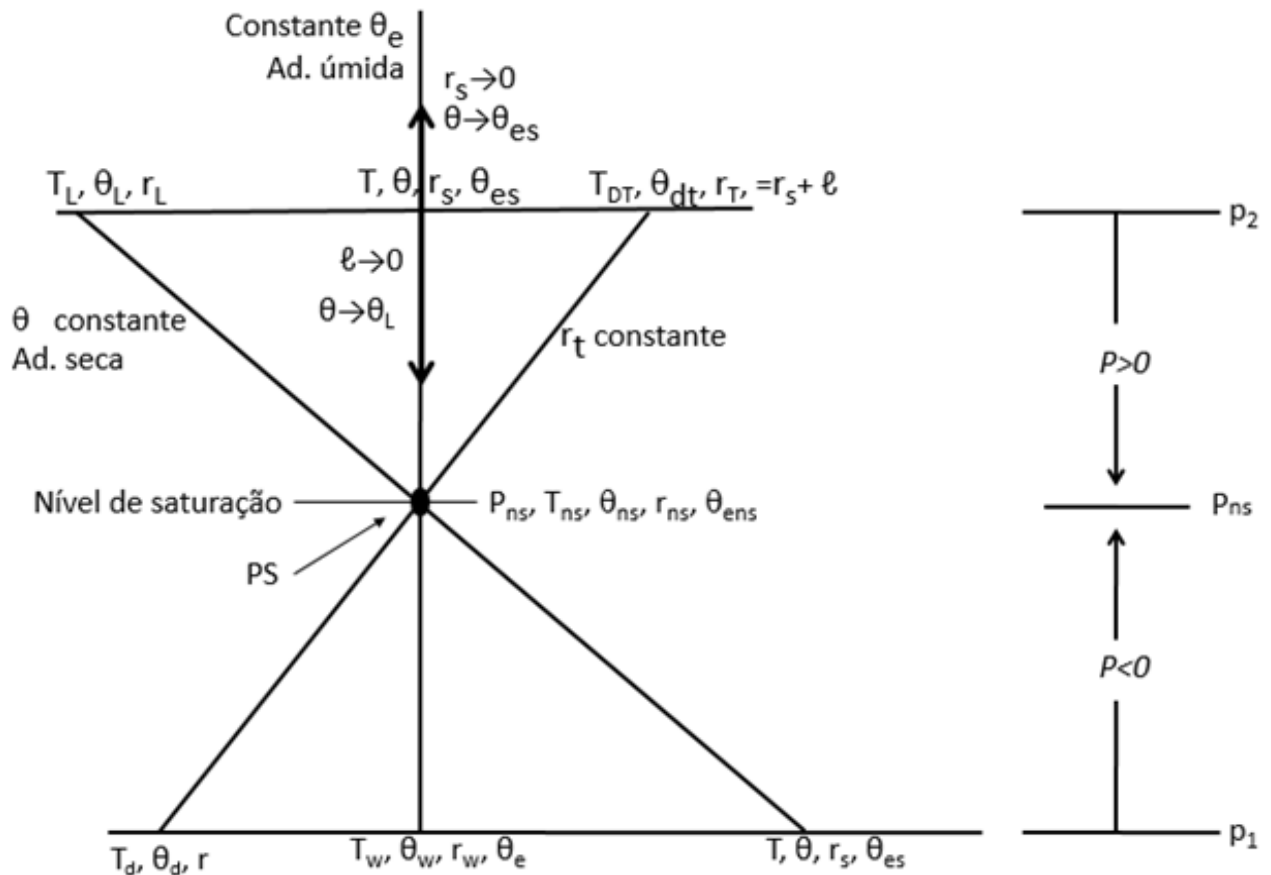


Figura 2.9 Rascunho do diagrama termodinâmico (tefigrama), mostrando a relação de Ponto de Saturação (T_{ns}, P_{ns}) para propriedade de parcelas conservativas ($\theta_{ns}, \theta_{ens}, r_{ns}$) que são independentes da pressão da parcela, e para propriedade de parcela em outros níveis de parcela, tal como (T, T_w, T_d) em p_i , para ar insaturado (para os quais $P < 0$). As setas no úmido denotam os caminhos da integração de (2.22) e (2.23) em definição de θ_{es} e θ_L , respectivamente. Ref.: Adaptada da fonte original de Betts (1982).



Figura 2.10 Sondagem das 18:00h (UTC) do dia 19 de julho de 1977 em Pittsburgh, plotada convencionalmente $T(p)$ e $T_d(p)$ como linha sólida, ponto de saturação (T_{ns}, p_{ns}) em ciclos abertos rotulados com dados de nível de pressão p . A linha tracejada é uma ilustração de linha de mistura entre os PS's de 603 mb à 864 mb. Fonte: original de Betts (1982).

2.9 CLASSIFICAÇÃO DE SONDAGENS ATMOSFÉRICAS

Betts (1974 a) propôs uma classificação termodinâmica de radiossondagens tropicais por meio dos dados do experimento VHIMEX realizado na cidade de Carrizal, Venezuela ($9^{\circ}22,8' N$ e $66^{\circ}55' W$). Essa classificação termodinâmica é feita por meio de análises de perfis verticais de θ_e e θ_{es} . Segundo este autor, a diferença entre essas variáveis pode ser interpretada como uma medida de saturação da atmosfera.

O experimento VHIMEX foi realizado durante o período chuvoso da região, sendo que a

precipitação nesta época é quase inteiramente convectiva, com pequenos e dispersos cumulonimbus em dias de baixa precipitação e grandes sistemas de meso escala ou linhas de instabilidade.

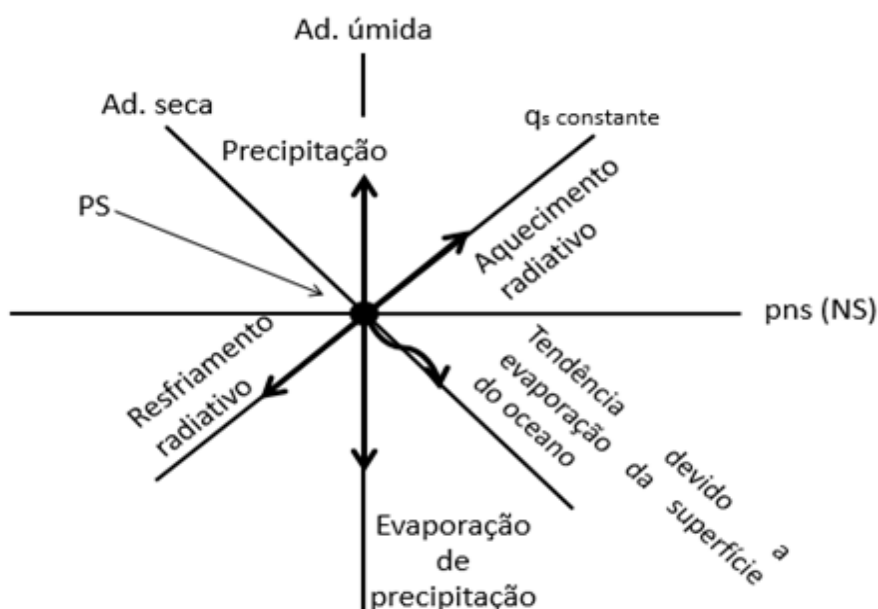


Figura 2.11 Diagrama esquemático que ilustra as mudanças do ponto de saturação provocado pelos processos diabáticos irreversíveis de consequência de precipitação ou evaporação, resfriamento ou aquecimento radiativo, e a tendência causada pela evaporação da superfície do oceano. Fonte: Adaptada de Betts (1982).

O método de Betts (1974 a) utilizou um índice de precipitação média diária, determinado a partir de 40 pluviômetros e um radar na área de medida. O índice de precipitação de Betts (1974 a) é em geral empregado para classificar a condição do tempo de acordo com a atividade convectiva. Desta forma, o regime convectivo pode ser classificado como: seco, diurno, desenvolvido e perturbado (Tabela 2.3).

Uma classificação alternativa foi proposta por Aspliden (1976) a partir de sondagens atmosféricas e análise do gradiente vertical de θ_e . Aspliden (1976) classificou a estrutura termodinâmica da atmosfera tropical em função do fluxo de energia transportado pela convecção. Consequentemente, a medida que θ_e diminui com a altura, a probabilidade de desenvolvimento de convecção pela nuvem aumenta (TABELA 2.4).

Tabela 2.3 Classificação de regime convectivo de sondagens proposta por Betts (1988) para cidade de Carrizal, Venezuela. Classificação em função da taxa de precipitação (mmh^{-1}). Ref.: Betts (1974a).

REGIME CONVECTIVO	PRECIPITAÇÃO (mm h^{-1})
1. Seco	<0,1
2. Convecção diurna	0,1 a 1,0
3. Convecção desenvolvida	1,0 a 5,0
4. Distúrbio	>5,0

Tabela 2.4 Classificação de modos de convecção de sondagens. Ref.: Aspliden (1976).

MODO	CONVECÇÃO
Modo 1	Extremamente inibida: sem chuva e θ_e mostra valores mínimos entre 800-700 mb.
Modo 2	Modernamente inibida: Sem chuva e θ_e apresenta valores mínimos entre 750-650 hPa.
Modo 3	Levemente inibida: chuva média < 0,1 mm e θ_e mostra valores mínimos entre 700-600 hPa.
Modo 4	Levemente desenvolvida: são observados alguns pequenos Cbs, pancadas de chuva leve com precipitação menor que 1 mm e θ_e apresenta mínimo entre 700-500 hPa.
Modo 5	Moderadamente desenvolvida: Cu congestus e várias Cbs com chuva moderada. θ_e mínimo apresenta valores entre 330 e 335 K.
Modo 6	Severamente desenvolvida: chuvas fortes, maior parte dos valores de θ_e superiores a 335 K.

2.11 RELAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E DESLIZAMENTOS

A relação entre precipitação e deslizamento de terra tem atraído o interesse de inúmeras pesquisas nos últimos anos. Os desenvolvimentos de pesquisas neste setor deve-se ao fato de que a precipitação é o fator que mais contribui para o desencadeamento de deslizamento de terra em várias partes do mundo (CORONIAS, 2001). Por outro lado, sabe-se que a origem dos problemas de desli-

zamento de terra, tem a sua origem relacionada à declividade acentuada, erosão antropogênica, matérias de construções inadequadas e instabilidade de terreno.

A precipitação é o fator meteorológico de maior contribuição para a ocorrência de deslizamento e alagamentos nas grandes áreas urbanas, uma vez que ao longo dos anos, os espaços urbanos sofreram ocupação desordenada nos morros e encostas, em sua maioria por população de baixa renda (SOARES, 2006).

Para amenizar a situação problemática descrita por Soares (2006) em relação à ocupação desordenada que acarreta em muitas das vezes em deslizamentos de terra. Santos (2007) relata que o incentivo a vegetação é de grande importância, pois a folhagem intercepta a chuva, causando perdas por absorção e evaporação que reduzem a água disponível para a infiltração no solo.

De acordo com Soares (2006), para correlacionar deslizamento com precipitação em uma determinada região, é necessário ter conhecimento do modelo fenomenológico, ou seja, identificar os condicionantes naturais e antrópicos da região. Neste contexto de pesquisa científica, podemos citar as seguintes maneiras de avaliação de risco:

- i) Correlação da precipitação com probabilidade de deslizamentos (GUIDICINI e IWASA, 1976; TATIZANA *et al.*, 1987 a e b; LUMB, 1975; BRAND *et al.*, 1984; PEDROSA, 1992);
- ii) Modelos matemáticos para previsão das variações de nível d'água do solo local (GERVREAU *et al.*, 1991; SANGREY *et al.*, 1984);
- iii) Conjugação de mapas cartográficos de ocorrência de deslizamentos com mapas de isoietas (SANTOS JUNIOR, 1967);
- iv) Instalações de instrumentos de monitoração das variáveis do solo (com inclinômetros, piezômetros etc) e determinação de parâmetros do solo, instrumental este conjugado com rede de monitoramento pluviométrico (ALHEIROS *et al.*, 2003);
- v) Modelos utilizando mineração de dados para aplicação na previsão de deslizamentos ocasionados por precipitação de chuva (SOUZA, 2004).

Estudos revelam que a região sudeste possui maior ocorrência histórica de deslizamento de terra correlacionada com eventos de precipitação extrema (GUIDICINI e IWASA, 1976; VARGAS 1971). De acordo com Vargas (1971) as regiões mais atingidas por essa relação descrita, em sua maioria, são norteadas pela Serra do Mar, onde a frequência de movimentos de massa é bastante acentuada na estação de chuvosa.

Um dos primeiros trabalhos brasileiros de grande relevância sobre a relação entre precipitação e escorregamentos foi o de Guidicini e Iwasa (1976). Os autores analisaram 9 (nove) regiões do território brasileiro, contabilizando ao todo 101 casos de estudo. Em seus resultados verificam que existe uma tendência de elevação dos gradientes de pluviosidade com a aproximação do dia do

evento de chuvas intensas, tendendo à estabilização após 30 dias. Ressalta-se que para calcular o gradiente de pluviosidade no solo, os autores utilizaram o intervalo de 3, 7, 15, 30, 60, 90 e 120 dias anteriores ao evento de precipitação intensa. Esses autores elaboraram “Cartas de Periculosidade” associadas à curva acumulada de pluviometria (média anual), de acordo com quatro faixas de risco (Fig. 2.12). Essas faixas de risco, indicadas pelas letras “A”, “B”, “C” e “D”, correspondem aos percentuais de ocorrência (portanto, quantis) de “100%”, 50%, 33% e “0%”, respectivamente, em referência a amostra estatística. A partir daí sugeriram o cálculo de índices diários de precipitação, referente ao acúmulo de precipitação no tempo (meses) para que o previsor acompanhe de perto o desenvolvimento da curva empírica acumulada confrontada às curvas dos quantis de probabilidade, conhecidas *a priori*. De acordo com Guidicini e Iwasa (1976),

I. episódios de chuva extremamente intensos, com índices superiores a faixa de 12% da pluviometria média anual, em períodos de 24 a 72 horas, são capazes, independentemente do histórico de pluviometria anterior, de conduzir o meio a um grau de saturação crítico e de desencadear, na grande maioria dos casos, fenômenos de instabilidade;

II. Episódios de chuva compreendidos entre 8% e 12% da pluviometria média anual, em igual período, incidindo sobre um meio que possua um histórico de pluviometria elevado, poderão facilmente ocasionar o grau crítico de saturação do meio e levar ao aparecimento de fenômenos de instabilidade, em virtude de elevada condutividade hidráulica do solo;

III. episódios de chuva com as mesmas características anteriores, incidindo sobre um meio caracterizado por reduzido histórico de pluviometria, dificilmente levarão ao aparecimento de deslizamentos, devido à baixa condutividade hidráulica do meio;

IV. sem a ocorrência de episódios de chuva intensa (maiores que 8% da pluviometria média anual), o contínuo e gradual aumento do grau de saturação do meio, por ocasião de uma estação de chuva (por mais intensa que seja), não chega a atingir um ponto que possa ser considerado crítico.

Diferente da proposição de Guidicini e Iwasa (1976), Tatizana *et al.* (1987a, b) consideraram que a precipitação acumulada de 4 dias é um fator determinante para o processo de deslizamento de terra ao longo da Serra do Mar. Tatizana *et al.* (1987a, b) utilizaram 30 anos de dados de registros de deslizamento nas encostas da Serra do Mar na região de Cubatão-SP.

O método proposto por Tatizana *et al.* (1987a, b) consiste em plotar em um gráfico tipo XY (bidimensional) os pares de taxa de precipitação (valor instantâneo em mm por hora) e valor acumulado (das últimas 92 h) da precipitação (em mm), sendo descartados os valores de intensidade inferiores a 10 mm por hora (Fig. 2.13). A cada ponto, é atribuído um índice indicador de classe de risco. No caso de Tatizana *et al.* (1987a b), há somente dois índices (0 ou 1), usados para indicar au-

sência e presença de deslizamento de terra, respectivamente.

O método de separação em classes de risco (realmente uma análise discriminante) proposto por Tatizana *et al.* (1987a, b) é conhecido também por “método de envoltórias de deslizamentos”, pois por meio dele define-se uma curva que margeia as condições em que ocorreram de deslizamentos de terra, isto é, define a margem de ocorrência de deslizamentos induzidos pela equipe geotécnica e também os deslizamentos generalizados observados em campo.

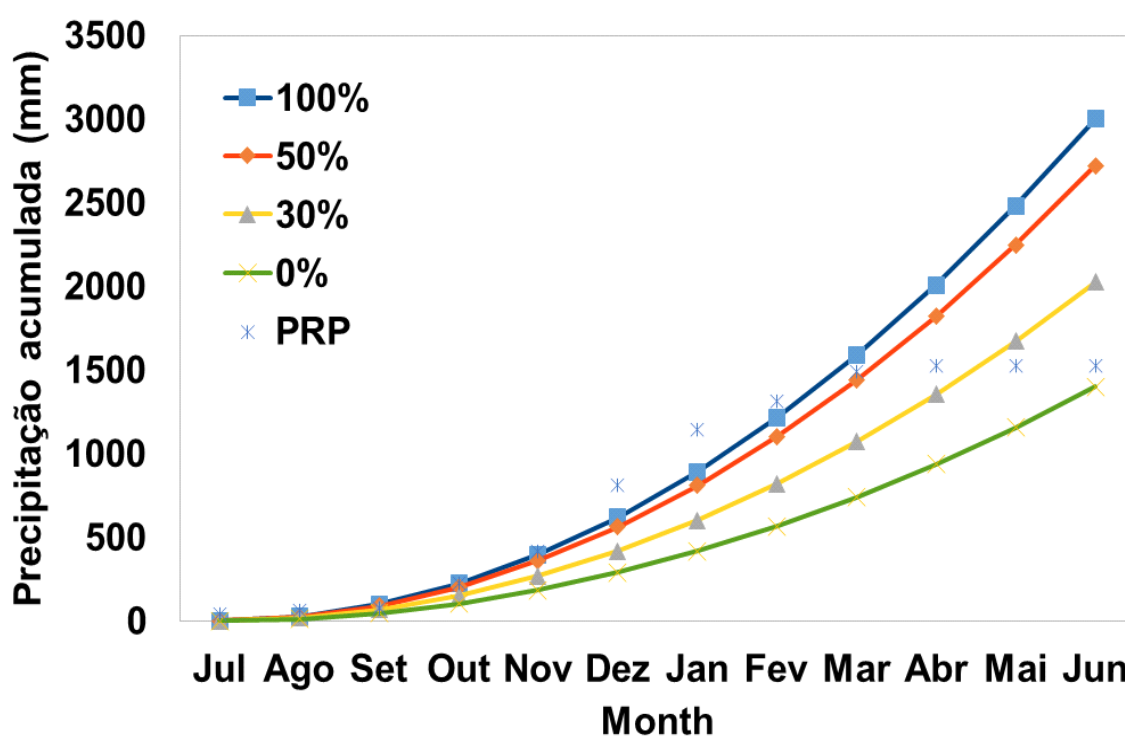


Figura 2.12 Carta de Periculosidade da Região Serrana Rio de Janeiro com dados de precipitação dos anos de 2010 e 2011. O trimestre DEZ-JAN-FEV apresentou índices altamente favoráveis a ocorrência de deslizamento na Região Serrana. Fonte: Adaptada de *Guidicini e Iwasa (1976)*.

O modelo matemático proposto por Tatizana *et al.* (1987a, b) tem a seguinte equação

$$I(AC) = K \times (Ac)^{-b} \quad (2.24)$$

sendo I a intensidade horária, Ac quantidade de precipitação acumulada nas 96 horas anteriores ao evento e K e b , duas constantes empíricas que variam em função das características geotécnicas da encosta, índices topográficos, cobertura da superfície, clima regional e condições geográficas e me-

teorológicas locais, com destaque para a ocorrência de fenômenos de mesoescala, por exemplo, ocorrência de chuvas orográficas, advecções, circulações de brisa, formação de linhas de convergência do escoamento da CLA, etc.

Tatizana *et al.* (1987a, b) definiram os valores de K e b utilizando o Método dos Mínimos Quadrados (M.M.Q.). Também definiram curvas associadas a discriminação de classes de deslizamentos induzidos, esparsos, generalizados e também de corrida de lama (Tabela 2.5).

De acordo com Tatizana *et al.* (1987a, b), as situações de maior risco de deslizamentos de terra ocorrem quando há presença de chuva contínua, com picos de intensidade no fim período de acumulação. Os casos de deslizamentos de maior porte (catastróficos) podem ser associados à formas particulares da distribuição temporal das chuvas, com máximos localizados na porção média ou final do dia dos períodos chuvosos, portanto caracterizados por acumulação de água no solo antecedente a um evento de precipitação relativamente intensa.

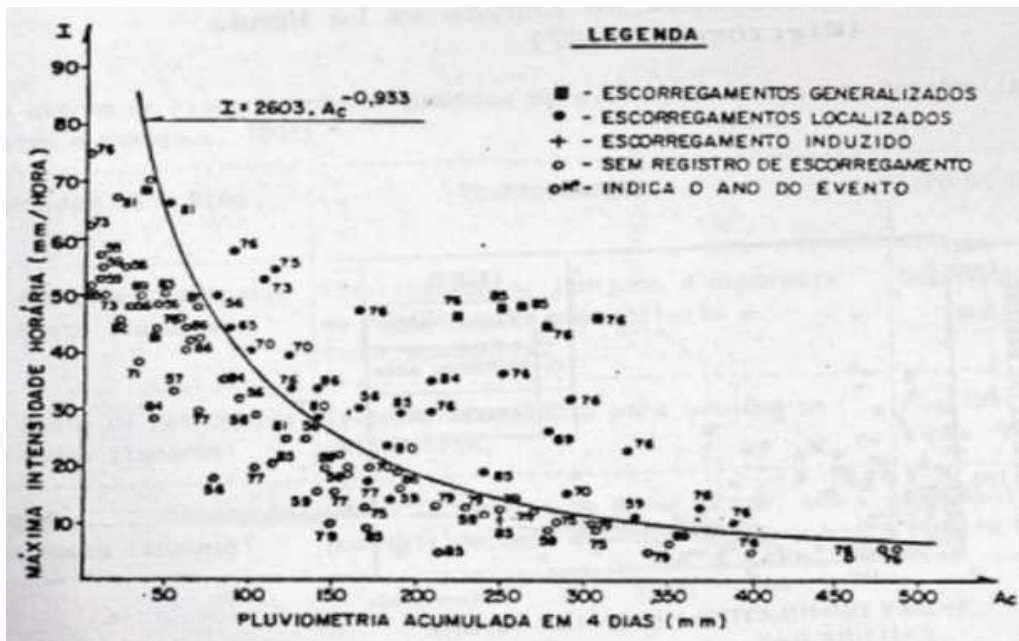


Figura 2.13 Exemplo de curva envolvente de deslizamento que separa as condições de não deslizamento (pontos à esquerda da curva) das condições de deslizamento (pontos à direita da curva). Ref.: Tatizana *et al.* (1987a, b).

Tabela 2.5 Tipos de deslizamentos e curvas de separação de classe de risco propostas por Tatizana *et al.* (1987a, b).

ENVOLTÓRIAS DE DESLIZAMENTOS	RELAÇÃO NUMÉRICA
Deslizamentos induzidos	$I(Ac) = 2603 Ac^{-0,933}$
Deslizamentos esporso	$I(Ac) = 3579 Ac^{-0,933}$
Deslizamentos generalizados	$I(Ac) = 5466 Ac^{-0,933}$
Corrida de lama	$I(Ac) = 10646 Ac^{-0,933}$

3 DADOS E METODOLOGIA

3.1 DADOS UTILIZADOS

Para o desenvolvimento desse trabalho foram utilizados dados de radiossondagens coletadas durante a primeira campanha do experimento MCITY no RJ, ocorrida no período de 12 a 22 de março de 2013. Também foram empregados dados da Plataforma de Coleta de Dados (PCD) do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e do Instituto Estadual do Meio Ambiente (INEA) do Estado Rio de Janeiro, imagens do satélite meteorológico GOES-12 (no canal de vapor da água e do campo de precipitação estimada de dados de satélite) fornecidos (como imagens) pelo INPE e dados de reanálise do NCEP/NCAR (*National for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research*).

3.1.1 Descrição do sítio experimental

O sítio experimental utilizado durante o projeto MCTY-RJ (Fig. 3.1) encontra-se localizado no Aeroporto Internacional Tom Jobim comumente denominado de Galeão ($-22^{\circ} 81' S$ e $-43^{\circ} 24' O$). O aeroporto situa-se na “Zona Norte” da RMRJ, cerca de 18 km de distância do centro da cidade.

Devido à lei Complementar Federal, nº 20 do ano de 1974, a RMRJ (Fig. 3.2) também conhecida como Grande Rio é composta por 20 municípios (cerca de 10,7% da área do estado do Rio de Janeiro), essa lei foi acionada após a fusão dos Estados da Guanabara e do Rio de Janeiro, que transformou a Cidade-Estado do Rio de Janeiro para Município do Rio de Janeiro. Atualmente os municípios da RMRJ são: Belford Roxo, Duque de Caxias, Guapimirim, Itaboraí, Itaguaí, Japeri, Magé, Maricá, Mangaratiba, Mesquita, Nilópolis, Niterói, Nova Iguaçu, Paracambi, Queimados, Rio de Janeiro, São Gonçalo, São João de Meriti, Seropédica e Tanguá.

A RMRJ possui diferentes tipos de uso e cobertura do solo (Fig. 3.3). Esta diversidade tem como consequência uma variedade de microclimas dentro desta região. A extensa área urbana circundada pela vegetação é uma característica importante para o entendimento do processo de formação da ilha de calor urbana (CARDOSO, 2010). De acordo com a classificação climática de Koppen, a RMRJ possui um clima tropical úmido ou clima equatorial, com verão chuvoso e inverno seco.

3.1.2 Descrição do experimento MCITY-RJ

O experimento MCITY como descrito anteriormente possui o objetivo de medir variações termodinâmicas diurno da CLT e da AL sobre a RMRJ. Durante todo o experimento MCITY-RJ os lançamentos das radiossondas foram realizados de 3 em 3 horas, nos horários de 00, 03, 06, 09, 12, 15, 18 e 21 UTC (horário UTC = hora local + 3 horas). Esses lançamentos foram iniciados às 12 UTC do dia 12 de março de 2013 e finalizados às 09 UTC do dia 22 de março de 2013, em um total de 80 radiossondagens lançadas (Tabela 3.1).

O MCITY foi um projeto conjunto definido entre cientistas do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (IGEO-UFRJ) e do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP). O projeto recebeu financiamento da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ).

O experimento realizado na cidade do Rio de Janeiro utilizou o âmbito operacional do Destacamento de Controle do Espaço Aéreo do Rio de Janeiro (DTCEA-RJ) para a campanha de lançamento de radiossondagens. O DTCEA-RJ do Aeroporto Galeão, é responsável pelas estações meteorológica de superfície (EMS) e de altitude (EMA). Em seu âmbito há uma base de lançamento de sondagens, sala de enchimento de balão meteorológico (acoplado com os cilindros externos) e torre anemométrica (responsável pela disponibilização de dados para inserção de informações de superfície na sondagem).

3.1.3 Facilidades Instrumentais

Essa subseção possui o objetivo de fazer descrições físicas simplificada dos sensores acoplados ao aparelho de radiossondagem (Radiossonda RS92-SGP) conforme facilidades disponíveis em 2013.

A radiossonda é um conjunto instrumental que possui vários sensores meteorológicos, entre eles para medida de pressão atmosférica, temperatura do ar e umidade relativa do ar (acrônimo P.T.U.) ao longo de uma trajetória ascendente na atmosfera, cuja transmissão é realizada por rádio em frequência típica de 400 MHz.

