### UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA

# CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS CONDUCENTES À OCORRÊNCIA DE TEMPESTADES CONVECTIVAS SEVERAS NA AMÉRICA DO SUL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MARILEI FOSS** 

Santa Maria, RS, Brasil 2011

# CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS CONDUCENTES À OCORRÊNCIA DE TEMPESTADES CONVECTIVAS SEVERAS NA AMÉRICA DO SUL

Por

Marilei Foss

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Climatologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia**.

Orientador: Prof. Ernani de Lima Nascimento

Santa Maria, RS, Brasil 2011

### Universidade Federal de Santa Maria Centro de Ciências Naturais e Exatas Programa de Pós-Graduação em Meteorologia

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova a Dissertação de Mestrado

### CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS CONDUCENTES À OCORRÊNCIA DE TEMPESTADES CONVECTIVAS SEVERAS NA AMÉRICA DO SUL

elaborada por Marilei Foss

como requisito parcial para obtenção do grau de Mestre em Meteorologia

### **COMISSÃO EXAMINADORA:**

Ernani de Lima Nascimento, Dr. (Presidente/Orientador)

Marcelo Enrique Seluchi, Dr. (CPTEC/INPE)

Vagner Anabor, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 02 de fevereiro de 2011.

Aos meus pais, Irani e Clarice, pelo constante incentivo e confiança.

### AGRADECIMENTOS

Agradeço em especial aos meus pais, irmãs e ao Rubiano, por todo apoio, compreensão, incentivo e confiança em todos os momentos durante a minha formação. Tenho certeza que sem eles esse percurso seria muito mais difícil.

Agradeço ao meu orientador, Dr. Ernani de Lima Nascimento pela dedicação, confiança e ajuda imensurável durante a realização dessa pesquisa. Claro, não poderia deixar de agradecer por sua paciência frente as minhas dificuldades. Foi um privilégio tê-lo como professor e amigo, e seus ensinamentos e conselhos me acompanharão pelo resto da minha vida. Ernani, você é grande exemplo a ser seguido. Obrigado por tudo!

Agradeço a Dr. Simone E. T. Ferraz pela colaboração durante a realização desta pesquisa e aos primeiros ensinamentos durante a iniciação científica que sem dúvidas, foi de grande valor em minha formação e me incentivou a seguir em frente.

Agradeço a Isabela Marcelino, por tantos incentivos e ensinamentos, pela inestimável amizade e pelas primeiras lições sobre tornados.

Agradeço aos professores do curso de Graduação e Pós Graduação em Meteorologia, que muito contribuíram para a minha formação.

Agradeço ao Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais, pela importante suporte.

Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pelo suporte financeiro.

Agradeço aos colegas de curso, pelos muitos momentos durantes esses anos de "luta". Às tardes de estudo e aos churrascos (aos poucos que fui, mas que certamente foram inesquecíveis).

Agradeço a secretaria de Pós-Graduação, em especial ao Gilson, pela dedicação e relevantes serviços prestados.

Agradeço a todos que de forma direta e indireta, ajudaram-me nessa caminhada.

#### RESUMO

Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Universidade Federal de Santa Maria

### CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS CONDUCENTES À OCORRÊNCIA DE TEMPESTADES CONVECTIVAS SEVERAS NA AMÉRICA DO SUL AUTORA: MARILEI FOSS ORIENTADOR: ERNANI DE LIMA NASCIMENTO Data e Local da Defesa: Santa Maria, 02 de fevereiro de 2011.

Neste trabalho é realizada uma investigação dos ambientes favoráveis ao desenvolvimento de convecção severa nos subtrópicos da América do Sul (AS) à leste dos Andes. Sondagens de ar superior das 00Z e 12Z de seis estações distribuídas na região subtropical da AS (quais sejam: Porto Alegre/BRA, Florianópolis/BRA, Curitiba/BRA, Foz do Iguaçu/BRA, Resistência/ARG e Buenos Aires/ARG), foram utilizadas para gerar uma pequena climatologia (12 anos; de janeiro de 1998 a dezembro de 2009) de alguns dos principais ingredientes necessários para o desenvolvimento de convecção severa: oferta de umidade, instabilidade condicional termodinâmica e cisalhamento vertical do vento (CVV). A climatologia visou documentar as magnitudes típicas e a variação sazonal destes parâmetros para a região de interesse. Valores significativos dos parâmetros foram objetivamente identificados via análise de quantis e testados como limiares combinados para salientar ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas. Limiares para a América do Norte documentados na literatura também foram testados para este fim e confrontados com os respectivos valores da amostragem sul-americana. Diferentes combinações destes limiares foram empregadas para se extrair os perfis atmosféricos considerados teoricamente favoráveis a tempestades severas e tornados. Perfis de tempo severo também foram extraídos dos dados da Reanálise do NCEP-NCAR válidos às 18Z. Foi examinada a distribuição temporal e espacial destes ambientes de tempo severo explorando sua sazonalidade e distribuição geográfica. Partindo destes perfis, foram analisados os padrões sinóticos predominantes na região através da composição média e Análise de Componentes Principais para as variáveis meteorológicas mais relevantes em diferentes níveis verticais.

A climatologia reproduziu bem o comportamento sazonal esperado dos parâmetros de instabilidade termodinâmica e CVV. Em comparação com a climatologia da América do Norte encontrou-se para a América do Sul valores mais baixos de *lapse rates* na média troposfera, CVV na camada entre 0-6km, e altura do NCL. A distribuição sazonal e espacial dos perfis de tempo severo sugere uma migração geográfica das condições de tempo severo das latitudes mais baixas [altas] para as latitudes mais altas [baixas] à medida que nos aproximamos dos meses de verão [inverno]. O padrão sinótico de tempo severo na América do Sul é diferente daquele tradicionalmente documentado para a América do Norte, especialmente em superfície.

Palavras-chave: teoria da convecção; tempestades severas; tornados; climatologia sinótica; previsão de tempo; América do Sul.

#### ABSTRACT

Dissertação de Mestrado Programa de Pós-Graduação em Meteorologia Universidade Federal de Santa Maria

#### ATMOSPHERIC CONDITIONS CONDUCIVE TO THE OCCURRENCE OF SEVERE CONVECTIVE STORMS IN SOUTH AMERICA AUTORA: MARILEI FOSS ORIENTADOR: ERNANI DE LIMA NASCIMENTO Data e Local da Defesa: Santa Maria, 02 de fevereiro de 2011.

An investigation of the atmospheric environments prone to severe convective weather is conducted for the subtropics of South America, east of the Andes Mountain Range. Upper air soundings valid at 00Z and 12Z for six sounding sites in South America (namely, Porto Alegre/BRA, Florianópolis/BRA, subtropical Curitiba/BRA, Foz do Iguaçu/BRA, Resistência/ARG e Buenos Aires/ARG) are employed to generate a short 12-yr climatology (from January 1998 to December 2009) of some of the main necessary ingredients for severe thunderstorm development: moisture availability, conditional instability, and vertical wind shear (VWS). The goal of the climatology is to document the typical magnitudes and seasonal variability of those ingredients with the aid of convective parameters. Threshold magnitudes for such parameters were objectively determined (via quantile analysis) and tested as cut-off criteria utilized to discriminate the severe weather environments. To that end, classic North-American threshold values extracted from the literature were also tested and the results compared vis-à-vis the South-American counterparts. Distinct combinations of such thresholds were employed to select atmospheric profiles theoretically conducive to severe thunderstorms and tornadoes. Atmospheric profiles obtained from the NCEP-NCAR Reanalysis data valid at 18Z were also used. The time and space distribution of the selected severe weather profiles were examined, emphasizing the seasonal variation and geographic distribution. From these sampled profiles, composite analysis were built for and Principal Component Analysis were applied to relevant meteorological variables at distinct vertical levels in order to search for the associated synoptic-scale patterns.

The climatology succesfully reproduced the expected seasonal behavior of parameters that are indicative of conditional instability and VWS. Compared to the North-American climatology, the magnitudes found for the 700-500hPa lapse rates,

0-6km bulk shear and height of the LCL were lower in South America. The seasonal variability and space distribution of the severe weather profiles suggest that there exists an equatorward [poleward] displacement of the severe weather activity as winter [summer] approaches. The synoptic patterns associated with the severe weather environments is different from those traditionally recognized for North America, particularly at the surface.

Key-words: theory of convection; severe storms; tornadoes; synoptic climatology; weather forecast; South America.

#### LISTA DE FIGURAS

- 1.1 (a) Média anual de dias por ano com condições favoráveis para tempestades severas; (b) Média anual de dias por ano com condições favoráveis para tempestades tornádicas (Brooks, 2006). 24
- 1.2 Fregüência de ocorrência de tempestades de granizo estimadas do AMSR-E 36 GHz, para o período de julho de 2002 até junho de 2008. As unidades são tempestades por (500km)<sup>2</sup> por mês, usando 2.5º graus de espaçamento de grade (Cecil, 2010). . . . . . . . . . .
- 2.1 Representação de um perfil atmosférico idealizado em diagrama termodinâmico skew-T ilustrando o cálculo da CAPE e da CIN. A "área" da camada inferior é proporcional à magnitude da CIN para uma parcela de ar ascendendo desde a superfície, já a "área" na camada superior é proporcional à magnitude da CAPE para esta parcela de (áreas sombreadas no diagrama mesma ar termodinâmico skew-T). O nível de condensação por levantamento (NCL), nível de convecção espontânea (NCE) e nível de equilíbrio (EL) para esta parcela de ar também são indicados (Original da
- 2.2 Exemplo de sondagem "arma carregada" para a estação SBFI, dia 9 de outubro de 2003 às 00Z. Nesse dia ocorreram danos de ventos associados à ocorrência de uma tempestade severa. Fonte: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html..... 37

25

35

2.3	Representação da interação de uma corrente convectiva ascendente	
	com um ambiente sinótico na presença de cisalhamento vertical do	
	vento. Figura adaptada de Klemp (1987)	42

- 4.1 Distribuição mensal do total de sondagens (00Z e 12Z) que compõem a amostra de dados efetivamente estudada para as seis estações de ar superior: (a) total de perfis termodinâmicos; (b) total de perfis cinemáticos.
- 4.3 Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro
   CAPE da parcela de superfície (J kg<sup>-1</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.
- 4.5 Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro MLLR
   (°C km-¹) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.....

4.6 Distribuição mensal e anual em gráficos boxplots do parâmetro NCL 73 (m) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z..... 4.7 Distribuição mensal e anual em gráficos boxplots do parâmetro DLS 76 (m s<sup>-1</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z..... Distribuição mensal e anual em gráficos boxplots do parâmetro LLS 4.8 78 (m s<sup>-1</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.... 4.9 Distribuição mensal e anual em gráficos boxplots do parâmetro HRT 80 (m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z..... 4.10 Gráficos de dispersão para DLS (m s<sup>-1</sup>) versus CAPE da parcela de superfície (J kg<sup>-1</sup>) no horário das 12Z para as quatro estações do ano no período entre 1998-2009: (a)-(d) SBFI; (e)-(h) SBCT. O tamanho da amostra por estação do ano é indicado no canto superior direito de cada painel e refere-se ao número de sondagens com CAPE maior que zero. Observe que a escala da abscissa (CAPE) é logarítmica. A linha pontilhada vertical indica CAPE = 1000 J kg<sup>-1</sup> e a linha pontilhada horizontal indica  $DLS = 20 \text{ m s}^{-1}$ .... 84 Idem à Figura 4.10, mas para: (a)-(d) SARE; (e)-(h) SBFL. . . . . . . . . 4.11 85 4.12 Idem à Figura 4.10, mas para: (a)-(d) SBPA; (e)-(h) SAEZ. . . . . . . . . 86 4.13 Comparação entre as estatísticas quantílicas anuais extraídas dos dados (12Z) das radiossondagens e dos dados da Reanálise NCEP-NCAR para o parâmetro CAPE (parcela de superfície). Atente para as escalas variáveis na vertical..... 88 4.14 Idem à Figura 4.13, mas para o parâmetro DLS. Atente para a escala vertical diferente em SAEZ..... 88 4.15 Comparação entre as estatísticas quantílicas anuais de SBPA extraídas dos dados (12Z) das radiossondagens e dos dados da Reanálise NCEP-NCAR para as variáveis IL, MLLR, LLS, NCL e HRT3..... 89 4.16 Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* dos parâmetros convectivos válidos às 18Z para SBPA utilizando-se os dados da Reanálise NCEP-NCAR.....

91

- 4.19Distribuição mensal dos perfis SEV1 considerando todas as seislocalidades estudadas.100
- 4.21 Igual à Fig. 4.19, exceto que para a amostra SEV2..... 102
- 4.22 Igual à Fig. 4.20, exceto que para a amostra SEV2. Para esta amostra foi possível incluir os resultados de SBCT (painel (e))..... 104
- 4.23Igual à Fig. 4.19, exceto que para a amostra SEV3 que refere-se<br/>apenas a SBPA.105

4.25	Composição média dos campos meteorológicos para a amostra	
	SEV1. As variáveis atmosféricas são: (a) PNM [hPa], vento a 10m [m	
	s <sup>-1</sup> ] e temperatura do ar a 2m [°C] (sombreado); (b) componente	
	meridional do vento [m s <sup>-1</sup> ] e umidade especifica [g kg <sup>-1</sup> ] (sombreado)	
	em 850 hPa; (c) velocidade vertical Omega [Pa s <sup>-1</sup> ] (sombreado) e	
	altura geopotencial do nível de 500 hPa [mgp]; (d) magnitude do	
	vento [m s <sup>-1</sup> ] (sombreado) e altura geopotencial do nível de 250 hPa	
	[mgp]. O círculo preto no centro de cada painel indica a localização	
	das estações de ar superior em relação ao domínio. Fonte dos	
	dados: Reanálise do NCEP-NCAR	108
4.26	Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à	
	amostra SEV2	111
4.27	Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à	
	amostra SEV3	112
4.28	(a) composição média, em um domínio móvel, do campo de vento	
	em 925 hPa relativo à posição da tempestade (indicada por um	
	triângulo no centro do domínio) para uma amostra de TCLs severas	
	detectadas pelos satélites TRMM e AQUA sobre os subtrópicos da	
	América do Sul. (b) igual a (a), mas para magnitude do vento [m s <sup>-1</sup> ] e	
	geopotencial em 250hPa [dam] em um domínio fixo (os triângulos	
	indicam todas as TCLs severas amostradas). Fonte dos dados de	
	vento e altura geopotencial: Reanálise NCEP-NCAR. (Extraído de	
	Cecil et al., 2010)	114
4.29	Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à	
	amostra TOR2	115
4.30	Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à	
	amostra NULO	117
4.31	Análise do modelo GFS válida às 00Z do dia 08/09/2009. Magnitude	
	do vento (sombreado) e vento em 850hPa [m s-1] (barbela), PNM	
	[hPa] (isolinhas). Retirado de Nascimento et al. (2010)	119
4.32	Amostra SEV1: 1 <sup>a</sup> componente principal (mapa de scores) e seus	

4.33	Amostra SEV1: configurações de PNM [hPa] apresentando alta	
	correlação com as 1 <sup>as</sup> CPs para cada estação de ar superior: (a)	
	31/03/2001 - SBPA; (b) 28/08/2005 - SBFI; (c) 20/10/2007 - SARE;	
	(d) 14/12/2000 – SAEZ	121

4.34 Igual à Fig. 4.32, mas para a 2<sup>a</sup> CP da amostra SEV1..... 123

- 4.36 Amostra NULO2: 1ª e 2ª componentes principais (mapa de scores) e seus respectivos gráficos de *loadings* (distribuídos por eventos) para a variável PNM. Apenas a estação de SBFI compõe esta amostra. A variância explicada por cada CP é indicada abaixo dos mapas de scores.

- 4.40 Igual à Fig. 4.33, mas referente à 2<sup>a</sup> CP da amostra SEV1 para a variável componente meridional do vento em 850hPa [m s<sup>-1</sup>]. (a) 10/03/2004 SBPA; (b) 16/11/2003 SBFI; (c) 19/01/2007 SARE; (d) 17/11/2009– SAEZ.

#### LISTA DE TABELAS

- 3.1 Coordenadas geográficas e elevação das estações de ar superior. . . 53
- 4.1 Número de perfis atmosféricos efetivamente examinados no estudo. . 64
- 4.2 Valores de CAPE (para uma parcela de superfície) referentes ao terceiro quantil. Para cada estação e horário apenas 25% dos perfis estudados apresentaram valores de CAPE acima do limiar indicado. 72
- 4.3 Parâmetros e limiares utilizados para selecionar perfis atmosféricos de tempo severo empregando: (critério 1) percentis calculados das radiossondagens da América do Sul (00Z e 12Z); (critério 2) valores documentados na literatura. Os colchetes na segunda coluna indicam os respectivos percentis usados (q75 ou q25). SEV [TOR]: condições favoráveis a TCLs severas [tornádicas]. Ver texto para mais detalhes. 94
- 4.4 Igual à Tabela 4.3 exceto que para: (critério 3) percentis calculados
   dos perfis extraídos da Reanálise NCEP-NCAR às 18Z para SBPA... 98

### LISTA DE ABREVIATURAS

ACP	Análise dos Componentes Principais
ARPS	Atmospheric Regional Prediction System
В	Flutuabilidade
CAPS	Center for Analysis and Prediction of Storms
CAPE	Convective Available Potential Energy
CIN	Convective Inhibition
СР	Componente Principal
CVV	Cisalhamento vertical do vento
DLS	Deep layer shear
DJF	Trimestre de verão: dezembro, janeiro e fevereiro
FGVP	Força do gradiente vertical de pressão
н	Helicidade
HRT	Helicidade relativa à tempestade
HRT3	Helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera
IEH	Índice de Energia-Helicidade
IL	Índice de Levantamento
INV	Termo de inclinação dos vórtices
JJA	Trimestre de inverno: junho, julho e agosto
JBN	Jato de baixos níveis
JAN	Jato de altos níveis

- JP Jato polar
- LLS Low-level shear
- MAM Trimestre de outono: março, abril e maio
- MLLR Mid-level lapse rate
- NCAR National Center for Atmospheric Research
- NCEP National Centers for Environmental Prediction
- NCE Nível de convecção espontânea
- NCL Nível de condensação por levantamento
- NE Nível de equilíbrio
- NULO Amostra de perfis não característicos de condições de tempo severo
- NULO2 Amostra de perfis não característicos de condições de tempo severo para estação de Foz de Iguaçu (SBFI)
- q10 Primeiro quantil correspondente ao percentil 10% das estatísticas quantílicas
- q25 Segundo quantil correspondente ao percentil 25% das estatísticas quantílicas
- q75 Terceiro quantil correspondente ao percentil 75% das estatísticas quantílicas
- q90 Quarto quantil correspondente ao percentil 90% das estatísticas quantílicas
- SAEZ Estação de ar superior localizada em Buenos Aires/ARG
- SARE Estação de ar superior localizada em Resistência/ARG
- SBCT Estação de ar superior localizada em Curitiba/BRA
- SBFI Estação de ar superior localizada em Foz do Iguaçu/BRA
- SBFL Estação de ar superior localizada em Florianópolis/BRA
- SBPA Estação de ar superior localizada em Porto Alegre/BRA
- SON Trimestre de primavera: setembro, outubro e novembro
- RFD Rear-flank downdraft

- SEV1 Amostra de perfis indicativos de tempo severos utilizando valores limiares extraídos das estatísticas das sondagens da América do Sul.
- SEV2 Amostra de perfis indicativos de tempo severos utilizando valores limiares extraídos da literatura baseada na climatologia para a América do Norte.
- SEV3 Subconjunto de perfis severos obtidos com limiares dos parâmetros CAPE, DLS, MLLR e IL acima do q75, extraídos da climatologia para Reanálise NCEP-NCAR no horário das 18Z para SBPA.
- TCL Tempestade convectiva local
- TOR1 Amostra de perfis indicativos de condições tornádicas utilizando valores limiares, extraídos das estatísticas das sondagens da América do Sul.
- TOR2 Amostra de perfis indicativos de condições tornádicas utilizando valores limiares extraídos da literatura baseada na climatologia para América do Norte.

# SUMÁRIO

	RESUMO	5
	ABSTRACT	7
1	INTRODUÇÃO	22
1.1	Regiões favoráveis à ocorrência de tempo severo: América	
	do Sul	23
1.2	Motivação e objetivo do trabalho	26
2	TEORIA DA CONVECÇÃO E OS "INGREDIENTES" PARA AS TEMPESTADES SEVERAS	28
2.1	Equações básicas	28
2.2	Medidas de flutuabilidade na atmosfera (forçante	
	termodinâmica)	31
2.2.1	Flutuabilidade positiva: o parâmetro energia potencial convectiva	
	disponível (CAPE)	32
2.2.2	Flutuabilidade negativa: o parâmetro inibição convectiva (CIN)	35
2.2.3	Medidas de flutuabilidade: outros parâmetros	37
2.3	O disparo convectivo	39

2.4	A forçante dinâmica e o papel do cisalhamento vertical do		
	vento	40	
2.4.1	Medidas de cisalhamento vertical do vento	44	
2.4.2	Combinação da flutuabilidade com helicidade	46	
2.5	Condições tornádicas	46	
2.5.1	Papel desempenhado pelo CVV em baixos níveis	47	
2.5.2	Papel desempenhado pela umidade relativa na camada sub-	47	
2.6	Padrões Sinóticos	48	
2.6.1	Ciclones Extratropicais e suas implicações para a ocorrência de TCLs severas.	49	
2.7	Implicações da Teoria para a Metodologia do trabalho	51	
3	DADOS E METODOLOGIA	52	
3.1	Climatologia dos parâmetros convectivos: uma inspeção		
	geral	52	
3.1.1	Controle de qualidade dos dados	55	
3.1.2	Os dados da Reanálise do NCEP-NCAR	55	
3.2	Climatologia dos parâmetros convectivos: amostragem dos		
	dias com condições favoráveis a tempo severo e tornados	56	
3.3	Padrões atmosféricos indicativos de tempo severo	58	
3.3.1	Técnica de Análise de Componentes Principais (ACP)	59	
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	64	
4.1	Tamanho da Amostra de Dados	64	
4.2	Climatologia dos Parâmetros Convectivos	66	
4.2.1	Parâmetros termodinâmicos (CAPE, IL, MLLR e NCL)	66	
4.2.2	Parâmetros cinemáticos (DLS, LLS e HRT3)	75	
4.2.3	Comparação com a climatologia da América do Norte.	79	

4.3	O espaço de parâmetros: instabilidade condicional versus	
	CVV	82
4.4	Amostragem pelos dados da Reanálise NCEP-NCAR	87
4.5	Climatologia das 18Z para os parâmetros convectivos	
	utilizando os dados da Reanálise NCEP-NCAR: Porto Alegre	90
4.6	Seleção dos perfis favoráveis à ocorrência de tempo severo	93
4.7	Distribuição sazonal e espacial dos perfis atmosféricos de	
	tempo severo	99
4.8	Padrões atmosféricos indicativos de tempo severo	106
4.8.1	Padrões sinóticos identificados pela composição média	106
4.8.2	Padrões sinóticos identificados pela Análise de Componentes	
	Principais (ACP)	119
5	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	130
5.1	Perspectivas para trabalhos futuros	136
	<u>A</u>	

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS** 138

### **CAPÍTULO 1**

### INTRODUÇÃO

Tempestades convectivas locais (TCLs) representam células de convecção úmida que se estendem por toda a troposfera e desempenham um papel importante no transporte de calor e umidade na atmosfera (Markowski, 2007). As precipitações produzidas pelas TCLs também são relevantes para as atividades humanas, representando em muitas regiões o principal mecanismo promovedor de chuvas necessárias para as atividades agrícolas (Durkee e Mote, 2010). Por outro lado, a intensidade das TCLs pode ocasionalmente atingir limiares destrutivos tornando-se causadoras de desastres naturais. De fato, a maioria dos desastres naturais documentados no Brasil está associada à ocorrência de TCLs, como, por exemplo, os vendavais, granizos, inundações e tornados documentados na região sul do Brasil (p. ex., Marcelino, 2003; Reckziegel, 2007; Saito et al., 2009). Quando as TCLs produzem ventos fortes em superfície (maior ou igual a 25 m/s), granizo (em superfície) maior ou igual a 2 cm de diâmetro, ou tornados, elas são chamadas de severas (Moller, 2001)<sup>1</sup>, representando uma manifestação da natureza com alto potencial destrutivo, capaz de causar grande impacto social e econômico às populações atingidas. Diversos foram os trabalhos que identificaram a região subtropical da América do Sul, a leste dos Andes, como um setor favorável à ocorrência de eventos convectivos severos, incluindo-se tornados (Fujita, 1973; Velasco e Fritsch, 1987; Silva Dias, 1999; Nechet, 2002; Marcelino, 2003; Brooks et al., 2003; Nascimento, 2005; Zipser et al., 2006; Sanchez et al., 2008; Cecil et al., 2010; entre outros).

A relevância de investigar os ambientes favoráveis à convecção severa é dada principalmente pelo fato de que esses eventos ainda não são bem compreendidos e documentados para o continente Sul Americano. Em termos gerais, este trabalho se propõe a fornecer um melhor entendimento climatológico e sinótico das condições de tempo que favorecem o desenvolvimento dessas

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Definição clássica norte-americana, que é a mais utilizada (Nascimento 2005).

tempestades, bem como, contribuir para a concepção de técnicas específicas para a previsão de TCLs severas.

#### 1.1 Regiões favoráveis à ocorrência de tempo severo: América do Sul.

É consolidada a noção de que a região que compreende as latitudes médias e subtropicais da América do Sul, a leste dos Andes, apresenta condições potencialmente favoráveis à ocorrência de TCLs severas. Brooks (2006) elaborou uma climatologia global dos ambientes atmosféricos propícios ao desenvolvimento de tempo severo utilizando perfis verticais atmosféricos do período de 1980 a 1999, gerados a partir de dados do projeto Reanálise do National Centers for Environmental Prediction e National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) (Kalnay et al., 1996). Com base em uma análise baseada nos ingredientes necessários para convecção severa (ver, por exemplo, Rasmussen e Blanchard, 1998; Craven e Brooks, 2004; Nascimento, 2005; Brooks, 2007), ele obteve o número de dias por ano em que valores dos parâmetros atmosféricos indicaram condições favoráveis ao desenvolvimento de tempo severo (Figura 1.1a) e potencial para ocorrência de tornados (Figura 1.1b). É evidente o forte sinal atmosférico na América do Sul e na América do Norte. Nesta última, o forte sinal é detectado na Região Central, ao sul do Canadá e a leste das montanhas Rochosas para os dois ambientes (severos e tornádicos), resultado que é consistente com o observado. Na América do Sul um forte sinal foi encontrado nas Regiões Centro-Norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e Sul do Brasil, onde a estimativa de Brooks (2006) de dias por ano com parâmetros favoráveis à convecção severa ultrapassou os 60. Quanto às situações favoráveis ao desenvolvimento tornádico na América do Sul os resultados de Brooks (2006) novamente salientam a Região Nordeste da Argentina, Uruguai e extremo Sul do Brasil, com mais de 10 dias no ano com condições propícias à formação de tornados.



Figura 1.1 – (a) Média anual de dias por ano com condições favoráveis para tempestades severas; (b) Média anual de dias por ano com condições favoráveis para tempestades tornádicas (Brooks, 2006).

Este resultado é consistente com o encontrado por Sánchez et al. (2008) que utilizaram observações realizadas pela rede de radar banda S na província de Mendoza/Argentina (31 a 33°S). Seus resultados mostram que entre 1984 e 2004 foram registrados uma média de 68 dias por ano com células de tempestade com refletividade acima de 55 dBZ (tipicamente associadas a tempo severo). Cerca de 60% dessas tempestades ocorreram nos meses de verão, o que está de acordo com trabalhos de Velasco e Fritsch (1987) e Brooks e Anderson (2004).

Utilizando seis anos de dados do satélite TRMM, Zipser et al. (2006) mapeou os casos de convecção severa mais extremos no globo. Seus resultados enfatizam, novamente, o sul da América do Sul como a área propícia a ocorrência das tempestades mais intensas do planeta.

Cecil et al. (2010), realizaram uma "climatologia" global de ocorrência de tempestades de granizo (para o período de julho de 2002 até junho de 2008) derivada da investigação das temperaturas de brilho das nuvens nas imagens de satélite, utilizando o *Advanced Scanning Microwave Radiometer for Earth Observing System* (AMSR-E) do satélite Aqua. O resultado desta climatologia é indicada na Figura 1.2, revelando que o nordeste da Argentina e o Paraguai é o local no mundo em que mais ocorrem tempestades de granizo.



Figura 1.2 – Freqüência de ocorrência de tempestades de granizo estimadas do AMSR-E 36 GHz, para o período de julho de 2002 até junho de 2008. As unidades são tempestades por (500km)<sup>2</sup> por mês, usando 2.5ºgraus de espaçamento de grade (Cecil, 2010).

Dentre as circulações atmosféricas em escala sinótica que contribuem para a formação de tempestades severas, uma das mais significativas é escoamento de quadrante norte em baixos níveis, responsável por uma importante advecção quente e úmida da Região Amazônica para o setor subtropical da América do Sul, em particular no período quente do ano (Berbery e Collini, 2000; Marengo et al., 2004). Ocasionalmente, este escoamento de norte manifesta-se como um jato de baixos níveis (JBN) – como caracterizado pelos critérios clássicos de Bonner (1968). O JBN favorece o disparo de convecção severa não só por causa do aporte, em baixos níveis, de calor e umidade (o que desestabiliza a atmosfera; p.ex. Anabor et al., 2008), mas também porque promove uma configuração no perfil vertical do vento que favorece a formação de tempestades mais intensas (Nascimento, 2005). Além disto, também permite um ocasional acoplamento entre o JBN e a corrente de jato em altos níveis, que representa um mecanismo dinâmico relevante para o desenvolvimento de tempestades severas (Ucellini e Johnson, 1979).

