MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/04.30.13.39-TDI

LINHAS DE INSTABILIDADE NO SUL DO BRASIL

Bruno Zanetti Ribeiro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcelo Enrique Seluchi, aprovada em 30 de maio de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R2P492>

INPE
São José dos Campos
2018

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE
Gabinete do Diretor (GBDIR)
Serviço de Informação e Documentação (SESID)
CEP 12.227-010
São José dos Campos - SP - Brasil
Tel.:(012) 3208-6923/7348
E-mail: pubtc@inpe.br

COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):

Presidente:

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CGCPT)

Membros:

Dra. Carina Barros Mello - Coordenação de Laboratórios Associados (COCTE)

Dr. Alisson Dal Lago - Coordenação-Geral de Ciências Espaciais e Atmosféricas (CGCEA)

Dr. Evandro Albiach Branco - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (COCST)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação-Geral de Engenharia e Tecnologia Espacial (CGETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação-Geral de Observação da Terra (CGOBT)

Dra. Ieda Del Arco Sanches - Conselho de Pós-Graduação - (CPG)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

Murilo Luiz Silva Gino - Serviço de Informação e Documentação (SESID)

MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/04.30.13.39-TDI

LINHAS DE INSTABILIDADE NO SUL DO BRASIL

Bruno Zanetti Ribeiro

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo Dr. Marcelo Enrique Seluchi, aprovada em 30 de maio de 2018.

URL do documento original:
<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34R/3R2P492>

INPE
São José dos Campos
2018

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Ribeiro, Bruno Zanetti.

R354l Linhas de instabilidade no Sul do Brasil / Bruno Zanetti Ribeiro. – São José dos Campos : INPE, 2018.
xxxviii + 255 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21c/2018/04.30.13.39-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2018.
Orientador : Dr. Marcelo Enrique Seluchi.

1. Linhas de instabilidade. 2. Sul do Brasil. 3. Climatologia sinótica. 4. Tempo severo. 5. Simulação numérica. I.Título.

CDU 551.515(816)

Esta obra foi licenciada sob uma Licença Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada.

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License.

Aluno (a): ***Bruno Zanetti Ribeiro***

Título: **"LINHAS DE INSTABILIDADE NO SUL DO BRASIL".**

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de *Doutor(a)* em *Meteorologia*

Dr. Dirceu Luis Herdies

Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Marcelo Enrique Seluchi

Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dr. Prakki Satyamurty

Membro da Banca / INPE / São José dos Campos - SP

( ) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias

Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

(X) Participação por Video - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 30 de maio de 2018

Aprovado (a) pela Banca Examinadora em cumprimento ao requisito exigido para obtenção do Título de ***Doutor(a)*** em

Meteorologia

Dr. Ernani de Lima Nascimento

Convidado(a) / UFSM / Santa Maria - RS

( ) Participação por Vídeo - Conferência

(X) Aprovado ( ) Reprovado

Este trabalho foi aprovado por:

( ) maioria simples

(X) unanimidade

São José dos Campos, 30 de maio de 2018

"A atmosfera é livre."

Autor desconhecido

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo e auxílio financeiro durante a realização do curso.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC/INPE) pelo apoio na realização da pesquisa.

RESUMO

Este estudo mostra uma climatologia de Linhas de Instabilidade (LIs) no Sul do Brasil. As LIs são identificadas por imagens de radar, e são classificadas em severas ou não severas com base em relatos de destruição causada pelo vento ou medidas de rajada de vento de pelo menos 80 $km\ h^{-1}$ por estações de superfície. Com base nos campos sinóticos em 500 hPa, as LIs são agrupadas em três tipos sinóticos. Dados da reanálise CFSR são utilizados para produzir compostos do ambiente sinótico em que ocorrem LIs severas e não severas de cada tipo sinótico, além de gerar distribuições estatísticas de parâmetros de tempo severo. Dois casos de LI severas são simulados com o modelo WRF com convecção permitida e resolução de 3 km. As LIs são mais comuns na primavera, quando também ocorrem os maiores percentuais de LIs severas. A maior parte das LIs ocorre durante a madrugada e a manhã, mas o maior percentual de LI severas é à tarde. LIs com deslocamento mais rápido têm maior chance de ser severas, principalmente se o deslocamento for maior que 50 $km\ h^{-1}$. Os compostos dos campos sinóticos mostram que há advecção quente e convergência do fluxo de umidade em baixos níveis associadas às LIs no Sul do Brasil. A instabilidade termodinâmica e o DCAPE na região são maiores em casos de LI severas de todos os tipos sinóticos. A configuração sinótica mais recorrente quando ocorrem LIs tem como característica um cavado na média troposfera corrente acima do Brasil, e os sistemas sinóticos são mais intensos em casos severos desse tipo. Quando o cavado em médios níveis se encontra a oeste dos Andes, os ambientes associados a LIs severas têm como principal diferencial a maior instabilidade termodinâmica e maior DCAPE. LIs que ocorrem em ambientes com predomínio de escoamento zonal na média troposfera têm maior tendência de ser severas quanto maior for o cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa. Os parâmetros de tempo severo com maior poder discriminatório da severidade das LIs são o CAPE e o DCAPE, e o cisalhamento para casos com escoamento zonal. A simulação numérica da LI de 19/10/2014 mostrou que a vorticidade horizontal no ambiente permitiu a organização da linha convectiva. A formação de um vórtice meso-β e a descida do jato de retaguarda associada a um eco de arco foram as principais causas das rajadas de vento severas nesse caso. A LI de 20/12/2014, por outro lado, não esteve associada a um intenso jato de retaguarda, mas a intensa piscina fria causada pela precipitação da LI e a formação de vórtices meso-γ ao longo da linha convectiva causaram as rajadas de vento severas. A estrutura de mesoalta e mesobaixas associada às LIs foram muito similares aos modelos conceituais de LIs assimétricas. As distribuições de flutuabilidade, perturbação de pressão e vorticidade horizontal também se assemelham aos modelos conceituais, e confirmam que as LIs no SB têm diversas características de mesoescala similares às que ocorrem em outros lugares do mundo.

Palavras-chave: Linhas de Instabilidade. Sul do Brasil. Climatologia sinótica. Tempo severo. Simulação numérica.

SQUALL LINES IN SOUTHERN BRAZIL

ABSTRACT

This study presents a climatology of squall lines in Southern Brazil. The squall lines are identified by radar imagery, and classified in severe or non-severe based on wind-related damage reports or wind gusts of at least 80 $km\ h^{-1}$ measured by surface stations. Based on the 500-hPa synoptic fields, the squall lines are grouped in three synoptic types. CFS Reanalysis data are used to build composites of the environments where severe and non-severe squall lines under each synoptic configuration type occur, and generate statistical distributions of severe thunderstorm parameters. Two significantly severe squall lines were simulated using the WRF model with convection-allowing configuration and 3 km of horizontal resolution. Squall lines are more common during Spring, when the highest percentages of severe squall lines are also observed. The majority of the squall lines occur during late night and morning, but the percentages of severe squall lines are higher in the afternoon. Squall lines that move faster have higher chance of being severe, mainly if the squall-line speed exceeds 50 $km\ h^{-1}$. The synoptic composites show low-level warm advection and moisture flux convergence are present when squall lines occur in Southern Brazil. The thermodynamic instability and DCAPE in the region are higher in severe squall line cases of all synoptic types. The most recurrent synoptic configuration when squall lines are observed is characterized by a midlevel trough upstream of Southern Brazil, and the synoptic systems near the region are more intense in severe cases of this type. When the midlevel trough is located west of the Andes, the main differences in severe and non-severe squall line environments are the thermodynamic instability and DCAPE. Squall lines occurring under strong zonal midlevel flow have higher chances of being severe as stronger is the $1000-500$-hPa wind shear. The severe thunderstorm parameters with higher discriminatory capacity of the squall lines severity are CAPE and DCAPE, and the wind shear in cases of zonal midlevel flow. The 19 October 2014 squall line numerical simulation showed that horizontal vorticity in the pre-squall line environment organized the convective line. The formation of a meso-β-scale vortex and rear inflow jet descent associated with a bow echo were the main causes of severe wind gusts in this case. The 20 December 2014 squall line, on the other hand, was not associated with an intense rear inflow jet, but the strong cold pool caused by the squall line precipitation evaporative cooling and the formation of several meso-γ-scale vortices along the convective line were responsible for the severe wind gusts. The mesohigh and mesolow structures were very similar to conceptual models of asymmetric squall lines. The distributions of buoyancy, pressure perturbation and horizontal vorticity are also comparable to most conceptual models, and confirm that squall lines in Southern Brazil are similar to squall lines in other parts of the world.

Keywords: Squall Lines. Southern Brazil. Synoptic climatology. Severe weather. Numerical simulation.

LISTA DE FIGURAS

Pág.

2.1 Refletividade (dBZ) em 3000 m de altura do radar de Santiago-RS mostrando uma LI no dia 20/12/2014 às 1946 UTC. O radar localiza-se no ponto cinza no centro da imagem. 5

2.2 Formatos de LI observadas nas planícies do centro dos Estados Unidos. . 6

2.3 Tipos de LI classificados por Parker e Johnson (2000). Os perfis verticais de vento médio paralelo à LI (notação vetorial perpendicular ao plano da figura) e perpendicular à LI (vetores) em quatro camadas (0 a 1 km, 2 a 4 km, 5 a 8 km e 9 a 10 km) são mostrados à direita para cada tipo. As áreas sombreadas representam a intensidade da precipitação observada em superfície. 7

2.4 Modelo conceitual de LI (a) simétrica e (b) assimétrica com as respectivas mesoaltas e mesobaixas para o Hemisfério Norte. As áreas sombreadas indicam alta refletividade de radar em baixos níveis. As linhas contínuas indicam a anomalia de PNMM e as setas pequenas o vento em superfície. A seta grande indica a direção de movimento da LI. 9

2.5 Corte vertical de uma LI clássica. As setas indicam o escoamento. As áreas sombreadas indicam grande concentração de hidrometeoros. As letras A e B indicam alta e baixa pressão, respectivamente. 10

2.6 Caso de convecção (a) com cisalhamento do vento paralelo à superfície frontal e (b) com cisalhamento perpendicular à superfície. As áreas sombreadas indicam precipitação, as linhas tracejadas indicam a piscina fria e as áreas com traços indicam onde nova convecção é esperada. 12

2.7 Movimento estimado de SCMs com deslocamento contra o escoamento em baixos níveis (*upwind*; vetores de cima) e à favor do vento médio (*downwind*; vetores de baixo). 14

2.8 Esquema que descreve a formação de novos SCMs a noroeste do SCM mais antigo, resultando em uma propagação contra o vento em baixos níveis (que é de norte). 15

2.9 Porcentagem de sondagens com parâmetros de tempo severo nos limiares (a) SVR1 e (b) SVR2 definidos em Nascimento et al. (2016). SVR refere-se à severo. 19

2.10 Variação temporal da (a) direção do vento (graus), (b) PNMM (hPa) e (c) θ_e (K) durante a passagem de uma LI. O eixo x mostra o tempo em segundos. Os principais processos meteorológicos são indicados. 20

2.11 Modelo conceitual da circulação perpendicular à LI em função de C e ΔU. A seta branca indica o influxo em baixos níveis e a corrente ascendente, a seta preta maior indica o jato de retaguarda e os sinais positivo e negativo mostram o sinal da vorticidade horizontal perpendicular ao plano da figura (η). Os traços contínuos e retilíneos indicam a precipitação e a região sombreada a piscina fria. O perfil vertical do vento relativo à LI é indicado à direita. 23
2.12 Velocidade radial ($m\ s^{-1}$) medida por radar Doppler próximo a uma LI. A seta preta indica o jato de retaguarda. Os números e barbelas são observações de superfície. 25
2.13 Modelo conceitual da atuação do jato de retaguarda na dinâmica da LI em casos nos quais o jato de retaguarda (a) desce dentro da piscina fria e (b) se mantém elevado sobre a piscina fria. A seta branca indica o influxo em baixos níveis e a corrente ascendente, a seta preta maior indica o jato de retaguarda e os sinais positivo e negativo mostram o sinal da vorticidade horizontal (η). Os traços contínuos e retilíneos indicam a precipitação e a região sombreada a piscina fria. O perfil vertical do vento é indicado à direita. 27
2.14 Influência de cada componente na intensidade do jato de retaguarda. . . 28
2.15 Modelo conceitual da formação de um eco de arco a partir da intensificação do jato de retaguarda para o Hemisfério Norte. As cores sombreadas são refletividade. Os pontos pretos são ocorrências de vento forte. 29
2.16 Refletividade na elevação de de 0,5° de um eco de arco associado a um mesovórtice (no centro da figura) no dia 8 de maio de 2009, no centro dos Estados Unidos. Este sistema foi responsável por um intenso *derecho*. 30
2.17 Simulação numérica de uma LI no Hemisfério Norte. Razão de mistura de chuva em 1,3 km (sombreado, cinza claro maior que 2,5 $g\ kg^{-1}$ e cinza escuro maior que 4 $g\ kg^{-1}$), vorticidade vertical em 0,2 km maior que 1,25 x $10^{-2}\ s^{-1}$ (sombreado preto) e vento relativo à LI em 0,2 km (vetores). 31
2.18 Esquema tridimensional mostrando a relação entre os vetores vorticidade horizontal e vento relativo à tempestade/LI em casos de (a) vorticidade horizontal paralela ao vento relativo e (b) vorticidade horizontal perpendicular ao vento relativo. 33

2.19 Esquema tridimensional mostrando como a corrente ascendente deforma as linhas de vórtice em casos em que (a) a vorticidade horizontal é paralela ao vento relativo e (b) a vorticidade horizontal é perpendicular ao vento relativo. $\vec{\omega_h}$ é o vetor vorticidade horizontal, $\vec{S}$ é o vetor cisalhamento do vento em baixos níveis, $\vec{v}$ é o vento horizontal e $\vec{c}$ é o vetor movimento da tempestade/LI. As setas pretas grandes indicam o escoamento relativo à corrente ascendente, e as linhas pretas são as linhas de vórtice, paralelas ao vetor vorticidade horizontal ($\vec{\omega_h}$). 34

3.1 Área de estudo, cuja extremidade norte é a latitude de 27°S. Os círculos azuis mostram a localização dos radares meteorológicos banda-S da REDEMET de Santiago-RS (STG), Canguçu-RS (CAN) e Morro da Igreja-SC (MIG), com a área de alcance aproximada em sombreado azul. As estações de radiossondagens de Uruguaiana-RS (SBUG), Santa Maria-RS (SBSM), Porto Alegre-RS (SBPA), Florianópolis-SC (SBFL), Curitiba-PR (SBCT), Foz do Iguaçu-PR (SBFI), Ezeiza, Argentina (SAEZ), Resistência, Argentina (SARE) e Assunção, Paraguai (SGAS) são mostradas em estrelas vermelhas. O sombreado é a orografia (m). 38

3.2 Exemplo de assinaturas de tempo severo associadas a LIs. 40

4.1 Distribuição espacial do percentual de LIs ocorridas na área de estudo. . 52

4.2 Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs severas (colunas vermelhas) ocorridas em cada mês. A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada mês é mostrada acima das colunas. 53

4.3 Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs severas (colunas vermelhas) ocorridas em cada ano. A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada ano é mostrada acima das colunas. 54

4.4 Percentual de LIs (colunas pretas) e LIs severas (colunas vermelhas) ocorridas em cada intervalo de 06 h. Os períodos são em horário local (UTC−3). A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada horário é mostrada acima das colunas. 55

4.5 Percentual de LIs (colunas pretas) e LIs severas (colunas vermelhas) com cada velocidade da linha convectiva ($km\ h^{-1}$). A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada velocidade é mostrada acima das colunas. 57

4.6 Anomalia de altura geopotencial (dam) em 500 hPa na primavera de (a) 2009 e (b) 2011. 58

4.7 Anomalia de magnitude ($m\ s^{-1}$, sombreado) e direção do vento (vetores) em 250 hPa na primavera de (a) 2009 e (b) 2011. 60

4.8 Anomalia de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (dam) na primavera de (a) 2009 e (b) 2011. 61
4.9 Anomalia de magnitude do vento ($m\ s^{-1}$, sombreado) e direção do vento (vetores) em 850 hPa na primavera de (a) 2009 e (b) 2011. 62
4.10 Anomalia de água precipitável (mm) na primavera de (a) 2009 e (b) 2011. 64
4.11 Compostos de ζ ($10^{-5}\ s^{-1}$, sombreado para valores negativos), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) em 500 hPa e ω médio entre 700 e 500 hPa (10^{-1} $Pa\ s^{-1}$, contornos azuis a cada -1 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$ começando em -1 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$) dos casos (a) severos e (b) não severos. 66
4.12 Compostos (CFSR) de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (dam, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos). A linha de 570 dam de espessura é mostrada em amarelo como referência. 67
4.13 Compostos (CFSR) de anomalia padronizada de altura geopotencial (desvios padrão, sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (dam, contornos pretos) associados aos tipos (a) T1, (b) T2, e (c) T3. 69
4.14 Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs severas (colunas vermelhas) associadas a cada tipo sinótico. A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada tipo sinótico é mostrada acima das colunas. 70
4.15 Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs associadas à configuração sinótica do tipo T1 (colunas vermelhas), tipo T2 (colunas azuis) e tipo T3 (colunas verdes) em cada mês do ano. 71
4.16 Compostos (CFSR) de altura geopotencial em 250 hPa (linhas pretas, dam), anomalia padronizada de altura geopotencial em 250 hPa [contornos azuis (vermelhos) para anomalias negativas (positivas) a cada $-0{,}25$ ($+0{,}25$) desvios padrão, começando em $-0{,}25$ ($+0{,}25$) desvios padrão] e vento em 250 hPa ($m\ s^{-1}$, sombreado) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado). 74
4.17 Compostos (CFSR) de ζ ($10^{-5}\ s^{-1}$, sombreado para valores negativos), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) e ω (10^{-1} $Pa\ s^{-1}$, contornos azuis a cada -2 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$ começando em -2 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$) em 500 hPa para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. 76

4.18 Compostos (CFSR) de θ_e (K, sombreado), altura geopotencial (linhas pretas, dam) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) em 850 hPa e CFU média entre 1000 e 700 hPa (contornos brancos a cada 5 x 10^{-5} $g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ começando em 5 x 10^{-5} $g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado). 79
4.19 Compostos (CFSR) de advecção de temperatura ($K\ dia^{-1}$, sombreado), gradiente meridional de θ_e (10^{-3} $K\ km^{-1}$, contornos pretos a cada 2 x 10^{-3} $K\ km^{-1}$ começando em 10 x 10^{-3} $K\ km^{-1}$) e vento (barbelas de vento; uma barbela inteira representa 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira 25 $m\ s^{-1}$, apenas vento superior a 5 $m\ s^{-1}$ é mostrado) em 850 hPa para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado). 81
4.20 Compostos (CFSR) de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (dam, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos). A linha de 570 dam de espessura é mostrada em amarelo como referência. 83
4.21 Anomalia padronizada de temperatura em 850 hPa (desvios padrão, sombreado), PNMM [desvios padrão, contornos contínuos (descontínuos) para valores positivos (negativos) a cada 0,25 ($-$0,25) desvio padrão começando em 0,5 ($-$0,5) desvio padrão], e vento meridional em 850 hPa (desvios padrão, contornos verdes de $-$1,0, $-$1,25 e $-$1,5 desvios padrão). 86
4.22 Compostos (CFSR) de MUCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado), ω médio entre 900 e 700 hPa (contornos azuis a cada $-$1 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$ começando em $-$2 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$), e cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$; apenas barbelas com magnitude maior que 10 $m\ s^{-1}$ são plotadas) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado). 88
4.23 Compostos (CFSR) de DCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado) e SBCAPE (contornos azuis a cada 300 $J\ kg^{-1}$ começando em 600 $J\ kg^{-1}$) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado). 90

4.24 Tendência de altura geopotencial em 500 hPa em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T1. Os contornos pretos são a altura geopotencial em 500 hPa nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR. 91
4.25 Tendência de altura geopotencial em 500 hPa em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T2. Os contornos pretos são a altura geopotencial em 500 hPa nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR. 92
4.26 Tendência de altura geopotencial em 500 hPa em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T3. Os contornos pretos são a altura geopotencial em 500 hPa nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR. 93
4.27 Tendência de PNMM em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T1. Os contornos pretos são a PNMM nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR. 95
4.28 Tendência de PNMM em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T2. Os contornos pretos são a PNMM nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR. 96
4.29 Tendência de PNMM em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T3. Os contornos pretos são a PNMM nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR. 97
4.30 Tendência de MUCAPE em 12 horas ($J\ kg^{-1}$, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T1. Campos gerados a partir do CFSR. 99
4.31 Tendência de MUCAPE em 12 horas ($J\ kg^{-1}$, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T2. Campos gerados a partir do CFSR. 100

4.32 Tendência de MUCAPE em 12 horas ($J\ kg^{-1}$, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T3. Campos gerados a partir do CFSR. 101
4.33 Sondagens compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T1. As linhas contínuas são temperatura e as tracejadas são T_d. Sondagens geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°. 103
4.34 Hodógrafas compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T1. Os círculos pretos indicam a velocidade do vento em $m\ s^{-1}$. Os níveis verticais ao longo da hodógrafa são marcados com pontos coloridos conforme a legenda. Hodógrafas geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°. 104
4.35 Sondagens compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T2. As linhas contínuas são temperatura e as tracejadas são T_d. Sondagens geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°. 105
4.36 Hodógrafas compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T2. Os círculos pretos indicam a velocidade do vento em $m\ s^{-1}$. Os níveis verticais ao longo da hodógrafa são marcados com pontos coloridos conforme a legenda. Hodógrafas geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°. 106
4.37 Sondagens compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T3. As linhas contínuas são temperatura e as tracejadas são T_d. Sondagens geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°. 108
4.38 Hodógrafas compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T3. Os círculos pretos indicam a velocidade do vento em $m\ s^{-1}$. Os níveis verticais ao longo da hodógrafa são marcados com pontos coloridos conforme a legenda. Hodógrafas geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°. 109

4.39 Distribuições de (a) MUCAPE ($J\ kg^{-1}$), (b) SBCAPE ($J\ kg^{-1}$), (c) CIN ($J\ kg^{-1}$), (d) DCAPE ($J\ kg^{-1}$), (e) magnitude do cisalhamento do vento entre 1000 e 850 hPa ($m\ s^{-1}$) e (f) magnitude do cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa ($m\ s^{-1}$) nos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) para cada tipo utilizando o CFSR na área de 3° x 3°. Os gráficos mostram o 90º e o 10º percentis (limites superior e inferior das linhas tracejadas, respectivamente), o 75º e o 25º percentis (limites superior e inferior das caixas, respectivamente) e a mediana (linha no interior das caixas). . . . 111

5.1 Mapa com os municípios do RS e de SC afetados pela LI do dia 19/10/2014 (amarelo; inferido por radar) e municípios em que houve relatos de danos e/ou rajada de vento medida de pelo menos 80 $km\ h^{-1}$ associada a LI (vermelho). Os números são as rajadas de vento medidas acima de 80 $km\ h^{-1}$ e causadas pela LI. 114

5.2 Refletividade (dBZ) em 3 km de altura do radar de Santiago-RS às (a) 0200 UTC, (b) 0300 UTC, (c) 0400 UTC, e (d) 0500 UTC do dia 19/10/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar. 115

5.3 Velocidade radial ($m\ s^{-1}$) na elevação de 0,5° e refletividade em 3 km de altura (dBZ, contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) do radar de Santiago-RS às (a) 0200 UTC, (b) 0300 UTC, (c) 0400 UTC, e (d) 0500 UTC do dia 19/10/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar. As setas azuis indicam a rotação associada ao vórtice meso-β, e a seta rosa indica o máximo de velocidade associado ao jato de retaguarda. 118

5.4 Imagens do satélite GOES-13 no canal infravermelho, realçadas conforme a escala de temperatura, às (a) 2100 UTC do dia 18, (b) 0000, (c) 0300 e (d) 0600 UTC do dia 19/10/2014. As frentes sinóticas são mostradas com os símbolos usuais. 119

5.5 Diagramas skew$T$-log$p$ dos perfis verticais de (a) Uruguaiana-RS (SBUG) e (b) Santa Maria-RS (SBSM) à 0000UTC do dia 19/10/2014. 121

5.6 Mapa com as observações de superfície de 0000UTC do dia 19/10/2014. O círculo vermelho mostra a localização da convecção nesse horário (Fig. 5.4b). Os números em vermelho mostram a temperatura em 2 m (^oC), em verde a T_d em 2 m ($°C$), em preto a PNMM (hPa), e as barbelas o vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$). As linhas de mesma T_d (em verde) são plotadas manualmente a cada 2°C. Áreas em amarelo são caracterizadas por T_d menor que 16°C, em verde entre 20 e 22°C e em rosa acima de 22°C. O sombreado indica a orografia (m). 122
5.7 Magnitude do vento em 250 hPa ($m\ s^{-1}$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos) e espessura entre 1000 e 500 hPa (dam, contornos coloridos) às (a) 1200 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha vermelha em (b) mostra a localização aproximada da convecção nesse horário. 124
5.8 Vorticidade relativa ciclônica ($10^{-5}\ s^{-1}$, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos a cada 3 dam), ω [$10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$, contornos azuis (movimento ascendente) a cada -5 x $10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$ começando em -5 x $10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$ e vermelhos (movimento descendente) a cada 5 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$ começando em 5 x $10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$] e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) no nível de 500 hPa às (a) 1200 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha rosa em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário. 126
5.9 θ_e (K, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) no nível de 850 hPa e convergência do fluxo de umidade entre 1000 e 700 hPa ($10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$, contornos brancos a cada 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ começando em 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) às (a) 1200 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha rosa em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário. 128
5.10 Refletividade simulada (dBZ) no domínio de 3 km às 0400 UTC do dia 19/10/2014 de simulações utilizando o esquema de microfísica de (a) Morrison, (b) Thompson e (c) WSM6. 130

5.11 MUCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado), cisalhamento entre 1000 e 500 hPa (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 0000 UTC e (b) 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 9 km. 132
5.12 DCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 0000 UTC e (b) 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 9 km. 133
5.13 Índices Total-totals ($°C$, sombreado) e K ($°C$, contornos coloridos a cada 5$°C$ começando em 25$°C$) à 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 9 km. 134
5.14 (a) Acumulado do máximo potencial de rajada de vento em 10 m ($km\ h^{-1}$) e (b) acumulado da máxima helicidade da corrente ascendente ($m^2\ s^{-2}$) entre 0000 e 0600 UTC do dia 19/10/2017, domínio de 3 km. Os contornos pretos mostram a refletividade simulada máxima na coluna de 50 dBZ de hora em hora (números pretos, UTC). 136
5.15 Refletividade simulada (dBZ) às (a) 2300 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 137
5.16 Temperatura em 2 m ($°C$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) e vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) às (a) 2300 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$. 138
5.17 Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às (a) 2300 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 140
5.18 Perturbação de temperatura em 2 m ($°C$, sombreado) e temperatura em 2 m ($°C$, contornos pretos a cada 2 $°C$) à 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$. 141

5.19 Vorticidade vertical (10^{-3} s^{-1}, sombreado), vorticidade horizontal (10^{-3} s^{-1}, vetores roxos com escala no canto de baixo e direito da figura) velocidade vertical (m s^{-1}, contornos vermelhos indicam movimento ascendente a cada 4 m s^{-1} começando em 4 m s^{-1}, e contornos azuis indicam movimento descendente a cada -2 m s^{-1} começando em -2 m s^{-1}) e vento relativo à LI (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}; deslocamento da LI estimado em 100 km h^{-1} para leste) em 1000 m acima do solo às 2300 UTC do dia 18/10/2014, domínio de 3 km. 143
5.20 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura à 0100 UTC do dia 19/10/2014. 144
5.21 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 2300 UTC do dia 18/10/2014. 146
5.22 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura à 0000 UTC do dia 19/10/2014. 147
5.23 Tendência de vorticidade vertical devido à inclinação (10^{-6} s^{-2}, sombreado) e devido ao espichamento (10^{-6} s^{-2}, contornos azuis para valores negativos a cada -4 x 10^{-6} s^{-2} começando em -4 x 10^{-6} s^{-2} e contornos vermelhos para valores positivos a cada 4 x 10^{-6} s^{-2} começando em 4 x 10^{-6} s^{-2}) em 1000 m acima do solo à 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 149
5.24 Mesmo que Fig. 5.23, mas em 3000 m de altura à 0000 UTC do dia 19/10/2014. 150
5.25 Refletividade simulada (dBZ) às (a) 0100 UTC e (b) 0200 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 151
5.26 Gradiente horizontal de θ_e [10^{-4} K m^{-1}, ou K $(10km)^{-1}$, sombreado] e θ_e (contornos pretos a cada 10 K) no nível vertical mais baixo do modelo às 0200 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 152
5.27 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura à 0100 UTC do dia 19/10/2014. 154
5.28 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura às 0200 UTC do dia 19/10/2014. 155
5.29 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura à 0100 UTC do dia 19/10/2014. 156
5.30 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 0200 UTC do dia 19/10/2014. 157
5.31 Mesmo que Fig. 5.23, mas em 1000 m de altura às 0200 UTC do dia 19/10/2014. 158

5.32 Refletividade simulada (dBZ) às (a) 0300 UTC e (b) 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 160
5.33 Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às 0300 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 161
5.34 Perturbação de temperatura em 2 m ($°C$, sombreado) e temperatura em 2 m ($°C$, contornos pretos a cada 2 $°C$) às (a) 0300 e (b) 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$. 162
5.35 Gradiente horizontal de θ_e [10^{-4} K m^{-1}, ou K $(10km)^{-1}$, sombreado] e θ_e (contornos pretos a cada 10 K) no nível vertical mais baixo do modelo às 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 164
5.36 (a) Flutuabilidade em 1000 m de altura (m s^{-2}, sombreado) e altura da piscina fria (m, contornos pretos a cada 500 m apenas em pontos com flutuabilidade menor que $-0{,}1$ m s^{-2}), e (b) intensidade da piscina fria (C; m s^{-1}, sombreado) e cisalhamento entre a superfície e o topo da piscina fria (ΔU; m s^{-1}, contornos pretos a cada 5 m s^{-1} apenas em pontos em que $C = 0$, ou seja, fora da piscina fria) às 0300 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O topo da piscina fria médio utilizado para calcular o cisalhamento nesse momento é 3500 m. A intensidade da piscina fria (C) é calculada conforme Eq. 2.2. 166
5.37 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014. 167
5.38 Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014. 169
5.39 Mesmo que Fig. 5.23, mas em 1000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014. 170
5.40 Mesmo que Fig. 5.23, mas em 3000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014. 171
5.41 Vorticidade vertical (10^{-5} s^{-1}) média na caixa de 0,5° x 0,5° em torno do máximo de vorticidade ciclônica em 3 km de altura em função da altura na camada de 1000 a 5000 m, domínio de 3 km. O eixo x mostra os horários UTC e o eixo y a altura acima do solo em m. 173

5.42 Seção vertical entre a superfície e 10 km de altura em 57°W (reta "AB" na Fig. 5.14) de flutuabilidade ($m\ s^{-2}$, sombreado), velocidade zonal do vento ($m\ s^{-1}$, contornos pretos; paralela ao plano da figura) e perturbação de pressão (hPa, contornos vermelhos para valores negativos e brancos para valores positivos a cada 1 hPa) às (a) 0300, (b) 0330 e (c) 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O "B" vermelho indica o mínimo de perturbação de pressão (p'). O eixo y mostra a altura em km. 175
5.43 Seção vertical entre a superfície e 15 km de altura em 30,3°S (reta "AB" na Fig. 5.14) de refletividade (dBZ, sombreado), velocidade vertical ($m\ s^{-1}$, contornos pretos contínuos para movimento ascendente a cada 4 $m\ s^{-1}$ começando em 4 $m\ s^{-1}$, e contornos pretos tracejados para movimento descendente a cada $-0{,}5\ m\ s^{-1}$ começando em $-0{,}5\ m\ s^{-1}$) e isoterma de 0°C (linha rosa) às 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O eixo y mostra a altura em km. 176
5.44 (a) Refletividade simulada (dBZ) máxima na coluna às 0500 UTC do dia 19/10/2014. (b) Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 0500 UTC do dia 19/10/2014. O "V" nas figuras indica a localização do vórtice meso-β. 178
5.45 Perturbação de temperatura em 2 m (°C, sombreado) e temperatura em 2 m (°C, contornos pretos a cada 2 °C) às 0500 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30°C. 179
5.46 Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às 0500 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. 180
5.47 Intensidade da piscina fria (C; $m\ s^{-1}$, sombreado) e cisalhamento entre a superfície e o topo da piscina fria (ΔU; $m\ s^{-1}$, contornos pretos a cada 5 $m\ s^{-1}$ apenas em pontos em que $C = 0$, ou seja, fora da piscina fria) às 0500 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O topo da piscina fria médio utilizado para calcular o cisalhamento neste momento é 3500 m. A intensidade da piscina fria (C) é calculada conforme Eq. 2.2. 182
5.48 Seção vertical entre a superfície e 10 km de altura em 57°W (reta "AB" na Fig. 5.14) de flutuabilidade ($m\ s^{-2}$, sombreado), velocidade zonal do vento ($m\ s^{-1}$, contornos pretos; paralela ao plano da figura) e perturbação de pressão (hPa, contornos vermelhos para valores negativos e brancos para valores positivos a cada 1 hPa) às (a) 0500, (b) 0530 e (c) 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O "B" vermelho indica o mínimo de perturbação de pressão (p'). O eixo y mostra a altura em km. 184

5.49 Seção vertical entre a superfície e 15 km de altura em 30,3°S (reta "AB" na Fig. 5.14) de refletividade (dBZ, sombreado), velocidade vertical ($m\ s^{-1}$, contornos pretos contínuos para movimento ascendente a cada 4 $m\ s^{-1}$ começando em 4 $m\ s^{-1}$, e contornos pretos tracejados para movimento descendente a cada $-0{,}5\ m\ s^{-1}$ começando em $-0{,}5\ m\ s^{-1}$) e isoterma de 0°C (linha rosa) às 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O eixo y mostra a altura em km. 185
5.50 Mapa com os municípios do RS afetados pela LI do dia 20/12/2014 (amarelo; inferido por radar) e municípios em que houve relatos de danos e/ou rajada de vento medida de pelo menos 80 $km\ h^{-1}$ associada a LI (vermelho). Os números são as rajadas de vento medidas acima de 80 $km\ h^{-1}$ e causadas pela LI. 186
5.51 Torre de energia eólica derrubada pelo vento na tarde do dia 20/12/2014 em Santana do Livramento-RS. 187
5.52 Refletividade (dBZ) em 3 km de altura do radar de Santiago-RS às (a) 1806 UTC, (b) 1906 UTC, (c) 2006 UTC, e (d) 2106 UTC do dia 20/12/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar. 188
5.53 Velocidade radial ($m\ s^{-1}$) na elevação de 0,5° e refletividade em 3 km de altura (dBZ, contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) do radar de Santiago-RS às (a) 1806 UTC, (b) 1906 UTC, (c) 2006 UTC, e (d) 2106 UTC do dia 20/12/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar. As setas rosas indicam locais onde há um dipolo de velocidade perpendicular à localização do radar, ou seja, rotação. 191
5.54 Imagens do satélite GOES-13 no canal infravermelho, realçadas conforme a escala de temperatura, às (a) 1200, (b) 1500, (c) 1800 e (d) 2100 UTC do dia 20/12/2014. As frentes sinóticas são mostradas com os símbolos usuais. 192
5.55 Diagramas skew$T$-log$p$ dos perfis verticais de (a) Resistência, Argentina (SARE) e (b) Uruguaiana-RS (SBUG) às 1200UTC do dia 20/12/2014. . 193

5.56 Mapa com as observações de superfície das 1800UTC do dia 20/12/2014. A linha vermelha mostra a localização aproximada da LI (Fig. 5.52a). Os números em vermelho mostram a temperatura em 2 m (^oC), em verde a T_d em 2 m ($°C$), em preto a PNMM (hPa), e as barbelas o vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$). As linhas de mesma T_d (em verde) são plotadas manualmente a cada 2°C. Áreas em amarelo são caracterizadas por T_d menor que 16°C, em verde entre 20 e 22°C e em rosa acima de 22°C. O sombreado indica a orografia (m). 195
5.57 Magnitude do vento em 250 hPa ($m\ s^{-1}$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos) e espessura entre 1000 e 500 hPa (dam, contornos coloridos) às (a) 0600 e (b) 1800 UTC do dia 20/12/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha vermelha em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário. 197
5.58 Vorticidade relativa ciclônica ($10^{-5}\ s^{-1}$, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos a cada 3 dam), ω [$10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$, contornos azuis (movimento ascendente) a cada -5 x $10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$ começando em -5 x $10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$ e vermelhos (movimento descendente) a cada 5 x $10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$ começando em 5 x $10^{-1}\ Pa\ s^{-1}$] e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) no nível de 500 hPa às (a) 0600 e (b) 1800 UTC do dia 20/12/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha vermelha em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário. 198
5.59 θ_e (K, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) no nível de 850 hPa e convergência do fluxo de umidade entre 1000 e 700 hPa ($10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$, contornos brancos a cada 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ começando em 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) em (a) 0600 e (b) 1800 UTC do dia 20/12/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha rosa em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário. 200
5.60 Refletividade simulada (dBZ) no domínio de 3 km às 2100 UTC do dia 20/12/2014 de simulações utilizando o esquema de microfísica de (a) Morrison, (b) Thompson e (c) WSM6. 201

5.61 MUCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado), cisalhamento entre 1000 e 500 hPa (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 1800 UTC do dia 20 e (b) 0000 UTC do dia 21/12/2014, domínio de 9 km. 203
5.62 DCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 1800 UTC do dia 20 e (b) 0000 UTC do dia 21/12/2014, domínio de 9 km. 204
5.63 Índices Total-totals ($°C$, sombreado) e K ($°C$, contornos coloridos a cada 5 $°C$ começando em 25$°C$) às 1800 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 9 km. 205
5.64 (a) Acumulado do máximo potencial de rajada de vento em 10 m ($km\ h^{-1}$) e (b) acumulado da máxima helicidade da corrente ascendente ($m^2\ s^{-2}$) entre 1800 UTC do dia 20/12/2014 e 0000 UTC do dia 21/12/2017, domínio de 3 km. Os contornos pretos mostram a refletividade simulada máxima na coluna de 50 dBZ de hora em hora (números pretos, UTC). O contorno amarelo denota a área onde as rajadas de vento foram causadas pela baixa de retaguarda. 207
5.65 Refletividade simulada (dBZ) às (a) 1500 e (b) 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. 208
5.66 (a) Temperatura em 2 m ($°C$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) e vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$), e (b) perturbação de temperatura em 2 m ($°C$, sombreado) e temperatura em 2 m ($°C$, contornos pretos a cada 2 $°C$) às 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos em (a) indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$. 210
5.67 Gradiente horizontal de θ_e [$10^{-4}\ K\ m^{-1}$, ou $K\ (10km)^{-1}$, sombreado] e θ_e (contornos pretos a cada 10 K) no nível vertical mais baixo do modelo às (a) 1500 e (b) 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. 211