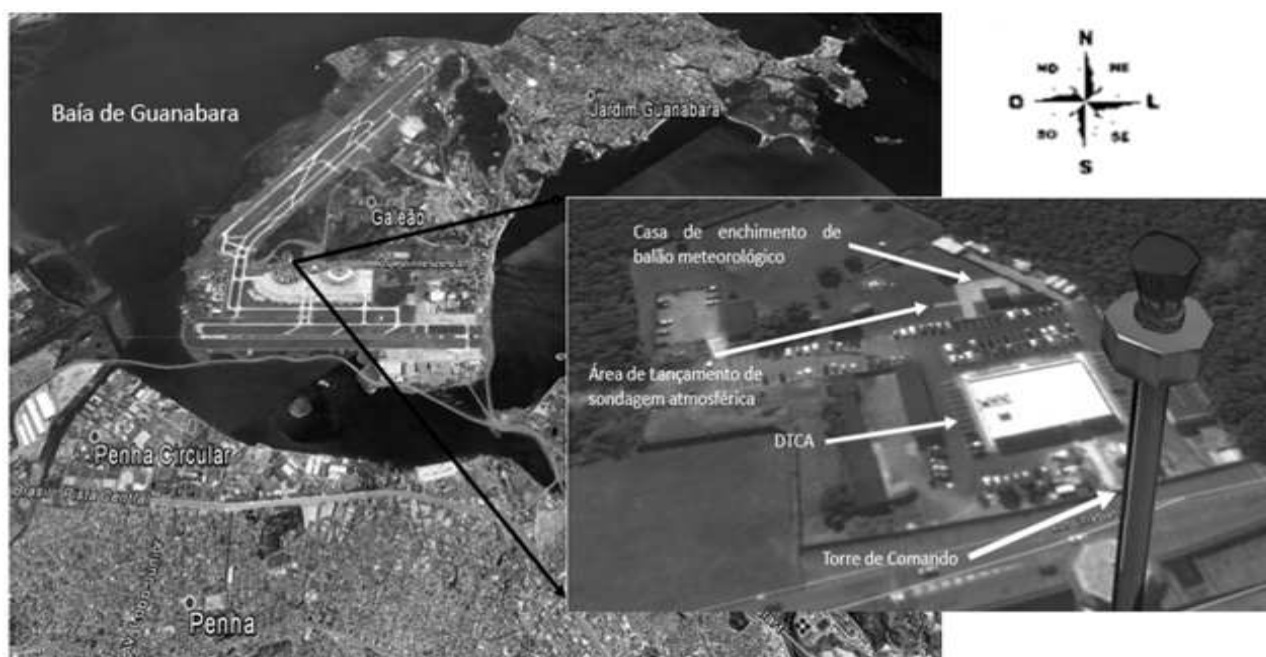


Figura 3.1 Aeroporto Tom Jobim (Galeão) localizado na “Zona Norte” do Rio de Janeiro. A área em destaque representa o âmbito do DTCA, aonde foi realizado o experimento de sondagens atmosféricas da campanha MCITY. Fonte da imagens: Google Earth.

Durante o experimento MCITY, as medidas de ar superior foram coletadas utilizando o sistema de radiossondagem Vaisala, com a radiossonda RS92-SGP, conforme ilustra a Figura 3.4. Essa radiossonda possui dois capacitores (sensores que detectam qualquer tipo de massa) e um termistor que fornecem as informações de PTU. Sendo o *barocap* o sensor de medição da pressão atmosférica por meio de uma cápsula barométrica, o *humicap* responsável pela medição de umidade relativa por meio de um capacitor eletrônico e o *thermocap* que mede a variação de temperatura com um termistor. As demais especificações deste aparelho se encontram no Anexo A.



Figura 3.2 Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) com a Baía de Guanabara ao centro e Baía de Sepetiba a oeste. Fonte: Fundação Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro (CIDE).

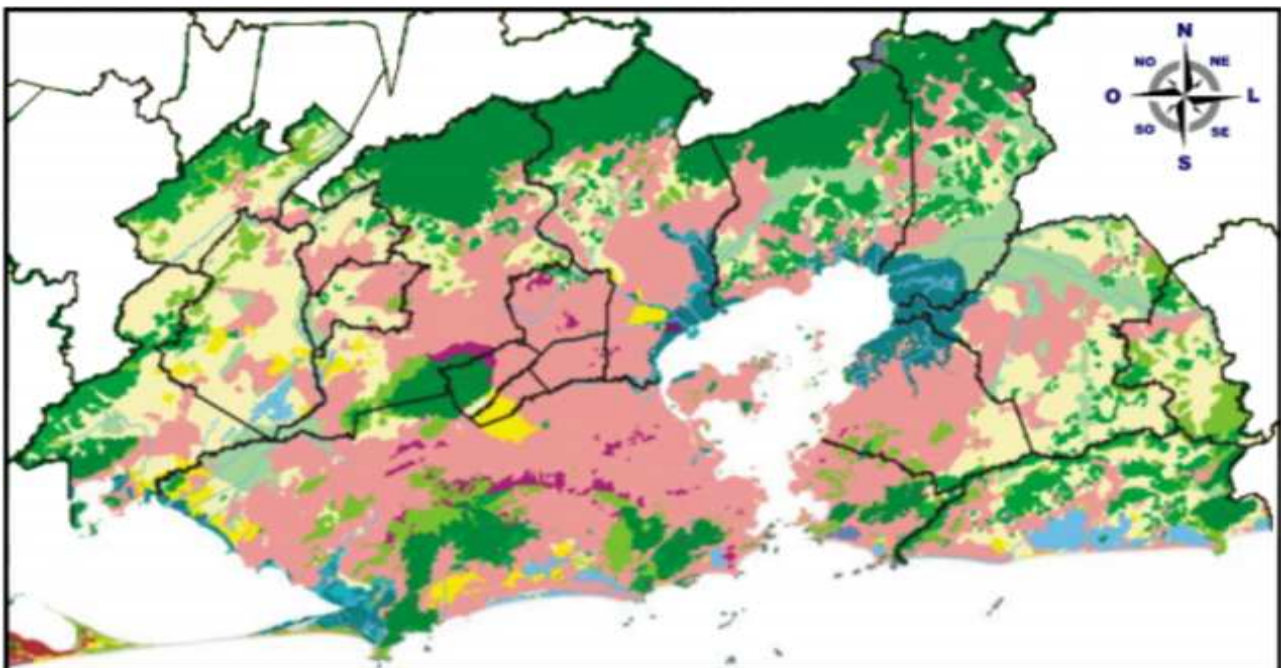


Figura 3.3 Uso e cobertura do solo na RMRJ. As áreas em rosa representam áreas urbanas; em verde áreas com vegetação; em azul, os cursos e corpos de água (como lagos, lagoas e represas) e em tons amarelo, os campos inundáveis. Fonte: CIDE.

Tabela 3.1 Radiossondagens lançadas durante o experimento MCITY-RJ (12 a 22 de março de 2013). O (X) representa lançamentos de radiossondas e (-) não lançamentos de radiossondas.

Data	Hora (UTC)							
	00:00	03:00	06:00	09:00	12:00	15:00	18:00	21:00
12/03/13	-	-	-	-	X	X	X	X
13/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
14/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
15/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
16/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
17/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
18/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
19/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
20/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
21/03/13	X	X	X	X	X	X	X	X
22/03/13	X	X	X	X	-	-	-	-



Figura 3.4 Radiossonda Vaisala, modelo RS92-SGP, lançada durante as campanhas do MCITY no RJ. Fonte: Vaisala.

3.2 METODOLOGIA

Para investigar as condições meteorológicas que levaram a ocorrência do evento extremo na RMRJ e na Zona Serrana do Rio de Janeiro, foi aplicado três séries de análises por meio das variações sinóticas, dinâmicas e termodinâmicas.

A utilização das imagens do satélite GOES 12 (satélite geostacionário) no canal de vapor d'água foi utilizado com o propósito de visualizar os tipos de sistemas meteorológicos presente na América do Sul que podem ter contribuído para a ocorrência do evento. Por outro lado, os dados de reanálise do NCEP/NCAR foram empregados para a obtenção do padrão dinâmico, onde a análise deste padrão foi discutida em cima dos campos de escoamento do vento em altos níveis e divergência em baixos níveis.

As análises referentes ao padrão termodinâmico foram obtidas por meio das temperaturas potencias (q , q_e , q_{es}) e da umidade específica do ar. Para a caracterização de convecção de cada radiossondagem referente ao intervalo de 17 a 19 de março de 2013, foi aplicada a metodologia de Aspliden (1976). Enquanto que para a discussão da estabilidade atmosférica empregou-se os critérios de Roges e Yau (1989), que leva em conta a estabilidade atmosférica por meio das temperaturas potenciais.

A obtenção do perfil do comportamento diurno da convecção foi obtido por meio dos índices termodinâmicos CAPE e CINE, esses índices foram calculados de acordo com os critérios estabelecidos por EMANUEL (1994).

Foi realizada uma análise de consistência nos dados de radiossondagens obtidas no experimento MCITY-RJ. A partir dos dados coletados diretamente pela sonda (P , T , U e T_d), foi possível por meio de formulações sugeridas por Boltom (1980), calcular variáveis termodinâmicas associadas a processos adiabáticos e pseudoadiabáticos. Após essa etapa, usando um programa em linguagem Fortran, os dados foram reformatados e interpolados linearmente, em níveis regulares de 25 m (entre a superfície até 25 km). Essa etapa foi aplicada para a obtenção dos perfis verticais dos dados igualmente espaçados em todas as sondagens.

Após a etapa de interpolação linear foi possível inserir o conjunto de dados (no formato de matrizes) no aplicativo gnuplot. Esse método permite a análise temporal das variáveis termodinâmicas atmosféricas ao longo do intervalo estudado. Nesta etapa, daremos ênfase no desenvolvimento da CLT, a fim de verificamos o comportamento da mesma durante o ciclo diurno.

Visando um novo método de previsão de possíveis ocorrências de deslizamentos de encostas

devido à precipitação, utilizou-se como base o método de Tatizana *et al.* (1987a, b) para o modelagem da distribuição do risco hidrometeorológico. Para isto, foram utilizadas as imagens referentes ao campo de estimativa de precipitação por satélite (taxa instantânea e valor acumulado) obtido pelo site do INPE/CPTEC.

As imagens originais foram manipuladas a fim de ser obter os valores RGB de composição espectral das cores dos pixels, sendo primeiramente aplicada uma remoção da cor de background (de fundo) associada a uma transformação da cor dos pixels correspondentes em elementos indicativos de ausência de cor (transparência alfa). A partir dessa etapa, as imagens derivadas apresentam somente o subconjunto de pixels com cores espectrais R (*red*) G (*green*) B (*blue*) que são associados a precipitação.

Por meio de um algoritmo construído no aplicativo octave (vide anexo B), foram aplicadas combinações de soma espectrais das bandas RGB das imagens correspondentes a taxa de precipitação instantânea e distribuição da precipitação acumulada em 24 h. A partir desta operação, os resultados já podem apresentar características interessantes em relação ao risco de deslizamentos.

A etapa final resulta no modelagem da distribuição das áreas de risco que são caracterizadas por deslizamento induzido, sendo que nesta etapa leva-se em conta a curva proposta por Tatizana *et al.* (1987a, b), ver a tabela 2.5.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 ESTUDO DE CASO: EVENTO EXTREMO OCORRIDO NO VERÃO, ENTRE OS DIAS 17 E 18 DE MARÇO DE 2013

Entre os dias 17 e 18 de março de 2013, ocorreu um evento extremo de precipitação em que o total de precipitação acumulado em 24 horas (entre 12:00 UTC do dia 17 e 12:00 UTC do dia 18) na Estação meteorológica do Instituto Nacional do Meio Ambiente foi de 508,75 mm, 76% acima do total mensal esperado para a região. Este caso foi escolhido por ter causado impactos à sociedade, os altos valores de chuva sobre a Zona Serrana do RJ favoreceram o transbordamento de rios e deslizamentos de encostas, que por sua vez acarretaram na ocorrência de 34 mortes, alagamentos de ruas e avenidas. Os transtornos ocasionados pela tormenta favoreceu um impacto negativo na economia de pequenos a grandes comerciantes da região, uma vez que os prejuízos patrimoniais e financeiros foram estimados em torno de 120 milhões de reais.

4.1.1 ANÁLISE SINÓTICA E DINÂMICA

Nas imagens do satélite GOES-12 foi possível identificar o padrão tipo “Y” na distribuição da nebulosidade sobre a América do Sul (AS), nos dias 17 e 18 de março de 2013 (Fig. 4.1 a, b), associada à presença de uma frente fria, da Zona de Convergência Intertropical, da Alta da Bolívia (AB) e do Vórtice Ciclônico de Altos Níveis (VCAN). A imagem referente às 11:00 h (UTC) do dia 18/Mar/2013 mostra que o sistema frontal organizou a convecção sobre o Brasil.

A partir da análise do ciclo diurno observado nas imagens de satélite, notou-se que o acoplamento do canal de umidade, do sistema frontal e do Jato de Altos Níveis (JAN), em posição de saída à leste do cavado baroclínico, foram componentes determinantes na definição das condições que resultaram em taxas de precipitação muito elevadas sobre a Zona Serrana do RJ.

Notou-se que a estimativa de precipitação por satélite do INPE, não indicou resultados de mesma magnitude aos observados no dia 18/Mar/2013 sobre a Região Serrana. Salienta-se que a liberação de calor latente associada aos altos valores de precipitação podem explicar em primeira aproximação as temperaturas relativamente elevadas observadas pelo satélite (GARSTANG e FITZ-JARRALD, 1999). Nota-se também que não foi possível visualizar com nitidez os agrupamentos convectivos na imagem de satélite no dia 18/Mar/2013 sobre o RJ, provavelmente porque tratava-se de nuvens com pouco contraste termal no canal infravermelho devido aos topos serem relativamente quentes.

As cadeias de montanhas presente na região de estudo, favoreceram a convecção profunda e forçada sobre a atmosfera, forçando o escoamento do ar em superfície a levar ar úmido e quente para atmosfera adjacente.

No padrão médio diário do escoamento do vento em 200 hPa em 17/Mar/2013, nota-se uma ampla área de circulação anticiclônica associada a AB que progressivamente se torna ciclônica, o que favorece a formação do VCAN (Fig. 4.2 a). Ressalta-se que para o período de interesse, a posição da AB (aproximadamente, 17°S e 70°W) encontra-se praticamente em sua posição climatológica. A presença de um VCAN, com centro em 12°S e 40°W, sobre boa parte do estado da Bahia e ao norte de Minas Gerais favoreceu a subsidência de ar (com divergência de massa superficial) (Fig. 4.3 a) e assim convergência em sua borda. A configuração do VCAN se manteve no dia 18 e enfraqueceu no dia 19/Mar/2013.

Durante o evento, um Jato de Altos Níveis (JAN) também encontrava-se na orientação NW-SE a leste do eixo do cavado, mas já sobre o oceano, e com sua área de entrada estendendo-se do oceano até o RJ. O escoamento em altos níveis aliado com a estrutura termodinâmica favorável e as condições de superfície influenciaram a convecção no início da noite do dia 17/Mar/2013 e madrugada do dia 18/Mar/2013. A localização do JAN favoreceu o suporte de altos níveis para a convecção observada (Fig. 4.1).

No dia 17/Mar/2013, predominava ao longo dos litorais das regiões S e SE, em 850 hPa, um escoamento do quadrante sul, associado à circulação anticiclônica pós-frontal. Essas condições definiram o escoamento de sul de moderado a intenso na superfície no litoral do RJ ao longo do dia 17/Mar/2013. Áreas de baixa pressão sobre o MS também induziam convergência de umidade na região do centro oeste do Brasil. Observou-se presença de convergência de massa em 850 hPa entre SP, PR e MS (Fig. 4.3 a). O alinhamento do sistema frontal com o canal de umidade proporcionou forte convergência sobre o RJ (Fig. 4.3 b). A intensidade de convergência de massa diminuiu após o deslocamento da frente fria em direção ao oceano (Fig. 4.3 c).

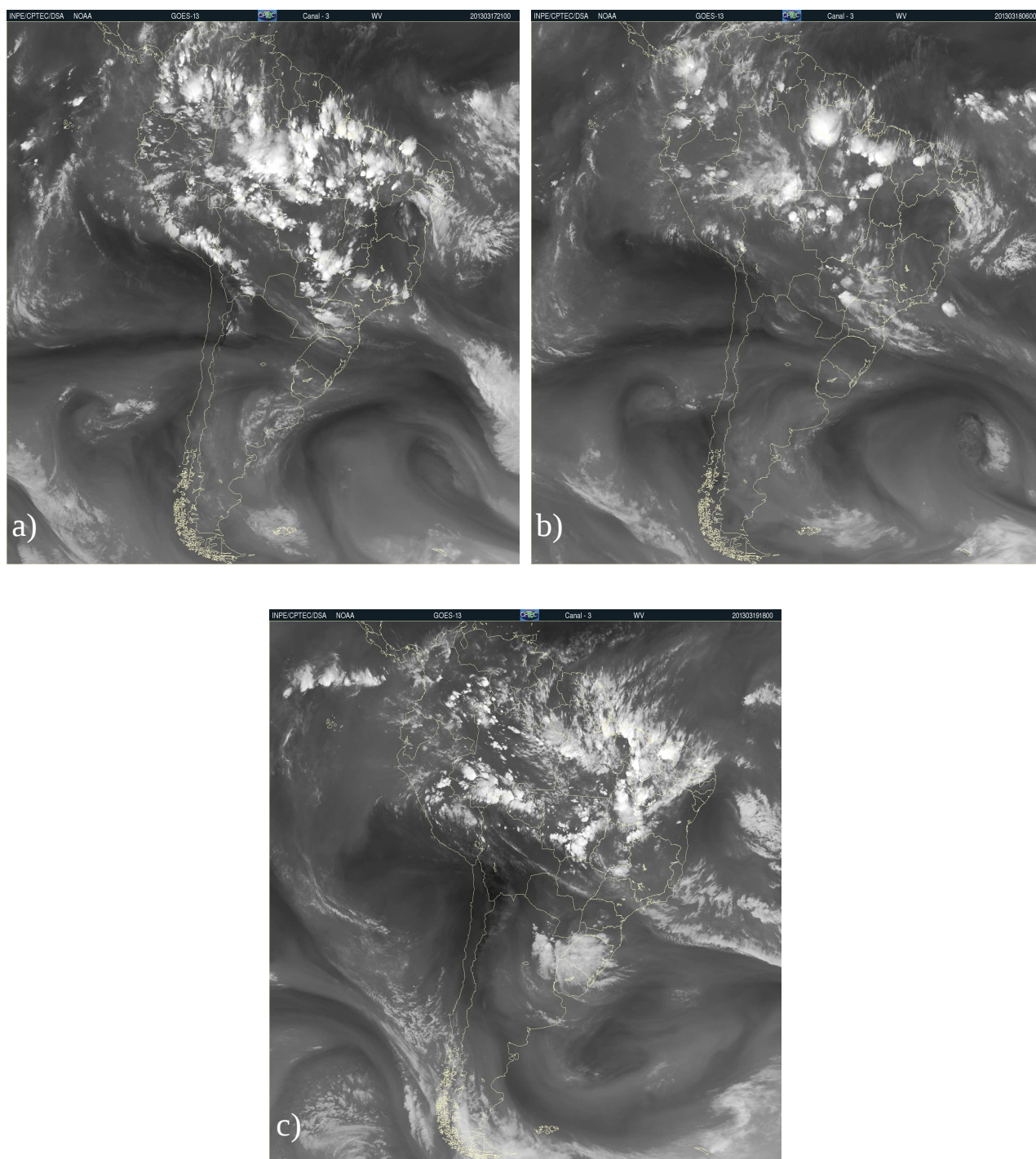


Figura 4.1 Imagens do canal do vapor de água do satélite GOES-12/NOAA/USA feitas às 21:00 h (UTC) de 17/Mar/2013 (a), às 11:00 h (UTC) de 18 /Mar/2013 (b) e às 18:00 h (UTC) de 19/Mar/2013 (c). Disponíveis no site do CPTEC/INPE.

O padrão de instabilidade decorrente do acoplamento do canal de umidade com a frente fria, proporcionou acumulados de precipitação superior à 100 mm por dia, em algumas cidades do RJ (Tabela 4.1). As estações automáticas do INMET registraram precipitação inferior a climatologia do mês em Petrópolis (63%) e superior em Teresópolis (153%). Apesar do acumulado de Teresópolis ser maior, o município da Região Serrana que mais sofreu com as consequências da chuva foi Petrópolis, com registro pluviométrico pelo INEA de 260,75 mm no dia 17/Mar e 248 mm em 18/Mar/2013 para o bairro de Quitandinha no centro de Petrópolis; valor estes que são quase dobro da média mensal esperada para março. E apesar da estação automática do INMET não ter registrado precipitação elevada em sua localização no Rio de Janeiro, sua estação convencional registrou 64 mm por dia no dia 18/Mar/2013, após o evento em Petrópolis.

Tabela 4.1 Acumulados de precipitação diária de seis estações automáticas do INMET nas cidades mais atingidas do RJ entre 17 e 18/Mar/2013. Fonte: INMET.

Estações	Dia 17	Dia 18	Dia 19	Climatologia de
				março
Rio de Janeiro	2,2	2,0	10,2	103,3
Petrópolis	2,4	182,0	7,4	287,8
Xerém	6,8	196,2	6,0	287,8
Teresópolis	4,0	318,8	25,6	226,4
N. Friburgo	77,8	96,2	3,0	151,0
Vila Militar	24,6	43,2	1,4	-

4.1.2 CONDIÇÕES TERMODINÂMICAS

Os perfis termodinâmicos das sondagens atmosférica dos dias analisados indicou presença de forte instabilidade condicional sobre a RMRJ no dia 17/Mar/2013, até às 24:00 h (UTC). A Figura 4.4 mostra os perfis verticais das variáveis de temperatura potencial, temperatura potencial equivalente e temperatura potencial equivalente saturada, para o dia 18/Mar/2013. No período entre 00:00 e 09:00 h (UTC), observou-se que em toda a coluna troposférica havia predominância de ar úmido em condições próximas à saturação, favorecendo instabilidade potencial. Nota-se que subsidência transporta propriedades conservativas dos níveis superiores aos inferiores da troposfera, o que pode resultar em condições consideradas desfavoráveis a persistência da nuvem convectiva. Entretanto, se o perfil troposférico encontra-se próximo da saturação, o efeito pode ser positivo em associação a uma retroalimentação de ar úmido na nuvem (EMANUEL, 2005).

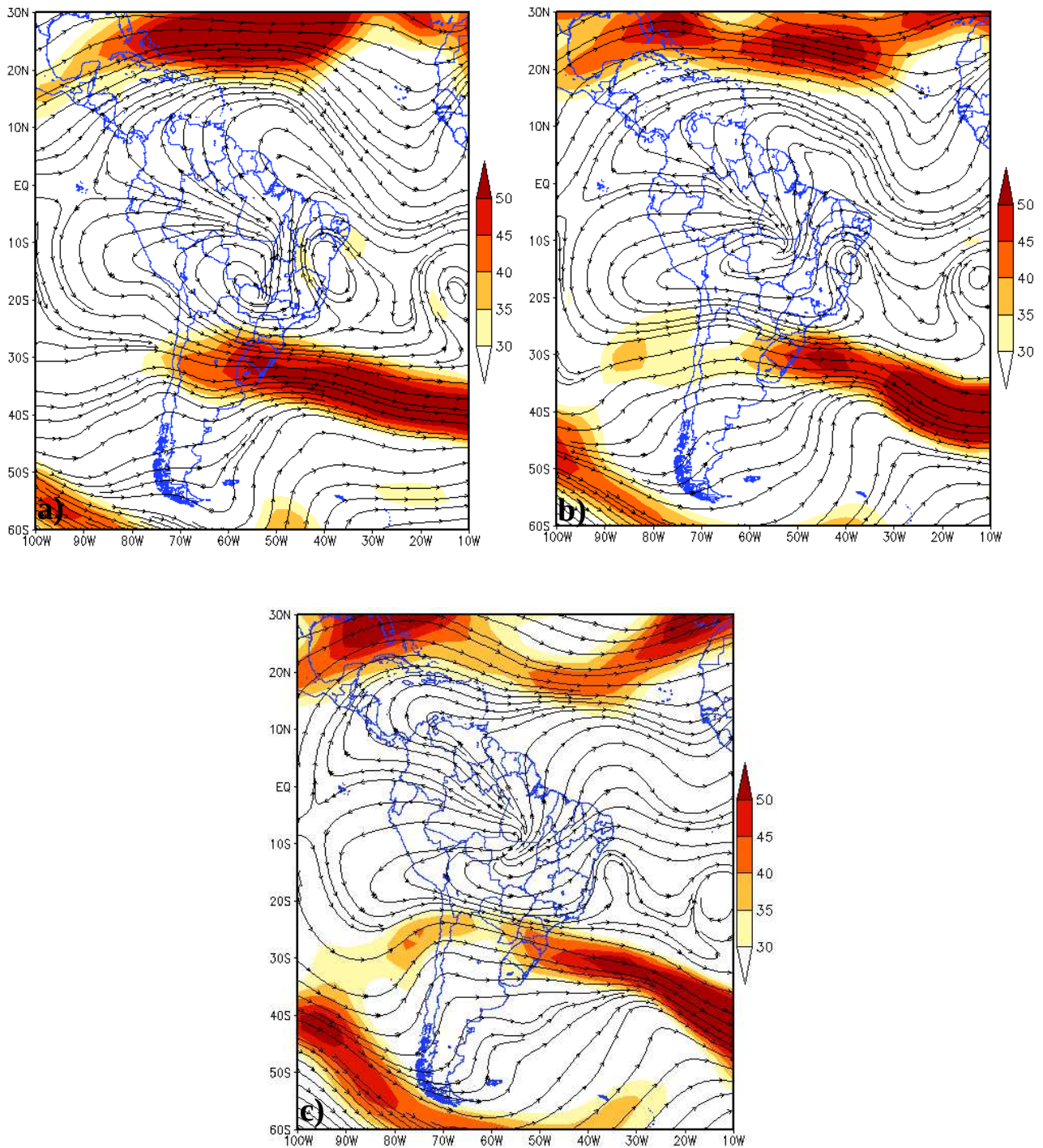


Figura 4.2 Linhas de corrente médias diárias do escoamento em 200 hPa para os dias 17 (a), 18 (b) e 19 (c) de março de 2013. A escala de cores indica a magnitude do vento horizontal, em unidades de m s^{-1} .

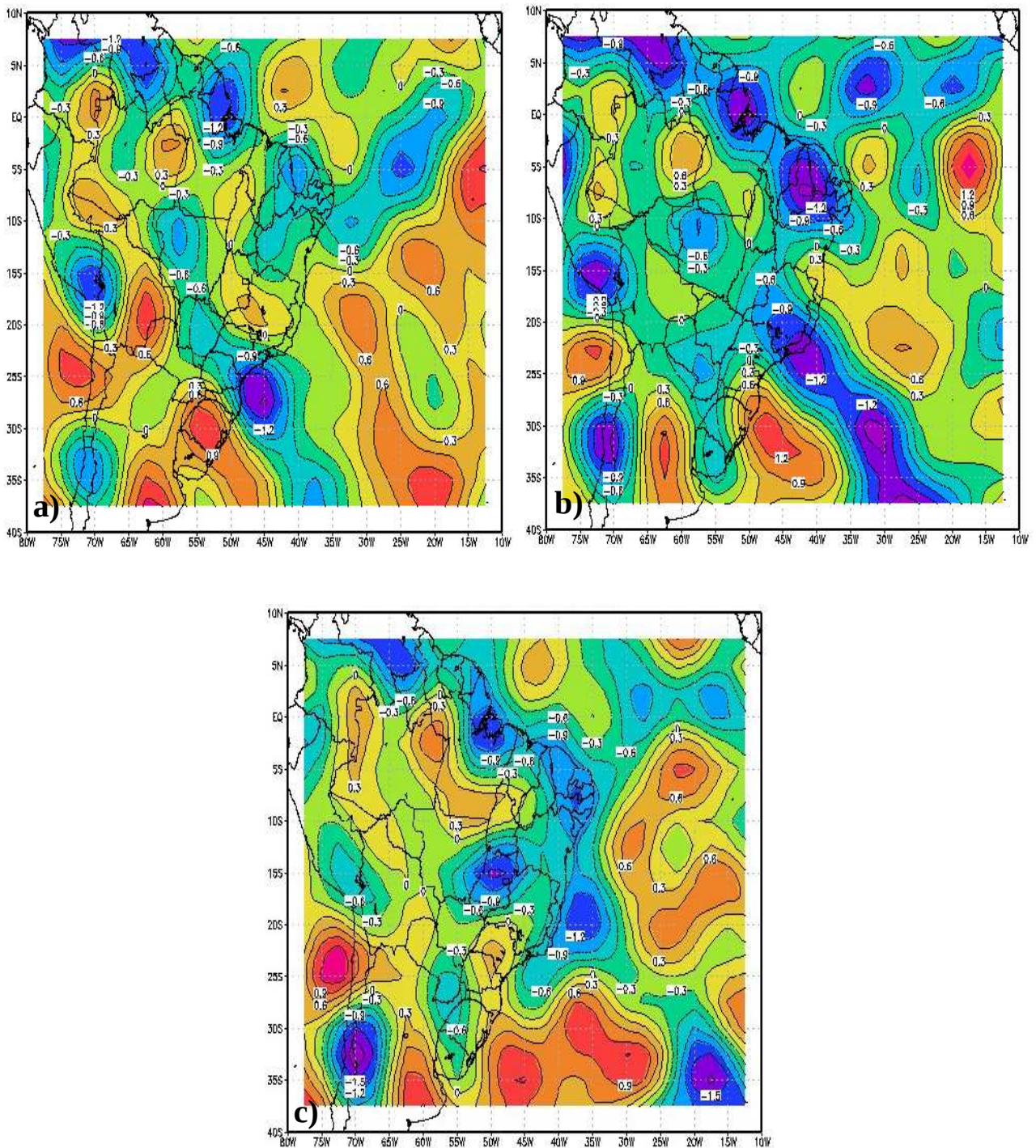


Figura 4.3 Divergência do escoamento horizontal (média diária) em 1000 hPa para os dias 17 (a), 18 (b) e 19 (c) de março de 2013.