No Brasil, alguns estudos nos últimos vinte anos têm abordado a ocorrência de tempestades severas e tornados na região sul-sudeste do país (Antonio, 1995; Silva Dias, 1999; Marcelino, 2003; Nascimento, 2004, 2005; Nascimento e Marcelino, 2005; Reckziegel, 2007; Foss e Nascimento, 2010a). Em relação à ocorrência de tornados, Marcelino (2003) e Marcelino et al. (2003, 2004a) são responsáveis pelo maior levantamento de casos no Sul do Brasil. Eles estudaram as ocorrências de tornados e trombas d'água no Estado de Santa Catarina com base nos dados da Defesa Civil do estado, e identificaram um total de 23 episódios

de tornados e trombas d'água ao longo de 25 anos de estudo, sendo que os meses de verão e primavera foram caracterizados como os de maior freqüência destes fenômenos (Oliveira, 2000). Eles concluíram que além do JBN, outras forçantes sinóticas que proporcionam condições favoráveis à formação de tornados são os sistemas baroclínicos transientes e sistemas convectivos isolados, o que é consistente com o documentado na literatura (Velasco e Fritsch, 1987; Doswell e Bosart, 2001).

#### 1.2 Motivação e objetivo do trabalho:

Apesar dos esforços para compreender as situações atmosféricas que conduzem ao desenvolvimento de TCLs severas na América do Sul, as iniciativas ainda são muito limitadas em comparação à amplitude do assunto. Algumas questões que permanecem mal documentadas incluem:

\* Qual é a climatologia para a América do Sul - principalmente quanto à sazonalidade e à variabilidade interanual - dos parâmetros atmosféricos indicativos de condições de tempo severo?

\* Existem valores limiares nas variáveis meteorológicas que contribuam para a discriminação das situações conducentes ao tempo convectivo severo na América do Sul?

\* Com que frequência são observadas condições favoráveis a TCLs severas na América do Sul e como se distribuem geograficamente?

\* Quais são os principais padrões de circulação atmosférica em escala sinótica que favorecem a formação de TCLs severas na América do Sul? Como tais padrões se comparam com aqueles documentados para a América do Norte?

As respostas para estas perguntas possuem diversas aplicações, desde a concepção de técnicas específicas para a previsão de TCLs severas (e correspondente emissão de alertas) até o diagnóstico e prognóstico das implicações de mudanças climáticas sobre a frequência de padrões de tempo severo (e desastres naturais associados) no Brasil e na América do Sul.

A presente investigação é motivada pelas questões acima e tem como objetivo principal investigar os perfis atmosféricos termodinâmicos e cinemáticos associados a situações consideradas potencialmente favoráveis a TCLs severas e tornados na América do Sul e examinar as condições meteorológicas da escala sinótica que conduzem a estes ambientes. Isto será feito dentro do contexto da metodologia da previsão de tempo baseada em ingredientes (*ingredients-based forecast*; Doswell et al., 1996; Brooks, 2007). Os objetivos específicos do trabalho consistem em: identificar e avaliar a distribuição espacial e temporal dos perfis atmosféricos que indicam ambientes propícios ao desenvolvimento de convecção severa na América do Sul; investigar qual(quais) padrão(ões) sinótico(s) conduz(em) aos ambientes de tempo severo; documentar a climatologia dos parâmetros e padrões sinóticos de tempo severo na América do Sul - com ênfase nos subtrópicos. Pretende-se assim expandir o conhecimento a respeito do condicionamento sinótico das TCLs severas e fornecer subsídios para a melhora de sua previsão.

### **CAPÍTULO 2**

# TEORIA DA CONVECÇÃO E OS "INGREDIENTES" PARA AS TEMPESTADES SEVERAS

Como o principal foco desse estudo são as TCLs, o método de investigação a ser empregado é fortemente baseado na teoria da convecção aplicada à atmosfera. Assim, é conveniente realizar uma breve revisão de alguns conceitos fundamentais da teoria da convecção, contextualizando melhor a metodologia que será descrita no próximo capítulo.

A convecção envolve o transporte vertical de massa em uma coluna atmosférica e é uma das formas mais eficazes de transporte de calor na atmosfera (Peixoto e Oort, 1992). Em um ambiente convectivamente instável o disparo da convecção (a chamada "célula convectiva") promove uma redistribuição de massa que reduz o centro de gravidade da coluna atmosférica, buscando um equilíbrio estável. Os movimentos verticais que promovem este transporte de calor e massa são acentuados (p.ex., Emanuel, 1994) e, portanto, a convecção é caracterizada como um processo *não-hidrostático*. Assim, muitos dos princípios básicos da teoria da convecção partem da análise da equação do movimento sem desprezar-se o termo de aceleração vertical  $\left(\frac{Dw}{Dt}\right)$ . Como veremos a seguir, a base teórica da análise e previsão de tempestades convectivas pode ser bem compreendida pela investigação desta equação segundo a Teoria da Parcela.

#### 2.1. Equações Básicas:

A componente vertical da equação do movimento, desprezando-se o atrito, é dada por:

$$\rho \frac{Dw}{Dt} = -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g \tag{2.1}$$

, onde *w* é a velocidade vertical,  $\frac{Dw}{Dt}$  é a aceleração vertical acompanhando a parcela de ar,  $\rho$  é a densidade do ar, p é a pressão atmosférica, e *g* é a aceleração da gravidade.

Podemos expandir as variáveis  $p \in \rho$  em uma soma entre um estado básico em equilíbrio hidrostático e uma perturbação. Reescrevemos a pressão e a densidade como:

$$p = \overline{p}(z) + p'(x, y, z, t)$$
(2.2)

$$\rho = \overline{\rho} (z) + \rho'(x, y, z, t)$$
(2.3)

A *barra* (<sup>-</sup>) representa o estado básico (que no nosso caso será o ambiente sinótico em torno da célula convectiva) e a *linha* (*'*) denota a perturbação em torno do estado básico (diferença entre as propriedades da parcela de ar dentro da célula convectiva e o ambiente externo). Assumiremos que o estado básico satisfaz o equilíbrio hidrostático<sup>2</sup>, havendo então um equilíbrio entre as forças do gradiente vertical de pressão (FGVP) e a de gravidade:

$$\frac{d\bar{p}}{dz} \approx -\bar{\rho} g \tag{2.4}$$

Substituindo (2.2) e (2.3) em (2.1), temos:

$$\left(\bar{\rho} + \rho'\right)\frac{Dw}{Dt} = -\frac{\partial(\bar{p} + p')}{\partial z} - \left(\bar{\rho} + \rho'\right)g \tag{2.5}$$

Ao aplicarmos a relação (2.4) em (2.5) a equação se reduz a:

$$\left(\bar{\rho} + \rho'\right)\frac{Dw}{Dt} = -\frac{\partial(p')}{\partial z} - \left(\rho'\right)g \tag{2.6}$$

Podemos dividir a expressão acima por  $\bar{\rho}$  e aplicar a aproximação de Boussinesq, onde a razão  $\frac{\rho'}{\bar{\rho}}$  é desprezada no termo que multiplica  $\frac{Dw}{Dt}$  mas não no termo que multiplica g (Emanuel 1994), obtendo-se:

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\overline{\rho}} \frac{\partial(p')}{\partial z} - \left(\frac{\rho'}{\overline{\rho}}\right) g \qquad (2.7)$$

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Rigorosamente falando, em nosso caso podemos dizer que o estado básico (o escoamento sinótico) está em balanço hidrostático <u>aproximado</u>.

O termo  $-\frac{\rho'}{\overline{\rho}}g$  é chamado de <u>flutuabilidade</u>, que será explorado mais adiante.

A equação acima, junto com as respectivas componentes horizontais da equação do movimento e a equação de conservação de massa para o fluido incompressível ( $\nabla V = 0$ ), representam o conjunto mais simples de equações que descreve a teoria da convecção; as chamadas <u>Equações de Boussinesq</u> (Emanuel, 1994).

Os dois termos no lado direito de (2.7) indicam as principais forçantes que modulam as correntes verticais dentro de uma célula convectiva. A aceleração vertical acompanhando a parcela de ar é devido ao gradiente vertical (da perturbação) de pressão (FGVP) e a flutuabilidade.

Sendo assim, em última análise, quando o meteorologista avalia as condições atmosféricas que favorecem o desenvolvimento de TCLs ele está avaliando os processos meteorológicos que modulam as duas forçantes da equação (2.7). Se as condições apontarem para uma situação em que a ação destas forçantes favorece a acelerações muito intensas, então teremos um ambiente propício não só para o desenvolvimento de TCLs "comuns", mas de TCLs severas. Isto porque, as acelerações verticais muito acentuadas poderão promover: (a) <u>correntes descendentes muito fortes</u>, gerando rajadas destrutivas de vento ao atingirem com a superfície; (b) <u>correntes ascendentes intensas</u> capazes de produzir e sustentar grandes pedras de granizo, e também produzir <u>intenso estiramento de vórtices verticais</u> nos baixos níveis da TCL, um dos mecanismos participativos na formação de tornados (p.ex., Markowski, 2007)

Não existem medidas diretas de  $\frac{Dw}{Dt}$  na atmosfera, o que se torna um dos principais desafios encontrados pelo meteorologista interessado na previsão de eventos severos de tempo. Entretanto, é possível estimar de maneira indireta sua magnitude e implicação para o desenvolvimento de TCLs, tendo como base fundamental a teoria da convecção. A magnitude esperada das forçantes dinâmica (FGVP) e termodinâmica (flutuabilidade) atuando nas TCLs pode ser avaliada por meio de variáveis derivadas das medições meteorológicas diretas, feitas nas escalas sinótica e mesoescala. Muitas destas variáveis traduzem-se em parâmetros ou índices de análise e previsão convectiva, descritas brevemente abaixo. Nesta

abordagem ficará claro o princípio básico do método de previsão baseada em ingredientes ("*ingredients based forecast*") aplicado às TCLs (Doswell et al., 1996; Brooks, 2007).

#### 2.2. Medidas de flutuabilidade na atmosfera (forçante termodinâmica):

O termo de flutuabilidade em (2.7) representa a geração de acelerações verticais associadas a variações de densidade no fluido atmosférico. Se a densidade da parcela de ar perturbada verticalmente torna-se menor do que a densidade do ar à sua volta (induzindo  $\rho'$ < 0 e, portanto,  $-g\frac{\rho'}{\overline{\rho}}$  > 0) a parcela é acelerada continuamente para cima afastando-se de sua posição original, caracterizando uma condição de equilíbrio instável para a parcela. Da mesma forma, quando a parcela perturbada torna-se mais densa do que o ar à sua volta, ocorre uma aceleração descendente afastando a parcela de sua posição inicial ( $\rho' > 0$ , e  $-g \frac{\rho'}{\overline{\rho}} < 0$ ), o que também caracteriza uma condição de equilíbrio instável. Nas condições de equilíbrio estável a parcela de ar tenderá a retornar à sua posição inicial após uma perturbação na vertical. Nessa condição a atividade convectiva é desfavorecida, pois o movimento vertical da parcela de ar limita-se a uma oscilação confinada a uma camada rasa, o que inibe a redistribuição vertical de massa. Um dos ingredientes indispensáveis para a formação de convecção é, portanto, a presença de um ambiente termodinamicamente instável — mais especificamente, condicionalmente instável.

Parâmetros indicativos da instabilidade condicional atmosférica podem ser derivados do termo de flutuabilidade da equação (2.7) (a partir de agora chamado de **B**):

$$B = -\frac{\rho'}{\overline{\rho}}g \tag{2.8}$$

Medições diretas de densidade na atmosfera não são comuns, mas as variações de densidade na atmosfera são devidas principalmente às variações de temperatura (T) e umidade (q) (o ar quente e úmido é menos denso do que o ar frio

e seco), que são duas variáveis fornecidas pelos instrumentos meteorológicos. Com isso, é conveniente re-escrever o termo **B** em termos de **T** e **q**, utilizando o conceito de temperatura virtual<sup>3</sup> ( $T_v$ ):

$$B \approx \frac{T_{v}}{T_{v}}g \tag{2.9}$$

de modo que:

$$\left[\frac{Dw}{Dt}\right]_{B} = \frac{T_{v}}{\overline{T_{v}}}g = g\left(\frac{T_{v}-\overline{T_{v}}}{\overline{T_{v}}}\right)$$
(2.10)

, onde  $\left[\frac{Dw}{Dt}\right]_{B}$  indica a contribuição isolada de **B** para a aceleração vertical. (Para se chegar em (2.9) partindo de (2.8) utilizou-se a equação do estado para os gases ideais e desprezou-se a contribuição das variações de pressão sobre as variações de densidade).

E evidente que  $T_v$  será tanto maior quanto maiores forem a temperatura <u>e</u> a umidade do ar, de modo que uma  $T_v$  alta indica um ar pouco denso. Logo, de (2.10) temos que quanto maior [menor] for a  $T_v$  da parcela de ar em relação à  $T_v$  do estado básico ( $T_v$  > 0) [( $T_v$  < 0)], maior será a aceleração ascendente [descendente] experimentada pela mesma. Ainda neste contexto, fica evidente também a noção de que <u>flutuabilidade positiva</u> (B > 0) está associada aos movimentos ascendentes e que a <u>flutuabilidade negativa</u> (B < 0) está associada aos movimentos descendentes.

2.2.1 Flutuabilidade positiva: o parâmetro energia potencial convectiva disponível (CAPE).

A expressão (2.10) representa uma medida <u>local</u> de flutuabilidade, mas para fins de análise e previsão convectiva é conveniente re-escrever (2.10) da seguinte maneira:

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>  $T_v \approx T (1 + 0.61 w_v)$ , onde T é a temperatura [k] e  $w_v$  a razão de mistura de vapor d'água [kg/kg]; é a temperatura que o ar seco deveria ter para apresentar a mesma densidade que o ar úmido à mesma pressão. Para uma mesma pressão, um aumento na  $T_v$  pode significar um aumento na temperatura e/ou de umidade do ar.

$$\frac{1}{2}d(w^2) = g\left(\frac{T_v - \overline{T_v}}{\overline{T_v}}\right) dz$$
(2.11)

, onde primeiro utilizou-se o fato de  $w = \frac{Dz}{Dt}$  e em seguida considerou-se apenas a contribuição do termo  $w \frac{dw}{dz}$  (ou seja,  $w \approx w \frac{dw}{dz}$ ). Integrando-se (2.11) na vertical, obtém-se no lado direito a expressão:

$$\int_{base}^{topo} g \frac{T_v(z) - \overline{T_v}(z)}{\overline{T_v}(z)} dz = \int_{base}^{topo} B dz$$
(2.12)

, que tem unidade de m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup> ou J kg<sup>-1</sup> e onde os limites verticais de integração são a "base" e o "topo" da camada instável onde as acelerações ascendentes são induzidas (isto é, onde B > 0). Para formalizar estes limites é necessário primeiro rever alguns conceitos relevantes associados à ascensão de uma parcela de ar úmido.

O nível a partir do qual uma parcela de ar úmido sendo elevada adiabaticamente torna-se saturada, iniciando o processo de condensação e formação de nuvens, é o nível de condensação por levantamento (NCL). O NCL (geralmente) representa bem a base da nuvem convectiva, mas não necessariamente representa o limite inferior da integração em (2.12). O limite inferior de fato é dado pelo nível de convecção espontânea (NCE) que é o nível a partir do qual uma parcela de ar sendo elevada torna-se naturalmente flutuante — isto é, menos densa que o ar ambiente - de modo que sua ascensão passa a ser livre e não forçada (B > 0). O NCL e o NCE são coincidentes apenas em ambientes desprovidos de inibição convectiva. O limite superior de integração de (2.12), por outro lado, é dado pelo nível de equilíbrio (NE) que é o nível a partir do qual uma parcela de ar naturalmente flutuante passa a ter densidade maior que a do ar ambiente, tendo assim sua ascensão livre interrompida (B < 0). O NE tipicamente indica o topo da nuvem convectiva ou o nível de divergência da bigorna. Na representação gráfica em um diagrama termodinâmico a área descrita pela diferença entre a temperatura (virtual) da parcela e a temperatura (virtual) ambiente entre o NCE e o NE é chamada de "área positiva" (p.ex., Nascimento, 2005). Aplicando estes conceitos em (2.12) obtemos a definição de Energia Potencial Convectiva

**Disponível** (CAPE, do inglês, *Convective Available Potential Energy*) (Bluestein, 1993):

$$CAPE = \int_{NCE}^{NE} B \, dz = \int_{NCE}^{NE} g \, \frac{T_v(z) - \bar{T}_v(z)}{\bar{T}_v(z)} \, dz \tag{2.13}$$

Como este parâmetro compreende a camada em que a ascensão da parcela de ar é livre, CAPE é uma medida verticalmente integrada do trabalho realizado pelo ambiente sobre a parcela de ar ao acelerá-la para cima. A Figura 2.1 ilustra uma representação gráfica de CAPE ("área positiva") em um diagrama skew-T. Quanto maior for a  $T_v$  da parcela em relação à  $\overline{T_v}$  do ambiente na camada de integração, mais "larga" será a área associada a CAPE e maior será a aceleração vertical experimentada pela parcela de ar durante sua ascensão.

Se o conceito de CAPE for aplicado de volta na equação (2.11), temos:

$$\frac{1}{2}\int_{NCE}^{NE} d(w^2) = \int_{NCE}^{NE} g \frac{T_v(z) - \overline{T_v}(z)}{\overline{T_v}(z)} dz$$

$$w^2(NE) - w^2(NCE) = 2 CAPE$$

Assumindo, por simplicidade, que  $w^2(NCE) = 0$ , a velocidade vertical máxima,  $w_{max}$ , é dada por.

$$W_{max} = \sqrt{2 CAPE} \tag{2.14}$$

Logo, correntes ascendentes intensas são, teoricamente, esperadas em ambientes com muito CAPE. Valores típicos de CAPE em dias de convecção moderada a intensa variam entre 1000 e 3000 J kg<sup>-1</sup> (Bluestein, 1993).

CAPE é um parâmetro altamente sensível à escolha da parcela de ar ascendente e às características de umidade e temperatura dessa parcela. Tradicionalmente calcula-se CAPE de uma parcela em superfície, mas nem sempre a convecção será disparada por essa parcela. Por isso é conveniente calcular CAPE também para uma parcela de ar com as características médias de temperatura e ponto de orvalho dos primeiros 100 hPa a partir da superfície (CAPE da parcela média - seu cálculo será apresentado na Metodologia), representativa para convecção iniciada na camada limite planetária; e CAPE da parcela de ar mais instável nos primeiros 300 hPa a partir da superfície (CAPE mais instável), representativa para convecção elevada (Craven et al., 2002)



Figura 2.1 - Representação de um perfil atmosférico idealizado em diagrama termodinâmico skew-T ilustrando o cálculo da CAPE e da CIN. A "área" da camada inferior é proporcional à magnitude da CIN para uma parcela de ar ascendendo desde a superfície, já a "área" na camada superior é proporcional à magnitude da CAPE para esta mesma parcela de ar (áreas sombreadas no diagrama termodinâmico skew-T). O nível de condensação por levantamento (NCL), nível de convecção espontânea (NCE) e nível de equilíbrio (EL) para esta parcela de ar também são indicados (Original da figuras obtida no The COMET Program).

2.2.2 Flutuabilidade negativa: o parâmetro inibição convectiva (CIN).

Outra medida importante de flutuabilidade (no caso, flutuabilidade negativa) é a chamada **Inibição Convectiva** (CIN, do inglês *convective inhibition*; Bluestein, 1993), que representa uma medida verticalmente integrada do trabalho que deve ser realizado pela parcela de ar contra o ambiente para ascender forçadamente desde a superfície até o NCE. Dizemos "forçadamente" porque enquanto o NCE da parcela não é atingido a condição atmosférica é estável, sendo uma configuração desfavorável à convecção. A CIN, que também tem dimensão de J kg<sup>-1</sup>, é dada por:
$$CIN = \int_{SUP}^{NCE} g \, \frac{T_v(z) - \overline{T_v}(z)}{\overline{T_v}(z)} \, dz \qquad (2.15)$$

No diagrama termodinâmico a CIN, também chamada de "área negativa", é representada pela área delimitada entre o perfil de temperatura ambiental e a temperatura da parcela de ar durante sua ascensão entre a superfície e o seu NCE (Figura 2.1). Condições atmosféricas com CIN muito alta (em módulo) são desfavoráveis à ocorrência de convecção. Em outras palavras, quanto mais alto estiver o NCE da parcela de ar mais difícil será a iniciação convectiva.

Apesar dos seus efeitos nocivos para o disparo convectivo, a presença de uma certa quantidade de CIN horas antes do início da convecção tem implicações importantes para o desenvolvimento de TCLs severas. Na ausência total de CIN, a convecção tende a consumir CAPE tão rapidamente quanto CAPE é produzido, o que é chamado de convecção Tipo II ou convecção em quase-equilíbrio (Emanuel, 1994). Entretanto, se houver alguma CIN a convecção não é disparada tão prontamente, permitindo que uma quantidade maior de CAPE seja acumulada por até várias horas antes da iniciação convectiva. Neste ambiente, quando finalmente a convecção é disparada ela tende a ser explosiva devido ao alto valor de CAPE existente, podendo gerar uma TCL severa. Este caso é chamado de "convecção disparada" ou convecção Tipo I (Emanuel, 1994). Sondagens atmosféricas apelidadas de "arma carregada" na meteorologia operacional são exemplos clássicos deste tipo de ambiente (Figura 2.2). Valores típicos de CIN variam entre 0 e -50 J kg<sup>-1</sup>, com valores abaixo de -100 J kg<sup>-1</sup> sendo indicativos de intensa inibição convectiva.



Figura 2.2 – Exemplo de sondagem "arma carregada" para a estação SBFI, dia 9 de outubro de 2003 às 00Z. Nesse dia ocorreram danos de ventos associados à ocorrência de uma tempestade severa. Fonte: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

2.2.3 Medidas de flutuabilidade: outros parâmetros.

É comum afirmar que em situações de CAPE alto acelerações verticais intensas serão observadas na nuvem convectiva. Porém isto só será verdade se o valor alto de CAPE estiver associado (em termos gráficos) a uma "área positiva larga" e <u>não</u> a uma "área positiva estreita" se estendendo por uma camada muito profunda entre o NCE e o NE. Uma importante distinção entre a medida local (B) e verticalmente integrada (CAPE) de flutuabilidade é evidenciada quando as equações (2.10) e (2.13) são comparadas. Em (2.10)  $\left[\frac{Dw}{Dt}\right]_B$  será intenso apenas se B for grande. Em contraste, valores altos de CAPE (equação 2.13) podem ser obtidos de uma grande soma de <u>pequenos</u> valores de B. Este caso é comum, por exemplo, em perfis atmosféricos tropicais onde geralmente o NCE é muito baixo e o NE é muito alto.

Por este motivo, na análise e previsão de tempestades severas é importante não apenas saber o valor absoluto de CAPE, mas também como o CAPE está verticalmente distribuído. Para isto outros parâmetros associados ao conceito de flutuabilidade são muito úteis. Um destes parâmetros é o **Índice de Levantamento** (IL), definido originalmente por Galway (1956), como:

$$IL = T_{500} - Tp_{500} \tag{2.16}$$

, que tem unidade de °C (ou K) e onde  $T_{500}$  é a temperatura do ar ambiente em 500 hPa e  $Tp_{500}$  é a temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa, após ascender a partir da superfície. Valores negativos do IL indicam situações instáveis, ou seja, a parcela de ar ascendente é flutuante em níveis médios. Situações de CAPE alto acompanhado de IL muito negativo (tipicamente, menor que -5 °C) indicam que a instabilidade está associada a uma "área positiva larga" no diagrama termodinâmico, sendo um ambiente efetivamente favorável a intensas acelerações verticais.

A taxa de queda da temperatura com a altura, ou *lapse rate*, é outro parâmetro importante para avaliar a instabilidade atmosférica (Houze, 1993). Este parâmetro representa a variação  $\frac{dT}{dz}$  para uma determinada camada atmosférica. Nesse estudo será o *lapse rate* para a camada atmosférica entre 700 hPa e 500 hPa, a ser chamada de MLLR, do inglês *mid-level lapse rate*. Quanto maior for o *lapse rate* na camada (e quanto mais profunda ela for) maior será a instabilidade atmosférica. A presença de CAPE combinada com taxas de queda de temperatura maiores (em módulo) que 6,5°C km<sup>-1</sup> em um camada profunda indicam um ambiente bastante instável.

Outros parâmetros atmosféricos convectivos — p.ex., o índice K, o índice Total Totals, entre outros — não são descritos aqui devido à sua menor utilidade na previsão de TCLs severas de latitudes médias ou por serem de concepção desatualizada (p.ex., SWEAT). Nascimento (2005) apresenta um resumo destes outros parâmetros.

Do ponto de vista da convecção <u>úmida</u>, como obviamente é o caso para as TCLs, o conceito teórico de flutuabilidade salienta dois ingredientes necessários (mas não suficientes) para o desenvolvimento de tempestades: (a) a oferta de umidade na baixa troposfera, e (b) a presença de instabilidade condicional. Neste sentido é importante ressaltar, por exemplo, que a magnitude de CAPE é modulada justamente por estes dois ingredientes. Na ausência de qualquer um deles CAPE será nulo; na presença de muita umidade e de muita instabilidade, CAPE será muito

alto. Isto ilustra que, para serem úteis na previsão baseada em ingredientes, os parâmetros atmosféricos tem que ser cuidadosamente concebidos de maneira a auxiliar o meteorologista na detecção destes ingredientes.

#### 2.3. O disparo convectivo:

O terceiro ingrediente necessário para a formação de TCLs é um mecanismo de <u>disparo</u> convectivo, ou seja, uma forçante que levante as parcelas de ar até que estas atinjam seu NCE. Em termos matemáticos, é a condição de contorno inferior para w (w(NCE) na equação 2.14) [ $w(NE) = w(NCE) + \sqrt{2 CAPE}$ ].

De nada adianta haver umidade e instabilidade condicional no ambiente se não houver um processo que libere esta instabilidade para desenvolver as TCLs. Logo, desde que CAPE seja diferente de zero, sua magnitude nada informa a respeito da probabilidade de haver convecção. Por exemplo, um ambiente com CAPE de 1500 J kg<sup>-1</sup> não é necessariamente mais propício para a iniciação convectiva do que um ambiente com 750 J kg<sup>-1</sup> de CAPE. A propensão para o disparo da convecção depende fortemente de mecanismos de levantamento em mesoescala associados a processos de convergência em baixos níveis (Johnson e Mapes, 2001). Como exemplos, podemos citar avanço de sistemas frontais, frentes de brisa e de rajada, ascensão forçada por orografia, etc. O meteorologista interessado na previsão de TCLs precisa, então, identificar as condições atmosféricas que fornecem estes mecanismos de levantamento em baixos níveis.

Ao contrário dos outros dois ingredientes (oferta de umidade e instabilidade condicional), o levantamento das parcelas de ar não pode ser estimado pela análise de perfis atmosféricos, o que torna a previsão do local e horário de iniciação convectiva particularmente difícil especialmente na ausência de intensa forçante sinótica.

#### 2.4. A forçante dinâmica e o papel do cisalhamento vertical do vento.

O desenvolvimento de <u>qualquer</u> TCL depende da presença simultânea dos três ingredientes discutidos acima: oferta de umidade, presença de instabilidade condicional, e existência de um mecanismo de disparo convectivo.

Contudo, para a formação de <u>TCLs severas</u> um quarto ingrediente é necessário: a presença de moderado a intenso cisalhamento vertical do vento (CVV). Na breve discussão que se segue mostraremos que quando a convecção profunda ocorre em um ambiente com forte CVV, o termo da FGVP na equação (2.7) (até agora desprezado) passa a desempenhar um papel relevante na modulação das acelerações verticais dentro das TCLs. Quando este efeito se combina construtivamente com as acelerações verticais promovidas pelo termo **B** as correntes ascendentes e descendentes serão mais intensas do que as observadas na convecção devido puramente à forçante termodinâmica.

Para entender isto, partimos da equação do movimento em sua forma Euleriana, para um sistema Boussinesq e desprezando-se as forças de Coriolis e de atrito:

$$\frac{\partial \vec{V}}{\partial t} = -\frac{1}{\overline{\rho}} \nabla p' + B\hat{K} - \vec{V} \cdot \nabla \vec{V}$$
(2.17)

Aplicando  $\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}$  em (2.17) obtemos a equação da vorticidade vertical ( $\zeta$ ):

$$\frac{D\zeta}{Dt} = \overrightarrow{\omega_H} \cdot \nabla_H w + \zeta \frac{\partial w}{\partial z}$$
(2.18)

, onde  $\overrightarrow{\omega_H}$  é a componente horizontal da vorticidade  $\left[\left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}\right)\hat{\iota} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\right)\hat{j}\right]$ .