5.68 Vorticidade vertical (10^{-3} s^{-1}, sombreado), vorticidade horizontal (10^{-3} s^{-1}, vetores roxos com escala no canto de baixo e direito da figura) velocidade vertical (m s^{-1}, contornos vermelhos indicam movimento ascendente a cada 4 m s^{-1} começando em 4 m s^{-1}, e contornos azuis indicam movimento descendente a cada -2 m s^{-1} começando em -2 m s^{-1}) e vento relativo à LI (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}; deslocamento da LI estimado em 10 km h^{-1} para leste e 20 km h^{-1} para norte) em 1000 m acima do solo às 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. 212
5.69 Tendência de vorticidade vertical devido à inclinação (10^{-6} s^{-2}, sombreado) e devido ao espichamento (10^{-6} s^{-2}, contornos azuis para valores negativos a cada -4 x 10^{-6} s^{-2} começando em -4 x 10^{-6} s^{-2} e contornos vermelhos para valores positivos a cada 4 x 10^{-6} s^{-2} começando em 4 x 10^{-6} s^{-2}) em 1000 m acima do solo às 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. 213
5.70 Refletividade simulada (dBZ) às (a) 1800 UTC e (b) 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. 215
5.71 Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. 216
5.72 Temperatura em 2 m ($°C$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) e vento em 10 m (m s^{-1}, barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}) às 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$. "BR" indica a baixa de retaguarda. 217
5.73 Intensidade da piscina fria (C; m s^{-1}, sombreado) e cisalhamento entre a superfície e o topo da piscina fria (ΔU; m s^{-1}, contornos pretos a cada 5 m s^{-1} apenas em pontos em que a C é zero, ou seja, fora da piscina fria) às 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. O topo da piscina fria médio utilizado para calcular o cisalhamento neste momento é 2000 m. A intensidade da piscina fria (C) é calculada conforme Eq. 2.2. 218
5.74 Refletividade simulada (dBZ) às (a) 2100 UTC e (b) 2200 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. 220
5.75 Mesmo que Fig. 5.68, mas em 1000 m de altura às 2100 UTC do dia 20/12/2014. 221
5.76 Mesmo que Fig. 5.68, mas em 3000 m de altura às 2100 UTC do dia 20/12/2014. 222

5.77 Potencial de rajada de vento em 10 m ($km\ h^{-1}$, sombreado) e vento em 10 m (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) às 2100 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. As setas rosas indicam os máximos de rajada de vento associados a máximos de vorticidade ciclônica em 3000 m de altura (Fig. 5.76). 223
5.78 Mesmo que Fig. 5.69, mas em 1000 m de altura às 2100 UTC do dia 20/12/2014. 224
5.79 Seção vertical entre a superfície e 10 km de altura em 57°W (reta "AB" na Fig. 5.64) de flutuabilidade ($m\ s^{-2}$, sombreado), velocidade meridional do vento ($m\ s^{-1}$, contornos pretos; paralela ao plano da figura) e perturbação de pressão (hPa, contornos vermelhos para valores negativos e brancos para valores positivos a cada 1 hPa) às 2100 UTC, domínio de 3 km. O "B" vermelho indica o mínimo de perturbação de pressão (p'). O eixo y mostra a altura em km. 225
5.80 Seção vertical entre a superfície e 6 km de altura da componente da vorticidade horizontal paralela à LI (perpendicular ao plano da figura; 10^{-3} s^{-1}, sombreado), velocidade vertical ($m\ s^{-1}$, contornos azuis para movimento ascendente a cada 4 $m\ s^{-1}$ começando em 4 $m\ s^{-1}$, e contornos vermelhos para movimento descendente a cada $-4\ m\ s^{-1}$ começando em $-4\ m\ s^{-1}$) e vento perpendicular à LI (paralelo ao plano da figura; m s^{-1}, contornos pretos a cada 5 $m\ s^{-1}$) em (a) 30,3°S no dia 19/10/2014 às 0400 UTC e em (b) 56°W no dia 20/12/2014 às 2100 UTC. As escalas de cores são inversas nas figuras para que as cores roxas indiquem rotação antihorária e laranjas horária. O eixo y mostra a altura em km. 227

6.1 Modelo conceitual mostrando as principais diferenças entre os compostos severos e não severos de cada tipo sinótico: (a) T1 severos, (b) T2 severos, (c) T3 severos, (d) T1 não severos, (e) T2 não severos, (f) T3 não severos. "B" simboliza a localização do mínimo de PNMM, o losango laranja indica a localização do mínimo de vorticidade vertical (ζ_{min}), as advecções quente ("AQ") e fria ("AF") são mostradas em contornos com cores quentes e frias, respectivamente, o JAN é mostrado em roxo, a área hachurada mostra onde há maior CAPE e/ou DCAPE em um composto em comparação com o oposto do mesmo tipo, a seta verde indica o escoamento quente/úmido em baixos níveis e a azul o escoamento frio/seco de sul, as linhas finas azuis e vermelhas indicam as frentes frias, quentes ou estacionárias. O tamanho das fontes e os contornos internos indicam sistemas mais intensos. O sombreado do mapa é a orografia (m). 234

6.2 Fluxograma conceitual mostrando as etapas do processo de previsão para avaliar a ocorrência de LI e o potencial de severidade. Os valores foram subjetivamente definidos com base nos valores climatológicos gerados a partir do CFSR, portanto devem ser usados apenas para referência. . . . 235

6.3 Modelo conceitual mostrando as diferentes estruturas verticais das LIs dos dias (a) 19/10/2014 e (b) 20/12/2014. B é a flutuabilidade indicada pelas cores quentes para $B > 0$ e cores frias para $B < 0$, p' é a perturbação de pressão indicada em cores rosas para $p' < 0$, a seta verde indica o escoamento da retaguarda para a dianteira da LI (no caso de 19/10/2014 se refere ao jato de retaguarda), as linhas de corrente pretas a trajetória do influxo e da corrente ascendente, e as setas rosas o vetor vorticidade horizontal no plano da figura ($\vec{\eta}$) e vorticidade vertical (ζ). O sombreado cinza indica a intensidade da precipitação. 240

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CAPE	– *Convective Available Potential Energy* (energia potencial convectiva disponível)
CFSR	– *Climate Forecast System Reanalysis*
CFU	– Convergência do fluxo de umidade
CIN	– *Convective inhibition* (inibição à convecção)
CLP	– Camada limite planetária
DCAPE	– *Downdraft* CAPE (CAPE da corrente descendente)
HRRR	– *High-Resolution Rapid Refresh*
INMET	– Instituto Nacional de Meteorologia
JAN	– Jato de altos níveis
JBN	– Jato de baixos níveis
LI	– Linha de Instabilidade
MUCAPE	– *Most unstable CAPE* (CAPE da parcela mais instável do perfil)
NCL	– Nível de convecção livre
NCEP	– *National Centers for Environmental Prediction*
NE	– Nível de equilíbrio
NSVR	– Não severo
PNMM	– Pressão ao nível médio do mar
REDEMET	– Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica
SB	– Sul do Brasil (área de estudo)

SBCAPE – *Surface-based CAPE*
(CAPE da parcela em superfície)

SCM – Sistema convectivo de mesoescala

SVR – Severo

T1 – Tipo 1

T2 – Tipo 2

T3 – Tipo 3

TVVT – Taxa de variação vertical da temperatura

WRF – *Weather Research and Forecasting*

LISTA DE SÍMBOLOS

T	–	Temperatura
T'	–	Perturbação de temperatura
T_0	–	Temperatura do ambiente
T_d	–	Temperatura do ponto de orvalho
T_v	–	Temperatura virtual
T_K	–	Temperatura em Kelvin
p	–	Pressão
p'	–	Perturbação de pressão
θ	–	Temperatura potencial
θ'	–	Perturbação de temperatura potencial
θ_0	–	Temperatura potencial do ambiente
θ_e	–	Temperatura potencial equivalente
θ_w	–	Temperatura potencial do bulbo úmido
ρ	–	Densidade
ρ'	–	Perturbação de densidade
ρ_0	–	Densidade do ambiente
q	–	Umidade específica
q'	–	Perturbação de umidade específica
q_t	–	Razão de mistura de hidrometeoros
r	–	Razão de mistura
UR	–	Umidade relativa (%)
$\vec{v}$	–	Vetor velocidade do vento
$\vec{c}$	–	Vetor movimento da tempestade/LI
u	–	Componente zonal do vento
v	–	Componente meridional do vento
w	–	Componente vertical do vento
ω	–	Velocidade vertical em unidades de pressão por tempo
$\vec{\omega}$	–	Vetor vorticidade
$\vec{\omega_h}$	–	Vetor vorticidade horizontal
ζ	–	Componente vertical da vorticidade ou vorticidade relativa
ζ_{min}	–	Mínimo de vorticidade vertical relativa
ξ	–	Componente da vorticidade horizontal no eixo x
η	–	Componente da vorticidade horizontal no eixo y
f	–	Vorticidade vertical planetária

V_{10m}	–	Velocidade do vento em 10 m
V_H	–	Velocidade do vento em uma altura H
V_{rajada}	–	Velocidade estimada da rajada de vento em 10 m
R	–	Fator peso no cálculo da rajada de vento em 10 m
H	–	Altura
H_{CLP}	–	Altura da camada limite planetária
$H_{parcela}$	–	Altura da parcela com menor θ_w
B	–	Flutuabilidade
C	–	Intensidade da piscina fria
ΔU	–	Cisalhamento ambiental entre a superfície e a altura da piscina fria

Constantes:

g	–	Aceleração da gravidade ($\approx$ 9,81 $m\ s^{-2}$)
c_{pd}	–	Calor específico do ar seco à pressão constante ($\approx$ 1004 $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)
L	–	Calor latente ($\approx$ 2,555 x 10^6 $J\ kg^{-1}$)
R_v	–	Constante dos gases para o vapor d'água ($\approx$ 461 $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$)

SUMÁRIO

Pág.

1 INTRODUÇÃO 1
1.1 Hipóteses 3
1.2 Objetivos 4
1.3 Estrutura do texto 4

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 5
2.1 Estrutura observacional das Linhas de Instabilidade 5
2.2 Ambientes sinóticos favoráveis à formação de Linhas de Instabilidade . . 9
2.3 Sistemas convectivos de mesoescala no sul do Brasil 13
2.3.1 Linhas de Instabilidade no sul do Brasil 16
2.4 Estrutura de mesoescala das Linhas de Instabilidade e a Teoria RKW . . 18
2.4.1 Piscina Fria 18
2.4.2 A Teoria RKW 21
2.4.3 Jato de retaguarda 24
2.4.4 Ecos de arco 28
2.4.5 Mesovórtices 29
2.5 Simulações numéricas de Linhas de Instabilidade 33

3 METODOLOGIA 37
3.1 Identificação das Linhas de Instabilidade 37
3.2 Definição de Linhas de Instabilidade severas 39
3.3 Tipos sinóticos 41
3.4 Compostos 41
3.5 Parâmetros de tempo severo 42
3.6 Estudos de caso e simulações numéricas 45

4 RESULTADOS: CLIMATOLOGIA E CONFIGURAÇÕES SINÓTICAS 51
4.1 Estatística dos casos de Linha de Instabilidade 51
4.1.1 Relação entre o número de Linhas de Instabilidade e as condições médias sazonais: 2009 versus 2011 56
4.2 Compostos 63
4.2.1 Configuração sinótica geral 65

4.2.2 Comparação entre os tipos sinóticos 67
4.2.2.1 Estatística dos tipos sinóticos 67
4.2.2.2 Configuração de cada tipo sinótico 70
4.2.2.3 Parâmetros de tempo severo 85
4.2.2.4 Evolução temporal das condições sinóticas 89
4.2.2.5 Sondagens e hodógrafas 101
4.2.2.6 Distribuição estatística dos parâmetros de tempo severo 107

5 RESULTADOS: ESTUDOS DE CASO E SIMULAÇÕES NUMÉRICAS 113
5.1 Linha de Instabilidade de 19 de outubro de 2014 113
5.1.1 Síntese do evento 113
5.1.2 Análise sinótica 117
5.1.3 Simulação numérica 127
5.1.3.1 Testes de sensibilidade 127
5.1.3.2 Índices de instabilidade 129
5.1.3.3 Campos acumulados 131
5.1.3.4 Iniciação da convecção (2300 UTC de 18/10 a 0100 UTC de 19/10) . 135
5.1.3.5 Organização da LI (0100 a 0300 UTC) 148
5.1.3.6 Estágio maduro (0300 a 0600 UTC) 159
5.2 Linha de Instabilidade de 20 de dezembro de 2014 183
5.2.1 Síntese do evento 183
5.2.2 Análise sinótica 190
5.2.3 Simulação numérica 199
5.2.3.1 Testes de sensibilidade 199
5.2.3.2 Índices de instabilidade 202
5.2.3.3 Campos acumulados 205
5.2.3.4 Organização da LI (1500 a 1700 UTC) 206
5.2.3.5 Estágio maduro (1700 a 2200 UTC) 214

6 CONCLUSÕES 229
6.1 Climatologia e características de escala sinótica 229
6.2 Simulações numéricas e características de mesoescala 236

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 243

1 INTRODUÇÃO

As Linhas de Instabilidade (LIs) são formadas por conjuntos de tempestades organizadas em linha com dimensão da ordem de 10^2 km e duração da ordem de 1 h [meso-β; Orlanski (1975)]. A linha de tempestades convectivas está frequentemente acompanhada de uma área de precipitação estratiforme (HOUZE, 2004), normalmente na sua retaguarda. LIs ocorrem tanto nos trópicos quanto nos extratrópicos, e são alguns dos sistemas precipitantes mais frequentes na atmosfera (BLUESTEIN; JAIN, 1985; PARKER; JOHNSON, 2000; HOUZE, 2004). Esses sistemas são reconhecidos por causar chuva forte, intensas rajadas de vento em superfície (NEWTON, 1950; PARKER; JOHNSON, 2000), além de queda de granizo e eventualmente tornados [e.g., Wheatley e Trapp (2008)]. Um levantamento sobre desastres naturais no Brasil (CEPED/UFSC, 2012) mostrou que vendavais são a causa de 5 a 15% das ocorrências no Sul o Brasil. Esses valores são significativos quando se leva em consideração que os prejuízos anuais devidos a fenômenos meteorológicos no Sul do Brasil são da ordem centenas de milhões de reais (CEPED/UFSC, 2012). Nesse contexto, o presente estudo tem como foco as LIs extratropicais que ocorrem no Sul do Brasil (SB) e sua relação com ocorrências de rajadas de vento severas. As LIs no Sul do Brasil têm características distintas das LIs tropicais [e.g., Cohen et al. (1995), Alcântara et al. (2011)], e recebem pouca atenção da comunidade meteorológica, o que acarreta, entre outros fatores, em escasso conhecimento científico e baixa previsibilidade desses sistemas.

Nas últimas décadas, diversos estudos evidenciaram que o SB é uma das regiões no mundo onde mais ocorrem tempestades severas [e.g., Zipser et al. (2006), Romatschke e Houze (2010), Rasmussen e Houze (2011), Albrecht et al. (2016), Nascimento et al. (2016), Ribeiro e Bosart (2018)]. Os resultados obtidos por Rasmussen e Houze (2011), indicam que um grande percentual dos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) ocorridos na Bacia do Prata se forma a oeste do SB, quando ainda são caracterizados por tempestades discretas (isto é, que não interagem entre si), e depois se propagam para leste em direção ao SB com área (medida por satélite) e organização maiores. Dessa forma, o SB é atingido por SCMs com áreas maiores que os que ocorrem na metade oeste da Bacia do Prata. Esse resultado permite inferir que as LIs, que são SCMs organizados e com uma grande área, são relativamente comuns no SB.

A maior parte dos estudos sobre LIs têm foco nos extratrópicos do Hemisfério Norte [e.g., Bluestein e Jain (1985), Smull e Houze (1987), Schmidt e Cotton (1990), Houze

et al. (1990)], sendo conhecidos os ambientes sinóticos favoráveis à formação desses sistemas. As LIs comumente ocorrem em associação a frentes frias (BLUESTEIN; JAIN, 1985), onde há convergência do vento em baixos níveis, movimento ascendente em escala sinótica associado a um cavado em altos níveis, e cisalhamento do vento paralelo à frente fria, o que favorece a interação entre as tempestades e a organização do SCM em forma de LI. Em outros casos, a LI se forma a partir da interação das piscinas frias causadas por diversas tempestades (WEISMAN, 1992; HOUZE et al., 1990; HOUZE, 2004), sem estar necessariamente associadas a um sistema de escala sinótica. A piscina fria é uma massa de ar, em mesoescala, resfriada principalmente pela evaporação da precipitação, e promove o levantamento de ar em sua dianteira responsável pela organização da convecção em forma de linha. Portanto, ambientes que favorecem a formação de intensas piscinas frias também são favoráveis à ocorrência de LIs (ROTUNNO et al., 1988; WEISMAN, 1992). No SB, contudo, não há estudos sobre o ambiente sinótico e de mesoescala associado a LIs a partir de um grande número de casos. A maioria dos estudos exploram sistemas ou complexos convectivos de mesoescala (ANABOR et al., 2008; SALIO et al., 2007; MACHADO et al., 1998), sem distinguir entre LIs e outros modos convectivos não lineares. Os estudos sobre LI nessa região restringem-se a estudos de casos (ABDOULAEV et al., 2000; KNEIB, 2006; RIBEIRO; NUNES, 2011; FERREIRA; NASCIMENTO, 2016a). Com a crescente demanda por previsões de eventos severos, é fundamental desenvolver estudos dos ambientes em que se formam as LIs no SB, assim como identificar as características que favorecem sua severidade.

A organização de mesoescala das LIs também é um importante fator na evolução e severidade dos sistemas. As LIs podem ser divididas em duas partes principais conforme o padrão de refletividade medida por radar: uma convectiva (daqui para frente chamada "linha convectiva"), caracterizada por tempestades com alta refletividade e intensas correntes verticais, organizadas em linha, e uma estratiforme, onde a refletividade é moderada e o movimento vertical é associado a correntes de mesoescala, relativamente menos intensas que as convectivas mas que agem sobre uma área maior (HOUZE, 2004). A configuração de LI mais comum, e que está frequentemente associada a tempo severo, ocorre quando a área estratiforme se localiza atrás da linha convectiva (PARKER; JOHNSON, 2000). Essa configuração favorece a formação de um jato de retaguarda, que é um máximo de vento em torno de 3 km de altura direcionado de trás para a frente da LI relativo à linha convectiva (WEISMAN, 1992). O jato de retaguarda ocorre porque há aquecimento na alta troposfera atrás a linha convectiva e resfriamento associado a piscina fria, formando um mínimo de pressão na média troposfera. Detalhes sobre a organização das LIs são mostrados

no Cap. 2.

O padrão clássico de pressão ao nível médio do mar (PNMM) observado é de um centro de baixa PNMM à frente da LI (mesobaixa) e um centro de alta pressão (mesoalta) atrás da linha convectiva da LI (NEWTON, 1950; HAERTEL; JOHNSON, 2000; HOUZE, 2004). As rajadas de vento ocorrem devido à passagem da linha convectiva da LI, pois nessa região da LI há intenso gradiente de pressão entre a mesoalta e a mesobaixa, e portanto o ar se move rapidamente da mesoalta para a mesobaixa. Haertel e Johnson (2000) evidenciaram que o padrão de mesobaixa e mesoalta pode não ser simétrico. Casos em que a LI está associada a um vórtice de escala meso-β (da ordem de 10^2 km) na média troposfera, a mesoalta em superfície tende a se localizar mais próxima do vórtice que a mesobaixa, e a LI apresenta uma linha convectiva mais intensa próximo do mesovórtice.

A estrutura de mesoescala das LIs, como o jato de retaguarda, a piscina fria e o padrão de pressão em superfície, foi pouco estudada no Brasil. Abdoulaev e Lenskaia (1998) e Figueiredo et al. (2016) analisaram as características de mesoescala de alguns casos de LI no SB, mas sem uma avaliação profunda dos mecanismos físicos que levaram a determinada configuração, assim como sua evolução temporal, e dos aspectos que determinaram a severidade da LI. Estudos da organização de mesoescala das LIs são necessários para entender quais processos estão envolvidos na ocorrência de intensas rajadas de vento, o que auxilia na previsão imediata dessas rajadas (de poucos minutos a algumas horas de antecedência). Os processos de mesoescala também influenciam a velocidade e direção de movimento das LIs (CORFIDI, 2003; CONIGLIO et al., 2010). O presente trabalho pretende analisar as características de mesoescala associados a alguns casos de LI ocorridos no SB, e assim responder a algumas questões científicas que auxiliarão a previsão imediata desses sistemas.

Este trabalho pretende preencher as lacunas científicas acima expostas realizando um estudo climatológico e do ambiente atmosférico que favorece a ocorrência de LIs no SB a partir de uma grande amostra de casos. Os processos de mesoescala que ocorrem nas LIs serão analisados com o uso de simulações numéricas com convecção explícita (sem parametrização de convecção), possibilitando o maior entendimento das LIs no SB e auxiliando na melhoria das previsões e alertas.

1.1 Hipóteses

Este estudo parte de algumas hipóteses que foram levantadas com base em pesquisas anteriores e no conhecimento físico e dinâmico dos sistemas que atuam no SB.

Hipótese 1: LIs são frequentes no SB dada a frequência com que SCMs ocorrem na região, conforme mostrado por outros autores (MACHADO et al., 1998; RASMUSSEN; HOUZE, 2011; ANABOR et al., 2008);

Hipótese 2: A ocorrência e a severidade das LIs no SB são condicionadas pelo ambiente sinótico e de mesoescala em que se formam;

Hipótese 3: As rajadas de vento mais intensas associadas a LIs no SB ocorrem devido a processos de mesoescala como a descida do jato de retaguarda e a formação de mesovórtices.

1.2 Objetivos

O principal objetivo deste trabalho é estudar as características climatológicas das LIs no SB, incluindo as condições sinóticas associadas à formação e severidade das LIs, assim como os processos de mesoescala relacionados à formação, intensificação e dissipação desses sistemas.

Objetivos específicos:

- Identificar os parâmetros dinâmicos e termodinâmicos que melhor discriminam ambientes favoráveis a LIs severas e LIs não severas;
- Analisar os ambientes sinóticos e processos de mesoescala associados a dois casos de LIs severas que tiveram alto impacto social e econômico;
- Avaliar a capacidade de modelos atmosféricos não hidrostáticos com convecção explícita de simular LIs no SB;
- Aumentar a previsibilidade operacional de LIs severas.

1.3 Estrutura do texto

Este trabalho está organizado na seguinte estrutura: o Cap. 2 mostra uma revisão bibliográfica dos principais trabalhos que servem de suporte para o presente estudo; o Cap. 3 apresenta a metodologia e os dados utilizados na pesquisa; o Cap. 4 mostra os resultados da climatologia e configurações sinóticas, e o Cap. 5 os resultados dos estudos de caso e simulações numéricas; e o Cap. 6 é composto pelas conclusões do presente estudo e discussão das hipóteses que motivaram a pesquisa, além de sugestões para trabalhos futuros.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

As LIs são tecnicamente definidas como uma linha de tempestades com forte gradiente de refletividade medida por radar em sua vanguarda (daqui para frente linha convectiva), geralmente seguida por uma área de menor refletividade, ou área estratiforme [Fig. 2.1; Newton (1950)]. LIs são um tipo particular de sistema convectivo de mesoescala (SCM), portanto têm características usualmente observadas em outros SCMs (HOUZE, 2004). De maneira geral, os SCMs apresentam uma área convectiva e uma área estratiforme, mas apenas aqueles cuja vanguarda é organizada linearmente (linha convectiva) são caracterizados como LIs (HOUZE, 2004).

Figura 2.1 - Refletividade (dBZ) em 3000 m de altura do radar de Santiago-RS mostrando uma LI no dia 20/12/2014 às 1946 UTC. O radar localiza-se no ponto cinza no centro da imagem.

2.1 Estrutura observacional das Linhas de Instabilidade

Bluestein e Jain (1985) analisaram imagens de radar de LIs no centro dos Estados Unidos e classificaram-nas de acordo com quatro tipos de formação (Fig. 2.2). O maior número de LIs é do tipo *broken line*, as quais começam como células convecti-

vas alinhadas formadas ao mesmo tempo. Novas células convectivas formam-se entre as células antigas. O outro tipo muito comum foi chamado *back building*, quando novas células convectivas formam-se corrente acima das mais antigas. As LIs do tipo *broken line* ocorrem preferencialmente em ambientes pré-frontais com pouco cisalhamento vertical do vento (daqui para frente o termo cisalhamento, quando não especificado, trata-se da diferença do vento horizontal entre dois níveis), enquanto que as *back building* acontecem associadas a superfícies frontais ou linhas de convergência, onde o cisalhamento vertical é intenso.

Figura 2.2 - Formatos de LI observadas nas planícies do centro dos Estados Unidos.

Fonte: Bluestein e Jain (1985)

Parker e Johnson (2000) classificaram as LIs em três tipos em função do posicionamento da área estratiforme: à frente da linha convectiva (*leading stratiform*), atrás da linha convectiva (*trailing stratiform*) ou paralela à linha convectiva (*parallel stratiform*) (Fig. 2.3). O tipo mais comum é de uma linha convectiva seguida pela área estratiforme, ou *trailing stratiform*, que ocorreu em 60% dos casos. Os compostos de vento relativo à LI mostraram que o maior cisalhamento em baixos níveis

ocorre nos casos *parallel stratiform*, porém apenas no caso *trailing stratiform* há transporte de hidrometeoros para trás da linha convectiva e recirculação, o que explicaria seu maior tempo de vida médio. O tipo *trailing stratiform* geralmente se orienta de acordo com alguma linha de convergência (frentes sinóticas ou frentes de rajada), enquanto que os outros formatos têm orientação randômica. Além disso, a maior parte formou-se na entrada equatorial do jato de altos níveis (JAN), e 61% tiveram suporte do jato de baixos níveis (JBN).

Figura 2.3 - Tipos de LI classificados por Parker e Johnson (2000). Os perfis verticais de vento médio paralelo à LI (notação vetorial perpendicular ao plano da figura) e perpendicular à LI (vetores) em quatro camadas (0 a 1 km, 2 a 4 km, 5 a 8 km e 9 a 10 km) são mostrados à direita para cada tipo. As áreas sombreadas representam a intensidade da precipitação observada em superfície.

Fonte: Parker e Johnson (2000)

Um dos primeiros aspectos observados em LIs foi a ocorrência de máximos e mínimos relativos de pressão associados à sua passagem. Esse registro é antigo porque apenas com um barômetro é possível distinguir os núcleos de pressão alta e baixa (mesoalta

e mesobaixa, respectivamente). No ano de 1950, Tepper (1950) já recomendava que o nome desse aumento repentino na pressão após a passagem da linha de tempestades fosse chamado linha de salto da pressão (*pressure jump line*).

A Fig. 2.4 mostra um esquema das mesobaixas e mesoalta em LIs simétricas e assimétricas (LOEHRER; JOHNSON, 1995) para o Hemisfério Norte. A mesoalta logo atrás da área convectiva é formada pelo resfriamento do ar devido à evaporação, derretimento e/ou sublimação de hidrometeoros e o peso da precipitação na coluna atmosférica. No setor estratiforme o resfriamento em superfície é mais intenso e/ou prolongado, portanto a mesoalta tende a se localizar neste setor, principalmente no caso assimétrico (Fig. 2.4b). A formação da mesobaixa atrás da área estratiforme é mais complicada, e não existe um consenso quanto aos processos envolvidos. Miller e Betts (1977) atribuem a mesobaixa ao aquecimento em superfície causado por subsidência ou um mínimo relativo de levantamento, que seria forçado pelo ar frio que se espalha atrás da linha de instabilidade. Outros estudos sugerem que a subsidência seria formada por ondas de gravidade (SCHMIDT; COTTON, 1990) e pelo resfriamento latente (ZHANG; GAO, 1989). As LIs associadas a grandes oscilações de pressão são geralmente responsáveis por tempo severo, principalmente ventos fortes em superfície devido a uma intensa mesoalta (HAERTEL; JOHNSON, 2000; LOEHRER; JOHNSON, 1995; EVANS et al., 2014). Gaffin (1999) estudou uma baixa de retaguarda que causou rajadas de vento severas nos Estados Unidos, que indica que essa baixa é uma importante parte das LIs. Além disso, a previsão de rajadas de vento causadas pela baixa de retaguarda é um desafio operacional.

Um corte vertical de uma LI clássica pode ser visto no trabalho de Houze (1989)(Fig. 2.5). O escoamento em baixos níveis relativo à LI move-se em direção à linha convectiva à frente da LI, sobe na corrente ascendente, e se direciona para a traseira da LI na média e alta troposfera. Parte do influxo em baixos níveis sobe até a troposfera superior e diverge. No interior a LI, há escoamento de trás para frente associado a subsidência, e o ar desce da média troposfera até a piscina fria. Conforme o sistema avança (para a direita na Fig. 2.5), novas células vão sendo geradas e tomando o lugar das células antigas na linha convectiva. A banda brilhante é observada atrás da linha convectiva sobre a piscina fria, e é formada pelo derretimento dos hidrometeoros ao atravessarem a isoterma de $0°C$ em seu movimento para baixo. Em superfície, nota-se o padrão de pressão mostrado na Fig. 2.4, com a mesobaixa à frente da LI, a mesoalta associada à piscina fria, e a baixa de retaguarda na traseira do sistema. Na média troposfera, há baixa pressão na linha convectiva e próximo da banda brilhante, o que induz o escoamento da retaguarda

Figura 2.4 - Modelo conceitual de LI (a) simétrica e (b) assimétrica com as respectivas mesoaltas e mesobaixas para o Hemisfério Norte. As áreas sombreadas indicam alta refletividade de radar em baixos níveis. As linhas contínuas indicam a anomalia de PNMM e as setas pequenas o vento em superfície. A seta grande indica a direção de movimento da LI.

Fonte: Loehrer e Johnson (1995)

para a dianteira da LI e o jato de retaguarda, conforme mostrado adiante.

2.2 Ambientes sinóticos favoráveis à formação de Linhas de Instabilidade

Uma LI tem potencial para causar múltiplos registros de tempo severo, e por isso os ambientes sinóticos que favorecem a formação e severidade desses sistemas foram amplamente estudados no Hemisfério Norte [e.g., Bentley e Mote (1998), Evans e Doswell (2001), Coniglio et al. (2010), Coniglio et al. (2012), Thompson et al. (2012), Evans et al. (2014), Guastini e Bosart (2016)]. O principal fenômeno de tempo severo associado a LI é vento forte em superfície, os quais ocorrem em linha reta (*straight-line winds*), devido à passagem da frente de rajada, e diferem dos ventos rotativos associados a tornados. Além disso, as LIs podem gerar tornados embebidos na linha convectiva, precipitação de granizo e chuva forte.

Quando uma vasta área é atingida por fortes ventos, o evento é chamado *derecho* (JOHNS; HIRT, 1987). Para ser classificado como *derecho*, o conjunto de tempestades deve causar danos estruturais devido ao vento em uma área com com-

Figura 2.5 - Corte vertical de uma LI clássica. As setas indicam o escoamento. As áreas sombreadas indicam grande concentração de hidrometeoros. As letras A e B indicam alta e baixa pressão, respectivamente.

Fonte: Houze (1989)

primento de pelo menos 400 km, com registros de rajadas de mais de 25,8 $m\ s^{-1}$ em alguns pontos (JOHNS; HIRT, 1987). Os registros ainda devem ocorrer em um intervalo de pelo menos 6 horas. Os sistemas que causam *derechos* são geralmente muito rápidos e apresentam formato linear, como LIs e ecos de arco (CONIGLIO et al., 2010; CONIGLIO et al., 2012; EVANS et al., 2014; CORFIDI et al., 2016).

Nesse contexto, se apresenta a seguir uma revisão de ambientes favoráveis a LIs e *derechos*, uma vez que esses ambientes se assemelham aos obsevados no SB (NASCIMENTO, 2005; RIBEIRO; BOSART, 2018). Um dos poucos estudos sobre *derechos* na América do Sul foi realizado por Figueiredo et al. (2016). Esse estudo será abordado na discussão de um estudo de caso, pois é o mesmo analisado por esses autores.

Diversos autores, ao classificar os ambientes de grande escala associados a LIs, dividiram as configurações em ambientes de intensa forçante e de fraca forçante sinótica [e.g., Johns e Hirt (1987), Evans e Doswell (2001), Guastini e Bosart (2016)], que deve ser interpretado como a intensidade do levantamento em escala sinótica. Ambientes com intensa forçante são caracterizados pela presença de um cavado em médios e altos níveis da troposfera corrente acima da LI (JOHNS; HIRT, 1987). O cavado causa advecção diferencial de vorticidade ciclônica, e está geralmente associado a frentes sinóticas em superfície, as quais servem de foco para a iniciação da convecção. Em ambientes com fraca forçante, não é evidente a ação de um sistema de escala sinótica associado a levantamento (GUASTINI; BOSART, 2016), e a LI se forma principalmente devido à instabilidade termodinâmica.

Johns e Hirt (1987) definiram os *derechos* em progressivos e seriais. Os progressivos ocorrem em torno de uma zona frontal estacionária e sob escoamento zonal na média troposfera, ou seja, com forçante fraca. *Derechos* seriais ocorrem corrente abaixo de um cavado em médios níveis, com intensa forçante. Entre os ingredientes necessários para que ocorra uma LI severa, Johns e Hirt (1987) indicam que o CAPE deve ter valores acima de 3000 $J\ kg^{-1}$, e o cisalhamento entre a superfície e 700 hPa deve ser de pelo menos 15 $m\ s^{-1}$.

Evans e Doswell (2001) analisaram os ambientes em que se formaram LIs severas utilizando sondagens próximas, distantes não mais que 167 km de distância e lançadas até 2 horas antes da passagem da LI. Nos casos severos, o vento em relação ao sistema é mais intenso em baixos níveis, principalmente em ambientes com fraca forçante. A variável que melhor se relaciona com a severidade é a intensidade do vento médio na troposfera. Quanto mais intenso o vento médio, maior a energia cinética na troposfera e maior a chance de ocorrência de rajadas de vento intensas em superfície. Os parâmetros CAPE e cisalhamento em baixos níveis, apesar de indicar a ocorrência de LI, mostraram-se pouco discriminantes da severidade da LI. Esse resultado é sustentado por outras pesquisas utilizando séries de parâmetros de tempo severo [e.g., Thompson et al. (2012)], e evidencia que a atmosfera apresenta uma organização complexa, o que dificulta a discriminação do tempo severo a partir de um único parâmetro.

Thompson et al. (2012) comparam eventos de LI severas com supercélulas tornádicas utilizando sondagens próximas, porém com dados de reanálise. Os autores também mostram que os parâmetros em ambientes severos e não severos se sobrepõem: para um mesmo valor de certo parâmetro, é registrado tempo severo em um caso e em outro não, mesmo utilizando parâmetros compostos. Estudos como o de Thompson et al. (2012) mostram a dificuldade de prever a ocorrência de tempo severo.

Outra grande dificuldade encontrada na previsão de eventos severos é determinar o modo convectivo que irá prevalecer quando a convecção atingir o estágio maduro. A ocorrência de LIs é condicionada a uma interação entre diversas tempestades, as quais causam precipitação e resfriam o ar em baixos níveis (NEWTON, 1950). A fronteira entre o ar ambiental e a camada de ar resfriado é onde a convecção se organiza em forma de linha. Em outras circunstâncias, é possível que as tempestades não interajam e mantenham-se discretas (isoladas) durante todo o seu ciclo de vida. Tornados e granizo são mais frequentemente causados por tempestades discretas [principalmente supercélulas; Thompson et al. (2012), Smith et al. (2012)],

enquanto que ventos fortes em superfície são favorecidos quando o sistema tem caráter linear (WEISMAN et al., 2013). Portanto, além dos parâmetros de tempo severo, é preciso levar em consideração como a convecção vai evoluir para determinar qual o evento de tempo severo é mais provável e o grau de severidade.

De acordo com Dial et al. (2010), o modo convectivo pode ser previsto com algumas horas de antecedência se for observada a orientação do cisalhamento do vento na camada da nuvem em relação à superfície onde a convecção inicia (Fig. 2.6). A Fig. 2.6 mostra o caso em que há uma grande componente do cisalhamento perpendicular à frente fria, e as tempestades interagem entre si através das piscinas frias e da bigorna, formando uma LI. No caso de cisalhamento perpendicular à superfície frontal ou linha seca (*dry line*), as piscinas frias e bigornas das diversas tempestades não interagem, e as células se mantém discretas (isoladas).

Figura 2.6 - Caso de convecção (a) com cisalhamento do vento paralelo à superfície frontal e (b) com cisalhamento perpendicular à superfície. As áreas sombreadas indicam precipitação, as linhas tracejadas indicam a piscina fria e as áreas com traços indicam onde nova convecção é esperada.

Fonte: Dial et al. (2010)

Klemp (1987) utiliza as equações da dinâmica de tempestades para mostrar como a tempestade adquire rotação se ocorrer em um ambiente em que o vetor cisalhamento do vento gira com a altura (hodógrafa curvada). Esse tipo de perfil é comum quando

o escoamento em baixos níveis é em direção aos polos e o escoamento na média troposfera é de oeste, fato recorrente na América do Sul e do Norte (NASCIMENTO, 2005). Contudo, em situações de linhas de instabilidade, é mais comum encontrar um perfil de vento sem giro significativo com a altura [hodógrafa linear; Thompson et al. (2012)]. Uma hodógrafa linear facilita a interação entre as tempestades (DIAL et al., 2010). Também é importante considerar o movimento das tempestades, pois mesmo hodógrafas lineares podem apresentar giro do vento quando se diminui do perfil de vento do vetor movimento da tempestade.