Nas sondagens lançadas às 00:00 e 03:00 h (UTC), as bases das nuvens encontravam-se em torno de 975 hPa, sendo que a umidade atmosférica próxima à superfície era aproximadamente 89%. Esta quantidade elevada de vapor de água na CLP pode ter contribuído para um maior desenvolvimento vertical da tempestade. Note-se que na CLP predominava condições de instabilidade estática e instabilidade potencial, com θ_e diminuído com altura, durante todo o período diurno.

Nos níveis médios, no dia 18/Mar/2013 observou-se uma redução da umidade específica do vapor de água, provavelmente devido à precipitação, no período entre 06:00 h (UTC) e 21:00 h (UTC). Os valores de θ_e se aproximaram dos valores de θ entre 540 e 660 hPa, provavelmente em associação a mudança de fase do vapor para água líquida. Na sondagem das 21:00 h (UTC) observou-se ligeira redução da umidade específica na CLA.

Entre os horários das sondagens de 00:00 e 12:00 h (UTC), o perfil vertical de θ_e encontra-se mais quente em relação aos horários posteriores. Essas sondagens podem ser classificadas no Modo VI de Aspliden (1976), convecção severamente desenvolvida. Enquanto as demais sondagens, o perfil vertical de θ_e referiu-se a convecção moderadamente desenvolvida (i.e., modo V).

De acordo com Machado e Silva Dias (1990), uma situação termodinâmica que propicia condições mais favoráveis para tempestades severas mostra alto valores de umidade na CLA e uma inversão de subsidência em 500 hPa. Esse tipo de sondagem corresponde aproximadamente ao tipo I de Miller (BLUESTEIN, 1993: Vol. 2, p. 450). Neste trabalho as sondagens do dia 18/Mar/2013 são próximas do tipo II de Miller, típicas dos trópicos.

Os perfis de θ_e e θ_{es} mostram uma ligeira secagem entre 660 e 560 hPa, enquanto que acima de 540 hPa o perfil do ambiente voltou a ficar próximo à saturação (Fig. 4.4). Praticamente todo o perfil troposférico encontrava-se bastante úmido em condições favoráveis à precipitação associada à convecção forçada.

Processados os dados de posição da radiossonda, verificou-se que houve uma predominância de ventos do quadrante sul, principalmente na baixa troposfera, no dia 18/Mar/2013 (Fig. 4.5). Esse dia foi marcado pela presença e intensificação do JAN com velocidade em torno de 25 m s^{-1} com máximo entre 300 e 500 hPa.

A presença desse JAN pode ser devida às condições baroclínicas associada ao contraste térmico oceano continente. Notou-se ainda um cisalhamento direcional médio do vento entre 940 e 300 hPa (horário), associado à advecção quente.

Entre os dias 17 e 19 de março observou-se um resfriamento progressivo na camada entre a superfície e 2500 metros (Fig. 4.6 a). As variações das temperaturas potenciais indicam que essa ca-

mada apresentava instabilidade condicional, ou seja, condições absolutamente instáveis (Fig. 4.6 a, b). O aquecimento da superfície no dia 17/Mar, combinado com a presença de umidade em baixos e médios níveis nos dias 17 e 18/Mar (Fig. 4.6 c), favoreceram a formação de tempestades de maior extensão vertical sobre a região de interesse. Estima-se que o nível de perda de empuxo da tempestade estava em torno de 380 hPa pela análise da Figura 4.4 a, entretanto o topo da nuvem pode ter alcançado a tropopausa, próximo a 200 hPa, devido as condições de convecção forçada, com suporte em baixos e altos níveis.

As diferenças entre os perfis de θ , θ_e e θ_{es} às 12:00 h (UTC) entre os dias 17 e 19 de março (Fig. 4.7) indicam resfriamento e secamento da camada entre a superfície e 2500 m. Nos níveis médios a liberação de calor latente pela precipitação resultou ligeira variação de θ .

A predominância de valores negativos das diferenças de θ_e e θ_{es} na média troposfera pode ser associada ao aumento da umidade específica entre 3000 m e 5700 m, resultado do transporte das correntes de ar úmido ascendentes na tempestade (Figuras 4.8 e 4.9).

Para complementar a análise dos perfis de temperatura potencial calculou-se a CAPE e CINE do conjunto de sondagens. A CAPE presente na tarde do dia 17/Mar/2013 alcançou valor ligeiramente acima de 1000 J kg^{-1} , favorável à convecção profunda, enquanto que valor de CINE não superou 306 J kg^{-1} durante todo o evento (Fig. 4.9).

Note-se que a presença de CINE pode ter um efeito de atrasar a liberação convectiva (EMANUEL, 1994), que pode ocorrer devido convecção forçada ou por aquecimento acentuado da superfície (IRIBARNE e GODSON, 1973). Após as 00:00 h (UTC) do dia 18 os valores da CAPE se tornaram inferiores aos valores de CINE inibindo a convecção profunda. Como indicado anteriormente, houve ocorrência de precipitação fraca em alguns pontos da área mesmo após a tempestade, provavelmente em associação à presença de nuvens Nimbo-estrato e condições favoráveis à chuvas orográficas.

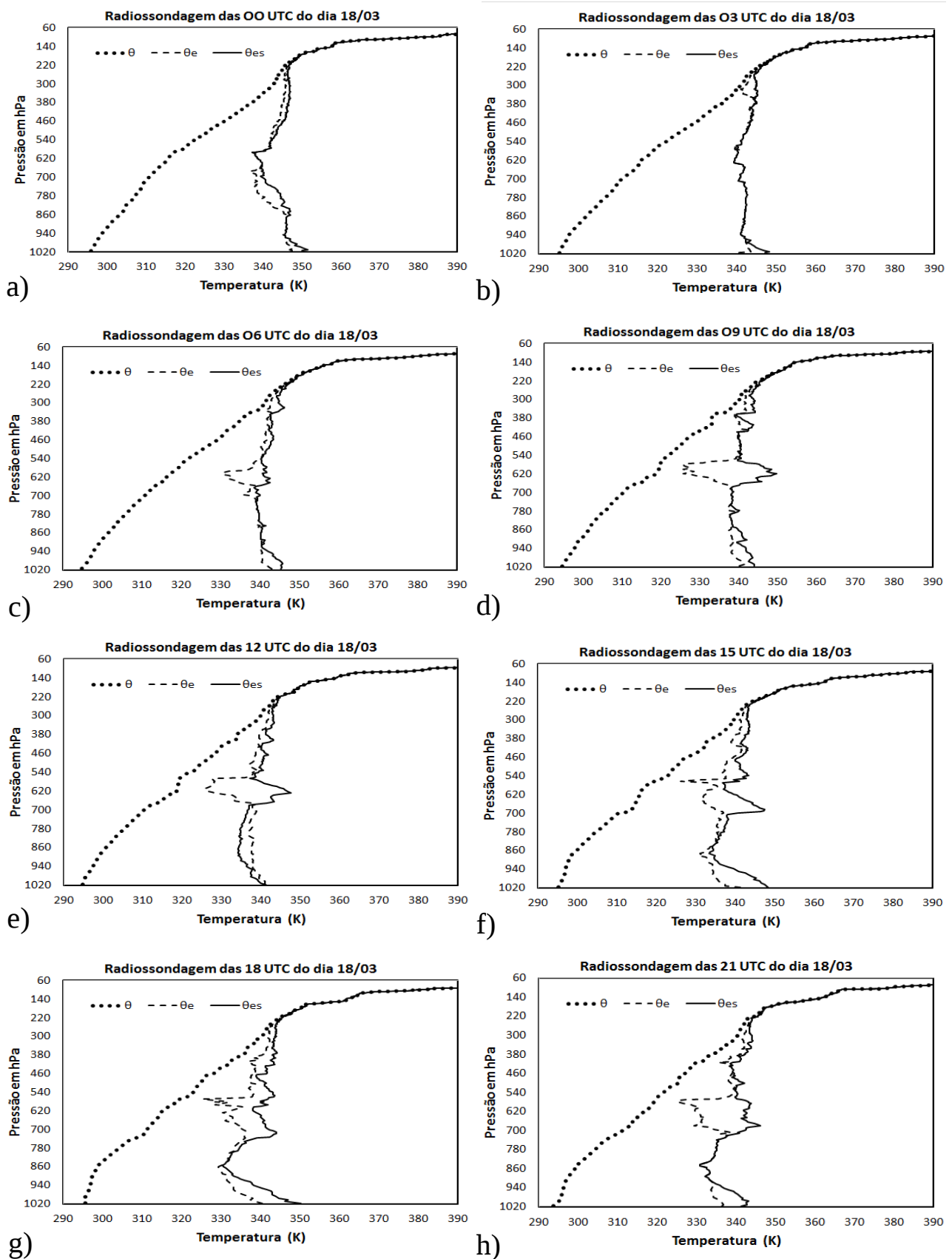


Figura 4.4 Perfis atmosféricos das temperaturas potencias do dia 18 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03 UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h).

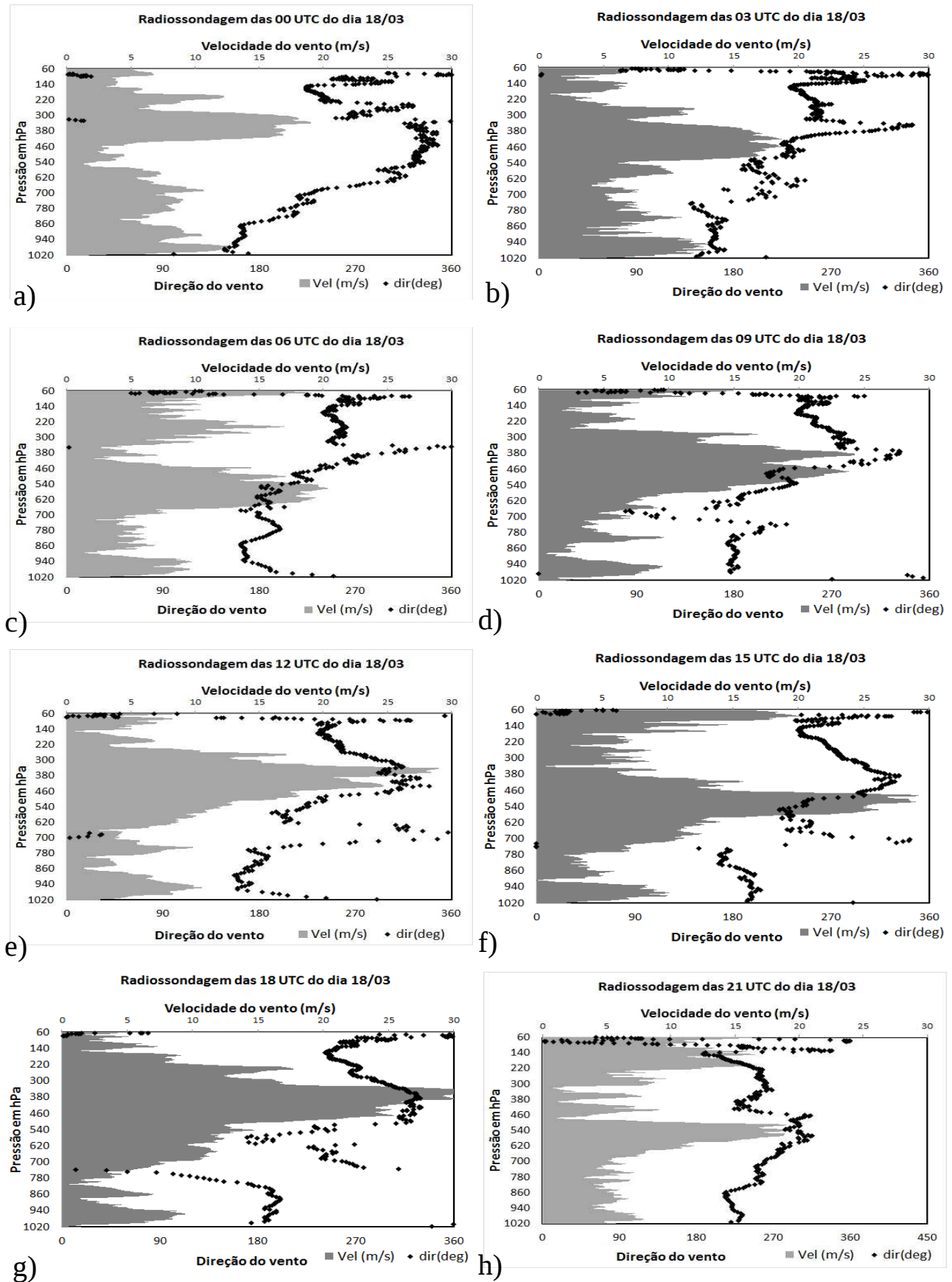


Figura 4.5 Direção ($^{\circ}$) e velocidade do vento (m/s) do dia 18 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03 UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h).

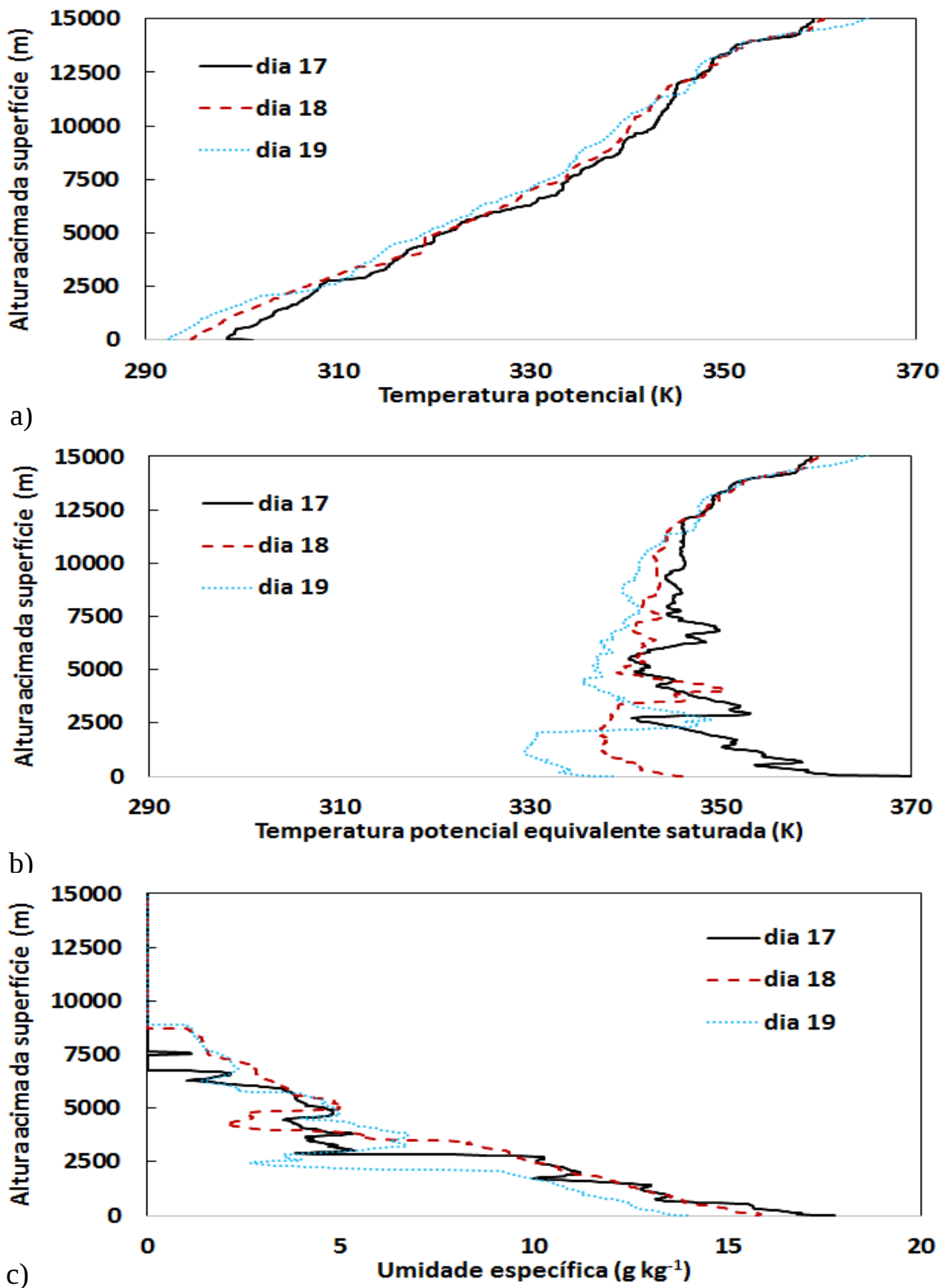


Figura 4.6 Perfil vertical da temperatura potencial (a), temperatura potencial equivalente saturada (b) e umidade específica (c), para os dias 17 a 19/Mar/2013 referente as sondagens lançadas às 12:00 h (UTC).

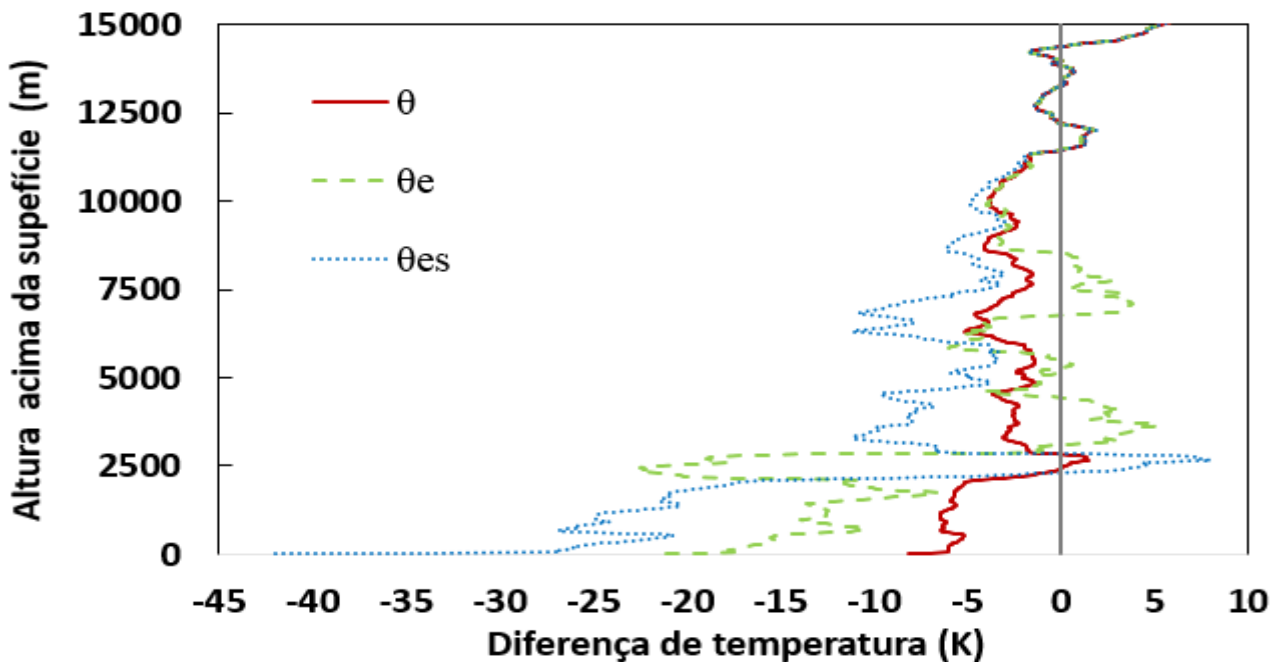


Figura 4.7 Diferenças de temperaturas potenciais referente as sondagens lançadas às 12:00 h (UTC) dos dias 17 e 18/Mar/2013. O cálculo para a obtenção dos seguintes perfis foi feito pela subtração dos perfis do dia 19/Mar menos dia 17/Mar/2013.

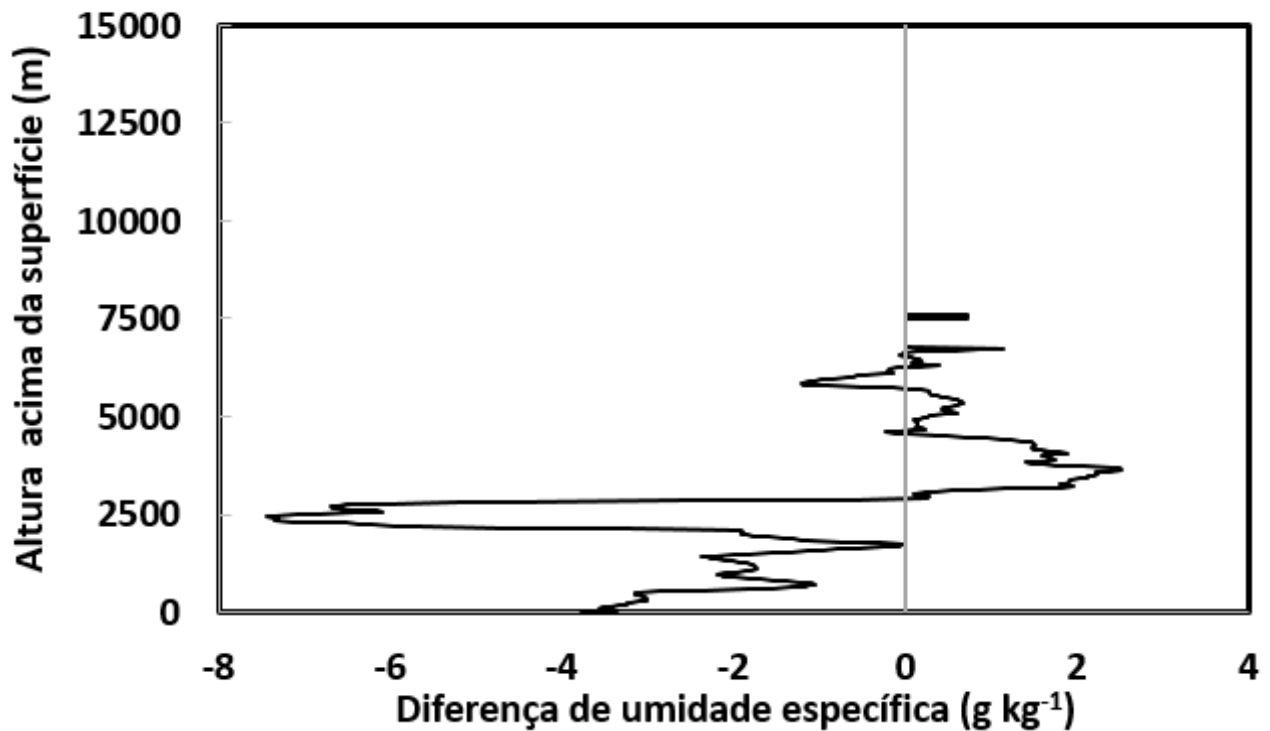


Figura 4.8 Diferenças de umidade específica (q) referente as sondagens lançadas às 12:00 h (UTC) dos dias 17 e 18 de março de 2013. O cálculo para a obtenção dos seguintes perfis foi feito pela subtração dos perfis do dia 19/Mar menos dia 17/Mar/2013.

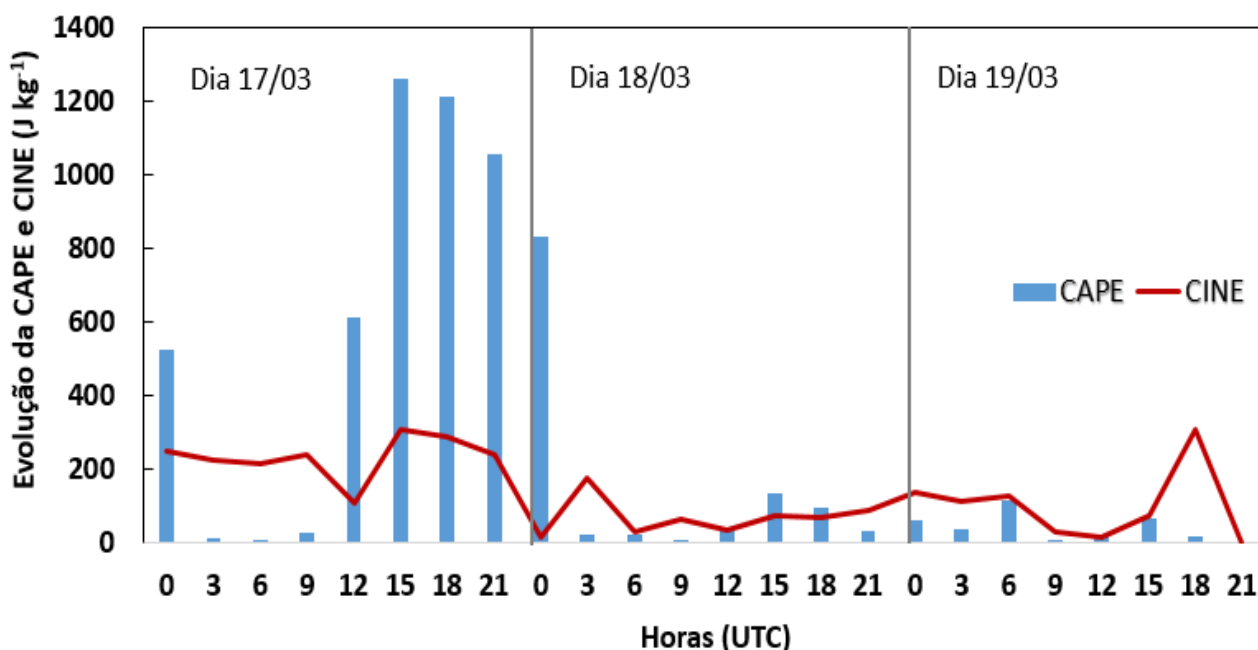


Figura 4.9 Evolução dos índices CAPE e CINE no intervalo de 17 a 19 de março de 2013.

Para confirmar a hipótese de que a atmosfera livre apresentava condições estaticamente estáveis antes da tempestade efetuou-se o cálculo do gradiente vertical da temperatura do dia 17/Mar/2013 às 12:00 h (UTC) ao longo da sondagem. Encontrou-se um valor mediano de $-0,0074 \text{ K m}^{-1}$, com quartil superior igual a $-0,0088 \text{ K m}^{-1}$, e quartil inferior igual a $-0,005 \text{ K m}^{-1}$ (Fig. 4.10).

Apesar da maioria dos pontos da sondagem (Fig. 4.10) apresentar gradiente negativo indicando estabilidade, existem valores positivos indicando presença de instabilidade, sobretudo junto à superfície. Daí deduz-se a importância dos processos convectivos.

As radiossondagens lançadas durante o experimento MCITY mostraram que a estrutura termodinâmica sobre a RMRJ apresentava instabilidade condicional intensa deste o dia 17 (Anexo B). Por outro lado, no dia de maior ocorrência de precipitação (madrugada de 18/Mar/2013), o padrão termodinâmico apresentava presença predominante de ar úmido em toda a coluna troposférica com ocorrência de cisalhamento do vento entre a baixa e alta troposfera, fatores esses que favoreceram a organização e manutenção de uma convecção profunda observada no desenvolvimento noturno de Cb.