O primeiro termo do lado direito de (2.18) é o termo de <u>inclinação de vórtices</u> <u>horizontais</u>, e representa um termo gerador de vorticidade vertical. O segundo termo à direita representa o <u>estiramento de vórtices verticais</u>, e é um termo que denota a modificação da vorticidade vertical pré-existente por efeito da divergência horizontal atuando sobre o vórtice. Por conservação de massa e de momento angular, a convergência [divergência] estira [achata] o vórtice na vertical, o que intensifica [reduz] sua vorticidade. O estiramento de vórtices é um mecanismo importante, por exemplo, para a tornadogênese (p. ex., Markowski, 2007; Bluestein, 2007), mas por ora é suficiente analisarmos isoladamente o termo de inclinação de vórtices (INV):

$$\left[\frac{D\zeta}{Dt}\right]_{INV} = \overrightarrow{\omega_H} \cdot \nabla_H W$$
(2.19)

Para simplificar a análise linearizamos (2.19) em torno do seguinte escoamento,

$$u = \overline{u} (z) + u'(x, y, z, t)$$
$$v = v'(x, y, z, t)$$
$$w = w'(x, y, z, t)$$

, onde a barra denota o estado básico (representando um escoamento sinótico puramente zonal com cisalhamento vertical;  $\overline{u}(z) \neq 0$ ) e a linha denota a perturbação (escoamento na escala convectiva). Aplicando a expansão em (2.19) obtemos:

$$\left[\frac{D\zeta}{\partial t}\right]_{INV} = -\frac{\partial w}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial y}\frac{d\bar{u}}{dz}$$

Desprezando-se os termos envolvendo produtos de perturbação (termos não lineares) chega-se a:

$$\left[\frac{D\zeta}{\partial t}\right]_{INV} \approx \frac{\partial w' d\overline{u}}{\partial y dz}$$
(2.20)

A expressão (2.20) é a forma mais simples de descrever a inclinação de vórtices que ocorre na interação entre uma corrente vertical convectiva (*w*) e um escoamento sinótico ( $\bar{u}$ ) com cisalhamento vertical. A Figura 2.3 esquematiza esta interação para uma corrente ascendente imersa em um ambiente sinótico com  $\frac{d\bar{u}}{dz} > 0.$ 



Figura 2.3 – Representação da interação de uma corrente convectiva ascendente com um ambiente sinótico na presença de cisalhamento vertical do vento. Figura adaptada de Klemp (1987).

O CVV induz a formação, em escala sinótica, de vórtices horizontais. Ao interagirem com uma corrente ascendente, os vórtices horizontais são inclinados na vertical gerando assim, dois centros de vorticidade vertical nos níveis médios da TCL; um ciclônico (mesociclone) e outro anticiclônico (mesoanticiclone). Este é o mecanismo fundamental na formação de TCLs rotativas (Klemp, 1987; Bluestein, 2007).

A formação de mesociclones/mesoanticiclones dentro da TCL tem implicação importante para o termo de FGVP na equação (2.6). Apesar do par de vórtices não atingirem um equilíbrio ciclostrófico exato, é possível mostrar que uma queda de pressão será induzida no centro de cada vórtice (Bluestein, 2007). Logo, a FGVP  $\left(-\frac{1}{p}\frac{\partial p}{\partial z}\right)$  dentro de cada coluna giratória apontará para cima entre a superfície e os níveis médios da TCL, como esquematizado pelas pequenas setas cinzas ascendentes na Figura 2.3.

Combinada com a forçante puramente termodinâmica, vista no item (2.2), esta forçante dinâmica pode gerar acelerações verticais mais intensas do que se apenas os efeitos de flutuabilidade estivessem presentes. Este é o principio básico que explica porque TCLs desenvolvendo-se em ambientes sinóticos com CVV são mais propícias a se tornarem severas. A presença de CVV representa, assim, o quarto ingrediente atmosférico necessário para as TCLs severas.

Deste modo, a identificação de padrões meteorológicos associados com CVV e a concepção de parâmetros indicativos da magnitude do CVV são muito relevantes para a análise e previsão de TCLs severas. Diversos estudos climatológicos, como os de Rasmussen e Blanchard (1998) e Craven e Brooks (2004), ratificam a utilidade de se empregar medidas de CVV na discriminação entre regimes conducentes a tempo severo daqueles que geram TCLs não severas. A Figura 2.4 ilustra alguns resultados do trabalho de Brooks et al. (2003), e consiste de um gráfico de dispersão para os parâmetros diferença do vetor vento entre a superfície e 6 km e CAPE, calculados de perfis atmosféricos associados a TCLs com diferentes graus de severidade na América do Norte. Observe que as TCLs mais severas estão associadas com altos valores de CAPE e de CVV.



Figura 2.4 – Gráfico de dispersão relacionando a magnitude da diferença vetorial entre o vento em superfície e 6km (uma medida de CVV) e CAPE extraídos de perfis atmosféricos da Reanálise do NCAR-NCEP representativos de ambientes de TCLs com diferentes graus de severidade (Brooks et al., 2003).

Além de contribuir para o módulo da aceleração vertical nas TCLs, a configuração do CVV também influencia o a morfologia das TCLs severas (p.ex., Weisman e Klemp, 1986; Klemp, 1987; Bluestein, 2007). A forma mais severa de TCL, chamada de <u>supercélula</u>, é favorecida em ambientes convectivos com intenso CVV e em que o vetor <u>cisalhamento do vento</u> gira no sentido anti-horário (Hemisfério Sul) com a altura (Klemp, 1987; Bluestein, 2007). Por este motivo, situações convectivas com hodógrafas muito curvas em baixos níveis — da superfície até 3000m de altura — ressaltam um ambiente mais propício a supercélulas (exemplos para o Hemisfério Sul são encontrados em Nascimento 2004, 2005). O parâmetro helicidade relativa à tempestade (Rasmussen e Blanchard, 1998), por exemplo, busca justamente destacar ambientes com esta configuração de CVV. Assim, dentro

do espaço de parâmetros que descrevem os ingredientes que favorecem as TCLs severas, existem "sub-espaços" de parâmetros associados aos diferentes modos de convecção severa.

#### 2.4.1. Medidas de cisalhamento vertical do vento

Alguns parâmetros convectivos usados na meteorologia operacional procuram ressaltar a presença de CVV na escala sinótica ou na mesoescala. Entre eles podemos citar:

a) O DLS (do inglês, deep-layer shear, também conhecido como 0-6km bulk shear):

O DLS, ou cisalhamento profundo, é o módulo da diferença vetorial entre o vento a 6000 m de altura ( $V_{(6km)}$ ) e o vento médio nos primeiros 500 m acima do solo ( $\overline{V}_{(0 \ 500m)}$ ); isto é:

$$DLS = V_{(6km)} - \bar{V}_{(0_{500m})}$$
(2.21)

, com unidades de [m s<sup>-1</sup>] <sup>(4)</sup>. Quanto maior for a sua magnitude, maior é o CVV numa camada profunda da atmosfera, indicando uma situação que pode conduzir ao desenvolvimento de tempestades rotativas caso, naturalmente, os ingredientes termodinâmicos também estejam presentes para a convecção. De fato, valores de DLS acima de 15 m s<sup>-1</sup> (ou cerca de 35 kt) são considerados favoráveis para a formação de TCLs severas (Craven e Brooks, 2004; Nascimento, 2005).

b) A Helicidade (H):

A definição de helicidade (H) é (Lesieur, 1993):

$$H = \frac{1}{2} \left[ \vec{V} \cdot \left( \nabla \times \vec{V} \right) \right] \tag{2.22}$$

, com unidade de m s<sup>-2</sup> e onde  $\nabla \times \vec{V}$  é o vetor vorticidade tri-dimensional  $\vec{\omega}$ . Quanto maior for a magnitude de H maior será o alinhamento da  $\vec{V}$  com  $\vec{\omega}$ . Logo, H é uma

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Rigorosamente falando o cisalhamento do vento deve ter unidade de s<sup>-1</sup>, pois trata-se de uma medida de d*V*/dS, onde S é uma medida de comprimento. Entretanto, no jargão operacional o parâmetro DLS, que possui unidade de velocidade, é chamado de "cisalhamento", pois conceitualmente é uma diferença vetorial em uma camada de profundidade <u>fixa</u>.

variável que indica o quanto um determinado escoamento é helicoidal. No contexto de TCLs, um escoamento horizontal em baixos níveis com muita H pode, ao ser capturado, inclinado e estirado por uma corrente ascendente convectiva, dar origem a vorticidade vertical alinhada com a corrente ascendente da tempestade. Esse processo contribui para a intensificação de mesociclones de baixos níveis dentro de tempestades rotativas (Klemp, 1987) o que aumenta sua severidade.

Ao contrário do DLS, H não é uma grandeza invariante a uma rotação de eixos coordenados. Por este motivo, em Meteorologia de Mesoescala é comum calcular-se H em um referencial que acompanha o movimento da TCL, dando origem ao conceito de **Helicidade Relativa à Tempestade (HRT)**. No cálculo operacional da HRT o vetor velocidade é simplesmente o vetor vento  $\vec{V}$  (i.e., a velocidade horizontal) subtraído do vetor deslocamento da tempestade  $\vec{c}$ , e o vetor vorticidade tri-dimensional  $\vec{\omega}$  é substituído pela vorticidade horizontal induzida pelo CVV, isto é, por  $d\vec{V}/dz$ . O vetor deslocamento da tempestade ( $\vec{c}$ ) é estimado pelo Método de Davies e Jonhs, 1993 (adaptado para o Hemisfério Sul): (a) Se o  $\vec{V}_{med}$  entre [0-6km] for maior que 30kt então  $\vec{c}$  desvia-se de 20° para a esquerda de  $\vec{V}$ .

Finalmente, no cálculo da HRT procura-se "capturar" a helicidade na camada atmosférica de influxo na tempestade (i.e., nos baixos níveis); para isto é feita uma integração da HRT na vertical, geralmente entre 0 e 3km ou entre 0 e 1km. Dadas todas estas considerações obtemos a definição de HRT como empregada na meteorologia operacional (Rasmussen e Blanchard, 1998):

$$HRT3 = -\int_{0}^{3km} \hat{k} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{d\vec{V}}{dz} dz \qquad (2.23)$$

, onde  $\hat{k}$  é o vetor unitário na direção vertical e HRT3 significa "helicidade relativa à tempestade integrada nos primeiros 3km da atmosfera". Observe que a unidade passa a ser m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup> por causa da integração na vertical. Como descrito em Nascimento (2005), no Hemisfério Sul, valores muito negativos de HRT3 (tipicamente, abaixo de -150 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>) estão associados a situações com intenso CVV

<u>direcional</u> na camada de 0 a 3 km, sendo um dos mecanismos citados anteriormente para a formação de supercélulas.

2.4.2. Combinação da flutuabilidade com helicidade.

Com o objetivo de ressaltar, de maneira sintetizada, a ocorrência simultânea de dois dos ingredientes necessários para a formação de TCLs severas, o **Índice de Energia-Helicidade** foi criado combinando as grandezas HRT3 e CAPE, da seguinte maneira (Hart e Dorotky, 1991; Rasmussen e Blanchard, 1998):

$$IEH = \frac{CAPE \ x \ HRT3}{1.6 \ x \ 10^5}$$
(2.24)

, onde a constante no denominador tem unidade m<sup>4</sup> s<sup>-4</sup>, fazendo de IEH um parâmetro adimensional. No Hemisfério Sul, quanto mais negativo for o IEH maior será, <u>em tese</u>, o condicionamento sinótico para o desenvolvimento de TCLs severas.

#### 2.5. Condições tornádicas

Como mencionado antes, dentro do espaço de parâmetros que descreve as condições atmosféricas que favorecem a formação de convecção severa é possível identificar sub-espaços de parâmetros que indicam situações que induzem ao desenvolvimento de modos específicos de TCLs severas. Um destes modos específicos diz respeito ao regime tornádico. Estudos climatológicos e experimentos de campo indicam que, uma vez que as condições meteorológicas estejam favoráveis às TCLs severas, as chances de formação de tornados aumentam à medida que o CVV nos primeiros 1000 m (ou a HRT nos primeiros 1000 m) aumenta e a altura do NCL diminui (Brooks et al., 2003; Craven e Brooks, 2004; Markowski, 2007). A Física por trás destes resultados é brevemente explicada abaixo.

#### 2.5.1. Papel desempenhado pelo CVV em baixos níveis

A intensificação do CVV nos primeiros 1000 m da atmosfera acentua a geração de vorticidade horizontal (via  $d\vec{V}/dz$ ) o que, através dos mecanismos de inclinação e estiramento de vórtices promovidos pela corrente ascendente convectiva, amplifica a geração de vorticidade vertical nos baixos níveis da tempestade. Como discutido em Bluestein (2007), este é um processo que desempenha um papel na formação e manutenção de mesociclones de baixos níveis em supercélulas, os quais, por sua vez, comumente dão origem aos tornados.

Neste trabalho a magnitude do CVV em baixos níveis é calculada de maneira semelhante ao parâmetro DLS descrito anteriormente, mas para os primeiros 1000 m da atmosfera:

$$LLS = V_{(1km)} - \bar{V}_{(0,500m)}$$
(2.25)

, com unidade de m s<sup>-1</sup>, e onde a abreviatura LLS vem do inglês "*low-level shear*" (também chamado de *0-1km bulk shear*). Valores de LLS acima de 10 m s<sup>-1</sup> são considerados significativos.

#### 2.5.2. Papel desempenhado pela umidade relativa na camada sub-nuvem.

Tornados gerados por supercélulas formam-se na região de transição entre a corrente ascendente da tempestade e a chamada corrente descendente de retaguarda (*rear-flank downdraft;* RFD) da supercélula (p.ex., Davies-Jones et al., 2001; Markowski, 2007; Bluestein, 2007). Durante o processo de tornadogênese a RFD "fornece", em superfície, parcelas de ar para a corrente ascendente. O estudo de Markowski et al. (2002), tendo como base um conjunto de observações de superfície realizadas com estações meteorológicas móveis sob supercélulas em regime tornádico, indicam que a formação de tornados é favorecida quando o ar proveniente da RFD é relativamente quente e úmido, ou seja, possui flutuabilidade positiva.

RFDs ocorrendo em condições com NCL baixo, ou seja, onde a camada subnuvem é muito rasa e úmida, sofrerão menos os efeitos de evaporação. Deste modo, suas parcelas de ar sofrerão menos resfriamento evaporativo o que aumenta a chance de manterem flutuabilidade positiva até o momento de serem "ingeridas" pela corrente ascendente. Neste caso o papel da corrente ascendente em estirar a vorticidade vertical no setor tornádico da TCL é facilitada, em oposição ao caso de uma RFD apresentando ar frio e seco, com flutuabilidade negativa. Para este segundo caso o trabalho de Markowski et al. (2002) encontrou que os tornados não se formavam (*tornadogenesis failure*) ou eram muito fracos e de curta duração.

Este é o mecanismo físico melhor conhecido para explicar porque em situações de TCLs severas a altura do NCL têm uma correlação negativa estatisticamente significativa com a probabilidade de ocorrência de tornados. Na América do Norte, valores de 1000 a 1500 m de altura do NCL são limiares comuns na discriminação entre ambientes tornádicos e não-tornádicos (p.ex., Brooks et al., 2003).

#### 2.6 Padrões Sinóticos

Os processos atmosféricos de escala sinótica desempenham um papel importante no condicionamento de ambientes favoráveis à ocorrência de convecção profunda, pois estes processos, em grande parte, promovem a combinação simultânea dos ingredientes necessários para TCLs, severas ou não (p.ex., Doswell e Bosart, 2001). A forma como isto acontece será brevemente discutida abaixo por meio de um dos mais marcantes fenômenos de escala sinótica: o ciclone extratropical. Nem todas as TCLs severas ocorrem sob a ação deste sistema, mas o ciclone extratropical é o exemplo mais didático de como a convecção severa e a forçante sinótica se relacionam. 2.6.1 Ciclones Extratropicais e suas implicações para a ocorrência de TCLs severas

Como mencionado anteriormente, o desenvolvimento de TCLs severas requer a presença de quatro ingredientes básicos: <u>oferta de umidade</u>, <u>instabilidade</u> <u>condicional</u>, <u>CVV</u> e <u>mecanismo de levantamento em baixos níveis</u>. O ciclone extratropical, em fase de formação e aprofundamento, é um fenômeno de escala sinótica de latitudes médias e subtropicais que ocasionalmente promove a conjunção destes quatros ingredientes como esquematizado na Figura 2.5.



Figura 2.5 – Padrão sinótico associado à ocorrência de tempestades supercélulas. Na figura, a linha cheia indica as isóbaras; JP é o jato polar; JBN é o jato de baixos níveis; e a área destacada é a região onde é esperada a ocorrência de tempestades. Figuras originais de Jonhs, 1993, e adaptadas para o Hemisfério Sul por Nascimento et al., 2010.

Como descrito pelo modelo conceitual quase-geostrófico (p.ex., Bluestein, 1993), movimento ascendente em escala sinótica é induzido a leste de um cavado migratório em 500 hPa, cavado este que faz parte da estrutura dinâmica dos ciclones extratropicais. Na Figura 2.5 a posição do cavado é representada por meio do Jato Polar (JP). Este levantamento é mais acentuado na média troposfera, mas <u>não</u> é o mecanismo de levantamento responsável pelo disparo convectivo. O levantamento na escala sinótica, contudo, promove um importante resfriamento por ascensão adiabática na média troposfera. Ao mesmo tempo, nos baixos níveis do setor quente do ciclone extratropical, ocorre advecção quente e úmida direcionada para as latitudes mais altas. No esquema ilustrativo da Figura 2.5 a advecção quente e úmida por um Jato de Baixos Níveis (JBN), que é um padrão

ocasionalmente observado nestas situações — em particular nas Américas durante o período quente do ano (p.ex., Stensrud, 1996, Marengo et al., 2004).

Em um ciclone em fase de aprofundamento, ou seja com seu eixo vertical inclinado para oeste, a advecção quente e úmida se dá logo abaixo do máximo resfriamento promovido em níveis médios pela ascensão sinótica. Estes dois fatores combinados contribuem para intensificar os lapse rates e desestabilizar a atmosfera em escala sinótica. Além disto, o ciclone extratropical também tem associado a ele frentes e cavados em superfície que representam mecanismos de convergência em baixos níveis que podem, estes sim, promover o disparo convectivo. Outro fator importante no contexto da convecção severa é que, por se tratar de um sistema baroclínico, o ciclone extratropical traz consigo CVV em uma camada profunda, cuja magnitude pode variar desde moderada até muito intensa. Finalmente, na presença do ciclone extratropical existe a oportunidade de ocorrer a interação entre o escoamento úmido do setor quente em baixos níveis e a circulação ageostrófica transversa induzida pelo núcleo de velocidade máxima (jet streak) do jato em altos níveis. Como discutido originalmente em Uccellini e Johnson (1979), caso a saída do escoamento em baixos níveis coincida com um dos ramos ascendentes desta circulação transversa (em particular, aquele sob a entrada equatorial do jet streak, que será o ramo de circulação termicamente direta) a propensão para o disparo de TCLs severas é acentuada.

Assim, fica evidente que o ciclone extratropical representa um fenômeno de escala sinótica que pode combinar todos os ingredientes necessários para a convecção severa. Evidentemente nem todos os ciclones extratropicais geram TCLs severas, seja porque o CVV não é suficientemente intenso (o que é mais comum no verão), ou porque a desestabilização no setor quente não é acentuada (o que é mais comum no inverno), ou porque o acoplamento entre os escoamentos em níveis baixos e o *jet streak* é desfavorável (qualquer época do ano), o que elimina ou reduz drasticamente um dos ingredientes necessários para a convecção severa. Por isto a análise de padrões sinóticos combinada com a avaliação dos parâmetros convectivos é tão importante.

Por último, é importante ressaltar que o padrão esquematizado na Figura 2.5 é típico do desenvolvimento de TCLs severas na América do Norte (Johns, 1993). Na América do Sul o ciclone extratropical também desempenha um papel importante no condicionamento sinótico da convecção severa (Foss e Nascimento, 2009), mas a região considerada mais favorável para a ocorrência de TCLs severas — indicada pelo polígono sombreado na figura — não necessariamente é a mesma nos dois continentes. Esta afirmação é baseada em diversos estudos de caso já realizados para o Sul e Sudeste Brasileiros (p.ex.,Foss e Nascimento, 2010b) e será melhor examinada no desenvolver deste trabalho.

### 2.7. Implicações da Teoria para a Metodologia do trabalho.

A metodologia que será apresentada no próximo capítulo tem como fundamento os conceitos brevemente discutidos acima, principalmente no que diz respeito à seleção dos parâmetros convectivos a serem estudados e à análise meteorológica baseada em ingredientes e em padrões atmosféricos.

# **CAPÍTULO 3**

## DADOS E METODOLOGIA

#### 3.1 Climatologia dos parâmetros convectivos: uma inspeção geral.

Para que os objetivos citados no Capitulo 1 sejam alcançados, primeiramente é examinada a distribuição anual e sazonal de parâmetros atmosféricos relevantes para a análise convectiva. A região de estudo é o setor subtropical da América do Sul, entre 20°S e 40°S, a leste da Cordilheira dos Andes. O intuito é documentar a climatologia dos parâmetros convectivos concebidos para detectar, de maneira qualitativa e quantitativa, os ingredientes atmosféricos em escala sinótica necessários para o desenvolvimento de tempo convectivo severo, discutidos no Capítulo 2. Para isto são investigados os perfis troposféricos diários de temperatura (T), umidade (q) e vento (V) na região de interesse, dos quais são derivados parâmetros associados a umidade atmosférica, instabilidade condicional e CVV.

Os perfis de T, q e V são extraídos da rede observacional de ar superior do setor subtropical da América do Sul para as estações de Foz do Iguaçu/BRA (SBFI), Curitiba/BRA (SBCT), Florianópolis/BRA (SBFL), Porto Alegre/BRA (SBPA), Resitencia/ARG (SARE), Buenos Aires/ARG (SAEZ), para os horários das 00Z e 12Z. A Figura 3.1 mostra a distribuição geográfica da rede de ar superior, e a Tabela 3.1 indica as coordenadas geográficas e a elevação de cada estação. A fonte para obtenção das sondagens de ar superior foi a página de arquivamento de dados meteorológicos mantida pela *University of Wyoming* em *www.weather.uwyo.edu*.

Perfis atmosféricos também são extraídos dos dados do Projeto Reanálise do NCAR-NCEP (Kalnay et al., 1996) para os horários das 00Z, 06Z, 12Z e 18Z para o domínio de interesse.

O período selecionado para o estudo compreende os 12 (doze) anos entre janeiro de 1998 e dezembro de 2009. Este período foi selecionado em função de uma disponibilidade maior de dados observacionais para a região investigada.



Figura 3.1 – Distribuição geográfica da rede de observação de ar superior utilizada no estudo.

Estação de ar superior	Coordenadas	Elevação (m)
Buenos Aires (SAEZ)	34,8° S – 58,5° W	20
Curitiba (SBCT)	25,5° S – 49,2° W	908
Florianópolis (SBFL)	27.6° S – 48.5° W	5
Foz do Iguaçu (SBFI)	25,5° S – 54,6° W	180
Porto Alegre (SBPA)	30,0° S – 51,2° W	3
Resistência (SARE)	27,5°S – 59,0°W	52

Tabela 3.1 – Coordenadas geográficas e elevação das estações de ar superior.

Para o estudo climatológico são calculados dos perfis atmosféricos os seguintes parâmetros termodinâmicos: energia potencial convectiva disponível (CAPE) (da parcela de superfície, e da parcela média), índice de levantamento (IL), *lapse rate* entre 700hPa e 500hPa (MLLR), e a altura do nível de condensação por levantamento (NCL). Por sua vez, os parâmetros cinemáticos calculados são: CVV em uma camada profunda (DLS), CVV em uma camada rasa (LLS), e a helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3km (HRT3). Todos estes parâmetros convectivos foram descritos e discutidos no Capítulo 2 e representam variáveis de utilização operacional muito difundida na análise e previsão de tempo severo baseadas em ingredientes — ver, por exemplo, a revisão feita em Nascimento (2005) e sua lista de referências.

Como parte integrante de uma rotina de execução computacional escrita em linguagem *Shell*, estes parâmetros foram calculados com o auxílio de um código FORTRAN90 desenvolvido originalmente pelo *Center for Analysis and Prediction of*  Storms (CAPS) da Universidade de Oklahoma para pós-processar as saídas do modelo Atmospheric Regional Prediction System (ARPS) e que foi modificado em Nascimento (2004), Foss e Nascimento (2009) e neste trabalho para: (a) ser aplicado em perfis atmosféricos provenientes de sondagens de ar superior e dos dados da Reanálise NCEP-NCAR; (b) ter o cálculo da variável HRT3 adaptada para o Hemisfério Sul segundo o método descrito no item 2.4.1; e (c) adicionar o cálculo de variáveis adicionais, como o LLS e o CAPE de uma parcela média.

A climatologia destes parâmetros é apresentada na forma de uma estatística descritiva, explorando a distribuição média mensal, sazonal e anual dos parâmetros. Isto é feito por meio de gráficos tipo *boxplots*, que fornecem de maneira sintetizada as medianas e os principais percentis (10%, 25%, 75% e 90%) das variáveis (Wilks, 2006), e gráficos de dispersão que exploram um importante espaço de parâmetros na análise de tempo severo: instabilidade condicional *versus* CVV.

No cálculo da mediana e dos percentis da variável CAPE são descartados os valores iguais a zero. Isto é feito porque trata-se de uma variável cujas magnitudes têm uma distribuição estatística fortemente inclinada (skewed) na direção do valor zero. Assim, neste trabalho a interpretação dos gráficos boxplot para CAPE deve ser feita como sendo válida para os dias em que CAPE esteve acima de zero. O mesmo é válido para a interpretação dos gráficos de dispersão que envolverem a variável CAPE. Deve-se ressaltar que este é o mesmo procedimento empregado em outros trabalhos que lidam com a climatologia de CAPE (H. E. Brooks, comunicação pessoal), ainda que esta consideração geralmente não apareça explicitamente no texto (Brooks et al., 2003; Craven e Brooks, 2004). Uma desvantagem nesta escolha é que o tamanho da amostra empregada para calcular as estatísticas de CAPE difere do tamanho da amostra dos demais parâmetros e varia em função da época do ano e da localidade, com implicações nocivas para a representatividade de alguns resultados. Por outro lado, se os valores iguais a zero fossem incluídos na análise dos percentis os resultados teriam pouco valor prático para a previsão de tempo já que uma pergunta que se deseja responder com esta abordagem é: "O que é um valor alto de CAPE nos subtrópicos da América do Sul?".

#### 3.1.1 Controle de qualidade dos dados

Com intuito de remover perfis atmosféricos associados a sondagens incompletas ou com baixa amostragem dos dados ou com dados suspeitos, um controle de qualidade dos dados foi conduzido. Perfis que não atingiram o nível de 300 hPa e/ou que reportaram menos de 10 (dez) níveis e/ou que apresentaram dados faltantes em camadas intermediárias foram descartados. Dentre os perfis aprovados nesta primeira checagem foram descartados, em um segundo teste, aqueles que apresentaram valores suspeitos dos parâmetros convectivos de acordo com os seguintes critérios:

(a) CAPE (da parcela de superfície ou parcela média) maior que 9000 J kg<sup>-1</sup>;

- (b) Nível de equilíbrio (no cálculo de CAPE) acima de 20 km;
- (c) Módulo de IL maior que 20°C;
- (d) MLLR maior que 10° C km<sup>-1</sup>;
- (e) Módulo de HRT3 maior que 900 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup>.

Os perfis extraídos dos dados da Reanálise do NCEP-NCAR também foram submetidos a este teste de valores suspeitos.

#### 3.1.2 Os dados da Reanálise do NCEP-NCAR.

Com o objetivo de aumentar a amostragem de dados sobre perfis atmosféricos na América do Sul subtropical foram utilizados também os dados da Reanálise do NCEP-NCAR. Outro fator importante na adição desta fonte de dados concerne os horários em que os perfis atmosféricos são obtidos pelas radiossondagens. No Brasil e na Argentina os horários das 00Z e 12Z correspondem, respectivamente, às 9 da noite a às 9 da manhã (horário oficial padrão). Estes horários são distantes do máximo aquecimento diurno em superfície e, por conseqüência, do horário de máxima instabilidade das parcelas de ar de superfície. Portanto, são poucas as radiossondagens do Brasil e da Argentina que caracterizam efetivamente o ambiente atmosférico pré-convectivo — o que em Meteorologia de Mesoescala é chamado de "sondagem de proximidade" (Brooks et al., 1994). Rigorosamente falando, para que uma sondagem seja considerada como "de proximidade" a mesma deve satisfazer, entre outras condições, o critério de ter sido realizada próximo do horário de ocorrência da TCL (Brooks et al., 1994; Rasmussen e Blanchard, 1998). Idealmente, sondagens às 18Z (ou mesmo 17Z, em regime especial) seriam mais adequadas para amostrar a atmosfera pré-convectiva na nossa região de interesse. Como estas não estão disponíveis, os perfis obtidos dos dados das 18Z da Reanálise NCEP-NCAR ganham particular importância. Para utilizá-los, entretanto, uma avaliação crítica de sua representatividade é necessária especialmente por causa da baixa resolução espacial (horizontal e vertical) desta fonte de dados.

Antes de estudar os parâmetros convectivos obtidos da Reanálise NCEP-NCAR para as 18Z, examinou-se o comportamento estatístico dos parâmetros às 00Z e 12Z nos pontos de grade mais próximos das estações de ar superior estudadas reproduziu o respectivo comportamento encontrado a partir das radiossondagens reais. Apenas aonde esta reprodução foi satisfatória os dados das 18Z foram adicionados à análise. Esta avaliação foi feita de maneira subjetiva como será mostrado no capítulo de resultados.