Os SCMs podem também ser classificados conforme seu movimento: SCMs que se movem a favor do vento médio na camada da nuvem (*downwind-propagating*) e SCMs que têm movimento contra o vento em baixos níveis [*upwind-propagating*; Coniglio et al. (2010)]. Corfidi (2003) apresentam uma técnica para estimar o movimento dos SCMs (Fig. 2.7). SCMs com propagação contra o vento em baixos níveis têm deslocamento aproximado pelo vetor vento médio menos o vetor do JBN. Os SCMs com deslocamento a favor do vento têm movimento aproximado pela soma do vetor movimento de SCMs com deslocamento contra o vento mais o vetor vento médio. Essa técnica explica porque os SCMs com deslocamento a favor do vento médio podem se deslocar mais rápido que o vento médio: há uma componente do movimento que é a propagação, ou seja, a formação de novas células, e que se soma ao vento médio (advectivo). O estudo de Anabor et al. (2008) foi o primeiro a analisar SCMs com deslocamento contra o JBN na América do Sul (Fig. 2.8), e será explorado na próxima seção.

2.3 Sistemas convectivos de mesoescala no sul do Brasil

Uma vez que as LIs são um tipo particular de SCM, esta seção abordará estudos sobre SCMs de maneira geral, com foco no SB e imediações. É possível assumir que os padrões e sistemas sinóticos relacionados com a ocorrência de SCMs sejam similares aos que ocorrem em ambientes favoráveis a LIs, portanto pesquisas sobre SCMs servem de base para pesquisas sobre LIs.

Zipser et al. (2006) e Rasmussen e Houze (2011) evidenciaram que a Bacia do Prata (na qual boa parte do SB está inserido) é um dos locais do mundo com convecção mais severa de acordo com as assinaturas medidas pelo satélite TRMM. Os SCMs geralmente formam-se no norte da Argentina e sul do Paraguai associados a convecção profunda, e movem-se para leste em direção ao SB, onde são caracterizados por convecção menos profunda e maior área. Machado et al. (1998) mostraram que 70% dos SCMs que atingem o SB movem-se para leste/sudeste, enquanto que 30%

Figura 2.7 - Movimento estimado de SCMs com deslocamento contra o escoamento em baixos níveis (*upwind*; vetores de cima) e à favor do vento médio (*downwind*; vetores de baixo).

Fonte: Corfidi (2003)

movem-se para norte/nordeste.

O SB é frequentemente atingido por SCMs, principalmente no verão. Siqueira et al. (2005) mostraram que boa parte da formação de SCMs no SB é causada pelo avanço de sistemas frontais, os quais estão associados a forte convergência de massa em baixos níveis. Além disso, os SCMs formados na Bacia do Prata são altamente influenciados pelo JBN da América do Sul (SALIO et al., 2007), uma corrente de vento com um máximo em baixos níveis e um ciclo diurno bem definido. O JBN transporta ar quente e úmido da Bacia Amazônica até a Bacia do Prata. De acordo com Salio et al. (2007), 41% dos eventos de JBN estão associados com a formação de SCMs, e 70% dos eventos de precipitação intensa na região ocorrem quando o JBN é observado. Teixeira e Satyamurty (2007) também ressaltam a importância do JBN na ocorrência de precipitação intensa no SB (a qual muitas vezes é associada a SCMs), e mostram que a aproximação de um cavado baroclínico na média troposfera fornece suporte dinâmico a esses eventos, pois causa advecção diferencial de vorticidade ciclônica na média troposfera e favorece levantamento em escala sinótica corrente

abaixo. O estudo de Anabor et al. (2008) mostra que os SCMs cujo deslocamento é contra o escoamento em baixos níveis (Fig. 2.8) ocorre na entrada anticiclônica (equatorial) do jato subtropical de altos níveis, ocorrendo também advecção de ar quente e úmido em baixos níveis. Esses estudos evidenciam que os processos de escala sinótica, principalmente os que favorecem movimento ascendente, são determinantes na formação de SCMs (CAMPOS; EICHHOLZ, 2011).

Figura 2.8 - Esquema que descreve a formação de novos SCMs a noroeste do SCM mais antigo, resultando em uma propagação contra o vento em baixos níveis (que é de norte).

Fonte: Anabor et al. (2008)

Na Bacia do Prata, os SCMs formam-se preferencialmente em dois horários: fim da tarde, devido ao aquecimento diurno, e no meio da madrugada, quando o JBN está mais intenso e há uma circulação de vale-montanha entre os Andes e a Bacia do Prata que favorece convergência em superfície (SAULO et al., 2004; ANABOR et al., 2008). A maturação ocorre durante a madrugada, quando o sistema atinge o máximo tamanho. Durante a manhã, devido à inversão da circulação vale-montanha, predomina divergência em baixos níveis e o sistema tende a se dissipar (SALIO et al., 2007). O enfraquecimento do JBN devido à destruição da camada limite estável noturna também enfraquece o SCM.

A posição do JBN influencia o local de formação de SCMs. Eventos em que o JBN é observado ao sul de 25°S são chamados Jato do Chaco (SAULO et al., 2004), e

causam SCM na região norte da Argentina, sul do Paraguai e SB. Quando o JBN não caracteriza um Jato do Chaco, os SCM restringem-se à região a norte de 25°S. A posição do JBN, por sua vez, está associada aos sistemas semi-estacionários Baixa do Chaco e Baixa do Noroeste da Argentina, a leste dos Andes (SELUCHI; SAULO, 2012). A intensificação desses sistemas causa um aumento do vento geostrófico de norte/noroeste, favorecendo a oscilação inercial que intensifica ainda mais o vento de norte adicionando uma componente ageostrófica. Desta maneira, o JBN ocorre preferencialmente no verão, quando os dois sistemas de baixa pressão a leste dos Andes são climatologicamente mais intensos. O JBN se intensifica à noite devido à presença da oscilação inercial, efeito que também é mais intenso no verão, pois a camada limite planetária (CLP) é mais profunda (VERA et al., 2006). Além desses fatores, a variação com a altura do vento térmico devido ao aquecimento diferencial entre os Andes e a planície é mais forte no verão durante a noite, o que também cria uma componente ageostrófica de norte e intensifica o JBN no período noturno. Todos esses efeitos somados favorecem a manutenção dos SCM no período da madrugada pela contínua advecção de ar quente e úmido pelo JBN (SALIO et al., 2007).

O JAN também influencia a ocorrência de SCMs na região devido às circulações ageostróficas próximo aos máximos de vento, havendo movimento ascendente na entrada equatorial e na saída polar do JAN. As circulações ageostróficas são mais intensas quando ocorre acoplamento do JAN com o JBN (UCCELLINI; JOHNSON, 1979; ANABOR et al., 2008), favorecendo movimento ascendente e formação de SCMs.

De acordo com Nascimento (2004), o ambiente sinótico que favorece os SCMs na Bacia do Prata é muito semelhante ao das Grandes Planícies da América do Norte: o movimento para leste de um cavado na troposfera superior, formação de um ciclone extratropical na planície a sotavento da cadeia de montanhas, intensificação do JBN e acoplamento com o JAN, além de forte cisalhamento vertical do vento em baixos níveis e alto CAPE. Apesar da vasta literatura sobre SCMs no Brasil, os aspectos específicos de ambientes associados a LIs não foram explorados no SB.

2.3.1 Linhas de Instabilidade no sul do Brasil

No Brasil, há muitos estudos sobre as LIs tropicais, que afetam a costa da região Norte. As LIs encontram-se geralmente a sul da Zona de Convergência Intertropical, principalmente nos meses de inverno (CAVALCANTI, 1982) e deslocam-se sobre a Bacia Amazônica. Essas LIs têm comprimento da ordem de 1000 km e um tempo de vida de alguns dias, comparável a outras LIs tropicais (COHEN et al., 1995). O padrão de ventos em estudos de casos de LI (SILVA DIAS; FERREIRA, 1992; COHEN

et al., 1995; ALCÂNTARA et al., 2011) mostram a presença de um profundo JBN de leste e a atuação da brisa marítima na formação e propagação das LIs sobre a Bacia Amazônica. Takemi (2014) ressalta que a principal diferença entre as LIs tropicais e extratropicais é a taxa de variação vertical da temperatura (TVVT) e do CAPE, que são responsáveis por correntes ascendentes mais fortes nas LIs extratropicais, onde a distribuição vertical de CAPE na troposfera é heterogênea.

As LIs no sudeste do Brasil foram estudadas por diversos autores (SILVA DIAS, 1987; SALES; PEREIRA, 2005; BENDER, 2012). Ocorrem durante todo o ano, algumas vezes associadas à propagação de frentes frias e à Zona de Convergência do Atlântico Sul, esta última principalmente no verão (BENDER, 2012). Bender (2012) fez uma análise de alguns índices de instabilidade, e concluiu que as LIs formadas em ambientes com alta baroclinia e intensa forçante são bem relacionadas com os índices, mas o mesmo não ocorre com LIs em ambientes de fraca forçante. Os índices de instabilidade termodinâmicos (e.g., CAPE) são melhores previsores de LI severas do que os índices cinemáticos (e.g., cisalhamento do vento) em latitudes subtropicais. No sudeste do Brasil, as LIs têm algumas características semelhantes às extratropicais (SALES; PEREIRA, 2005), mas a velocidade de propagação é menor (FERREIRA, 2010). É provável que em latitudes mais elevadas, como no SB, os índices cinemáticos sejam mais significativos para a severidade das LIs.

No SB, os estudos de Abdoulaev e Lenskaia (1998) e Abdoulaev et al. (2000) foram os únicos a tratarem da estrutura de "linhas de convecção severa" (LCS). Abdoulaev e Lenskaia (1998) analisaram morfologicamente 38 casos de LCS cuja refletividade das células na linha convectiva fosse maior que 55 dBZ, com extensão maior que 200 km, utilizando o radar meteorológico de Pelotas-RS. O maior número de LCS ocorreu de abril a novembro (78% dos casos), com deslocamento da LCS preferencialmente de SW e W, enquanto que as células na linha convectiva se deslocam de NW. O desenvolvimento das novas células convectivas geralmente ocorre a NW da LCS.

Abdoulaev et al. (2000) mostraram que um referencial acompanhando a LCS é mais útil para prever a direção de propagação do sistema. Os autores verificaram a ocorrência do jato de retaguarda e o movimento descendente na região estratiforme medida por radar Doppler. Esse é um dos únicos trabalhos a identificar essas características em LIs no SB. Contudo, Abdoulaev e Lenskaia (1998) e Abdoulaev et al. (2000) não fazem nenhuma referência ao ambiente sinótico e de mesoescala associado às LCS, o que é tratado apenas em alguns estudos de caso (KNEIB, 2006; RIBEIRO; NUNES, 2011).

Recentemente, pesquisas sobre tempo severo no SB têm sido frequentes [e.g., Ferreira e Nascimento (2016a), Ferreira e Nascimento (2016b), Figueiredo et al. (2016)]. Ferreira e Nascimento (2016a) realizaram um levantamento de rajadas de vento observadas por estações em superfície e as possíveis causas (tornados, linhas de instabilidade, etc). Os autores mostraram que as rajadas são precedidas por uma diminuição da pressão e aumento da temperatura, e o oposto ocorre após a rajada. Essas situações ocorrem com maior frequência na primavera, seguida pelo verão. O CAPE da corrente descendente (DCAPE) é apontada pelos autores como um índice capaz de prever esses eventos, pois está associado ao potencial para a formação de piscinas frias.

Outros estudos associam índices de tempo severo com a ocorrência de tempestades severas no SB [e.g., Brooks et al. (2003), Nascimento et al. (2010), Foss (2011), Nascimento et al. (2016), Ribeiro e Bosart (2018)]. Esses estudos mostram que o SB frequentemente apresenta condições favoráveis a ocorrência de tempestades severas. Nascimento et al. (2016), utilizando sondagens observadas, evidenciaram que a maior frequência de ambientes favoráveis a tempo severo ocorre no oeste do SB, nordeste da Argentina e sul do Paraguai (Fig. 2.9a), principalmente na primavera. Essas regiões também são as que apresentam condições significativamente severas (índices de instabilidade ainda mais elevados) com maior frequência (Fig. 2.9b). Esses estudos justificam a escolha do SB como área de estudo, e servirão de base para as comparações com os resultados do presente trabalho.

2.4 Estrutura de mesoescala das Linhas de Instabilidade e a Teoria RKW

2.4.1 Piscina Fria

As primeiras observações de LIs usando dados de superfície evidenciaram a presença de uma mesobaixa antes da aproximação da linha convectiva, e uma mesoalta após a passagem da linha convectiva, conforme exposto anteriormente (NEWTON, 1950; HAERTEL; JOHNSON, 2000; LOEHRER; JOHNSON, 1995). A mesoalta é acompanhada por uma área com perturbação negativa de temperatura (ar mais frio que o ambiente), que é chamada piscina fria (o termo piscina fria é uma tradução literal de *cold pool*, e será utilizado nesse texto). O ar é resfriado devido à evaporação, sublimação e derretimento de hidrometeoros quando estes precipitam, uma vez que o ar em níveis mais baixos é mais quente. A piscina fria é uma das características mais importantes das LIs, pois o gradiente de densidade entre o ar frio na retaguarda da LI e o ar do ambiente (geralmente quente e úmido) causa rajadas de vento inten-

Figura 2.9 - Porcentagem de sondagens com parâmetros de tempo severo nos limiares (a) SVR1 e (b) SVR2 definidos em Nascimento et al. (2016). SVR refere-se à severo.

Fonte: Nascimento et al. (2016)

sas em superfície. Essa fronteira entre as duas massas de ar é chamada de frente de rajada (ENGERER et al., 2008). A Fig. 2.10 mostra o padrão típico associado à passagem da linha convectiva e frente de rajada, quando há um decréscimo da temperatura potencial equivalente (θ_e), aumento da pressão e mudança na direção do vento.

Figura 2.10 - Variação temporal da (a) direção do vento (graus), (b) PNMM (hPa) e (c) θ_e (K) durante a passagem de uma LI. O eixo x mostra o tempo em segundos. Os principais processos meteorológicos são indicados.

Fonte: Engerer et al. (2008)

A piscina fria é definida como uma massa de ar com flutuabilidade negativa. A flutuabilidade, que tem unidade de aceleração, é proporcional à perturbação de temperatura potencial (θ), à perturbação da umidade específica e ao "peso" adicional associado aos hidrometeoros (Eq. 2.1). Uma parcela com flutuabilidade negativa tende a se movimentar para baixo em relação ao ambiente. Dessa forma, o ar na piscina fria é estável, pois tem flutuabilidade negativa.

$$B \equiv g\frac{\rho'}{\rho_0} = g\left[\frac{\theta'}{\theta_0} + 0,608(q') + q_t\right], \tag{2.1}$$

onde B é a flutuabilidade, g é a aceleração da gravidade ($\approx$ 9,81 $m\ s^{-2}$), ρ' é a perturbação de densidade, ρ_0 é a densidade do ambiente, θ' é a perturbação de temperatura potencial, θ_0 é a temperatura potencial do ambiente, q' é a perturbação de umidade específica e q_t é a razão de mistura dos hidrometeoros na nuvem (ADAMS-SELIN et al., 2013a).

Utilizando a flutuabilidade como referência, define-se o topo da piscina fria como o nível onde, subindo na troposfera, a flutuabilidade muda de sinal [de negativa para positiva; e.g., Bryan e Parker (2010)]. Assim, pode-se quantificar a espessura da piscina fria. Bryan e Parker (2010) fazem uma revisão da altura da piscina fria em diversos casos, e mostram que a piscina fria tem espessura de 2 a 3 km em média, mas que em alguns casos pode chegar a 4 km [e.g., Roux et al. (1984), Wakimoto (1982)].

A quantidade utilizada para medir a "intensidade" da piscina fria é o parâmetro C [Eq. 2.2; Weisman e Rotunno (2004), Stensrud et al. (2005)]. Esse parâmetro é proporcional à integração da flutuabilidade negativa da piscina fria desde a superfície até seu topo (onde a flutuabilidade é zero). C tem unidade de velocidade ($m\ s^{-1}$), e pode ser considerada como uma estimativa do vento causado pela LI em superfície devido à passagem da frente de rajada.

$$C^2 = -2\int_0^H B dz, \tag{2.2}$$

onde C é a intensidade da piscina fria, B é a flutuabilidade (Eq. 2.1), z é a altura e H é o topo da piscina fria (BRYAN; PARKER, 2010).

2.4.2 A Teoria RKW

O melhor entendimento da estrutura bi e tri-dimensional das LIs só foi possível a partir do final do século XX, quando observações de ar superior, campanhas de pesquisa de campo e a utilização de modelos numéricos tornaram-se mais frequentes. Uma das mais importantes referências no estudo de sistemas convectivos é o trabalho de Rotunno et al. (1988), que é conhecido como Teoria "RKW" (em referência à inicial do sobrenome dos autores Rotunno, Klemp e Weisman). Através

de simulações numéricas, os autores mostram que o cisalhamento vertical do vento ambiental em baixos níveis (ΔU) e a intensidade da piscina fria (C) controlam o balanço de vorticidade horizontal na frente de rajada e definem a inclinação das correntes ascendentes na linha convectiva (Fig. 2.11) e consequentemente a intensidade e duração da LI. Se a relação $\frac{C}{\Delta U} > 1$, as correntes ascendentes tendem a se inclinar para trás da LI, enquanto que se $\frac{C}{\Delta U} < 1$ as correntes ascendentes se inclinam para a frente da LI. As correntes são aproximadamente verticais se $C \approx \Delta U$. Experimentos numéricos mostram que as LIs mais duradouras e intensas ocorrem com $C \approx \Delta U$, mas as observações apontam que estas acontecem quando $C > \Delta U$ (ROTUNNO et al., 1988; PARKER; JOHNSON, 2000; PARKER, 2010), ou seja, quando as correntes ascendentes se inclinam para trás da LI. Há alguns fatores que limitam a análise das LIs baseada apenas na relação $\frac{C}{\Delta U}$ e na teoria RKW, como a atuação do jato de retaguarda (SMULL; HOUZE, 1987; WEISMAN, 1992; GRIM et al., 2009; MENG et al., 2012), a recirculação de hidrometeoros entre as áreas convectiva e estratiforme (SEIGEL; HEEVER, 2013) e a ação de ondas de gravidade (ADAMS-SELIN; JOHNSON, 2013). Algumas dessas características serão analisadas mais adiante.

O ciclo de vida de uma LI é caracterizado por três fases em função da inclinação da corrente ascendente [Fig. 2.11; Weisman (1992)]: fase de corrente ascendente inclinada para a frente da LI e à favor do cisalhamento vertical (*donwshear-tilted updraft*, ou cisalhamento abaixo), fase de corrente ascendente totalmente vertical (*upright*) e fase de corrente ascendente inclinada para trás da LI e contra o cisalhamento vertical (*upshear-tilted updraft*, ou cisalhamento acima). No início do seu ciclo de vida, o cisalhamento vertical do vento no ambiente domina a força da piscina fria ($C < \Delta U$; Fig. 2.11a), pois a convecção ainda não causou precipitação suficiente para diminuir a temperatura do ar próximo à superfície e C é pequeno. Conforme a piscina fria se intensifica (Fig. 2.11b), a vorticidade negativa em sua vanguarda aumenta (pois o gradiente horizontal de B aumenta; Eq. 2.3), e entra em balanço com a vorticidade positiva associada ao cisalhamento do ambiente ($C \approx \Delta U$). A intensidade da piscina fria aumenta mais à medida que a LI entra no estágio de maturação, e o balanço de vorticidade horizontal muda ($C > \Delta U$; Fig. 2.11c), favorecendo correntes ascendentes inclinadas para trás da LI (cisalhamento acima).

A intensificação da vorticidade negativa (saindo do plano da Fig. 2.11) na dianteira da piscina fria é explicada pela equação da tendência de vorticidade (Eq. 2.3) considerando a aproximação de Boussinesq, em que a densidade é tomada como constante exceto quando associada ao termo da flutuabilidade. Nessa equação, desconsidera-se o vento perpendicular à LI (componente v), o que resulta na relação da tendência

Figura 2.11 - Modelo conceitual da circulação perpendicular à LI em função de C e ΔU. A seta branca indica o influxo em baixos níveis e a corrente ascendente, a seta preta maior indica o jato de retaguarda e os sinais positivo e negativo mostram o sinal da vorticidade horizontal perpendicular ao plano da figura (η). Os traços contínuos e retilíneos indicam a precipitação e a região sombreada a piscina fria. O perfil vertical do vento relativo à LI é indicado à direita.

Fonte: Weisman (1992)

de vorticidade apenas com o gradiente horizontal de flutuabilidade. A região da LI onde o gradiente horizontal de flutuabilidade é maior é ao longo da frente de rajada, onde se encontra a fronteira entre o ar com menor flutuabilidade da piscina fria e o ar do ambiente. Logo, ao longo da frente de rajada ocorre geração de vorticidade horizontal negativa (Fig. 2.11b). A vorticidade horizontal negativa na dianteira da piscina fria é o mecanismo dinâmico que explica a corrente ascendente ao longo da linha convectiva (Fig. 2.11b).

$$\frac{d\eta}{dt} = -\frac{dB}{dx} + \eta\frac{\partial v}{\partial y} + \xi\frac{\partial v}{\partial x} + (\zeta + f)\frac{\partial v}{\partial z} \rightarrow \frac{d\eta}{dt} \approx -\frac{\partial B}{\partial x}, \tag{2.3}$$

onde η é a vorticidade horizontal no eixo y (perpendicular à LI), B é a flutuabilidade (Eq. 2.1), v é a componente do vento no eixo y, ξ é a componente da vorticidade horizontal no eixo x, ζ é a vorticidade vertical relativa e f é a vorticidade vertical planetária (WHEATLEY; TRAPP, 2008). O primeiro termo do lado direito é o termo baroclínico, o segundo é o espichamento da vorticidade horizontal no eixo y e o terceiro e quarto são a inclinação das outras componentes do vetor vorticidade (nos eixos x e z).

Na média e alta troposfera, onde a convecção causa flutuabilidade positiva devido ao aquecimento latente (WEISMAN, 1992), são observados os mesmos máximos e mínimos de vorticidade horizontal, mas com o sinal inverso (Fig. 2.11b). Esse dipolo de flutuabilidade causa, na retaguarda da LI, a formação de um mínimo sobre um máximo de vorticidade na média troposfera, o que favorece um escoamento da traseira para a dianteira da LI (Fig. 2.11c). Esse escoamento é chamado de jato de retaguarda, e será descrito na seção seguinte.

A teoria RKW tem limitações em alguns pontos. Algumas LIs não apresentam a estrutura simplificada como exposta no estudo, e alguns ambientes caracterizados por cisalhamento em uma camada mais profunda (e.g., entre 0 e 6 km) não se enquadram na teoria, que utiliza o cisalhamento entre 0 e 2 ou 3 km (CONIGLIO et al., 2012). Contudo, essa teoria foi um marco importante no estudo de LIs, e até hoje é utilizada como referência. O presente estudo pretende utilizar os conceitos da teoria RKW para analisar casos de LI severas no SB.

2.4.3 Jato de retaguarda

A discussão acerca da teoria RKW e dos máximos e mínimos de vorticidade horizontal [Fig. 2.11; Weisman (1992)] no modelo conceitual de LI evidenciam que a

intensificação da piscina fria e da flutuabilidade positiva na média e alta troposfera causam a formação do jato de retaguarda. O jato de retaguarda é analisado em diversos estudos observacionais [e.g., Grim et al. (2009), Wakimoto et al. (2015)] e simulações numéricas (WEISMAN, 1992; WHEATLEY; TRAPP, 2008).

O jato de retaguarda ocorre entre 800 e 500 hPa, e apresenta velocidade relativa à LI de 5 a 20 $m\ s^{-1}$, em média (SMULL; HOUZE, 1987). Estudos observacionais como o de Bryan e Parker (2010) utilizando sondagens mediram o jato de retaguarda em torno de 800 hPa, quando ele já estava próximo ao solo. O estudo de Wakimoto et al. (2006) utilizando dados observados por avião e radares (Fig. 2.12) mostra um exemplo da assinatura do jato de retaguarda atrás da linha convectiva medido por radar Doppler.

Figura 2.12 - Velocidade radial ($m\ s^{-1}$) medida por radar Doppler próximo a uma LI. A seta preta indica o jato de retaguarda. Os números e barbelas são observações de superfície.

Fonte: Wakimoto et al. (2006)

A formação do jato de retaguarda também é explicada pela teoria RKW e pelo

balanço de vorticidade horizontal associado. Quando a piscina fria domina o cisalhamento vertical no ambiente ($C > \Delta U$; Fig. 2.11c), o padrão de aquecimento e resfriamento latente devido às correntes verticais na LI forma um dipolo de flutuabilidade, com aquecimento na alta troposfera ($B > 0$) e resfriamento na baixa troposfera ($B < 0$) atrás da linha convectiva. Portanto, de acordo com a Eq. 2.4, forma-se uma área de baixa pressão relativa ($p' < 0$) em níveis médios atrás da linha convectiva, onde B aumenta com a altura (deve-se notar que $\nabla^2 p'$ é proporcional a $-p'$ se p' tiver comportamento ondulatório, como suposto neste caso). Essa área de baixa pressão relativa acelera os ventos desde a retaguarda da LI, formando o jato de retaguarda. Rotunno et al. (1988) previu que a condição $C \approx \Delta U$, quando as correntes ascendentes são verticais e não inclinadas, favoreceria a severidade da LI. Contudo, quando há atuação do jato de retaguarda, a condição $C > \Delta U$ (correntes ascendentes inclinadas para trás da LI) é a que favorece maior severidade da LI (WEISMAN; ROTUNNO, 2004), pois o balanço de vorticidade (Fig. 2.11) se modifica. Além de ser importante na formação de ecos de arco e na intensificação da convecção na vanguarda da LI, o jato de retaguarda promove a recirculação de hidrometeoros entre as áreas convectiva e estratiforme da LI (SEIGEL; HEEVER, 2013), que por sua vez interferem na dinâmica do sistema através dos fluxos de calor latente.

$$\frac{\nabla^2 p'}{\rho_0} = -\nabla^2 \left(\frac{\vec{v} \cdot \vec{v}}{2} \right) + \vec{\nabla} \cdot (\vec{v} \times \vec{\omega}) + \frac{\partial B}{\partial z} \rightarrow -p' \propto \frac{\partial B}{\partial z}, \tag{2.4}$$

onde B é a flutuabilidade (Eq. 2.1), p' é a perturbação de pressão, $\vec{v}$ é o vetor velocidade do vento e $\vec{\omega}$ é o vetor vorticidade. O primeiro termo no lado direito é o fator dinâmico não linear, o segundo é o fator dinâmico linear e o terceiro é a influência da flutuabilidade (WEISMAN, 1992).

O jato de retaguarda é particularmente importante nas LIs que causam ventos fortes em superfície, pois o jato se associa à movimento descendente quando atinge a dianteira da piscina fria e encontra o mínimo de vorticidade horizontal (SMULL; HOUZE, 1987). Weisman (1993) mostrou com simulações numéricas que LIs em que o jato de retaguarda se mantém elevado desde a retaguarda até a dianteira da LI são potencialmente mais severas (Fig. 2.13a). Isso ocorre porque o jato desce abruptamente na dianteira da piscina fria, onde há movimento descendente vigoroso associado a intensa precipitação convectiva. Quando o jato desce gradualmente dentro da piscina fria, sem colocação com a linha convectiva (Fig. 2.13b), as rajadas de vento em superfície são menos intensas. O jato de retaguarda se mantém elevado quando a vorticidade positiva na alta troposfera, associada ao máximo de flutuabilidade na

linha convectiva (Eq. 2.3), é mais intenso, o que está associado a correntes ascendentes na linha convectiva também mais intensas. Como o máximo de flutuabilidade na alta troposfera é mais intenso, pois a convecção é mais vigorosa, o mínimo de pressão na média troposfera é mais intenso (pois $-p' \propto \frac{\partial B}{\partial z}$; Eq. 2.4), favorecendo maior aceleração da retaguarda para a dianteira da LI e jato de retaguarda mais intenso. O mínimo de pressão é mais intenso também quanto mais intensa for a piscina fria, pois isso se reflete no gradiente vertical de flutuabilidade. Além disso, Grim et al. (2009) mostraram que a intensidade do jato de retaguarda é influenciada pelo ambiente sinótico e, principalmente, mesovórtices formados ao longo da LI.

Figura 2.13 - Modelo conceitual da atuação do jato de retaguarda na dinâmica da LI em casos nos quais o jato de retaguarda (a) desce dentro da piscina fria e (b) se mantém elevado sobre a piscina fria. A seta branca indica o influxo em baixos níveis e a corrente ascendente, a seta preta maior indica o jato de retaguarda e os sinais positivo e negativo mostram o sinal da vorticidade horizontal (η). Os traços contínuos e retilíneos indicam a precipitação e a região sombreada a piscina fria. O perfil vertical do vento é indicado à direita.

Fonte: Weisman (1993)

Figura 2.14 - Influência de cada componente na intensidade do jato de retaguarda.

Fonte: Grim et al. (2009)

2.4.4 Ecos de arco

É comum observar a formação de arcos ao longo da linha convectiva da LI (Fig. 2.1). Essa característica pode ser visualizada facilmente em imagens de radar, e é reconhecida por meteorologistas como uma assinatura associada a ventos fortes em superfície (WEISMAN, 1992; EVANS et al., 2014; WAKIMOTO et al., 2015). Por ter sido inicialmente observada em imagens de radar, essa estrutura ficou conhecida pelo nome "eco de arco" (do inglês *bow echo*). Os ecos de arco podem ocorrer associados a LI maiores ou isolados. Estudos observacionais com o uso de radar Doppler de ecos de arco identificaram que a linha convectiva da LI se curva para a frente em função da intensificação do jato de retaguarda naquele local [Fig. 2.15; Weisman (1993), Wakimoto et al. (2006)]. Ecos de arco costumam ter comprimentos variados, entre 20 e 200 km (WAKIMOTO et al., 2006; WAKIMOTO et al., 2015).

A ocorrência de vórtices de escala meso-β ao longo da LI favorecem a intensificação do jato de retaguarda (Fig. 2.14; Grim et al. (2009); Atkins e Laurent (2009a)), que por sua vez causam a aceleração da linha convectiva e a formação de um eco de arco. Portanto, vários autores recorrem ao balanço de vorticidade vertical ao longo da linha convectiva para explicar a formação de ecos de arco. Os ecos de arco ocorrem geralmente acompanhados por um par de vórtices meso-β (Fig. 2.15) em cada lado,

Figura 2.15 - Modelo conceitual da formação de um eco de arco a partir da intensificação do jato de retaguarda para o Hemisfério Norte. As cores sombreadas são refletividade. Os pontos pretos são ocorrências de vento forte.

Fonte: Wakimoto et al. (2006)

e o vórtice ciclônico tende a ser mais intenso com o tempo devido à convergência de vorticidade planetária (TRAPP; WEISMAN, 2003). Por estarem geralmente associados ao jato de retaguarda, os ecos de arco costumam causar as rajadas mais intensas em seu eixo, pois é onde o jato de retaguarda está mais intenso e acelera mais o eco de arco em relação ao restante da linha convectiva [Fig. 2.15; Wakimoto et al. (2006)]. A Fig. 2.16 mostra um eco de arco associado a um vórtice meso-β ciclônico. Esse sistema causou um dos mais intensos *derechos* documentados nos Estados Unidos, com cerca de 200 registros de destruição por vento (13 de vento acima de 130 km h^{-1}), 26 tornados, e prejuízos de mais de 115 milhões de dólares (WEISMAN et al., 2013; EVANS et al., 2014). A maior aceleração da linha convectiva (eco de arco) ocorre próximo ao mesovórtice. Os mesovórtices serão tratados em mais detalhes na próxima seção.

2.4.5 Mesovórtices

Mesovórtices ao longo de LIs ocorrem em duas escalas: vórtices de escala meso-γ (ordem de $2-20$ km) e meso-β (ordem de $20-200$ km) (ORLANSKI, 1975). Os vórtices de escala meso-γ ocorrem geralmente ao longo da linha convectiva (TRAPP; WEISMAN, 2003; WEISMAN; TRAPP, 2003). Esses vórtices são os principais responsáveis por tornados ao longo de LIs. Os vórtices de escala meso-β (chamados na literatura de *bookend vortices*) ocorrem principalmente em associação com ecos de arco, pois a aceleração de uma parte da LI é favorecida quando há um mesovórtice anticiclônico e um vórtice ciclônico próximos (WEISMAN; TRAPP, 2003; ATKINS; LAURENT,

Figura 2.16 - Refletividade na elevação de de 0,5° de um eco de arco associado a um mesovórtice (no centro da figura) no dia 8 de maio de 2009, no centro dos Estados Unidos. Este sistema foi responsável por um intenso *derecho*.

Fonte: Weisman et al. (2013)

2009a; ATKINS; LAURENT, 2009b). A Fig. 2.17 mostra uma LI simulada (ATKINS; LAURENT, 2009a; ATKINS; LAURENT, 2009b), onde é possível identificar o jato de retaguarda presente entre os dois vórtices meso-β (ciclônico e anticiclônico), o eco de arco associado à dianteira do jato de retaguarda e mesovórtices meso-γ ao longo da linha convectiva.

A vorticidade vertical associada aos vórtices de mesoescala pode ser atribuída a diversos fatores. A Eq. 2.5 mostra que a tendência de vorticidade vertical absoluta (lado esquerdo) é causada pela inclinação (*tilting*) da vorticidade horizontal (dois primeiros termos do lado direito) e pelo espichamento (*stretching*) da vorticidade vertical (terceiro termo do lado direito). A inclinação faz com que a vorticidade horizontal seja transformada em vertical onde houver um gradiente horizontal de velocidade vertical w (Eq. 2.5). Por exemplo, parcelas de ar contendo vorticidade horizontal, quando encontram a corrente ascendente associada a convecção, têm sua vorticidade horizontal transformada em vertical (WEISMAN, 1993). A inclinação de vorticidade horizontal pode gerar vorticidade vertical em casos em que não existe vorticidade vertical no ambiente. O espichamento ocorre quando há movimento vertical variando com a altura, e apenas existe quando há vorticidade vertical.

Figura 2.17 - Simulação numérica de uma LI no Hemisfério Norte. Razão de mistura de chuva em 1,3 km (sombreado, cinza claro maior que 2,5 $g\ kg^{-1}$ e cinza escuro maior que 4 $g\ kg^{-1}$), vorticidade vertical em 0,2 km maior que 1,25 x 10^{-2} s^{-1} (sombreado preto) e vento relativo à LI em 0,2 km (vetores).

Fonte: Atkins e Laurent (2009b)

$$\frac{d(\zeta + f)}{dt} = \xi \frac{\partial w}{\partial x} + \eta \frac{\partial w}{\partial y} + (\zeta + f) \frac{\partial w}{\partial z}, \tag{2.5}$$

onde η é a componente da vorticidade horizontal no eixo y (perpendicular à LI), ξ é a componente da vorticidade horizontal no eixo x, ζ é a vorticidade vertical relativa, f é a vorticidade vertical planetária, w é a componente vertical do vento, z é a altura e t é o tempo (ATKINS; LAURENT, 2009b).

A geração de vorticidade vertical a partir da inclinação de vorticidade horizontal é dependente do tipo de vorticidade horizontal que estará sujeito às correntes ascendentes. Há dois tipos de vorticidade horizontal: paralela ao escoamento relativo à tempestade/LI (*streamwise*; Figs. 2.18a e 2.19a) e perpendicular ao escoamento relativo [*crosswise*; Figs. 2.18b e 2.19b; Wakimoto et al. (2006), Atkins e Laurent (2009b), Markowski e Richardson (2011)]. Quando a corrente ascendente causa inclinação de vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo, ocorre um aumento ou diminuição da vorticidade vertical no local onde ocorreu inclinação. No caso de inclinação da vorticidade horizontal perpendicular ao escoamento relativo, formam-se um máximo e um mínimo de vorticidade vertical (WEISMAN, 1993). A Fig. 2.19 mostra como as linhas de vórtice (as quais são paralelas ao vetor vorticidade horizontal) são "deformadas" pela corrente ascendente, fazendo com que a vorticidade horizontal seja transformada em vorticidade vertical pela inclinação.

A relação da vorticidade horizontal com o escoamento em direção à LI pode definir a evolução do sistema. Em casos de LI em ambientes com vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo, a linha convectiva é caracterizada por uma banda de vorticidade ciclônica (WAKIMOTO et al., 2015). Quando a vorticidade horizontal é perpendicular ao escoamento relativo, as correntes ascendentes na linha convectiva causam a formação de máximos de vorticidade ciclônica e anticiclônica [vórtices meso-γ; Atkins e Laurent (2009b)], e esses vórtices podem estar associados a tornados e ventos intensos em superfície. O processo que explica a formação de vórtices meso-β ao longo da linha convectiva é o mesmo, mas causado pela corrente descendente na retaguarda da linha convectiva associada à vorticidade horizontal perpendicular ao escoamento relativo gerada pela piscina fria (TRAPP; WEISMAN, 2003).

Figura 2.18 - Esquema tridimensional mostrando a relação entre os vetores vorticidade horizontal e vento relativo à tempestade/LI em casos de (a) vorticidade horizontal paralela ao vento relativo e (b) vorticidade horizontal perpendicular ao vento relativo.

Fonte: COMET/MetEd/UCAR *Skew-T Mastery* (2017)

2.5 Simulações numéricas de Linhas de Instabilidade

Simulações numéricas de LI são muito frequentes na literatura. Por possuírem circulações praticamente bidimensionais (exceto quando ocorrem ecos de arco ou mesovórtices associados à LI), podem ser simuladas com modelos com uma coordenada vertical e uma horizontal (PARKER; JOHNSON, 2004; LETKEWICZ; PARKER, 2011). Simulações bidimensionais foram utilizadas por Rotunno et al. (1988) para desenvolver a teoria RKW, a qual relaciona o balanço entre a intensidade da piscina fria e o cisalhamento vertical do vento na manutenção das LIs. Contudo, estudos mais detalhados de LI são feitos com modelos tridimensionais de previsão de tempo utilizando dados reais. Os processos microfísicos e dinâmicos no interior das LIs só são corretamente simulados quando se utiliza modelos de alta resolução espacial, com espaçamento da ordem de 1 a 4 km entre os pontos, os quais resolvem a convecção no interior da LI de maneira mais realística. Com espaçamento de poucos km, a convecção não necessita ser parametrizada para ser ativada no modelo. Logo, apenas a microfísica é parametrizada, e a convecção é resolvida explicitamente pelas equações dinâmicas.