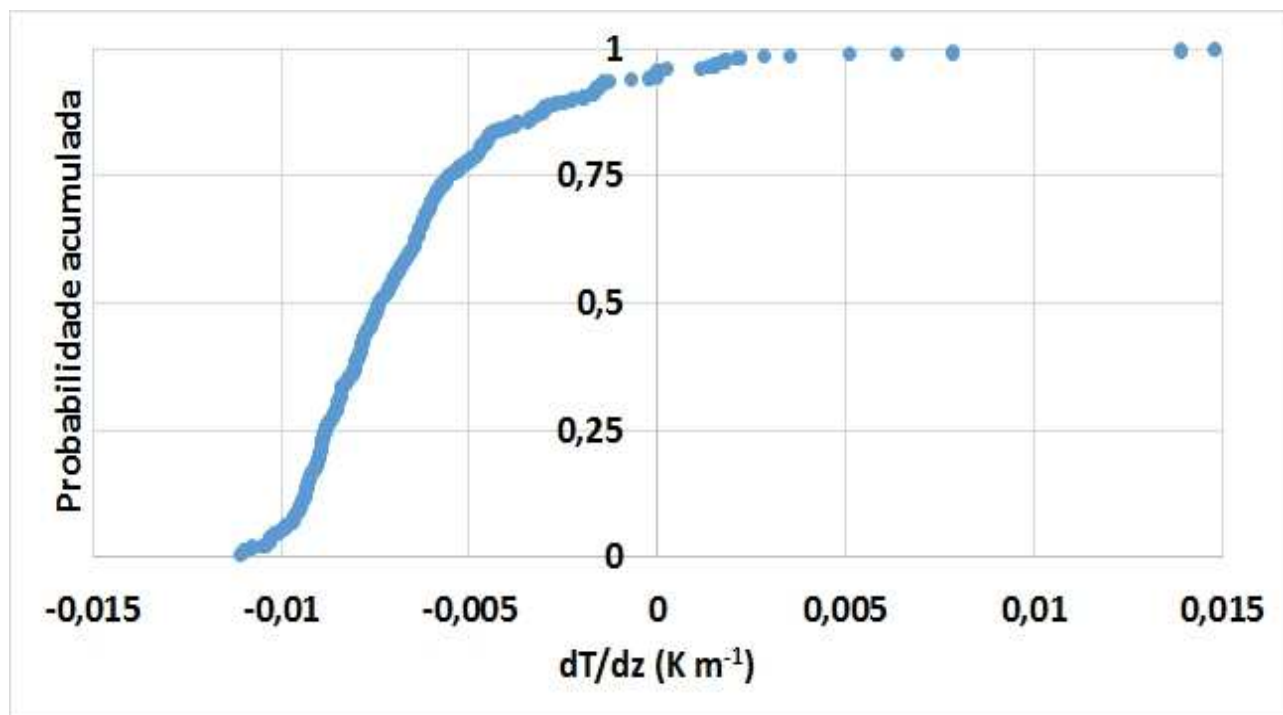


Figura 4.10 Função acumulada de probabilidade do gradiente vertical de temperatura correspondente a sondagem de 17/Mar/2013 às 12:00 h (UTC).

4.2 ANÁLISE DA ESTRUTURA VERTICAL DAS VARIÁVEIS TERMODINÂMICAS

O presente capítulo trata da evolução temporal da estrutura vertical das variáveis termodinâmicas observadas durante a primeira campanha do experimento MCITY-RJ, os dados analisados aqui, compreendem o intervalo das 12:00 h (UTC) do dia 12 de Março às 09:00 h (UTC) do dia 22 de Março de 2013.

A sequência de figuras 4.11 a 4.19 apresentam as estruturas verticais das variáveis analisadas, na seguinte ordem, velocidade do vento (m s^{-1}) (Fig. 4.11), direção do vento (graus) (Fig. 4.12), temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$) (Fig. 4.13), temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$) (Fig. 4.14), temperatura potencial (K) (Fig. 4.15 e Fig. 4.18), temperatura potencial equivalente (K) (Fig. 4.16), temperatura potencial equivalente de saturação (K) (Fig. 4.17), e umidade específica do ar (g kg^{-1}) (Fig. 4.19). Apresenta-se nestas figuras tanto a estrutura vertical da variável escalar, indicada pela letra (a), quanto a perturbação da variável escalar em relação à sua estrutura vertical média (b).

A evolução temporal da estrutura da velocidade do vento (Fig. 4.11) indica o desenvolvimento de um Jato de Altos Níveis com intensidade superior a 30 ms^{-1} , com a máxima intensidade à 13 km de altura no dia 21, associado a passagem da zona frontal a partir do dia 17/Mar/2013. De

acordo com Baima de Sousa e Karam (2014), o JAN deu suporte dinâmico de altos níveis para o desenvolvimento das tempestades observadas na virada da noite do dia 17 para 18/Mar/2013 na Região Serrana do RJ. Essas tempestades geraram prejuízos materiais vultosos, deslizamentos de terra das encostas que ocasionou 43 vítimas fatais. Em poucas horas de chuva foi registrado nas estações do INEA, localizada no distrito de Petrópolis, precipitação acumulada superior a 500 mm.

A Figura 4.12 mostra a estrutura vertical da direção do vento, com destaque para os cisalhamentos da intensidade e da direção, que indicam a entrada da frente em superfície na madrugada do dia 18/Mar/2013, com giro do vento do quadrante Norte para Sul, associado a uma aceleração do vento na CLA, como apresentado na Figura 4.12 b. O escoamento intenso de Sul ocorreu no dia 18/Mar, associado a intensa advecção de ar marítimo sobre as encostas da Serra do mar no Litoral do RJ. Durante este evento, o METAR do aeroporto Internacional Tom Jobim no Rio de Janeiro, indicou *wind shear*. O *wind shear* é a presença da componente vertical do gradiente do vetor velocidade do vento, também conhecido no Brasil como “tesoura de vento” ou “vento cisalhante”. Em geral sua magnitude é indicada pela letra S ou ainda pelo vetor correspondente (com cisalhamento de intensidade e de direção). Durante a tarde do dia 17/Mar ocorreu *wind shear* no Aeroporto Internacional Tom Jobim o que levou ao fechamento da pista ao Sul exposta diretamente aos ventos daquele quadrante.

Observou-se na tarde do dia 17/Mar presença de “cortinas de chuva” saindo de nuvens cinzas, nimbo-estratos (Ns), caindo sobre o terreno acidentado do maciço da Tijuca, simultaneamente em associação à forte advecção de ar úmido e condicionalmente instável ao longo do litoral do Rio de Janeiro. Também a partir da torre de controle do Aeroporto Internacional Tom Jobim observou-se “ruas de nuvens” de Sc orientadas na direção do vetor cisalhamento do vento, ou seja, de sul para norte em baixa altitude.

Já o suporte de ar superior (associado ao JAN) induzia movimentos ascendentes na coluna, devido aceleração divergente do escoamento superior, associado à região de entrada no JAN e à circulação direta. A Figura 4.13 a mostra oscilações do vento na tropopausa, localizada entre 17 e 18 km de altura.

A evolução temporal da estrutura vertical da temperatura do ar (°C) pode ser observada na Figura 4.13 a e b. Destaca-se o ciclo de aquecimento e resfriamento na CLA nos dias 12, 13, 16, 17, 21 e 22/Mar/2013. Este ciclo pôde ser observado melhor no dia 13/Mar/2013. A CLA nesses dias atingiu alturas entre 1 e 2 km, notavelmente nos dias 12, 13, 16, 17, 20 e 21/Mar. A perturbação em relação a estrutura média apresenta valores associados a um resfriamento de -10°C no dia 19 e madrugada do dia 20/Mar devido a ocorrência do temporal.

Nota-se na estrutura vertical da temperatura do ponto de orvalho (Fig. 4.14) o umedecimento

da camada troposférica entre a superfície e aproximadamente 7,5 km de altura, onde o umedecimento da camada é provocado pelo aumento da concentração do vapor de água na troposfera. Por outro lado, visualiza-se também uma camada com secamento do vapor de água, sobretudo em associação à precipitação convectiva entre 17 e 18/Mar/2013.

As condições gerais das 80 radiossondagens em relação ao vapor de água indicam condições próximas à saturação ao longo da coluna troposférica no período analisado. A estrutura vertical da temperatura do ponto de orvalho (Fig. 4.14 a) é próxima da estrutura da temperatura do ar (Fig. 4.13 a), sobretudo abaixo de 10 km.

A estrutura vertical da temperatura potencial (K) e de sua perturbação é mostrada na figura 4.15 a e b, respectivamente. Como já foi relatada anteriormente, a temperatura potencial é conservada em um processo adiabático seco. Nota-se o desenvolvimento da CL convectiva, θ sobretudo nos dias 14 a 16 e de 19 a 22/Mar, com altura de aproximadamente 2,3 km.

A estrutura da perturbação de θ mostra forte aquecimento pré-frontal entre a superfície até 3,5 km de altura, tal aquecimento favoreceu a convecção profunda na tarde do dia 17/Março. Após a ocorrência da tempestade na região serrana do RJ, um “domo de ar frio” foi formado a partir da noite do dia 18 até o dia 20, de altura aproximada de 3,5 km, provavelmente teve origem no ar descendente da tempestade resfriado pela evaporação das gotas de chuva.

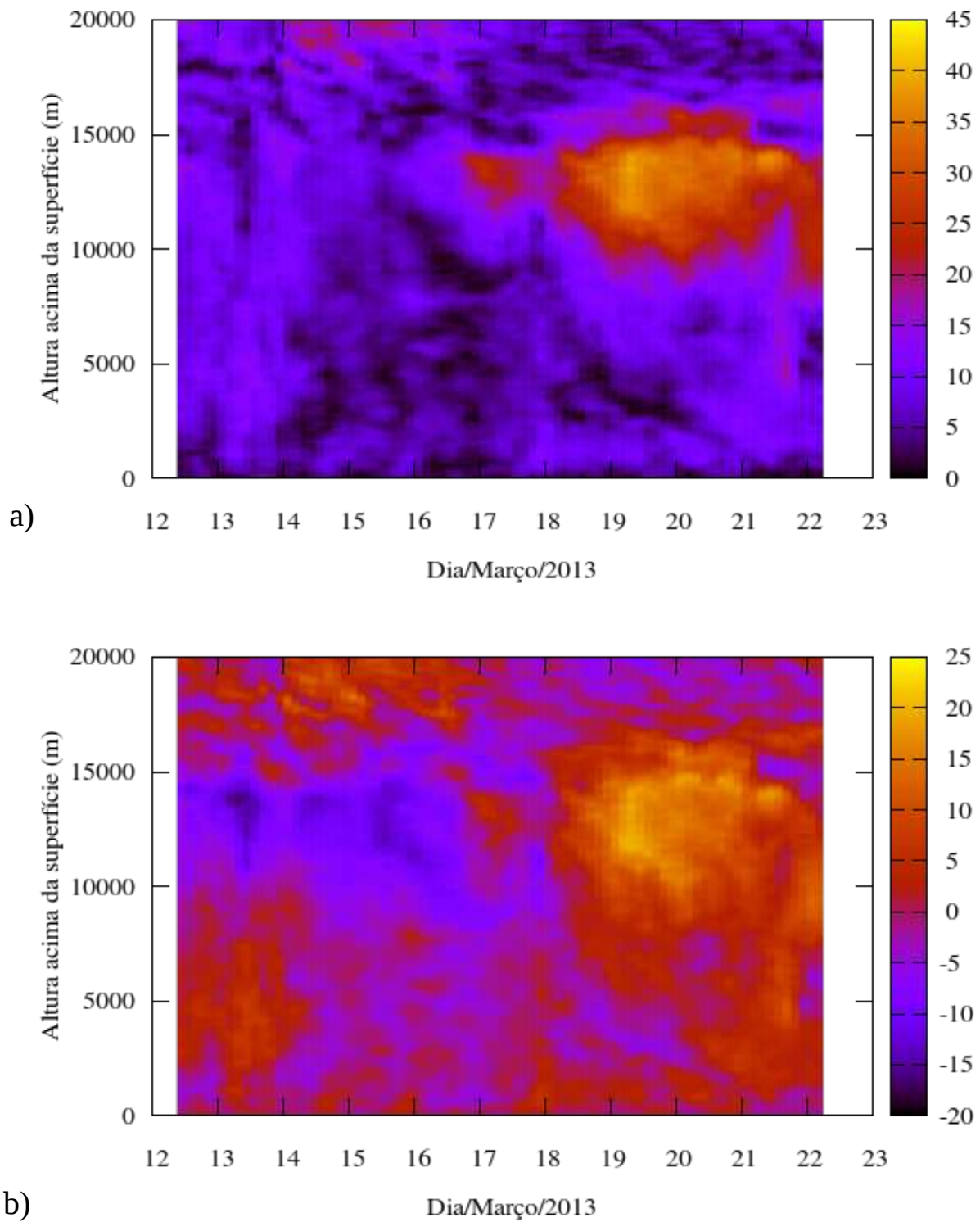


Figura 4.11 Seção temporal da estrutura vertical da velocidade do vento (m s^{-1}). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

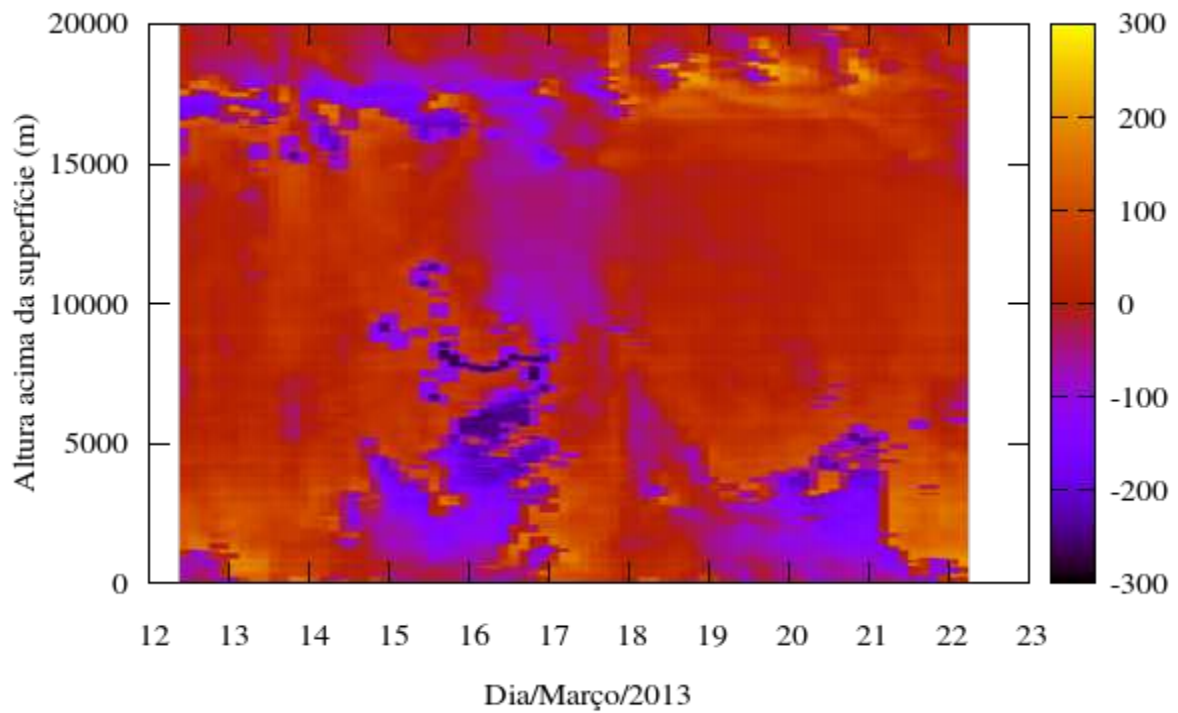
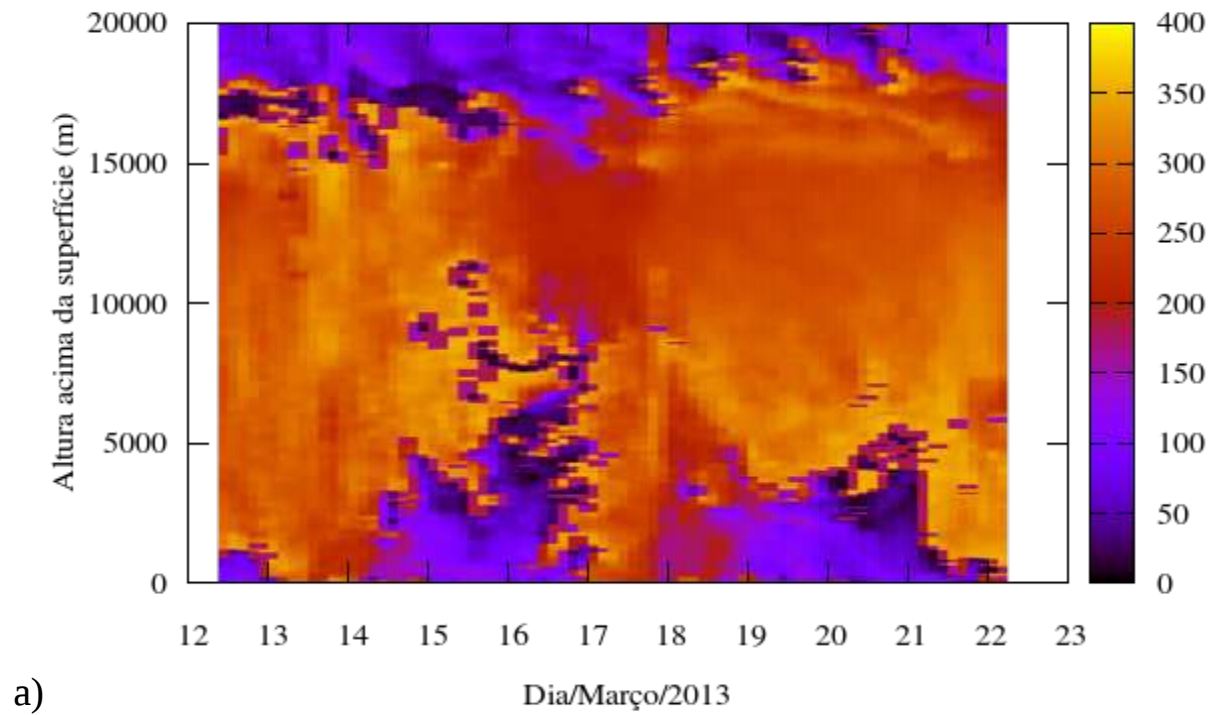


Figura 4.12 Seção temporal da estrutura vertical da variável direção do vento (graus). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

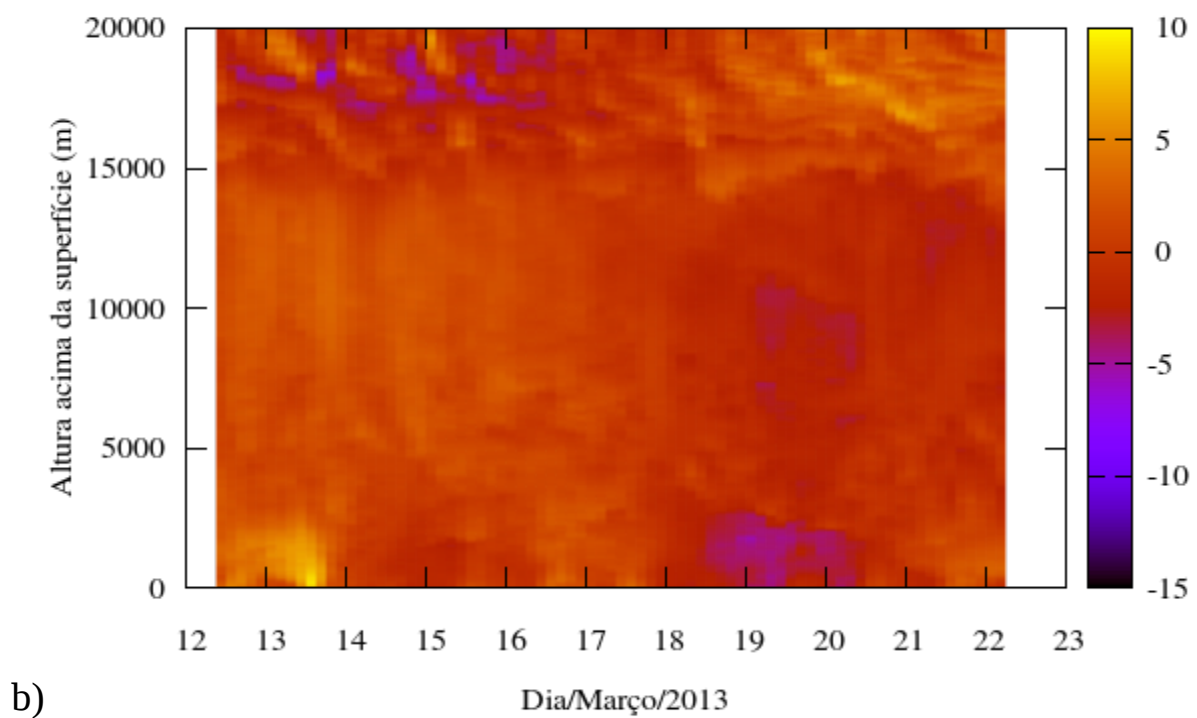
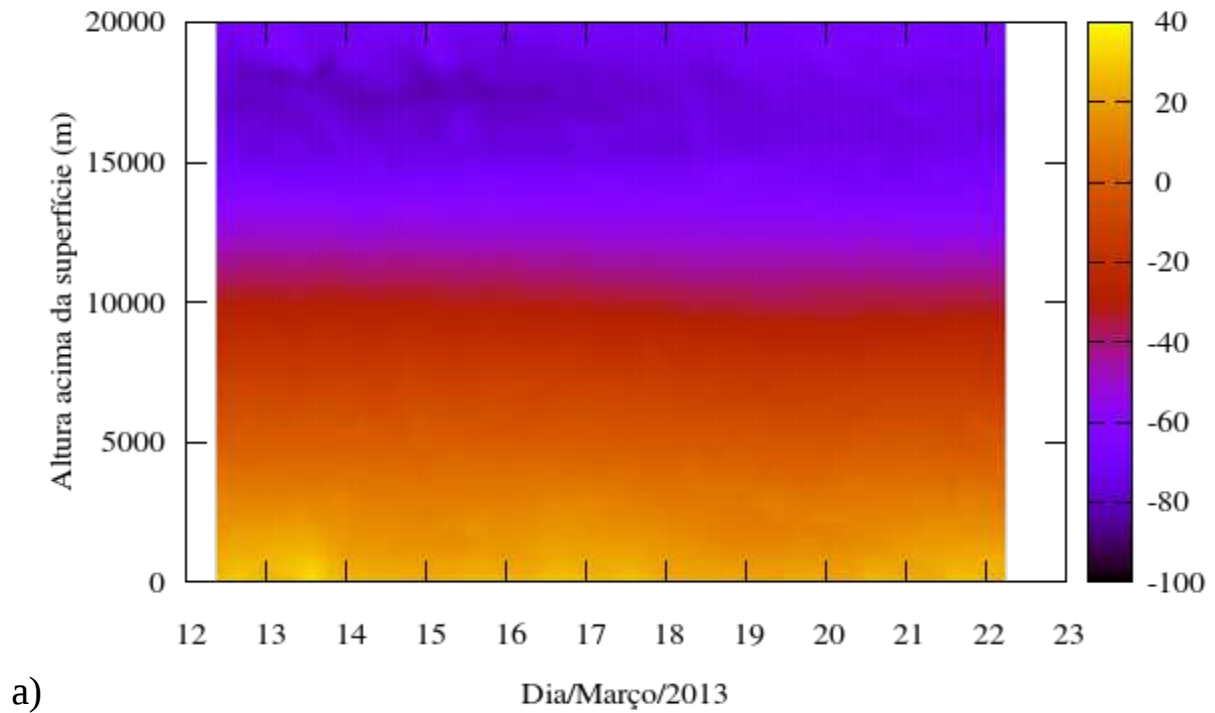


Figura 4.13 Seção temporal da estrutura vertical da temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

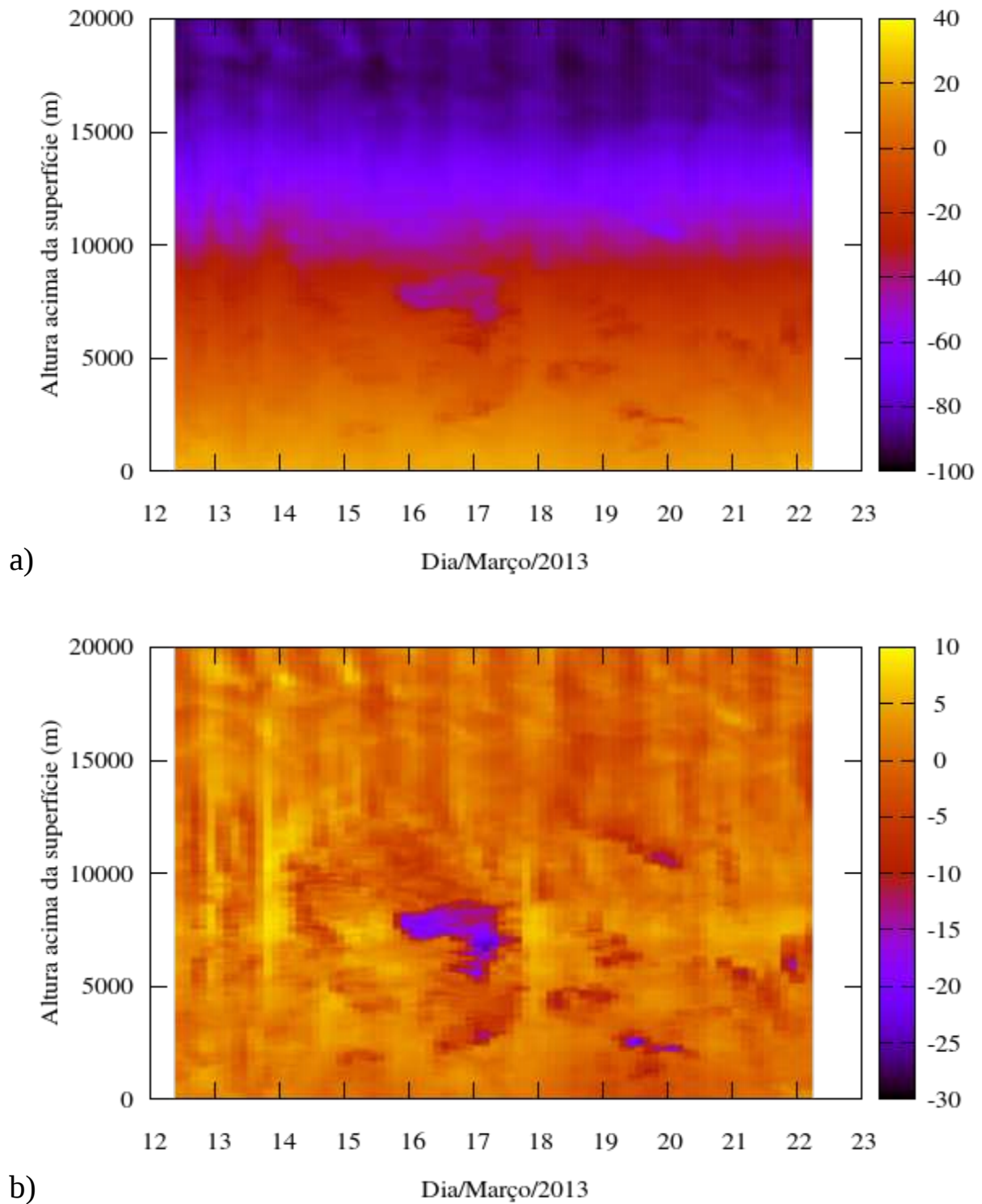


Figura 4.14 Seção temporal da estrutura vertical da temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

A estrutura vertical da temperatura potencial equivalente (K) e de sua perturbação é mostrada na figura 4.16 a e b, respectivamente. O θ_e é conservado em um processo pseudoadiabático, com a remoção das gotas de água líquida das parcelas de ar. A redução da temperatura troposférica associada à precipitação é ainda mais evidente considerado a evolução da estrutura vertical da temperatura potencial equivalente. Por exemplo, o domo de ar frio formado na CLA no dia 19/Mar se destaca na estrutura vertical observada.

A evolução temporal da estrutura vertical de θ_{es} (Fig. 4.17 a e b) mostra condições muito próximas à saturação na baixa troposfera nos dias 13, 16, 17, 21 e 22 de março. Os valores maiores da ordem de 330 K são bons indicativos de nebulosidade ao longo da coluna atmosférica. O efeito de condensação associado à tempestade do dia 17-18/Mar pode ser observado entre a superfície e o nível de altura de 12 km entre os dias 18 e 21/Mar. Portanto ao longo de um período mais largo que a escala de tempo do agrupamento de tempestades de maior risco.

Uma ampliação da escala com detalhes da estrutura vertical da temperatura potencial (K) e de sua perturbação (em zoom) é mostrada na figura 4.18 a e b, respectivamente. A análise dos detalhes da CLA permite caracterizar melhor o seu desenvolvimento temporal e espacial. Valores da ordem de 310 K correspondem a 26,75°C, valores bem elevados, foram observados nos dias de menor nebulosidade. No dia antecedente à passagem frontal a temperatura potencial foi da ordem de 290 K ou 16,85°C, na camada abaixo de 100 m. As isotermas de 310 K é um bom indicador da ordem de grandeza da altura da CLA tropical. Podemos verificar essa estimativa grosseira ao considerar posteriormente as condições da umidade específica do ar em detalhes.