# 3.2 Climatologia dos parâmetros convectivos: amostragem dos dias com condições favoráveis a tempo severo e tornados.

Após documentar a distribuição mensal, sazonal e anual dos parâmetros convectivos considerando todos os dados disponíveis, o passo seguinte é determinar o subconjunto de dados que diz respeito aos dias em que as condições atmosféricas mostraram-se favoráveis à ocorrência de TCLs severas. É importante, neste momento, enfatizar que o objetivo deste trabalho é abordar as condições meteorológicas de escala sinótica que **tipicamente** conduzem à formação de TCLs severas, sem, contudo, responder de maneira conclusiva se houve a **confirmação** de episódios de convecção severa em todos os dias em que tais condições foram detectadas. Em outras palavras, a questão do disparo convectivo não é representada nesta climatologia. Neste contexto este trabalho segue uma linha de abordagem semelhante a de Brooks et al. (2003) onde os parâmetros convectivos são empregados para identificar situações atmosféricas favoráveis ao

<u>desenvolvimento TCLs severas e tornados.</u> Este é um aspecto importante que diferencia o presente trabalho daqueles de Rasmussen e Blanchard (1998) e Craven e Brooks (2004), nos quais uma longa série de dados de ocorrência <u>confirmada</u> de TCLs foi utilizada para amostrar apenas as sondagens de proximidade. Esta diferença de abordagem tem implicações importantes na análise dos resultados, e serão descritas no desenvolver do estudo.

Na ausência de registros *in loco* confiáveis sobre a ocorrência das TCLs severas para todo o período entre 1998 e 2009, a questão crucial se resume a identificar critérios objetivos (ou "*proxies*") para inferir quais perfis atmosféricos são considerados conducentes a tempo severo. A filosofia fundamental por trás desta seleção de critérios está em associar a concepção de TCL severa e tornados com uma condição atmosférica "extrema". Para este fim, três conjuntos de critérios foram selecionados, ambos envolvendo os parâmetros convectivos calculados neste trabalho.

No primeiro conjunto de critérios, a serem chamados de "critérios sulamericanos", os perfis favoráveis a TCLs severas são aqueles em que simultaneamente os parâmetros CAPE, MLLR e DLS — indicativos de instabilidade condicional e CVV — encontram-se iguais aos ou acima de seus respectivos percentis de 75% (terceiro quantil), valores estes calculados considerando-se toda a população de perfis das 00Z e 12Z das seis estações estudadas. Estes perfis são designados pela abreviatura SEV1. Os perfis que, <u>além de satisfazerem os critérios</u> <u>acima</u>, apresentam o parâmetro LLS igual a ou maior que seu percentil de 75% e ao mesmo tempo a altura do NCL igual a ou menor que seu percentil de 25% (ou primeiro quantil) são caracterizados como favoráveis à ocorrência de tornados, designados por TOR1.

Para se avaliar a sensibilidade dos resultados à seleção dos valores limiares dos parâmetros, um segundo conjunto de critérios (a serem chamados de "critérios norte-americanos") é empregado onde os valores limiares são extraídos da climatologia de TCLs severas da América do Norte, que é a melhor documentada na literatura. Para este conjunto optou-se por utilizar os limiares discutidos em Brooks et al. (2003) para caracterizar os perfis conducentes a tempo severo e tornados, quais sejam: quando simultaneamente CAPE for maior ou igual a 100 J kg<sup>-1</sup>, e MLLR for maior ou igual a 6,5 °C km<sup>-1</sup>, e DLS for maior ou igual a 20 m s<sup>-1</sup> o perfil é

considerado favorável a TCLs severas, sendo designado por SEV2; quando, além destas condições, o perfil apresenta LLS maior ou igual a 10 m s<sup>-1</sup> e ao mesmo tempo NCL abaixo ou igual a 1500m ele é considerado favorável a tornados, sendo designado TOR2. É fato que existe uma certa arbitrariedade nos limiares baseados em estudos climatológicos realizados para a América do Norte. Entretanto, é importante ressaltar que, partindo da climatologia norte-americana, Brooks et al. (2003) obtiveram sucesso em salientar as diferentes regiões do mundo com maior freqüência de TCLs severas.

Com o intuito de selecionar perfis atmosféricos de tempo severo com características típicas do horário das 18Z, um conjunto de critérios empregando os dados da Reanálise NCEP-NCAR para aquele horário, também foi investigado. Designado pela abreviatura SEV3, esse subconjunto é composto por perfis em que os parâmetros CAPE, MLLR e DLS foram iguais aos ou maiores que seus respectivos percentis de 75% (q75).

Uma vez identificados os perfis SEV1, TOR1, SEV2, TOR2 e SEV3 é analisada sua distribuição espacial e temporal na região de interesse, procurando salientar regiões e épocas do ano com condições teoricamente mais propícias para as TCLs severas. Daqui em diante quando nos referimos aos perfis atmosféricos como SEV ou TOR significa que nos referimos simultaneamente aos perfis SEV1, SEV2 e SEV3 e TOR1 e TOR2, respectivamente.

#### 3.3 Padrões atmosféricos indicativos de tempo severo

Finalizadas as etapas anteriores, a seguir é feita a análise do escoamento atmosférico predominante nos dias/horários dos perfis SEV e TOR, buscando detectar os padrões sinóticos associados (ao menos em tese) às condições favoráveis a tempo severo.

O estudo dos padrões de circulação atmosférica é realizado de duas formas. Primeiramente são investigados, para os dias/horários de perfis SEV e TOR, os campos médios compostos das seguintes variáveis: pressão reduzida ao nível médio do mar; temperatura do ar a 2m, 850 hPa e 500 hPa; altura geopotencial em 850 hPa e 500 hPa; vento (e campos derivados) a 10m, 850 hPa, 500 hPa e 200 hPa; umidade específica em superfície e em 850hPa; velocidade vertical omega em 700hPa e 500hPa. Para este fim são empregados os dados da Reanálise NCEP-NCAR. O domínio espacial da composição média consiste de um quadrado móvel de 40° x 40° de extensão cujo centro coincide com a posição do sítio de radiossondagem. Isto é, primeiramente as variáveis citadas acima são amostradas em um domínio de tamanho fixo sempre centrado na estação de altitude correspondente. Apenas após esta amostragem móvel é que a composição média é calculada agregando-se os dados de <u>todas</u> as seis estações de altitude. Com isto a composição média obtida mostra um campo atmosférico <u>relativo à localização das</u> <u>estações</u>. O objetivo é salientar, em diferentes níveis verticais, o padrão atmosférico médio reinante nas condições de perfis SEV e TOR.

Em seguida, para discriminar os padrões sinóticos <u>distintos</u> que "explicam" as diferentes formas de se induzir os perfis SEV e TOR, uma segunda abordagem envolve um estudo estatístico multivariado empregando-se a técnica de Análise de Componentes Principais (ACP; Richman, 1986; Wilks, 2006). A ACP permitirá classificar os principais padrões de circulação atmosférica envolvidos na geração de ambientes de tempo severo.

Além disso, é realizada a composição média e a ACP nos dias que não satisfizeram os critérios para o desenvolvimento de TCLs severas. O propósito dessas análises é tentar obter os padrões atmosféricos representativos das condições não conducentes a tempo severo e com isto ajudar a discriminar por contraste os padrões que são favoráveis a TCLs severas. Esse subconjunto de perfis é composto de todos os perfis não severos da maior amostragem de sondagens, ou seja, de Porto Alegre, e será chamado de NULO.

#### 3.3.1 Técnica de Análise de Componentes Principais (ACP)

Um grande número de trabalhos utilizam a técnica de Análise de Componentes Principais (ACP) para distinguir configurações nos campos atmosféricos partindo de uma determinada amostragem de dados meteorológicos. Esta técnica é um procedimento matemático que transforma um conjunto de variáveis correlacionadas em um conjunto menor de variáveis não correlacionadas, as chamadas componentes principais (Compagnucci et al., 1985). O principal propósito da ACP é, portanto, reduzir a redundância indesejada nas informações contidas nas variáveis originais decompondo-as em um número menor de variáveis que são ortogonais entre si e que representam uma grande fração da variância contida nos dados originais (Ferraz, 2004).

Há pelo menos seis modos distintos para os quais a ACP pode ser realizada: modos O, P, Q, R, S e T. A escolha do modo depende dos parâmetros que serão escolhidos como variáveis, indivíduos e entidades fixas (Ferraz, 2004). Os modos de decomposição mais comumente utilizados nas análises meteorológicas são os modos S e T. No modo S o intuito principal é encontrar áreas homogêneas de correlação/covariância no domínio de estudo enquanto que no modo T o objetivo principal é encontrar os padrões espaciais (Richman, 1986; Müller et al., 2003). Dependendo do propósito da investigação a ACP pode ser realizada a partir da análise da matriz de correlação ou da matriz de covariância dos dados. Para o caso da matriz de covariância as matrizes são obtidas a partir das anomalias das variáveis em relação às suas médias, enquanto que para o caso da ACP baseada na matriz de correlação as matrizes partem das anomalias normalizadas destas variáveis (ou seja, divididas pelo desvio padrão).

Nesse estudo, é empregada a ACP baseada na matriz de correlação para identificar e "ranquear" os padrões espaciais de algumas variáveis meteorológicas nas situações em que perfis SEV e TOR foram detectados. Para tanto é selecionado o modo T para configurar a matriz de correlação dos dados originais e para a decomposição em componentes principais (CPs). Esse método é eficaz em recuperar a forma, freqüência (variância) e localização temporal dos campos espaciais da matriz de dados. A aplicação da ACP em Ciências Atmosféricas é amplamente discutida em Richman (1986) e Wilks (2006) e abaixo apenas uma breve revisão é feita.

De uma maneira geral, a ACP decompõe uma matriz de dados [X] com dimensão *mxn* em uma soma (na forma de combinação linear) de matrizes de dimensão *mx1*. Esta decomposição consiste dos produtos de vetores chamados "*scores*" ([Z]) e "*loadings*" ([F]), como segue:

$$\mathbf{X} = Z_1 \mathbf{F}_1^{\mathsf{T}} + Z_2 \mathbf{F}_2^{\mathsf{T}} + \dots + Z_n \mathbf{F}_n^{\mathsf{t}}$$
(3.1)

Na forma matricial a Equação (3.1), torna-se:

$$\mathbf{X} = \mathbf{Z} \mathbf{F}^{\mathsf{T}}$$
(3.2)

,onde [Z] representa os *scores* das CPs (ou simplesmente "componentes principais" quando se trata do modo T) que permitem a construção dos padrões espaciais e [F] representa os *loadings* (autovetores) que permitem analisar a correlação da CP com a variável original. No modo T os *loadings* [F] são os pesos utilizados para expressar as variáveis de [X] como a combinação linear das CPs [Z]. Os autovalores dão a medida da variância de cada CP. As CPs extraem os padrões mais freqüentes na amostra de dados e são ortogonais entre si e independentes.

A matriz de correlação [R] para a matriz de dados normalizados [X<sub>S</sub>] (*m x n*) para *m* observações e *n* variáveis é dada por:

$$\mathbf{R} = \frac{1}{m-1} \mathbf{X}_{\mathbf{S}}^{\mathsf{T}} \mathbf{X}_{\mathbf{S}}$$
(3.3)

Da matriz de correlação [R] obtêm-se os autovalores  $\lambda_m$ , sendo que ( $\lambda_1 \ge \lambda_2 \ge \lambda_3 \ge \dots, \ge \lambda_m$ ), com um autovetor correspondente (Ferraz, 2004). Desta forma, a matriz de correlação [R] pode ser escrita como:

$$\mathbf{R} = \mathbf{U} \ \mathbf{D} \ \mathbf{U}^{\mathsf{T}} \tag{3.4}$$

, em que [U] é uma matriz cujas colunas são os autovetores e [D] é uma matriz diagonal cujos elementos são autovalores.

Os scores das CPs normalizadas são dadas por:

$$Z_{\rm S} = X_{\rm S} U D^{-1/2}$$
 (3.5)

A matriz de loadings [F] das CPs, é dada por:

$$F = U D^{1/2}$$
 (3.6)

Quanto mais próximo de 1 estiver o *loading*, mas forte é a associação entre a variável e a CP, enquanto que um *loadings* da variável proximo de zero nos permite

concluir que há pouca contribuição para a formação da CP.

Ao normalizar as variáveis (colunas de [X]) suas escalas de variação tornamse comparáveis. Se todas as componentes são retidas podemos reconstruir os dados iniciais <u>normalizados</u> [Xs] como um produto da matriz de *scores* normalizados [Zs] e a transposta dos *loadings* [F<sup>T</sup>].

$$\mathbf{X}_{\mathbf{S}} = \mathbf{Z}_{\mathbf{S}} \, \mathbf{F}^{\mathsf{T}} \tag{3.9}$$

A tendência dos resultados das ACP é reproduzir na primeira CP um fator geral, com alta correlação com quase todas as variáveis. Dessa forma, na primeira CP a maioria das variáveis tem loadings positivos ou mais ou menos na mesma ordem de grandeza. As CP subseguintes são as componentes com as quais algumas variáveis estão correlacionadas positivamente e outras negativamente.

Para redistribuir a variância concentrada na primeira CP, aplica-se rotação na matriz de CPs. Há diversos métodos de rotação das CPs, o mais popularmente utilizado é a Rotação ortogonal Varimáx. Esse método, que tem como objetivo maximizar a variância entre os *loadings* de cada CP, torna mais simples a identificação e a interpretação de cada CP.

Uma vez encontrado a matrix de *loadings* [G] ( $\mathbf{G} = \mathbf{FJ}$ ; em que, [F] é o *loading* das CPs sem rotacionar e [J] é uma matriz de transformação), é relativamente simples encontrar os *scores* rotacionados das CPs pelo método de rotação Varimáx (Green, 1978):

$$\mathbf{Z}_{sv} = \mathbf{X}_{s} \mathbf{G} \left( \mathbf{G}^{\mathsf{T}} \mathbf{G} \right)^{-1}$$
(3.10)

, em que G é a nova matriz de loadings rotacionada.

A rotação não é aplicada em todas as CPs. Ela só é realizada nas CPs que contem informações significantes do conjunto de dados. Há diferentes testes que podem ser aplicados nos autovalores para identificar quantas componentes devem ser rotacionadas. Os mais difundidos são os testes: diagrama de LEV (Craddok e Flood, 1969) e o teste Kaiser (1958) (Müller et al., 2003). Para uma revisão mais detalhada da Técnica de ACP consulte Green (1978); Richman (1986).

Neste trabalho a ACP, realizada em seu modo T pela matriz de correlação, é aplicada para as seguintes variáveis: pressão reduzida ao nível médio do mar; umidade específica e componente meridional do vento em 850 hPa; altura geopotencial em 500 hPa; e magnitude do vento em 250 hPa. Essa análise é conduzida, estação por estação, para o conjunto de dados que compõe os dias/horários cujos perfis foram classificados como SEV e TOR. A ACP é realizada em um domínio de dimensão fixa de 40 graus (latitude) por 40 graus (longitude), mas cujo centro é móvel, coincidindo com a localização da estação de ar superior corresponente. Da mesma forma como a composição média, optou-se por esta abordagem porque o objetivo é extrair os padrões de circulação atmosférica relativos à localização do sítio de observação. A diferença em relação ao procedimento usado no cálculo da composição média é que 1 (uma) ACP separada, é feita para cada uma das seis estações.

# **CAPÍTULO 4**

## **RESULTADOS E DISCUSSÕES**

#### 4.1 Tamanho da amostra de dados.

parte integrante da análise estatística, Como é importante tecer primeiramente algumas considerações a respeito do tamanho da amostra dos dados estudados, uma vez que este aspecto tem implicações importantes para a representatividade dos resultados. A Tabela 4.1 resume, por estação de ar superior, o número de perfis (00Z e 12Z) aprovados pelos procedimentos de controle de qualidade descritos no Item 3.1.1, sendo, portanto, o número efetivo de perfis analisados. O número de perfis cinemáticos é menor que o de perfis termodinâmicos porque frequentemente ocorreu de uma sondagem deixar de reportar o vento enquanto mantinha o envio de dados de temperatura e umidade. Para maximizar a utilização dos dados, optou-se por manter estes perfis termodinâmicos. Para efeito de comparação, se todos os dados das 00Z e 12Z estivessem disponíveis para os 365 dias do ano (366 dias em 2000, 2004 e 2008) durante os 12 anos de estudo o número de perfis totalizados para os seis sítios seria de 52596. Desses, apenas 30183 perfis foram reportados. Após aplicar o controle de qualidade o número de sondagens disponíveis gira em torno da metade do total perfis possíveis durante o período analisado (Tabela 4.1).

Estação de ar superior	Perfis termodinâmicos	Perfis cinemáticos
Buenos Aires (SAEZ)	2759	2799
Curitiba (SBCT)	6077	5408
Florianópolis (SBFL)	2905	2424
Foz do Iguaçu (SBFI)	4662	4584
Porto Alegre (SBPA)	6576	5924
Resistência (SARE)	2230	2134
TOTAL	25131	23351

Tabela 4.1 – Número de perfis atmosféricos efetivamente examinados no estudo.

Fica evidente também que o número de perfis analisados varia muito de uma localidade para outra (Tabela 4.1). Isto também é evidenciado na Figura 4.1, que indica o número total de perfis termodinâmicos e cinemáticos investigados em função do mês. No período estudado, apenas sondagens das 12Z estiveram disponíveis para a estação de Resistência (SARE), enquanto que a estação de Buenos Aires (SAEZ) disponibilizou poucas sondagens nos meses de inverno às 00Z, fazendo de SAEZ a estação cuja amostragem apresentou a maior dependência sazonal (Figura 4.1). A estação de Florianópolis (SBFL) também contribuiu com um número reduzido de perfis. Apenas nas estações de Porto Alegre (SBPA) e Curitiba (SBCT) o número de perfis estudados ficou acima da metade do número máximo de perfis que seria disponibilizado caso nenhuma sondagem fosse descartada (744 para os meses de 31 dias, 720 para os meses de 30 dias e 678 para fevereiro), enquanto em Foz Iguaçu (SBFI) este número ficou em torno da metade (53%) do valor máximo.



Figura 4.1 – Distribuição mensal do total de sondagens (00Z e 12Z) que compõem a amostra de dados efetivamente estudada para as seis estações de ar superior: (a) total de perfis termodinâmicos; (b) total de perfis cinemáticos.

A baixa densidade de estações de ar superior na América do Sul e os horários "pouco oportunos para convecção" de suas realizações (00Z e 12Z) diminuem as oportunidades em se registrar perfis atmosféricos verdadeiramente pré-convectivos (ou sondagens de proximidade). Isto afeta, entre outras coisas, a disponibilização de sondagens representativas de ambientes de tempo severo neste continente. <u>Essas</u> <u>são algumas importantes limitações na utilização de sondagens de ar superior para estudos climatológicos de TCLs severas na América do Sul, e a análise dos resultados a seguir deve manter isto em mente</u>. A utilização dos dados da Reanálise NCEP-NCAR procura preencher algumas das lacunas observacionais (vide Item 3.1.2), mas, por sua vez, apresenta também suas próprias limitações que serão discutidas mais adiante.

#### 4.2 Climatologia dos parâmetros convectivos

Neste item é analisada a distribuição mensal e anual dos valores medianos e dos percentis 10% (q10), 25% (q25), 75% (q75) e 90% (q90) dos principais parâmetros convectivos selecionados para estudo. Isto é feito por meio de gráficos tipo *boxplot*, como exemplificado na Figura 4.2.



Figura 4.2 – Representação em gráfico *boxplot* das estatísticas quantílicas examinadas neste estudo.

4.2.1 Parâmetros termodinâmicos (CAPE, IL, MLLR e NCL).

As Figuras 4.3 e 4.4 indicam respectivamente a variação mensal das variáveis CAPE (para uma parcela de superfície) e IL nas seis estações estudadas, para as 00Z e 12Z separadamente. Em todos os painéis o último *boxplot* representa a estatística anual. Deve-se lembrar que apenas valores de CAPE <u>acima de zero</u> entraram nesta estatística. Uma inspeção geral das duas figuras evidencia o forte ciclo anual existente nestes parâmetros. Para CAPE (Fig. 4.3) as medianas e os percentis q75 apresentam valores mais altos no período mais quente do ano (outubro a março) e valores mais baixos na estação fria (abril a setembro). Comportamento contrário é observado para a variável IL (Fig. 4.4), lembrando que quanto mais negativo este parâmetro maior a condição de instabilidade. Estes

resultados para CAPE e IL já eram esperados, pois são variáveis que descrevem a as condições de instabilidade condicional a qual apresenta um ciclo anual bem conhecido (p.ex., Craven e Brooks, 2004; Reimann-Campe et al., 2009).



Figura 4.3 - Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro CAPE da parcela de superfície (J kg<sup>-1</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.



Figura 4.4 - Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro IL (°C) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.

Observe, entretanto, que os intervalos interquantílicos q75–q25 e q90–q10 de CAPE são bem maiores que os de IL salientando a maior variância daquele parâmetro. Esta diferença é influenciada pelo fato de CAPE ser uma variável verticalmente integrada — o que <u>não</u> é o caso de IL — e, portanto, muito sensível a pequenas variações nos limites de integração (Eq.2.13). Em outras palavras, a magnitude de CAPE é muito mais sensível às variações temperatura e de oferta de umidade na camada limite planetária do que IL (Craven et al., 2002). Assim, enquanto na maioria das estações não existe sobreposição alguma entre os intervalos interquantílicos de IL de janeiro e julho (Fig. 4.4), para CAPE pelo menos alguma sobreposição existe entre quase todos os meses do ano (Fig. 4.3).

É interessante notar que, ao se comparar os *boxplots* da estatística anual de CAPE e IL nos horários das 00Z e 12Z para as estações SBPA, SBCT e SBFL, não observamos uma grande modificação das estatísticas quantílicas. Isto sugere que os horários da manhã (12Z) e da noite (00Z) apresentam um regime semelhante de instabilidade nestas localidades. A exceção fica com SBFI onde há uma clara elevação da mediana e dos quantis q75 e q90 de CAPE para as 00Z (noturno) em comparação com 12Z (matutino) — comparar Figs. 4.3a e 4.3b. O motivo pelo qual este comportamento é observado em SBFI e não em SBPA ainda não é claro. Uma hipótese seria o fato de SBFI se localizar próximo da região do Grand Chaco onde frequentemente se observa o JBN sul-americano (Marengo et al., 1994) — que é um mecanismo responsável por desestabilizar a atmosfera por meio do transporte de calor e umidade em baixos níveis — e o disparo de convecção noturna (Anabor et al., 2008). Como a magnitude do JBN apresenta um máximo noturno (Douglas et al., 1998), os valores mais altos de CAPE encontrados às 00Z apenas em SBFI poderiam estar associados com a configuração geográfica do JBN. Entretanto, ficará claro mais adiante, ao se analisar os parâmetros cinemáticos, que não parece ser este o caso. Infelizmente a ausência dos dados das 00Z para SARE, estação localizada dentro do Grand Chaco, não permite a comparação de CAPE entre 00Z e 12Z para aquele sítio.

O terceiro parâmetro termodinâmico avaliado é o lapse rate entre 700hPa e 500hPa (MLLR), cuja distribuição mensal e anual é indicada na Figura 4.5. Dos parâmetros termodinâmicos examinados é o que apresenta o ciclo anual menos acentuado, havendo forte sobreposição dos intervalos interquantílicos mensais. Este resultado é coerente já que o MLLR é bem menos sensível à forte variabilidade de temperatura e umidade na camada limite planetária. Ainda assim, na análise geral é possível distinguir uma leve tendência a valores mais altos de MLLR no período frio do ano. Isto ocorre, muito provavelmente, devido à maior frequência de intrusão de ciclones extratropicais e vórtices ciclônicos de altos níveis nos subtrópicos da América do Sul durante o inverno. A passagem destes sistemas representa uma importante fonte de ar frio para os níveis médios da atmosfera, acentuando o MLLR. Entretanto, este aumento do MLLR no inverno não se traduz em maior CAPE porque o aporte de calor e umidade em baixos níveis é menos eficiente nesta estação do ano. Em outras palavras, o aumento de CAPE é mais efetivo com o aumento da temperatura e da umidade na camada limite planetária (condição de verão) do que com uma maior queda de temperatura entre 700hPa e 500hPa (condição de inverno). Já o IL depende, de uma maneira mais equilibrada, tanto do MLLR quanto da temperatura em baixos níveis.

Neste contexto, é interessante avaliar a dependência latitudinal dos parâmetros de instabilidade condicional através das variáveis CAPE, IL e MLLR válidas às 12Z para SBFI, SBPA e SAEZ, isto é, partindo da latitude mais baixa para a mais alta. Para isto comparamos os respectivos *boxplots* das estatísticas anuais (último *boxplot*) destas variáveis nos painéis (b), (j) e (l) das Figuras 4.3, 4.4 e 4.5. Apesar da grande sobreposição dos intervalos interquantílicos, nota-se:

(a) uma redução considerável da mediana, q75 e q90 de CAPE quando comparamos SBFI com SAEZ e SBPA (Figs. 4.3b,j,I);

(b) um ligeiro aumento de todos os percentis de MLLR entre SBFI e SAEZ, passando por SBPA (Figs. 4.5b,j,l);

(c) um ligeiro aumento da mediana, q75 e q90 de IL entre SBFI e SAEZ, passando por SBPA (Figs. 4.5b,j,l), mas com q25 e q10 muito próximos entre si;



Figura 4.5 - Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro MLLR (°C km-1) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.
Das três estações, SBFI é a mais próxima da principal fonte de calor e umidade para convecção nos subtrópicos da América do Sul, o que explica os maiores valores de CAPE. Por sua vez, SAEZ é a mais influenciada pela ação de sistemas de latitudes médias (ciclones extratropicais e vórtices ciclônicos de altos níveis) que contribuem para valores mais altos de MLLR. Entre estas duas estações está SBPA. No caso do IL os dois fatores — MLLR e temperatura em baixos níveis — são igualmente importantes para sua modulação, o que pode ser o motivo de ter sido o parâmetro termodinâmico de comportamento mais parecido entre as três estações, em particular para q25 e q10.

Com os resultados acima é possível também buscar uma resposta para a importante pergunta: "O que deve ser considerado um valor alto de CAPE nos subtrópicos da América do Sul?". Podemos utilizar os valores de q75 para respondêla de acordo com a amostra estudada aqui. A Tabela 4.2 resume os valores de q75 encontrados para CAPE nas seis estações e nos dois diferentes horários. Apenas SBFI, às 00Z, apresentou valor acima de 1000 J kg<sup>-1</sup>.

Tabela 4.2 – Valores de CAPE (para uma parcela de superfície) referentes ao terceiro quantil. Para cada estação e horário apenas 25% dos perfis estudados apresentaram valores de CAPE acima do limiar indicado.

Estação de ar superior	CAPE 00Z	CAPE 12Z
Buenos Aires (SAEZ)	970 J kg⁻¹	641 J kg <sup>-1</sup>
Curitiba (SBCT)	725 J kg⁻¹	745 J kg <sup>-1</sup>
Florianópolis (SBFL)	733 J kg <sup>-1</sup>	835 J kg <sup>-1</sup>
Foz do Iguaçu (SBFI)	1380 J kg⁻¹	904 J kg⁻¹
Porto Alegre (SBPA)	712 J kg <sup>-1</sup>	660 J kg <sup>-1</sup>
Resistência (SARE)		1071 J kg <sup>-1</sup>

Finalizando os parâmetros termodinâmicos, a Figura 4.6 descreve as estatísticas para a altura do NCL. Esta variável foi incluída por ter relevância na caracterização de ambientes tornádicos (vide Capítulo 2). Dos parâmetros termodinâmicos estudados este foi o que apresentou a maior variação de comportamento entre as seis estações examinadas. O NCL tem uma distribuição semelhante nas estações de SBPA e SAEZ às 12Z (Figs. 4.6j e 4.6l), com valores raramente ultrapassando os 1000m de altura e uma tendência a valores mais baixos nos meses mais frios. As temperaturas mais baixas do período frio do ano fazem

com que a camada limite planetária na parte da manhã (12Z) encontre-se mais frequentemente próxima da saturação o que explica a queda do NCL no inverno. Sazonalidade equivalente foi encontrada para a América do Norte em Craven e Brooks (2004).



Figura 4.6 - Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro NCL (m) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.

Para SBFL (Figs 4.6g e 4.6h), chama atenção os valores muito baixos de NCL ao longo de todo o ano nos dois horários. O *boxplot* das estatísticas anuais apresenta q75 em torno dos 500m tanto às 00Z quanto às 12Z, e a sazonalidade é pouco distinguível especialmente às 00Z (Fig. 4.6g). A forte condição de maritimidade em Florianópolis pode ser fator que explica tanto os baixos valores de NCL quanto sua pouca sazonalidade. De qualquer forma é necessário lembrar que SBFL é uma das estações com a menor amostra de dados (Tabela 4.1), o que compromete a significância deste resultado.

Em comparação com SBPA, SBFL e SAEZ em SBFI valores mais altos de NCL foram encontrados ao longo de todo o ano tanto às 00Z quanto às 12Z, com a mediana anual entre 500m e 1000m (Figs. 4.6a e 4.6b). Esta diferença em relação às três estações mais ao sul aponta para uma maior depressão do ponto de orvalho (i.e., a diferença entre T e Td) em superfície, o que pode ser devido ao efeito de maior continentalidade de Foz do Iguaçu. Entretanto, a estação de SARE (Fig. 4.6f), com latitude e continentalidade comparáveis a Foz do Iguaçu, apresenta NCLs mais baixos que em SBFI às 12Z, especialmente no inverno. Esta comparação é discutível pela considerável diferença do tamanho das amostras entre as duas estações (Tabela 4.1). Contudo, se este contraste da magnitude do NCL entre SBFI e SARE for significativo, estudos futuros devem procurar compreender melhor este resultado — a começar pela diferença de elevação entre as duas localidades (vide Tabela 3.1). (Nota: O comportamento peculiar das estatísticas quantílicas do NCL para o mês de outubro para SBFI — apresentando valores mais baixos de mediana e de q75 que os meses vizinhos tanto às 00Z quanto às 12Z — não parece ter significado físico, sendo um produto das variações na amostragem mês a mês. O mesmo pode ser dito do comportamento errático das estatísticas em SAEZ às 00Z entre abril e outubro (Fig.4.6k).