Simulações numéricas em alta resolução exigem boas condições iniciais e de fronteira. Os dados introduzidos devem descrever corretamente os fenômenos que ocorrem na escala da resolução do modelo, o que requer uma densa rede de observações no local onde ocorre a simulação. Entre os dados utilizados na assimilação destacam-se

Figura 2.19 - Esquema tridimensional mostrando como a corrente ascendente deforma as linhas de vórtice em casos em que (a) a vorticidade horizontal é paralela ao vento relativo e (b) a vorticidade horizontal é perpendicular ao vento relativo. $\vec{\omega_h}$ é o vetor vorticidade horizontal, $\vec{S}$ é o vetor cisalhamento do vento em baixos níveis, $\vec{v}$ é o vento horizontal e $\vec{c}$ é o vetor movimento da tempestade/LI. As setas pretas grandes indicam o escoamento relativo à corrente ascendente, e as linhas pretas são as linhas de vórtice, paralelas ao vetor vorticidade horizontal ($\vec{\omega_h}$).

Fonte: Markowski e Richardson (2011)

radares meteorológicos (VENDRASCO et al., 2016; CHEN et al., 2016; FERREIRA et al., 2017), perfiladores e *lidars*, perfis vertical gerados por aviões na decolagem e pouso e densas redes de estações de superfície (*mesonets*). A assimilação desses dados permite que a previsão ou simulação seja mais realista porque o modelo tende a se aproximar mais das observações conforme a simulação ocorre. Contudo, como o objetivo do presente estudo é analisar as características de mesoescala dos casos de LI estudados, optou-se por não utilizar assimilação de dados nas simulações. Além disso, no Brasil não há uma região onde operacionalmente se façam tantas observações, então deve-se utilizar outro método para simular fenômenos de mesoescala. Conforme mostrado adiante, diversos autores estudaram processos de mesoescala sem assimilar dados ao longo da simulação, obtendo resultados satisfatórios para o estudo proposto.

Existem diversos métodos de inicialização de modelos de altíssima resolução. Um deles consiste em utilizar uma condição inicial homogênea, que tenha um perfil termodinâmico vertical instável e horizontalmente invariável (SEIGEL; HEEVER, 2013; ADAMS-SELIN et al., 2013a), ou seja, um perfil vertical que represente todo o ambiente. Esse perfil pode ser observado ou idealizado. Nesses últimos casos são introduzidas perturbações nos campos de temperatura em baixos níveis para gerar as primeiras células convectivas e formar a LI. Simulações com condições iniciais idealizadas são muito utilizadas para testar a sensibilidade do sistema a mudanças no ambiente e isolar os processos físicos, o que é praticamente impossível em simulações de casos reais.

Outro método é fornecer condições iniciais e de contorno de outro modelo para o modelo utilizado. Weisman et al. (2013) utilizaram o modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) com resolução horizontal de 3 km para estudar um caso de LI responsável por *derecho* nos Estados Unidos (Fig. 2.16). Nesse caso, as análises do modelo GFS de 0,5° ($\approx$ 55 km) de resolução fornecia condições iniciais e de contorno para um modelo regional com resolução de 13 km (modelo RAP), o qual finalmente fornecia condições iniciais e de contorno para o WRF com 3 km de resolução. A simulação previu a LI com 2 h de atraso e com pequena defasagem espacial, mas devido à compatibilidade entre a refletividade observada e a simulada, as características dinâmicas e microfísicas da LI puderam ser analisadas. Essa será a abordagem utilizada para simular os dois casos de LI neste trabalho, uma vez que não é necessário que a LI simulada ocorra no mesmo horário e local que a LI real, mas que tenham as mesmas características morfológicas.

A revisão bibliográfica apresentada aqui evidencia que há uma carência por estudos climatológicos de sistemas convectivos específicos, como LIs, no sul do Brasil. O melhor conhecimento das condições sinóticas e de mesoescala associadas a LIs pretende preencher essa lacuna científica e auxiliar na melhoria da previsão desses sistemas. Além disso, o melhor conhecimento dos processos de mesoescala de LIs na região permite uma comparação com aqueles já estudados em outras regiões no mundo, a melhoria nos modelos numéricos de convecção explícita, auxiliando dessa forma a previsão de curto prazo e consequentemente a emissão de alertas sobre os possíveis impactos à população.

3 METODOLOGIA

3.1 Identificação das Linhas de Instabilidade

A identificação das LIs é feita utilizando a máxima refletividade no perfil vertical em cada ponto. Uma LI é definida como uma linha com refletividade maior que 40 dBZ, comprimento maior que 100 km e duração maior que 1 h. O horário de formação da LI é o primeiro horário em que as características da LI são observadas nas imagens de radar. Vários trabalhos utilizaram imagens de radar para a identificação de LI, sendo o limiar de 40 dBZ o mais comumente usado (BLUESTEIN; JAIN, 1985; HOUZE et al., 1990; ABDOULAEV; LENSKAIA, 1998; HOCKER; BASARA, 2008). A identificação de LI por imagens de satélite não é simples, uma vez que o satélite identifica apenas os topos das nuvens. Em algumas ocasiões, as imagens de satélite mostram um grande aglomerado de nuvens em formato não linear, enquanto que os ecos de radar apresentam características de LI.

Dados dos radares meteorológicos de Canguçu-RS, Santiago-RS e Morro da Igreja-SC, pertencentes a Rede de Meteorologia do Comando da Aeronáutica (REDEMET), entre 2009 e 2016, foram utilizados para a identificação das LIs (Fig. 3.1). Esses radares operam em banda-S (comprimento de onda de ≈ 10 cm), varrendo uma área com raio aproximado de 250 km e modo de vigilância com raio de 400 km. As séries de dados disponíveis têm grandes períodos de falta de dados devido à manutenção dos radares. Neste trabalho, utilizaram-se apenas as imagens de refletividade dos radares para identificação das LIs, não os dados brutos.

A área de estudo é mostrada na Fig. 3.1, compreendendo a área coberta pelos radares a sul de 27°S, e foi escolhida porque apresenta padrões meteorológicos distintos das outras regiões onde ocorrem LIs no país (região sudeste/centro-oeste, que tem padrão subtropical, e região norte, tropical). Daqui para a frente, o termo SB (Sul do Brasil) será utilizado para se referir à área de estudo.

Kneib (2006) realizou um estudo observacional das LIs que ocorrem no PR, as quais têm características distintas das LIs que ocorrem mais a sul, principalmente em função da orografia. Portanto, a área utilizada no presente estudo inclui apenas as regiões do RS e SC, que nunca foram estudadas. Além disso, os radares do PR, operados pelo Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR), são mais recentes que os radares da REDEMET, o que não permite a realização de uma climatologia de LIs em toda a região Sul do Brasil (RS, SC e PR).

Figura 3.1 - Área de estudo, cuja extremidade norte é a latitude de 27°S. Os círculos azuis mostram a localização dos radares meteorológicos banda-S da REDEMET de Santiago-RS (STG), Canguçu-RS (CAN) e Morro da Igreja-SC (MIG), com a área de alcance aproximada em sombreado azul. As estações de radiossondagens de Uruguaiana-RS (SBUG), Santa Maria-RS (SBSM), Porto Alegre-RS (SBPA), Florianópolis-SC (SBFL), Curitiba-PR (SBCT), Foz do Iguaçu-PR (SBFI), Ezeiza, Argentina (SAEZ), Resistência, Argentina (SARE) e Assunção, Paraguai (SGAS) são mostradas em estrelas vermelhas. O sombreado é a orografia (m).

A velocidade das LIs foi estimada utilizando o método descrito em Campbell et al. (2017), que se baseia na velocidade de movimento da linha convectiva da LI no momento em que a LI está madura. A maturidade da LI ocorre no momento em que apresenta uma linha convectiva e uma área estratiforme bem definidas. Como a velocidade da LI é estimada com base nas imagens de radar, são atribuídos valores de velocidade de 10 em 10 $km\ h^{-1}$. O teste t de Student, assumindo diferentes variâncias das distribuições, foi utilizado para medir a significância estatística da diferença de velocidade entre as LIs severas e não severas.

3.2 Definição de Linhas de Instabilidade severas

As LIs foram classificadas em severas e não severas com base em relatos de tempo severo na mídia, sites das Defesas Civis do RS e de SC, e estações meteorológicas. Neste estudo, foram utilizados apenas relatos de vento forte, uma vez que essa é a principal ocorrência severa associada a LIs. Pouquíssimos casos de LIs provocaram queda de granizo (cerca de 5% dos relatos). A frequência de alagamentos e/ou enxurradas (cerca de 15% dos relatos) é maior do que a de granizo, mas ainda assim consideravelmente mais baixa que de ventos fortes (cerca de 80% dos relatos). Essas porcentagens são estimativas, pois uma vez que um determinado caso estava associado a três relatos (o suficiente para ser considerado severo), não mais se procurava por outros relatos. Neste trabalho não foi realizada uma análise detalhada dos relatos de tempo severo, sendo que essa informação foi utilizada apenas para discriminar LIs severas de não severas.

Para que uma LI fosse considerada severa, ela deveria ser responsável por registros de vento forte em pelo menos três pontos com distância mínima de 50 km entre si. Neste estudo não se discrimina se o vento forte foi causado por tornado ou não, desde que esteja associado à LI. Os registros considerados severos são os seguintes:

- Relatos de danos estruturais, queda de árvores/postes, destelhamentos, etc., causados por vento forte;

- Rajadas de vento superiores a 80 $km\ h^{-1}$, medidas por alguma estação meteorológica de superfície [$SYNOP$, $METAR$, e estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET)]. Segundo Tominaga et al. (2009), rajadas de vento acima de 75 $km\ h^{-1}$ já causam danos a estruturas;

Devido à escassez de relatos de tempo severo no SB, principalmente nos primeiros anos da série (2009 a 2011), e à baixa densidade de estações meteorológicas na

região, algumas assinaturas de radar comumente associadas a tempo severo também foram utilizaras para estimar a severidade da LI. As LIs que apresentaram essas assinaturas mas não tiveram relatos de tempo severo associados foram classificadas como "potencialmente severas". As assinaturas são as seguintes:

- Presença de um eco de arco (em preto na Fig. 3.2) (WEISMAN, 1992; WEISMAN, 1993) com comprimento de pelo menos 50 km e refletividade acima de 50 dBZ ao longo da linha convectiva, mantendo essas características por pelo menos 30 minutos;

- Presença de um $inflow\ notch$ (seta branca na Fig. 3.2) (UCAR/METED, 2016), que é uma redução da refletividade de pelo menos 20 dBZ atrás da linha convectiva da LI.

Figura 3.2 - Exemplo de assinaturas de tempo severo associadas a LIs.

Fonte: REDEMET

Geralmente, essas características são observadas em conjunto, pois ambas são for-

madas pelo mesmo mecanismo de mesoescala, que é a intensificação do jato de retaguarda.

Apenas 6% das LIs foram classificadas como potencialmente severas. Testes foram feitos incluindo essas LIs nos casos severos e descartando esses casos, e não foram observadas diferenças significativas nos compostos por se tratar de um número muito pequeno. Em vista disso, essas LIs foram incluídas na estatística e nos compostos como casos severos.

3.3 Tipos sinóticos

As configurações sinóticas associadas a cada caso de LI foram analisadas, e identificaram-se três configurações mais recorrentes (Sec. 4.2.2). Em vista disso, classificou-se cada caso também em grupos de acordo com esses tipos sinóticos. Neste trabalho, optou-se por uma classificação baseada na análise de caso por caso, porque o uso de um método objetivo, como o de componentes principais, poderia gerar resultados que não têm significado físico e dinâmico. A metodologia utilizada aqui é recorrente na literatura no estudo de condições sinóticas favoráveis à ocorrência de tempo severo (GUASTINI; BOSART, 2016; MENG et al., 2013) e SCMs (CORFIDI, 2003; CONIGLIO et al., 2010; SIQUEIRA et al., 2005). Os compostos (Sec. 3.4), quando divididos por configurações sinóticas distintas, evidenciam processos que poderiam ser atenuados se fossem considerados todos os casos em um único grupo. Os tipos sinóticos são descritos em detalhes na Sec. 4.2.2.

3.4 Compostos

Foram construídos compostos de escala sinótica dos dias em que ocorreram LIs na área de estudo. Tomou-se como "00h" o horário sinótico que antecedeu a ocorrência da LI. Por exemplo, se a LI se formou às 02:45UTC, o horário 00h desse caso é 0000 UTC, e assim por diante. Também foram gerados compostos para os horários -12h e -24h (12 horas antes e 24 horas antes do horário 00h, respectivamente), com o intuito de analisar a variação temporal dos ambientes sinóticos antes da ocorrência de LIs. Foram calculadas as tendências de diversas variáveis, o que é feito subtraindo o campo de determinada variável pelo campo da mesma variável 12 horas antes, resultando em duas tendências: entre os tempos -24h e -12h e entre os tempos -12h e 00h.

Dados da reanálise CFSR (*Climate Forecast System Reanalisys*) do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) são utilizados para a cons-

trução dos compostos. O CFSR é uma reanálise com resolução horizontal T382 ($\approx$ 38 km, interpolada para uma grade de 0.5° x 0.5°) e 64 níveis verticais, e tem oceano, superfície e atmosfera acoplados no sistema de modelagem (SAHA et al., 2010). Além das principais variáveis meteorológicas nos níveis de pressão representativos, foram calculados diversos parâmetros comumente utilizados na previsão e pesquisa de tempo severo (THOMPSON et al., 2003).

Os compostos de LI são separados em severos (SVR) e não severos (NSVR), e também em tipos sinóticos (T1, T2 e T3). Os compostos são apresentados na Sec 4.2. Essa análise permite avaliar quais características dos ambientes são mais importantes em cada tipo sinótico. Os compostos foram calculados incluindo as LIs potencialmente severas no grupo SVR, e não houve grande diferença nos campos (não mostrado).

3.5 Parâmetros de tempo severo

Na literatura, usa-se muito o termo "sondagem representativa" para se referir a sondagens observadas que caracterizam o ambiente onde se forma ou está ocorrendo um SCM (BRYAN; PARKER, 2010; CORFIDI, 2003; THOMPSON et al., 2003). De acordo com Thompson et al. (2003), uma sondagem representativa é aquela lançada a menos que 300 km do sistema convectivo e não mais que três horas antes da passagem do sistema pelo local, sempre onde o escoamento de baixos níveis está direcionado para o sistema, ou seja, no influxo. Além disso, a sondagem representativa não pode ter sido afetada por convecção, porque a instabilidade termodinâmica do ambiente é consumida.

As estações de sondagens utilizadas nesse estudo são mostradas na Fig. 3.1. Apenas 40% das LIs tiveram uma sondagem que fosse representativa, tanto pela falta de sondagens em diversos horários da série em algumas estações quanto pelas restrições que o método impõe para que uma sondagem seja representativa. Logo, a abordagem utilizada nesse estudo consiste em utilizar dados do CFSR em uma área de 3° x 3° representativa do ambiente em que se formou a LI ou à frente (no influxo de baixos níveis) de uma LI já formada. Assim, cada caso de LI classificado está associado a uma latitude e longitude que indica o centro da área de 3° x 3°. Essa metodologia naturalmente suaviza as distribuições dos parâmetros de tempo severo, o que deve ser levado em consideração na análise dos resultados. A distribuição estatística dos parâmetros de tempo severo foi feita utilizando a média dos parâmetros na área de 3° x 3° para cada caso. As sondagens e hodógrafas compostas utilizam o ponto de grade no centro da área de 3° x 3°, e também são geradas com dados do CFSR.

Nascimento (2005) e Foss (2011) realizaram compostos de perfis verticais calculando diversos índices dinâmicos e termodinâmicos. Os índices de instabilidade termodinâmica calculados nos compostos são o CAPE de superfície (SBCAPE, *surface-based* CAPE), o CAPE da parcela mais instável (MUCAPE, *most unstable* CAPE), a inibição à convecção (CIN, *convective inhibition*), e o CAPE da corrente descendente (DCAPE, *downdraft* CAPE). O SBCAPE e o MUCAPE têm a mesma formulação do CAPE, mas são calculados para a parcela mais próxima da superfície e para a parcela mais instável do perfil vertical, respectivamente. Nas Eqs. 3.1 e 3.2 estão definidos o CAPE e DCAPE (NASCIMENTO, 2005; FOSS, 2011), respectivamente.

$$CAPE = \int_{NCL}^{NE} g \left(\frac{T_{v,parcela} - T_{v,0}}{T_{v,0}} \right) dz, \tag{3.1}$$

onde NE é o nível de equilíbrio (onde a flutuabilidade é zero), NCL é o nível de convecção livre, g é a aceleração da gravidade ($\approx$ 9,81 $m\ s^{-2}$), $T_{v,parcela}$ é a temperatura virtual da parcela da corrente ascendente, $T_{v,0}$ é a temperatura virtual do ambiente e z é a altura.

$$DCAPE = \int_{0}^{H_{parcela}} g \left(\frac{T_{v,0} - T_{v,parcela}}{T_{v,0}} \right) dz, \tag{3.2}$$

onde g é a aceleração da gravidade ($\approx$ 9,81 $m\ s^{-2}$), $T_{v,parcela}$ é a temperatura virtual da parcela da corrente descendente, $T_{v,0}$ é a temperatura virtual do ambiente e z é a altura. $H_{parcela}$ é a altura da parcela com menor temperatura potencial do bulbo úmido (θ_w), e se encontra geralmente entre a superfície e 4 km de altura.

O CAPE é a integral da flutuabilidade positiva que uma parcela de ar teria se fosse levantada na atmosfera (Eq. 3.1) do nível de condensação por levantamento até o nível de equilíbrio. A flutuabilidade é a medida da força de aceleração que age sobre a parcela de ar devido à diferença das características da parcela de ar e do ambiente. Flutuabilidade positiva significa que a parcela de ar que sobe tem aceleração para cima por ser menos densa que o ar do ambiente, o que faz com que ela siga subindo. Já o DCAPE mede a flutuabilidade negativa que uma parcela de ar teria se fosse levada para baixo, por exemplo, por uma corrente descendente (Eq. 3.2). O DCAPE mede a integral da flutuabilidade negativa que a parcela terá em relação ao ambiente em sua trajetória até a superfície. Para calcular o CAPE e o DCAPE, os perfis verticais são interpolados para níveis verticais de 500 em 500

metros.

Também foram calculados os cisalhamentos verticais do vento nas camadas entre 1000 e 850 hPa e 1000 e 500 hPa, que consistem na simples subtração do vento no nível mais alto pelo vento no nível mais baixo. A convergência do fluxo de umidade (CFU) foi calculada conforme Banacos e Schultz (2005) (Eq. 3.3). A θ_e foi calculada utilizando a equação de Davies-Jones (2009) (Eq. 3.4). Esses parâmetros estão associados com os ingredientes básicos para a ocorrência de tempestades severas, que são a presença de instabilidade termodinâmica, alguma fonte de levantamento, umidade e cisalhamento do vento. A helicidade da corrente ascendente (UH) é calculada conforme a Eq. 3.5, e é uma medida da rotação da corrente ascendente da tempestade.

$$CFU = -u\left(\frac{\partial q}{\partial x}\right) - v\left(\frac{\partial q}{\partial y}\right) - q\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right), \tag{3.3}$$

onde q é a umidade específica, u é a velocidade zonal do vento e v é a velocidade meridional do vento.

$$\theta_e = \theta\left(\frac{UR}{100}\right)^{\frac{-rR_v}{c_{pd}}} exp\left(\frac{rL}{c_{pd}T_K}\right), \tag{3.4}$$

onde θ é a temperatura potencial, UR é a umidade relativa (%), R_v é a constante dos gases para o vapor d'água ($\approx$ 461 $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), c_{pd} é o calor específico do ar seco à pressão constante ($\approx$ 1004 $J\ kg^{-1}\ K^{-1}$), r é a razão de mistura, L é o calor latente ($\approx$ 2,555 x 10^6 $J\ kg^{-1}$) e T_K é a temperatura do ar em K.

$$UH = \int_{2km}^{5km} w\zeta dz, \tag{3.5}$$

onde ζ é a vorticidade vertical e w é a velocidade vertical.

O teste t de Student, assumindo diferentes variâncias das distribuições, foi utilizado para medir a significância estatística das diferenças entre os parâmetros de tempo severo entre as LIs severas e não severas.

3.6 Estudos de caso e simulações numéricas

Dois casos de LI severas foram escolhidos para serem analisados com o uso de simulações numéricas. Esses casos foram selecionados por terem causado danos severos no SB, sendo muito significativos. Como o objetivo de simular os casos é analisar a estrutura de mesoescala de LIs severas, os casos não foram escolhidos levando em consideração a configuração sinótica associada, mas apenas o fato de terem sido severos. Os casos ocorreram em 19/10/2014 e 20/12/2014. Para cada caso, foi realizada uma discussão sinótica, com a análise das condições de escala regional que favoreceram a ocorrência e a severidade da LI, e uma análise dos processos de mesoescala através de simulações numéricas.

Neste estudo, foi utilizado o modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) (SKAMAROCK; KLEMP, 2008) com dois domínios acoplados, com espaçamento de grade de 9 km e 3 km, respectivamente. Esta técnica é conhecida como "grades aninhadas", pois os dois domínios interagem durante a rodada do modelo, trocando informações. Como a evolução dos dois casos foi diferente, os domínios não cobrem a mesma área, e sua configuração mais adequada foi determinada em cada caso a partir da realização de testes de sensibilidade. As áreas dos domínios são mostradas no início das seções de cada caso (Secs. 5.1.3.1 e 5.2.3.1). Também se respeitou a relação entre os dois domínios de 1:3, a qual é comumente usada em grades aninhadas (WEISMAN et al., 2013; ADAMS-SELIN et al., 2013a). Os domínios também têm 40 níveis verticais (topo em 50 hPa) com pressão e altura média mostradas na Tabela 3.6. Há maior quantidade de níveis verticais próximo ao solo, com espaçamento entre os níveis verticais aumentando exponencialmente com a altura. O modelo gera saídas do domínio de 9 km a cada 1 hora e do domínio de 3 km a cada 5 minutos.

Tabela 3.1 - Pressão (hPa) e altura (m) médias para cada nível vertical do modelo.

Pressão (hPa)	Altura (m)	Pressão (hPa)	Altura (m)
984	193	337	8708
976	265	308	9357
965	362	280	10004
951	486	255	10651
934	643	231	11297
913	842	209	11943
888	1087	189	12589
858	1377	170	13238
827	1695	153	13885
796	2023	137	14528
764	2362	123	15165
720	2862	111	15800
665	3515	99	16433
614	4166	89	17064
566	4816	80	17694
521	5465	72	18327
479	6113	65	18965
440	6762	58	19611
403	7411	52	20261

Os dados iniciais e de fronteira para o domínio de 9 km são as análises do modelo global GFS com resolução horizontal de 0,5° x 0,5°. O domínio de 9 km fornece as condições iniciais e de fronteira para o domínio de 3 km. As simulações foram rodadas utilizando a versão do GFS que era operacional no final de 2014, quando ocorreram os casos. Diversos estudos utilizaram dados do GFS como condições inicial e de fronteira do WRF, e obtiveram simulações muito realísticas. Weisman et al. (2013) utilizaram uma grade intermediária com 13 km de espaçamento entre os pontos, e uma grade final de 3 km, para simular um intenso *derecho* ocorrido nos Estados Unidos. Adams-Selin et al. (2013b) fizeram um estudo de sensibilidade dos esquemas de microfísica em casos de eco de arco com um modelo de 3 km de resolução, em que as condições iniciais eram fornecidas por um modelo com 1° ($\approx$ 111 km) de resolução, ou seja, sem grade intermediária. No Sudeste do Brasil, Bender (2012) estudou as LIs utilizando o modelo BRAMS com resoluções de 16 e 8 km, realizando mudanças de esquemas de microfísica. Sales e Pereira (2005) simularam uma LI com o modelo RAMS bidimensional, com uma coordenada vertical e outra horizontal perpendicular à LI. A condição inicial foi fornecida por uma sondagem, de maneira semelhante a Seigel e Heever (2013) e Adams-Selin et al. (2013b).

Foram realizados testes de sensibilidade com o modelo WRF para avaliar quais configurações eram as ideais para simular os casos estudados. Foram testados diferentes esquemas de microfísica, radiação, convecção (para o domínio maior de 9 km), e CLP, além de modificações no tamanho e localização da grade de maior resolução. As principais mudanças nas simulações se deram quando houve troca do esquema de microfísica. Foram testados os esquemas de Thompson (THOMPSON et al., 2004), Morrison (MORRISON; GETTELMAN, 2008) e WSM6 (HONG; LIM, 2006), os quais são utilizados comumente em estudos de SCMs com modelos de convecção explícita. As avaliações desses esquemas de microfísica em comparação com o observado são mostradas na introdução de cada caso (Secs. 5.1.3.1 e 5.2.3.1). Como as outras parametrizações (radiação, CLP, convecção no domínio de 9 km) não apresentaram grande sensibilidade, utilizou-se a parametrização de Goddard (CHOU; SUAREZ, 1999) para radiação de onda longa e curta, de Mellor-Yamada-Janjić (JANJIĆ, 1994) para CLP e de Grell-Freitas (GRELL; FREITAS, 2013) para convecção no domínio de 9 km. As simulações começam entre 18 e 24 h antes da ocorrência da LI. Para o caso de 19/10/2014, que ocorreu entre 0000 e 0600 UTC, a simulação começou no dia 18/10 às 0600 UTC. A simulação do caso de 20/12/2014, que ocorreu entre 1500 e 2100 UTC, começou dia 20/12 às 0000 UTC. Essa antecedência é necessária porque o modelo está no período de *spin-up* nas primeiras 6 a 12 h de simulação quando não há assimilação de dados, pois o modelo começa com precipitação zero e leva algumas horas para entrar em equilíbrio. A Tabela 3.6 mostra as configurações do modelo utilizadas neste estudo.

Tabela 3.2 - Configurações e parametrizações utilizadas no WRF.

-	**19/10/2014**	**20/12/2014**
Início da simulação	18/10/2014 0600 UTC	20/12/2014 0000 UTC
Tempo de integração	30 h	30 h
Cond. iniciais/fronteira	Análises GFS 0,5° x 0,5° 6−6 h	
Passo de tempo 9 *km*	45 s	45 s
Passo de tempo 3 *km*	15 s	15 s
Domínio de 9 *km*	151 x 151 pontos	151 x 151 pontos
Domínio de 3 *km*	361 x 301 pontos	331 x 331 pontos
Níveis verticais	40	40
Topo do modelo	50 hPa	50 hPa
Parametrizações:		
Convecção em 9 km	Grell-Freitas	Grell-Freitas
Microfísica	Thompson	Thompson
Radiação	Goddard	Goddard
CLP	Mellor-Yamada-Janjić	Mellor-Yamada-Janjić
Camada superficial	Janjić	Janjić

Para cada horário das simulações, é estimado o potencial de rajadas de vento em superfície. Essa estimativa é calculada com base na Eq. 3.6.

$$V_{rajada} = V_{10m} + max_{(0-H_{CLP})}[R(V_H - V_{10m})], \tag{3.6}$$

onde V_{rajada} é a magnitude da rajada de vento em 10 m, V_{10m} é o vento médio em 10 m do modelo, R é um fator peso que decresce exponencialmente com a altura (Eq. 3.7), V_H é o vento em uma determinada altura H no modelo e $max_{(0-H_{CLP})}$ indica que é o valor máximo do que está entre colchetes entre a superfície e o topo da CLP (H_{CLP}). O fator R é definido na Eq. 3.7.

$$R = 1 - \left(\frac{H}{H_{CLP}}\right), \tag{3.7}$$

Portanto, a rajada em 10 m é estimada somando-se o vento médio em 10 m com um valor que é resultado da aplicação de um fator peso à diferença entre o vento em um determinado nível e o vento em 10 m. Por exemplo, se houver um vento de 20 $m\ s^{-1}$ em 1000 m de altura, o potencial de rajada de vento em superfície será maior do que se houver o mesmo vento de 20 $m\ s^{-1}$ em 3000 m de altura. Essa estimativa da rajada de vento parte do princípio de que o momentum horizontal é transfe-

rido mais facilmente para a superfície (por exemplo, por uma corrente descendente) quanto mais baixo estiver o máximo de vento dentro da CLP (BRASSEUR, 2001). É importante salientar que o potencial de rajada de vento é apenas uma *estimativa*, que serve apenas para verificar como a LI evolui conforme as rajadas de vento mais intensas são favorecidas.

A análise de mesoescala das LIs utiliza os campos de perturbação de algumas variáveis em relação ao ambiente à frente da LI (daqui para frente chamado ambiente "pré-LI"). As perturbações são úteis para estimar a intensidade da piscina fria, da mesobaixa e mesoalta, e a distribuição da flutuabilidade no sistema. Para o cálculo das perturbações, é necessário definir um ponto ou área no ambiente pré-LI que seja representativo das condições médias no ambiente, em relação ao qual se calculam as perturbações.

Há diversos métodos para definir as condições ambientais. Weisman et al. (2013), analisando dados de modelo com convecção explícita, utilizou uma área de 30 x 30 km localizada 35 km na frente da LI como representativa do ambiente pré-LI. Bryan e Parker (2010) utilizaram uma sondagem solta aproximadamente 20 km à frente da LI.

Nesse trabalho, será utilizada a mesma metodologia de Weisman et al. (2013), mas utilizando uma área de 50 x 50 km localizada de 50 a 100 km à frente da LI. Testes foram realizados utilizando áreas mais próximas da LI, mas as perturbações de pressão não eram representativas porque a área se localizava dentro da mesobaixa. A mudança de lugar da área não tem um grande impacto nas perturbações se a área escolhida estiver suficientemente longe da LI.

Dessa maneira, e perturbação de temperatura $T'(x, y, z)$ é definida como:

$$T'(x, y, z) = T(x, y, z) - T_{ambiente}(z), \tag{3.8}$$

onde $T(x, y, z)$ é a temperatura em cada ponto de grade e $T_{ambiente}(z)$ é a temperatura média na área de 50 x 50 km em cada nível vertical. O mesmo vale para as perturbações de pressão (p'). A flutuabilidade também é calculada utilizando essa área de 50 x 50 km como representativa do ambiente pré-LI.

4 RESULTADOS: CLIMATOLOGIA E CONFIGURAÇÕES SINÓTICAS

Este capítulo é dividido em duas seções principais, uma que aborda a distribuição estatística dos casos de LI (Sec. 4.1) e outra que trata dos compostos (Sec. 4.2). Daqui para frente, os termos primavera, verão, outono e inverno serão usados para se referir aos meses de setembro-outubro-novembro, dezembro-janeiro-fevereiro, março-abril-maio e junho-julho-agosto, respectivamente.

4.1 Estatística dos casos de Linha de Instabilidade

No período de 2009 a 2016, foram identificadas 149 LIs, sendo que 85 (57%) foram classificadas como severas. A Fig. 4.1 mostra o percentual de LIs ocorridas em cada ponto da área de estudo. Uma porcentagem de 50 a 60% indica que 50 a 60% de todas as LIs contabilizadas passaram sobre a área. A maior parte das LIs ocorre no oeste do RS, onde as LIs são aproximadamente duas vezes mais frequentes (50−60% de todas LIs atingiram a região) que no nordeste da área de estudo (10 a 30%). Os percentuais apresentam um decréscimo em direção ao leste, o que corrobora pesquisas anteriores [e.g., Zipser et al. (2006), Anabor et al. (2008), Rasmussen e Houze (2016)] que mostraram que a ocorrência de SCMs é mais comum no oeste da região sul do Brasil. Além disso, as maiores frequências localizadas na fronteira do RS com o Uruguai é um indicativo da propagação das LIs para nordeste, atingindo primeiro aquela região. As menores frequências observadas em SC refletem a menor quantidade de LIs em áreas com orografia complexa (ou seja, uma preferência por regiões planas), embora esse valor também pode ser influenciado pela menor cobertura de radares na região no período estudado.

A variabilidade mensal do número de casos total e severos é mostrada na Fig. 4.2. As colunas pretas indicam o percentual de todas as LIs ocorridas em cada mês, as colunas vermelhas o percentual de todas LIs ocorridas em cada mês e que foram severas, e o número acima das colunas representa a porcentagem do número de LIs severas em relação ao total de cada mês. No mês de janeiro, por exemplo, ocorreram 8% de todas LIs, 4% de todas LIs severas, e a quantidade de LIs severas em relação ao total do mês é 50%. A maior quantidade de LIs ocorre nos meses de primavera e início do verão, e há um máximo secundário em abril. Poucas LIs ocorrem no inverno, sendo que nenhum caso ocorreu em junho. A frequência de LIs aumenta a partir de setembro, ainda com menor porcentagem de casos severos em relação aos meses seguintes. O número de LIs e a porcentagem de LIs severas atingem o máximo nos meses de outubro e novembro, com mais de 17% das LIs ocorrendo em cada mês

Figura 4.1 - Distribuição espacial do percentual de LIs ocorridas na área de estudo.

(60% a 70% dessas são severas). Esse resultado é compatível com o levantamento da Defesa Civil (CEPED/UFSC, 2012) que mostra que no SB os meses com mais registros de danos por vendavais são os meses de primavera. Nesses meses, a crescente insolação diurna conforme o solstício de verão se aproxima e a presença de baroclinia nas latitudes subtropicais e médias promovem ambientes com instabilidade termodinâmica e alto cisalhamento do vento, favorecendo LIs severas. A porcentagem de casos severos também é mais alta no outono do que no verão, possivelmente pelo fato de ser uma estação de transição como a primavera, quando há instabilidade termodinâmica e cisalhamento do vento elevado. As frentes na primavera e outono são intensas, e estão associadas a intenso contraste térmico.

A variação anual do número total de LIs (severas e não severas) e de LIs severas é mostrada na Fig. 4.3. A maior quantidade de LIs ocorreu no ano de 2009, seguida pelos anos de 2015 e 2014. O menor número foi observado no ano de 2011. Na Sec. 4.1.1, a diferença entre o número de LIs entre 2009 e 2011 é explorada com uma análise das condições sinóticas predominantes na primavera desses dois anos.

A quantidade de LIs pode ser muito diferente em cada ano, variando entre anos com cerca de 30 casos e anos com menos que 10 casos. A média é de 18,6 LIs por ano (desvio padrão de 8,6), sendo que cerca de 10,6 são severas (desvio padrão de 4,8). Nota-se também que a porcentagem de LIs severas varia de 50% a 80% entre

Figura 4.2 - Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs severas (colunas vermelhas) ocorridas em cada mês. A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada mês é mostrada acima das colunas.

os diferentes anos da série.

A Fig. 4.4 mostra o percentual de LIs por período do dia. Se a LI ocorreu às 1900 UTC (16h local), então o período de ocorrência atribuído a ela é 1800 a 0000 UTC (15h a 21h local). As LIs ocorrem preferencialmente no período entre a madrugada e o início da tarde (03 h a 15 h; Fig. 4.4), mas o maior percentual de LIs severas acontece no período do fim da tarde ao início da noite (15 a 21 h). O horário com menor percentual de LIs severas é o da manhã e início da tarde (09 a 15 h). A maior severidade no final da tarde e início da noite (15 a 21 h) pode ser devido ao aquecimento diurno e máximo de instabilidade termodinâmica (CAPE) neste período, conforme mostrado posteriormente na Sec. 4.2.2.4, enquanto que a menor severidade durante a noite e manhã se deve à dificuldade do ar com maior momentum em níveis médios e baixos da troposfera de penetrar a CLP estável noturna e causar

Figura 4.3 - Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs severas (colunas vermelhas) ocorridas em cada ano. A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada ano é mostrada acima das colunas.

ventos fortes (CONIGLIO et al., 2010). No início da noite também ocorre a aceleração do JBN, o qual intensifica o cisalhamento do vento em baixos níveis. Também é possível que alguns casos de LIs severas à noite foram classificados como não severos devido à dificuldade de reportar estragos pelo vento no período noturno.

A ocorrência de maior quantidade de LIs durante a madrugada e manhã foi verificada em outras pesquisas (HOUZE et al., 1990; BLUESTEIN; JAIN, 1985). Nesses horários, a propagação do sistema é causada em alguns casos por ondas de gravidade, e não pela propagação da piscina fria, uma vez que o gradiente de densidade entre a piscina fria e o ar estável da CLP noturna não é tão intenso quanto durante o dia (GEERTS et al., 2017). SCMs noturnos têm sido tema de muitas pesquisas nos últimos anos (GEERTS et al., 2017).

A Fig. 4.5 mostra a distribuição das velocidades de todas LIs (colunas pretas) e

Figura 4.4 - Percentual de LIs (colunas pretas) e LIs severas (colunas vermelhas) ocorridas em cada intervalo de 06 h. Os períodos são em horário local (UTC−3). A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada horário é mostrada acima das colunas.

das LIs severas (colunas vermelhas), assim como a porcentagem das LIs totais que foram severas para cada velocidade (números no eixo x). A velocidade se refere ao movimento da LI em relação ao solo na direção perpendicular à linha convectiva no momento de maturidade da LI (ver Sec. 3.1). A velocidade média de todas LIs é de 43 $km\ h^{-1}$ (desvio padrão de 13 $km\ h^{-1}$), enquanto que a velocidade média das LIs severas é de 48 $km\ h^{-1}$ (desvio padrão de 12 $km\ h^{-1}$) e das não severas de 36 $km\ h^{-1}$ (desvio padrão de 11 $km\ h^{-1}$). A diferença entre as distribuições de velocidades das LIs severas e não severas é estatisticamente significativa (95% de confiança) utilizando o teste t de Student. Esse resultado é importante para a previsão de severidade das LIs. No gráfico (Fig. 4.5) é possível notar que a distribuição de velocidade das LIs severas apresenta moda mais elevada que o total de LIs, corroborando a velocidade maior das LIs severas. A Fig. 4.5 também mostra que LIs severas representam 20 a 35% de todas LIs com velocidades entre 10 e 30 $km\ h^{-1}$. A velocidade de 40 $km\ h^{-1}$ é observada em um mesmo número de LIs severas e não severas. LIs com velocidades superiores a 50 $km\ h^{-1}$ são predominantemente severas (percentuais de LIs severas de mais de 70%). Esse resultado está de acordo com a maior parte dos estudos sobre LIs que relacionam a velocidade do sistema com a severidade (CORFIDI, 2003; CONIGLIO et al., 2010; CAMPBELL et al., 2017). Geralmente, a maior parte do movimento da LI é atribuído ao escoamento médio na troposfera, portanto LIs mais rápidas ocorrem com escoamento mais intenso e maior momentum horizontal na troposfera, o que acarreta em maior potencial de rajadas de vento intensas. O único caso com velocidade aproximada de 100 $km\ h^{-1}$ ocorreu no dia 19 de outubro de 2014, e será estudado na Sec. 5.1.