A análise da perturbação da temperatura potencial indica a influência pela presença de nebulosidade e precipitação com destaque para a ocorrência de tempestade de 17-18/Mar, cujo o efeito reduziu a temperatura potencial de 2 a 3K, abaixo de 3000 m, e também limitando o desenvolvimento CL convectiva. Nos dias 12 e 13/Mar a perturbação na CLA foi de +6 a 12K acima da média temporal do período, essa perturbação estendeu-se até 2000 m de altura acima da superfície. Note-se um desenvolvimento da CL convectiva no dia 16/Mar, sendo que no dia 17/Mar o desenvolvimento vertical da CL convectiva restringiu-se a 1000 m. O maior desenvolvimento vertical da CL convectiva foi observado no dia 13/Mar.

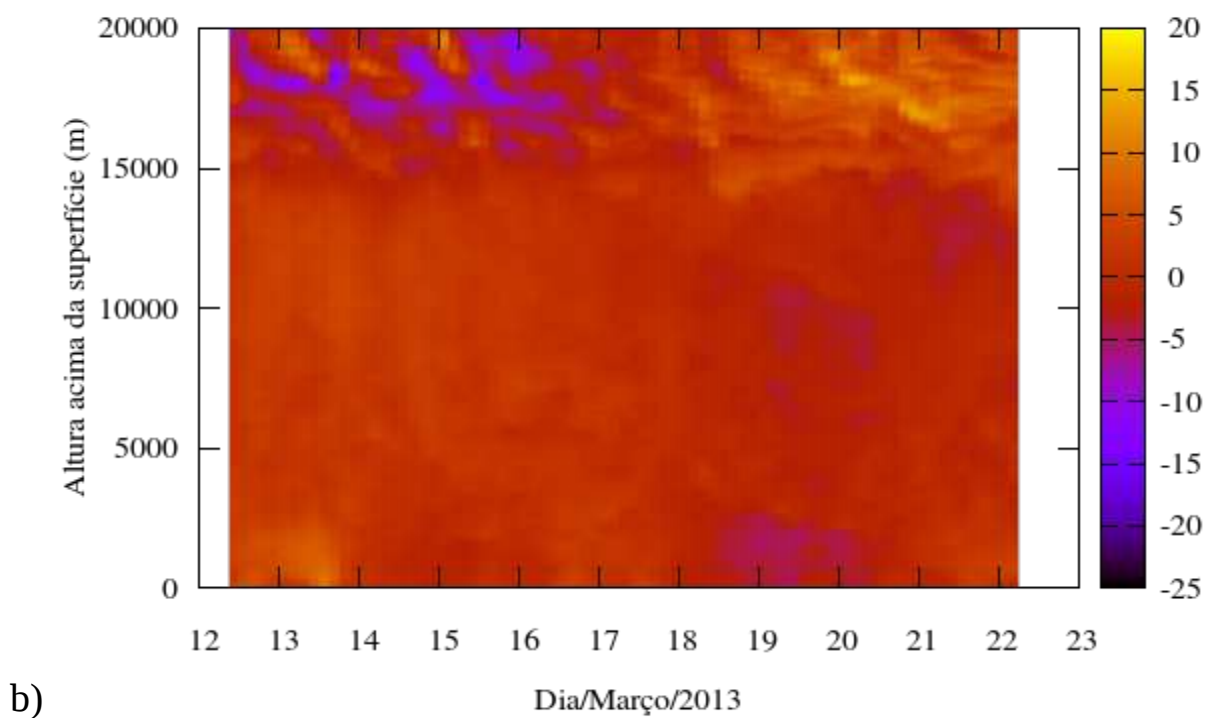
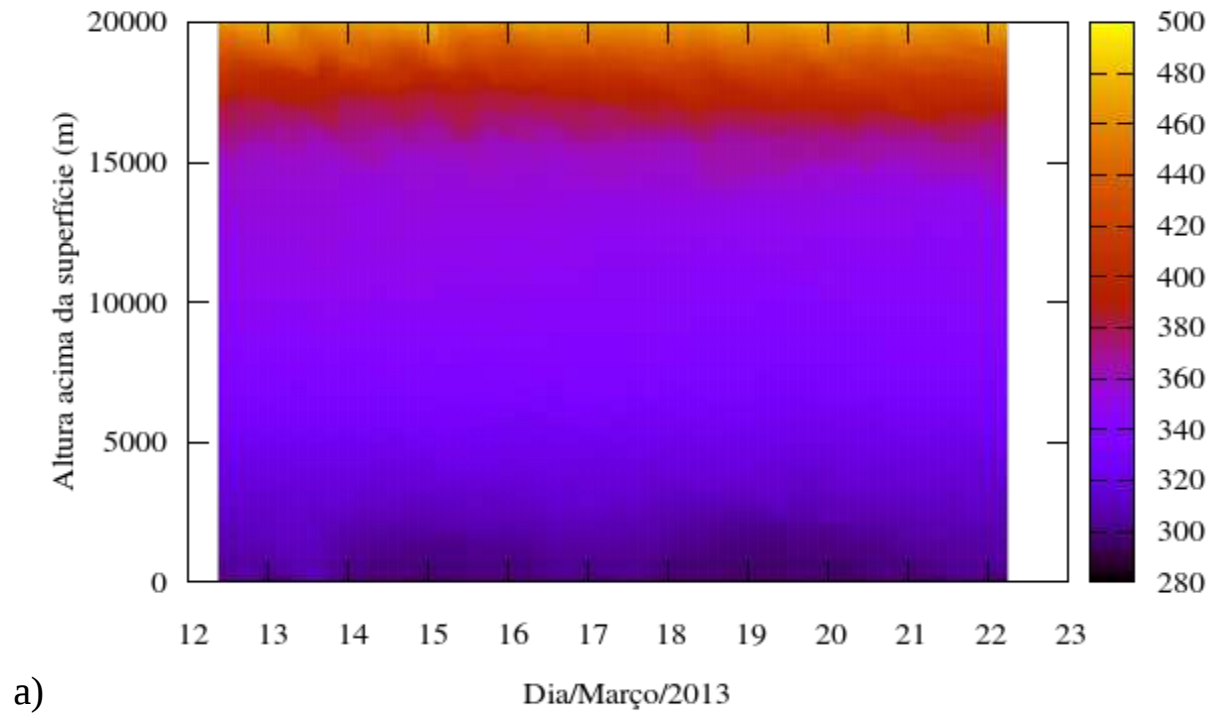


Figura 4.15 Seção temporal da estrutura vertical da variável da temperatura potencial (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

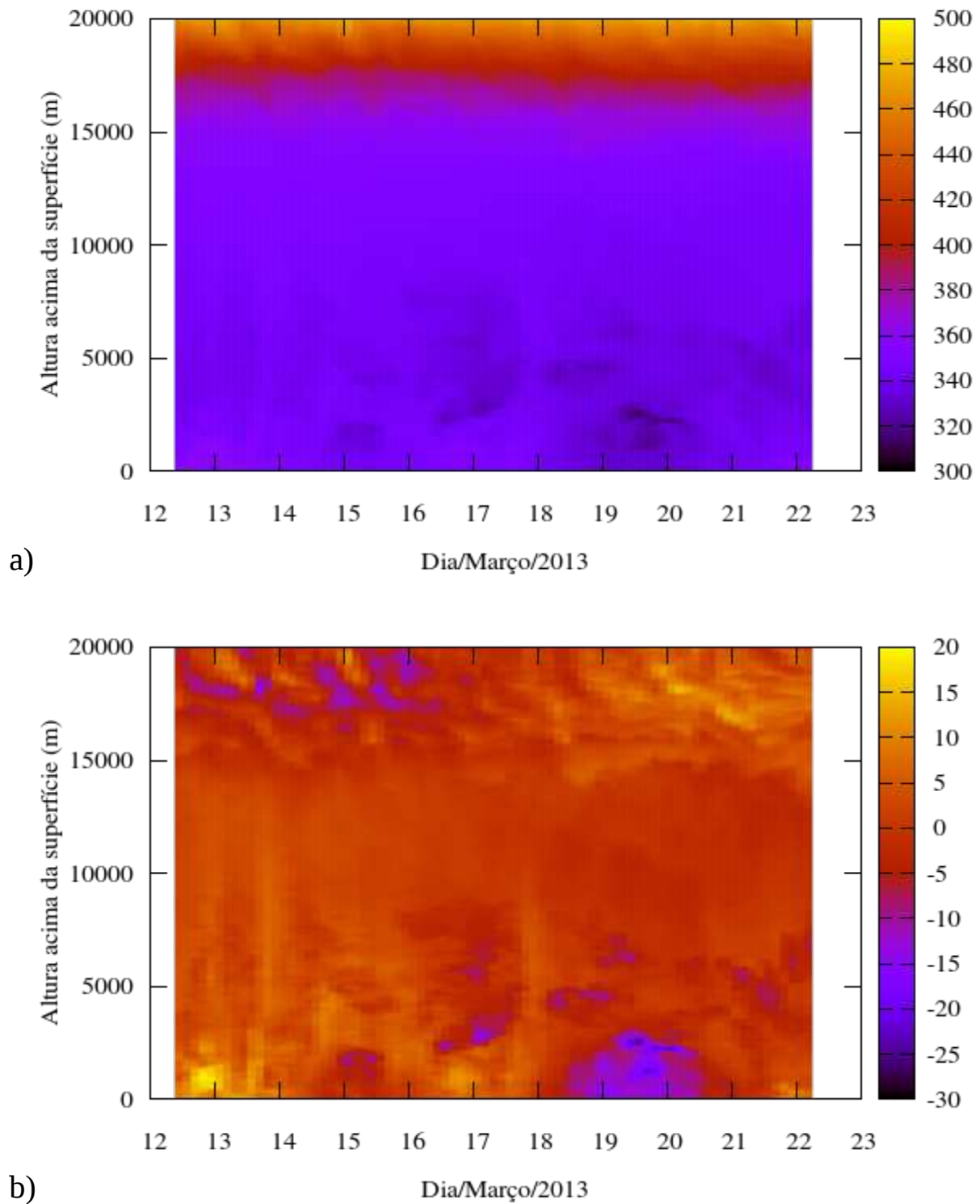


Figura 4.16 Seção temporal da estrutura vertical da variável da temperatura potencial equivalente (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

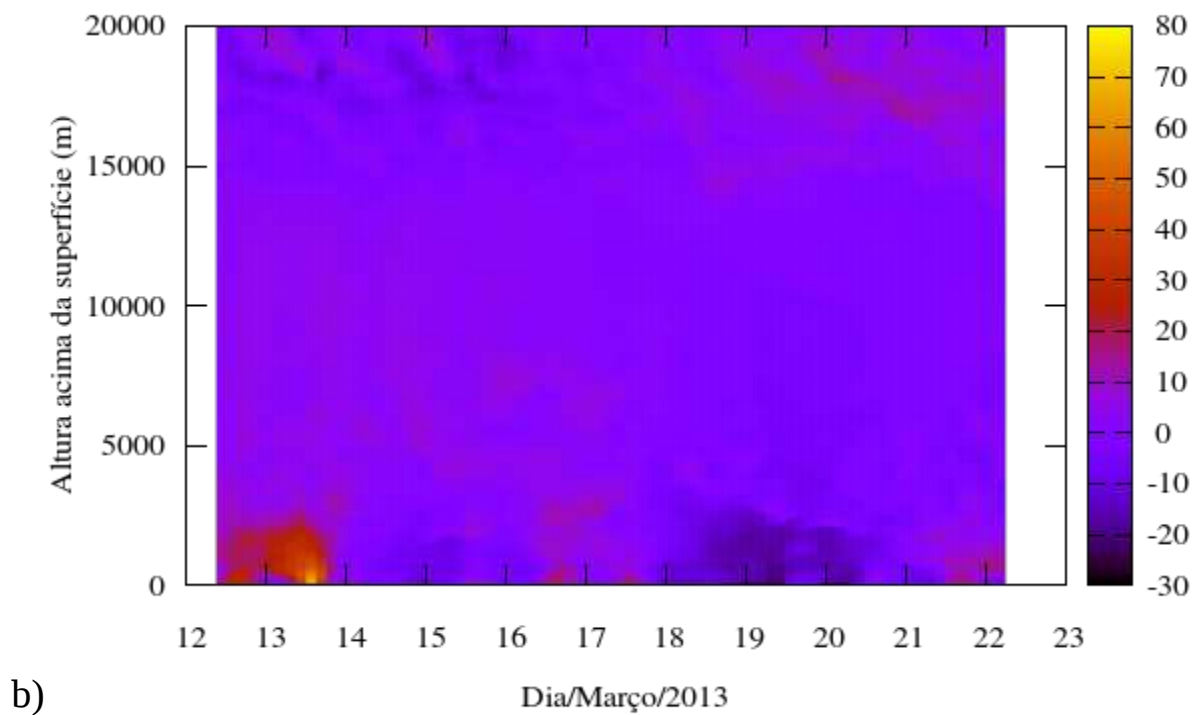
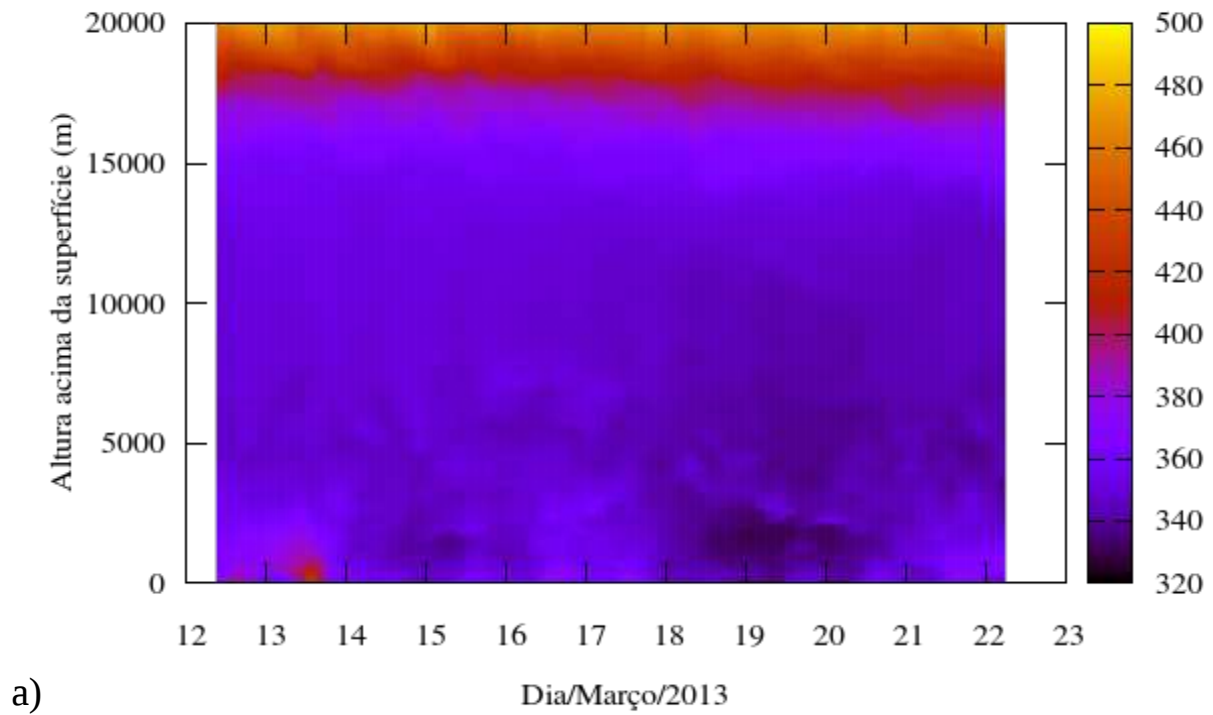


Figura 4.17 Seção temporal da estrutura vertical da variável temperatura potencial equivalente de saturação (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

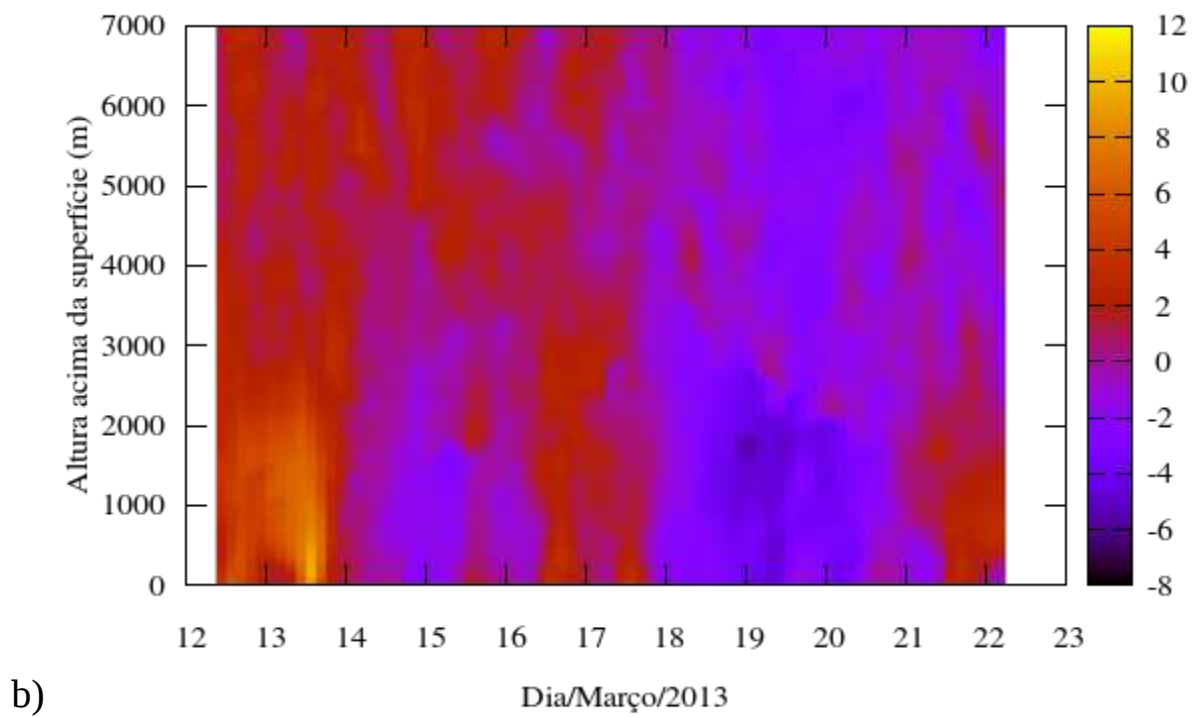
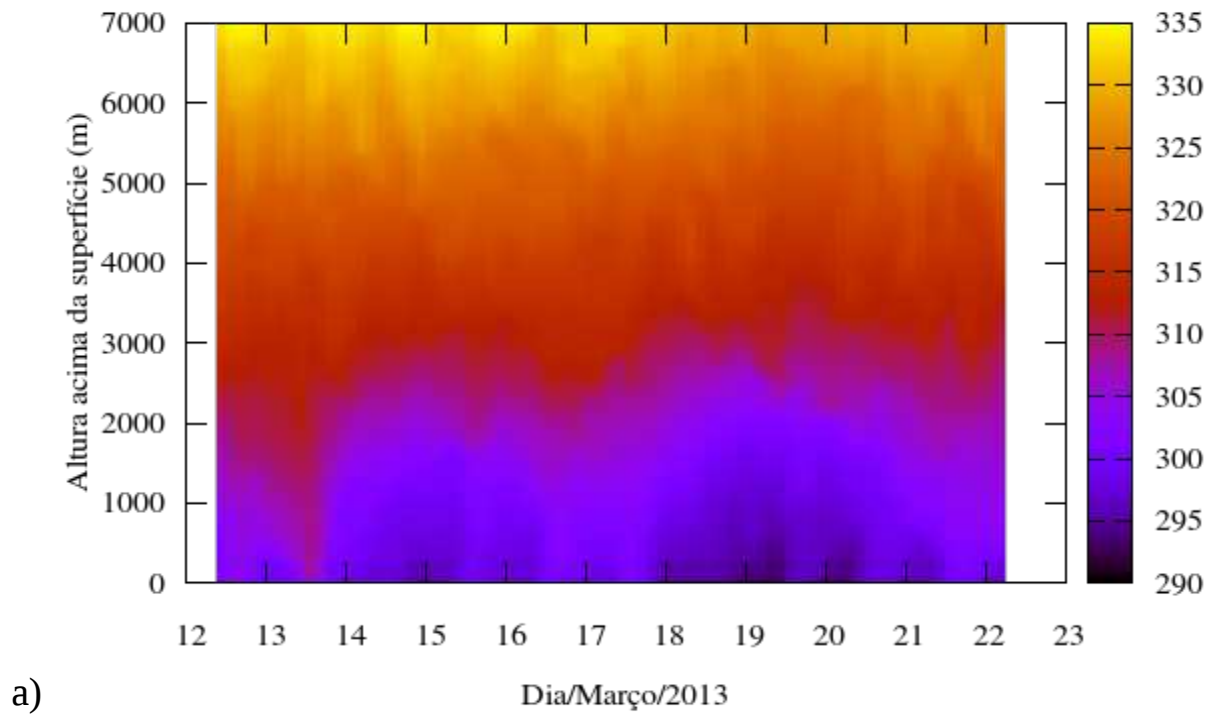


Figura 4.18 Zoom da evolução temporal da estrutura vertical da variável temperatura potencial (K). Mostra-se a) o valor escalar e b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

Complementa-se a análise considerando-se os detalhes da estrutura vertical da umidade específica do ar (g kg^{-1}) e de sua perturbação (Figura 4.19 a e b). Valores positivos de perturbação entre 0 e 6 g kg^{-1} foram observados no período de 12 a 14, 16-17 e 20-21 na CLA, sendo que o umedecimento é mais destacado pela observação da Camada limite Residual, com altura da ordem de 1200 m. Valores menores de perturbação de até -6 g kg^{-1} podem ser associados às precipitações, devido à remoção de vapor de água pelo processo de mudança de fase (condensação e precipitação). A isolinha de 10 g kg^{-1} com altura média de 2500 m no período analisado permite estimar a escala da altura convectiva. A presença de CR é observada durante a noite dos dias 12-13/Mar, 13-14/Mar, 16-17/Mar e 21-22/Mar, entretanto sempre modulada pela presença de nebulosidade.

Em resumo, no período do experimento ocorreu o desenvolvimento da CLA tropical, sob condições termodinâmicas próximas à saturação, com nebulosidade, estado baroclínico devido à passagem frontal, desenvolvimento de tempestades e chuvas orográficas associadas ao escoamento pós-frontal, na presença de gradiente de temperatura do ar (sul-norte) em escala sinótica e de um JFN configurando cisalhamento do vento e divergência na alta troposfera (suporte dinâmico para a tempestade do dia 17-18/Mar). Conseqüentemente, a tempestade pode ser interpretada como resultado da ocorrência de uma série de fatores, tanto dinâmicos quanto termodinâmicos.

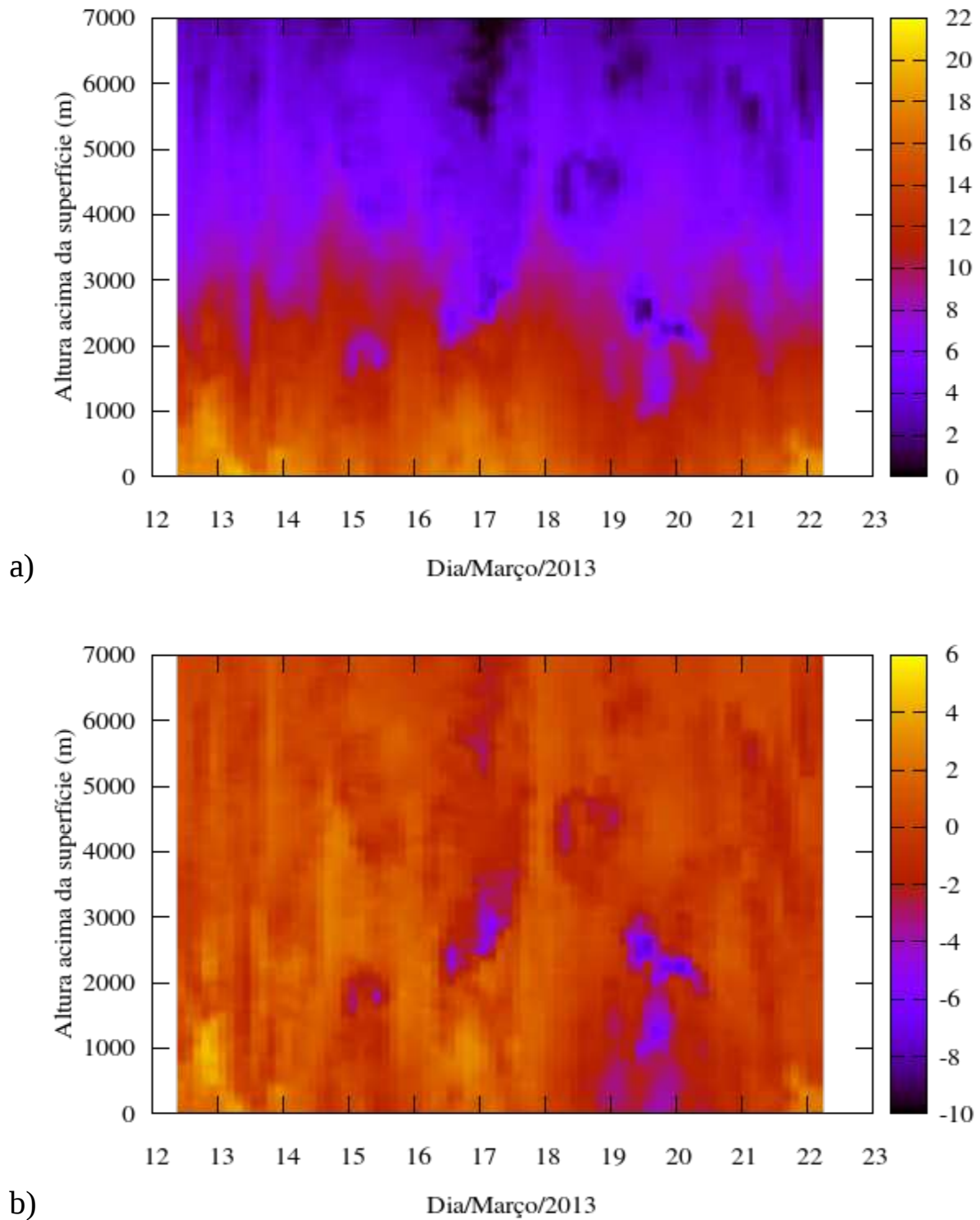


Figura 4.19 Zoom da evolução temporal da estrutura vertical da variável umidade específica do ar (g kg^{-1}). Mostra-se em a) o valor escalar e em b) a perturbação em relação à estrutura vertical média.

4.3 ANÁLISE DOS DADOS DE SUPERFÍCIE DO AEROPORTO TOM JOBIM (GALEÃO) DURANTE O MCITY

A análise das condições atmosféricas a superfície aprofunda a descrição do evento de risco hidrometeorológico. Particularmente, pode mostrar que certas variáveis meteorológicas podem ser usadas em alguns casos como precursores de precipitações severas ou mesmo como indicadores da severidade, e isto pode ser muito importante para o trabalho dos previsores hidrometeorologistas.

Esta seção apresenta-se uma série de Figuras correspondente a evolução temporal das variáveis atmosféricas observadas à superfície durante a primeira campanha do MCITY-RJ, construídas a partir de dados de formato METAR, nominalmente horários, observados da estação meteorológica do Aeroporto Internacional Tom Jobim, localizado no bairro do Galeão da Ilha do Governador da RMRJ. Os dados originais distribuídos *online* na Internet pelos técnicos do COMAER da Força Aérea do Brasil foram concentrados e reformatados com um programa de código Fortran90. Os gráficos foram plotados com o aplicativo gnuplot em ambiente linux.

A passagem de um sistema frontal pode ser destacada durante a Primeira Campanha Observacional do MICTY no RJ como pode ser observado pela evolução da temperatura do ar em superfície e da temperatura do ponto de orvalho (Fig. 4.20). Nota-se a mínima temperatura atingida na noite do dia 17 para 18 de Março de 2013. A queda térmica foi provocada por advecção de ar marítimo, relativamente mais frio e seco (Fig. 4.21). Esta redução se deve à advecção de ar da massa de ar na retaguarda da frente fria que apresenta temperatura (23°C) e temperatura do ponto de orvalho ($\sim 20^{\circ}\text{C}$), relativamente menores que da massa de ar tropical no interior do Brasil, com temperatura média de aproximadamente 27°C e temperatura do ponto de orvalho média de aproximadamente 23°C .