As Figuras 4.6c e 4.6d mostram que SBCT foi a estação com valores mais altos de NCL, apresentando também pouca sazonalidade na mediana, particularmente às 00Z. Invariavelmente a mediana do NCL esteve entre cerca de 1000m e aproximadamente 1250m nos dois horários. O fator geográfico que mais discrimina SBCT entre as estações estudadas é sua elevação (908m; Tabela 3.1), o que parece ser o aspecto mais determinante para os valores de NCL mais altos ali encontrados. O parâmetro CAPE para a parcela média nos primeiros 100hPa da atmosfera (MLCAPE) também foi calculado, mas os resultados de sua estatística não são mostrados devido ao pequeno tamanho da amostra com dias de MLCAPE maior que zero o que fez com que a distribuição mensal de MLCAPE apresentasse um comportamento altamente irregular e de baixa representatividade.

## 4.2.2 Parâmetros cinemáticos (DLS, LLS e HRT3).

A Figura 4.7 mostra a distribuição mensal e anual do parâmetro de CVV profundo (DLS). De maneira geral existe uma sobreposição considerável entre os intervalos interquantílicos nas estatísticas mensais. Ainda assim é possível identificar uma certa tendência para valores menores de DLS no verão, quando a atmosfera nos subtrópicos da América do Sul apresenta um regime mais tropical ou, em outras palavras, menos baroclínico (Escobar 2009; Cavalcanti e Kousky 2009).

Esta dependência sazonal fica melhor caracterizada nas estações de SBFI (Figs. 4.7a e 4.7b) e SARE (Fig. 4.7f) ao compararmos os *boxplots* do trimestre JFM com os do trimestre JJA. Pouca sobreposição dos intervalos interquantílicos é identificada nesta comparação, discriminando bem os regimes de DLS de inverno e verão. Observe que raras são as situações (ou nenhuma) em que SBFI ou SARE registraram DLS acima de 20 m s<sup>-1</sup> no trimestre JFM na amostra estudada.

Para as demais estações esta discriminação é menos clara, principalmente em SAEZ (Figs.4.7k e 4.7l). Por ser a de latitude mais alta, a estação de SAEZ é a mais suscetível à ação de sistemas baroclínicos migratórios (jato polar) no verão e também a que se situa sob a maior influência do jato subtropical no verão (Escobar 2009). Ambas as configurações são importantes fontes de CVV no verão, o que ajuda a explicar a menor sazonalidade de DLS em SAEZ. Tanto às 00Z quanto às 12Z SAEZ registrou DLS acima de 20 m s<sup>-1</sup> em cerca de 25% dos perfis do trimestre JFM. A maior latitude de SAEZ, em uma faixa mais baroclínica, também explica os maiores valores de DLS na estatística anual (Figs. 4.7k e 4.7l), sendo seguida de perto por SBPA (Figs. 4.7i e 4.7j).



Figura 4. 7 - Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro DLS (m s<sup>-1</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.

O resultado para o parâmetro associado ao CVV raso (LLS) é indicado na Figura 4.8. Ao contrário do DLS, a magnitude do LLS não pode ser diretamente associada aos conceitos de vento térmico e baroclinia já que o vento a 1000m de altura tem forte componente ageostrófica. Logo, à princípio, não se deve aguardar uma acentuada sazonalidade induzida pelo regime baroclínico. Ainda assim é interessante notar a ligeira tendência para maiores valores de LLS no inverno em SBFI (Figs. 4.8a e 4.8b) e entre julho e setembro em SARE (Fig. 4.8f). Contudo, SBCT (Figs. 4.8c e 4.8d), SBPA (Figs. 4.8i e 4.8j) e SAEZ (Figs. 4.8k e 4.8l) não apresentaram uma dependência sazonal tão evidente, mostrando acentuada sobreposição entre os intervalos interquantílicos e (q90–q10) mensais. A diferença no comportamento sazonal de LLS entre SBFI/SARE e SBCT/SBPA/SAEZ pode estar influenciada pelo comportamento do JBN na região do *Gran Chaco*; mas isto requer investigação mais detalhada já que os valores mais altos de LLS em SBFI e SARE foram encontradas na estação fria quando o estabelecimento do JBN é menos freqüente (Marengo et al., 2004).

Na comparação entre horários, as estações de SBFI e SBFL apresentaram aumento do LLS às 12Z comparado com 00Z. No caso de SBFI este resultado entra em conflito com a hipótese levantada anteriormente de que o aumento da magnitude de CAPE observada às 00Z seja devido à influência de um JBN mais intenso no horário da noite. Se fosse este o caso, o parâmetro LLS deveria mostrar valores mais altos às 00Z também. Enquanto em SBFI é possível buscar uma associação entre o ciclo diurno de JBN e o aumento de LLS às 12Z, o mesmo não se pode dizer de SBFL, localizada no litoral distante da saída do JBN sul-americano. O resultado para SBFL, entretanto, deve ser interpretado com cuidado por causa do menor tamanho da amostra.

Os valores mais baixos de LLS foram encontrados em SBCT (Figs. 4.8c e 4.8d), que também apresentou fraca sazonalidade. Mais uma vez, o efeito de altitude parece ser o fator determinante neste caso.



Figura 4.8 - Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro LLS (m s<sup>-1</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.

A Figura 4.9 mostra os resultados para a variável HRT3 (helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3km). No Hemisfério Sul, quanto mais negativa a HRT3, mais a configuração cinemática é favorável a TCLs severas — contanto que os ingredientes termodinâmicos também estejam presentes. Valores abaixo de -150 m<sup>2</sup> s<sup>-2</sup> são considerados significativos (Nascimento, 2005), tendo como base a climatologia norte-americana (Rasmussen e Blanchard, 1998). A dependência deste parâmetro com a baroclinicidade da atmosfera assemelha-se àquela evidenciada com DLS. A diferença é que HRT3 fornece uma medida do CVV <u>direcional</u> em níveis mais baixos e é fortemente influenciada pela presença de um JBN (Nascimento, 2005).

Uma visão geral da Figura 4.9 mostra grande sobreposição de intervalos interquantílicos em todas as estações, mas ilustra também uma tendência de valores negativos extremos de HRT3 ocorrerem preferencialmente no inverno. Isto é particularmente claro pelo comportamento de q25 em SBFI (Figs. 4.9a e 4.9b) e SARE (Fig. 4.9f). Em função disto, SBFI é a estação que registra a mediana mais negativa na estatística anual para HRT3 às 12Z. Para latitudes mais altas (SBPA e SAEZ; Figs. 4.9i, 4.9j, 4.9k, 4.9l) baixa sazonalidade é encontrada para este parâmetro, e nota-se a grande preponderância de valores negativos.

## 4.2.3 Comparação com a climatologia da América do Norte.

Para realizar uma comparação com a climatologia de parâmetros convectivos nos Estados Unidos da América (EUA) selecionou-se o trabalho de Craven e Brooks (2004) que empregou uma base de dados maior do que o estudo climatológico de Rasmussen e Blanchard (1998). Além disto, a amostra utilizada por Craven e Brooks (2004) inclui também perfis cinemáticos extraídos de radiossondagens sem CAPE (representando 47% da amostra deles), enquanto Rasmussen e Blanchard (1998) descartaram todos os perfis cinemáticos das radiossondagens sem CAPE. Logo, a metodologia escolhida neste trabalho, que inclui situações sem CAPE na estatística de todos os parâmetros (exceto na estatística do próprio CAPE), se aproxima mais da empregada por Craven e Brooks (2004).



Figura 4.9 - Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* do parâmetro HRT (m<sup>2</sup>s<sup>-2</sup>) para as seis estações de ar superior, às 00Z e 12Z.

Os valores (em módulo) de MLLR encontrados para os subtrópicos da América do Sul foram mais baixos do que nos EUA. Enquanto no continente norteamericano a mediana mantém-se acima de 6,0°C km<sup>-1</sup> e q25 mantém-se acima de 5,5°C km<sup>-1</sup> em todas as situações avaliadas em Craven e Brooks (2004), na América do Sul apenas na estação de SAEZ a estatística anual de MLLR ultrapassa estes limiares — com SBPA se aproximando destes limiares. Isto indica a influência da latitude na modulação de MLLR, como discutido anteriormente. Fora a latitude, a topografia norte-americana é mais favorável à formação de MLLR mais altos do que a da América do Sul. A presença de um extenso platô alto na região do estado do Colorado combinado com a massa de ar de origem desértica que advém do estado do Novo México, mais ao sul, favorece a formação de camadas de mistura elevadas o que aumenta os lapse-rates entre 700hPa e 500hPa (Carlson et al., 1983; Lanicci e Warner, 1991a; Craven e Brooks, 2004). Na América do Sul não existe uma fonte tão eficiente para camadas de mistura elevadas nos subtrópicos já que os Andes são muito estreitos neste setor e a massa de ar desértica do Atacama é confinada ao lado oeste dos Andes.

Em contrapartida, a altura do NCL na América do Sul subtropical é significativamente mais baixa do que a encontrada nos EUA. No estudo de Craven e Brooks (2004) as medianas de NCL estiveram sempre acima de 750m, mesmo nas situações de tornados significativos (quando o NCL é o mais baixo na amostra deles). Na América do Sul a Figura 4.6 mostra medianas da estatística anual de NCL abaixo de 750m em quase todas as estações e horários, com a exceção evidente de SBCT (Figs. 4.6c e 4.6d). Em SBPA, por exemplo, a mediana anual fica abaixo de 500m e q90 bem abaixo de 1000m o que representam reduções substanciais quando comparadas com os respectivos valores encontrados em Craven e Brooks (2004). Vale ressaltar que o estudo americano inclui um grande número de radiossondagens realizadas no período da tarde quando o NCL tende a ser mais alto por causa da maior depressão do ponto de orvalho. Além disso, sua amostra é fortemente enviesada por perfis extraídos nas Planícies Centrais dos EUA onde há grande efeito de continentalidade, enquanto que os perfis da América do Sul são muito influenciados pela proximidade do oceano (SAEZ, SBPA, SBFL), o que explica em boa parte a distinção na magnitude do NCL.

Em termos de DLS, o estudo de Craven e Brooks (2004) encontrou a mediana de 20 m s<sup>-1</sup>, q75 de 28 m s<sup>-1</sup> e q90 acima de 35 m s<sup>-1</sup> para a amostra de situações sem CAPE. Considerando que os dias sem CAPE predominam na nossa amostra de perfis cinemáticos, estes são os valores que julgamos mais representativos para comparação. A Figura 4.7 mostra que, à exceção de SAEZ (Fig.4.7k e 4.7l), as estatísticas quantílicas anuais de DLS na América do Sul são substancialmente mais baixas, o que aponta para a clara influência da latitude no CVV em função da maior baroclinia nas latitudes médias.

Finalmente, em termos de LLS Craven e Brooks (2004) encontraram mediana de cerca 5 m s<sup>-1</sup> tanto na situação sem CAPE quanto na situação de TCLs severas (para TCLs tornádicas o valor subiu drasticamente para 12 m s<sup>-1</sup>). Na América do Sul a diferença foi menos acentuada do que a observada para DLS, com SBFI e SARE às 12Z (Figs. 4.8b e 4.8f) e SBPA e SAEZ nos dois horários (painéis i, j, k, I da Figura 4.8) atingindo ou se aproximando deste valor. A menor diferença de valores entre os dois continentes no parâmetro LLS perece ser devido ao papel igualmente importante desempenhado pelo JBN em ambos os setores.

O HRT3 não é avaliado em Craven e Brooks (2004) e por isto a comparação intercontinental não é realizada para este parâmetro.

## 4.3 O espaço de parâmetros: instabilidade condicional versus CVV.

Como evidenciado nos itens 4.3.1 e 4.3.2, a marcha anual de CAPE e DLS é inversa, com valores mais altos de um parâmetro sendo atingidos quando valores mais baixos do outro parâmetro são observados (Fig. 4.3 versus Fig. 4.7). Esta característica <u>não</u> é particular à América do Sul, e representa o comportamento tipicamente excludente que há entre o regime tropical (CAPE alto e DLS baixo) e o regime de latitudes médias (CAPE baixo e DLS alto). Entretanto, sabe-se que a presença <u>simultânea</u> destes dois ingredientes é necessária para TCLs severas. Assim, para avaliar melhor a distribuição sazonal simultânea destas duas grandezas, examinamos o espaço de parâmetros entre CAPE (de uma parcela de superfície) e DLS, na forma de gráficos de dispersão. Apenas resultados para as 12Z são mostrados, por conter um maior número de perfis, e apenas os perfis com CAPE diferente de zero entram nesta análise. As Figuras 4.10, 4.11 e 4.12 mostram os

resultados e indicam, para cada gráfico, o número de perfis (sondagens) que compõem a dispersão. Observe que, com a exceção de SBFL (Fig. 4.11), o verão foi a estação do ano melhor amostrada justamente por ser aquela com maior número de dias com CAPE diferente de zero.

Quando atentamos para a comparação entre os regimes de verão e de inverno (painéis (a) versus (c), e (e) versus (g)) observa-se a transição do ambiente de alto CAPE e baixo DLS do verão para o ambiente de baixo CAPE e DLS moderado/alto do inverno, especialmente para as estações de altitude SBFI, SBCT, SARE, SBFL e SBPA (Figs. 4.10, 4.11 e 4.12). Entre estes dois regimes extremos temos o outono e a primavera (painéis (b)(d) e (f)(h)), quando há uma menor [maior] concentração de pontos dentro do domínio "CAPE alto e DLS baixo" quando comparado com o verão [inverno]. Isto sugere uma maior ocorrência relativa de perfis com CAPE e DLS simultaneamente moderados no outono e primavera. <u>Em uma primeira aproximação</u>, isto aponta para uma maior preponderância de ambientes favoráveis a TCLs severas nas duas estações de transição, o que é uma percepção geral na meteorologia operacional brasileira (Nascimento, 2005).

Em SAEZ a análise para o inverno é dificultada pela baixa amostragem (Fig. 4.12g), mas chama atenção no verão o número de perfis com CAPE alto e DLS alto (Fig. 4.12e), sendo a maior concentração de pontos nesta parte do espaço de parâmetros entre as seis localidades estudadas. Seria este um indicativo de um verão com maior atividade convectiva severa (em termos relativos) em SAEZ do que nas demais localidades? Como já sugerido na análise isolada de DLS no Item 4.2.2., Buenos Aires continua registrando um número consideravelmente alto de perfis com DLS moderado a alto em pleno verão quando CAPE também é alto. Esta questão será abordada mais adiante neste estudo.

Assim como nas demais localidades, em SAEZ o outono e a primavera também mostraram características semelhantes entre si (Figs. 4.12f e 4.12h). Porém, uma diferença perceptível entre o outono e a primavera em SAEZ é o maior número de perfis com DLS acima de 40 m s<sup>-1</sup> na primavera.

Em uma análise posterior, são estudados os dias em que a combinação desses dois parâmetros foi elevada, funcionando como "*proxy*" para a potencial ocorrência de tempo severo.



Figura 4.10 - Gráficos de dispersão para DLS (m s<sup>-1</sup>) versus CAPE da parcela de superfície (J kg<sup>-1</sup>) no horário das 12Z para as quatro estações do ano no período entre 1998-2009: (a)-(d) SBFI; (e)-(h) SBCT. O tamanho da amostra por estação do ano é indicado no canto superior direito de cada painel e refere-se ao número de sondagens com CAPE maior que zero.
Observe que a escala da abscissa (CAPE) é logarítmica. A linha pontilhada vertical indica CAPE = 1000 J kg<sup>-1</sup> e a linha pontilhada horizontal indica DLS = 20 m s<sup>-1</sup>.



Figura 4.11 - Idem à Figura 4.10, mas para: (a)-(d) SARE; (e)-(h) SBFL.



Figura 4.12 - Idem à Figura 4.10, mas para: (a)-(d) SBPA; (e)-(h) SAEZ.

### 4.4 Amostragem pelos dados da Reanálise NCEP-NCAR

Idealmente, a climatologia dos parâmetros convectivos extraída das radiossondagens das 18Z seria mais adequada para documentar o comportamento médio mensal e anual das condições pré-convectivas na nossa região de interesse. Na ausência das radiossondagens vespertinas, os dados da Reanálise NCEP-NCAR podem ser úteis para reproduzir a condição pré-convectiva neste horário, o que será subjetivamente examinado abaixo.

Antes de analisar as estatísticas extraídas dos dados da Reanálise NCEP-NCAR para as 18Z é desejável avaliar a capacidade destes dados de baixa resolução espacial (tanto horizontal quanto vertical) em reproduzir a distribuição estatística dos parâmetros convectivos calculados pelas radiossondagens. Para isto foram selecionados os pontos de grade da Reanálise NCEP-NCAR mais próximos das respectivas estações de altitude, e foi escolhido o horário das 12Z já que neste horário o número de radiossondagens disponíveis foi maior.

As Figuras 4.13 e 4.14 revelam a comparação das estatísticas quantílicas <u>anuais</u> para CAPE de superfície e DLS entre os perfis obtidos das radiossondagens e os perfis correspondentes da Reanálise NCEP-NCAR, sempre às 12Z. (Nota: outros parâmetros também foram avaliados nesta comparação, mas não são mostrados aqui para manter a brevidade na discussão). Mais uma vez, deve-se ter em mente que apenas os perfis termodinâmicos com CAPE maior que zero contribuíram para a estatística de CAPE, enquanto que para DLS todos os perfis cinemáticos disponíveis foram empregados.

Os resultados dessa comparação (Figs. 4.13 e 4.14) indicam que Porto Alegre e Buenos Aires foram as localidades onde os dados da Reanálise NCEP-NCAR melhor reproduziram o comportamento observado de CAPE e DLS, com destaque para a excelente concordância obtida em SBPA. No caso de SBPA não apenas as estatísticas quantílicas anuais de CAPE e DLS foram bem representadas pela Reanálise NCEP-NCAR, mas também as estatísticas mensais.



Figura 4.13 - Comparação entre as estatísticas quantílicas anuais extraídas dos dados (12Z) das radiossondagens e dos dados da Reanálise NCEP-NCAR para o parâmetro CAPE (parcela de superfície). Atente para as escalas variáveis na vertical.



Figura 4.14 - Idem à Figura 4.13, mas para o parâmetro DLS. Atente para a escala vertical diferente em SAEZ.

De uma maneira geral, os perfis da Reanálise NCEP-NCAR superestimaram o valor de CAPE (Fig. 4.13), como ilustrado de maneira mais evidente para SBFI e SBCT onde o valor q75 obtido pelas radiossondagens corresponde apenas à mediana obtida da Reanálise NCEP-NCAR. <u>Este resultado, entretanto, não deve ser</u> <u>generalizado e nem prontamente creditado a uma suposta incapacidade dos dados</u> <u>da Reanálise NCEP-NCAR em reproduzir as observações, mas também (e talvez</u> <u>principalmente) ao fato de que o tamanho da amostra de perfis da Reanálise NCEP-NCAR é maior do que o dos dados de radiossondagens, o que limita a significância</u> <u>desta comparação</u>.

Apesar desta limitação, partimos do resultado acima para justificar a escolha de SBPA como o ponto de radiossondagem para o qual examinaremos os parâmetros convectivos das 18Z obtidos da Reanálise NCEP-NCAR. A Figura 4.15 compara, apenas para SBPA, as estatísticas quantílicas dos demais parâmetros às 12Z. O objetivo é selecionar, além de CAPE e DLS, as variáveis melhor descritas pela Reanálise NCEP-NCAR.



Figura 4.15 - Comparação entre as estatísticas quantílicas anuais de SBPA extraídas dos dados (12Z) das radiossondagens e dos dados da Reanálise NCEP-NCAR para as variáveis IL, MLLR, LLS, NCL e HRT3.

O comportamento do parâmetro MLLR foi muito bem descrito pela Reanálise NCEP-NCAR, com todos os percentis apresentando ótima concordância. Para o IL os percentis na Reanálise NCEP-NCAR são mais baixos, com q75 e q90 experimentando a maior redução (ou seja, se tornando menos positivo; se deslocando na direção do regime mais instável). Para o LLS houve uma redução dos valores de q75 e q90 na Reanálise NCEP-NCAR, mas boa concordância para os

demais percentis. Ou seja, os dados da Reanálise NCEP-NCAR parecem subestimar a magnitude de LLS quando seu valor está na metade superior da distribuição estatística. Este resultado é importante já que os baixos níveis da atmosfera geralmente não são muito bem representados pela baixa resolução vertical da Reanálise NCEP-NCAR.

Nos dados da Reanálise NCEP-NCAR a altura do NCL experimentou uma forte redução de sua variância, apesar da mediana bem coincidente. Isto se deve ao fato da Reanálise NCEP-NCAR não ter sido capaz de representar corretamente o ciclo anual do NCL (não mostrado), com uma redução substancial dos valores de NCL nos meses quentes. Isto aponta para uma tendência da Reanálise NCEP-NCAR em superestimar a umidade relativa do ar em superfície no verão. Finalmente, para o parâmetro HRT3 os dados da Reanálise NCEP-NCAR não representaram bem os percentis q25 e q10 (associado aos valores mais negativos de HRT3), reduzindo seus valores em módulo. Como HRT3 é sensível ao CVV na camada rasa, este resultado é consistente com a redução de q75 e q90 observado no LLS, e mostra uma limitação da Reanálise NCEP-NCAR em representar os valores mais significativos de HRT3, apesar da mediana ter apresentado razoável concordância com as radiossondagens.

Dados os resultados acima optamos por analisar, para as 18Z, as variáveis CAPE, IL, DLS e MLLR.

# 4.5 Climatologia das 18Z para os parâmetros convectivos utilizando os dados da Reanálise NCEP-NCAR: Porto Alegre.

Tendo em mente o resultado do Item anterior, calculou-se os parâmetros convectivos válidos às 18Z e suas estatísticas quantílicas mensais e anuais para o ponto de grade mais próximo de Porto Alegre empregando-se os dados da Reanálise NCAR-NCEP. A Figura 4.16 mostra os resultados.

O comportamento sazonal dos parâmetros convectivos às 18Z segue aquele mesmo encontrado para as 00Z e 12Z em SBPA analisado anteriormente. Em termos quantitativos, entretanto, há alterações importantes em algumas variáveis. Como esperado, a magnitude de CAPE (especialmente para q75 e q90 em todos os meses do ano) experimentou uma elevação substancial no horário de maior aquecimento diurno, com destaque para o aumento das medianas nos meses do período mais quente: janeiro, fevereiro, março, abril, novembro e dezembro (Fig. 4.16a). O impacto na estatística anual foi considerável, com a mediana aumentando de menos de 200 J kg<sup>-1</sup> para cerca de 500 J kg<sup>-1</sup>, e q75 saltando de menos de 750 J kg<sup>-1</sup> para mais de 1250 J kg<sup>-1</sup>, passando este a ser uma nova estimativa para o que pode ser considerado com um valor alto de CAPE em Porto Alegre (comparar com o q75 de SBPA na Tabela 4.2).

Consistente com CAPE, o parâmetro IL (Fig. 4.16b) experimentou uma redução, tornando-se mais negativo — ou menos positivo — em relação às 00Z e 12Z (comparar com as Figs. 4.4i e 4.4j). Enquanto naqueles horários a mediana anual de IL é acima de zero, às 18Z ela desloca-se para abaixo de zero, isto é, para dentro do regime instável.



Figura 4.16 – Distribuição mensal e anual em gráficos *boxplots* dos parâmetros convectivos válidos às 18Z para SBPA utilizando-se os dados da Reanálise NCEP-NCAR.

Para o MLLR às 18Z (Fig. 4.16c) a alteração mais perceptível foi a redução dos seus percentis nos meses da estação quente conduzindo a uma sazonalidade mais acentuada do que a encontrada para os horários das 00Z e 12Z (comparar com Figs.4.5i e 4.5j). É difícil afirmar se esta alteração observada nos meses quentes tem

uma origem física ou se resulta apenas da diferença do tamanho da amostra. Ao contrário de CAPE, não existe um forte ciclo diurno em MLLR, pois trata-se de uma variável menos sensível às condições da camada limite planetária. O fato é que mesmo com a redução do MLLR às 18Z nos meses de verão ainda há forte sobreposição com os respectivos intervalos interquantílicos dos horários das 00Z e 12Z de modo que não se pode afirmar que esta alteração foi estatisticamente significativa. Se compararmos as estatísticas anuais dos horários 00Z e 12Z com 18Z a diferença é ainda menos perceptível, o que nos permite afirmar que, em média, o MLLR não sofreu alteração ao ser calculado para as 18Z.

De maneira semelhante ao MLLR, a magnitude do DLS não varia significativamente com o horário do dia. Isto fica claro ao observarmos que as estatísticas desta variável às 18Z (Fig. 4.16d) pouco mudaram em relação às 00Z e 12Z (Figs. 4.7i e 4.7j), não havendo nenhuma alteração estatisticamente significativa.

Em resumo, o principal impacto da inclusão dos dados da Reanálise NCEP-NCAR às 18Z na nossa análise em SBPA foi no tocante aos parâmetros termodinâmicos CAPE e IL, indicando, como esperado, a maior instabilidade condicional presente no período da tarde. Para o CVV (DLS) profundo não houve grande alteração no regime comparado com as 00Z e 12Z. Para o CVV raso (LLS) não foi possível tecer uma conclusão. A distribuição mensal de LLS às 18Z pelos dados da Reanálise NCEP-NCAR (não mostrada) indica a redução de q75 e q90 em comparação com as 00Z e 12Z em todos os meses, o que poderia estar associado com a formação da camada de mistura convectiva na parte da tarde (reduzindo o CVV raso). Contudo, como analisado no Item anterior, os dados da Reanálise NCEP-NCAR já mostraram esta tendência para a redução de q75 e q90 às 12Z (Fig.4.15), indicando uma limitação na representação do CVV raso pela Reanálise NCEP-NCAR.

A seguir é avaliada a distribuição dos dias com perfis considerados teoricamente favoráveis à ocorrência de TCLs severas.

#### 4.6 Seleção dos perfis favoráveis à ocorrência de tempo severo

Nesta etapa do trabalho procura-se identificar as situações em que os perfis atmosféricos mostraram-se <u>favoráveis</u> à convecção severa utilizando uma abordagem baseada em ingredientes. Como explicado em mais detalhes no Item 3.2 da Metodologia, são selecionados limiares (indicativos de valores "extremos") para os parâmetros CAPE, MLLR, DLS, LLS e NCL no sentido de permitir uma seleção objetiva destes perfis. Os três primeiros parâmetros são usados como indicadores dos ingredientes necessários para TCLs severas (perfis SEV), enquanto que os cinco parâmetros em conjunto são empregados como indicadores dos ingredientes para TCLs tornádicas (perfis TOR) — vide Capítulos 2 e 3 para mais detalhes sobre os critérios de seleção destas variáveis e sobre a nomenclatura SEV e TOR empregada aqui.

A Tabela 4.3 resume os limiares empregados para identificar os perfis SEV1, TOR1, SEV2 e TOR2, lembrando que "1" indica a utilização de limiares extraídos dos percentis q75 (ou q25) das radiossondagens sul-americanas, e "2" indica limiares obtidos da literatura para a América do Norte (Brooks et al., 2003). Os percentis q75 [ou q25, no caso do NCL] usados em SEV1 e TOR1 foram extraídos das radiossondagens após se agrupar, em uma única amostra, os perfis de todas as seis estações nos horários das 00Z e 12Z.

Observe que para o cálculo de CAPE, duas parcelas de ar foram selecionadas: a parcela de superfície (CAPE<sub>SUP</sub>) e a parcela com as características médias de T e Td nos primeiros 100hPa (CAPE<sub>MED</sub>). O CAPE<sub>MED</sub> não havia sido analisado até então nos Itens anteriores. Isto porque o alto número de perfis com CAPE<sub>MED</sub> = 0 J kg<sup>-1</sup> impedia a extração de qualquer significado físico das estatísticas interquantílicas quando examinadas separadamente por horário e por estação meteorológica. Ao se agrupar todos os perfis e horários, como feito agora, tornou-se possível utilizar a informação de CAPE<sub>MED</sub> para fins de extração dos perfis considerados propícios a tempo severo. Desta forma aumentamos a amostra ao incluirmos as situações com CAPE<sub>SUP</sub> abaixo de seu q75 mas com CAPE<sub>MED</sub> acima

Um exemplo de como interpretar a Tabela 4.3 é que todo perfil atmosférico com a presença <u>concomitante</u> de CAPE<sub>SUP</sub>  $\geq$  1230 J kg<sup>-1</sup> (<u>e/ou</u> CAPE<sub>MED</sub>  $\geq$  250 J kg<sup>-1</sup>

<sup>1</sup>) <u>e</u> MLLR  $\ge$  6,2 °C km<sup>-1</sup> <u>e</u> DLS  $\ge$  18 m s<sup>-1</sup> é classificado como SEV1, ou seja, como favorável a TCLs severas segundo os "critérios sul-americanos".

Tabela 4.3 – Parâmetros e limiares utilizados para selecionar perfis atmosféricos de tempo severo empregando: (critério 1) percentis calculados das radiossondagens da América do Sul (00Z e 12Z); (critério 2) valores documentados na literatura. Os colchetes na segunda coluna indicam os respectivos percentis usados (q75 ou q25). SEV [TOR]: condições favoráveis a TCLs severas [tornádicas]. Ver texto para mais detalhes.

Parâmetro*	Limiares "1" (radiossondagens)			Limiares "2" (literatura)	
	≥ 1230 J kg <sup>-1</sup> [q75] e/ou			≥ 100 J kg <sup>-1</sup>	
$\frac{\text{CAPE}_{\text{MED}} \rightarrow}{\text{MLLR}}$	$\geq 250 \text{ J kg} [q75]$ $\geq 6,2 ^{\circ}\text{C km}^{-1} [q75]$ $\geq 18.0 \text{ m s}^{-1} [q75]$		TOR1	≥ 6,5 °C km <sup>-1</sup> ≥ 20,0 m s <sup>-1</sup>	TOR2
LLS	≥ 6,0 m s <sup>-1</sup> [q75]			≥ 10,0 m s <sup>-1</sup>	
NCL	≤ 300 m [q25]	]	)	≤ 1500 m	

\* CAPE<sub>SUP</sub>: CAPE de uma parcela de superfície; CAPE<sub>MED</sub>: CAPE de uma parcela média nos primeiros 100hPa.