4.1.1 Relação entre o número de Linhas de Instabilidade e as condições médias sazonais: 2009 versus 2011

A grande diferença entre as primaveras de 2009 e 2011 levou a investigar as configurações sinóticas médias nesses períodos, que podem ser relacionadas à quantidade de LIs. Como a maior diferença no número de LIs ocorreu na primavera desses dois anos, a análise será concentrada nessa estação.

A Fig. 4.6 mostra que o padrão sinótico predominante na primavera desses dois anos foi muito diferente. No ano de 2009 (Fig. 4.6a), quando muitas LIs foram observadas, havia predomínio de anomalias positivas de altura geopotencial em 500 hPa sobre o Brasil, com máximo no Atlântico próximo à costa da Região Sudeste. Anomalias negativas predominavam em todo o sul da América do Sul, com centro entre a Terra do Fogo e a Península Antártica, e um cavado anômalo se estendia desde o centro de

Figura 4.5 - Percentual de LIs (colunas pretas) e LIs severas (colunas vermelhas) com cada velocidade da linha convectiva ($km\ h^{-1}$). A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada velocidade é mostrada acima das colunas.

anomalia negativa até o norte da Argentina. Essa configuração em 500 hPa favoreceu movimento ascendente anômalo sobre o SB, pois a região estava a leste de um cavado anômalo na média troposfera em termos médios sazonais. Além disso, o padrão em latitudes médias apresentou alta amplitude, com um trem de ondas (sequência de cristas e cavados anômalos) bem definido no Pacífico e Atlântico Sul. A presença de um centro de anomalia negativa a norte da crista anômala no Pacífico é sinal de que a condição de bloqueio do tipo baixa sobre alta [ou bloqueio de Rex (REX, 1950)] predominou na primavera de 2009, o que foi responsável pela manutenção do mínimo de anomalia sobre o sul da América do Sul e consequentemente do cavado anômalo corrente acima do SB.

No ano de 2011 (Fig. 4.6b), quando poucas LIs ocorreram, houve predomínio de anomalias positivas de altura geopotencial sobre o Atlântico Sul e de anomalias

negativas (de menor intensidade) no Pacífico sudeste e Atlântico em torno de 30°S. Associado ao centro de anomalia positiva no Atlântico Sul, uma crista anômala se estendeu para noroeste até a costa do norte do Chile. Ao contrário do que foi observado em 2009 (Fig. 4.6a), em 2011 havia uma crista anômala corrente acima do SB, o que favoreceu movimento descendente anômalo e menor quantidade de LIs. O centro de anomalia negativa sobre o Atlântico a norte do centro de anomalia positiva indica a ocorrência de um bloqueio de baixa sobre alta no Atlântico em 2011.

Figura 4.6 - Anomalia de altura geopotencial (dam) em 500 hPa na primavera de (a) 2009 e (b) 2011.

Em 250 hPa (Fig. 4.7), é possível notar que as anomalias de altura geopotencial

na média troposfera estiveram associadas à posição do JAN. Em 2009 (Fig. 4.7a), o JAN esteve mais intenso desde o Pacífico até o Atlântico, com um máximo de anomalia no leste do Uruguai e Argentina. O máximo de vento anômalo se localizou entre os centros de anomalia positiva e negativa de altura geopotencial em 500 hPa (Fig. 4.7a), onde o gradiente de altura geopotencial e o vento geostrófico eram mais intensos. O SB estava sob a entrada equatorial do máximo de vento anômalo, o que também favoreceu movimento ascendente anômalo devido às circulações ageostróficas (UCCELLINI; JOHNSON, 1979). Os ventos anômalos de oeste também contribuíram para aumentar o cisalhamento do vento, favorecendo a formação de sistemas convectivos organizados. Em 2011 (Fig. 4.7b) se observou o contrário, com ventos anômalos de leste/sudeste sobre o SB. A presença da crista anômala observada no centro da Argentina e Oceano Pacífico a oeste do Chile (Fig. 4.7b), assim como a posição do padrão de baixa sobre alta no Atlântico estiveram associados ao JAN menos intenso que a climatologia.

As anomalias de espessura entre 1000 e 500 hPa, mostradas na Fig. 4.8, refletem as anomalias de altura geopotencial em 500 hPa (Fig. 4.6). Observaram-se anomalias negativas de espessura em toda a porção sul da América do Sul, com mínimo entre a Argentina e o Chile, e anomalias positivas sobre todo o leste e centro do continente. O SB localizava-se entre as anomalias positivas e negativas, em uma zona com gradiente de espessura acima da média climatológica. O gradiente meridional anômalo de espessura está associado a maior baroclinia, e consequentemente vento térmico e JAN mais intensos que a média (Fig. 4.7a). Em 2011 (Fig. 4.8b), o gradiente de espessura no SB foi o inverso, com o ar na camada anomalamente frio (anomalia negativa de espessura) na costa do Sudeste e quente sobre a Argentina central, e portanto o JAN esteve menos intenso na primavera desse ano.

A Fig. 4.9a mostra que a espessura da camada acima da média observada em boa parte do Brasil em 2009 esteve associada a escoamento de norte anômalo em 850 hPa. Esse escoamento é responsável por transportar ar mais quente e úmido para o SB. Além disso, nota-se uma redução dos ventos anômalos de norte sobre o sul do Brasil e ventos de sudoeste sobre a Argentina, o que causou convergência anômala em baixos níveis sobre o SB e favoreceu movimento ascendente. O escoamento anômalo de norte também sugere que eventos de JBN foram mais frequentes que o normal em 2009. Em 2011, escoamento anômalo de leste predominou sobre o SB em 850 hPa. Logo, o ar relativamente mais frio, com menor espessura (Fig. 4.8b), observado sobre o Atlântico era transportado para o SB.

Figura 4.7 - Anomalia de magnitude ($m\ s^{-1}$, sombreado) e direção do vento (vetores) em 250 hPa na primavera de (a) 2009 e (b) 2011.

Figura 4.8 - Anomalia de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (dam) na primavera de (a) 2009 e (b) 2011.

Figura 4.9 - Anomalia de magnitude do vento ($m\ s^{-1}$, sombreado) e direção do vento (vetores) em 850 hPa na primavera de (a) 2009 e (b) 2011.

As anomalias de água precipitável, mostradas na Fig. 4.10, evidenciam que a circulação sinótica descrita nos parágrafos anteriores foi responsável pela ocorrência de anomalias positivas de água precipitável sobre o SB em 2009 (Fig. 4.10a), enquanto que 2011 (Fig. 4.10b) apresentou anomalias negativas. Em 2009, anomalias positivas de água precipitável foram observadas no centro do continente sul-americano, e anomalias negativas no sul da Argentina e imediações dos Andes. Essas anomalias estiveram associadas às anomalias de espessura (Fig. 4.8a) e ao transporte de umidade pelo escoamento em baixos níveis (Fig. 4.9a). As anomalias negativas observadas em todo o sul e sudeste do Brasil em 2011 refletem a presença de ar relativamente frio no Atlântico (Fig. 4.8b).

As condições predominantes nas primaveras de 2009 e 2011 são absolutamente condizentes com a ocorrência de cerca de cinco vezes mais LIs em 2009 em comparação com 2011. A alta amplitude do escoamento em 500 hPa e o bloqueio de baixa sobre alta no Pacífico Central favoreceram a permanência de um centro de anomalia negativa de altura geopotencial sobre o sul da América do Sul e um cavado anômalo corrente acima do SB, o que causou levantamento anômalo em 2009. O maior gradiente de espessura e baroclinia na região estiveram associados a intensificação do JAN, o qual se posicionou com sua entrada equatorial sobre o SB, também favorecendo movimento ascendente. Além disso, o escoamento anômalo de norte em baixos níveis foi responsável pelo transporte de ar quente e úmido para o SB, além de causar maior convergência e cisalhamento em baixos níveis sobre região. Essas características não foram observadas nos campos anômalos na primavera de 2011, que se mostrou um período com condições sinóticas desfavoráveis à ocorrência de convecção e, consequentemente, com menor número de LIs.

4.2 Compostos

Esta seção mostra primeiramente os compostos de todos os casos, sem distinção entre os tipos sinóticos (Sec. 4.2.1). Depois, são mostrados os compostos na hora $00h$, comparando os diferentes tipos sinóticos (Sec. 4.2.2). Na Sec. 4.2.2.4, são mostradas as tendências temporais das variáveis compostas. Em seguida, apresentam-se as sondagens e hodógrafas compostas (Sec. 4.2.2.5) e a distribuição estatística dos parâmetros de tempo severo (Sec. 4.2.2.3).

Daqui em diante, o termo “T1SVR” será usado para referir aos compostos do tipo 1 severos e o termo “T1NSVR” para compostos não severos, o mesmo ocorrendo para os outros tipos. Ainda, “T1” refere-se de maneira geral aos compostos do tipo 1, tanto severos quanto não severos, assim como “SVR” se refere de maneira geral

Figura 4.10 - Anomalia de água precipitável (mm) na primavera de (a) 2009 e (b) 2011.

aos compostos dos casos severos, independentemente do tipo sinótico.

4.2.1 Configuração sinótica geral

Esta seção mostra as configurações sinóticas associadas aos casos de LIs severas e não severas, sem a discriminação entre os tipos sinóticos. O objetivo é mostrar quais as diferenças entre os ambientes sinóticos de maneira geral. Os detalhes sobre os processos dinâmicos e termodinâmicos associados a esses ambientes serão explorados mais profundamente na Sec. 4.2.2, onde os tipos sinóticos são discriminados, sendo possível determinar com mais clareza os processos atmosféricos envolvidos. O horário utilizado nos compostos é o horário sinótico precedente à ocorrência da LI ("hora 00").

A Fig. 4.11 mostra os campos compostos em 500 hPa de casos severos e não severos. Ambos os campos mostram um cavado sobre a Argentina a sul de 30°S associado a uma área com vorticidade relativa (ζ) negativa (ciclônica), e escoamento de noroeste sobre o SB. O eixo do cavado a leste dos Andes nos compostos SVR (Fig. 4.11a) tem inclinação um pouco mais meridional. Também há áreas com vorticidade ciclônica a oeste dos Andes nos dois compostos, com maior vorticidade nos compostos NSVR (Fig. 4.11b). O gradiente meridional de altura geopotencial em 500 hPa e o escoamento sobre o SB são mais intensos nos compostos SVR (Fig. 4.11a), o que contribui para maior cisalhamento do vento entre a baixa e a média troposfera. A localização e intensidade do máximo movimento ascendente (contornos azuis) são muito similares entre os dois compostos.

Os campos de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (daqui por diante chamada apenas de "espessura") e pressão ao nível médio do mar (PNMM) são mostrados na Fig. 4.12. Nos compostos SVR (Fig. 4.12a), a espessura tem um máximo sobre Argentina, Paraguai e Bolívia, e uma zona com intenso gradiente meridional de espessura entre 25°S e 35°S. O máximo de espessura está associado ao mínimo de PNMM (menor que 1002 hPa), o que sugere que o centro de baixa PNMM é barotrópico. Essa baixa PNMM está associada principalmente à Baixa do Chaco, que é comum no final da primavera e verão (quando ocorre a maioria das LI) e tem caráter barotrópico (SELUCHI; SAULO, 2012). Um cavado estende-se desde o centro de baixa PNMM até o Uruguai e SB, onde o gradiente de espessura é mais intenso. O aumento da pressão em direção ao leste em torno de 25°S está associado a escoamento de norte sobre o norte da Argentina e Paraguai. O gradiente de espessura e o cavado de PNMM no SB são sinais da presença de uma frente quente, onde há advecção quente e levantamento sinótico (BLUESTEIN, 1993), conforme será discutido adiante.

Figura 4.11 - Compostos de ζ (10^{-5} s^{-1}, sombreado para valores negativos), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}) em 500 hPa e ω médio entre 700 e 500 hPa (10^{-1} Pa s^{-1}, contornos azuis a cada -1 x 10^{-1} Pa s^{-1} começando em -1 x 10^{-1} Pa s^{-1}) dos casos (a) severos e (b) não severos.

No centro da Argentina, nota-se uma crista de alta pressão que está associada a um centro de alta pressão no Pacífico, ambos na retaguarda do cavado em 500 hPa (Fig. 4.11a), onde há anticiclogênese e o avanço da massa de ar mais frio para norte a leste dos Andes.

Os casos NSVR (Fig. 4.12b) têm a mesma configuração que os severos, mas com menor baroclinia sobre o SB (menor gradiente meridional de espessura) e centro de PNMM no norte da Argentina menos intenso (PNMM menor que 1006 hPa). Há pouca diferença entre a espessura sobre a Argentina entre os dois compostos, mas os compostos SVR (Fig. 4.12a) mostram uma atmosfera mais quente a norte de 30°S, contribuindo para o maior gradiente de espessura. Tanto o cavado no SB quanto o gradiente zonal de PNMM em torno de 25°S são menos intensos nos compostos NSVR (Fig. 4.12b), portanto há ventos menos intensos de norte e menor convergência ao longo do gradiente de espessura nesses compostos em comparação com os compostos SVR.

Os compostos SVR apresentam condições sinóticas mais favoráveis à ocorrência de LIs severas: os ventos na baixa e média troposfera são mais intensos, o que contribui

Figura 4.12 - Compostos (CFSR) de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (dam, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos). A linha de 570 dam de espessura é mostrada em amarelo como referência.

para maior cisalhamento; há maior baroclinia sobre o SB associada a um cavado de PNMM mais pronunciado, e há maior convergência de massa sobre a região frontal; e o ar no ambiente onde a LI se forma e se desenvolve é mais quente, com espessura maior. Essas características serão mais exploradas na seção seguinte.

4.2.2 Comparação entre os tipos sinóticos

4.2.2.1 Estatística dos tipos sinóticos

Três tipos sinóticos mais frequentes foram identificados na classificação das LIs. Essa classificação foi realizada manualmente após analisar os campos individuais de todos os casos selecionados. A Fig. 4.13 mostra as características utilizadas como base para a classificação, que são os campos de geopotencial, ventos e vorticidade em 500 hPa.

O tipo T1 (Fig. 4.13a) é caracterizado por um cavado em médios níveis a leste dos Andes, corrente acima do SB, com o máximo de vorticidade ciclônica a leste dos Andes no eixo do cavado (daqui para frente, "vorticidade ciclônica" refere-se a vorticidade vertical relativa $\zeta < 0$). Essa configuração é uma das mais frequentemente observadas em trabalhos sobre a formação de SCMs na Bacia do Prata (ANABOR et al., 2008; SALIO et al., 2007), pois corrente abaixo de um máximo de vorticidade ciclônica ocorre movimento ascendente e favorecimento da convecção. A configuração

do tipo T2 (Fig. 4.13b) apresenta um cavado a oeste dos Andes, e escoamento de noroeste sobre o SB. Essa configuração também é caracterizada por movimento ascendente sobre o SB, uma vez que a região está sob a influência de escoamento ciclônico em altos níveis. Os casos do tipo T3 (Fig. 4.13c,f) têm como característica mais marcante o escoamento zonal sobre o SB, sem a presença de um cavado de escala sinótica nas imediações. Essa configuração não está associada diretamente a movimento ascendente em escala sinótica, mas também foi estudada em trabalhos sobre a formação de SCM, principalmente na América do Norte. Guastini e Bosart (2016), por exemplo, atribuem a formação de SCMs à ocorrência de máximos de vorticidade ciclônica embebidos em um intenso escoamento zonal, sem a presença de um cavado de escala sinótica.

Portanto, os três tipos sinóticos foram estabelecidos não somente pela observação durante a classificação dos casos, mas também porque estão associados a uma condição física e dinâmica que naturalmente favorece a formação de convecção na área de estudo, conforme verificado nas análises e mostrado em outros estudos. Apenas 5 casos (3%) não apresentaram características de nenhum dos três tipos ou tiveram características mistas, e não foram incluídos nos compostos nem nas estatísticas. Os detalhes dessas configurações serão explorados na Sec. 4.2.2.

A estatística dos casos de LI divididos por tipo (Fig. 4.14) mostra que o tipo T1 é responsável pelo maior número de casos, além de estar associado a maior percentual de casos severos. Esse resultado é esperado, uma vez que o tipo T1 é o que teoricamente está associado a maior levantamento sinótico no SB pela presença do cavado em altos níveis corrente acima da região. O tipo T2 ocorre com menos frequência que o tipo T1, e apresenta o menor percentual de casos severos. Os casos do tipo T3 são os menos frequentes, com uma porcentagem de casos severos menor que os do tipo T1 e ligeiramente maior que do tipo T3.

A variabilidade anual de cada tipo é mostrada na Fig. 4.15. Os casos do tipo T1 (colunas vermelhas) e tipo T2 (colunas azuis) são mais numerosos na primavera, com máximo em outubro. A frequência de casos tipo T2 diminui consideravelmente de janeiro a março, e volta a subir em abril. Os casos do tipo T1 têm frequência aproximadamente constante nos primeiros meses do ano, quando são mais frequentes que os outros tipos. A frequência dos casos do tipo T3 (colunas verdes) tem uma distribuição com máximo entre o fim da primavera e início do verão (novembro e dezembro), diferente dos outros tipos que têm máximo em outubro. Assim como os casos do tipo T2, os do tipo T3 também são pouco frequentes nos primeiros meses

Figura 4.13 - Compostos (CFSR) de anomalia padronizada de altura geopotencial (desvios padrão, sombreado) e altura geopotencial em 500 hPa (dam, contornos pretos) associados aos tipos (a) T1, (b) T2, e (c) T3.

Figura 4.14 - Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs severas (colunas vermelhas) associadas a cada tipo sinótico. A porcentagem de LIs severas em relação ao total para cada tipo sinótico é mostrada acima das colunas.

do ano. Os casos do tipo T2, contudo, não têm um máximo secundário em abril como os do tipo T3. Todos os tipos são mais frequentes na primavera, mas os casos do tipo T1 têm frequências relativamente elevadas também no verão e outono.

4.2.2.2 Configuração de cada tipo sinótico

Daqui em diante, as figuras mostram os compostos dos casos associados aos três tipos sinóticos, divididos em severos e não severos. Os painéis mostram os compostos SVR à esquerda (a, b e c) e NSVR à direita (d, e e f), e os tipos T1, T2 e T3 na primeira, segunda e terceira linhas, respectivamente.

A anomalia de altura geopotencial em 250 hPa no composto T1SVR (Fig. 4.16a) tem um mínimo sobre o centro da Argentina, associado a um cavado no campo de altura geopotencial, e um máximo sobre o Oceano Atlântico na mesma latitude. So-

Figura 4.15 - Percentual de LIs (colunas pretas) e de LIs associadas à configuração sinótica do tipo T1 (colunas vermelhas), tipo T2 (colunas azuis) e tipo T3 (colunas verdes) em cada mês do ano.

bre o Pacífico, há predomínio de alturas geopotenciais acima da média. A corrente de jato se estende desde as latitudes médias no Oceano Pacífico até o Atlântico, contornando o cavado anômalo sobre a Argentina. O jato tem velocidade pouco acima de 25 $m\ s^{-1}$ sobre o Pacífico, mas intensifica ao atravessar os Andes em torno de 30−35°S. O JAN atinge um máximo superior a 35 $m\ s^{-1}$ corrente abaixo do cavado anômalo. Com essa configuração, o SB se encontra na entrada equatorial do máximo de vento, onde o levantamento sinótico é favorecido pelas circulações ageostróficas do JAN (UCCELLINI; JOHNSON, 1979). Esta característica dos compostos T1 é importante, pois indica que no SB há movimento ascendente devido não só à advecção diferencial de vorticidade ciclônica pelo cavado corrente acima mas também pelas circulações ageostróficas do JAN. Parker e Johnson (2000) também encontraram a ocorrência de LIs favorecida na entrada equatorial do JAN na América do Norte. Os compostos de movimento vertical (ω) serão mostrados adiante.

O composto T1NSVR (Fig. 4.16d) é muito similar ao T1SVR em termos de localização dos sistemas. Uma das principais diferenças está nos máximos de anomalia de altura geopotencial em 250 hPa, que são menos expressivos no centro do cavado e da crista anômalos a leste dos Andes. A oeste dos Andes, contudo, há uma crista anômala mais intensa nos compostos T1NSVR (Fig. 4.16a) que no composto T1SVR (Fig. 4.16a). Devido à posição dessa crista anômala nos compostos T1NSVR (Fig. 4.16d), o cavado anômalo sobre a Argentina tem uma inclinação positiva, estendendo-se do centro da Argentina até a costa do norte do Chile e Peru. A inclinação positiva do cavado nos compostos T1NSVR (Fig. 4.16d) propicia movimento ascendente menos intenso sobre o SB em comparação com o composto T1SVR (Fig. 4.16a), o que é característico de cavados com inclinação positiva. O JAN também é menos intenso nos compostos T1NSVR (Fig. 4.16d), o que também indica menor levantamento devido às circulações ageostróficas do JAN. Além disso, o JAN possui uma descontinuidade sobre os Andes em torno de 35 °S, onde sua velocidade é reduzida, o que não é observado nos compostos T1SVR (Fig. 4.16a).

Os compostos T2 (Fig. 4.16b,e) são caraterizados por um cavado anômalo sobre o Pacífico e oeste dos Andes. Uma crista anômala ocorre sobre o Brasil central e estende-se até o Atlântico Sul. Assim como os compostos T1 (Fig. 4.16a,d), a inclinação mais positiva do cavado nos casos não severos se deve à crista anômala que se desenvolve sobre o Pacífico em latitudes médias. Essa característica sugere que a inclinação do cavado corrente acima pode ser importante na severidade da LI, tanto nos compostos T1 quanto T2. O JAN tem orientação noroeste-sudeste desde o Pacífico subtropical até as latitudes médias no Atlântico (Fig. 4.16b,e), com máxima magnitude entre o cavado e a crista anômalos. Nos compostos T2NSVR (Fig. 4.16e), o JAN é mais intenso que no T2SVR (Fig. 4.16b) devido à inclinação mais positiva do cavado e da crista anômala, ao contrário do observado na comparação entre os compostos T1. A maior velocidade máxima do JAN nos compostos T2NSVR (Fig. 4.16e) sugere que as circulações ageostróficas são mais intensas nesses casos.

O escoamento em altos níveis nos compostos T3 (Fig. 4.16c,f) é basicamente zonal, com máximos de velocidade entre 30°S e 40°S. As anomalias de altura geopotencial são positivas a norte do JAN e negativas a sul. Esse padrão sugere que a circulação está dominada por ondas de escala planetária. Entretanto, apesar das linhas de altura geopotencial serem praticamente zonais entre 25°S e 40°S, há um predomínio de anomalias negativas sobre o Pacífico Sul em torno de 30°S e positivas a leste do SB na mesma latitude, o que sugere que ao longo do intenso escoamento zonal há ondas de escala sinótica/sub-sinótica embebidas. As anomalias de altura geopotencial são

mais expressivas nos casos do tipo T3SVR (Fig. 4.16c), o que se reflete no JAN mais intenso nesses compostos. Nos casos do tipo T3, a ausência de cavados na troposfera superior implica que o levantamento sinótico é causado principalmente pelas circulações ageostróficas e/ou advecção quente, as quais são mais intensas nos compostos T3SVR (Fig. 4.16c), onde o JAN é mais intenso. Além disso, a instabilidade termodinâmica pode ser um fator determinante na formação de LI, conforme será mostrado adiante.

Os campos de 500 hPa são mostrados na (Fig. 4.17). É possível notar a distinção entre os tipos sinóticos, com os cavados e associados máximos de vorticidade ciclônica a leste dos Andes nos compostos T1 e a oeste nos compostos T2 (Figs. 4.17a,b,d,e), e a ausência de um máximo significativo de vorticidade nos compostos T3 (Figs. 4.17c,f), onde eu escoamento é zonal. As temperaturas em 500 hPa não são mostradas, pois apresentam diferenças muito pequenas entre os compostos.

Há pouca diferença entre os máximos de vorticidade ciclônica em 500 hPa nos compostos T1 (Figs. 4.17a,d). Os maiores valores se localizam entre 30°S e 40°S no centro-leste da Argentina. A diferença mais significativa ocorre no campo de vento, que é até 5 $m\ s^{-1}$ mais intenso nos casos T1SVR onde a vorticidade é maior. Isso implica que a advecção de vorticidade ciclônica em 500 hPa nos compostos T1SVR é mais intensa. Os ventos um pouco mais intensos no composto T1SVR estão relacionados à anomalia de altura geopotencial (Fig. 4.16), a qual é mais expressiva nesse composto em relação ao T1NSVR, o que causa vento geostrófico mais intenso devido ao maior gradiente de altura geopotencial. O movimento ascendente entre 700 e 500 hPa (contornos azuis) é maior sobre o Uruguai e sul do SB nos compostos T1SVR, mas mais intenso sobre o nordeste da Argentina e noroeste do RS nos compostos T1NSVR. A pequena diferença entre a intensidade do movimento ascendente entre os compostos indica que o movimento ascendente na média troposfera não é um fator discriminante da severidade nos casos do tipo T1, o que condiz com a pequena diferença no máximo de vorticidade ciclônica entre os compostos.

Os compostos T2 (Figs. 4.17b,e) têm os máximos de vorticidade em 500 hPa a oeste dos Andes, os quais são mais intensos que nos compostos T1 (Figs. 4.17a,d). A maior advecção de vorticidade ciclônica em 500 hPa (inferida pelo vento associado ao máximo de vorticidade) nesses compostos é concentrada no oeste e centro da Argentina entre 30°S e 35°S, corrente abaixo do máximo de vorticidade ciclônica, e há inexpressiva advecção diferencial de vorticidade ciclônica sobre o SB (não mostrado). Logo, o levantamento causado pelo cavado a oeste dos Andes sobre o SB é fraco nos

Figura 4.16 - Compostos (CFSR) de altura geopotencial em 250 hPa (linhas pretas, dam), anomalia padronizada de altura geopotencial em 250 hPa [contornos azuis (vermelhos) para anomalias negativas (positivas) a cada $-0{,}25$ ($+0{,}25$) desvios padrão, começando em $-0{,}25$ ($+0{,}25$) desvios padrão] e vento em 250 hPa ($m\ s^{-1}$, sombreado) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado).

compostos T2. Conforme discutido em parágrafos anteriores, a inclinação do cavado a oeste dos Andes é mais positiva nos compostos T2NSVR, e o JAN é mais intenso, implicando em mais intensas circulações ageostróficas em casos NSVR. Portanto, é possível presumir que o levantamento sinótico no SB (contornos azuis) forçado pela configuração em níveis médios/superiores não é determinante na severidade das LIs e que há outros fatores, como a configuração em níveis inferiores e/ou a instabilidade termodinâmica, mais relevantes na diferenciação dos casos dos tipos T2SVR e T2NSVR. Esses fatores serão averiguados mais adiante.

Os compostos T3 (Figs. 4.17c,f) apresentam escoamento zonal a sul de 25°S, com máximo entre 35°S e 40°S, onde se localiza o JAN (Figs. 4.16c,f). O máximo de vento em 500 hPa também é mais intenso no composto T3SVR (Figs. 4.17c), assim como os ventos sobre o SB, o que favorece maior cisalhamento do vento em casos T3SVR. Nota-se também que há máximos de vorticidade ciclônica embebidos no rápido escoamento a sul de 30°S (pequenas áreas com vorticidade ciclônica entre 1 e 4 x 10^{-6} s^{-1}), embora não tão expressivos como os máximos dos compostos T1 e T2 (Figs. 4.17a,b,d,e). Alguns casos do tipo T3 estão associados a máximos de vorticidade e cavados de onda curta embebidos no escoamento, os quais são comumente associados a levantamento e formação de convecção (WEISMAN et al., 2013; GUASTINI; BOSART, 2016). O movimento ascendente é similar nos dois compostos do tipo T3. Assim como nos compostos T2, é provável que a severidade dos casos do tipo T3 também seja influenciada por outros fatores além da configuração em médios e altos níveis.

A Fig. 4.18 mostra os campos de θ_e, altura geopotencial, vento e convergência do fluxo de umidade (CFU; Eq. 3.3) em 850 hPa. Os compostos evidenciam que as LIs de todos os tipos sinóticos ocorrem preferencialmente ao longo e a norte de uma zona com gradiente meridional de θ_e. Johns e Hirt (1987) também observaram que sistemas convectivos capazes de causar ventos fortes em superfície ocorrem ao longo de gradientes de θ_e em baixos níveis. Nessas zonas, há advecção de temperatura na presença de ventos perpendiculares e circulações frontogenéticas dependendo de como se dispõe o campo cinemático em relação ao gradiente de θ_e (BLUESTEIN, 1993). Essas circulações favorecem movimentos verticais ao longo da zona de gradiente de θ_e. O campo de CFU corrobora essa observação, pois há CFU associado ao gradiente de θ_e. Observa-se também que a massa de ar quente e úmida em todos os compostos SVR tem maior θ_e do que nos compostos NSVR, contribuindo para maior instabilidade termodinâmica nos casos de LIs severas.

Figura 4.17 - Compostos (CFSR) de ζ (10^{-5} s^{-1}, sombreado para valores negativos), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}) e ω (10^{-1} Pa s^{-1}, contornos azuis a cada -2 x 10^{-1} Pa s^{-1} começando em -2 x 10^{-1} Pa s^{-1}) em 500 hPa para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos.

O composto T1SVR (Fig. 4.18a) em 850 hPa é caracterizado por uma zona com maior gradiente de θ_e entre 28°S e 32°S, onde há escoamento de sul sobre a Argentina e de norte/noroeste sobre o RS e Uruguai. O escoamento na região é regido pela posição de dois sistemas de baixa altura geopotencial em 850 hPa: um sobre o norte da Argentina/sul da Bolívia, associado ao amplo escoamento de norte/noroeste, e outro sobre o Rio da Prata, o qual tem influência sobre os escoamentos de norte e sul ao longo do gradiente meridional de θ_e. Uma grande área com CFU se estende desde o noroeste da Argentina até o SB, com máximo no centro do Uruguai. Também é possível deduzir que os casos T1SVR estão associados a ciclogênese sobre o Rio da Prata, com as frentes sinóticas bem definidas ao longo do gradiente meridional de θ_e. Um padrão similar é encontrado no composto T1NSVR (Fig. 4.18d), porém tanto o gradiente meridional de θ_e quanto o escoamento de norte/noroeste sobre o RS e Uruguai e sul sobre a Argentina são menos intensos. A CFU é menos intensa nos compostos T1NSVR, e está associada a θ_e menores que nos compostos T1SVR. Essa característica indica que a área com maior CFU em baixos níveis, onde ocorre movimento ascendente, está associada a maior θ_e (maior temperatura e umidade) nos compostos T1SVR.

Tanto os compostos T2 quanto T3 (Figs. 4.18b,c,e,f) em 850 hPa mostram que há escoamento de norte sobre norte da Argentina, Paraguai e SB associada à ocorrência de LIs, mas nesses compostos não há escoamento de sul no centro da Argentina como nos compostos T1 (Figs. 4.18a,d). A ciclogênese extratropical sobre o Rio da Prata, indicada nos compostos T1 (Figs. 4.18a,d), não é evidente nos compostos T2 e T3. Contudo, a CFU tem magnitude semelhante aos compostos T1 e está concentrada ao longo do gradiente meridional de θ_e. A CFU em baixos níveis é um importante fator associado a levantamento sinótico nesses casos, uma vez que a advecção diferencial de vorticidade é pequena (Fig. 4.17). O padrão sinótico em 850 hPa dos compostos T2 e T3 sugere a ocorrência de uma frente quente sobre o SB e Uruguai, assim como encontrado por Ribeiro et al. (2016). Banacos e Schultz (2005) mostraram que tempestades severas na América do Norte se desenvolvem comumente ao longo de frentes quentes associadas a CFU em baixos níveis.

A CFU sobre o SB é maior no composto T2SVR (Fig. 4.18b), o que se deve à maior área de pressão baixa a leste dos Andes, maior gradiente de altura geopotencial e ventos mais intensos de noroeste em relação ao T2NSVR (Fig. 4.18e). A inclinação positiva do cavado em médios/altos níveis nos compostos T2NSVR (Fig. 4.18e) causa menor diminuição da pressão a leste dos Andes, e o escoamento em baixos níveis é menos intenso. Outra característica marcante nos compostos T2, principalmente

T2NSVR, é o represamento do ar frio a leste dos Andes associado a fraco escoamento de sul no oeste da Argentina. Esse tipo de situação é comum quando o padrão em médios/altos níveis é do tipo T2 (Fig. 4.18b,e), ou seja, com um cavado estacionário a oeste dos Andes. O ar mais frio a leste dos Andes nos compostos T2NSVR em relação ao T2SVR é responsável por altura geopotencial maior no noroeste da Argentina e consequentemente escoamento menos intenso de norte/noroeste em 850 hPa.

A θ_e e a CFU sobre o SB também são mais altas nos compostos T3SVR (Fig. 4.18c) em relação a T3NSVR (Fig. 4.18c), o que se deve ao escoamento de noroeste mais intenso nos compostos T3SVR causado pelas menores alturas geopotenciais no noroeste da Argentina. A CFU nos compostos T3SVR é concentrada ao longo do gradiente de θ_e, enquanto que é mais fraca e abrange uma área maior nos compostos T3NSVR. Há maior gradiente meridional de θ_e sobre a Argentina central no composto T3SVR.

Os compostos de advecção de temperatura e gradiente de θ_e em 850 hPa são mostrados na Fig. 4.19, e complementam a discussão dos parágrafos anteriores. Advecção quente em 850 hPa ocorre em todos os compostos sobre o SB, onde há a escoamento de norte/noroeste. A área com gradiente de θ_e acima de 1 K $(100km)^{-1}$ tem orientação oeste-noroeste/leste-sudeste, como é possível deduzir a partir dos compostos de θ_e (Fig. 4.18). O gradiente é mais intenso entre o oeste da Argentina central e Uruguai.

A advecção de temperatura em 850 hPa nos compostos T1SVR (Fig. 4.19a) tem um máximo positivo sobre o sul do RS e negativo nas proximidades das Serras de Córdoba, caracterizando um padrão de onda frontal. A advecção fria próximo às Serras de Córdoba se deve à canalização do ar frio por essas montanhas e pelos Andes (SELUCHI et al., 1998; GARREAUD, 2000) e ao intenso gradiente de θ_e na região. Tanto a advecção quente sobre o SB quanto fria sobre a Argentina central são mais intensas nos compostos T1SVR em comparação com T1NSVR (Fig. 4.19d), o que se deve aos ventos de noroeste e gradiente meridional de θ_e mais intensos em T1SVR. A advecção quente está associada a movimento ascendente de acordo com a teoria quase-geostrófica (BLUESTEIN, 1993).

Nos compostos T2SVR (Fig. 4.19b), o gradiente meridional de θ_e é menos intenso que nos compostos T1SVR (Fig. 4.19a), mas há advecção quente sobre o SB associada a escoamento de noroeste. A advecção quente é mais intensa sobre o sul do RS nos compostos T2NSVR, pois o gradiente meridional de θ_e é mais intenso sobre o Oceano Atlântico em torno de 33°S. A advecção fria sobre a Argentina é mais fraca

Figura 4.18 - Compostos (CFSR) de θ_e (K, sombreado), altura geopotencial (linhas pretas, dam) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) em 850 hPa e CFU média entre 1000 e 700 hPa (contornos brancos a cada 5 x 10^{-5} $g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ começando em 5 x 10^{-5} $g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado).

nos compostos T2 (Figs. 4.19b,e) em comparação com T1 (Figs. 4.19a,d). Os campos de advecção de temperatura corroboram os campos de θ_e e CFU (Fig. 4.18), que indicam que o padrão em baixos níveis associados a casos de LI T2SVR e T2NSVR apresentam diferenças menos acentuadas.

Os compostos de advecção de temperatura em 850 hPa apresentam valores mais altos nos compostos T3SVR em comparação com T3NSVR (Fig. 4.19c,f). A ocorrência de ventos mais intensos de noroeste e mais intenso gradiente meridional de θ_e entre o RS e Uruguai nos compostos T3SVR (Fig. 4.19c) são as causas dessa diferença. O local com maior advecção quente no oeste do RS é o mesmo onde se observa a maior CFU nos compostos T3SVR (Fig. 4.18c), o que indica que a região tem movimentos ascendentes favorecidos. Também nota-se que o gradiente de θ_e é mais intenso nos compostos T3SVR (Fig. 4.18c), o que está associado a maior baroclinia e jato subtropical mais intenso que nos compostos T3NSVR (Fig. 4.16c,f).

A Fig. 4.20 mostra a espessura e a PNMM. Assim como a θ_e em 850 hPa (Fig. 4.18), o campo de espessura é útil para retratar a baroclinia presente no SB quando ocorrem LI. Os compostos T1SVR (Fig. 4.20a) apresentam o máximo de espessura entre Argentina, Bolívia e Paraguai, e gradual decréscimo da espessura em direção ao sul. Esses fatores indicam que há influência dos sistemas de baixa PNMM climatológicos na região: a Baixa do Chaco e a Baixa do Noroeste da Argentina (SELUCHI; SAULO, 2012). A Baixa do Chaco é mais intensa nos casos SVR (Figs. 4.20a,b,c) onde os mínimos de pressão estão associados a máximos de espessura. A Baixa do Noroeste da Argentina (imediatamente a leste dos Andes entre 20°S e 30°S) também é mais intensa nos casos SVR, o que se deve à maior intensidade do vento de oeste em altos níveis sobre os Andes (Fig. 4.16), contribuindo para a diminuição da PNMM a leste dos Andes (SELUCHI; SAULO, 2012). O fato de a PNMM ser mais baixa nos casos SVR é um importante fator, pois o centro de baixa pressão mais intenso induz ventos do quadrante norte mais intensos, favorecendo maior transporte de umidade para o SB e propiciando maior momentum e cisalhamento na troposfera inferior, os quais estão diretamente ligados ao potencial de ventos intensos associados à LI (CONIGLIO et al., 2010). O escoamento do quadrante norte também causa a instabilização da troposfera inferior (aumento do CAPE) devido ao aquecimento dos níveis mais próximos à superfície.