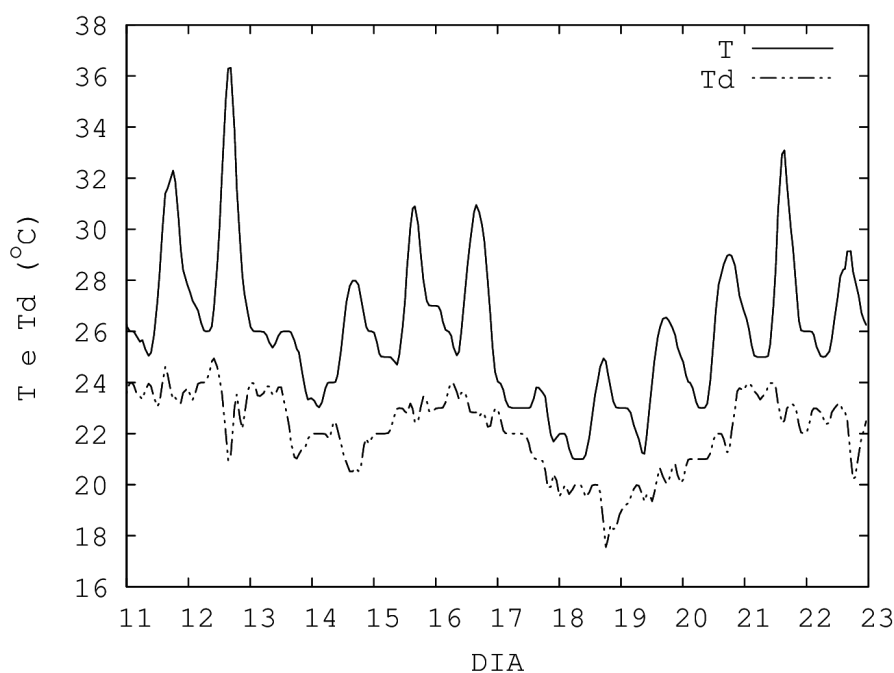


Figura 4.20 Evolução temporal da temperatura do ar e da temperatura do ponto de orvalho do ar à superfície, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

A evolução temporal da umidade específica é mostrada na Figura 4.21. Note-se que entre 17 e 18 de Março, a umidade específica do ar mostrou redução de $16 \text{ (g kg}^{-1}\text{)}$ para $13,5 \text{ (g kg}^{-1}\text{)}$ (Fig. 4.21). A massa de ar subtropical na retaguarda frontal apresentava uma umidade específica $2,5 \text{ (g kg}^{-1}\text{)}$ inferior à correspondente na massa de ar sobre o SE do Brasil.

A figura 4.22 mostra a evolução temporal de θ durante a primeira campanha do MCITY no RJ, calculada a partir dos dados da estação de superfície do Aeroporto Tom Jobim do Rio de Janeiro. Observou-se uma redução de θ com a passagem frontal, logo na primeira horas do dia 17 de março de 2013.

A queda de θ_e é ainda mais evidente (Fig. 4.23) que a queda de θ (Fig. 4.22). A queda de θ_e é tão acentuada e marcante que parece ser um indício de condições muito favoráveis à ocorrência de tempestades associadas à convecção forçada no RJ. A presente análise oferece indícios para sustentar a hipótese de que os valores observados de θ_e possam ser usados como limiares ou precursores de eventos similares de chuvas muito intensas, associadas à tempestades forçadas pela convergência do escoamento contra as encostas inclinadas da Serra do Mar do RJ, em condições pós-frontais.

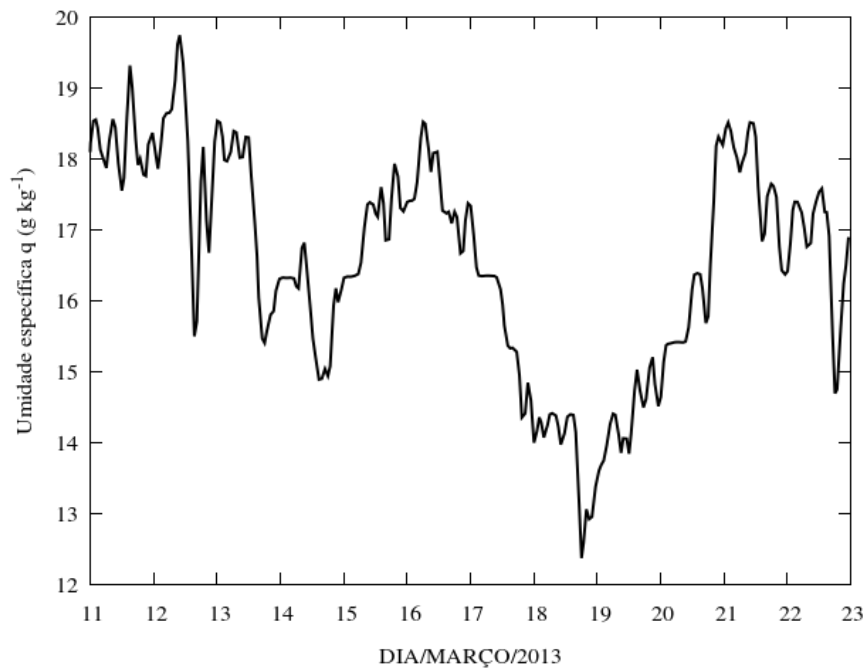


Figura 4.21 Evolução temporal da umidade específica do ar à superfície, em unidades de $(g\ kg^{-1})$, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

A evolução da velocidade do vento de superfície durante a primeira campanha MCITY pode ser observada na Figura 4.23. Consideradas as condições baroclínicas (e de cisalhamento do vento com presença de JAN na alta troposfera) os máximos de vento observados dia 17 de março devem ser interpretados como condição de fronteira inferior de um escoamento pós-frontal mais acelerado acima da CLS. Durante a tarde do dia 17 de março de 2013 a pista sul do Aeroporto Tom Jobim foi interditada pela presença de cisalhamento do vento de direção N na CLS, cruzando a pista. Este cisalhamento gerou perigo para os pousos e decolagens de aeronaves no aeroporto, pois além do vento ter cruzado a direção da pista (de orientação W-E), fato em si perigoso, também mostrava cisalhamento vertical, com gradiente positivo intenso, capaz de induzir turbulência sobre a pista e zona de aproximação do aeródromo, uma vez que é favorável à produção de turbulência, como pode indicar a análise do termo de produção mecânica encontrado na equação prognóstica da energia cinética turbulenta (ECT). Para uma análise dos termos da equação prognóstica da ECT vide Stull (1988).

Do dia 16 ao dia 18, no período que imediatamente antecedeu a passagem frontal, durante a passagem e no dia que seguiu o evento de precipitação o escoamento superficial oscilou entre os quadrantes de direção S e SW (Fig. 4.24). Particularmente na tarde do dia 17 de março, na área do Aeroporto Tom Jobim era de Sul bastante intenso e com cisalhamento vertical indicado qualitativa-

mente pela orientação S-N de rolos de nuvens Sc e Ns. Note o aumento da frequência de máximos da componente meridional positiva do vento (do quadrante S) durante o dia 17 de Março de 2013 (Fig. 4.24). Este aumento da frequência é um indício favorável à ocorrência de chuvas intensas nas encosta da Serra do Mar no RJ e morros da RMRJ sob condições pós-frontais, e talvez possa ser utilizado como um elemento precursor de eventos de precipitação intensa para ocorrências similares no RJ.

Outro possível precursor é a grande redução da altura do NCL observada no dia 17 de Março de 2013 em comparação à altura atingida durante a tarde nos dias anteriores (Fig. 4.25). A altura média dos dias anterior foi de 600 m enquanto no dia 17 foi de aproximadamente 250 m. Portanto, observou-se uma redução de aproximadamente 3 para 1 na altura do NCL, associada a redução de cerca de 10°C em θ_e (vide também Fig. 4.23).

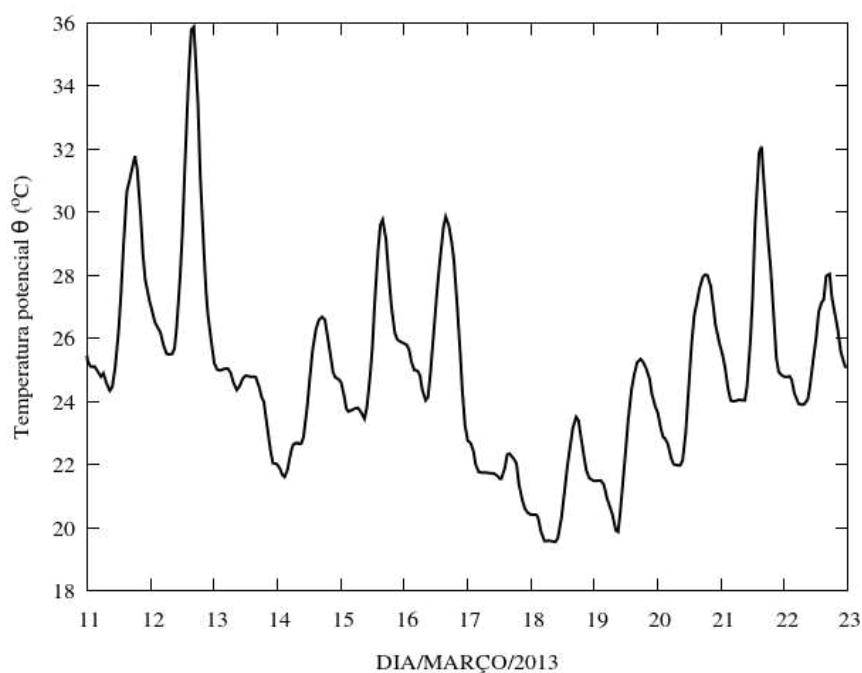


Figura 4.22 Evolução temporal da temperatura potencial do ar à superfície, em (°C), observada durante à primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

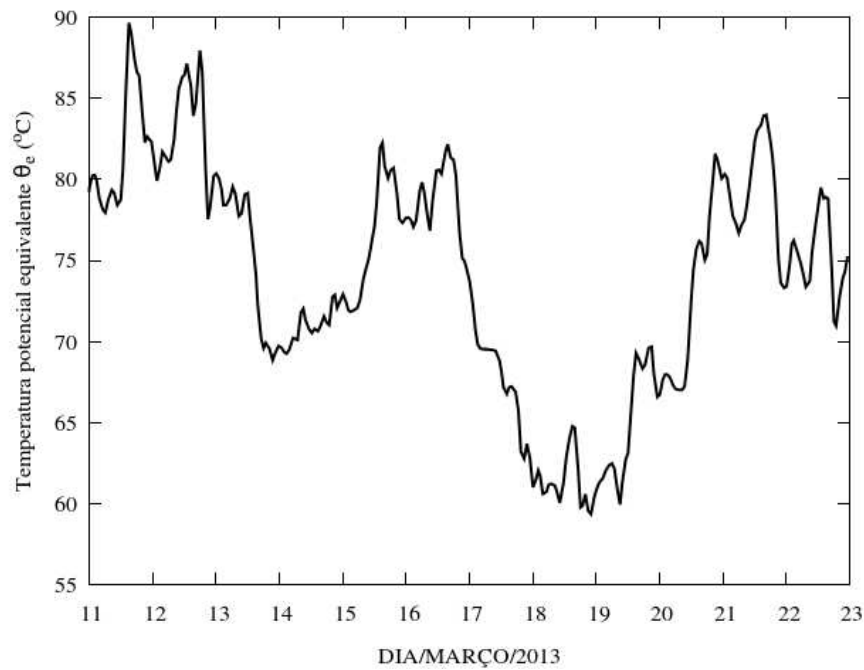


Figura 4.23 Evolução temporal da temperatura potencial equivalente do ar à superfície, observada durante à primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

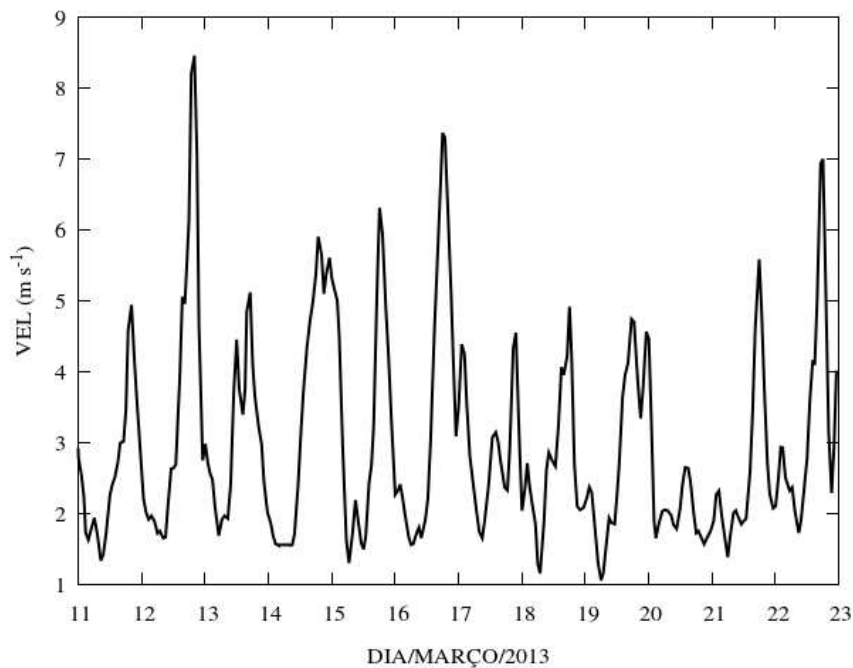


Figura 4.24 Evolução temporal da velocidade do vento à superfície, observada durante à primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

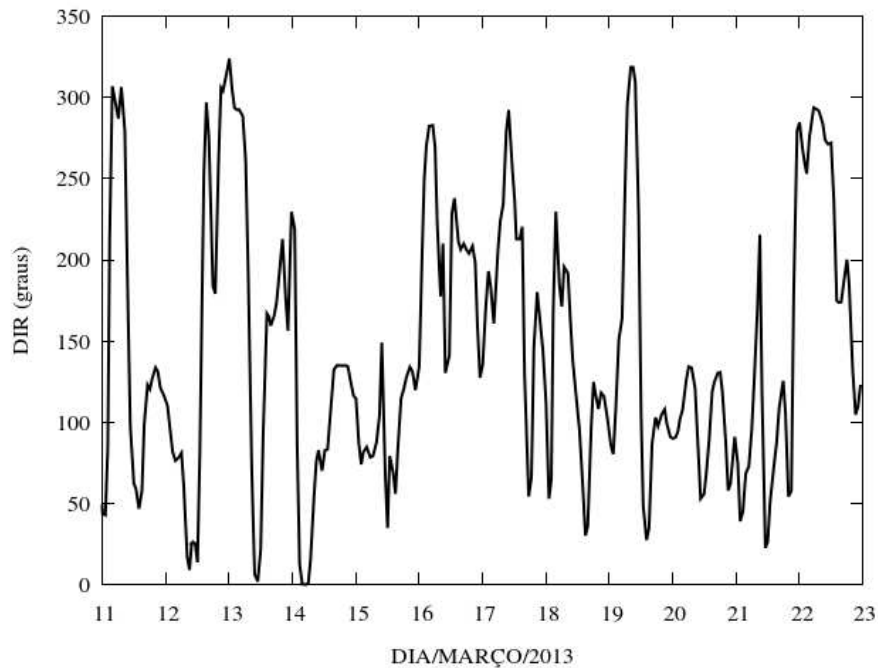


Figura 4.25 Evolução temporal da direção do vento à superfície, observada durante à primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

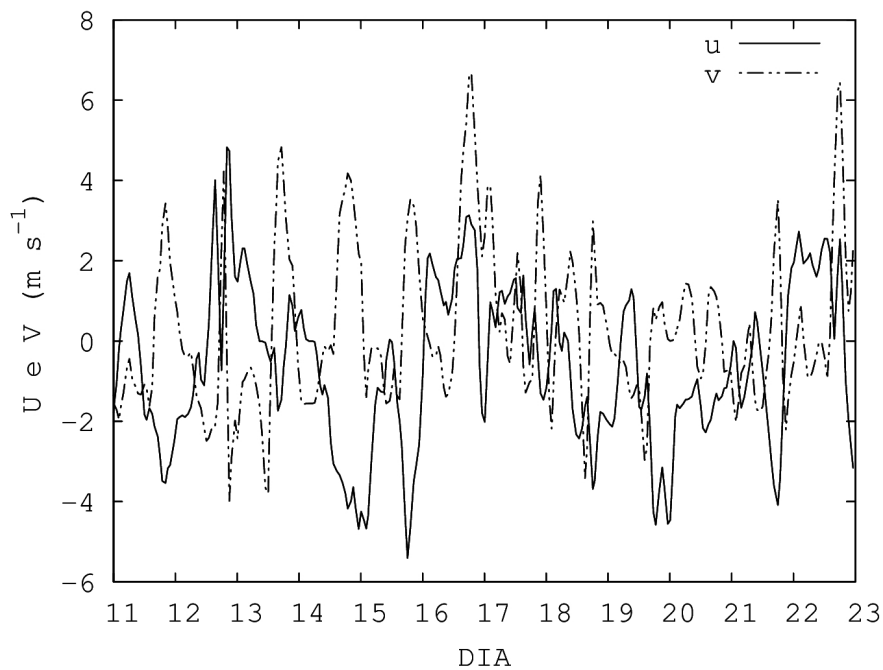


Figura 4.26 Evolução temporal das componentes zonal (u) e meridional (v) da velocidade do vento à superfície, em (m s^{-1}), observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

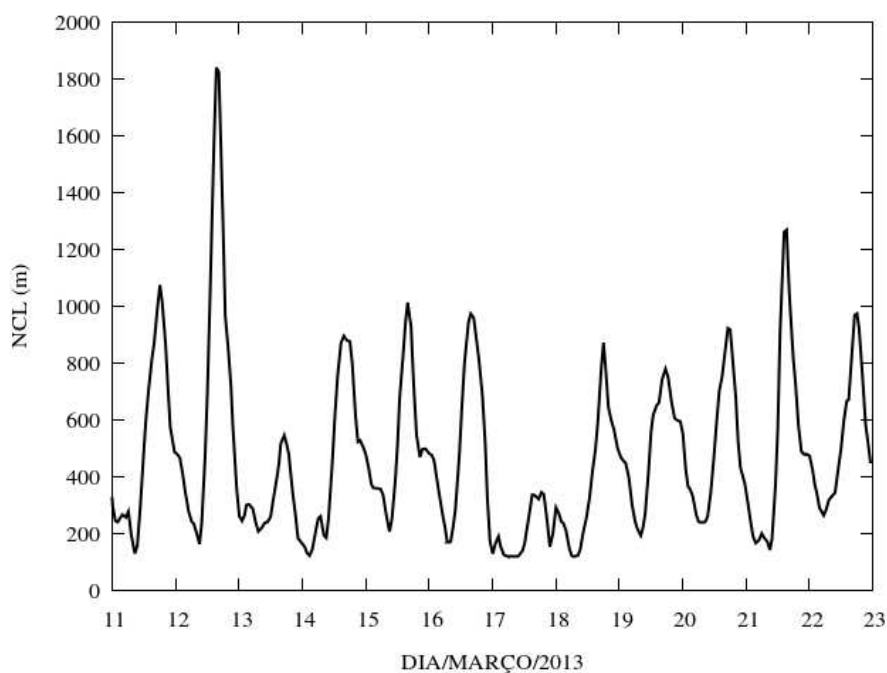


Figura 4.27 Evolução temporal da altura do nível de condensação por levantamento (NCL) do ar da CL superficial, observada durante a primeira campanha do MCITY no RJ do aeroporto Tom Jobim (Galeão), localizado na RMRJ, no mês de março de 2013.

4.4 MODELAGEM DA DISTRIBUIÇÃO DO RISCO HIDROMETEOROLÓGICO DE DESLIZAMENTO

As curvas de potencial de risco de deslizamento de encostas, estabelecidas a partir das proposições originais de Tatizana *et al.* (1987a, b), tem sido consideradas muito úteis na análise e gestão de áreas de risco urbanas associadas à terrenos complexos habitados. Por essa razão, apresenta-se a seguir um conjunto de imagens em formato jpg, que são derivadas a partir de imagens de estimativa de precipitação por satélite (taxa instantânea e valor acumulado), construídas por manipulação dos valores RGB de composição espectral de cores dos pixels das imagens.

Figuras 4.28 e 4.29 apresentam, respectivamente, a distribuição da taxa de precipitação instantânea (17/mar/2013 23:00 UTC) e a distribuição da precipitação acumulada em 24 horas (17/mar/2013 12:00 UTC), conforme disponibilizada pelo CPTEC/INPE. No exemplo dado, a análise do risco de deslizamentos induzidos por precipitação é realizada a partir dessas imagens originais.

A preparação da análise consiste em remover a cor de fundo (background), pela transformação da cor dos pixels correspondentes em elementos indicativos de ausência de cor (transparência alfa). A partir dessas imagens derivadas que apresentam apenas o subconjunto de pixels com cores espectrais RGB associados a valores de precipitação positiva podemos fazer combinações espectrais das bandas R (red), G (green) e B (blue) (vermelho, verde e azul). Um exemplo de combinação espectral para gerar produtos derivados é apresentado na Figura 4.30 na qual as imagens da taxa de precipitação instantânea de (17/mar/2013 23:00 UTC), com bandas espectrais (R1,G1,B1), é combinada com a imagem da taxa de precipitação integrada em 24 horas até o horário (17/mar/2013 12:00 UTC), com bandas espectrais (R2, G2, B2). A imagem resultante colorida (R'G'B') = (R1+R2, G1+G2, B1+B2) apresenta características interessantes, úteis para a análise do risco de deslizamentos, desde que mostra em tons de azul claro e brilhante, as áreas correspondentes à intersecção dos eventos de precipitação atuais e passados, esses últimos mostrados em tons magenta esverdeados.

Em relação ao evento da noite do dia 17-18/Mar/2013 na Região Serrana do RJ, infelizmente como já foi apontado anteriormente, a precipitação por satélite junto à área de borda não foi efetiva em mostrar os núcleos das tempestades ocorridas devido às condições particulares das tempestades do evento associadas à convecção forçada com suporte dinâmico de ar superior (entrada de JAN) e inferior (advecção de ar potencialmente instável e vetor cisalhamento intenso em direção às encostas da montanha), aparentemente não identificadas pelo algoritmo de precipitação de satélite como tempestade convectiva típica. Nestas imagens dificilmente identifica-se as tempestades, mostrada como uma nebulosidade de níveis baixos e médios. Realmente o algoritmo de precipitação por satélite parece funcionar melhor em áreas extensas de planícies sedimentares, por exemplo, para a região de relevo não tão acidentado da Bacia Amazônica. Note-se a dificuldade de estabelecer as condições da superfície na área em que o planalto do Escudo Central do Brasil, desce abruptamente, pelas encostas da Serra do Mar, até o nível baixo das planícies costeiras do RJ, cuja normal média à superfície é voltada para Sul.

Já a Figura 4.31 mostra o produto final obtido do algoritmo que é o modelagem da distribuição das áreas de risco de “deslizamento induzido” obtidas a partir de análise conjunta das imagens espectrais RGB da precipitação por satélite “instantânea” e “acumulado de 24 horas”, considerada a curva proposta por Tatizana *et al.* (1987). Nessa imagem as áreas em vermelho, (R, G, B) = (255, 0, 0), agrupam pixels para os quais a análise indica “probabilidade efetiva” de deslizamento induzido em terrenos inclinados, dado as condições de saturação de água no solo (devido à precipitação já acumulada) e a continuidade de precipitação (valores instantâneos da taxa de precipitação).

O modelagem do risco de deslizamento de Tatizana *et al.* (1987) baseia-se em função de ajuste hiperbólico à dados experimentais de deslizamentos entre as condições de indução e generali-

zados, com detalhes das equações já apresentados no capítulo de metodologia.

Os pixels em “vermelho” na Figura 4.31 correspondem aos valores de acúmulo associados a uma continuidade do evento precipitante na hora de análise, basicamente associados a uma de duas condições hidrometeorológicas: i) eventos cujo acúmulo é elevado (solo saturado ou quase saturado, ou seja, existe um pequeno deficit de saturação ou mesmo saturação efetiva) adicionado a condições de precipitação instantânea fraca ou moderada na sequência ou ainda ao seguinte caso ii) acúmulo de fraco à moderado seguido por forte precipitação instantânea, ou a uma sequência de eventos de precipitação no mesmo local, mesmo que fracas ou moderadas, que resultarão em saturação do solo nas horas seguintes (por exemplo, associadas à condições estacionárias, ZCAS, canais de umidade, chuva frontal estacionária, frentes quentes estacionárias, linhas de instabilidade com células de precipitação recorrentes, etc).

Na Figura 4.31, as áreas em vermelho indicam probabilidade efetiva de “deslizamento induzido” em terrenos inclinados (se existirem na área de risco).

Nas definições das condições de atenção, alerta e de emergência de ações governamentais, os valores da precipitação acumulada gerados pela curva de separação de estados críticos (TATIZANA *et al.*, 1987) podem ser usados para comparação com valores acumulados observados, gerando assim os critérios estados dependentes do grau acima ou abaixo da curva de valores críticos.

Espera-se que esse tipo de análise possa ser aplicado nos Centros de Previsão Hidrometeorológicos, como ferramenta hidrometeorológica de modelagem de áreas de risco de deslizamentos induzidos.

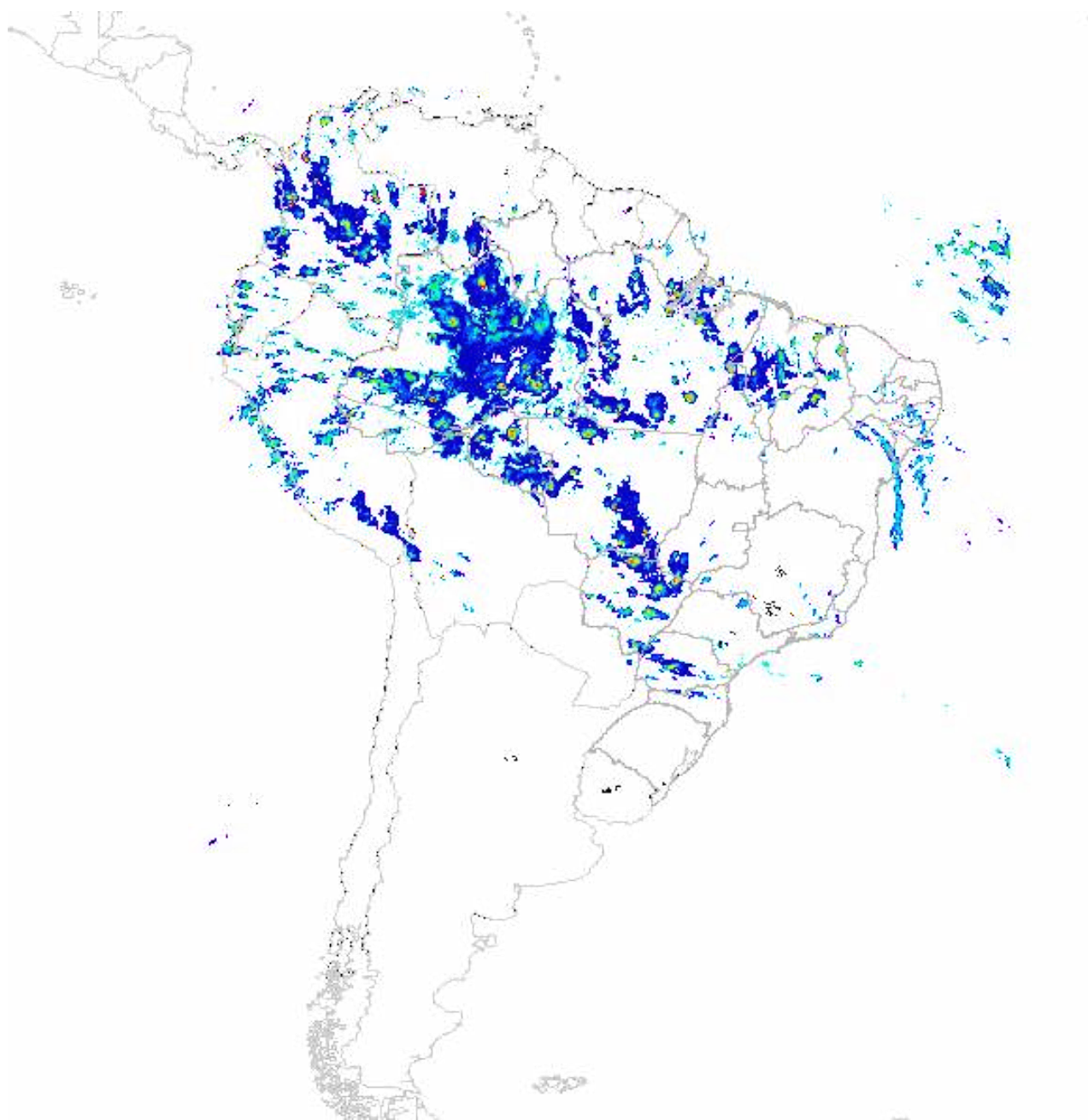


Figura 4.28 Taxa de precipitação instantânea (17/mar/2013 23:00 UTC). Fonte: CPTEC/INPE.