É evidente a grande diferença do limiar para CAPE (principalmente CAPE<sub>SUP</sub>) entre os grupos SEV1 e SEV2 (Tabela 4.3). É importante ressaltar que Brooks et al. (2003) escolheram o limiar de apenas 100 J kg<sup>-1</sup> para amostrar, dos dados da Reanálise NCEP-NCAR, também as condições de tempo severo com baixo CAPE e alto CVV. (Nota: Brooks et al. (2003) utilizaram o CAPE da parcela média). De fato, TCLs severas em ambientes sinóticos com baixo CAPE não são tão raras, especialmente no inverno. Esta diferença no limiar de CAPE será importante para avaliar a sensibilidade dos resultados em relação a este parâmetro, já que os limiares de MLLR e DLS são parecidos (Tabela 4.3). No caso dos perfis (supostamente) tornádicos, a diferença entre os dois critérios não se limita ao CAPE, mas inclui também as distinções nos limiares para LLS e NCL. Em TOR1 o limiar de altura do NCL (300 m) é substancialmente mais baixo do que em TOR2 (1500 m). Isto é resultado direto dos NCLs muito baixos encontrados nos subtrópicos da América do Sul (Fig. 4.6) em comparação com os valores típicos da América do Norte — ver a discussão detalhada no Item no 4.2.3. Perceba pela Figura 4.6 que, caso utilizássemos como critério na América do Sul apenas o "limiar máximo norteamericano" para o NCL, selecionaríamos quase todos os perfis estudados aqui. A

mesma diferença considerável ocorre para o parâmetro LLS. Isto fará com que a amostra de TOR1 seja bem diferente da TOR2.

Como resultado, foram encontrados 120 perfis SEV1 (cerca de 0,5% do número total de perfis), e 315 perfis SEV2 (1,3% do número total de perfis). Isso evidencia o quanto o limiar alto de CAPE usado para SEV1 restringe a seleção dos perfis indicativos de TCLs severas. Certamente, muitos perfis com CAPE<sub>SUP</sub> de 1000 J kg<sup>-1</sup> deixaram de ser amostrados em SEV1, por não alcançarem o valor de q75 extraído da climatologia das radiossondagens. Quanto aos perfis tornádicos, apenas 5 perfis TOR1 foram detectados para os 12 anos de dados, enquanto que 27 (0,1% do total) foram caracterizados como TOR2. Em suma, os critérios de seleção utilizando os limiares sul-americanos é claramente o mais rigoroso dos dois.

Naturalmente é importante saber se os perfis atmosféricos selecionados pelos critérios objetivos guardam alguma semelhança com os perfis considerados clássicos para a ocorrência de TCLs severas e tornados. A Figura 4.17 ilustra duas radiossondagens que exemplificam perfis identificados simultaneamente como SEV1 e SEV2. A primeira radiossondagem, de SBFI válida às 00Z de 09/10/2003 (primavera), é a mesma documentada em Nascimento (2004) como representativa de uma condição pré-convectiva em que TCLs severas — supercélulas na dianteira de um frente fria — foram efetivamente observadas no extremo oeste do Paraná causando rajadas de vento destrutivas e destelhamentos. Pode-se notar pelo diagrama termodinâmico (Fig. 4.17a) que o perfil naquele episódio apresentava bastante CAPE com acentuado MLLR, além de uma certa quantidade de inibição convectiva localizada sobre uma camada limite planetária quente e úmida. Uma forte intrusão de ar seco em torno dos 700hPa também é observada, o que ajuda a compreender a origem dos ventos fortes naquele dia.

A hodógrafa correspondente (Fig. 4.17c) ressalta a forte advecção quente existente (giro anti-horário do vento com a altura) e uma grande curvatura nos primeiros 3 km, o que indica um perfil de vento com forte cisalhamento direcional nesta camada culminando com um JBN de noroeste a cerca de 3100m de altura. Observe também que a "distância" percorrida em linha reta entre o ponto de superfície e 6 km equivale a mais de 20 m s<sup>-1</sup>, o que representa um alto DLS que satisfaz ambas as condições SEV1 e SEV2. Este é um perfil cinemático clássico de tempo severo para o Hemisfério Sul (ver Nascimento, 2005).



Figura 4.17 – Exemplos de perfis atmosféricos caracterizados simultaneamente como SEV1 e SEV2. Primeira coluna: diagrama skew-T e hodógrafa de SBFI às 00Z de 09/10/2003. Segunda coluna: diagrama skew-T e hodógrafa de SARE às 12Z de 11/04/2008. As alturas de alguns níveis verticais são indicadas (em metros) ao longo das hodógrafas, com "sfc" = superfície. (Diagramas skew-T originalmente extraídos da página www.weather.uwyo.edu).

A segunda radiossondagem é de SARE, válida às 12Z de 11/04/2008 (outono). O perfil termodinâmico (Fig. 4.17b) apresenta CAPE<sub>SUP</sub> abaixo do limiar q75 usado em SEV1, mas, por causa da forte inversão térmica — associada a uma camada de mistura elevada — logo acima da camada superficial, o CAPE<sub>MED</sub> apresentou valor alto que ultrapassa seu respectivo q75 indicado na Tabela 4.3. O MLLR do perfil em SARE é menos intenso do que o observado no exemplo de SBFI, mas possui magnitude considerável. Na base da camada de mistura elevada a temperatura é de quase 30°C com Td de 22°C, o que indica alta oferta de umidade e um perfil bastante instável. A hodógrafa (Fig. 4.17d) apresenta acentuada curvatura nos primeiros 1 km, com um JBN de noroeste em torno de 2890m de altura. O CVV profundo nesta hodógrafa também é intenso, com DLS ultrapassando os 20 m s<sup>-1</sup>. Logo, esta radiossondagem de SARE também apresenta aspectos <u>clássicos</u> de perfis atmosféricos de tempo severo (p.ex., Moller, 2001).

Contudo, muitos perfis classificados como SEV e TOR não apresentam as características consideradas clássicas de latitudes médias. Os painéis (a) a (f) da Figura 4.18 mostram alguns dos perfis detectados como TOR1 ou TOR2. Os perfis termodinâmicos (a) (SAEZ – 00Z, 23/11/2001) e (b) (SBPA – 00Z, 05/12/2003) apresentam uma troposfera com baixa depressão do ponto de orvalho em toda a sua extensão, o que é mais típico de regimes tropicais. O que difere estes perfis de uma atmosfera tropical, entretanto, é o intenso CVV (tanto DLS quanto LLS), em particular o observado em baixos níveis em (a), com acentuada curvatura. Os MLLRs em (a) e (b) são apenas moderados.

Os perfis (d) (SBFI – 00Z, 18/09/2007), (e) (SBPA – 00Z, 01/01/2009) e (f) (SBPA – 12Z, 07/09/2009) também são bem úmidos, mas com MLLRs mais intensos do que em (a) e (b), além de apresentar também forte CVV — com destaque para o intenso CVV direcional em baixos níveis em (d). Ou seja, (d), (e) e (f) se aproximam mais das condições clássicas. É relevante ressaltar que no dia 07/09/2009 uma significativa onda de tempo severo foi registrada no Rio Grande do Sul (Nascimento et al., 2010; Foss e Nascimento, 2010a), o que é consistente com a classificação da radiossondagem de SBPA no painel (f) como TOR2. O perfil (c) (SBFI – 00Z, 28/08/2005) assemelha-se com o analisado na Fig.4.17a, e pode ser considerado o que mais se aproxima das condições clássicas de latitudes médias, apesar do seu NCL relativamente alto — mas que, ainda assim, satisfaz a condição para TOR2. Todos os perfis cinemáticos da Fig. 4.18 apresentam intensos DLS e LLS, com a maioria indicando acentuada curvatura no giro do vento em baixos níveis (as exceções são (e) e (f), que possuem forte LLS, mas sem intensa curvatura). Esta é uma característica típica de ambientes tornádicos (Moller, 2001).

Evidentemente, é natural se esperar que a comparação com perfis típicos de tempo severo de latitudes médias não demonstre uma concordância muita acentuada dada a latitude mais baixa do setor estudado neste trabalho. Ainda assim detectou-se alguns aspectos semelhantes com aqueles documentados na literatura, indicando uma destreza ao menos satisfatória no método objetivo empregado aqui.



Figura 4.18 – Diagramas skew-T de alguns perfis atmosféricos caracterizados como TOR1 [(b), (e)] e TOR2 [(a),(c),(d),(f)]. (Diagramas originalmente extraídos da página www.weather. uwyo.edu).

As amostras SEV1 e SEV2 serão as mais investigadas no decorrer deste trabalho, mas é pertinente realizar um teste de sensibilidade dos resultados em relação ao <u>horário</u> da base de dados de onde se extraem os percentis relevantes. Para isto são avaliados como limiares de seleção SEV os percentis de CAPE, MLLR e DLS obtidos da análise estatística feita para Porto Alegre às 18Z empregando-se os perfis da Reanálise NCEP-NCAR. Esta amostra é chamada de SEV3 e a Tabela 4.4 resume estes valores.

Tabela 4.4 – Igual à Tabela 4.3 exceto que para: (critério 3) percentis calculados dos perfis extraídos da Reanálise NCEP-NCAR às 18Z para SBPA.

Parâmetro*	Limiares "3"	
	(perfis SBPA Reanálise NCEP-NCAR 18Z)	
$CAPE_{SUP} \rightarrow$	1330 J kg <sup>-1</sup>	)
	e/ou	
$CAPE_{MED} \rightarrow$	110 J kg <sup>-1</sup>	SEV3
MLLR	≥ 6,4 °C km⁻¹ [q75]	
DLS	≥ 23,0 m s <sup>-1</sup> [q75]	J

\* CAPE<sub>SUP</sub>: CAPE de uma parcela de superfície; CAPE<sub>MED</sub>: CAPE de uma parcela média nos primeiros 100hPa.

É importante ressaltar o <u>aumento</u> de CAPE<sub>SUP</sub> em relação a SEV1 acompanhado de uma <u>redução</u> de CAPE<sub>MED</sub> em relação a SEV1 (comparar com Tabela 4.3). Isto é resultado da baixa resolução vertical dos dados da Reanálise NCEP-NCAR na camada limite planetária, dentro da qual são calculados os atributos da parcela média dos primeiros 100hPa. O limiar para MLLR, por sua vez, não é significativamente modificado em relação ao conjunto SEV1, enquanto que há um aumento considerável no limiar para DLS. Depois de aplicado os critérios da tabela 4.4 às <u>sondagens</u> de Porto Alegre (SBPA), foram encontrados 37 perfis SEV3.

No próximo Item examinamos a distribuição das diferentes amostras SEV por mês, estação do ano e localidade.

### 4.7 Distribuição sazonal e espacial dos perfis atmosféricos de tempo severo

Neste item é investigada a distribuição sazonal e espacial das diferentes amostras de perfis atmosféricos de tempo severo selecionadas no Item anterior (SEV). O objetivo é identificar possíveis épocas do ano mais favoráveis ao registro destes perfis e possíveis variabilidades espaciais ao longo do ano. Ficará evidente que é impraticável obter qualquer significância estatística destas amostras tão pequenas ("eventos raros"), e portanto a discussão dos resultados terá mais caráter especulativo do que conclusivo.

A Figura 4.19 ilustra a distribuição por mês do número de perfis classificados como SEV1. Percebe-se uma grande variabilidade mensal, sendo difícil identificar uma sazonalidade bem definida nesta amostra. Existe um aumento monotônico de perfis SEV1 entre os meses de agosto e novembro e uma diminuição monotônica entre os meses de março e junho. Em ambos os casos este comportamento parece estar relacionado com a variação anual da oferta de umidade e da instabilidade condicional (via o parâmetro CAPE); entretanto no mês de julho um máximo localizado surge, o que não necessariamente tem significância estatística. Entre novembro e março a distribuição é errática, possivelmente em função da grande variabilidade diária de CAPE nos meses de verão (manifestada pelo aumento dos intervalos interquantílicos para CAPE no período quente; Fig. 4.3).

Certa sazonalidade fica mais evidente se combinarmos os números por

trimestres — 38 perfis SEV1 (32%) no trimestre DJF (verão); 26 perfis (22%) no trimestre MAM (outono); 16 perfis (13%) no trimestre JJA (inverno); e 40 perfis (33%) no trimestre SON (primavera) — mostrando uma preponderância de perfis SEV1 na primavera e verão. Deve-se lembrar que entre os critérios de classificação SEV1 consta CAPE bem alto (Tabela 4.3), de modo que os meses mais quentes e de maior oferta de umidade do ano se destacam nesta amostra.



Figura 4.19 – Distribuição mensal dos perfis SEV1 considerando todas as seis localidades estudadas.

A Figura 4.20 distribui os perfis SEV1 por localidade e por estação do ano, fornecendo suas freqüências relativas sazonais. Os resultados de SBCT e de SBFL não são incluídos por causa do reduzido número de perfis SEV1 identificados (7 e 2 respectivamente). Percebe-se que a maior contribuição relativa de perfis SEV1 nos meses de verão (DJF) vem das duas estações de ar superior localizadas em latitudes mais altas (SBPA, Fig. 4.20c; SAEZ, Fig. 4.20d), enquanto que as estações de latitudes mais baixas (SBFI, Fig. 4.20a; SARE, Fig. 4.20b) acusaram um aumento relativo de perfis SEV1 no inverno. Seriam estes indícios de que as condições de tempo severo "migram" por regiões diferentes dos subtrópicos da América do Sul seguindo uma sazonalidade regular? A oferta de umidade em baixos níveis durante o inverno tende a ficar mais regularmente restrita nas latitudes mais baixas. Na Fig. 4.3 vimos que SBFI é a localidade com maiores valores de CAPE no inverno, e em SAEZ há uma baixa amostragem de sondagens com CAPE > 0 J kg<sup>-1</sup> durante o inverno (vide Fig. 4.12g). Estes aspectos têm impacto significativo para a amostra SEV1 que requer CAPE alto. Por exemplo, SBFI foi a localidade com a distribuição mais homogênea de perfis SEV1 entre as quatro estações do ano.

É interessante mencionar que na América do Norte, durante o inverno, as condições mais favoráveis para tempo severo predominam em latitudes mais baixas, no sudeste dos EUA. À medida que o ano avança em direção ao verão o setor mais favorável a tempo severo gradualmente desloca-se para latitudes mais altas até atingir o sul do Canadá (Moller, 2001). Surge então a questão de se um comportamento semelhante a este ocorre na América do Sul. Os perfis SEV1 fornecem algum indício neste sentido, apesar da baixa significância estatística.



Figura 4.20 - Distribuição percentual sazonal dos perfis SEV1, para (a) SBFI; (b) SARE; (C) SBPA; (d) SAEZ. No canto superior direito de cada painel é indicado o número total de radiossondagens que compõem a respectiva amostra por localidade. A distribuição percentual em cada localidade é calculada em relação a este número. Por exemplo, das 32 radiossondagens SEV1 identificadas em SBPA entre 1998 e 2009, 28% (nove sondagens) foram registradas na primavera.

Outra peculiaridade de SAEZ é que as sondagens SEV1 do verão representam bem mais de 50% de todos os SEV1 para aquela localidade. Na análise do gráfico de dispersão da Fig. 4.12e chamou-se atenção para o número

considerável de pontos dentro do regime de alto CAPE e alto DLS no verão em SAEZ. Os resultados de SEV1 indicados na Fig. 4.20a mostram um bom acordo com aquela análise. As estações de transição (primavera e outono), quando valores moderadamente altos de DLS e CAPE foram caracterizados nos gráficos de dispersão do Item 4.3, contribuem com mais perfis SEV1 nas outras três localidades estudadas (Figs. 4.20a, 4.20b e 4.20c).

As especulações lançadas acima talvez sejam melhor avaliadas para a amostra SEV2, que consiste de um maior número de perfis (315). A Figura 4.21 indica a distribuição mensal do número de radiossondagens SEV2. Da mesma forma como no caso SEV1, é difícil extrair desta representação uma sazonalidade bem definida. Em SEV2 foi mantido o crescimento monotônico de número de perfis de tempo severo entre agosto e novembro, entretanto uma mudança drástica ocorreu no comportamento para o outono em comparação com SEV1: em SEV2 há um aumento monotônico do número de perfis entre março e maio. Isto resulta da menor dependência da amostra SEV2 ao parâmetro CAPE cuja magnitude, em média, tende a diminuir ao longo destes três meses (Fig. 4.3). Esta menor dependência de SEV2 em altos valores de CAPE também resulta na redução relativa da importância do verão na contribuição de perfis de tempo severo, como evidenciado ao distribuirmos os resultados por estação do ano: 75 perfis SEV2 (24%) no trimestre DJF (verão); 67 perfis (21%) no trimestre MAM (outono); 50 perfis (16%) no trimestre JJA (inverno); e 123 perfis (39%) no trimestre SON (primavera). No critério SEV2 a primavera passa a ser isoladamente a estação com maior registro dos perfis de tempo severo.



Figura 4.21 – Igual à Fig. 4.19, exceto que para a amostra SEV2.

Na Figura 4.22 temos as freqüências relativas sazonais dos perfis SEV2 por localidade e por estação do ano. Para esta amostra foi possível incluir os resultados de SBCT. Em comparação com SEV1 fica evidente o aumento da freqüência relativa de perfis de tempo severo de primavera para os dois sítios de latitudes mais altas (SBPA, Fig. 4.22c; SAEZ, Fig. 4.22d). SBFI continuou sendo a localidade com distribuição mais homogênea de perfis de tempo severo ao longo do ano, mas também experimentou um aumento perceptível na freqüência relativa na primavera em detrimento das freqüências relativas de outono e verão.

Manteve-se em SEV2 a tendência geral do aumento da freqüência relativa de perfis severos de inverno [verão] à medida que nos deslocamos das latitudes mais altas [baixas] para as mais baixas [altas]. Cerca de metade dos perfis SEV2 encontrados para SAEZ são referentes ao verão, e, entre as cinco localidades, SAEZ é que apresenta a menor freqüência relativa de inverno. Isto é, mesmo alterando o critério de seleção de perfis de tempo severo há uma resistência deste comportamento que sugere uma migração latitudinal dos ambientes de tempo severo de acordo com as estações do ano. Também merece destaque a quase ausência de perfis SEV2 durante o verão em SBCT, havendo uma acentuada concentração destes perfis na primavera. Analisando em detalhes a Fig. 4.5 nota-se que SBCT (Figs. 4.5c e 4.5d) é a localidade que apresenta as medianas mais baixas de MLLR durante os meses de verão. Além disto, pela Fig. 4.6 percebe-se que as medianas para DLS no verão também estão entre as mais baixas em SBCT. Estes são os dois principais fatores que explicam tão poucos perfis SEV de verão naquele local.

Por último temos a distribuição relativa dos perfis SEV3 para SBPA utilizandose os limares extraídos dos dados da Reanálise do NCEP-NCAR às 18Z. Esta é a amostra de menor significância estatística (37 perfis) já que diz respeito apenas aos perfis <u>observados</u> em Porto Alegre (00Z e 12Z). (Nota: Caso os critérios SEV3 sejam aplicados aos perfis da própria Reanálise NCEP-NCAR em diferentes horários o tamanho da amostra certamente será aumentado).



Figura 4.22 - Igual à Fig. 4.20, exceto que para a amostra SEV2. Para esta amostra foi possível incluir os resultados de SBCT (painel (e)).

A Figura 4.23 mostra a distribuição mês a mês do número de perfis SEV3, lembrando que o critério para seleção do perfil SEV3 exige CAPE e DLS altos  $(CAPE_{SUP} \ge 1330 \text{ J kg}^{-1}; \text{ DLS} \ge 23 \text{ m s}^{-1})$ . Nenhum perfil SEV3 foi detectado para fevereiro, março e junho. Entre julho e outubro encontra-se mais uma vez o aumento

monotônico do número de perfis de tempo severo na transição do inverno para a primavera, em aparente resposta ao aumento gradual de CAPE neste período; entretanto o pequeno número absoluto de perfis reduz a representatividade deste resultado.



Figura 4.23 – Igual à Fig. 4.19, exceto que para a amostra SEV3 que refere-se apenas a SBPA.

Se agruparmos os perfis SEV3 por estação do ano encontramos: 14 perfis (38%) no trimestre DJF (verão); 5 perfis (13%) no trimestre MAM (outono); 3 perfis (8%) no trimestre JJA (inverno); e 15 perfis (41%) no trimestre SON (primavera); ver Figura 4.24. Esta distribuição de freqüências relativas é aproximadamente um meio termo entre o comportamento encontrado em SBPA para SEV2 (Fig. 4.22c; predomínio de perfis de primavera) e para SEV1(Fig. 4.20c; predomínio de perfis de verão). Em SEV3 não é apenas o limiar para CAPE que é aumentado, mas também o limiar para DLS. Logo, apesar da exigência por altos valores de CAPE tender a favorecer os perfis de verão, a mesma exigência alta para DLS tende a neutralizar esta condição. Um estudo com uma amostra maior utilizando os limiares das 18Z da Reanálise NCEP-NCAR tem que ser realizado para se responder esta questão com significância estatística.



Figura 4.24 - Igual à Fig. 4.20, exceto que para a amostra SEV3, disponível apenas para SBPA.

### 4.8 Padrões atmosféricos indicativos de tempo severo

Neste Item são examinados os padrões de circulação atmosférica em grande escala associados aos perfis de tempo severo amostrados acima. Como explicado em mais detalhes no Capítulo 3, esta análise utiliza os dados da Reanálise NCEP-NCAR e é feita de duas maneiras: através da composição média dos campos meteorológicos relevantes e da realização de uma ACP para estas variáveis. Como neste estudo não há uma análise da confirmação *in loco* da ocorrência efetiva de TCLs severas e tornados nas vizinhanças dos perfis amostrados, <u>a identificação dos padrões sinóticos dizem mais respeito às condições atmosféricas que favorecem a combinação (da maioria) dos ingredientes necessários para o desenvolvimento de tempo severo.</u>

Além disto, é importante ressaltar que as diferentes composições foram obtidas de amostras de tamanhos muito distintos, o que reduz a representatividade da comparação dos resultados obtidos entre estas amostras. Com estas notas de precaução em mente partimos para a análise dos resultados.

4.8.1 Padrões sinóticos identificados pela composição média

A análise dos campos compostos revela a estrutura atmosférica média predominante nos dias em que são observados os ingredientes atmosféricos necessários para TCLs severas (e tornados). Isto é realizado para as diferentes amostras SEV1, SEV2, SEV3, TOR1 e TOR2 e também para uma amostra (apenas

para SBPA) que não satisfaz nenhum destes critérios, a ser chamada de NULO. Busca-se assim destacar melhor os padrões que <u>discriminam</u> as condições mais favoráveis a tempo severo. Lembramos que o domínio espacial em que a composição média é feita tem tamanho fixo, mas durante a amostragem das variáveis seu centro foi posicionado de modo a sempre coincidir com a localização do sítio de observação — ver Capítulo 3 para mais detalhes. Assim <u>todas as</u> <u>configurações sinóticas médias são em relação à posição da estação de ar superior</u>. Nas figuras a seguir o círculo preto no centro dos painéis indica a localização da estação meteorológica de altitude.

A Figura 4.25 mostra a configuração atmosférica média nas situações de perfis SEV1. Em superfície (Figura 4.25a) há um ponto de colo no campo de PNM a SW da estação de ar superior, com um escoamento anticiclônico [ciclônico] bem definido a E e a W [a S] da estação. Logo a NW da estação há um centro de baixa pressão formando um cavado invertido. (O campo de PNM é bastante ruidoso no lado W do domínio, onde a influência dos Andes é mais evidente). Este centro de baixa pressão a W-NW da estação e seu cavado invertido parecem representar a influência dos sistemas de baixa pressão climatologicamente observados no norte e centro-norte da Argentina (Seluchi et al., 2003), enquanto que o cavado ao sul aparentemente representa a passagem de um cavado frontal. Esta é uma configuração de superfície comumente discutida em diversos estudos de caso de TCLs severas nesta região (p.ex., Foss e Nascimento, 2010a). O vento no quadrante NE do domínio indica a influência do anticiclone do Atlântico Sul.

No contexto de convecção severa, o setor a E de um cavado ou de um centro de baixa pressão em superfície é tradicionalmente reconhecido como favorável para o desenvolvimento das TCLs severas (p.ex., Johns e Doswell, 1992; Johns, 1993; Bluestein, 1993). Isto acontece não só porque esta região muitas vezes representa o setor quente de um ciclone extratropical, mas porque é a região onde se observa a queda de pressão responsável por: (a) acelerar o escoamento isalobárico meridional que transporta umidade das latitudes mais baixas (vide exemplo na Fig 2.5); (b) induzir ou intensificar a componente de E no vento em superfície em resposta à acentuada queda de pressão a W. O primeiro mecanismo acentua a advecção quente e realiza a alimentação dos baixos níveis da atmosfera com umidade; o segundo mecanismo tende a dar ao vento em superfície uma componente de NE (no
Hemisfério Sul). De fato, a composição ilustrada na Figura 4.25a mostra um campo de vento com forte componente de NE no quadrante NE do domínio. Em situações de tempo severo o vento de NE em superfície contribui para um aumento do CVV direcional em baixos níveis, o que tende a elevar também a HRT3 (Nascimento, 2005). Repare que muitos perfis cinemáticos representados nas Figs.4.17 e 4.18 apresentam ventos de NE em superfície.



Figura 4.25 – Composição média dos campos meteorológicos para a amostra SEV1. As variáveis atmosféricas são: (a) PNM [hPa], vento a 10m [m s<sup>-1</sup>] e temperatura do ar a 2m [°C] (sombreado); (b) componente meridional do vento [m s<sup>-1</sup>] e umidade especifica [g kg<sup>-1</sup>] (sombreado) em 850 hPa; (c) velocidade vertical Omega [Pa s<sup>-1</sup>] (sombreado) e altura geopotencial do nível de 500 hPa [mgp]; (d) magnitude do vento [m s<sup>-1</sup>] (sombreado) e altura geopotencial do nível de 250 hPa [mgp]. O círculo preto no centro de cada painel indica a localização das estações de ar superior em relação ao domínio. Fonte dos dados: Reanálise do NCEP-NCAR.

Ainda na Figura 4.25a observa-se uma região de advecção quente em superfície a N e NE da estação. O gradiente de temperatura, mesmo não sendo particularmente intenso nesta composição, indica a presença de um regime baroclínico em torno da localidade da radiossondagem. Passando pelo ponto de colo é possível também perceber, no campo de vento, um eixo de dilatação com orientação NW-SE e um eixo de contração com orientação SW-NE. Na presença de um gradiente meridional de temperatura esta configuração é favorável à frontogênese (Bluestein, 1993). Ainda neste contexto é importante mencionar que tanto um cavado frontal quanto um cavado invertido são eficientes mecanismos de convergência em baixos níveis, podendo funcionar como processos de disparo convectivo.

Em 850 hPa (Fig. 4.25b) fica clara a transição do escoamento meridional de S para de N entre o quadrante SW e NE do domínio. O eixo diagonal desta transição coincide bem com o eixo de dilatação em superfície e ajuda a caracterizar a condição baroclínica deste ambiente. Como esperado, а estação de radiossondagem está em média posicionada ao N (i.e., no lado quente) da mudança de direção do vento em 850hPa. Nesta composição a magnitude da componente N do vento em 850hPa não é alta, mas a orientação NW-SE do núcleo de velocidade máxima assemelha-se à orientação frequentemente observada do JBN nos subtrópicos da América do Sul — em particular no sul do Brasil — em situações de tempo severo (p.ex., Foss e Nascimento, 2009). O campo de umidade específica na Fig.4.25b confirma que o escoamento de N no setor quente transporta umidade para a região, necessária para desestabilizar a atmosfera e alimentar a convecção.

Para o nível de 500hPa (Fig. 4.25c) há um ligeiro sinal de um cavado acompanhado de movimento ascendente na escala sinótica, mecanismo este que é participativo na desestabilização da atmosfera (Doswell e Bosart, 2001; vide discussão no Item 2.5.1). A estação de radiossondagem fica ao N da região de maior gradiente de altura geopotencial e de maior levantamento sinótico, mas ainda sob a influência do levantamento. O cavado na metade S do domínio apresenta boa concordância com o respectivo cavado em superfície (Fig. 4.25a), com seu eixo em 500hPa estando ligeiramente a W do eixo correspondente em superfície, o que sugere a influência de um sistema baroclínico migratório ainda em fase de crescimento.

Na alta troposfera (250 hPa; Fig.4.25d) observa-se a presença do cavado na metade S do domínio e um núcleo de jato, acima de 35 m s<sup>-1</sup>, a SW da estação meteorológica. Se considerarmos este núcleo como a manifestação média do *jet streak* vemos que a localização da estação não está em um quadrante favorável para sustentar atividade convectiva. Neste aspecto vale ressaltar novamente que a amostra dos perfis não é baseada no critério de convecção em andamento, mas em uma situação pré-convectiva. Além disso, o cálculo da média pode ter influenciado nesse resultado, pois eventos ocorrendo em diferentes posições em relação ao *jet streak*, em média, podem não indicar uma posição favorável ao levantamento.