O centro de baixa PNMM (menor que 1002 hPa) é observado no composto T1SVR (Fig. 4.20a), e um intenso cavado que se estende desse centro de baixa PNMM até a fronteira do RS com o Uruguai. A advecção de temperatura ocorre onde as

Figura 4.19 - Compostos (CFSR) de advecção de temperatura ($K\ dia^{-1}$, sombreado), gradiente meridional de θ_e ($10^{-3}\ K\ km^{-1}$, contornos pretos a cada 2 x $10^{-3}\ K\ km^{-1}$ começando em 10 x $10^{-3}\ K\ km^{-1}$) e vento (barbelas de vento; uma barbela inteira representa 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira 25 $m\ s^{-1}$, apenas vento superior a 5 $m\ s^{-1}$ é mostrado) em 850 hPa para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado).

isóbaras são perpendiculares às linhas de mesma espessura, como sobre o SB, e corroboram os campos de advecção de temperatura em 850 hPa (Fig. 4.19a). No composto T1NSVR (Fig. 4.20d), a pressão é maior no centro de baixa e o cavado é menos expressivo, o que corrobora o escoamento menos intenso em baixos níveis em relação ao T1SVR (Fig. 4.18a). Também se observa o cavado no campo de espessura sobre a Argentina central, o qual é associado ao ar frio na região e tem grande importância no processo de ciclogênese nos casos T1, pois provém vorticidade ciclônica em baixos níveis sobre Rio da Prata (vento sul sobre a Argentina associado a vento norte sobre o SB). Há maior gradiente de espessura no composto T1SVR em associação ao cavado de PNMM, o que corrobora a ciclogênese sobre o Rio da Prata mais intensa nesses casos em relação aos T1NSVR. Essa configuração sinótica é muito semelhante à observada por Ribeiro et al. (2016) em compostos de casos de frentes quentes na região: a frente quente associada ao cavado no campo de pressão e a intenso gradiente de espessura, como nos compostos T1, está associada a ciclogênese sobre o Rio da Prata. Além disso, nos compostos T1 é possível notar uma área de alta PNMM sobre a Argentina central (30° a 35°S), não observada nos compostos T2 e T3 (Figs. 4.20b,c,e,f), e que está associada à massa de ar mais frio/seco que avança para norte (Fig. 4.18).

Os compostos T2 (Fig. 4.20b,e) também retratam o que é observado em 850 hPa: o mínimo de PNMM no norte da Argentina (mais intenso nos compostos T2SVR) e um cavado sobre o RS e Uruguai associado ao gradiente de espessura. As menores espessuras nesses compostos estão a oeste dos Andes, associadas ao cavado em médios/altos níveis (Fig. 4.17b,e), diferentemente dos compostos T1 (Fig. 4.17a,d).

As linhas de espessura nos compostos T3 (Fig. 4.20c,f) são mais zonais que nos compostos T1 e T2, refletindo o escoamento mais zonal característico de casos T3. Contudo, também há um centro de baixa PNMM no norte da Argentina e um cavado estendendo-se até o RS e Uruguai, assim como observado nos outros compostos. Uma diferença considerável entre os compostos T1 e T2/T3 é que o centro de baixa PNMM nos compostos T1 está mais a norte, e há curvatura anticiclônica das isóbaras sobre o centro da Argentina em resposta à anticiclogênese em curso, enquanto que nos compostos T2 e T3 há curvatura ciclônica das isóbaras no centro da Argentina associadas a um sistema de baixa PNMM mais abrangente e que se estende mais a sul que nos compostos T1.

A Fig. 4.21 mostra as anomalias padronizadas de temperatura e vento meridional em 850 hPa e as anomalias padronizadas de PNMM. Anomalias padronizadas são

Figura 4.20 - Compostos (CFSR) de espessura da camada entre 1000 e 500 hPa (dam, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos). A linha de 570 dam de espessura é mostrada em amarelo como referência.

anomalias proporcionais ao desvio padrão das distribuições das variáveis em cada ponto de grade. Por exemplo, se a temperatura média em um ponto é $20°C$ e o desvio padrão é $3°C$, uma temperatura de $26°C$ representará uma anomalia de $+2$ desvios padrão. Nesse mesmo caso, uma temperatura de $11°C$ representará uma anomalia de -3 desvios padrão. Esse tipo de anomalia permite avaliar quanto uma determinada variável é anômala de maneira padronizada em todas as regiões. A padronização é importante porque, por exemplo, uma anomalia de temperatura de $10°C$ pode ser algo relativamente comum em latitudes médias, mas muito rara nos trópicos.

Os compostos T1 (Fig. 4.21a,d) mostram que as anomalias positivas de temperatura em 850 hPa no SB são consideravelmente mais expressivas nos casos T1SVR, acima de $+1$ desvio padrão, e marginalmente excedem $+0{,}5$ desvio padrão nos compostos T1NSVR. As anomalias tanto de PNMM quanto de vento meridional também são mais expressivas no composto T1SVR, onde há um centro de PNMM mais baixa que a média centrado no Uruguai e anomalias de vento meridional negativas (vento anômalo de norte) abaixo de -1 desvio padrão a oeste das anomalias negativas de PNMM. A formação do sistema de baixa pressão devido ao cavado mais intenso em médios/altos níveis nos compostos T1SVR (Fig. 4.21a,c) induz ventos anômalos de norte mais intensos e anomalias de temperatura em 850 hPa maiores que nos compostos T1NSVR.

Um padrão similar é encontrado nos compostos T2 e T3 (Figs. 4.21b,c,e,f). Tanto os casos SVR quanto NSVR têm temperaturas em 850 hPa com anomalias positivas maiores que nos compostos T1 (Figs. 4.21a,d). Também se observam anomalias negativas de temperatura no Oceano Pacífico nos compostos T2 (Figs. 4.21b,e), enquanto que nos compostos T1 as anomalias negativas de temperatura são menores e ocorrem sobre o centro da Argentina, o que está associado às posições das menores espessuras nesses casos (Fig. 4.20a,b,d,e). A diferença principal ocorre no composto T3, em que se observa a maior anomalia de temperatura em 850 hPa entre os compostos, mas anomalias de vento de norte e PNNM menos expressivas, o que indica uma evolução mais lenta das condições atmosféricas. Também se observa que as anomalias de temperatura em 850 hPa abrangem uma grande área, e não se concentram apenas no extremo sul das anomalias de vento de norte, ou seja, não estão associadas apenas a advecção quente (Fig. 4.19c) e convergência anômala em baixos níveis. Logo, os compostos T3SVR estão associados a uma massa de ar quente que se mantém na região por um período maior que nos outros casos, possivelmente sendo aquecida por intensa radiação solar, uma vez que os campos cinemáticos são menos anômalos. Essa característica corrobora o escoamento em médios/altos níveis,

que é zonal em latitudes a sul do SB e não sofre influência de cristas e cavados de maior amplitude, favorecendo uma condição de estacionariedade, porém em uma situação favorável a advecção quente e inibitória a passagens de sistemas frontais.

4.2.2.3 Parâmetros de tempo severo

Daqui para frente nesta seção, serão mostrados os compostos dos diversos parâmetros de tempo severo. A Fig. 4.22 mostra os compostos de MUCAPE (CAPE da parcela mais instável), cisalhamento entre 1000 e 500 hPa e ω. Todos os compostos mostram máximos de MUCAPE em torno do nordeste da Argentina, sul do Paraguai e oeste do SB. O cisalhamento entre 1000 e 500 hPa é mais alto em latitudes mais altas devido à ocorrência do jato subtropical a sul de 30°S na maioria dos compostos (Fig. 4.20). Os campos de ω evidenciam que há movimento ascendente em escala sinótica sobre o SB e imediações, conforme discutido na análise dos compostos anteriores.

O MUCAPE nos compostos T1SVR (Fig. 4.22a) tem máximo entre o nordeste da Argentina, sul do Paraguai e oeste do SB, com valores acima de 1400 $J\ kg^{-1}$. O cisalhamento varia entre 15 e 20 $m\ s^{-1}$ na região. Esses valores de CAPE e cisalhamento são suficientes para promover a organização das tempestades e favorecer a severidade (COHEN et al., 2007). Os compostos T1NSVR (Fig. 4.22d) apresentam a mesma distribuição espacial dos parâmetros, mas o MUCAPE não excede 1000 $J\ kg^{-1}$ no SB. O cisalhamento entre 1000 e 500 hPa tem magnitude semelhante entre os compostos T1SVR e T1NSVR (Figs. 4.22a,d). Esses campos corroboram o fato de que os compostos T1SVR são caracterizados um ambiente com ar mais quente em baixos níveis e maior instabilidade termodinâmica em relação ao T1NSVR. Além disso, o máximo movimento ascendente entre 900 e 700 hPa (mínimo de ω) ocorre em associação com MUCAPE e cisalhamento mais intensos nos compostos T1SVR, sobre o oeste do Uruguai e Argentina.

A distribuição do MUCAPE nos compostos T2SVR (Fig. 4.22b) é diferente dos compostos T1 (Figs. 4.22a,d). Uma grande área com MUCAPE acima de 1600 $J\ kg^{-1}$ se estende desde os Andes até o SB. O cisalhamento é maior que nos compostos T1, o que se deve ao JAN mais intenso nos casos T2 (Figs. 4.20a,b,d,e). Assim como nos compostos T1, os compostos T2NSVR apresentam MUCAPE bem mais baixo que os compostos T2SVR, e pouca diferença no cisalhamento entre 1000 e 500 hPa. O movimento ascendente entre 900 e 700 hPa sobre o SB nos compostos T2SVR é mais intenso, mas no nordeste da Argentina a intensidade do movimento ascendente é similar nos dois compostos.

Figura 4.21 - Anomalia padronizada de temperatura em 850 hPa (desvios padrão, sombreado), PNMM [desvios padrão, contornos contínuos (descontínuos) para valores positivos (negativos) a cada 0,25 (−0,25) desvio padrão começando em 0,5 (−0,5) desvio padrão], e vento meridional em 850 hPa (desvios padrão, contornos verdes de −1,0, −1,25 e −1,5 desvios padrão).

Os compostos T3 têm características diferentes dos T1 e T2. Observam-se amplas áreas com MUCAPE acima de 1400 $J\ kg^{-1}$ sobre o norte da Argentina e SB nos compostos T3SVR (Fig. 4.22c) e T3NSVR (Fig. 4.22c), ou seja, a instabilidade termodinâmica (pelo menos em termos de MUCAPE) é em média elevada tanto em casos T3SVR quanto T3NSVR. Os altos valores de MUCAPE nos dois compostos estão associados a uma ampla área com ar quente e úmido (θ_e elevado) sobre o SB e regiões a norte (Fig. 4.18c,f). A maior diferença entre os compostos está no cisalhamento entre 1000 e 500 hPa, que é aproximadamente 5 $m\ s^{-1}$ menos intenso nos compostos T3NSVR nas áreas com maior MUCAPE e sobre o SB. A intensidade do jato subtropical nos casos T3SVR é bem maior do que nos casos T3NSVR (Figs. 4.20c,f), contribuindo para o maior cisalhamento, em média, nos casos severos. Há movimento ascendente entre 900 e 700 hPa mais intenso nos compostos T3SVR, localizado em uma área onde há advecção quente (Fig. 4.19c) e CFU (Fig. 4.18c).

Os campos compostos de MUCAPE apontam que as condições termodinâmicas do ambiente onde a LI se forma são mais favoráveis à severidade nos compostos T1SVR e T2SVR em relação a T1NSVR e T2NSVR, enquanto que as diferenças entre os compostos T3 são pequenas. Nos compostos T3, contudo, há altos valores de MUCAPE no SB associados a maior cisalhamento nos compostos T3SVR em relação aos compostos T3NSVR. O JAN nos compostos T3 pode ser um fator importante na ocorrência de LIs severas em ambiente com escoamento zonal, pois está associado a maior cisalhamento.

O DCAPE (CAPE da parcela descendente) é um parâmetro que mede a energia que a parcela de ar com menor temperatura potencial de bulbo úmido nos primeiros quilômetros da troposfera teria se fosse levada para baixo até a superfície. Isto é feito comparando a temperatura potencial do bulbo úmido (θ_w) da parcela com menor θ_w entre a superfície e a média troposfera com a θ_w da parcela em superfície, o que resulta em uma flutuabilidade negativa (Eq. 3.2) (CONIGLIO et al., 2012; ADAMS-SELIN et al., 2013a). Ambientes com alto DCAPE favorecem correntes descendentes fortes, e estão associados a criação de piscinas frias intensas, que favorecem o desenvolvimento de LIs. O DCAPE é proporcional à umidade relativa (UR) em baixos níveis, pois se houver ar mais seco ocorrerá maior evaporação da precipitação conforme esta move-se em direção à superfície, e maior resfriamento do ar.

A Fig. 4.23 mostra os compostos de DCAPE, plotado juntamente com o SBCAPE (CAPE da parcela em superfície). É possível notar que o DCAPE é mais alto no SB em casos severos, quando excede 1000 $J\ kg^{-1}$ no norte do RS. O potencial das

Figura 4.22 - Compostos (CFSR) de MUCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado), ω médio entre 900 e 700 hPa (contornos azuis a cada -1 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$ começando em -2 x 10^{-1} $Pa\ s^{-1}$), e cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$; apenas barbelas com magnitude maior que 10 $m\ s^{-1}$ são plotadas) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado).

correntes descendentes de causar ventos fortes em superfície é considerado alto conforme o DCAPE supera 1000 $J\ kg^{-1}$ (EVANS; DOSWELL, 2001). Entre os compostos NSVR, apenas o composto T2NSVR (Fig. 4.23e) apresenta DCAPE acima de 1000 $J\ kg^{-1}$ em parte do SB. Alto DCAPE também é encontrado na região próxima dos Andes, onde o ar em baixos níveis é mais seco e há subsidência forçada a leste dos Andes pelo escoamento de oeste, como ocorre em casos de LIs (Fig. 4.17). Além do padrão de DCAPE, é importante notar que os compostos SVR também apresentam melhor colocação de altos valores de DCAPE com altos valores de SBCAPE.

A presença de alta instabilidade termodinâmica favorece a formação de tempestades com intensas correntes ascendentes, originadas dos baixos níveis da troposfera, e que encontram ar relativamente mais frio em níveis médios. As correntes descendentes experimentam o mesmo efeito: descem até a superfície conservando sua θ_e e, ao chegar na superfície, são mais frias que o ambiente neste nível. Essa diferença de θ_e é refletida em uma diferença de densidade, o que causa ventos fortes quando as parcelas mais frias encontram o solo e movem-se horizontalmente (EVANS; DOSWELL, 2001).

4.2.2.4 Evolução temporal das condições sinóticas

Nesta seção, são mostradas as tendências de algumas variáveis desde $24h$ antes ($-24h$) da ocorrência da LI ($00h$). Fatores como a velocidade de propagação dos sistemas meteorológicos e a evolução da instabilidade antes da ocorrência da LI são importantes na previsão da severidade (CONIGLIO et al., 2010; THOMPSON et al., 2003). Esta seção mostra os compostos de $24h$ e $12h$ antes da ocorrência da LI (hora 00) para cada tipo sinótico. Não serão mostradas as tendências de todas as variáveis, mas apenas as mais relevantes para elucidar alguns aspectos dos compostos.

As tendências de altura geopotencial em 500 hPa do composto T1 são mostradas na Fig. 4.24. Também está plotada a altura geopotencial em 500 hPa no horário final da tendência, ou seja, se a tendência é entre $-24h$ e $-12h$, a altura geopotencial é referente ao horário de $-12h$. A onda sinótica é clara desde $24h$ antes da ocorrência da LI, com queda de altura geopotencial corrente abaixo do cavado na média troposfera e aumento de altura geopotencial corrente acima do cavado. A tendência negativa associada ao cavado em médios/altos níveis é mais expressiva no composto T1SVR se comparado ao T1NSVR (Figs. 4.24a,b). Ambos compostos mostram maior tendência negativa de altura geopotencial nas últimas $12h$ antes da ocorrência da LI, e essa tendência é mais expressiva nos compostos T1SVR (Figs. 4.24b). A expressiva tendência negativa de altura geopotencial a sudoeste do SB retrata a aproximação

Figura 4.23 - Compostos (CFSR) de DCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado) e SBCAPE (contornos azuis a cada 300 $J\ kg^{-1}$ começando em 600 $J\ kg^{-1}$) para os casos dos tipos (a) T1, (b) T2 e (c) T3 severos, e tipos (d) T1, (e) T2 e (f) T3 não severos. A altura do terreno é mostrada a cada 500 m começando em 1500 m (m, sombreado).

mais rápida do cavado em médios níveis da região nos compostos T1SVR.

Figura 4.24 - Tendência de altura geopotencial em 500 hPa em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T1. Os contornos pretos são a altura geopotencial em 500 hPa nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR.

A tendência de altura geopotencial em 500 hPa é praticamente nula nas imediações do SB nos compostos T2 (Fig. 4.25), o que difere significativamente dos compostos T1 (Fig. 4.24). As tendências mais expressivas são observadas no Pacífico Sudeste associadas à intensificação da crista em médios níveis, que por sua vez mantém o cavado positivamente inclinado a oeste dos Andes e o cavado corrente abaixo no Atlântico Sul a sul de 40°S. A ausência de queda expressiva de geopotencial a leste dos Andes indica que o cavado se mantém estacionário nas $24h$ que precedem a ocorrência da LI. As tendências de altura geopotencial em 500 hPa entre os compostos

T2SVR e T2NSVR pouco informam a respeito das diferenças entre esses casos, corroborando o fato de que as condições termodinâmicas são mais discriminantes nos casos T2, conforme discutido anteriormente.

Figura 4.25 - Tendência de altura geopotencial em 500 hPa em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T2. Os contornos pretos são a altura geopotencial em 500 hPa nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR.

Os compostos T3 (Fig. 4.26) também mostram tendências de altura geopotencial em 500 hPa pouco expressivas. Assim como os compostos T2 (Fig. 4.25), esses casos são caracterizados por um intenso escoamento zonal, sem grandes mudanças na configuração no período. Apenas nas tendências dos compostos T3SVR (Fig. 4.26a,b) há uma estrutura de onda observada entre 25 e 45°S, com tendências negativas e positivas (de pequena magnitude) ao longo do escoamento zonal. Essas tendências,

embora pouco expressivas, indicam que há ondas de baixa amplitude embebidas no escoamento zonal.

Figura 4.26 - Tendência de altura geopotencial em 500 hPa em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T3. Os contornos pretos são a altura geopotencial em 500 hPa nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR.

As tendências e compostos de PNMM são mostradas nas Figs. 4.27 a 4.29. A tendência de PNMM nos compostos T1 (Fig. 4.27) é de queda no SB nas horas que precedem a ocorrência da LI. A queda de PNMM acontece no mesmo local onde há um cavado no campo de PNMM, portanto está relacionada à intensificação desse cavado no período. A queda é mais acentuada nos compostos T1SVR nas últimas 12 h antes do evento (Fig. 4.27b). Além disso, nota-se que nos compostos SVR há a formação de um ciclone mais intenso que nos casos NSVR. A queda mais acentuada

da PNMM nesses compostos é devido à maior amplitude do cavado em níveis médios, que causa maior advecção diferencial de vorticidade ciclônica corrente abaixo [onde está localizada a máxima tendência negativa de PNMM (Fig. 4.27b)]. Além disso, nesse mesmo local há advecção quente, que também está associada a tendência negativa de PNMM (BLUESTEIN, 1993) (Fig. 4.27a,d). Advecção quente está associada a movimento ascendente em escala sinótica e diminuição da PNMM. Outro fator importante e característico de ciclogêneses na região do Rio da Prata (GAN; RAO, 1991) é a acentuada tendência positiva da PNMM a leste dos Andes devido à anticiclogênese e advecção fria. O aumento da PNMM nessa região é devido à advecção negativa de temperatura em baixos níveis (Fig. 4.19a,d) e advecção diferencial de vorticidade anticiclônica pela crista corrente acima (Fig. 4.17a,d), o que causa anticiclogênese em superfície. Esse processo é ainda intensificado pelo represamento do ar pelos Andes (GARREAUD, 2000), pois há vento de sul ageostrófico (perpendicular às linhas de isóbaras) na região. Todos esses fatores são mais contundentes nos compostos T1SVR (Figs. 4.27a,b), corroborando o fato de que esses casos estão associados a processos dinâmicos mais intensos.

As tendências de PNMM dos compostos T2 (Fig. 4.28) também mostram pequena queda na pressão de -24 a $-12h$ (Fig. 4.28a,c) no norte da Argentina e SB, com queda mais acentuada nos compostos T2SVR. Essa queda de PNMM ocorre na região da Baixa do Noroeste da Argentina, e possivelmente se deve à intensificação desse sistema no período. Contudo, diferentemente dos compostos T1 (Fig. 4.27), as tendências de PNMM no período de $-12h$ a $00h$ no SB não são expressivas. Apenas nos compostos T2SVR (Fig. 4.28a) nota-se tendência negativa de PNMM associada ao cavado no campo de PNMM, ou seja, a intensificação do cavado no SB e Uruguai. Além disso, assim como nos compostos T1 no período de $-12h$ a $00h$, nos compostos T2 há aumento da PNMM a leste dos Andes, indicando anticiclogênese no local. Contudo, comparadas às tendências de PNMM dos compostos T1SVR entre $-12h$ e $00h$ (Fig. 4.27a), as tendências nos compostos T2SVR são menores. Essa diferença também se deve ao fato de que o cavado em médios níveis encontra-se a oeste dos Andes nos casos T2 (Fig. 4.17b), e ocorre menor advecção diferencial de vorticidade ciclônica sobre o SB em comparação com os compostos T1 (Fig. 4.17a,b,d,e). Os compostos T1 também são caracterizados por maior baroclinia no SB (Figs. 4.20a,b), o que favorece maior dinâmica do sistema pela maior instabilidade baroclínica no ambiente (BLUESTEIN, 1993). Uma importante diferença entre os compostos T2SVR e T2NSVR é a tendência positiva de PNMM que, no composto T2NSVR (Fig. 4.28d), estende-se até o norte da Argentina.

Figura 4.27 - Tendência de PNMM em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T1. Os contornos pretos são a PNMM nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR.

Figura 4.28 - Tendência de PNMM em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T2. Os contornos pretos são a PNMM nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR.

Nos compostos T3 (Fig. 4.29), a PNMM diminui no SB e imediações no período de $-24h$ a $-12h$, principalmente nos compostos T3NSVR (Fig. 4.29c). A queda de pressão nos compostos T3SVR (Fig. 4.29a), contudo, ocorre ao longo do cavado de PNMM, o que causa a intensificação do cavado no período, diferentemente do ocorrido nos compostos T3NSVR (Fig. 4.29c). O cavado em superfície mais intenso nos compostos T3SVR é notado na Fig. 4.20c, onde se percebe que há um gradiente meridional mais acentuado de espessura do que nos compostos T3NSVR. A tendência de queda de PNMM ao longo do cavado também se nota no período de $-12h$ a $00h$ (Fig. 4.29b). A associação do cavado mais intenso localizado em uma região com maior baroclinia nos compostos T3SVR contribui para maior convergência em superfície e maior levantamento sinótico, o que favorece a severidade das LIs.

Figura 4.29 - Tendência de PNMM em 12 horas (m, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T3. Os contornos pretos são a PNMM nos horários de (a,c) $-12h$ e (b,d) $00h$. Campos gerados a partir do CFSR.

A tendência de MUCAPE é mostrada nas Figs. 4.30 a 4.32. Essa tendência é positiva entre $24h$ e $12h$ antes da ocorrência da LI entre o norte da Argentina e SB (Figs. 4.30a,c). O maior aumento de MUCAPE sobre o SB ocorre nos compostos T1SVR (Fig. 4.30a), enquanto que nos compostos T1NSVR o maior incremento se localiza no norte da Argentina (Fig. 4.30c). A tendência positiva de MUCAPE sobre o SB continua nas $12h$ que precedem a ocorrência da LI nos compostos T1SVR (Fig. 4.30b), e também ocorre tendência negativa no centro da Argentina devido à advecção fria em baixos níveis (Fig. 4.19a). O MUCAPE também aumenta sobre o SB nas últimas $12h$ nos compostos T1NSVR (Fig. 4.30d), mas a tendência é menos expressiva. A tendência de MUCAPE no SB nas 24 horas que precedem a ocorrência da LI é maior nos casos T1SVR, ou seja, a taxa de instabilização da troposfera nesses casos é mais acentuada. Isso se deve à advecção de temperatura mais intensa devido aos ventos mais fortes em baixos níveis (Fig. 4.19a). O ar mais quente/úmido move-se por baixo do ar mais frio na média troposfera, aumentando a instabilidade termodinâmica.

As tendências médias de MUCAPE nos casos T2SVR (Fig. 4.31a) mostram que há um grande aumento deste parâmetro no nordeste da Argentina, sul do Paraguai e oeste do SB entre $24h$ e $12h$ antes da LI ocorrer. Essa mesma tendência não é observada nos compostos T2NSVR (Fig. 4.31c). O campo de MUCAPE nos casos T2SVR é caracterizado por uma grande área com MUCAPE elevado entre o noroeste da Argentina e oeste do SB (Fig. 4.22b), e as tendências indicam que a maior parte da magnitude do MUCAPE nessa área aumenta entre $24h$ e $12h$ antes da ocorrência da LI. Essa diferença entre os compostos T2SVR e T2NSVR é importante, pois mostra que nesses ambientes o aumento rápido do MUCAPE sobre o SB está associado a casos severos de LIs. As tendências nas últimas $12h$ antes da ocorrência da LI são menos expressivas, e retratam a penetração do ar frio pelo oeste da Argentina reduzindo o MUCAPE nos compostos T2NSVR (Fig. 4.31d). O fato das maiores tendências de aumento de MUCAPE nos compostos T2SVR ocorrerem entre $24h$ e $12h$ antes da ocorrência da LI pode estar relacionado a LIs que ocorrem na madrugada. Assim, o aquecimento radiativo do dia anterior é responsável pelo grande aumento de MUCAPE no período.

O acentuado aumento observado de MUCAPE nos compostos T2SVR entre $24h$ e $12h$ antes da ocorrência da LI também é observado em casos T3 (Fig. 4.32), tanto T3SVR quanto T3NSVR. Em casos T3, também se observa aumento do MUCAPE nas últimas $12h$ antes da ocorrência da LI sobre o SB e imediações. Os compostos T3 de MUCAPE (Fig. 4.22c,f) evidenciam que essa variável apresenta poucas diferenças

Figura 4.30 - Tendência de MUCAPE em 12 horas ($J\ kg^{-1}$, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T1. Campos gerados a partir do CFSR.

Figura 4.31 - Tendência de MUCAPE em 12 horas ($J\ kg^{-1}$, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T2. Campos gerados a partir do CFSR.

entre ambientes T3SVR e T3NSVR, o que se nota também nas tendências.

Figura 4.32 - Tendência de MUCAPE em 12 horas ($J\ kg^{-1}$, sombreado) entre (a) $-24h$ e $-12h$ e (b) $-12h$ e $00h$ dos compostos SVR e (c) $-24h$ e $-12h$ e (d) $-12h$ e $00h$ dos compostos NSVR do tipo T3. Campos gerados a partir do CFSR.

4.2.2.5 Sondagens e hodógrafas

Esta seção mostra as sondagens e hodógrafas geradas a partir da reanálise CFSR em pontos representativos do ambiente pré-LI. As sondagens dos casos T1 (Fig. 4.33) mostram que o ambiente pré-LI é caracterizado por temperaturas em superfície acima de $25°C$ e temperatura do ponto de orvalho (T_d) acima de $20°C$. As temperaturas são mais altas nas sondagens T1SVR desde a superfície (onde há a maior diferença entre T1SVR e T1NSVR) até a troposfera superior. Abaixo de 700 hPa, a sondagem T1SVR tem menor UR que a T1NSVR, pois a diferença entre a temperatura e a T_d é maior. A menor UR em baixos níveis nos casos T1SVR contribui para maior evaporação da precipitação, o que resfria o ar e aumenta a flutuabilidade

negativa em relação ao ar do ambiente conforme a parcela desce até a superfície, e há maior potencial de ocorrência de rajadas de vento. Abaixo de 700 hPa, o perfil de temperatura também é bem inclinado, salvo a inversão noturna em superfície, a qual é provavelmente devida aos casos que ocorreram à noite. A diferença entre esses perfis termodinâmicos em baixos níveis se deve à θ_e maior nos casos T1SVR (Fig. 4.18a,d), ou seja, ar mais quente e mais úmido, que por sua vez está presente na região pelo escoamento de norte/noroeste mais intenso associado à dinâmica dos sistemas sinóticos, conforme discutido anteriormente. Acima de 600 hPa, há uma camada com baixa UR.

A Fig. 4.34 mostra a hodógrafa relativa às mesmas sondagens na Fig. 4.33, para o tipo T1. O perfil de ventos é caracterizado por ventos de nordeste em superfície, virando para norte em torno de 850 hPa e noroeste em 700 hPa, ou seja, há um giro anticiclônico do vento com a altura, que está associado à presença de advecção quente. Também se nota que os ventos desde a superfície até 500 hPa são mais intensos nos compostos T1SVR, principalmente no nível de 850 hPa. O cisalhamento do vento em baixos níveis é mais alto nos compostos T1SVR, o que, segundo Rotunno et al. (1988), favorece a ocorrência de correntes ascendentes verticais (não inclinadas) na linha convectiva da LI e consequentemente a severidade do sistema.

As sondagens do tipo T2 (Fig. 4.35) apresentam o mesmo padrão do tipo T1 em baixos níveis: a temperatura e a T_d são mais altas nos compostos severos. A diferença em relação às sondagens T1 é que a diferença entre temperatura e T_d é praticamente igual nas sondagens T2SVR e T2NSVR, o que faz com que o DCAPE seja muito semelhante (Fig. 4.23b,e). Contudo, o ar mais quente e mais úmido na sondagem T2SVR garante maior θ_e em baixos níveis (Fig. 4.18b,e) e maior MUCAPE (Fig. 4.22b,e) em relação à T2NSVR.

Além das diferenças termodinâmicas entre os ambientes T1 e T2, as hodógrafas dos casos T2 (Fig. 4.36) mostram que o perfil de vento é muito parecido entre T2SVR e T2NSVR. Essa característica foi notada também nos compostos de 500 (Fig. 4.17b,e) e 850 hPa (Fig. 4.18b,e), e faz com que a diferença de cisalhamento não seja um bom discriminante da severidade em casos T2. Assim como nas sondagens T1, o giro anticiclônico do vento em baixos níveis está associado a advecção quente nessa camada.

A Fig. 4.37 mostra as sondagens dos casos T3. Em baixos níveis, a sondagem T3SVR apresenta maior temperatura e menor T_d, o que se traduz em maior DCAPE em relação a T3NSVR (Fig. 4.23c,f). Na sondagem T3SVR também há menores tem-

Figura 4.33 - Sondagens compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T1. As linhas contínuas são temperatura e as tracejadas são T_d. Sondagens geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°.

Figura 4.34 - Hodógrafas compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T1. Os círculos pretos indicam a velocidade do vento em $m\ s^{-1}$. Os níveis verticais ao longo da hodógrafa são marcados com pontos coloridos conforme a legenda. Hodógrafas geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°.

Figura 4.35 - Sondagens compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T2. As linhas contínuas são temperatura e as tracejadas são T_d. Sondagens geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°.

Figura 4.36 - Hodógrafas compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T2. Os círculos pretos indicam a velocidade do vento em $m\ s^{-1}$. Os níveis verticais ao longo da hodógrafa são marcados com pontos coloridos conforme a legenda. Hodógrafas geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°.

peraturas na média troposfera. As temperaturas mais altas em baixos níveis (apesar de menor T_d abaixo de 900 hPa) e mais baixas em médios níveis na sondagem T3SVR estão associadas a MUCAPE um pouco maior em comparação com T3NSVR (Fig. 4.22c,f). Conforme discutido anteriormente, nos casos T3 são encontradas as maiores diferenças de cisalhamento entre 1000 e 500 hPa entre SVR e NSVR (Fig. 4.22). A hodógrafa mostrada na Fig. 4.38 corrobora esse resultado, pois nota-se que os ventos são mais intensos da baixa até a média troposfera nos compostos T3SVR, o que se deve à intensidade do JAN e à maior baroclinia no SB nesses casos (Figs. 4.20c,f e 4.18c,f).

4.2.2.6 Distribuição estatística dos parâmetros de tempo severo

A Fig. 4.18 mostra as distribuições dos parâmetros de tempo severo nas áreas de 3° x 3° à frente da LI para cada caso. A distribuição de MUCAPE (Fig. 4.39a) evidencia que os casos SVR ocorrem em ambientes com maior MUCAPE. A mediana de MUCAPE nos casos SVR varia entre 900 e 1300 $J\ kg^{-1}$, contra não mais que 800 $J\ kg^{-1}$ nos casos NSVR. Há uma concentração de MUCAPE em torno de valores maiores nos casos T3 e T2, em comparação com T1. As distribuições de SBCAPE (Fig. 4.39b) apresentam características semelhantes, porém há uma maior quantidade de casos com SBCAPE próximo de zero, os quais estão associados a convecção elevada. Esses valores de CAPE são menores que os encontrados por Cohen et al. (2007) em ambientes favoráveis a LIs severas nos Estados Unidos ($\approx 2000-3000\ J\ kg^{-1}$), mas provavelmente essa diferença está associada ao fato de que esses autores utilizaram sondagens observadas. O CIN (Fig. 4.39c) também é mais alto em casos T1SVR e T2SVR, embora a superposição das distribuições seja grande. O maior CIN em casos SVR pode estar relacionado a um menor número de tempestades no ambiente, o que permite que as poucas tempestades que se formam tenham acesso a toda a umidade do ambiente e sejam severas.

A mediana das distribuições de DCAPE (Fig. 4.39d) é maior nos casos T1SVR e T3SVR em comparação com NSVR, mas nos casos T2 há pouca diferença (grande sobreposição das distribuições). A mediana dos casos SVR de todos tipos é maior que 1000 $J\ kg^{-1}$, enquanto que a maior parte dos casos NSVR ocorrem com DCAPE abaixo desse limiar. O valor de 1000 $J\ kg^{-1}$ foi apontado por outras pesquisas como um bom limiar para discriminar ambientes com alto e baixo DCAPE (EVANS; DOSWELL, 2001). Esse resultado mostra como os perfis de temperatura e umidade em baixos níveis (relacionados com o DCAPE) estão associados à intensidade das correntes descendentes e à severidade da LI. Conforme discutido na Sec. 4.2.2.3, a

Figura 4.37 - Sondagens compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T3. As linhas contínuas são temperatura e as tracejadas são T_d. Sondagens geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°.

Figura 4.38 - Hodógrafas compostas dos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) do tipo T3. Os círculos pretos indicam a velocidade do vento em $m\ s^{-1}$. Os níveis verticais ao longo da hodógrafa são marcados com pontos coloridos conforme a legenda. Hodógrafas geradas a partir do CFSR utilizando o ponto no centro da área de 3° x 3°.

ocorrência de alto DCAPE sozinha não significa que a LI será severa. A maior parte dos casos SVR ocorreram quando alto DCAPE ocorre juntamente com alto CAPE e cisalhamento, os quais garantem correntes ascendentes intensas e organização do sistema, e permitem que o DCAPE seja um parâmetro efetivo.

O cisalhamento entre 1000 e 850 hPa (Fig. 4.39e) tem distribuições em torno de valores mais altos nos casos T1SVR e T3SVR em comparação com NSVR, mas pouca diferença nos casos T2. Nos casos T1SVR, o maior cisalhamento se deve a vento mais intenso em 850 hPa nos casos SVR (Fig. 4.18). Apesar das distribuições T3 terem a mediana praticamente igual, os casos T3NSVR raramente estão associados a cisalhamento maior que 10 $m\ s^{-1}$. Thompson et al. (2003) e Evans e Doswell (2001) mostraram que ambientes com baixo cisalhamento em baixos níveis (como os casos T3) é "compensado" pelo alto CAPE, geralmente encontrado nesses ambientes em situações de severidade.

O cisalhamento entre 1000 e 500 hPa (Fig. 4.39f) tem distribuições com grande sobreposição nos casos T1, o que corrobora a pouca diferença nos compostos desse campo (Fig. 4.22a,d). Nos casos T2, há uma pequena tendência a valores mais altos de cisalhamento nos casos T2SVR, mas também há grande sobreposição. A maior diferença existe nos casos T3, pois a grande maioria dos casos T3SVR ocorre com cisalhamento entre 1000 e 500 hPa acima de 14 $m\ s^{-1}$. O 90º percentil dos casos T3NSVR não excede 20 $m\ s^{-1}$ de cisalhamento, enquanto que o 75º percentil na distribuição T3SVR localiza-se em torno de 26 $m\ s^{-1}$. Esses resultados também corroboram o que foi discutido na Sec. 4.2.2.3, em que foi mostrado que o cisalhamento entre 1000 e 500 hPa é um fator importante na severidade apenas nos compostos T3, os quais ocorrem sem a presença de um cavado em médios/altos níveis corrente acima mas associados à entrada equatorial de um intenso JAN em latitudes mais altas (Fig. 4.16). Esses resultados também são similares aos encontrados por Evans e Doswell (2001) em ambientes favoráveis a *derechos*: o cisalhamento entre 1000 e 500 hPa não é um bom discriminante da severidade para os diferentes tipos de configurações sinóticas.

Figura 4.39 - Distribuições de (a) MUCAPE ($J\ kg^{-1}$), (b) SBCAPE ($J\ kg^{-1}$), (c) CIN ($J\ kg^{-1}$), (d) DCAPE ($J\ kg^{-1}$), (e) magnitude do cisalhamento do vento entre 1000 e 850 hPa ($m\ s^{-1}$) e (f) magnitude do cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa ($m\ s^{-1}$) nos casos SVR (vermelho) e NSVR (preto) para cada tipo utilizando o CFSR na área de 3° x 3°. Os gráficos mostram o 90º e o 10º percentis (limites superior e inferior das linhas tracejadas, respectivamente), o 75º e o 25º percentis (limites superior e inferior das caixas, respectivamente) e a mediana (linha no interior das caixas).

5 RESULTADOS: ESTUDOS DE CASO E SIMULAÇÕES NUMÉRICAS

Neste capítulo, são analisados dois casos de LIs severas que tiveram alto impacto no SB, em 19/10/2014 e 20/12/2014, com uma seção destinada a cada caso (Secs. 5.1 e 5.2, respectivamente). Para cada caso, é mostrada uma síntese do evento (Secs. 5.1.1 e 5.2.1) e uma análise sinótica dos momentos que precederam as LIs (Secs. 5.1.2 e 5.2.2), com o intuito de caracterizar os ambientes de grande escala em que as LIs se formaram. Por fim, são mostrados e discutidos os resultados das simulações numéricas (Secs. 5.1.3 e 5.1.3), os quais são divididos em etapas do ciclo de vida das LIs analisadas.