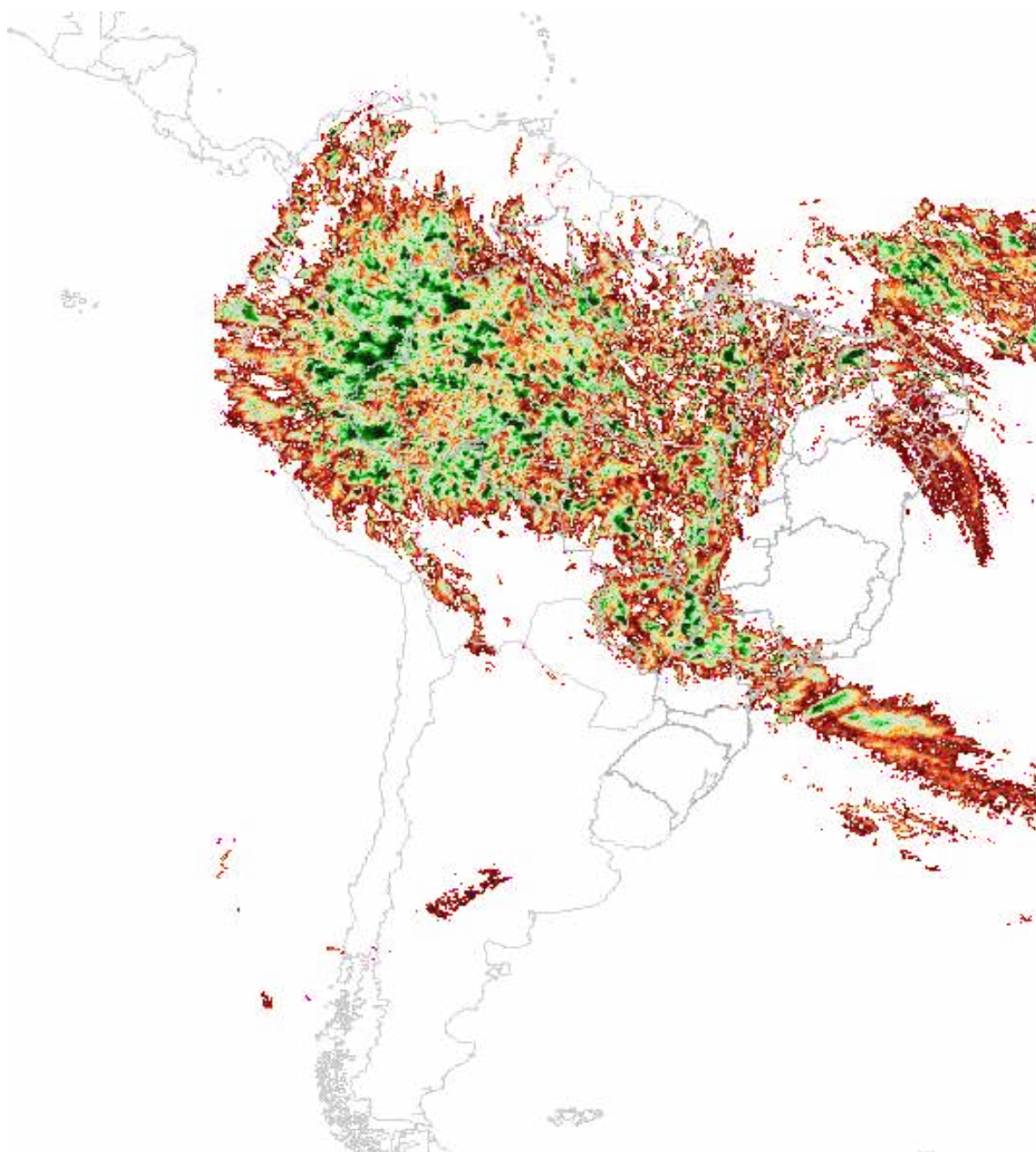


Figura 4.29 Precipitação acumulada em 24 horas (17/mar/2013 12:00 UTC). Fonte: CPTEC/INPE.

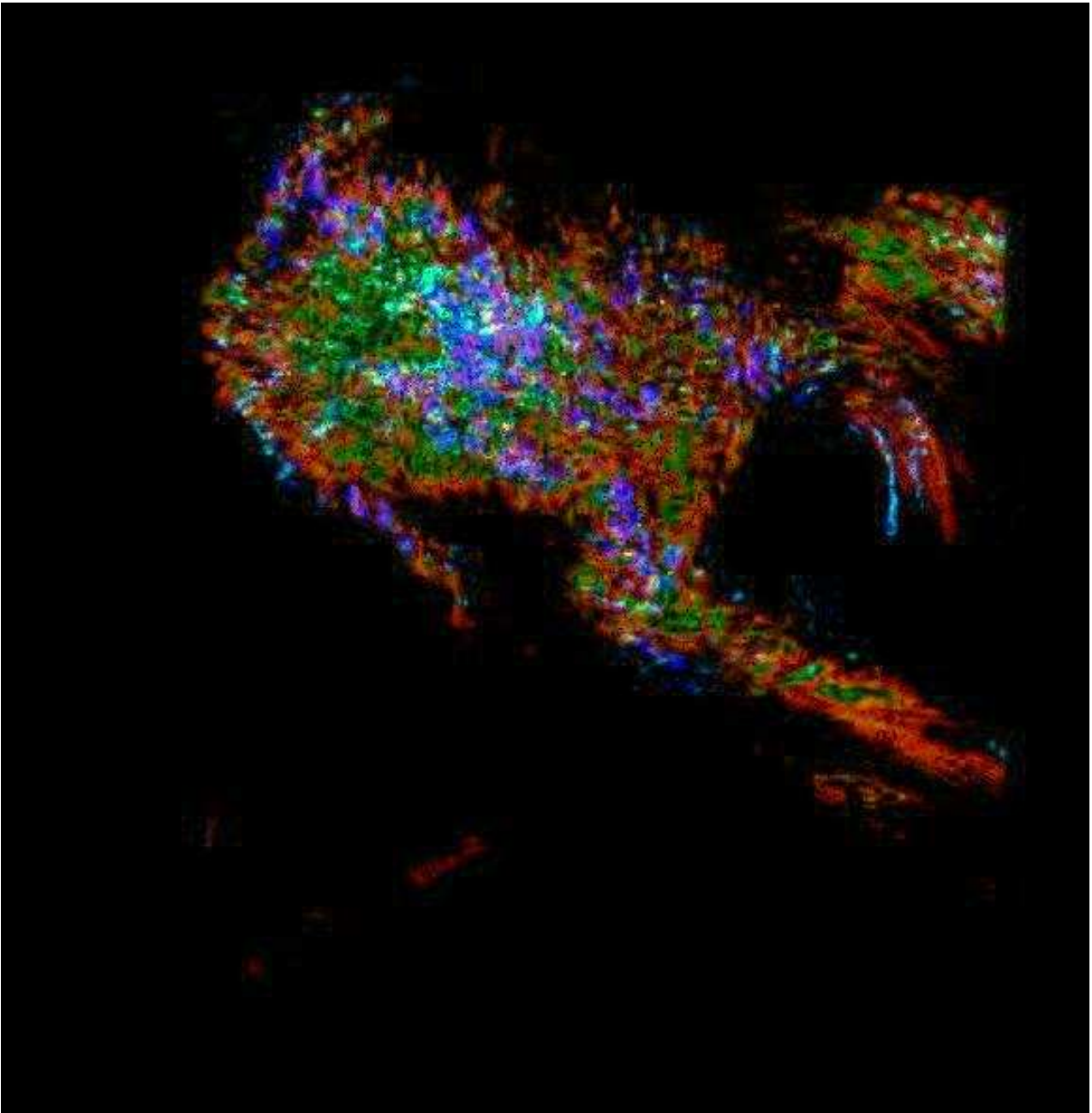


Figura 4.30 Soma das imagens espectrais RGB correspondentes à precipitação instantânea das 23:00 UTC e acumulada de 24 horas às 12:00 UTC (17/mar/2013). Note-se que a cor de fundo foi removida e substituída pelo indicador alfa, em etapa anterior de preparação da soma espectral banda a banda. Em tom azulado a precipitação instantânea e em tons avermelhados e verdes a precipitação acumulada. A imagem permite visualizar áreas de intersecção muito extensas. Fonte do código de análise: Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (LHYDEX/UFRJ).

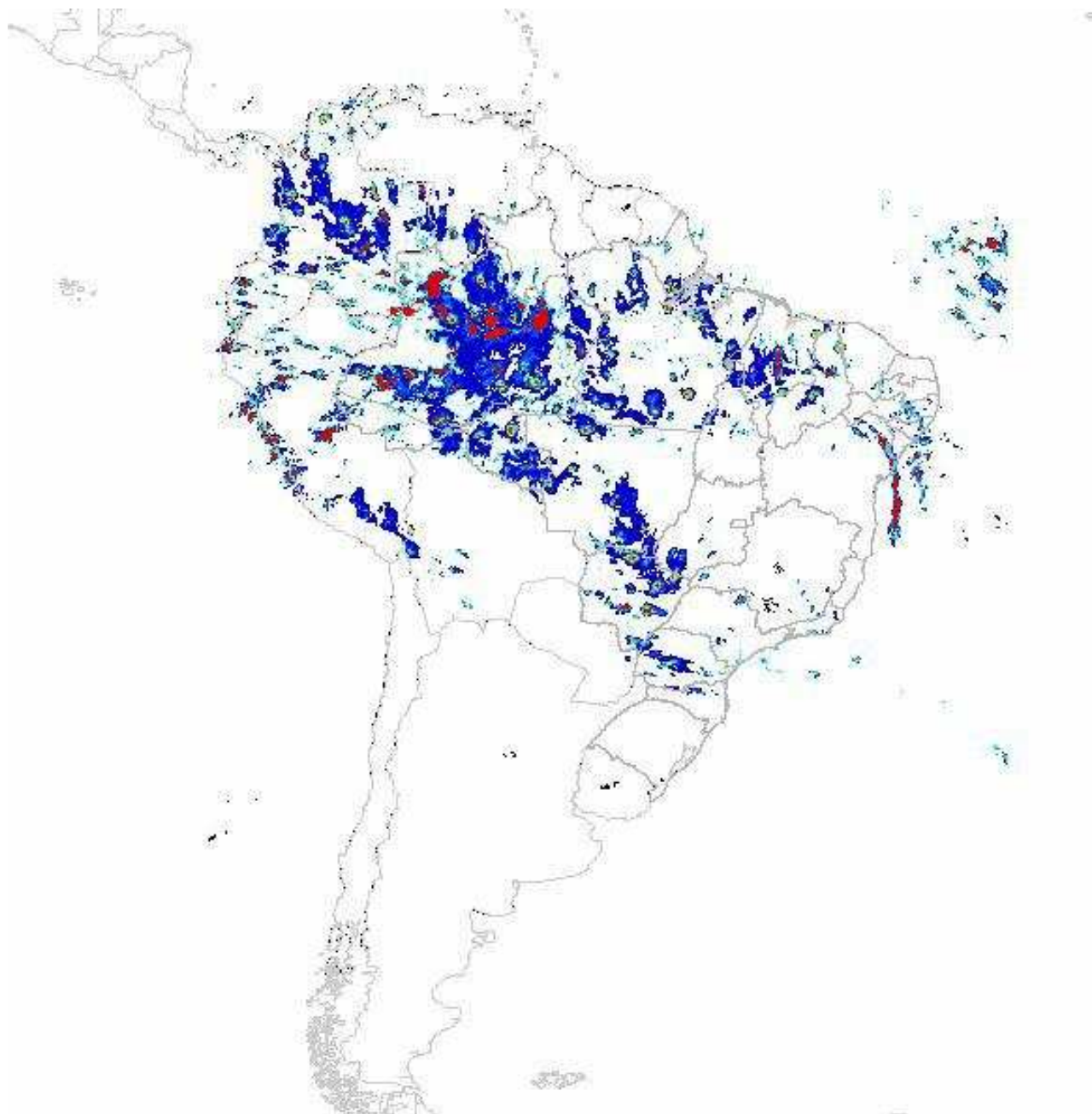


Figura 4.31 Modelagem da distribuição das áreas de risco hidrometeorológico de “deslizamento induzido” obtido a partir de análise conjunta das imagens espectrais RGB da precipitação por satélite “instantânea” das 23:00 UTC (17/mar/2013), do valor “acumulado de 24 horas” e das curvas de Tatziana et al. (1987a, b). Fonte do código de análise: Laboratório de Hidrometeorologia Experimental (LHYDEX/UFRJ).

5 CONCLUSÕES E SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Este trabalho apresentou uma análise hidrodinâmica do evento de deslizamento de terra catastrófico (com dezenas de mortos), associado a forte chuva ocorrida na noite e madrugada do dia 17 para 18 de Março de 2013 ao norte da RMRJ e vizinhança de Petrópolis-RJ. A formação da precipitação em nuvem convectiva Cb ocorreu durante o período de intensa campanha observacional do experimento MCITY-RJ (OLIVEIRA *et al.*, 2012).

Levantou-se indícios do papel crucial das circulações de mesoescala tanto para o entendimento de chuvas intensas associadas à ocorrência de desastres ambientais como deslizamentos de terra de encostas de morros no Estado do RJ.

As sondagens troposféricas observadas durante o MCITY, que em geral ultrapassaram o nível da tropopausa (16-18 km) no RJ foram organizadas em arquivos de dados por programa Fortran desenvolvido no Laboratório de Hidrometeorologia Experimental da UFRJ, para facilitar o trabalho de interpolação e a visualização da evolução temporal das variáveis atmosféricas ao longo da vertical. Não foi necessário interpolar no tempo graças a alta resolução temporal (3 horas) das 80 radiosondagens realizadas na primeira Campanha do MCITY no RJ. Em resumo, a partir de dados verificados e interpolados em pontos de grade foi possível uma análise em seções temporais e verticais das variáveis conservativas e não conservativas ao longo da troposfera durante um período de várias semanas.

Particularmente o desenvolvimento temporal da CLAT foi verificado, evidenciando que a passagem frontal e o evento de precipitação de mesoescala tiveram um impacto maior sobre as condições dinâmicas e termodinâmicas da troposfera e da CLA, sujeita então às condições baroclínicas intensas. As condições atmosféricas observadas foram próximas à saturação ao longo da coluna atmosférica amostrada, o que foi muito propício ao desenvolvimento de precipitações tropicais intensas (com o perfil de θ_e muito próximo do perfil de θ_{es}).

A primeira campanha foi marcada pela passagem frontal, com presença de nebulosidade e presença de condição baroclínica, que por sua vez pode ser associada a uma advecção pós-frontal intensa de ar da camada limite marítima, de orientação S-N, convergindo o escoamento de ar potencialmente frio sobre as encostas da Serra do Mar ao norte da RMRJ.

O resultado de um intenso cisalhamento vertical do vento horizontal no dia 17 de março de 2013 foi o desenvolvimento de uma tempestade associada a uma nuvem de grande desenvolvimento vertical de característica quente (topo relativamente quente como indicado na imagem de satélite), formada sobre as encostas íngremes da Serra do Mar ao norte da RMRJ, durante o final da tarde e noite do dia 17 para 18 de março de 2013.

A tempestade perdurou por várias horas tendo provocado chuvas abundantes sobre a Zona Serrana do RJ, induzindo deslizamento de terra de encostas, soterramento de casas, com perdas materiais e dezenas de óbitos. Assim, entende-se o fenômeno de desastre ambiental como efeito do desenvolvimento extremo de precipitações de mesoescala, em um ambiente de forte advecção baroclínica e condições topográficas escarpadas da Serra do Mar e de morros de terreno instável na Região Serrana do RJ.

A tempestade da noite de 17 para o 18 de março de 2013 resultou em 1466 pessoas desalojadas e 34 fatalidades. De acordo com Amaral *et al.* (2013), o episódio ocorrido nos dias 17 e 18/Mar/2013 levou a mais de 200 pontos de deslizamentos de terra na Região Serrana do RJ. Esses autores relatam que 75% dos deslizamentos se concentraram nos distritos de Quitandinha e Independência de Petrópolis.

No curto período em que foi possível a observação da CLAT, isto é, nos dias de maior fluxo de irradiância solar, logo no início da campanha observacional do MCITY, a altura da CLAT foi estimada entre 1 e 2 km.

A análise das radiossondagens permitiu caracterizar a estrutura vertical média da troposfera e suas condições de instabilidade termodinâmica. A associação conjunta da presença de alto teor de umidade na CLAT, uma estrutura vertical condicionalmente instável devido a gradiente negativo de θ_e e a presença de advecção e cisalhamento do vento favoreceram o disparo da tempestade de característica de nuvem quente, com grande extensão vertical e precipitação intensa (de alto quantil).

A incursão do ramo frio e úmido da frente estacionária do Atlântico na região Sudeste do Brasil associada a áreas de baixa pressão no Centro-oeste foi importante para a definição do ambiente que a tempestade se desenvolveu em mesoescala, porque propiciou uma fonte de ar potencialmente frio e úmido durante o período em que o escoamento foi forçado sobre a topografia da Serra do Mar, onde a precipitação se desenvolveu. O ar úmido marítimo deslocado sobre a RMRJ pelo escoamento de Sul favoreceu uma intensa liberação de calor latente dentro da tempestade sobre a encosta da Serra do Mar, enquanto a fonte de vapor na CLA era garantida pelas condições de advecção baroclínica pós-frontal (de S para N), particularmente favorável porque as encostas da Serra do Mar são voltadas para sul no RJ. O giro do vetor vento entre a baixa e alta troposfera foi horário indicando advecção quente durante o desenvolvimento do sistema precipitante.

Em resumo, fatores de mesoescala concorreram para a intensidade da tempestade:

- i) presença de instabilidade condicional no início do evento;
- ii) condições baroclínicas pós-frontais de orientação favorável à advecção na CLA e a formação de chuvas orográficas na serra do Mar;

- iii) topografia do Estado do RJ;
- iv) cisalhamento do vento entre a baixa e alta troposfera, importante para retroalimentação da tempestade e seu desenvolvimento posterior.
- v) condições de umidade próximas à saturação ao longo da troposfera.

Este trabalho também propõe a aplicação de uma metodologia para estimar a distribuição espacial das áreas de maior risco de deslizamento de terra. O método é definido com base nas estimativas de precipitação por satélite, disponibilizadas pelos centros operacionais (por exemplo, INPE e NASA/TRMM) e nas curvas que permitem caracterizar as condições hidrometeorológicas associadas à eventos de deslizamentos (por exemplo, Tatizana *et al.*, 1987 a, b). O resultado pode ser apresentado na forma de imagens coloridas e outros produtos amigáveis ao previsor hidrometeorologista. A automatização do modelagem da distribuição do risco de deslizamento pode ser uma ferramenta útil para a análise de risco hidrometeorológico, dada às dimensões continentais consideradas nas imagens de satélite da AS e a extensão das áreas de risco maior (por exemplo, das encostas íngremes e regiões de morros de topografia complexa). Uma visualização direta com níveis de cores pode ser usada para facilitar a visualização da distribuição espacial do risco de deslizamento.

5.1 SUGESTÕES DE TRABALHOS FUTUROS

Como sugestão sugere-se a continuidade e aprimoramento do trabalho, considerando-se os seguintes objetivos:

- Ampliar o período de estudo termodinâmico da CLAT e da AL, usando uma série de três anos de dados, que correspondem ao intervalo de 12:00 h (UTC) do dia 01 de julho de 2010 até as 12:00 h (UTC) de 01 de julho de 2013;
- Aplicar a metodologia de Betts (1982), particularmente investigar-se linhas de saturação;
- Classificar as condições atmosféricas conforme proposição de Aspliden (1976) e por análises de quantis;
- Desenvolver metodologia para avaliação de risco de deslizamento baseada em dados de RADAR meteorológico;
- Automatizar rotinas de análise de risco de deslizamento induzido a partir de dados de precipitação em computadores dedicados para aplicação em órgãos operacionais via convênios com a UFRJ.

ANEXO A**INFORMAÇÕES SOBRE SENSORES DA RADIOSSONDA VAISALA RS92-SGP**

O sensor *Barocap* utiliza a técnica de medição capacitiva para a obtenção do perfil vertical da pressão atmosférica, sendo utilizado na cápsula barométrica um único cristal de silício (Fig. A1). Quando a pressão sofre alteração ao longo da trajetória ascendente, o diafragma do silício se contrai alterando o vácuo no sensor, este efeito proporciona uma alteração da capacitância no sensor que mede e converte para leituras de pressão. Apesar do sensor possuir uma boa elasticidade para a medição de pressão entre 1080 e 3 hPa, o mesmo perde a sensibilidade a partir de 50 hPa favorecendo uma incerteza de 0,6 hPa.

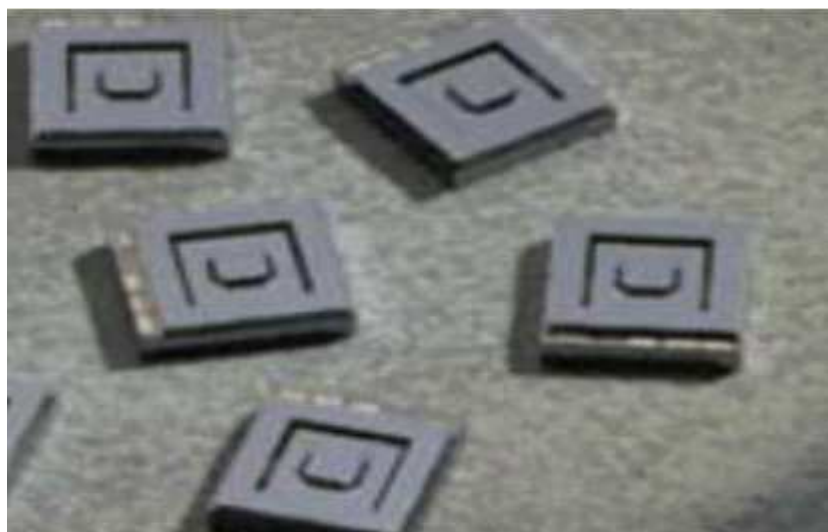


Figura A1 Sensor de pressão do ar chamado *barocap*. Fonte: Vaisala.

O sensor *thermocap* basicamente é um termistor que consiste em dois fios de platina de 25 μm de espessura separados por um dielétrico cerâmico de vidro. Com objetivo de garantir a estabilidade e a insensibilidade em relação à umidade, os fios de platina são revestidos com polímero fino e em seguida por uma película de alumínio refletora. O sensor possui um diâmetro de 0,1 mm, a fim de evitar os efeitos causados pela radiação infravermelha. Seu intervalo de medição durante a trajetória é -90°C a 60°C com uma incerteza de precisão na ordem de $0,5^{\circ}\text{C}$.

O sensor *humicap* é basicamente um capacitor constituído de um substrato sobre o qual é depositada uma película fina de polímero entre dois eletrodos condutores. A superfície do sensor é for-

rada com um eletrodo de metal poroso, com o objetivo de proteger a exposição de condensação. A película fina do polímero absorve (libera) vapor da água à medida que a umidade relativa do ar durante a trajetória vertical aumenta (diminui). As propriedades elétricas da película de polímero vão depender da quantidade de água absorvida, que proporciona ao circuito eletrônico a medição da capacitância no sensor e conversão das medidas em leituras de umidade relativa (0 a 100% com uma incerteza de exatidão de 5%).

Atualmente (2013) encontramos uma antena de GPS (*Global Positioning System*) conectada à radiossonda que torna possível o rastreamento de satélites em vista. Este receptor, além de permitir a localização geográfica do sistema possibilita à obtenção da velocidade e direção do vento ao longo da trajetória ascendente.

O posicionamento da radiossonda na atmosfera adjacente (Fig. A2) é obtido pelo efeito Doppler (deslocamento da frequência) da onda portadora do sinal de transmissão procedente de uma triangulação de satélites (em 1575 MHz), aonde o deslocamento da frequência é proporcional ao movimento relativo entre a sonda e os satélites (FISCH, *et al.* 1998; BROCK e RICHARDSON 2001).

A velocidade horizontal do vento durante a trajetória da sonda é obtida de $(u^2 + v^2)^{0.5}$, sendo que $u = (x_n - x_{(n-1)}) / \Delta t$ e $v = (y_n - y_{(n-1)}) / \Delta t$ representam as componentes meridionais e zonais do vento, respectivamente. Enquanto que x_n é a posição horizontal de uma determinada altitude considerada e $x_{(n-1)}$ é a posição do nível inferior.

A posição horizontal x e y (em relação à estação), pode ser obtida pela seguinte expressão:

$$x = z \cot \theta \sin \phi \quad (\text{A.1})$$

$$y = z \cot \theta \cos \phi \quad (\text{A.2})$$

sendo z a altura (em metro), θ e ϕ o azimute e o ângulo de elevação do balão meteorológico, respectivamente.

O balão meteorológico (Fig. 3A) é feito de látex, uma material que apresenta elevado valor do módulo de elasticidade e resistência ao rasgamento, com capacidade de suportar 18 kg de carga sem que a superfície de borracha do balão seja danificada. O peso nominal da carga da radiossonda é de 2 kg, e para tal o balão precisa ser enchido com Hélio até atingir o diâmetro inicial de lançamento de 2,50 m. A gola de enchimento do balão deve ter um diâmetro entre 1 e 5 cm e um comprimento entre 10 e 20 cm. Quando cheio o balão é capaz de se expandir seis vezes seu diâmetro inicial e manter-se íntegro neste diâmetro (de aproximadamente 15 m) por no mínimo uma hora.

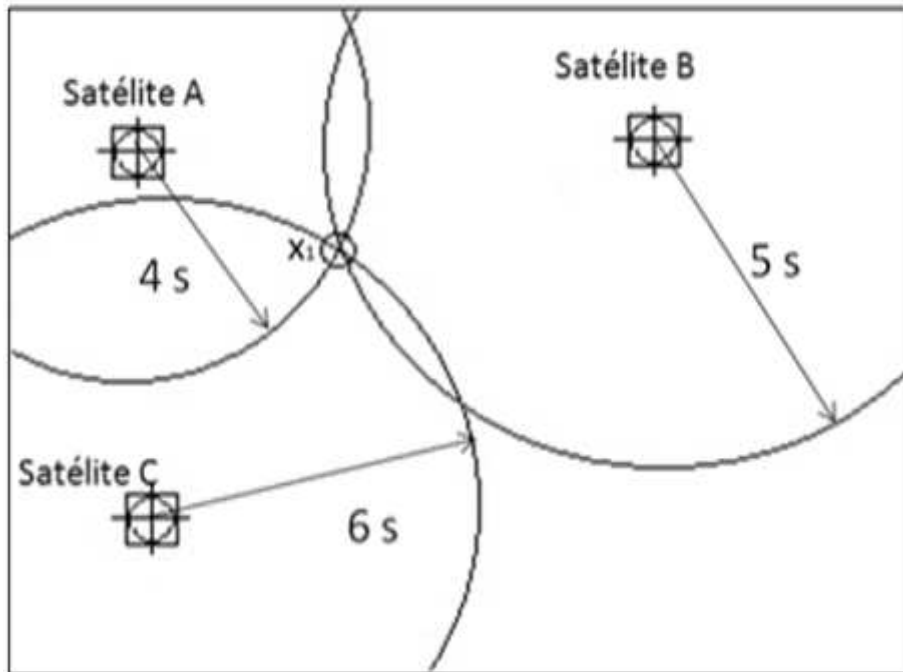


Figura A2 Princípio de recuperação da posição GPS por triangulação usando tempos de propagação do sinal até diferentes satélites de posição e tempos precisamente conhecidos. Ref.: Brock e Richardson (2001).

Para o enchimento do balão meteorológico podem ser utilizados os gases Hélio (He) ou Hidrogênio (H_2). Durante sua trajetória ascendente, o balão meteorológico se expande adiabaticamente até atingir a altitude máxima, que pode ser de até 30 km, quando se rompe e inicia a queda em velocidade terminal estabelecida por um paraquedas. De acordo com Brock e Richardson (2001), a força total de elevação do balão meteorológico durante a ascensão pode ser determinada pela seguinte expressão: $F_t = \pi/6 D^3 (\rho - \rho_b) g$ sendo D o diâmetro do balão (em metros), ρ a densidade do ar, ρ_b a densidade do gás do balão ($kg\ m^{-3}$), g a aceleração devido à gravidade ($m\ s^{-2}$).