Os campos atmosféricos compostos referentes à amostra SEV2 são indicados na Figura 4.26. Em superfície (Fig. 4.26a) a configuração dos campos de PNM, temperatura e vento é, em termos qualitativos, muito parecida com a descrita para a amostra SEV1, com destaque para o padrão tipo colo no campo de PNM. Contudo, em termos quantitativos observa-se, na composição SEV2, um gradiente de pressão mais fraco no quadrante NE do domínio. Enquanto na Fig.4.25a o centro de baixa pressão (médio) a W da estação meteorológica é de 1010hPa, na Fig.4.26a ele é de 1012hPa. O gradiente de pressão neste setor é o responsável por modular o escoamento de N e NE em superfície nas vizinhanças do sítio de radiossondagem. De fato, os ventos de NE em superfície foram ligeiramente enfraquecidos em SEV2 (Fig. 4.26a).

Estas alterações quantitativas são resultado da grande diferença nos limiares de CAPE empregados para selecionar as amostras SEV2 e SEV1. Observe que em SEV2 (Fig. 4.26a; limiar de CAPE de apenas 100 J kg<sup>-1</sup>) a temperatura do ar no ponto da radiossondagem é 2°C mais baixa do que a correspondente em SEV1 (Fig. 4.25a; limiar de CAPE<sub>SUP</sub> de mais de 1200 J kg<sup>-1</sup>). Logo, é razoável concluir que uma menor advecção positiva de temperatura em superfície é necessária na composição SEV2, o que influencia os campos de vento e de PNM da maneira descrita no parágrafo anterior.

No nível de 850hPa (Fig. 4.26b) as diferenças em relação à composição SEV1 são ainda menos perceptíveis. Em termos qualitativos é basicamente o mesmo padrão descrito para SEV1. As diferenças sutis estão no pequeno deslocamento para N da isotaca de 0 m s<sup>-1</sup> (a qual indica a mudança na direção da componente meridional do vento), e na ligeira redução na umidade específica no

quadrante NW do domínio para a amostra SEV2. Estas distinções, ainda que pequenas, também são consistentes com as diferenças nos limiares de CAPE.



Figura 4.26 – Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à amostra SEV2.

Em níveis médios (Fig. 4.26c) surge também na composição SEV2 o sinal de um amplo cavado na metade sul do domínio, sem nenhuma mudança significativa no gradiente das isoípsas quando comparado com SEV1. A maior diferença em 500hPa entre as duas composições está no posicionamento do máximo movimento ascendente, que em SEV2 se desloca para cima do ponto de radiossondagem. É possível especular que esta diferença seja devido ao ligeiro aumento do limiar de seleção para MLLR na amostra SEV2. Um movimento ascendente mais intenso em níveis médios na escala sinótica é favorável ao aumento do MLLR. Em 250hPa (Fig. 4.26d) o padrão é virtualmente o mesmo encontrado para SEV1 (comparar com Fig. 4.25d), com a presença de um cavado. Entretanto o jato de altos níveis é mais intenso do que em SEV1.

A Figura 4.27 mostra as composições médias referentes à amostra SEV3, que diz respeito aos limiares extraídos dos parâmetros válidos às 18Z dos dados da Reanálise NCEP-NCAR e aplicados apenas à estação de SBPA. O padrão médio obtido em superfície (Fig. 4.27a) é muito parecido com os dois anteriores (atente para o padrão tipo colo no campo de PNM), mas com magnitude bastante acentuada. O gradiente de pressão no quadrante NE do domínio é o mais intenso entre as três composições, com a PNM atingindo 1008hPa no centro de baixa pressão a W do ponto de radiossondagem. Este gradiente de pressão mais intenso é o necessário para que o vento de N e NE naquele setor se intensifique e realize a advecção positiva de temperatura necessária para gerar um ambiente bastante instável, já que em SEV3 entram apenas os perfis com CAPE<sub>SUP</sub> acima de 1300 J kg<sup>-1</sup>. As temperaturas bastante altas encontradas no quadrante NW do domínio coincidem com a localização geográfica do platô de elevação dos Andes.

Em 850 hPa (Fig.4.27b) encontramos mais uma vez o ponto de radiossondagem embebido em um escoamento úmido de N. Em comparação com as outras duas composições a magnitude do escoamento de norte em SEV3 é mais intensa e com maior gradiente nas isotacas. Nos critérios SEV3 o limiar para DLS é alto (23 m s<sup>-1</sup>), o que parece influenciar o campo composto em 500hPa que, para esta amostra (Fig.4.27c), apresenta um cavado mais pronunciado que em SEV1 e SEV2. A velocidade vertical ascendente também é mais acentuada em SEV3. (Evidentemente estas distinções podem ser por influência também do menor tamanho da amostra em SEV3, o que reduz a suavização dos campos ao se aplicar a média). Em 250hPa (Fig. 4.27d) também observa-se um cavado mais pronunciado e um jet streak se quebrando em dois núcleos intensos. A maior intensidade do jato em altos níveis é consistente com a amostra SEV3 cujo limiar de seleção para DLS é o mais alto. A localização da estação de ar superior em relação ao jet streak (na sua saída equatorial) é desfavorável para sustentar atividade convectiva; entretanto a amostra de dados usada para realizar esta composição não se baseia no registro da convecção em andamento.

112



Figura 4.27 – Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à amostra SEV3.

Assim, para comparar os resultados discutidos até agora com uma abordagem climatológica alternativa que envolve a detecção das TCLs severas em andamento, examinamos o trabalho de Cecil et al. (2010). Naquele estudo intensas tempestades de granizo detectadas entre julho de 2002 e junho de 2008 pelos satélites TRMM e AQUA foram amostradas e campos meteorológicos médios foram gerados para esta amostra. A Figura 4.28 mostra os resultados para a América do Sul.

Na Fig.4.28a temos a composição média do vento em 925 hPa em um domínio móvel em torno da posição da TCL severa (indicada por um triângulo no centro do domínio). Este campo de vento pode ser considerado como representativo do escoamento próximo à superfície.



Figura 4.28 – (a) composição média, em um domínio móvel, do campo de vento em 925 hPa relativo à posição da tempestade (indicada por um triângulo no centro do domínio) para uma amostra de TCLs severas detectadas pelos satélites TRMM e AQUA sobre os subtrópicos da América do Sul. (b) igual a (a), mas para magnitude do vento [m s<sup>-1</sup>] e geopotencial em 250hPa [dam] em um domínio fixo (os triângulos indicam todas as TCLs severas amostradas). Fonte dos dados de vento e altura geopotencial: Reanálise NCEP-NCAR. (Extraído de Cecil et al., 2010).

Existe uma concordância significativa entre o padrão de vento ilustrado na Fig. 4.28a com o padrão de colo e vento em superfície encontrado nas composições médias para SEV1, SEV2 e SEV3. Repare, na Fig.4.28a, no escoamento anticiclônico nos quadrantes W e E do domínio e escoamento ciclônico no quadrante S do domínio e a W-NW da posição da TCL severa. Esta é uma concordância importante pois advém de um estudo que utilizou uma abordagem completamente diferente para a amostragem das condições sinóticas favoráveis às TCLs severas. Isto aponta para uma confirmação dos resultados aqui discutidos para o nível de superfície.

Em 250hPa (Fig. 4.28b), entretanto, há uma diferença significativa uma vez que as TCLs severas estão claramente posicionadas na entrada equatorial do *jet streak*, como aguardado. Como o estudo de Cecil et al. (2010) parte de uma base de dados composta de TCLs em plena evolução — o que é bem diferente da metodologia empregada aqui — esta discordância não é uma surpresa.

As composições médias também foram calculadas para as amostras TOR1 e TOR2. O resultado obtido para TOR1 não é descrito aqui por causa do reduzido tamanho da amostra (5 perfis), o que gerou campos altamente ruidosos e sem significância estatística alguma. Para a amostra TOR2 foram obtidos 27 perfis, o que ainda é uma amostra muito pequena em termos de significância estatística, mas grande o suficiente para a obtenção de uma composição meteorológica média que permite uma interpretação física coerente. Os resultados são indicados na Figura 4.29. Naturalmente, uma vez que a amostra TOR2 é um subconjunto da amostra SEV2, todos os campos compostos indicados na Figura 4.29 parecem-se com os discutidos para SEV2, e, por conseguinte, com os das demais amostras. Entretanto, diferenças quantitativas importantes chamam atenção. Na discussão que se segue é interessante comparar a Fig.4.29 com a Fig. 4.26. Na amostra TOR2 o gradiente de pressão em superfície (Fig. 4.29a) é bastante intenso nos setores E e NE do domínio, com a PNM caindo 10 hPa entre o extremo E e o centro do domínio ao longo da latitude da estação de altitude.



Figura 4.29 – Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à amostra TOR2.

Com isto os ventos de NE encontrados a E e a NE da estação são mais intensos que os obtidos em SEV2 (ver Fig. 4.26a), o que acentua a advecção quente naquele setor. É interessante ressaltar que esta intensificação é encontrada sem alterar o limiar de CAPE em relação a SEV2.

Em 850 hPa observa-se para TOR2 (Fig. 4.29b) uma intensificação significativa do escoamento de N na metade NE do domínio, com acentuado

gradiente nas isotacas. O ponto de radiossondagem encontra-se embebido em um núcleo de -7 m s<sup>-1</sup> da componente meridional o qual é bastante pronunciado na forma de um jato (JBN). Certamente, foi a imposição de um limiar para LLS em TOR2 que culminou neste resultado. O campo de umidade específica em 850 hPa não mostra um aumento significativo na magnitude desta variável quando comparada com SEV2 (ver Fig. 4.26b), mas demonstra também uma configuração mais pronunciada em forma de "língua", em concordância com a configuração do vento. É importante ressaltar que a combinação de ventos mais fortes de NE em superfície com ventos de componente N mais intensos em 850 hPa encontrados na amostra TOR2 aponta para um acentuado CVV direcional do vento em baixos níveis. O padrão tipo JBN encontrado nas isotacas também sugere que a hodógrafa no local da radiossondagem apresenta grande curvatura em baixos níveis, o que aumenta não apenas a HRT3 mas também a HRT1 (helicidade relativa à tempestade no primeiro 1km). Estes fatores combinados são consistentes com a formação de um ambiente sinótico mais favorável às TCLs tornádicas.

O padrão em 500hPa (Fig. 4.29c) indica um cavado bem mais pronunciado em TOR2 o que aumenta a vorticidade ciclônica sendo advectada sobre a localidade da estação de altitude. De fato, a velocidade vertical ascendente neste setor é significativamente mais intensa. Em níveis mais altos (Fig. 4.29d) há um escoamento de jato bem definido ao longo de um cavado pronunciado. O setor onde se localiza a estação de radiossondagem não é particularmente favorável à atividade convectiva em termos da circulação transversa induzida pelo *jet streak*.

A comparação TOR2 *versus* SEV2 mostra indícios importantes a respeito do <u>papel desempenhado pelos JBNs na América do Sul no estabelecimento de</u> <u>condições sinóticas favoráveis a TCLs mais severas</u>. Esta é uma característica importante pouco ressaltada em estudos do JBN sul-americano.

Todas as composições discutidas acima referem-se a amostras de perfis atmosféricos considerados favoráveis a tempo severo. É relevante avaliar o quanto estas composições diferem de situações que não são consideradas favoráveis a tempo severo. Esta avaliação é conduzida para todo o conjunto de perfis não selecionados como SEV (e, por conseqüência, nem como TOR), que compõem então a amostra NULO, de onde se elabora as composições médias indicadas na Figura 4.30. Em superfície (Fig. 4.30a) o campo de PNM apresenta, como esperado, um gradiente de pressão mais intenso nas latitudes mais altas, associado a um escoamento zonal de W. Este padrão zonal difere do cavado encontrado na metade S do domínio nas composições SEV e TOR2. Este contraste aponta para a participação dos cavados frontais (e, portanto, dos ciclones extratropicais) na forçante sinótica das condições favoráveis a tempo severo.

A estação de radiossondagem encontra-se em uma região com fraco gradiente de pressão (Fig. 4.30a), na crista associada à influência do Anticiclone do Atlântico Sul. Para NW observa-se a queda de pressão associada à presença comum dos sistemas de baixa pressão do *Chaco* (Seluchi et al., 2003), mas sem formar um ponto de colo devido ausência do cavado nas latitudes mais altas. É importante ressaltar também o campo de temperatura, que mostra valores mais baixos sobre a estação em comparação com as composições SEV e TOR2.



Figura 4.30 – Igual à Fig.4.25 exceto que para a composição média referente à amostra NULO.

A Figura 4.30b, válida para o nível de 850hPa, ilustra um padrão associado à transição de massas de ar típica desta região do sul do Brasil com escoamento de N [de S] na metade N [metade S] do domínio. Em comparação com as amostras SEV, a isotaca de 0 m s<sup>-1</sup> do vento meridional se apresenta mais zonal em NULO. Isto parece resultar da menor frequência relativa de escoamentos tipo JBN na amostra NULO, os quais dão à isotaca de 0 m s<sup>-1</sup> uma forte orientação NW-SE. Ainda assim, percebe-se também na composição NULO a tendência para um escoamento mais forte de N no quadrante NW do domínio.

Em 500hPa (Fig. 4.30c) a distinção em relação às amostras SEV é mais evidente; não há sinal de um cavado na média troposfera e o movimento vertical ascendente é bem mais fraco no setor da estação de radiossondagem. Em 250hPa (Fig. 4.30d) o escoamento também é bastante zonal e desprovido de um núcleo de jato acima de 30 m s<sup>-1</sup>. Estes resultados destacam a importância da forçante sinótica — na forma dos sistemas baroclínicos migratórios — em promover um ambiente atmosférico que combina os principais ingredientes necessários para as TCLs severas.

É fundamental mencionar, entretanto, que este condicionamento sinótico para TCLs severas, especialmente em superfície, não é idêntico ao padrão tipicamente observado na América do Norte nas situações de acentuada forçante sinótica. Se fosse idêntico ele se pareceria com o padrão mostrado na Figura 2.5 e discutido no Item 2.5.1, onde a região considerada mais favorável às TCLs severas não se distancia muito do centro de baixa pressão em superfície nem da frente quente no ciclone extratropical. Contudo, os resultados acima (assim como os de Cecil et al., 2010) sugerem um padrão geral na América do Sul que se assemelha a um colo em superfície, onde há a influência do cavado frontal da frente fria, mas distante do centro de baixa pressão do ciclone e da frente quente. Isto resulta do fato da frente quente na América do Sul tipicamente se localizar sobre o Oceano Atlântico quando o ciclone extratropical encontra-se plenamente desenvolvido. Uma possível conjectura, neste caso, é que a América do Sul precisaria ter uma extensão maior de terra na direção W-E para que o padrão da Fig. 2.5 pudesse ser observado.

Além disto, o cavado invertido sobre o norte da Argentina e no Paraguai, presente no padrão tipo colo, representa um fator que também distingue o padrão atmosférico sul-americano (em superfície) daquele norte-americano. Não raramente as TCLs severas da América do Sul se formam ao longo do cavado invertido, não presente no padrão da Fig. 2.5. Para ilustrar um exemplo claro desta situação temos a Figura 4.31, extraída de Nascimento et al. (2010), que mostra o campo de PNM e de vento e convergência em superfície durante o evento de tempo severo significativo ocorrido nos sul do Brasil e nordeste da Argentina em 07/09/2009. No horário desta análise (00Z de 08/09/2009), supercélulas — algumas possivelmente tornádicas — localizavam-se sobre a Província de Missiones na Argentina e no Paraguai, ao longo da extensa faixa de convergência com orientação NW-SE evidenciada na figura. O centro do ciclone extratropical encontrava-se sobre o Oceano Atlântico, fora da Bacia do Prata, enquanto que o cavado invertido estava posicionado no Paraguai. Um padrão tipo colo é evidenciado onde o cavado frontal se alinha com o cavado invertido.



Figura 4.31 - Análise do modelo GFS válida às 00Z do dia 08/09/2009. Magnitude do vento (sombreado) e vento em 850hPa [m s<sup>-1</sup>] (barbela) , PNM [hPa] (isolinhas). Retirado de Nascimento et al. (2010).

4.8.2 Padrões sinóticos identificados pela Análise de Componentes Principais (ACP)

Apesar de muito útil, a técnica de composição média para obtenção de padrões apresenta a desvantagem de agrupar e "suavizar" todos os possíveis <u>distintos</u> padrões que compõem uma amostra. Por exemplo, o padrão de colo obtido para o campo de PNM na composição média das amostras SEV <u>não</u>

necessariamente informa que todos os perfis de tempo severo se deram sob a ação de um colo; pode significar que alguns perfis foram observados sob a ação apenas do cavado invertido enquanto que outros se deram sob a ação apenas de um cavado frontal. Na composição média combinando todos estes perfis surgiria um colo. Assim, incluímos a ACP na tentativa de discriminar os padrões sinóticos distintos que "explicam" as diferentes formas de induzir os perfis favoráveis a TCLs severas, é pela técnica de Análise de Componentes Principais.

Ao contrário do procedimento usado no cálculo da composição média, na ACP o domínio espacial empregado é <u>fixo</u>, pois a aplicação da ACP em domínios móveis é inapropriada. Assim, realizou-se a ACP separadamente para as amostras extraídas de cada localidade. As seguintes estações são estudadas: SBPA, SARE, SAEZ e SBFI. As amostras advindas das demais estações, SBFL e SBCT, não são incluídas porque suas amostras SEV1 são muito pequenas. As variáveis selecionadas para estudo foram PNM, componente meridional do vento em 850hPa, umidade específica em 850hPa, altura geopotencial em 500hPa e magnitude do vento em 250hPa. Quanto às amostras analisadas via ACP estas foram SEV1, SEV2 e SEV3. Contudo, o comportamento das CPs encontradas para estas três amostras foi muito parecido de modo que apenas os resultados de SEV1 são apresentados, para efeito de maior brevidade. Uma amostra do tipo NULO também é analisada, mas referente à estação SBFI apenas (chamada de NULO2). Os resultados descritos abaixo referem-se a ACP sem rotação pois a aplicação de rotação não alterou consideravelmente os resultados para a primeira componente principal.

Nas figuras 4.32 e 4.33 são mostrados os resultados obtidos para a 1<sup>a</sup>CP para a variável PNM da amostra SEV1 das estações SBPA, SBFI, SARE e SAEZ. Em todas as estações os *scores* (1<sup>as</sup> CPs) encontrados apresentam valores negativos sobre o Paraguai e NE da Argentina e nas latitudes mais altas do Atlântico Sul, acompanhados de valores positivos sobre o Atlântico subtropical e no setor Andino (Fig. 4.32). Curiosamente, a configuração espacial tipo ponto de cela apresentada nos *scores* parece análoga a de um colo no campo de PNM. Como também indicado na Figura 4.32, todos os *loadings* encontrados com módulo acima de 0,7 indicam correlações positivos] podem ser associados a centros de [alta] baixa pressão.



Figura 4.32 – Amostra SEV1: 1<sup>a</sup> componente principal (mapa de *scores*) e seus respectivos gráficos de *loadings* (distribuídos por eventos) para a variável PNM. As estações investigadas são: (a) SBPA; (b) SBFI; (c) SARE; (d) SAEZ. No canto inferior direito está indicada a variância explicada por cada 1<sup>a</sup> CP.



Figura 4.33 – Amostra SEV1: configurações de PNM [hPa] apresentando alta correlação com as 1<sup>as</sup> CPs para cada estação de ar superior: (a) 31/03/2001 – SBPA; (b) 28/08/2005 – SBFI; (c) 20/10/2007 – SARE; (d) 14/12/2000 – SAEZ.

Para visualizar isto examinamos a Figura 4.33 que mostra, para cada uma das estações, os campos individuais de PNM que apresentaram a maior correlação com a respectiva 1<sup>a</sup> CP — indicados por círculos nos gráficos de *loadings* na Figura 4.32. Em todos eles temos um sistema de baixa pressão de latitudes altas meridionalmente alinhado com um sistema de baixa pressão localizado entre o Paraguai e o centro-norte da Argentina, sendo limitados a W e a E por centros de alta pressão, formando uma configuração tipo colo. (Cuidado é necessário na interpretação dos *scores* e da PNM sobre o platô Andino: os valores extremos localizados ali não têm significado físico e são advindos do procedimento de redução da pressão ao nível do mar aplicado sobre grandes elevações. No lado W do domínio maior ênfase deve ser dada, quando possível, à configuração da PNM sobre o Pacífico Sul).

Das quatro estações avaliadas, SAEZ é que apresenta a maior variância explicada pela 1<sup>a</sup> CP no campo de PNM na amostra SEV1: cerca de 70%. Ou seja, a grande maioria das configurações sinóticas associadas aos perfis SEV1 de SAEZ apresenta um tipo de estrutura na forma de colo na PNM. É interessante mencionar também que o episódio de maior correlação entre a 1°CP e os campos diários de PNM para a estação de SARE (a saber, 20/10/2007; Fig. 4.33c) coincide com o registro de um tornado no município de Ronda Alta/RS (Foss et al., 2008).

As 2<sup>as</sup> CPs obtidas dos dados de PNM são indicadas na Figura 4.34. Para estas CPs a variância explicada é baixa, especialmente em SAEZ (apenas 12%). Ao contrário da 1<sup>a</sup> CP, agora observa-se diferentes configurações espaciais dos *scores* entre as localidades, o que é um resultado razoável. Entretanto, o gráfico de *loadings* mostra grande alternância na correlação com os campos individuais para cada estação. Esta alta variabilidade no sinal dos *loadings* indica que estes campos não representam uma condição sinótica única, mas sim uma sequência de condições individuais distintas que eventualmente apresentam uma configuração espacial semelhante mas com sinais contrários — ou seja, no local onde há uma alta pressão em um episódio, há uma baixa pressão em outro episódio. Este resultado indesejado é, muito provavelmente, produto da pequena amostra de perfis. Exemplos de alguns padrões são indicados na Fig. 4.35.



Figura 4.34 – Igual à Fig. 4.32, mas para a 2ª CP da amostra SEV1.



Figura 4.35 – Igual à Fig. 4.33, mas referente à 2<sup>a</sup> CP da amostra SEV1. (a) 10/03/2004 às 12Z – SBPA; (b) 21/07/2001 às 00Z – SBFI; (c) 22/11/2009 às 12Z – SARE; (d) 14/01/2000 às 12Z – SAEZ.

Diante da dificuldade da 2<sup>a</sup> CP da PNM em extrair padrões coerentes adicionais, uma questão que precisa ser avaliada é se o padrão identificado na 1<sup>a</sup> CP da PNM de fato representa uma condição "exclusiva" de situações de tempo severo ou se é um padrão recorrente também em situações desfavoráveis a TCLs severas. Para isto gerou-se mais uma amostra do tipo NULO. Esta amostra é composta por perfis que não só não satisfazem os critérios SEV e TOR como também possuem CAPE necessariamente baixo. Como critério de corte utilizou-se como limiar <u>superior</u> para CAPE o respectivo valor de q25 da condição SEV1 (que corresponde a 92 J kg<sup>-1</sup>). Estes critérios foram então aplicados aos perfis de SBFI, de onde se extraiu um total de 2120 perfis que passam a compor a amostra NULO2. Os resultados da ACP para a amostra NULO2 são indicados na Figura 4.36 e devem ser comparados com os painéis correspondentes a SBFI nas Figuras 4.32 e 4.33.

Os scores da 1ª CP (Fig. 4.36a) mostram uma configuração tipo sela, semelhante à discutida anteriormente para a amostra SEV1. O gráfico dos respectivos loadings indica correlações positivas com os campos de anomalia de PNM. Logo, a configuração dos scores em NULO2 aponta também para um padrão tipo colo no campo de PNM, o que é um resultado desencorajador. Entretanto, em NULO2 a estrutura associada ao cavado de latitudes médias no mapa de scores está mais deslocada para o W do que a estrutura correspondente na Figura 4.32b, assim como o setor de score negativo no centro-norte da Argentina. Isto fica mais evidente na Figura 4.36 para o caso de 05/09/1999 aonde nota-se um cavado de latitudes médias atravessando os Andes pelo sul da Argentina, e um cavado invertido se estendendo paralelamente aos Andes por quase toda a Argentina. Esta condição é diferente daquela ilustrada, por exemplo, na Figura 4.33b, que mostra um cavado frontal sobre o Atlântico Sul, fora da litoral argentino. Esta distinção sugere que, enquanto o padrão de colo é bastante freqüente no campo de PNM nos subtrópicos da América do Sul, sua localização e orientação (influenciada pelo ciclo de vida do cavado nas latitudes médias) pode ser o fator determinante no condicionamento sinótico para TCLs severas neste continente. Estudos mais detalhados no futuro devem buscar conhecer melhor esta característica.



Figura 4.36 – Amostra NULO2: 1<sup>ª</sup> e 2<sup>ª</sup> componentes principais (mapa de *scores*) e seus respectivos gráficos de *loadings* (distribuídos por eventos) para a variável PNM. Apenas a estação de SBFI compõe esta amostra. A variância explicada por cada CP é indicada abaixo dos mapas de *scores*.

Se a ACP do campo de PNM não permitiu uma discriminação clara dos padrões sinóticos entre as amostras SEV1 e NULO2, será que a ACP para outras variáveis em níveis verticais distintos fornece este padrão? A Figura 4.37 mostra os resultados obtidos para a 1<sup>ª</sup>CP para a componente meridional do vento em 850hPa.

Os mapas de *scores* para as quatro localidades mostram um padrão semelhante consistindo de uma faixa de valores negativos sobre o Paraguai e S do Brasil como orientação NW-SE acompanhada de valores positivos ao S, sobre a Argentina. Esta 1<sup>a</sup> CP explica entre 25% e 35% da variância observada nas quatro localidades. Os gráficos de *loadings* indicam correlações positivas com as anomalias do vento meridional, o que implica na presença de escoamento de N nos núcleos de *scores* negativos na região do *Chaco*, assemelhando-se a um JBN. A Figura 4.38

confirma isto ao exemplificar alguns campos individuais de vento meridional bem correlacionados com os respectivos mapas de *scores*. Com exceção de SAEZ (Fig.4.38d), todas as localidades mostram um forte núcleo de escoamento de N na região do Paraguai em uma configuração de JBN. (No exemplo de SAEZ o escoamento de N é bem mais fraco, mas estende-se até latitudes bem mais altas). Ou seja, da mesma forma como para a PNM, a 1<sup>a</sup> CP para o vento meridional concorda com as composições médias obtidas para esta variável.



Figura 4.37 – Igual à Fig. 4.32, mas para a variável componente meridional do vento em 850hPa.



Figura 4.38 - Igual à Fig. 4.33, mas para a variável componente meridional do vento em 850hPa [m s<sup>-1</sup>]. (a) 12/10/2000 – SBPA; (b) 09/10/2003 – SBFI; (c) 27/09/2009 – SARE; (d) 03/01/2003– SAEZ.

A 2<sup>a</sup> CP para esta variável (Fig. 4.39) explica variâncias entre 13% e 20%. Os mapas de *scores* para as quatro localidades mostram padrões bem distintos entre si. De uma forma geral os *loadings* mais significativos estão no lado positivo do gráfico (i.e., correlação positiva), principalmente em SBPA. Isto revela um comportamento ligeiramente melhor do que aquele encontrado para a 2<sup>a</sup> CP de PNM, mas ainda assim mostra que para cada uma das 2<sup>as</sup> CPs poucos são os episódios com correlação significativamente alta (exemplificados na Fig. 4.40) o que não caracteriza um padrão. Mais uma vez, a baixa amostragem em SEV1 é responsável por esta pequena representatividade.

A Figura 4.41 indica as 1<sup>ª</sup> e 2<sup>ª</sup> CPs para o vento meridional referente à amostra NULO2, lembrando que esta amostra foi criada a partir das informações dos perfis de SBFI apenas. Qualitativamente falando, os mapas de *scores* das 1<sup>ª</sup> e 2<sup>ª</sup> CPs da amostra NULO2 são muito parecidos com os respectivos mapas das 1<sup>ª</sup> e 2<sup>ª</sup> CPs encontradas para SBFI na amostra SEV1 (Figs. 4.37b e 4.39b, respectivamente). Além disto, os *loadings* mais significativos da amostra NULO2 tanto para a 1<sup>ª</sup> CP quanto para a 2<sup>ª</sup> CP são predominantemente positivos. Consequentemente, <u>não é possível discriminar os dois padrões de maneira significativa</u>; exceto talvez pela magnitude dos campos na 1<sup>ª</sup> CP, o que é sugerido pelos *scores* mais baixos encontrados na 1<sup>ª</sup> CP da amostra NULO2. Para avaliar isto (ao menos preliminarmente), comparamos o episódio ilustrado na Figura 4.38b referente à 1<sup>ª</sup> CP em SBFI para a amostra SEV1 com o respectivo episódio da amostra NULO2 indicado na primeira linha da Figura 4.41. Nota-se uma redução da magnitude da componente meridional do vento de N no caso NULO2.



Figura 4.39 – Igual à Fig. 4.32, mas para a 2<sup>a</sup> CP da amostra SEV1 para a variável componente meridional do vento em 850hPa.



Figura 4.40 - Igual à Fig. 4.33, mas referente à  $2^a$  CP da amostra SEV1 para a variável componente meridional do vento em 850hPa [m s<sup>-1</sup>]. (a) 10/03/2004 – SBPA; (b) 16/11/2003 – SBFI; (c) 19/01/2007 – SARE; (d) 17/11/2009– SAEZ.

Seria possível especular que o fator determinante para o estabelecimento de uma condição favorável a tempo severo nos subtrópicos da América do Sul não é o padrão da circulação atmosférica em si, mas sim sua magnitude? Não é possível ainda responder esta pergunta com a baixa amostragem aqui disponível, mas estudos futuros envolvendo um maior volume de dados podem testar esta hipótese. Os resultados das ACPs realizadas para as variáveis umidade específica em 850hPa, altura geopotencial em 500hPa e magnitude do vento em 250hPa não são mostrados porque em suma apresentam o mesmo comportamento geral e limitações encontradas para as variáveis PNM e componente meridional do vento em 250hPa.