5.1 Linha de Instabilidade de 19 de outubro de 2014

5.1.1 Síntese do evento

A LI do dia 19 de outubro de 2014 formou-se no início da noite no nordeste da Argentina e avançou rapidamente para leste, afetando todo o centro-norte do RS e leste de SC (Fig. 5.1). Ao longo da LI, formou-se um vórtice de escala meso-β (Fig. 5.2), que foi responsável pela rápida propagação do setor norte da LI, onde se formou um eco de arco. As rajadas de vento mais intensas registradas ocorreram em Santiago-RS (111 $km\ h^{-1}$), a qual foi associada ao centro do vórtice, e Vacaria-RS (142 $km\ h^{-1}$). Devido à vasta área atingida por rajadas de vento severas, desde o oeste do RS até o sudeste de Santa Catarina, esse evento pode ser classificado como um *derecho* (JOHNS; HIRT, 1987). Esse caso foi estudado recentemente por Figueiredo et al. (2016), os quais também enfatizam que se tratou de um *derecho*. Diversas características observadas por radar, como o jato de retaguarda e o eco de arco, foram descritas em Figueiredo et al. (2016) e também serão discutidas aqui.

As imagens do radar de Santiago-RS de refletividade em 3 km de altura, são mostradas na Fig. 5.2. A LI aparece na área do radar a partir de 0100 UTC, e se aproxima da fronteira do RS às 0200 UTC (Fig. 5.2a) associada a um eco de arco com grande curvatura e alta refletividade em seu eixo. Esse eco de arco evoluiu a partir de uma tempestade discreta sobre o nordeste da Argentina, o que é mostrado em maiores detalhes na simulação. Às 0300 UTC (Fig. 5.2b), a LI encontra-se no estágio maduro sobre o oeste do RS, ainda com a forma de um arco. A curvatura do arco nesse momento sugere que há um vórtice ciclônico de escala meso-β no extremo sul do arco. A sul do radar, há uma área com convecção menos organizada embebida em áreas estratiformes (refletividade $< 40\ dBZ$). Às 0400 UTC (Fig. 5.2c), a LI acaba

Figura 5.1 - Mapa com os municípios do RS e de SC afetados pela LI do dia 19/10/2014 (amarelo; inferido por radar) e municípios em que houve relatos de danos e/ou rajada de vento medida de pelo menos 80 $km\ h^{-1}$ associada a LI (vermelho). Os números são as rajadas de vento medidas acima de 80 $km\ h^{-1}$ e causadas pela LI.

de causar a rajada de vento mais intensa dessa fase em Santiago-RS (localização do radar), de 111 $km\ h^{-1}$ (Fig. 5.1). Essa rajada ocorre no momento em que o vórtice de escala meso-β ("V" na Fig. 5.2c) passa sobre Santiago-RS. A partir de 0500 UTC (Fig. 5.2d), a LI tem a linha convectiva curvada e uma distinta área estratiforme. A LI atinge áreas do leste e nordeste do RS e sudeste de SC nas próximas horas, causando rajadas superiores a 100 $km\ h^{-1}$ (Fig. 5.1). Contudo, a análise da simulação se concentrará nos períodos em que a LI esteve sobre o oeste e centro do RS, quando o mesovórtice foi observado.

A velocidade radial da elevação mais baixa do radar de Santiago é mostrada na Fig. 5.3. O vento atrás da LI às 0200 UTC (Fig. 5.3a) é de oeste (em direção ao radar), sinal da ocorrência do jato de retaguarda já nesse horário. Às 0300 UTC (Fig. 5.3b), conforme a LI se aproxima do radar e adquire curvatura, o jato de retaguarda (seta rosa) tem intensidade de mais de 35 $m\ s^{-1}$. Essa velocidade do jato de retaguarda é intensa quando comparada à literatura: Wakimoto et al. (2006) analisaram uma LI com jato de retaguarda de 30 $m\ s^{-1}$; o "*superderecho*" estudado

Figura 5.2 - Refletividade (dBZ) em 3 km de altura do radar de Santiago-RS às (a) 0200 UTC, (b) 0300 UTC, (c) 0400 UTC, e (d) 0500 UTC do dia 19/10/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar.

por Evans et al. (2014) apresentou jato de retaguarda de 40 a 50 $m\ s^{-1}$. Além disso, na frente da LI há escoamento de norte (áreas amarelas) de mais de 10 $m\ s^{-1}$, sinal da presença do escoamento de norte/noroeste em baixos níveis. A evidência da presença do vórtice de escala meso-β aparece depois de 0400 UTC (Fig. 5.3c,d), onde há um dipolo de velocidade em direção ao radar e contrária (setas azuis), ou seja, rotação. O jato de retaguarda é notável a leste do radar com velocidade de mais de 40 $m\ s^{-1}$. Às 0500 UTC (Fig. 5.3d), o jato de retaguarda tem velocidade de mais de 45 $m\ s^{-1}$, comparável ao *superderecho* de 8 de maio de 2009 (EVANS et al., 2014; WEISMAN et al., 2013). Essa característica evidencia que as LIs no SB podem ter características comparáveis às que ocorrem no centro da América do Norte. Além disso, o jato de retaguarda se intensifica quando o vórtice meso-β se torna mais evidente, o que corrobora o resultado obtido por Grim et al. (2009), em que os autores mostraram que o vórtice influencia a velocidade do jato de retaguarda.

5.1.2 Análise sinótica

A Fig. 5.4 mostra as imagens do satélite GOES-13 no canal infravermelho, com as temperaturas mais baixas realçadas, e a análise dos sistemas meteorológicos baseada nos dados de superfície desde 6 horas antes da passagem da LI pelo SB. No dia 18 às 2100 UTC (Fig. 5.4a), uma frente de rajada gerada pela convecção no norte da Argentina se propaga para norte, enquanto que o SCM1 ocorre a sul da frente de rajada, ou seja, embebido no ar relativamente frio. A frente fria no centro da Argentina apresenta pouca nebulosidade e nenhuma convecção. Boa parte do Uruguai e sudeste do RS estão cobertos por nebulosidade com topos frios e convecção embebida. Nessa região, atuava uma massa de ar resfriada pela convecção, enquanto que a advecção de ar quente sobre o ar frio mantinha a atividade convectiva nesse mesmo local (Fig. 5.9b; mostrado adiante com as análises do GFS).

À 0000 UTC do dia 19 (Fig. 5.4b), o SCM1 perde intensidade (aumento da temperatura do topo) e forma-se outro sistema (SCM2), o qual dá início à LI. O SCM2 é originado por uma tempestade discreta (o termo "discreto" é utilizado nesse texto no sentido de "distinto", "isolado", de modo a diferenciar de um aglomerado de tempestades) de alta refletividade sobre o nordeste da Argentina, a qual evolui para leste apresentando características de um eco de arco (Fig. 5.2). Essa tempestade aumenta em área rapidamente conforme a piscina fria se intensifica (mostrado adiante), formando uma LI que se move para leste. Às 0300 UTC (Fig. 5.4c), o SCM2 apresenta topo bem frio (temperatura menor que $-70°C$) em uma grande área em formato elíptico, mas a característica do sistema observado pelo radar é de uma LI. Esse caso demonstra com clareza que a identificação de LIs apenas por imagens de satélite pode ser falha. Isso ocorre porque uma vez formado o escudo de cirrus na alta troposfera, é difícil distinguir os setores convectivo e estratiforme do sistema convectivo. O formato e a temperatura de topo do SCM2 permitem classificá-lo como um complexo convectivo de mesoescala [CCM; Maddox (1980)], embora a assinatura no radar evidencie a presença de uma LI. A partir de 0600 UTC (Fig. 5.4d), o sistema perde intensidade, como pode ser notado pelo aumento da temperatura de topo.

As sondagens de Uruguaiana-RS (SBUG) e Santa Maria-RS (SBSM) de 0000 UTC do dia 19/10 são mostradas em diagramas skew$T$-log$p$ na Fig. 5.5. A convecção se aproximava da região de Uruguaiana no horário de lançamento da sondagem (Fig. 5.5a), o que explica as camadas próximas da saturação na sondagem (entre 700 e 600 hPa, por exemplo). Contudo, a sondagem ainda apresenta alta instabilidade (MUCAPE $> 2500\ J\ kg^{-1}$) e é representativa do ambiente que antecede a chegada

Figura 5.3 - Velocidade radial ($m\ s^{-1}$) na elevação de 0,5° e refletividade em 3 km de altura (dBZ, contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) do radar de Santiago-RS às (a) 0200 UTC, (b) 0300 UTC, (c) 0400 UTC, e (d) 0500 UTC do dia 19/10/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar. As setas azuis indicam a rotação associada ao vórtice meso-β, e a seta rosa indica o máximo de velocidade associado ao jato de retaguarda.

Figura 5.4 - Imagens do satélite GOES-13 no canal infravermelho, realçadas conforme a escala de temperatura, às (a) 2100 UTC do dia 18, (b) 0000, (c) 0300 e (d) 0600 UTC do dia 19/10/2014. As frentes sinóticas são mostradas com os símbolos usuais.

Fonte: DSA/CPTEC/INPE (2017)

da LI. O valor de MUCAPE na sondagem é superior ao 90º percentil da distribuição de LIs severas (Fig. 4.39a). A alta instabilidade da sondagem se deve a T_d muito alta ($> 23°C$) em superfície e temperatura em 500 hPa de cerca de $-10°C$, sendo o perfil de temperatura mais inclinado que a curva adiabática saturada. Algumas camadas ainda apresentam alta TVVT (p. ex., entre 850 e 650 hPa) o que favorece um aumento da flutuabilidade nessas camadas e correntes ascendentes intensas. O perfil vertical de vento mostra a perturbação causada em baixos níveis pela convecção que se aproxima, com ventos de sudeste próximo à superfície. Os ventos se intensificam e viram para noroeste na média troposfera, com velocidade maior. O cisalhamento entre 0 e 6 km de altura é de 30 $m\ s^{-1}$, amplamente favorável à ocorrência de convecção severa (THOMPSON et al., 2003). O giro anticiclônico dos ventos com a altura também indica que há advecção positiva de temperatura na região.

Em Santa Maria-RS no mesmo horário (Fig. 5.5b), não há interferência da convecção e não existem camadas saturadas no perfil. Entre a superfície e 700 hPa a UR é baixa e a TVVT é alta, o que indica um ambiente favorável à evaporação da precipitação e formação de piscina fria assim que a convecção ocorrer. Essa característica é evidente no valor de DCAPE na sondagem (1376 $J\ kg^{-1}$), o qual é superior ao 90º percentil da distribuição de LIs severas (Fig. 4.39d). A LI, que estava a cerca de 200 km a oeste e movia-se a aproximadamente 100 $km\ h^{-1}$ para leste, encontraria um ambiente altamente favorável à manutenção da piscina fria. Os valores de CAPE em Santa Maria são modestos em relação a Uruguaiana, evidenciando que há um gradiente de CAPE entre o oeste e o centro do RS. Como será mostrado posteriormente, a evolução da LI para leste foi acompanhada pela intensificação do JBN noturno e contínua advecção positiva de temperatura e umidade em baixos níveis, que contribuíram para aumentar a instabilidade em Santa Maria antes e durante a passagem da LI pela região. O perfil vertical de ventos em Santa Maria também apresenta advecção quente em baixos níveis e intensos ventos na troposfera média, contribuindo para cisalhamento entre 0 e 6 km de 29 $m\ s^{-1}$. Conforme discutido na Sec. 4.2.2.3, o valor médio de cisalhamento entre 1000 e 500 hPa em casos de LIs severas é de aproximadamente 17 $m\ s^{-1}$ (Fig. 4.39; calculado a partir do CFSR), o que indica que a LI do presente caso ocorreu em um ambiente com cisalhamento muito alto. O perfil de ventos acima de 750 hPa é praticamente unidirecional, o que se assemelha ao perfil de ventos médio em casos de LI. Além disso, as temperaturas altas entre 800 e 850 hPa estão associadas às máximas temperaturas observadas na tarde do dia 18/10, que excederam $30°C$ (mostrado adiante). Uma inversão noturna é observada próximo à superfície.

Figura 5.5 - Diagramas skew$T$-log$p$ dos perfis verticais de (a) Uruguaiana-RS (SBUG) e (b) Santa Maria-RS (SBSM) à 0000UTC do dia 19/10/2014.

O mapa com as observações de superfície de 0000 UTC do dia 19/10/2014 é mostrado na Fig. 5.6. O círculo vermelho mostra a localização da convecção nesse horário. Há uma massa de ar com T_d de mais de 20°C sobre o nordeste da Argentina, e mais de 24°C sobre o sul do Paraguai. A depressão de ponto de orvalho no local onde ocorre convecção é de 2 a 5°C, o que indica que a piscina fria rasa que passou pela região (Fig. 5.4) resfriou o ar. A passagem da frente de rajada fez com que os ventos ficassem de sul na maior parte da região. Os ventos de leste/nordeste sobre o norte do RS, associados aos ventos de sul na Argentina e norte do Uruguai, causam convergência em superfície sobre o oeste do RS. A LI se formou em um ambiente com alta T_d sob escoamento de sul, e moveu-se para leste em direção a uma área com menores temperaturas e T_d. Os dados de superfície mostram que o escoamento de norte responsável pelo transporte de ar quente e úmido em direção à LI ocorreu em níveis mais elevados, acima de uma CLP estável, o que é corroborado pela sondagem de Santa Maria-RS (Fig. 5.5b).

As figuras a seguir mostram a evolução dos campos sinóticos desde 12h antes da ocorrência da LI sobre o SB (1200 UTC do dia 1800 a 0000 UTC do dia 19), utilizando as análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. O caso de 19/10/2014 foi to tipo T3,

Figura 5.6 - Mapa com as observações de superfície de 0000UTC do dia 19/10/2014. O círculo vermelho mostra a localização da convecção nesse horário (Fig. 5.4b). Os números em vermelho mostram a temperatura em 2 m (^oC), em verde a T_d em 2 m ($^\circ C$), em preto a PNMM (hPa), e as barbelas o vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$). As linhas de mesma T_d (em verde) são plotadas manualmente a cada $2^\circ C$. Áreas em amarelo são caracterizadas por T_d menor que $16^\circ C$, em verde entre 20 e $22^\circ C$ e em rosa acima de $22^\circ C$. O sombreado indica a orografia (m).

com predomínio de escoamento zonal sobre o SB. A análise de outras características do ambiente, como índices de instabilidade, será tratada na próxima seção por meio das simulações do modelo WRF.

A Fig. 5.7 mostra o vento em 250 hPa (sombreado), a PNMM (contornos pretos) e a espessura (contornos tracejados). Às 1200 UTC do dia 18 (Fig. 5.7a), há duas correntes de jato com máximo de vento de mais que 50 $m\ s^{-1}$. Uma se localiza entre 20 e 25°S no Pacífico e acelera ao atravessar os Andes, principalmente sobre o sul do RS, Uruguai e Oceano Atlântico adjacente. Esse jato está associado a espessuras entre 1000 e 500 hPa de cerca de 570 dam, portanto se trata do jato subtropical, que se encontra na fronteira entre o ar tropical e de latitudes médias. A corrente de jato mais a sul tem máximo de vento a leste da Argentina em torno de 40°S. Ambas estão associadas a intenso escoamento de noroeste sobre o SB e Bacia do Prata. As linhas de espessura mostram gradiente meridional entre 25 e 35°S, estando a corrente de jato mais a sul associada a espessuras em torno de 540 dam, característico do jato polar. A PNMM é mais baixa sobre o noroeste da Argentina, com um cavado estendendo-se do mínimo de PNMM até o SB, ao longo do jato em 250 hPa. O sistema de baixa pressão no norte da Argentina é caracterizado pela ação conjunta da Baixa do Chaco e da Baixa do noroeste da Argentina [principalmente próximo aos Andes; Seluchi e Saulo (2012)]. O cavado que se estende para sudeste do centro da baixa está associado ao jato subtropical e a gradiente meridional de espessura entre 1000 e 500 hPa, além de gradiente meridional de θ_e, caracterizando uma frente quente (RIBEIRO et al., 2016).

No dia 19 à 0000 UTC (Fig. 5.7b), horário em que a LI se forma, ocorre intensificação do JAN em torno de 40°S, e uma desaceleração do jato mais a norte em torno de 25°S. A movimentação dos dois jatos faz com que a saída polar do jato subtropical e a entrada equatorial do jato polar estejam acopladas sobre o centro da Argentina/oeste do Uruguai (em torno de 30°S, 60°W) nesse horário. Esse padrão indica que as circulações ageostróficas associadas aos JANs podem ter causado levantamento na região (UCCELLINI; JOHNSON, 1979). Conforme mostrado adiante, nessa região formou-se uma intensa tempestade que deu início à formação da LI em torno de 28°S, 60°W. A PNMM diminuiu tanto no centro de baixa PNMM no norte da Argentina quanto no SB em relação às 1200 UTC do dia 18 (Fig. 5.7b). Além disso, a espessura diminuiu e a PNMM aumentou rapidamente sobre o centro da Argentina com o movimento rápido do cavado em médios/altos níveis para nordeste e consequente anticiclogênese em superfície. A frente fria em superfície vinculada ao gradiente de espessura moveu-se para norte/nordeste sobre a Argentina central.

Figura 5.7 - Magnitude do vento em 250 hPa ($m\ s^{-1}$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos) e espessura entre 1000 e 500 hPa (dam, contornos coloridos) às (a) 1200 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha vermelha em (b) mostra a localização aproximada da convecção nesse horário.

A configuração em 500 hPa (Fig. 5.8) evidencia o escoamento de oeste/noroeste predominante sobre o SB, sem um cavado de escala sinótica corrente acima da região. Às 1200 UTC do dia 18 (Fig. 5.8a), cavados de onda curta associados a máximos de vorticidade ciclônica (negativa) são observados sobre o norte da Argentina. A máxima vorticidade ciclônica, contudo, localiza-se a sul de 35°S, onde há um cavado de escala sinótica e ventos intensos ($> 25\ m\ s^{-1}$). O levantamento sobre o SB é pequeno, localizado corrente abaixo dos máximos de vorticidade ciclônica na região.

O escoamento em 500 hPa se intensifica sobre o SB à 0000 UTC do dia 19 (Fig. 5.8b). Nesse momento, também há levantamento mais intenso sobre o SB (contornos coloridos), o que se deve à maior advecção diferencial de vorticidade ciclônica nesse nível (não mostrado), às circulações ageostróficas associadas ao jato polar e jato subtropical (Fig. 5.7b), e ao aumento do gradiente meridional de PNMM sobre a região (Fig. 5.7b). Um máximo de vorticidade se localiza sobre o Uruguai e favorece intenso levantamento no sul do RS e leste do Uruguai, onde se observava convecção naquele momento. O grande aumento da velocidade do vento em 500 hPa naquela região se refletiu em um aumento no cisalhamento vertical do vento (mostrado adiante), propiciando um ambiente com melhores condições para tempestades severas em relação a 12 horas antes. O cavado que se encontrava a oeste dos Andes às 1200 UTC do dia 18 (Fig. 5.8a) está localizado a leste das montanhas à 0000 UTC do dia 19 com menor amplitude.

A configuração sinótica em 850 hPa no dia 18 às 1200 UTC (Fig. 5.9a) é caracterizada por escoamento de norte/noroeste sobre o Paraguai, norte da Argentina, Bolívia e o SB, onde há alguns máximos de CFU (contornos brancos). O mínimo de altura geopotencial em 850 hPa a leste dos Andes e o aumento da altura geopotencial para leste causam o escoamento de norte/noroeste sobre essa região. Esse mínimo de altura geopotencial e PNMM (Fig. 5.7a) está associado à Baixa do Noroeste da Argentina (SELUCHI; SAULO, 2012), a qual se forma por processos dinâmicos quando ocorre escoamento de noroeste sobre os Andes na vanguarda de um cavado de escala sinótica na troposfera superior. Advecção fria ocorre no centro da Argentina associada a uma frente fria de lento deslocamento, enquanto que sobre o Atlântico nessa mesma latitude há uma frente quente e CFU.

À 0000 UTC do dia 19 (Fig. 5.9b), o padrão em 850 hPa apresenta mudanças significativas em alguns locais. A frente fria deslocou-se um pouco para norte, e há escoamento de sul no oeste da Argentina associado à canalização do ar relativamente frio pelos Andes (GARREAUD, 2000; SELUCHI et al., 1998). Há intensa CFU onde o

Figura 5.8 - Vorticidade relativa ciclônica (10^{-5} s^{-1}, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos a cada 3 dam), ω [10^{-1} Pa s^{-1}, contornos azuis (movimento ascendente) a cada -5 x 10^{-1} Pa s^{-1} começando em -5 x 10^{-1} Pa s^{-1} e vermelhos (movimento descendente) a cada 5 x 10^{-1} Pa s^{-1} começando em 5 x 10^{-1} Pa s^{-1}] e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}) no nível de 500 hPa às (a) 1200 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha rosa em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário.

escoamento de sul encontra o de norte em 25°S, e intenso levantamento na média troposfera (Fig. 5.9b). A θ_e em 850 hPa é relativamente baixa no sul do RS e leste do Uruguai devido à presença de uma piscina fria, no local onde a convecção ocorria há algumas horas. A ocorrência dessa piscina fria, com ventos fracos em seu interior, acentuou a CFU no noroeste do RS, onde o escoamento de noroeste encontra o ar mais frio da piscina fria. Essa convergência acentuada é determinante na iniciação da convecção sobre o nordeste da Argentina e consequente propagação para leste sobre o RS.

5.1.3 Simulação numérica

5.1.3.1 Testes de sensibilidade

A simulação do caso de 19/10/2014 começou às 0600 UTC do dia 18/10. As imagens de refletividade simulada (daqui para frente, todos os campos de refletividade simulada mostram a refletividade simulada máxima na coluna vertical do modelo; a refletividade simulada é calculada utilizando as razões de mistura de hidrometeoros na nuvem, através do software *NCAR Command Language* - *NCL*) às 0400 UTC do dia 19/10/2014 (quando a LI estava no estágio maduro) na Fig. 5.10 mostram a comparação da LI em simulações com diferentes microfísicas. A área com convecção mais intensa associada à linha convectiva ocorre na mesma região em todas as simulações, o que indica que o esquema de microfísica não tem influência na localização e no tempo de ocorrência da LI. Tempestades mais isoladas, contudo, aparecem em locais diferentes em cada simulação. Isso pode ser relacionado ao fato de que o sistema de mesoescala como a LI é influenciado por fatores de escala maior (mesoescala e escala sinótica) que tempestades isoladas, as quais são mais influenciadas por circulações locais e microfísica de nuvens. A LI simulada encontra-se aproximadamente 100 km a sul da LI observada (Fig. 5.2), e ocorre com atraso de $1-2$ h. Essas diferenças são normais quando se simula sistemas de mesoescala utilizando dados de modelos globais ou reanálises como condições iniciais e de contorno (EVANS et al., 2014; WEISMAN et al., 2013), e não interferem na análise do sistema. Como a propagação da LI foi para leste, o domínio de 3 km tem uma extensão longitudinal maior (361 pontos) que a latitudinal (301 pontos)(Tabela 3.6). A Fig. 5.11 mostra o tamanho do domínio de 9 km, e a Fig. 5.14 o tamanho do domínio de 3 km.

A simulação com Morrison (Fig. 5.10a) apresenta a LI menos extensa que a observada (Fig. 5.2), e com uma área estratiforme menor. A simulação com Thompson (Fig. 5.10b) é mais realista tanto na característica da linha convectiva quanto na extensão da área estratiforme, e representa melhor a curvatura da LI e presença

Figura 5.9 - θ_e (K, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) no nível de 850 hPa e convergência do fluxo de umidade entre 1000 e 700 hPa ($10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$, contornos brancos a cada 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ começando em 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) às (a) 1200 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha rosa em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário.

do mesovórtice. O esquema de Thompson é utilizado operacionalmente pelo modelo HRRR (*High-Resolution Rapid Refresh*), uma versão do WRF rodada pelo NCEP a cada 1 h com assimilação de dados de radar e resolução horizontal de 3 km sobre os Estados Unidos. Utilizando a microfísica WSM6 (Fig. 5.10c), os resultados são consideravelmente piores que com os outros dois esquemas, pois a linha convectiva não é distinta e há uma grande quantidade de pontos com refletividade maior que o observado. O esquema de microfísica de Thompson foi o escolhido na simulação.

A principal razão para as diferenças entre as simulações é que a microfísica de Thompson considera que a velocidade terminal de queda da neve é menor que a das outras microfísicas, permitindo que grandes áreas estratiformes dominadas por neve se formem na média e alta troposfera. Essas características tornam a simulação com Thompson mais realística, principalmente em relação à refletividade simulada. Wheatley et al. (2014) mostraram que o esquema de microfísica de Thompson é o melhor para simular LIs, pois os fluxos de calor latente associados à área estratiforme são melhor representados e desempenham um papel fundamental na dinâmica do sistema.

5.1.3.2 Índices de instabilidade

A distribuição espacial de MUCAPE e cisalhamento entre 1000 e 500 hPa previstos no domínio de 9 km é mostrada na Fig. 5.11, nos horários aproximados de formação e dissipação da LI (0000 e 0600 UTC, respectivamente). Os maiores valores de MUCAPE (acima de 3500 $J\ kg^{-1}$) concentram-se na fronteira do RS com a Argentina, o que condiz com os valores observados nas sondagens. Contudo, comparando com as sondagens observadas (Fig. 5.5), o modelo superestimou um pouco os valores de MUCAPE. A convecção iniciou em um ambiente com maior MUCAPE e propagou-se para um ambiente com menor MUCAPE. Os mais altos valores de MUCAPE à 0000 UTC (Fig. 5.11a) também se localizam em uma banda com orientação leste-oeste em torno de 28°S, exatamente onde há maior CFU de acordo com o GFS (Fig. 5.9), o que é associado à maior flutuabilidade do ar em baixos níveis quanto maior for a umidade específica. O cisalhamento entre 1000 e 500 hPa da simulação (em torno de 26 $m\ s^{-1}$) é bem próximo do observado (cerca de 29 $m\ s^{-1}$). Seis horas depois (0600 UTC; Fig. 5.11b), quando a LI já se encontrava no leste do RS, o modelo indicava MUCAPE de mais de 1700 $J\ kg^{-1}$, que é um valor relativamente alto considerando que é o meio da madrugada (o resfriamento radiativo em superfície tende a diminuir o CAPE à noite). A manutenção de valores altos de MUCAPE no influxo do sistema foi um fator determinante na severidade observada, uma vez que a LI teve acesso a

Figura 5.10 - Refletividade simulada (dBZ) no domínio de 3 km às 0400 UTC do dia 19/10/2014 de simulações utilizando o esquema de microfísica de (a) Morrison, (b) Thompson e (c) WSM6.

um influxo de ar instável ao longo de sua trajetória. A presença de MUCAPE acima de 1700 $J\ kg^{-1}$ na retaguarda da LI às 0600 UTC (Fig. 5.11b), associado a advecção quente (não mostrado) foi responsável pela formação de convecção na retaguarda do sistema, e coincide com a intensificação do escoamento de norte/noroeste à noite conforme mostrado pelo GFS (Fig. 5.9b).

Os campos de DCAPE (Fig. 5.12) previsto no domínio de 9 km mostram que boa parte do SB e imediações apresentavam DCAPE maior que 1000 $J\ kg^{-1}$, favorecendo a formação de piscinas frias e correntes descendentes intensas. Os valores são compatíveis com as sondagens (Fig. 5.5), e há um eixo de maior DCAPE que se estende do Paraguai até o centro do RS à 0000 UTC (Fig. 5.12a). O ambiente em que a LI se propagou tinha DCAPE acima de 1300 $J\ kg^{-1}$ (Fig. 5.12b).

A Fig. 5.13 mostra os índices K e Total-totals à 0000 UTC do dia 19/10/2014 previstos pela simulação no domínio de 9 km. Os índices expressam relativamente bem a instabilidade termodinâmica no oeste do RS e nordeste da Argentina, onde a LI se formou. O índice K tem valores de mais de 40°C e o índice Total-totals de mais de 56°C em alguns pontos, o que são indicativos de alto potencial de tempo severo.

5.1.3.3 Campos acumulados

Com base no perfil de ventos em baixos níveis no modelo, é possível estimar o potencial de rajadas de vento em cada horário da simulação (Eq. 3.6). A Fig. 5.14a mostra o potencial de rajadas acumulado em todo o período de vida da LI (2300 UTC do dia 18/10 a 0800 UTC do dia 19/10) no domínio de 3 km. A linha convectiva se organiza a partir das 0200 UTC (contornos pretos de 50 dBZ próximos de "02" na Fig. 5.14a), mas mesmo no estágio de células isoladas já ocorrem rajadas de vento de mais de 80 $km\ h^{-1}$. A partir de 0300 UTC, a LI começa a causar rajadas de vento de mais que 100 $km\ h^{-1}$ (sombreado verde escuro), enquanto que próximo de 0500 UTC a LI causa as rajadas mais intensas ($> 150\ km\ h^{-1}$, sombreado vermelho). As rajadas mais intensas ocorrem quando a linha convectiva tem o formato de um arco, principalmente no eixo do arco.

O campo de helicidade da corrente ascendente acumulada no período de 0000 a 0600 UTC no domínio de 3 km (Fig. 5.14b) mostra que a maior parte das rajadas de vento mais intensas estiveram associadas a máximos de helicidade da corrente ascendente. A helicidade da corrente ascendente é negativa onde há movimento ascendente juntamente com vorticidade ciclônica, ou seja, onde a corrente ascendente

Figura 5.11 - MUCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado), cisalhamento entre 1000 e 500 hPa (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 0000 UTC e (b) 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 9 km.

Figura 5.12 - DCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 0000 UTC e (b) 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 9 km.

Figura 5.13 - Índices Total-totals ($°C$, sombreado) e K ($°C$, contornos coloridos a cada $5°C$ começando em $25°C$) à 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 9 km.

é rotativa. Os locais em que há um "rastro" de alta helicidade da corrente ascendente indica vórtices de escala meso-γ ou mesociclones duradouros, como próximo do eco de arco entre 0400 e 0600 UTC. Vórtices de escala meso-γ são comumente responsáveis por rajadas de vento em superfície (WHEATLEY; TRAPP, 2008; TRAPP; WEISMAN, 2003), o que fica claro na Fig. 5.14b.

5.1.3.4 Iniciação da convecção (2300 UTC de 18/10 a 0100 UTC de 19/10)

A partir desta seção, os campos mostrados para este caso são todos gerados a partir do domínio de 3 km. A LI organizou-se a partir de uma banda estacionária de precipitação sobre o oeste do RS e Argentina às 2300 UTC do dia 18 (Fig. 5.15a). Essa banda estava associada a gradiente meridional de temperatura e convergência dos ventos em superfície (Fig. 5.16a). A sul da banda havia vento de sul associado a temperaturas em torno de 20°C, enquanto que a norte havia vento de leste e temperaturas entre 22 e 25°C. A presença de ventos de sudeste a norte de 29°S se deve à frente de rajada que se deslocou para norte mais cedo (Fig. 5.6a), resfriando o ar em superfície e causando ventos do quadrante sul em sua retaguarda. Os ventos de quadrante sul a sul da banda de precipitação, e na frente da frente fria (Fig. 5.9b) se devem possivelmente ao resfriamento da CLP causado pela precipitação que ocorria mais a sul, na fronteira entre Uruguai e Argentina (Fig. 5.4a).

À 0000 UTC do dia 19 (Fig. 5.15b), são observadas as primeiras células discretas. As células se formaram ao longo e a norte da banda estacionária provavelmente devido à convergência em superfície e alta instabilidade termodinâmica (MUCAPE acima de 3500 $J\ kg^{-1}$, Fig. 5.11a) a norte da banda. A refletividade associada a essas células é alta, correspondendo a alta quantidade de hidrometeoros nas tempestades. O campo de temperatura em superfície nesse momento (Fig. 5.16b), mostra que a precipitação associada a essas células começa a organizar uma piscina fria, com temperatura menor que 20°C em alguns pontos e PNMM de 2 a 4 hPa maior que às 2300 UTC do dia 18 (Fig. 5.16a). A rápida formação da piscina fria se deve à evaporação da precipitação causada por essas tempestades, que resfria o ar (WEISMAN, 1992). Conforme observado na Fig. 5.12a, o ambiente em que se formaram essas células de tempestade tinha alto DCAPE (1300 a 1500 $J\ kg^{-1}$), ou seja, favorecia a formação de piscinas frias (GILMORE; WICKER, 1998). Além de menor temperatura e maior PNMM, a piscina fria é responsável por ventos intensos ($> 15\ m\ s^{-1}$) em superfície nesse momento (Fig. 5.16b).

A Fig. 5.17 mostra a perturbação de PNMM, a qual é calculada subtraindo a PNMM

Figura 5.14 - (a) Acumulado do máximo potencial de rajada de vento em 10 m ($km\ h^{-1}$) e (b) acumulado da máxima helicidade da corrente ascendente ($m^2\ s^{-2}$) entre 0000 e 0600 UTC do dia 19/10/2017, domínio de 3 km. Os contornos pretos mostram a refletividade simulada máxima na coluna de 50 dBZ de hora em hora (números pretos, UTC).

Figura 5.15 - Refletividade simulada (dBZ) às (a) 2300 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.16 - Temperatura em 2 m ($°C$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) e vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) às (a) 2300 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$.

média na caixa rosa de 0,5° x 0,5° da PNMM em cada ponto do domínio conforme Eq. 3.8. A caixa rosa é representativa do ambiente no influxo da LI. Havia pequena perturbação de PNMM associada à banda de precipitação sobre o oeste do RS às 2300 UTC do dia 18 (Fig. 5.17a). Contudo, a partir do momento em que a piscina fria se forma, uma perturbação positiva de PNMM é observada na região (Fig. 5.17b). A perturbação positiva de PNMM associada à piscina fria é chamada mesoalta (HAERTEL; JOHNSON, 2000; LOEHRER; JOHNSON, 1995), conforme indicado na Fig. 5.17b. A perturbação de PNMM em relação ao ambiente chega a $4-5$ hPa na piscina fria. O gradiente horizontal de PNMM é o fator responsável pelos intensos ventos observados em superfície (Fig. 5.16b) conforme a piscina fria se forma, pois o ar tende a se mover das pressões mais altas para as mais baixas em mesoescala (a força de Coriolis é desprezível nessa escala espacial e temporal). A perturbação positiva de PNMM observada sobre o Uruguai se deve ao ar resfriado pela convecção que ocorria naquele local, e não está associada à LI.

A perturbação de temperatura (Eq. 3.8) na piscina fria é evidente na Fig. 5.18. O ar na piscina fria é $6-7°C$ mais frio que na caixa rosa (representativo do ambiente). Essa grande diminuição da temperatura no local em pouco tempo ($1-2$ h) também é reflexo do alto DCAPE no ambiente, que favorecia uma alta taxa de evaporação da precipitação e grande diferença de temperatura entre as parcelas de ar descendentes e as parcelas de ar do ambiente em superfície. A perturbação de temperatura dessa magnitude na piscina fria é considerada alta por outros autores (e.g., Weisman et al. (2013), e está associada a piscinas frias intensas.

As Figs. 5.19 e 5.20 mostram a vorticidade vertical (ζ; sombreado, com vorticidade ciclônica em cores verdes e azuis e anticiclônica em cores amarelas e laranjas), vorticidade horizontal [(η,ξ); vetores roxos], velocidade vertical (w; contornos vermelhos para movimento ascendente a cada 4 m s^{-1} e azuis para descendente a cada -2 m s^{-1}, e vento relativo à LI (barbelas) em 1 km de altura acima do solo. Vorticidade vertical refere-se à componente vertical do vetor vorticidade, e é mostrada como uma grandeza escalar nas Figs. 5.19 e 5.20 (valores positivos são vorticidade anticiclônica e negativos vorticidade ciclônica). Vorticidade horizontal refere-se ao vetor formado pelas duas componentes horizontais do vetor vorticidade (η e ξ). Esses campos mostram a distribuição da vorticidade horizontal e vertical no ambiente à frente da LI, e permitem concluir como a vorticidade do ambiente está relacionada com a evolução da LI. Geralmente, o influxo de ar ambiental em direção à linha convectiva da LI ocorre nos níveis mais baixos da troposfera, onde há vorticidade horizontal devido ao cisalhamento do vento em baixos níveis (WEISMAN, 1993). Essa vorticidade horizon-

Figura 5.17 - Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às (a) 2300 UTC do dia 18 e (b) 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.18 - Perturbação de temperatura em 2 m ($°C$, sombreado) e temperatura em 2 m ($°C$, contornos pretos a cada 2 $°C$) à 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$.

tal é modificada (transformada em vorticidade vertical) conforme o ar se aproxima da linha convectiva e encontra correntes ascendentes (Eq. 2.5).

Às 2300 UTC do dia 18 (Fig. 5.19), antes das primeiras células de formarem (Fig. 5.15a), há fraca vorticidade vertical ($|\zeta| < 2$ x 10^{-3} s^{-1}) na região onde havia convergência em baixos níveis (Fig. 5.16a) e a banda de precipitação. O escoamento em relação às tempestades discretas em formação nesse momento é intenso e de nordeste a norte de 30°S. Na fronteira entre Argentina e Brasil e sobre o noroeste do RS há escoamento relativo às tempestades de mais de 100 km h^{-1}. A vorticidade horizontal (vetores roxos) nesse momento apontam para nordeste nessa área, o que se deve ao escoamento em 850 hPa de noroeste. O vento em 850 hPa a norte de 30°S é de noroeste com velocidade de 10−15 m s^{-1} nesse momento (Fig. 5.9b), enquanto que o escoamento em superfície é de leste com velocidade de 2−3 m s^{-1} (Fig. 5.16a). Essa disposição dos ventos faz com que a vorticidade horizontal em 1 km de altura aponte para nordeste (Fig. 5.19). Além dessas características, as barbelas de vento relativo à tempestade e vetores de vorticidade horizontal têm uma grande componente que é paralela (mas com sentido contrário) na área do influxo das tempestades em formação. Logo, a vorticidade horizontal nessa área é predominantemente paralela ao escoamento relativo (*streamwise vorticity*; Fig.2.19a). O contrário se observa, por exemplo, em torno de 30,5°S, 55,5°W, onde os vetores e as barbelas têm uma maior componente perpendicular um em relação ao outro, e a vorticidade horizontal é predominantemente perpendicular ao escoamento relativo (*crosswise vorticity*; Fig.2.19b).