Segundo normas do Destacamento de Ciência e Tecnologia Aeroespacial (DTCA) da Força Aérea do Brasil e das regras de operação da radiossonda estabelecidas no Manual do Comando da Aeronáutica (MCA), o paraquedas deve ser atado ao conjunto, ficando a uma distância de 1,5 m do balão meteorológico com o barbante bem amarrado à gola do balão, ao paraquedas e deste à sonda.

O *digicora* é um sistema receptor de onda de rádio para monitoramento terrestre em tempo real e registro digital dos dados transmitidos pela radiossonda. A transmissão é realizada com antena UHF e o sinal é detectado pela antena telemétrica do sistema. Após a coleta de dados, a estação re-

ceptora salva o conjunto de dados completo em formato digital, e este pode ser plotado ou mantido na memória de um PC ou enviado pela internet.

Na figura A3 mostra o lançamento de uma radiossonda do MCITY. O autor deste trabalho participou ativamente dos lançamentos de radiossondas durante as campanhas do MCITY noRJ, assim como na assistência de coleta de dados de baixa frequência e de altíssima frequência (turbulência e fluxos de energia) e instalação instrumental e de sensores em torre, realizados no Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem (LabMim/UFRJ).

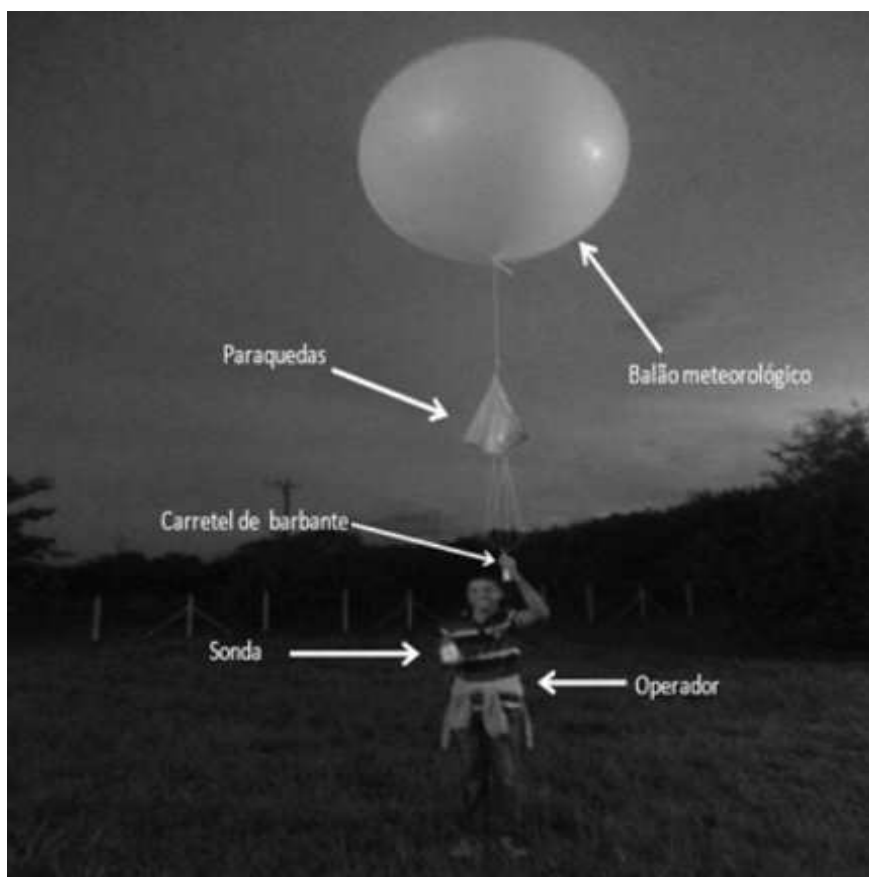


Figura A3 Momento de lançamento de uma radiossonda. Fonte: autor.

ANEXO B

RADIOSSONDAGENS DOS DIAS 17 E 19 DE MARÇO DE 2014

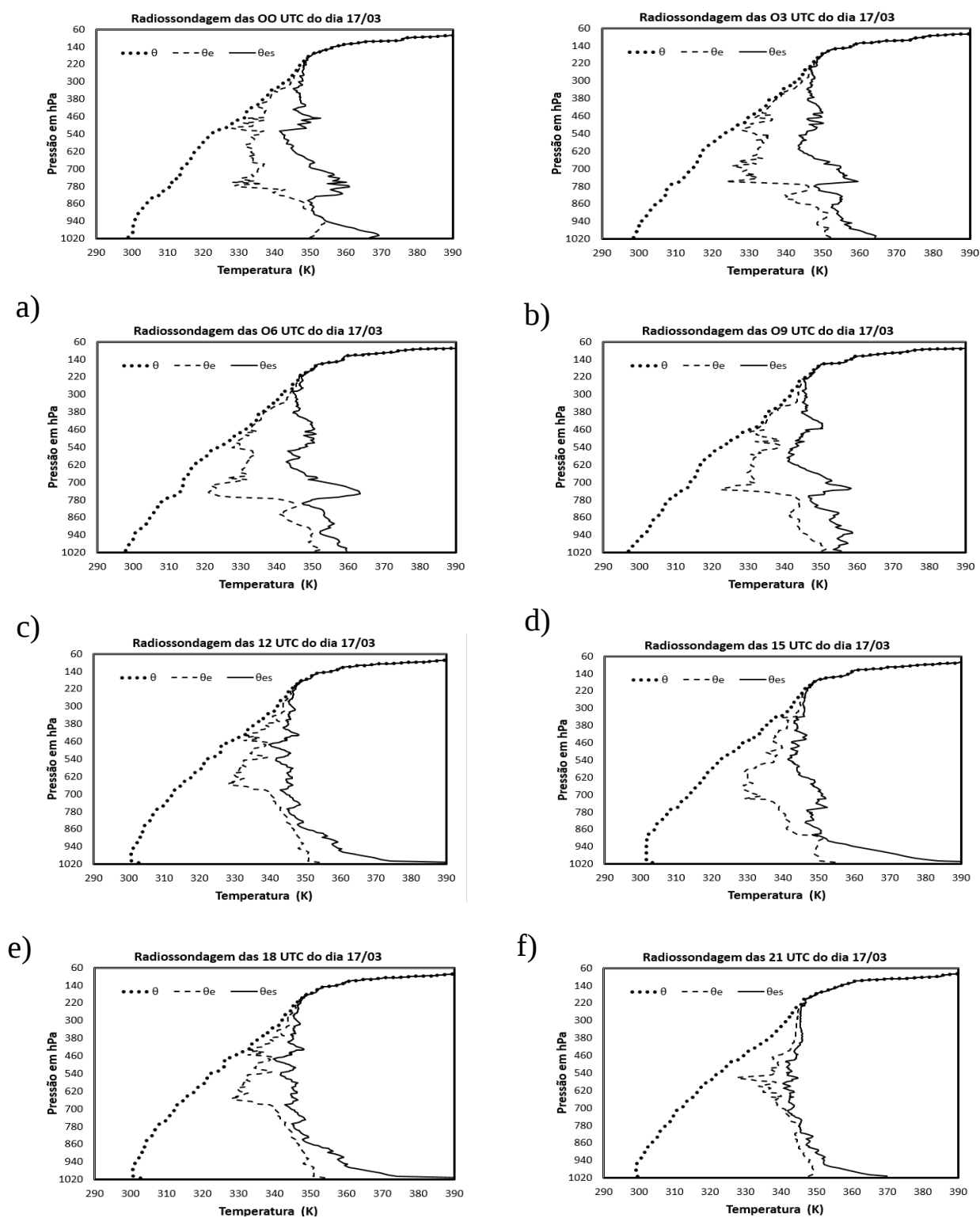


Figura A4 – Perfis atmosféricos das temperaturas potencias do dia 17 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h).

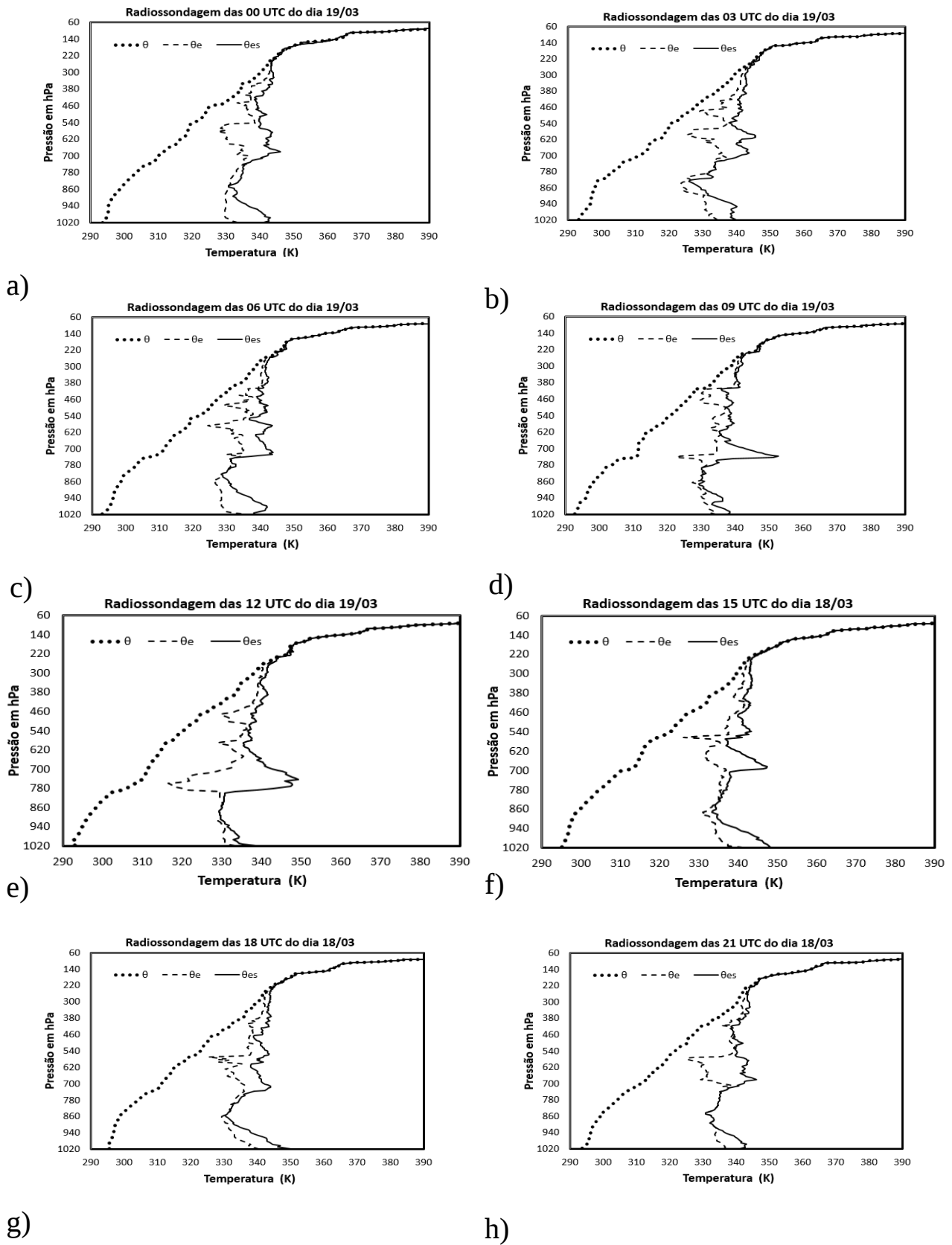


Figura A5 – Perfis atmosféricos das temperaturas potencias do dia 19 de março de 2013, referente aos lançamentos das 00 UTC (a), 03UTC (b), 06 UTC (c), 09 UTC (d), 12 UTC (e), 15 UTC (f), 18 UTC (g) e 21 UTC (h).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALHEIROS, M. M.; SOUZA, M. A. A; BITOUN, J; MEDEIROS, S. M. G. M; JÚNIOR AMORIM, W. M., Manual de ocupação de morros da Região Metropolitana de Recife, 2003 ed, Recife, Fundação de Desenvolvimento Municipal, 384 p., 2003. Disponível em <<http://www.provention-consortium.org/toolkit.htm>>.
- ALONSO, F. M.; SARAIVA, B. M. J. Estudo numérico do papel dos esquemas de convecção na simulação de um evento severo nos extratropicais do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, v. 25, p 237-235, 2007.
- AMARAL, C.; CORREA, R.; SALLES, O. R.; DAVID, F., Desastre associado a escorregamentos no mês de março de 2013 em Petrópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA E AMBIENTAL, 14, 8 p. 2013.
- ANDRÉ, J. C.; MAHRT, L., The Nocturnal surface inversion and influence of clear-air radiative cooling. *Journal of the atmospheric sciences*, vol.39, 1982.
- ARNFIELD, A. J., Two decades of Urban Climate Research: A review of Turbulence, Exchanges of Energy and Water, and the Urban Heat Island. *International Journal of Climatology*, vol. 23, p. 1-26, 2003.
- ARNFIELD, A. J.; GRIMMOND, C. S. B., An urban canyon energy budget model and its application to urban storage heat flux modeling. *Energy Buildings*, 27, p. 61-68, 1998.
- ASPLIDEN, C. I. A classification of the structure of the tropical atmosphere and related energy fluxes. *Journal of Applied Meteorology*, v. 15, p. 692-697, July 1976.
- ATKINSON, B. W., Numerical Modelling of Urban Heat-Island Intensity. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 109, p. 285-310, 2003.
- BAIMA DE SOUSA, F. B.; KARAM, H. A., Análise da estrutura termodinâmica associada ao desenvolvimento de tempestade ocorrida entre 17 e 18 de março de 2013 no Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, vol. 37(1), p. 25-34, 2014.
- BARRY, R.G.; CHORLEY, R. J., *Atmosphere, Weather and Climate*, Routledge, London, 1998, p. 409.
- BETTS, A. K., Non-precipitating cumulus convection and its parameterization. *Q. J. R. Meteo. Soc.*, v. 99, p. 178-196, 1973.
- BETTS, A. K., Reply to comment on the paper "Non-precipitating cumulus convection and its parameterization". *Q. J. R. Meteo. Soc.*, 100, p. 469-471, 1974.
- BETTS, A. K., Thermodynamic classification of tropical convective soundings, *Mon. Wea. Rev.*, v. 102, p. 760-764, 1974.

- BETTS, A. K. Convection in the Tropics. *Meteorology over the Tropical Oceans, Quart. J. Roy. Meteor. Soc. (Suppl.)*, p. 105-132, 1978.
- BETTS, A. K. Saturation Point Analysis of Moist Convective Overturning. *Journal of the Atmospheric Sciences*, July, 1982.
- BETTS, A. K., FISCH, G., VON RANDOW, C., SILVA DIAS, M. A. F., COHEN, J. C. P., DA SILVA, R., FITZJARRALD, D. R., The Amazonian Boundary Layer and Mesoscale Circulations . Amazonia and Global Change . Geophysical Monograph Series 186 , American Geophysical Union. 10.1029/2008GM000725, 2009.
- BLYTH, A. M.; LATHAM, J., An airborne study of vertical structure and microphysical variability within small cumulus. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, v. 111, p. 773-792, 1985.
- BLUESTEIN, H. B., *Tornado Alley: Monster Storms of the Great Plains*. Oxford University Press, 192 p., 2006.
- BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. *Monthly Weather Review*, EUA, v.108, n. 7, p. 1046-1053, 1980.
- BROCK, V. F.; RICHARDSON, J. S., *Meteorological Measurement Systems*. Oxford University Press, 290 p., 2001.
- BRAND, E.W., PREMCHITT, J, PHILLIPSON, H.B. Relationship between rainfall and landslides in Hong Kong. In: proceedings of the 4th International Symposium of Landslides, v. 1, 377-384, Toronto, 1974.
- CARDOSO, M. M. R. Contribuição do balanço de energia sobre superfícies urbanas no desenvolvimento de tempestades na região metropolitana do Rio de Janeiro. 2010. 96 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2010.
- CLEMENT, A.; SEAGER, E. R. Climate and the tropical oceans. *Journal of the climate. Climate*, v.12, p. 3383-3401, 1999.
- COTTON, W. R.; BRYAN, G. H.; VAN DEN HEEVER, S. C. *Storm and Cloud Dynamics*. Second Edition. Academic Press, International Geophysics Series, vol. 99, 2011.
- DEARDORFF, J.W. On the entrainment rate of a stratocumulus topped mixed layer. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, v .102, 1976.
- DEARDORFF, J. W., Cloud-top entrainment instability. *J. Atmos. Sci.*, v. 37, p. 131-147, 1980.
- DEARDORFF, J. W., On the entrainment rate of a stratocumulus topped mixed layer. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, v 102, 2011.
- DRIEDONKS. A. G. M.; TENNEKES, H., Entrainment effects in the well-mixed atmospheric boundary layer. *Boundary-layer Meteorol.* 30, 75-105. 1984.
- EMANUEL, A. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press. 580 p.

- FISCH, G.; TOTA, J.; MACHADO, L. A. T.; LYRA, R. F. F.; SILVA DIAS, M. A. F.; DOLMAN, A. J.; GASCH, J. H. C. The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. *Theory & Application Climatology*, v.77, n.1-3, p.47-59, 2004.
- FISCH, G. Camada Limite amazônica: aspecto observacionais e de modelagem. 1995. 202f. Tese (doutorado em meteorologia) – Curso de Doutorado em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1995.
- FISCH, G.; CASTRO, L. C.; GUEDES, R. L.; QUINSAN JR., H.R. Uso do Sistema GPS para a determinação do vento em altitude. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.13(1): p. 65 – 70, 1998.
- FITZJARRALD, D. R.; GARSTANG, M., Boundary layer growth over the tropical Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 1762-1772, 1981.
- GARSTANG, M.; FITZJARRALD, D. R. *Observations of Surface to Atmosphere Interactions in the Tropics*. New York: Oxford University Press. 405 p., 1999.
- GERVREAU, E., DURVILLE, J. L.; SÉVE, G. Relations entre Précipitations et Cinématique des Glissements de terrain, Déduites du Suivi de Sites Instables. In: proceedings of the 6th International Symposium on Landslides. Christchurch, Bell (ed.), Balkema, 1991.
- GUIDICINI, G.; IWASA, O.Y. Ensaio de Correlação entre Pluviometria e Deslizamentos em Meio Tropical Úmido. In: Simpósio “Landslides and other Mass Moviment” da IAEG, 1977, Praga, Publicação 1080 IPT, 1976.
- HANSON, H. Marine stratocumulus climatologies. *Int. J. Climatol.*, v. 11, p.147-164, 1991.
- HOLTON, J. R., *An introduction to dynamic meteorology*. Academic Press, Elsevier, 1992.
- HOUZE Jr, .R. A., *Cloud Dynamics*, Academic Press, 604 p., 1994.
- IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em <http://www.ibge.gov.br/home/>. Acessado em: 14 de maio de 2013.
- IRIBARNE, J. V.; GODSON, W. L. *Atmospheric thermodynamics*, 259 p. Reimpressão de 2013 da primeira edição de 1973.
- JOURDAN, P.; MARTON, E.; PIMENTEL, L. C. Caracterização do regime de vento próximo à superfície na Região Metropolitana do Rio de Janeiro no período 2002-2006. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14, Florianópolis, 2006. Disponível <<http://www.cbmet.com/cbm-files/14-303a0b9ec889455e51dc2ef518378f17.pdf>> Acesso em: 02 abr. 2013.
- KAIMAL, J. C., *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*. Publisher: Oxford University Press, 289 p., 1994.
- KARAM, H. A. Estudo de jato de baixos níveis de Iperó e das implicações no transporte de poluentes no Estado de São Paulo. 213 f. Tese (Doutorado em Ciências atmosféricas)-IAG-USP, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, 2002.

- KARAM, H. A., PEREIRA-FILHO, A. J., MASON, V., NIOLHAN, J., MARQUES FILHO, E. P. Formulation of tropical town energy budget (t-TEB) scheme. *Theor. Appl. Climatol.*, 100, 1-10, 2009.
- KLEIN, S. A.; HARTMANN D. L., The seasonal cycle of low stratiform clouds. *Journal of Climate*, 6, p. 1587-1606, 1993.
- LARSON, K.; HARTMANN D. L.; KLEIN, S. A. On the Role of Clouds, Water Vapor, Circulation and Boundary Layer Structure on the Sensitivity of the Tropical Climate. *Journal of Climate*, 12, 2359-2374, 1999.
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T. Submonthly Convective Variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, v. 12, p. 1877-1891, 1999.
- LILLY, D. K. Models of cloud-topped mixed layer under a Strong inversion. *Quart. J. Roy Meteor. Soc.*, v. 94, p. 292-309, 1968.
- LUMB, P., Slope failures in Hong Kong. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, v. 8, p. 31-65, 1975.
- KARAM, H. A.; PEREIRA FILHO, A. J.; MASON, V.; NIOLHAN, J.; MARQUES FILHO, E. P., Formulation of tropical town energy budget (t-TEB) scheme. *Theor. Appl. Climatol.*, v 100, p. 1-10, 2009.
- KLEIN, S.; HARTMANN E. D., The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, v.6, p. 1587-1606, 1993.
- MACHADO, L. A. T.; SILVA DIAS, M. A. F., Análise de uma tempestade severa sobre a cidade de São Paulo: um exemplo de interações entre diferentes escalas de movimento. *Anais do 6º CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, SBMET*, V.1 p.118-25, 1990.
- MARQUES FILHO, E. P. M; KARAM, H. A.; MIRANDA, A. G.; FRANÇA, J. R. A., Rio de Janeiro's Tropical Urban Climate. *Quarterly News Letter of the International Association for Urban Climate (IAUC)*, v.32, 2009.
- MDCA: Manual de estações meteorológicas de altitude. REDEMET. Disponível em <http://www.re-demet.aer.mil.br/Publicacoes/mca105-9.pdf>. Acessado em: 14 de maio de 2013.
- MOENG, C. H.; ARAKAWA A., A numerical study of a marine subtropical stratus cloud layer and its stability. *J. Atmos. Sci.*, 37, 2661-2676, 1980.
- MOTA, M. A. S.; NOBRE, C. A. Relação da variabilidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) com a precipitação e a alta da Bolívia durante a campanha Wet-AMC/LBA. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 21, n. 3b, p. 344-355, 2006.
- OKE, T. R. *Boundary Layer Climates*. London: Routledge. 435 f, 1987.

- OLIVEIRA, A. P., MARQUES FILHO, E. P., FERREIRA, M. J., KARAM, H. K., SOARES, J., CASSOL, M., CODATO, G., LANDULFO, E., ASSIS, E. S., Escobedo, J. F., França, J. R. A., *Project Microcities Brazil*. Conference Paper: ICUC8 - 8th International Conference on Urban Climates, 6th - 10th August 2012, UCD, Dublin, Ireland. 4 p., 2012.
- OLIVEIRA JUNIOR, J. F.; KWON, B. H. Característica da camada limite atmosférica tropical (CLAT) na região de Serpong – Indonésia durante as estações secas e chuvosas. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.22, n.1, 38-52, 2007.
- ORLANSKI, I. A, A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 56(5), 527-530, 1975.
- PALUCH, I. R. The entrainment mechanism in Colorado cumuli. *Journal Atmospheric Sciences*, 36, 2467-2478, 1979.
- PAOLUCCI, O. C., Risco hidrometeorológico no município de Belo Horizonte: eficiências e deficiências desde os anos 1990 na sua gestão. Tese de mestrado em Geografia, UFMG, 96 p., 2012.
- PEDROSA, M. G. A. Análise de Correlações entre Pluviometria e Deslizamentos de Taludes. Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1992.
- PEREIRA FILHO, A. J.; BARROS, M. T. L.; HALLAK, R. Enchentes na região metropolitana de São Paulo: aspectos de mesoescala e avaliação de impactos. In: Congsso Brasileiro de Meteorologia 13, Fortaleza, 2004, Disponível em <http://www.cbmet.com/edicoes.phppageNum_Recordset_busca=5&totalRows_Recordset_busca=694&cgid=22> Acesso em: 20 jun. 2013.
- PEREIRA FILHO, MASSAMBANI, O., KARAM, H. A., HALLAK, R., HAAS, R., VEMADO, F., Sistema de previsão hidrometeorológica para a Bacia do Alto Tietê. *Boletim SBMET*, pp. 42-60, ago.-dez., 2008.
- PHILANDER, S. G. H. Instabilities of zonal equatorial currents. *Journal of Geophysical Research*, 81, 3725-3735, 1976.
- PHILANDER, S. G. H. ; HALPERN, G. U. ; LAMBERT, D. G. Why the ITCZ is mostly north of the equator. *Journal of the Climate*, v. 9, 1996.
- RANDALL, D. A., Conditional instability of the first kind upside-down. *J. Atmos. Sci.*, v. 37, p. 125-130, 1980.
- RENNÓ, N. O.; INGERSOLL, A. P. Natural convection as a heat engine: A theory for CAPE. *Journal of Atmospheric Sciences*, v. 53, n.4, p. 572-585. 1996.
- RIBEIRO, B. C., Altura da camada de mistura na cidade do Rio de Janeiro. *Anuário do Instituto de Geociências*. Vol. 2, p. 71-85, 1978.
- ROGERS, R. R.; YAU, M. K. *A Short Course in Cloud Physics*. 3. ed. U.K.: Pergamon Press, v. 1,

81-95 p, 1989.

ROTUNNO, R., KLEMP; J. B. The Influence of the Shear-Induced Pressure Gradient on Thunderstorm Motion. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 136-151, 1982.

SANGREY, D. A., WARROPWILLIAMS, O. e KLAIBER, J. A. Predicating groundwater response to precipitation. *Journal of Geotechnical Engineering*, 110, n°7, 957-975, 1984.

SANTOS Jr., A. Características Hidrológicas da Serra do Mar. 2as Jornadas Luso-brasileiras de Engenharia Civil, Comunicação 3; Aproveitamentos Hidráulicos , p.17, 1967.

SANTOS, J. A. Análise dos riscos ambientais relacionados às enchentes e deslizamentos na favela São José, João Pessoa – PB. 2007. 105 f. Dissertação de mestrado em Geografia-PPGG, Universidade Federal da Paraíba-UFPB, 2007.

SOARES, E. P. Caracterização da precipitação na região de Angra dos Reis e a sua relação com a ocorrência de deslizamentos de encostas. 2006. 163 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) – COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2006.

SOUZA, F. T., Predição de escorregamentos das encostas do município do Rio de Janeiro através de técnicas de mineração de dados. 2004. 115 f. Tese (Doutorado em Engenharia Cível) COPPE-UFRJ, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro. 2004.

STRONG, C.; FLUENTES, J. D.; GARSTANG, M., Daytime Cycle of Low-Level Clouds and the Tropical Convective Boundary Layer in Southwestern Amazonia. *Atmospheric Research*, Pittsford, Vermont, 2005.

STULL, R. B., A., Fair-Weather cumulus cloud classification scheme for mixed-layers studies. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24, 49-56, 1985.

STULL, R. B. *An introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer, Boston, 1988.

TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S; ROCHA, M. C. M. *Análise de Correlação entre Chuvas e Deslizamentos – Serra do Mar – Município de Cubatão*. In: Anais do 5° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA E ENGENHARIA, v. 2, 1987 , pp. 225-236, São Paulo, 1987a.

TATIZANA, C.; OGURA, A. T.; CERRI, L. E. S.; ROCHA, M. C. M. *Modelagem Numérica da Análise de Correlação entre Chuvas e Deslizamentos aplicados à Encosta da Serra do Mar*. In: 5° CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA E ENGENHARIA, v. 2 , pp. 237-248, São Paulo, 1987b.

TENNEKES, H., A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.* 30, 558-567., 1973.

TENNEKES, H., Reply to comments on “A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer”. *J. Atmos. Sci.* 32, 992-995, 1975.

TENNEKES, H.; DRIEDONKS, A. G . M., Basic entrainment equations for the atmospheric boun-

dary layer. *Boundary-layer Meteorol.* 20, 5 15-53 I, 1981.

TENNEKES, H.; LUMLEY, J. L. A first course in turbulence. MIT Press, Clambridge, 1972.

VARGAS, M., Geotécnica dos Solos Residuais, *Revista Latino Americana de Geotecnia*, Venezuela, 1, 20-41, 1971.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V., *Atmospheric science: an introductory survey*. Academic Press. 483 p, 2006.

WINGAARD, J. C., *Turbulence in the atmosphere*. Cambridge. 393 p., 2010.

XAVIER, T. M. B. S., PEREIRA FILHO, J. A., XAVIER, A. F. S. XAVIER, SILVA DIAS, P. L., Mudanças climáticas nas cidades e interferências com o aquecimento global. *Boletim SBMET*, pp. 61-68., ago.-dez., 2008.