Figura 4.41 – Igual à Fig. 4.36, mas para a variável componente meridional do vento.

## **CAPÍTULO 5**

## **CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS**

O presente trabalho conduz um estudo climatológico dos perfis atmosféricos e condições sinóticas favoráveis à ocorrência de tempestades convectivas locais (TCLs) severas nos subtrópicos da América do Sul. Isto foi realizado por meio da investigação de cerca de 25000 radiossondagens das 00Z e 12Z (após aplicação de controle de qualidade) advindas de seis estações da rede meteorológica de ar superior na região de interesse, a saber: Buenos Aires (SAEZ), Curitiba (SBCT), Florianópolis (SBFL), Foz do Iguaçu (SBFI), Porto Alegre (SBPA) e Resistência (SARE). O período estudado foi de 12 anos, entre 1998 e 2009. Desta base de dados foram calculados diversos parâmetros convectivos que indicam a presença dos ingredientes necessários para o desenvolvimento de TCLs severas, como a presença de instabilidade condicional, oferta de umidade e cisalhamento vertical do vento (CVV).

Examinou-se, primeiramente, a distribuição média mensal, sazonal e anual destes parâmetros nas seis localidades estudadas por meio do cálculo e análise dos valores medianos e de outras estatísticas quantílicas. Em seguida, partindo desta análise estatística e de uma abordagem meteorológica baseada em ingredientes, foram elaborados conjuntos de critérios objetivos que visam identificar aqueles perfis termodinâmicos e cinemáticos que podem ser considerados favoráveis ao desenvolvimento de TCLs severas e tornados na América do Sul. Estes critérios foram classificados como indicativos de perfis conducentes a TCLs severas (SEV) e TCLs tornádicas (TOR) em função de valores limiares dos parâmetros convectivos de instabilidade condicional e CVV. Estes limiares foram identificados por meio dos quantis de 75% (e 25% em alguns casos) encontrados na análise estatística dos parâmetros para a América do Sul e também por meio de valores limiares clássicos encontrados na literatura para a América do Norte, formando assim dois conjuntos distintos de critérios objetivos para detectar perfis de tempo severo. Uma das dificuldades encontradas foi quanto à ausência de dados referentes ao horário das 18Z, quando se dá o máximo aquecimento diurno. Para ajudar a preencher esta lacuna a amostra de dados incluiu também perfis atmosféricos extraídos dos dados da Reanálise do NCEP-NCAR, cuja análise estatística forneceu um terceiro conjunto de critérios SEV.

As cerca de 25000 sondagens atmosféricas foram submetidas a estes conjuntos de critérios de corte formando então amostras de perfis teoricamente favoráveis a TCLs severas e tornados. Estas amostras foram analisadas quanto a sua distribuição sazonal e espacial nos subtrópicos da América do Sul. Além disto, estes perfis selecionados foram examinados na forma de diagramas termodinâmicos e hodógrafas para avaliar se os critérios testados funcionam na detecção de ambientes de tempo severo considerados clássicos.

Os principais resultados encontrados nestas etapas foram:

 A climatologia por meio das grandezas quantílicas reproduziu bem o comportamento sazonal esperado dos parâmetros de instabilidade termodinâmica e CVV, com a tendência de aumento da instabilidade no período quente do ano e de aumento do CVV no período frio do ano;

 Das seis estações meteorológicas estudadas, SBFI foi a que apresentou os valores mais altos de CAPE, enquanto SAEZ foi a que apresentou os parâmetros mais altos de CVV e de *lapse rate* na média troposfera (MLLR);

 O parâmetro de CVV raso (LLS) não mostrou forte sazonalidade nas localidades estudadas, enquanto que a altura do NCL mostrou dependência sazonal, com valores mais baixos nos meses de inverno. A estação de SBCT foi a que registrou o comportamento mais distinto destes dois parâmetros, em função de sua maior elevação;

• A helicidade relativa à tempestade nos primeiros 3km (HRT3) também demonstrou forte dependência sazonal, com valores mais negativos na estação fria;

• <u>Em comparação com a climatologia da América do Norte encontrou-se para</u> <u>a América do Sul valores mais baixos de MLLR, DLS e altura do NCL</u>. Especulou-se que os valores mais baixos de MLLR no continente austral se devem não só à menor latitude do setor estudado (em comparação com a América do Norte) mas também a diferenças geográficas que, na América do Norte, favorecem a formação mais freqüente de camadas de mistura elevadas as quais contribuem para acentuar o MLLR. As alturas comparativamente baixas de NCL encontradas neste trabalho parecem ser devido ao horário das observações (manhã e noite, *versus* tarde (18Z) na América do Norte) e possivelmente a maior influência oceânica nas estações sulamericanas;

 A análise de gráficos de dispersão para o espaço de parâmetros CAPE versus DLS para cada uma das seis estações ressaltou a transição entre os regimes extremos de alta instabilidade condicional e baixo CVV no verão e baixa instabilidade condicional e alto CVV no inverno. Entre os regimes extremos ficaram as estações de transição (outono e primavera) que apresentaram valores moderados tanto de CAPE quanto DLS. Ao contrário das demais localidades, <u>estação de SAEZ apresentou um número considerável de perfis com alta</u> <u>instabilidade e alto CVV no verão;</u>

 Para os horários das 00Z e 12Z os dados da Reanálise do NCEP-NCAR não reproduziram bem a distribuição estatística dos parâmetros convectivos para a maioria das localidades estudadas para o período entre 1998 e 2009. A exceção foi SBPA, onde houve uma excelente concordância dos resultados entre os dados da Reanálise NCEP-NCAR e as radiossondagens para as variáveis CAPE e DLS. Com base neste resultado, a análise da distribuição dos parâmetros às 18Z com os dados da Reanálise NCEP-NCAR ficou restrita à estação de SBPA, onde se notou que o maior impacto da utilização dos dados das 18Z foi nos parâmetros CAPE e índice de levantamento, ambos experimentando um aumento (em módulo no caso do IL) condizente com a maior desestabilização da atmosfera no período da tarde;

 Os critérios testados para selecionar os perfis indicativos de tempo severo foram capazes de detectar perfis atmosféricos clássicos de latitudes médias para a formação de TCLs severas, apresentando acentuada instabilidade (tanto CAPE guanto MLLR) e CVV. Muitos dos perfis selecionados, porém, apresentaram algumas peculiaridades que podem ser consideradas mais típicas de latitudes subtropicais, como por exemplo um perfil termodinâmico muito úmido, semelhante ao das regiões tropicais. Por outro lado, as condições cinemáticas em todos os perfis selecionados mostraram-se típicos de ambientes de tempo severo de latitudes mais altas;

• Um total de 120 radiossondagens (0,5% do total) foram classificadas como indicativas de condições de tempo severo usando os critérios de seleção baseados na climatologia sul-americana, dos quais apenas 5 foram classificadas como tornádicas. Ao se empregar os critérios baseados na literatura para a América do Norte identificou-se 315 radiossondagens (1,3% do total) indicativas de tempo

severo, sendo 27 (0,1%) tornádicas;

 <u>A distribuição sazonal e espacial dos perfis de tempo severo sugere uma</u> <u>migração geográfica das condições de tempo severo das latitudes mais baixas</u> [altas] para as latitudes mais altas [baixas] à medida que nos aproximamos dos <u>meses de verão [inverno]</u>, semelhante ao comportamento norte-americano. A estação de SBFI foi a que apresentou a distribuição mais homogênea de perfis de tempo severo ao longo do ano, enquanto que a estação de SAEZ (a de latitude mais alta) mostra uma importante preponderância de perfis de tempo severo nos meses de verão.

Após a análise climatológica dos parâmetros convectivos e dos perfis selecionados como conducentes a tempo severo, examinou-se os padrões sinóticos correspondentes a estes perfis. Os padrões foram determinados pela composição média das variáveis meteorológicas em níveis distintos para as diferentes amostras SEV e TOR e também pela Análise de Componentes Principais (ACP) aplicada a estas mesmas amostras. <u>Os principais resultados encontrados nestas etapas são resumidos abaixo</u>:

 Os campos compostos médios em todas as amostras estudadas mostram um padrão tipo colo (sela) no campo de pressão ao nível do mar (PNM), com a estação de radiossondagem localizada dentro de um setor quente. A W e a NW da estação temos a manifestação dos sistemas de baixa pressão do *Chaco* (na forma de cavado invertido), enquanto que nas latitudes mais altas vemos a presença de um cavado de características frontais;

 A magnitude do gradiente de pressão neste padrão médio de PNM varia em função da amostra avaliada. Quanto maior o CAPE estipulado no critério de seleção da amostra mais intenso é o gradiente de pressão acelerando o escoamento de N e NE no quadrante NE em torno da estação de altitude. Este é o escoamento responsável pela advecção quente em superfície;

 <u>No campo médio composto em 850hPa a estação de altitude fica embebida</u> <u>na saída de um escoamento de norte que promove o transporte de umidade para a</u> <u>região onde o perfil foi amostrado</u>. Em algumas amostras, como a tornádica, este escoamento de N apresenta uma configuração tipo jato de baixos níveis (JBN);

• <u>No nível de 500hPa a composição média apresenta, para todas as</u> amostras, um cavado (não muito pronunciado) ao sul da localidade da <u>radiossondagem</u>. Este cavado na média troposfera é observado ligeiramente a W da posição do cavado frontal em superfície o que aponta para uma influência da forçante sinótica na forma de um sistema baroclínico migratório. Isto é ratificado pela presença de movimento vertical ascendente em 500hPa ligeiramente a E do cavado naquele nível;

 <u>A combinação de vento em superfície soprando de NE com escoamento de</u> norte em 850hPa e de W em 500hPa encontrados nas composições médias indica a presença de CVV direcional do vento com uma hodógrafa amplamente favorável ao desenvolvimento de TCLs severas (isto é com alta HRT3);</u>

 <u>Na alta troposfera todos os campos compostos também ilustram um cavado</u> <u>suave com a presença de um núcleo de velocidade máxima do jato (*jet streak*).
 Nesta composição média em 250hPa a estação de altitude não fica posicionada no quadrante mais favorável do *jet streak*. Este resultado possivelmente advém do fato de que os perfis atmosféricos neste trabalho são amostrados com base em critérios que buscam caracterizar ambientes pré-convectivos, mas sem necessariamente haver convecção em andamento no momento da radiossondagem;
</u>

 <u>A amostra tornádica foi a que gerou os campos médios compostos mais</u> <u>pronunciados</u>, com acentuado gradiente de pressão em superfície intensificando os ventos de NE naquele nível, forte escoamento de N em 850hPa na forma de JBN sobre a estação de altitude, cavados mais pronunciados em 500hPa e 250hPa, e movimento ascendente mais acentuado em 500hPa. Este padrão ressalta o importante papel desempenhado pelo escoamento tipo JBN na intensificação das condições de tempo severo;

• <u>A amostra desprovida de perfis de tempo severo gerou composições médias</u> onde percebe-se um enfraquecimento (ou mesmo desconfiguração total) daqueles padrões obtidos das amostras de perfis SEV, salientando a importante influencia da forçante sinótica em condicionar o ambiente de tempo severo na América do Sul;</u>

<u>Dada a pequena amostra de perfis de tempo severo neste trabalho, a ACP</u>
 <u>não conseguiu extrair com significância estatística padrões de tempo severo</u>
 <u>diferentes daquele já indicado pela composição média;</u>

 Apesar de aparecer nas composições médias e nos mapas de scores da ACP de todas as amostras de perfis de tempo severo, <u>o padrão tipo colo (sela) no</u> <u>campo de PNM, isoladamente, não pode ser considerado uma configuração que</u> discrimine com significância estatística uma situação sinótica típica de tempo severo na América do Sul. Isto porque o padrão de colo na PNM também aparece na 1<sup>a</sup>CP da amostra desprovida de perfis de tempo severo, caracterizando uma espécie de "onipresença". Entretanto, os resultados também sugerem que diferenças relativamente sutis na configuração do colo podem ser determinantes para estabelecer um ambiente de tempo severo. Todos estes pontos têm relevância particular para o previsor de tempo.

• <u>O padrão sinótico de tempo severo na América do Sul é diferente daquele</u> <u>tradicionalmente documentado para a América do Norte, especialmente em</u> <u>superfície</u>. Além da diferença na magnitude de alguns parâmetros de tempo severo, a presença frequente do cavado invertido continental interagindo com um cavado frontal (da frente fria) e a natureza predominantemente oceânica dos ciclones extratropicais na América do Sul — o que praticamente remove a frente quente do setor continental mais baroclínico onde as TCLs severas se desenvolvem — são as maiores diferenças no padrão de superfície. Os resultados sugerem que na América do Sul as TCLs severas, quando sob intensa forçante sinótica, são invariavelmente disparadas ou por uma frente fria, ou pelo cavado invertido, ou na dianteira da frente fria, estando em todos estes casos a uma distância maior do ciclone extratropical do que o observado na América do Norte.

É importante mencionar que a análise climatológica realizada aqui foi dificultada pela baixa amostragem dos perfis atmosféricos observados. Em termos práticos, as radiossondagens disponíveis (e resistentes ao controle de qualidade) representaram apenas cerca de metade daquelas que seriam disponíveis em um cenário perfeito. Esta lacuna de dados observados certamente pode lançar dúvidas sobre a representatividade dos resultados climatológicos obtidos, e certamente desempenhou um papel crucial na dificuldade de se extrair padrões sinóticos distintos via ACP. A ausência de radiossondagens operacionais às 18Z, horário de maior desenvolvimento da camada limite convectiva, é outro fator chave por trás da dificuldade de se caracterizar o ambiente convectivo na América do Sul. Sondagens das 18Z deveriam se tornar operacionais na América do Sul para que esta ferramenta pudesse ser usada em sua capacidade máxima para análise e previsão convectiva.

A tentativa de aumentar a amostragem utilizando os dados da Reanálise do

NCEP-NCAR foi de certa forma frustrada pelo fato desta fonte de dados não ter replicado adequadamente o comportamento estatístico de vários parâmetros observados. A baixa resolução espacial (horizontal e vertical) da Reanálise do NCEP-NCAR parece ser a principal fonte desta discordância. Ainda assim é possível argumentar que os dados da Reanálise do NCEP-NCAR (e de outras Reanálises) merecem ser explorados dada sua capacidade de preencher lacunas observacionais importantes (Brooks et al., 2003), o que é sugerido como trabalho futuro no último capítulo.

Ainda que pese as limitações mencionadas acima, muitos resultados aqui discutidos são inéditos para a América do Sul, e apresentam boa concordância com outros estudos que utilizaram metodologias completamente diferentes para atacar a questão da caracterização dos ambientes de tempo severo neste continente (p.ex., Cecil et al., 2010). Este é um aspecto bastante encorajador. As sugestões de trabalhos futuros indicadas a seguir representam etapas naturais na continuação desta investigação.

## 5.1 Perspectivas para trabalhos futuros

 As condições propícias a TCLs severas examinadas neste estudo <u>não</u> levaram em consideração os mecanismos de disparo convectivo. Não se fez uma avaliação sobre a destreza desta metodologia em efetivamente prever a ocorrência das TCLs severas em modo operacional na América do Sul (avaliações preliminares foram feitas em Foss e Nascimento (2010) com o modelo ETA-CPTEC). Para se avaliar o valor prognóstico dos parâmetros e padrões identificados para as TCL severas, é fundamental em trabalhos posteriores avaliar a ocorrência, ou não, das TCLs severas nos dias apontados pela análise baseada em ingredientes como sendo conducentes a tempo severo;

• A criação de uma base de dados de alta qualidade que consista da confirmação *in loco* da ocorrência de episódios de tempo severo é desejável;

 Os dados da Reanálise NCEP-NCAR passarão a ser fornecidos com resolução espacial mais alta, passando a representar uma fonte de dados mais adequada para a proposição de se investigar ambientes de tempo severo. Estudos devem explorar esta capacidade aumentada; • Diferentes combinações dos limiares indicativos da presença de CAPE e CVV na atmosfera podem ser testadas, como por ex. um limiar alto para CAPE (acima de q75) e baixo para CVV (abaixo do q25), que ajudará a investigar quais as condições sinóticas que desencadeiam perfis com estas configurações.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. L. Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Events over Southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 136, p. 3087-3105, 2008.

ANTONIO, M. A. Ocorrência de tornado na região tropical do Brasil. **Relatório Técnico de Pesquisa do Instituto de Pesquisas Meteorológicas**, Universidade Estadual Paulista, Bauru, 28pp., 1995.

BERBERY E. H.; COLLINI, E. A. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern South America. **Mon. Wea. Rev**., v. 128, p. 1328-1346, 2000.

BONNER, W. D. Climatology of the Low Level Jet. Mon. Wea. Rev., v. 96, p. 833-850, 1968.

BLUESTEIN, H. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes**. Oxford university Press, 594 pp., 1993.

BLUESTEIN, H. Advances in applications of the physics of fluids to severe weather systems. **Rep. Prog. Phys.** v. 70, 1259–1323, 2007.

BROOKS, H. E.; DOSWELL, C. A.; COPPER, J. On the environments of tornádic and nontornadic mesocyclones. **Wea. Forecasting**, v. 9, p. 606-618, 1994.

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmos. Research**, v. 67-68, p. 73-94, 2003.

BROOKS, H. E.; ANDERSON, A. R. Climatological aspects of convective parameters from the NCAR/NCEP Reanalysis. In: Preprints, **22<sup>nd</sup> Conf. Severe Local Storms**, Hyannis. EUA, Amer. Met. Soc., em mídia digital, 2004. **Anais eletrônicos...** http://ams.confex.com/ams/11aram22sls/techprogram/paper\_81585.htm.

BROOKS, H. E. A global view of severe thunderstorms: Estimating the current distribution and possible future changes In: **Preprints, Severe Local Storms Special Symposium**, Amer. Meteor. Soc., Atlanta/EUA, 2006. **Anais Eletrônicos...** *www.nssl.noaa.gov/users/brooks/public\_html/papers/AMS2K6.pdf*.

BROOKS, H. E. Ingredients-Based Forecasting. In: **Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects.** D. B. Giaiotti, R. Steinacker, F. Stel (Eds.), SpringerWein, p.134-140, 2007.

CARLSON, T. N.; BENJAMIN, G. S.; FORBES, G. S.; LI, Y. F. Elevated mixed layers in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies. **Mon. Wea. Rev.**, v. 111, p. 1453-1473, 1983.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o Brasil. In: **Tempo e Clima no Brasil**, Iracema F. A. Cavalcanti ... [et al.] organizadores, São Paulo: Oficina de Texto, 2009. Cap. 9, p. 126-134.

CECIL, D. J.; FELIX, M. O.; BLANKENSHIP, C.B. Severe Storm environments on different continents. : **Preprints, 25<sup>th</sup> Conf. Severe Local Storms**, Denver. EUA, Amer. Met. Soc., 2010. **Anais eletrônicos...** http://ams.confex.com/ams/25SLS/techprogram/paper\_175443.htm

COMPAGNUCCI, R. H.; FORNERO, L.; VARGAS, W. M. Algunos métodos estadísticos para tipificacion de situaciones sinópticas: Discusion Metedologica. In: **GEOACTA**, v. 13, n.1, p.43-55, 1985.

CRADDOK, J. M.;FLOOD, C. R. Eigenvectors for representing the 500 mb geopotential surface over the Northern Hemisphere. **Quarterly Journal of the Royal meteorologic Society**. v.95, p.576-593, 1969.

CRAVEN, J. P.; JEWELL, R. E.; BROOKS, H. E. Comparison between observed convective cloud-based heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. **Wea. Forecasting**, v.17, p.885-890, 2002.

CRAVEN, J. P.; BROOKS, H. E. Baseline Climatology of Sondings derived parameters associated with deep moist convection. **National Weather Digest**. v. 28, p.13-24, 2004

DAVIES-JONES, R.; TRAPP, R. J.; BLUESTEIN, H. B. Tornadoes and tornadic storms. In: **Severe Convective Storms – Chapter 5**, C. A. Doswell III (Ed.), Amer. Soc. Monograph v.28, n.50, p.167-221, 2001.

DAVIES, J. M.; JOHNS, R. H. Some wind and instability parameters associated with strong and violent tornadoes. Part I: Wind shear and helicity. In: The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. C. Church, D. Burgess, C. Dosweel and R Davies-Jones (Editores), AGU Geophysical Monograph, v.79, p.573-582, 1993.

DOUGLAS, M. W.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Observational evidences of a low level jet east of the Andes during January-March 1998. **Meteorologica**, v.23, n. 1, p.63-72, 1998.

DOSWELL III, C. A; BOSART, L. F. Extratropical Synoptic-Scale Processes and Severe Convection. In: **Severe Convective Storm,** C. A. DOSWELL III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph, v. 28, p.27-69, 2001.

DOSWELL III, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDOX, R. A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. **Wea. Forecasting**, v.11, p.560-581, 1996.

DURKEE, J. D.; MOTE, T. L. A climatology of warm-season mesoscale convective complexes in subtropical South America. **Int. J. Climatology**, v.30, p.418-431, 2010

EMANUEL, K. Atmospheric Convection. Oxford University Press, 580 pp., 1994.

ESCOBAR, G. Jato de Altos Níveis. In: **Tempo e Clima no Brasil**, Iracema F. A. Cavalcanti ... [et al.] organizadores, São Paulo: Oficina de Texto, 2009. Cap. 9, p. 126-134.

FERRAZ, S. E. T. Variabilidade Intrasazonal no Brasil e Sul da América do Sul. (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2004.

FOSS, M.; MARCELINO, I. P. V. O.; PAMPUCH, L. A. Análise preliminar do tornado ocorrido no dia 20 de outubro de 2007 em Ronda Alta/RS. XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais em CD-ROM**, Soc. Bras. Meteorologia, São Paulo, Brasil, 2008.

FOSS, M.; NASCIMENTO, E. L. Condicionamento sinótico de alguns eventos de tempestades severas ocorridos no estado do Rio Grande do Sul em 2003. **Ciência e Natura**, v.Esp, p.353-356, 2009.

FOSS, M.; NASCIMENTO, E. L. Investigation of the 7 September 2009 severe weather outbreak over subtropical South America from a predictability standpoint. In: AGU Meeting of the Americas. **Anais eletrônicos...**, American Geophysical Union, Foz do Iguaçu, Brasil, 2010a.

FOSS, M.; NASCIMENTO, E. L. Um estudo dos ambientes de convecção severa nos subtrópicos da América do Sul. XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia, **Anais em CD-ROM**, Soc. Bras. Meteorologia, Bélem, Brasil, 2010b.

FUJITA, T. T. Tornadoes around the world. Weatherwise, v. 26, p. 56-62, 1973.

GALWAY, J. G. The lifted index as a predictor of latent instability. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v.43, p.528-529, 1956.

GREEN, P. E. Analysing Multivariate Data. The Dryden Press: Illinois, USA, 1978.

HART, J. A.; DOROTY, W. **The SHARP workstation v1.50 users guide**. National Weather Service, NOAA, U.S. Department of Commerce, 30pp., 1991.

HOUZE, R. A. Cloud Dynamics. Academic Press, 573 pp., 1993.

JOHNS, R. H.; DOSWELL III, C. A. Severe local storms forecasting. **Wea.** Forecasting, v.7, p.588-612, 1992.

JOHNS, R. H. Meteorological conditions associated with bow echo development in convective storm. **Wea. Forecasting**, v.8, p. 294-299, 1993.

JOHNSON, R. H; MAPES, B. E. Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. In: **Severe Convective Storm,** C. A. DOSWELL III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph, v. 28, p.71-122, 2001.

KAISER, H. F. The application of electronic computers to factor analysis. **Educational and Psychological Measurement**. v.20, p.141-151, 1958.

KALNAY, E. et al. The NCEP/NCAR 40 year reanalysis project. **Bull. Amer. Meteor. Soc**., v.77, p. 437-471, 1996.

KLEMP, J. B. Dynamics of tornadic thundstorms. **Annu. Rev. Fluid. Mech.**, v.19, p. 369-402, 1987.

LANICCI, J. M.; WARNER, T. T. A synoptic climatology of the elevated mixed-layer inversion over the southern Great Plains in Spring. Part1: Structure, dynamics, and seasonal evolution. **Wea. Forecasting**, v.6, p. 181-197, 1991a.

LESIEUR, M. Turbulence in Fluids. 2<sup>a</sup> Edição, Kluwer Academic Press, 412 pp., 1993.

MARCELINO, I. P. V. O. Análise de episódios de tornado em Santa Catarina: caracterização sinótica e mineração de dados. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoro) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

MARCELINO, I. P. V. O.; FERREIRA, N. J.; CONFORTE, J. C. Análise do episódio de tornado ocorrido no dia 07/02/98 no município de Abdon Batista -SC. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 11. Belo Horizonte: INPE, p. 05-10, 2003.

MARCELINO, I. P. V. O.; HERMANN, M. L. P.; FERREIRA, N. J. The ocurrence of tornadoes in Santa Catarina State, Brazil. In: **Australian Met. Magazine**, 2004a.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R; SAULO C.; NICOLINI M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP-NCAR Reanalysis: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, no. 12, p. 2261-2280, 2004.

MARKOWSKI, P. M.; STRAKA, J. M.; RASMUSSEN, E. N. Direct surface thermodynamic observations within the rear-flank downdrafts of nontornadic and tornadic supercells. **Mon. Wea. Rev.**, v. 130, 1692-1721, 2002.

MARKWOSKI, P. Tornadoes e Tornadogenesis. In: **Atmospheric Convection: Research and Operational Forecasting Aspects**. D. B. Giaiotti, R. Steinacker, F. Stel (Eds.), SpringerWien, p. 45-55, 2007.

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. In; **Severe Convective Storm**, C. A. DOSWELL III (Ed.), Amer. Meteor. Soc. Monograph, v. 28, p.433-480, 2001.

MÜLLER, G. V.; COMPAGNUCCI, R.; NUÑEZ, M. N.; SALLES, A. Surface circulation associated with frost in the wet Pampas. **Int. J. Climatology.** v.23, p.943-961, 2003.

NASCIMENTO, E. L. Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters. In: **Preprints, 22<sup>nd</sup> Conf. Severe Local Storms**, Hyannis. EUA, Amer. Met. Soc., 2004. **Anais eletrônicos...** http://ams.confex.com/ams/11aram22sls/techprogram/paper\_81745.htm.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n.1, 2005.

NASCIMENTO, E. L.; MARCELINO, I. P. V. O. Análise preliminar dos tornados de 3 de janeiro de 2005 em Criciúma/SC. **Bol. Soc. Bras. Meteo.**, v. 29, No. 1, p. 33-34. 2005.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades convectivas severas: Teoria e aplicações básicas. **Nota Técnica**. Centro de Previsão de tempo e Estudos Climáticos, Cachoeira Paulista, 40 pp., 2007.

NASCIMENTO, E. L.; ANABOR, V.; FOSS, M.; DAL PIVA, E. O episódio de tempo severo de 7 de setembro de 2009 nos contextos sinótico e climatológico. XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais em CD-ROM**, Soc. Bras. Meteorologia, Bélem, Brasil, 2010.

NECHET, D. Ocorrência de tornados no Brasil. **Bol. Soc. Bras. Meteor**., v.26, p.29-39, 2002.

OLIVEIRA, I. P. V. Distribuição espaço-temporal e análise de tornados em Santa Catarina no período de 1976 a 2000. In: Simpósio Brasileiro de Climatologia Geográfica, Rio de Janeiro, 2000. Anais... Rio de Janeiro: CLIMAGEO/UFRJ/CREA, 2000, 11p. (CD Rom)

PEIXOTO, J. P; OORT, A. H. **Physics of Climate**. American Institute of Physics. 518pp, 1992.

RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, D. O. A Baseline Climatology of Soundings-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. **Wea. Forecasting**, v.13, p. 1148-1164, 1998.
RECKZIEGEL, B. W. Levantamento dos Desastres Desencadeados por Eventos Naturais Adversos no Estado do Rio Grande do Sul no Período de 1980 a 2005. Tese (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.

REIMAN-CAMPE, K.; FRAEDRICH, K.; LUNKEIT, F. Global climatology of Convective Available Potential Energy (CAPE) and Convective Inhibition (CIN) in ERA-40 renalysis. **Atmos. Research**, v. 93, p. 534-545, 2009.

RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. J. Climatol., v.6, p. 293-335, 1986.

SAITO, S. M. et al. Sistematização de ocorrências de desastres naturais na região Sul do Brasil. **Anais XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, INPE, p. 2333-2339, 2009.

SÁNCHEZ, J. L. et al. Short-term forecast of thunderstorm in Argentina. **Atmos. Research**, v. 88, p. 36-45, 2008.

SELUCHI, M. E.; SAULO, C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The northwestern Argentinean low: A study of two typical events. **Mon. Wea. Rev.**, v.131, p.2361-2378, 2003.

SILVA DIAS, M. A. F. Storms in Brazil. In: **Hazards and Disasters Series**, Storms Volume II, R. Pielke Sr. e R. Pielke Jr (Eds.), p. 207-219, 1999.

STENSRUD, D. J. Importance of low level-jet to climate: A review. **Journal of Climate**. v.9, p.1698-1711, 1996.

UCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and applications for the development of severe convective systems. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, p. 682-703, 1979.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristics of Isolated Convective Storm. In: **Mesoscale Meteorology and Forecasting**. Peter S. Ray (Ed.), Amer. Meteor. Soc., p. 331-358, 1986.

WILKS, D. S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences, Academic Press, 627 pp, 2006.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale Convective Complexes in the Americas. J. Geoph. Res., v. 92, p. 9591-9613, 1987.

ZIPSER, E. J.; CECIL, D. J.; LIU, C.; NESBITT, S.W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 87, p.1057-1071, 2006.