Quando as células discretas estão formadas (0000 UTC; Fig. 5.15b) e a piscina fria é evidente (Fig. 5.16b), ainda há vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo sendo injetada na linha convectiva (Fig. 5.20). A vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo, quando encontra uma corrente ascendente, é transformada em um único máximo ou mínimo de vorticidade vertical (primeiro e segundo termos do lado direito da Eq. 2.5). Nesse caso, a vorticidade horizontal aponta na direção contrária ao escoamento relativo (vetores roxos apontam para nordeste e barbelas apontam para sudoeste), ou seja, a vorticidade horizontal paralela ao escoamento é negativa. Assim, a vorticidade vertical gerada pela corrente ascendente é negativa, ou seja, ciclônica (Eq. 2.5). Isso explica porque há uma banda de vorticidade ciclônica (Fig. 5.20; em verde) e movimento ascendente (contornos vermelhos) em 1 km de altura ao longo da frente de rajada associada à piscina fria à 0000 UTC (Fig. 5.20). Essa banda de vorticidade associada à frente de rajada na dianteira da piscina fria é característica de LIs, e foi notada em estudos observacionais (WAKIMOTO

Figura 5.19 - Vorticidade vertical ($10^{-3}\ s^{-1}$, sombreado), vorticidade horizontal ($10^{-3}\ s^{-1}$, vetores roxos com escala no canto de baixo e direito da figura) velocidade vertical ($m\ s^{-1}$, contornos vermelhos indicam movimento ascendente a cada $4\ m\ s^{-1}$ começando em $4\ m\ s^{-1}$, e contornos azuis indicam movimento descendente a cada $-2\ m\ s^{-1}$ começando em $-2\ m\ s^{-1}$) e vento relativo à LI (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$; deslocamento da LI estimado em 100 $km\ h^{-1}$ para leste) em 1000 m acima do solo às 2300 UTC do dia 18/10/2014, domínio de 3 km.

et al., 2006). Wakimoto et al. (2006) atribuem essa banda de vorticidade ciclônica à vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo à LI, como observado no presente caso. A área da piscina fria apresenta máximos de vorticidade anticiclônica, que está associada à movimento descendente de ar frio na piscina fria. Esse processo será analisado adiante.

Figura 5.20 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura à 0100 UTC do dia 19/10/2014.

Os mesmos campos são mostrados nas Figs. 5.21 e 5.22, mas para 3 km acima do

solo. Nessa altura, é notável a menor intensidade da vorticidade horizontal no ambiente, pois o escoamento em baixos níveis tem maior velocidade em aproximadamente 850 hPa. O escoamento relativo às tempestades às 2300 UTC (Fig. 5.21a) é de norte, o que está associado à virada anticiclônica do vento com a altura. Comparado com a Fig. 5.19a, a injeção de vorticidade horizontal pelo escoamento relativo é consideravelmente menor em 3 km de altura. O movimento ascendente (contornos azuis) é mais intenso em 3 km (Fig. 5.21a) do que em 1 km (Fig. 5.19a). à 0000 UTC do dia 19 (Fig. 5.21), quando as tempestades se formam, há movimento ascendente associado a vorticidade ciclônica, ou seja, mesociclones. Mesociclones estão associados a tempestades rotativas (supercélulas), em que a corrente ascendente tem helicidade. A rotação presente nas tempestades à 0000 UTC do dia 19 ocorre porque a vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo faz com que a corrente ascendente incline a vorticidade horizontal e forme vorticidade vertical ciclônica no local onde há corrente ascendente (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2009). Quando a vorticidade horizontal é perpendicular ao escoamento relativo, ocorre a formação de um par de vórtices ciclônico e anticiclônico com a corrente ascendente entre eles (Fig. 2.18).

Conforme a Eq. 2.5, a vorticidade vertical pode ser modificada por 1) inclinação da vorticidade horizontal pela injeção desta na corrente vertical (primeiro e segundo termos do lado direito da Eq. 2.5) e 2) espichamento da vorticidade vertical existente quando colocada com velocidade vertical (terceiro termo do lado direito da Eq. 2.5). A Fig. 5.23 mostra a tendência de vorticidade vertical associada a cada termo (inclinação e espichamento). As cores sombreadas verdes e azuis indicam vorticidade diminuindo com o tempo (tornando-se mais ciclônica) e as cores amarelas e vermelhas a vorticidade aumentando com o tempo (tornando-se mais anticiclônica) devido ao termo de inclinação. Os contornos azuis mostram a vorticidade vertical diminuindo com o tempo e os contornos vermelhos a vorticidade vertical aumentando com o tempo devido ao espichamento. O intervalo entre os contornos e as cores sombreadas é o mesmo (4 x 10^{-6} s^{-2}) para fins de comparação.

Em 1 km de altura à 0000 UTC (Fig. 5.23), a vorticidade vertical apresenta tendência negativa ao longo da frente de rajada devido à inclinação da vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo, conforme mencionado anteriormente. Nesse momento, o espichamento de vorticidade vertical é pequeno. Pela Eq. 2.5, percebe-se que o termo do espichamento está vinculado à própria vorticidade vertical, ou seja, só há espichamento da vorticidade vertical se houver alguma vorticidade vertical no ambiente. Logo, o primeiro termo a agir é a inclinação de vorticidade horizontal para geração de vorticidade vertical ciclônica ao longo da frente de rajada. O

Figura 5.21 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 2300 UTC do dia 18/10/2014.

Figura 5.22 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura à 0000 UTC do dia 19/10/2014.

espichamento só começa a agir depois que há uma quantidade de vorticidade ciclônica maior ao longo da frente de rajada. Esse resultado é esperado, uma vez que o espichamento depende de que exista vorticidade vertical onde há velocidade vertical, e foi também encontrado em outros estudos [e.g., Wakimoto et al. (2006)]. A vorticidade vertical no ambiente era pequena neste caso (Fig. 5.8b), o que significa que a fonte de vorticidade foi a inclinação de vorticidade horizontal, não o ambiente sinótico. O mesmo resultado foi encontrado por Evans et al. (2014) e Weisman et al. (2013) ao estudarem um intenso *derecho* nos Estados Unidos.

Em 3 km de altura (Fig. 5.24), o espichamento é um pouco maior que em 1 km (Fig. 5.23) devido ao maior w, mas ainda assim é pequeno. Há inclinação de vorticidade associada às correntes ascendentes e descendentes das tempestades discretas, e não se observa uma banda de tendência positiva de vorticidade ciclônica devido à inclinação como em 1 km de altura (Fig. 5.23). Esse resultado indica que a piscina fria ainda era rasa nesse momento, e ainda não era capaz de modificar a vorticidade vertical em 3 km de altura.

A fase inicial da LI (de 2300 UTC do dia 18 a 0100 UTC do dia 19) foi caracterizada pela formação das primeiras células discretas ao longo de uma zona de convergência em superfície. O ambiente com alto MUCAPE ($> 3500\ J\ kg^{-1}$) e cisalhamento ($> 25\ m\ s^{-1}$) favoreceu a intensificação rápida dessas tempestades, as quais apresentavam mesociclones em 3 km de altura à 0000 UTC. A precipitação causada por essas tempestades foi responsável pela rápida formação de uma piscina fria, uma vez que o DCAPE era alto na área ($> 1300\ J\ kg^{-1}$). Conforme a piscina fria se organizou, o movimento ascendente na frente de rajada causou a formação de uma banda de vorticidade ciclônica em 1 km de altura, a qual resulta da inclinação da vorticidade horizontal presente no ambiente.

5.1.3.5 Organização da LI (0100 a 0300 UTC)

Os campos de refletividade simulada (Fig. 5.25) começam a mostrar a organização do sistema em uma LI conforme este avança para leste. À 0100 UTC (Fig. 5.25a), há uma linha convectiva ainda descontínua e uma área estratiforme a sul da linha convectiva. Nova convecção forma-se a oeste do sistema. A LI tem uma linha convectiva contínua às 0200 UTC (Fig. 5.25b), onde ocorrem células localizadas com maior refletividade. A área estratiforme também cresceu em relação à 0100 UTC.

A Fig. 5.26 mostra o gradiente horizontal de θ_e no nível mais baixo do modelo às 0200 UTC do dia 19. O gradiente de θ_e mais alto se localiza na frente de rajada

Figura 5.23 - Tendência de vorticidade vertical devido à inclinação (10^{-6} s^{-2}, sombreado) e devido ao espichamento (10^{-6} s^{-2}, contornos azuis para valores negativos a cada -4 x 10^{-6} s^{-2} começando em -4 x 10^{-6} s^{-2} e contornos vermelhos para valores positivos a cada 4 x 10^{-6} s^{-2} começando em 4 x 10^{-6} s^{-2}) em 1000 m acima do solo à 0000 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.24 - Mesmo que Fig. 5.23, mas em 3000 m de altura à 0000 UTC do dia 19/10/2014.

Figura 5.25 - Refletividade simulada (dBZ) às (a) 0100 UTC e (b) 0200 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

(fronteira entre a piscina fria e o ar ambiental). A piscina fria tem θ_e menor que 330 K em seu centro. Além do gradiente de θ_e associado à piscina fria, há outros locais com gradiente intenso, principalmente no ambiente pré-LI. Essas áreas com intenso gradiente de θ_e [$> 4\ K\ (10km)^{-1}$] se devem a heterogeneidades como relevo, ondas de gravidade, aquecimento/resfriamento radiativo diferencial, entre outros processos. Wheatley e Trapp (2008) mostraram que essas áreas com gradiente de θ_e acentuado podem influenciar a formação de mesovórtices ao longo da LI, uma vez que a diferença de densidade associada ao gradiente horizontal de θ_e causa a formação de vorticidade horizontal por processos baroclínicos (Eq. 2.3).

Figura 5.26 - Gradiente horizontal de θ_e [$10^{-4}\ K\ m^{-1}$, ou $K\ (10km)^{-1}$, sombreado] e θ_e (contornos pretos a cada 10 K) no nível vertical mais baixo do modelo às 0200 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

A vorticidade vertical em 1 km de altura à 0100 UTC (Fig. 5.27) mostra claramente uma banda de vorticidade ciclônica na frente de rajada, a qual está associada a um sistema maduro com uma piscina fria intensa. A vorticidade horizontal no ambiente pré-LI se mantém predominantemente paralela ao escoamento relativo, e facilita a manutenção da banda de vorticidade ciclônica na frente de rajada. A mesma configuração é notada às 0200 UTC (Fig. 5.28), mas nesse momento a vorticidade ciclônica na frente de rajada tem valores maiores e está associada a movimento ascendente mais intenso (contornos vermelhos). Nos dois horários, a piscina fria apresenta vários máximos de vorticidade anticiclônica (sombreado amarelo), os quais são causados pelas correntes descendentes (contornos azuis) agindo sobre a vorticidade horizontal perpendicular ao escoamento, predominante na piscina fria (WEISMAN; TRAPP, 2003).

Os campos de vorticidade vertical e horizontal em 3 km de altura (Figs. 5.29 e 5.30) têm características distintas dos campos em 1 km de altura (Figs. 5.27 e 5.28). Em 3 km de altura à 0100 UTC (Fig. 5.29), tanto a vorticidade ciclônica (sombreado verde) quanto o movimento ascendente (contornos vermelhos) ao longo da frente de rajada são mais intensos. Assim como nos horários antes da organização da LI (Fig. 5.22), o influxo de vorticidade horizontal do ambiente pré-LI para a LI é pequeno, pois a vorticidade horizontal (vetores roxos) é pequena nessa altura. O movimento ascendente é mais intenso às 0200 UTC ao longo da frente de rajada, ainda colocado com vorticidade ciclônica. O posicionamento da corrente ascendente junto com a vorticidade ciclônica faz com que a vorticidade ciclônica aumente por espichamento (Eq. 2.5), uma vez que o movimento ascendente aumenta com a altura entre 1 e 3 km. Assim, a banda de vorticidade ciclônica se mantém por muitas horas. Também é notável a intensificação da vorticidade anticiclônica dentro da piscina fria, assim como locais com movimento descendente intenso (contornos azuis indicam movimento descendente a cada $-2\ m\ s^{-1}$).

Weisman e Trapp (2003), entre outros, mostraram que a vorticidade horizontal gerada na piscina fria em associação ao gradiente de temperatura é importante na formação de mesovórtices. A vorticidade horizontal no ambiente pré-LI, quando entra na corrente ascendente na frente de rajada, é advectada para longe da supefície (para cima), o que explica porque a vorticidade vertical ao longo da frente de rajada é mais intensa em 3 km de altura (Figs. 5.29 e 5.30) do que em 1 km de altura (Figs. 5.27 e 5.28). A vorticidade vertical em baixos níveis ($0-1\ km$) é gerada apenas por correntes descendentes, portanto está associada às correntes descendentes na piscina fria (WEISMAN, 1992; WEISMAN, 1993). Assim, a vorticidade anticiclônica

Figura 5.27 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura à 0100 UTC do dia 19/10/2014.

Figura 5.28 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura às 0200 UTC do dia 19/10/2014.

gerada por processos baroclínicos em mesoescala na piscina fria causa a intensificação dos mesovórtices até o nível do solo, potencializando a ocorrência de ventos intensos e tornados (WEISMAN; TRAPP, 2003; TRAPP; WEISMAN, 2003).

Figura 5.29 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura à 0100 UTC do dia 19/10/2014.

A Fig. 5.31 mostra a tendência de vorticidade vertical em 1 km de altura associada à inclinação (sombreada) e espichamento (contornos) às 0200 UTC. Assim como nos horários anteriores (Fig. 5.23), há vorticidade vertical ciclônica sendo gerada por in-

Figura 5.30 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 0200 UTC do dia 19/10/2014.

clinação ao longo da frente de rajada (sombreado verde) e logo atrás se intensificando pelo espichamento (contornos azuis), quando a vorticidade ciclônica encontra movimento ascendente. Esse processo ocorre continuamente porque a LI segue associada a um influxo de vorticidade horizontal paralela ao escoamento relativo.

Figura 5.31 - Mesmo que Fig. 5.23, mas em 1000 m de altura às 0200 UTC do dia 19/10/2014.

A fase de organização da LI é caracterizada pelo aumento da vorticidade ciclônica em baixos níveis ao longo da frente de rajada e correntes ascendentes mais intensas

na linha convectiva. A piscina fria torna-se mais intensa, e é responsável pela organização das tempestades em forma de uma linha contínua. O potencial de rajadas de vento aumenta a partir desse momento.

5.1.3.6 Estágio maduro (0300 a 0600 UTC)

As rajadas de vento mais intensas ($> 100\ km\ h^{-1}$) ocorreram no estágio maduro da LI, entre 0300 e 0600 UTC na simulação (Fig. 5.14a). A estrutura da LI às 0300 e 0400 UTC (Fig. 5.32), quando estava no estágio maduro, apresenta muita similaridade com o modelo conceitual de LI assimétrica apresentado por Loehrer e Johnson (1995) (Fig. 2.4b). A área estratiforme tem refletividade moderada e contínua atrás da linha convectiva e está deslocada para sul, enquanto que a linha convectiva se estende para norte/noroeste. Conforme será mostrado adiante, a localização da mesoalta e mesobaixa também são diferentes de uma LI simétrica (Fig. 2.4a). Além dessas características estruturais, a LI tem outras características que são comumente associadas a tempo severo: áreas com alta refletividade ($> 60\ dBZ$) ao longo da linha convectiva; partes da linha convectiva em forma de arco (*bow echoes*), principalmente às 0400 UTC (Fig. 5.32b); velocidade de propagação para leste de ≈ 100 $km\ h^{-1}$, ou seja, mais rápido que o vento médio entre 0 e 6 km [cerca de 70 km h^{-1}; Corfidi (2003)]. A Fig. 5.14a evidencia que o potencial de ocorrência de ventos fortes a partir desse período aumenta.

A assimetria da LI é refletida no campo de perturbação de PNMM às 0300 UTC (Fig. 5.33). A mesoalta localiza-se sob a área estratiforme, onde há ar frio resfriado pela precipitação, a qual também está deslocada para sul em relação à linha convectiva (Fig. 5.32a). A mesobaixa também é evidente na frente da LI. Na região da LI onde a mesoalta e a mesobaixa estão mais próximas, onde há o maior gradiente de PNMM, ocorrem as rajadas de vento mais intensas.

A piscina fria às 0300 UTC (Fig. 5.34a) tem perturbação de temperatura negativa maior que $-7°C$ em alguns pontos. Há uma ampla área com perturbação de temperatura negativa na piscina fria, além de algumas áreas com perturbação negativa em locais com terreno mais elevado e perturbação positiva no Vale do Rio Jacuí e noroeste do RS. Às 0400 UTC (Fig. 5.34b), a mudança mais significativa ocorre no setor sul da linha convectiva, onde o ar resfria rapidamente e forma uma "nova" piscina fria. A Fig. 5.14a indica que esse rápido resfriamento do ar em superfície fez com que as rajadas de vento se intensificassem no local.

O gradiente horizontal de θ_e (Fig. 5.35) evidencia o intenso contraste térmico for-

Figura 5.32 - Refletividade simulada (dBZ) às (a) 0300 UTC e (b) 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.33 - Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às 0300 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.34 - Perturbação de temperatura em 2 m ($°C$, sombreado) e temperatura em 2 m ($°C$, contornos pretos a cada 2 $°C$) às (a) 0300 e (b) 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$.

mado a partir do resfriamento do ar naquela área. O gradiente de θ_e é superior a 25 K $(10km)^{-1}$ às 0400 UTC, e a queda de temperatura em 2 m foi de cerca de 8°C em 30 minutos na simulação. Johns e Hirt (1987) e Wakimoto et al. (2006), entre outros, mostraram que as rajadas de vento mais intensas em um SCM como uma LI estão associadas à intensificação local da piscina fria devido à uma corrente descendente intensa (*downburst* ou *microburst*), um processo que ocorre em diversos locais da LI. O local onde a piscina fria se intensificou é o mesmo onde a refletividade simulada é superior a 65 dBZ (Fig. 5.32b), o que indica que a queda de hidrometeoros, e consequente evaporação/sublimação/derretimento, podem estar associados ao resfriamento do ar em superfície. Os processos físicos associados à intensificação da piscina fria serão explorados adiante.

O horário entre 0300 e 0400 UTC, quando a LI está no estágio maduro (Fig. 5.32), é oportuno para analisar a intensidade da piscina fria (C; Eq. 2.2) e a relação dessa com o cisalhamento em baixos níveis no ambiente pré-LI (ΔU). Rotunno et al. (1988) mostraram que as correntes ascendentes na linha convectiva são verticais quando $C \approx \Delta U$, enquanto que Weisman (1993) evidencia que a LI tem maior potencial de causar ventos fortes quando $C > \Delta U$, pois essa configuração facilita a ocorrência do jato de retaguarda porque forma um gradiente vertical de flutuabilidade sobre a piscina fria.

A Fig. 5.36a mostra a flutuabilidade em 1000 m de altura (sombreado) e a altura da piscina fria (contornos pretos). O contraste de flutuabilidade na linha convectiva é evidente, pois há flutuabilidade negativa associada a piscina fria e flutuabilidade próxima a zero no ambiente pré-LI. A piscina fria logo atrás da linha convectiva (Fig. 5.36a) é onde ocorrem os máximos de flutuabilidade negativa. A altura da piscina fria nesse local varia entre 4500 e 3000 m, com um valor médio de aproximadamente 3500 m. De acordo com Bryan e Parker (2010), uma piscina fria com essa altura é mais profunda que a média (2000−2500 m), e pode ser considerada uma piscina fria intensa.

A intensidade da piscina fria (C) é mostrada na Fig. 5.36b juntamente com o cisalhamento (ΔU) entre a superfície e 3500 m de altura (altura média da piscina fria) no ambiente pré-LI. C varia entre 35 e 50 $m\ s^{-1}$ na piscina fria logo atrás da linha convectiva, o que também é um valor considerado alto (CONIGLIO et al., 2012; BRYAN; PARKER, 2010). ΔU varia entre 20 e 30 $m\ s^{-1}$ no ambiente pré-LI, o que é significativamente menor que C. Portanto, as correntes ascendentes na linha convectiva, de acordo com a teoria RKW, têm uma inclinação para trás da LI. A

Figura 5.35 - Gradiente horizontal de θ_e [10^{-4} K m^{-1}, ou K $(10km)^{-1}$, sombreado] e θ_e (contornos pretos a cada 10 K) no nível vertical mais baixo do modelo às 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

vorticidade horizontal associada à piscina fria nesse momento é mais intensa que a associada ao cisalhamento do vento em baixos níveis no ambiente pré-LI, e a corrente ascendente se inclina para trás da LI (Fig. 2.11). As seções verticais mostradas adiante confirmam essa hipótese.

O vórtice de escala meso-β observado no setor sul da linha convectiva (Fig. 5.32b) aparece no campo de velocidade relativa em 1000 m de altura (Fig. 5.37) como uma circulação ciclônica centrada em torno de 30,5°S, 53,5°W. O escoamento relativo à LI na retaguarda da linha convectiva é de sul, enquanto que a leste da linha convectiva no ambiente pré-LI é de leste. O escoamento de sul atrás da linha convectiva favorece a formação do arco nesse momento, evidente nos campos de movimento ascendente (contornos vermelhos) e vorticidade ciclônica (sombreado verde e azul). Logo, o vórtice meso-β pode ter sido um fator determinante na formação do eco de arco na LI, conforme observado nas imagens de radar (Fig. 5.2) e simulação (Fig. 5.32b). A evolução da LI mostrada até esse momento se assemelha ao modelo conceitual de formação de um eco de arco de Wakimoto et al. (2006) (Fig. 2.15).

Outra característica marcante dos campos de vorticidade horizontal e velocidade relativa em 1000 m às 0400 UTC (Fig. 5.37) é que houve uma mudança na disposição dos vetores vento relativo (barbelas) e vorticidade horizontal (vetores roxos) em 1000 m de altura (elipse vermelha na Fig. 5.37). Os vetores que nos horários de 0100 e 0200 UTC (Figs. 5.27 e 5.28) estavam praticamente paralelos, agora estão perpendiculares. Isso significa que a vorticidade horizontal sendo injetada na linha convectiva da LI agora é perpendicular ao vento relativo (*crosswise*). Quando esse tipo de vorticidade horizontal encontra a corrente ascendente na linha convectiva, formam-se um máximo e um mínimo de vorticidade vertical, em vez de apenas um mínimo como no caso da vorticidade horizontal paralela ao escoamento (Fig. 2.18). Além disso, a mudança de vorticidade horizontal paralela ao escoamento para vorticidade horizontal perpendicular ao escoamento ocorreu no momento em que o vórtice meso-β se intensificou, o que sugere que a vorticidade horizontal perpendicular ao escoamento favorece a formação de vórtices ao longo da linha convectiva, como discutido por Wheatley e Trapp (2008).

A circulação ciclônica que aparece em 1000 m de altura (Fig. 5.37) às 0400 UTC é ainda mais evidente em 3000 m de altura (Fig. 5.38). O centro aproximado da circulação ciclônica é indicado por um "V" cinza na Fig. 5.38. Weisman (1992) e Weisman (1993) afirma que os vórtices de escala meso-β são mais intensos em torno de 2000−3000 m de altura. A circulação ciclônica é também mais ampla em

Figura 5.36 - (a) Flutuabilidade em 1000 m de altura ($m\ s^{-2}$, sombreado) e altura da piscina fria (m, contornos pretos a cada 500 m apenas em pontos com flutuabilidade menor que $-0{,}1\ m\ s^{-2}$), e (b) intensidade da piscina fria (C; $m\ s^{-1}$, sombreado) e cisalhamento entre a superfície e o topo da piscina fria (ΔU; $m\ s^{-1}$, contornos pretos a cada 5 $m\ s^{-1}$ apenas em pontos em que $C = 0$, ou seja, fora da piscina fria) às 0300 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O topo da piscina fria médio utilizado para calcular o cisalhamento nesse momento é 3500 m. A intensidade da piscina fria (C) é calculada conforme Eq. 2.2.

Figura 5.37 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 1000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014.

3000 m de altura. No ambiente pré-LI, observa-se injeção de vorticidade horizontal perpendicular ao escoamento, mas menos intensa que em 1000 m de altura (Fig. 5.37) porque o vento relativo e a vorticidade horizontal são menores em 3000 m. Na linha convectiva, a vorticidade vertical ciclônica e o movimento ascendente são mais intensos que em 1000 m de altura, conforme esperado, e essas duas variáveis têm seus máximos ao longo da linha convectiva. A mesma posição do movimento ascendente com a vorticidade ciclônica faz com que a vorticidade ciclônica seja mantida pelo termo de espichamento da Eq. 2.5. A vorticidade ciclônica e o movimento ascendente são mais intensos na parte sul da linha convectiva, próximo da circulação ciclônica, e menos intensos no setor norte da LI. Esse resultado também evidencia como a formação do mesovórtice causa movimento ascendente mais vigoroso ao longo da linha convectiva, pois aumenta a convergência em baixos níveis e intensifica o jato de retaguarda (WEISMAN, 1993; GRIM et al., 2009).

O jato de retaguarda também é observado na Fig. 5.38. A oeste do mesovórtice, há ventos de oeste em 3000 m de altura, ou seja, da retaguarda para a dianteira da LI. Como a LI tinha uma velocidade de $\approx 100\ km\ h^{-1}$ para leste neste momento, o jato de retaguarda tem a velocidade da LI mais a velocidade do vento relativo mostrado na Fig. 5.38, ou seja, aproximadamente 160 $km\ h^{-1}$. Esse valor é compatível com o valor de mais de 45 $m\ s^{-1}$ medido pelo radar (Fig. 5.3). O jato de retaguarda será explorado mais adiante com as seções verticais ao longo do eco de arco da LI.

A tendência de vorticidade vertical associada à inclinação (sombreado) e ao espichamento (contornos) em 1000 m de altura às 0400 UTC é mostrada na Fig. 5.39. A vorticidade tem tendência de diminuir ao longo da linha convectiva (sombreado verde e contornos azuis), o que significa um aumento da vorticidade ciclônica com o tempo. Esse aumento se deve principalmente ao espichamento (contornos azuis), pois a corrente ascendente em 3000 m de altura (contornos vermelhos na Fig. 5.38) é mais intensa que em 1000 m de altura (contornos vermelhos na Fig. 5.37), ou seja, há um aumento da corrente ascendente com a altura (Eq. 2.5) que causa um aumento da vorticidade ciclônica. O aumento de vorticidade ciclônica por inclinação da vorticidade horizontal se concentra no setor norte da LI, enquanto que no setor onde as correntes ascendentes são mais intensas (próximo do vórtice meso-β), há predominância do espichamento. Em 3000 m de altura (Fig. 5.40), as tendências de vorticidade são mais desorganizadas. Há tendência de aumento da vorticidade ciclônica tanto por espichamento quanto por inclinação na parte sul da linha convectiva, logo a norte do vórtice meso-β. A tendência de aumento da vorticidade ciclônica por inclinação a norte do vórtice meso-β corrobora o fato de que a piscina fria é profunda

Figura 5.38 - Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014.

naquele local (Fig. 5.36a), e consegue influenciar a tendência de vorticidade até 3000 m de altura. A ocorrência de máximos e mínimos de tendência de vorticidade na linha convectiva e na piscina fria pode estar associada à formação/dissipação de vórtices meso-γ. Alguns desses vórtices são notados no campo de helicidade da corrente ascendente acumulada (Fig. 5.14b) como "estradas" de alta helicidade da corrente ascendente embebidas na grande área. Vórtices meso-γ são comumente responsáveis por rajadas de vento em superfície e tornados (TRAPP; WEISMAN, 2003; WAKIMOTO et al., 2006).

Figura 5.39 - Mesmo que Fig. 5.23, mas em 1000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014.

Figura 5.40 - Mesmo que Fig. 5.23, mas em 3000 m de altura às 0400 UTC do dia 19/10/2014.

As figuras mostrando o movimento relativo à LI (Figs. 5.37 e 5.38) evidenciam que um vórtice meso-β se desenvolveu no setor sul da linha convectiva. Para estimar a intensidade do vórtice meso-β e analisar sua evolução temporal, foi calculada a média de vorticidade em uma área de 50 km x 50 km centrada no mínimo de vorticidade vertical (máximo de vorticidade ciclônica) associado ao centro da circulação ciclônica do vórtice meso-β. A vorticidade média foi calculada para cada nível vertical na camada entre 1 e 5 km de altura. A Fig. 5.41 mostra a evolução temporal da vorticidade média entre 1 e 5 km de altura entre 0230 e 0600 UTC. A vortici-

dade é negativa em toda a camada durante todo o período, com variações pequenas entre 0230 e 0400. Depois de 0400 UTC, a vorticidade vertical diminui de -50 x 10^{-5} s^{-1} para -70 x 10^{-5} s^{-1} em toda a camada em menos de 30 minutos. Depois de 0430 UTC, a vorticidade entre 3 e 5 km oscila, mas a vorticidade entre 1 e 3 km continua diminuindo, até atingir menos que -100 x 10^{-5} s^{-1} entre 0530 e 0600 UTC. Esse valor é $1-2$ ordens de magnitude maior que a vorticidade ciclônica de escala sinótica ($\approx 10^{-4}$ a 10^{-5} s^{-1}), e é comparável ao encontrado por Wakimoto et al. (2006). Além disso, o máximo de vorticidade está localizado em $1-2$ km de altura, o que indica que o mesovórtice de fato foi um fator importante na ocorrência de rajadas de vento mais intensas entre 0400 e 0600 UTC (Fig. 5.14a). De maneira geral, ventos fortes em superfície ocorrem mais facilmente quanto mais baixo estiver o mesovórtice (WHEATLEY; TRAPP, 2008), pois o momentum horizontal próximo à superfície é maior.

A partir de 0300 UTC, a LI causou rajadas de vento de mais de 100 km h^{-1}, as quais estiveram associadas à intensificação do mesovórtice (Fig. 5.41) e do jato de retaguarda (Fig. 5.38). Em vista disso, seções verticais em 30,3°S (reta "AB" na Fig. 5.14a), no eixo das rajadas de vento mais intensas, são mostradas a seguir. A análise das seções verticais assume que a LI varia pouco em seu eixo paralelo, e pode-se assumir que as seções são representativas do eixo do eco de arco da LI. Seções verticais em outras latitudes próximas mostraram resultados muito semelhantes (não mostrado).

As seções verticais entre 0300 e 0400 UTC do dia 19 são mostradas na Fig. 5.42. Às 0300 UTC (Fig. 5.42a), a piscina fria é evidente abaixo de ≈ 4000 m de altura (sombreado azul e verde na Fig. 5.42a), onde há flutuabilidade negativa, e está associada a perturbação de pressão positiva em superfície (mesoalta; contornos brancos). A linha convectiva se localiza na dianteira da piscina fria (a qual se move para a direita no gráfico). Acima da piscina fria, há uma camada com flutuabilidade positiva (sombreado amarelo e laranja na Fig. 5.42a), a qual se deve ao aquecimento latente (ou "liberação" de calor latente) na linha convectiva (HOUZE, 1989). O ar com flutuabilidade positiva é então levado para a traseira da LI sobre a piscina fria, uma vez que o escoamento relativo na alta troposfera sobre a piscina fria é para oeste (para a esquerda no gráfico; não mostrado). A inclinação da corrente ascendente para a traseira da LI corrobora que $C > \Delta U$ (WEISMAN, 1993).

Uma importante consequência da formação do gradiente vertical de flutuabilidade ($\frac{dB}{dz} > 0$) é a formação de um mínimo de perturbação de pressão (contornos vermelhos

Figura 5.41 - Vorticidade vertical (10^{-5} s^{-1}) média na caixa de 0,5° x 0,5° em torno do máximo de vorticidade ciclônica em 3 km de altura em função da altura na camada de 1000 a 5000 m, domínio de 3 km. O eixo x mostra os horários UTC e o eixo y a altura acima do solo em m.

na Fig. 5.42a) entre a piscina fria e a camada com flutuabilidade positiva acima da piscina fria. A Eq. 2.4 mostra que um mínimo de perturbação de pressão está associado a locais em que a flutuabilidade aumenta com a altura, como no topo da piscina fria (ou seja, os contornos vermelhos indicam perturbação de pressão mínima na fronteira entre o sombreado azul/verde e amarelo/laranja). Isso ocorre porque o ar com flutuabilidade positiva tem aceleração para cima e o ar com flutuabilidade negativa para baixo, diminuindo a pressão entre eles. O mínimo de pressão em torno de 5000 m de altura na Fig. 5.42 faz com que o escoamento da retaguarda para a dianteira da LI (contornos pretos são isotacas de vento de oeste, da esquerda para a direita no gráfico) seja mais intenso nesse nível, ou seja, contribui para a formação e/ou intensificação do jato de retaguarda (WEISMAN, 1993; WAKIMOTO et al., 2006).

Às 0330 UTC (Fig. 5.42b), o padrão geral se mantém, mas algumas diferenças são notadas. A flutuabilidade na piscina fria diminui ao mesmo tempo que a flutuabilidade positiva na alta troposfera aumenta, o que intensifica o mínimo de pressão na média troposfera. Além disso, o mínimo de pressão se localiza mais próximo da linha convectiva, uma vez que a intensificação do gradiente vertical de flutuabilidade aumenta mais na dianteira do sistema. O aumento da flutuabilidade nesse momento pode ser devido à intensificação da convecção na linha convectiva e maior aquecimento latente na alta troposfera, enquanto que a intensificação da piscina fria se deve à corrente descendente que ocorre nesse momento (Fig. 5.34b).

O movimento descendente ocorrido entre 0330 e 0400 UTC, e que foi responsável pela intensificação da piscina fria na dianteira da LI, é mostrado na Fig. 5.43. Associado a movimento descendente (contornos pretos tracejados a cada 1 $m\ s^{-1}$) há alta refletividade simulada ($> 60\ dBZ$), ou seja, grande quantidade de hidrometeoros. A diminuição da flutuabilidade na dianteira da LI nesse período ocorreu devido à evaporação dos hidrometeoros associados à corrente descendente (a qual leva os hidrometeoros em direção a ar mais quente) e ao peso desses hidrometeoros, os quais são considerados na equação da flutuabilidade (Eq. 2.1). A Fig. 5.43 também evidencia que a corrente ascendente na linha convectiva é inclinada para a traseira da LI, o que corrobora a relação $\frac{C}{\Delta U} > 1$ [Fig. 5.36b; Weisman (1993)].

As seções verticais às 0400 UTC (Fig. 5.42c) mostram que o mínimo de perturbação de pressão ("B" na Fig. 5.42c) se localiza na dianteira da LI, a flutuabilidade na dianteira da piscina fria diminuiu ainda mais, e o jato de retaguarda (contornos pretos) avança até a dianteira da LI com velocidade máxima superior a 40 $m\ s^{-1}$. Além disso, o jato de retaguarda agora aparece próximo à superfície na dianteira da

Figura 5.42 - Seção vertical entre a superfície e 10 km de altura em 57°W (reta "AB" na Fig. 5.14) de flutuabilidade ($m\ s^{-2}$, sombreado), velocidade zonal do vento ($m\ s^{-1}$, contornos pretos; paralela ao plano da figura) e perturbação de pressão (hPa, contornos vermelhos para valores negativos e brancos para valores positivos a cada 1 hPa) às (a) 0300, (b) 0330 e (c) 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O "B" vermelho indica o mínimo de perturbação de pressão (p'). O eixo y mostra a altura em km.

Figura 5.43 - Seção vertical entre a superfície e 15 km de altura em 30,3°S (reta "AB" na Fig. 5.14) de refletividade (dBZ, sombreado), velocidade vertical ($m\ s^{-1}$, contornos pretos contínuos para movimento ascendente a cada 4 $m\ s^{-1}$ começando em 4 $m\ s^{-1}$, e contornos pretos tracejados para movimento descendente a cada $-0{,}5\ m\ s^{-1}$ começando em $-0{,}5\ m\ s^{-1}$) e isoterma de $0°C$ (linha rosa) às 0400 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O eixo y mostra a altura em km.

piscina fria (isotaca de 35 $m\ s^{-1}$ a 500 m de altura), o que evidencia a descida do jato até a superfície. Figueiredo et al. (2016) mostraram que o jato de retaguarda esteve presente nesse caso utilizando as varreduras do radar de Santiago-RS de velocidade Doppler. O presente estudo evidencia que a descida do jato até a superfície foi a causa da intensificação das rajadas de vento em superfície (Fig. 5.14a) no caso de 19/10/2014.

As seções verticais nas Figs. 5.42 e 5.43 podem ser comparadas aos modelos conceituais de Weisman (1993) (Fig. 2.13) e Houze (1989) (Fig. 2.5). O caso de 19/10/2014 no sul do Brasil tem diversas similaridades com os modelos conceituais clássicos de uma LI madura: 1) a formação de um gradiente vertical de flutuabilidade entre a baixa e alta troposfera; 2) a formação de um mínimo de perturbação de pressão e do jato de retaguarda no topo da piscina fria; 3) a corrente ascendente na linha convectiva inclinada para trás da LI conforme a piscina fria se intensifica e C se torna maior que ΔU; 4) a refletividade alta ($> 50\ dBZ$) associada à convecção e intensa corrente ascendente na linha convectiva; 5) a área estratiforme com refletividade moderada (30 a 40 dBZ) na retaguarda da linha convectiva.

O período em que a LI causou as rajadas de vento mais intensas na simulação foi em torno de 0500 UTC (rajadas simuladas acima de 150 $km\ h^{-1}$; Fig. 5.14a), quando o vórtice meso-β atingiu a máxima vorticidade ciclônica (Fig. 5.41). A Fig. 5.44 mostra a refletividade (Fig. 5.44a) e as vorticidades vertical e horizontal em 3000 m de altura (Fig. 5.44b) às 0500 UTC. O eco de arco é evidente no campo de refletividade a norte de onde se localiza o vórtice meso-β ("V" na Fig. 5.44). Associado ao eco de arco, há intensa vorticidade ciclônica (sombreado verde e azul na Fig. 5.44b) e movimento ascendente (contornos vermelhos na Fig. 5.44b). O movimento ascendente mais intenso ocorre no eco de arco e próximo ao vórtice meso-β, pois a ação do vórtice meso-β e da descida do jato de retaguarda nesses locais causa maior convergência em baixos níveis ao longo da frente de rajada. A banda de vorticidade ciclônica ao longo da frente de rajada às 0500 UTC é mantida principalmente pelo espichamento de vorticidade ciclônica (Eq. 2.5; não mostrado), uma vez que existe alta vorticidade ciclônica e movimento ascendente ao longo da frente de rajada.

As perturbações de temperatura em 2 m e PNMM são mostradas nas Figs. 5.45 e 5.46. O eco de arco está localizado na região onde há o maior gradiente de temperatura em 2 m (Fig. 5.45) e PNMM (Fig. 5.46) entre o ar da piscina fria e o ar do ambiente. A piscina fria tem uma grande área nesse momento. O setor da piscina fria mais a sul avança rapidamente para leste, associado à LI, enquanto que o setor mais a norte permanece estacionário entre 29°S e 28,5°S. No campo de perturbação de PNMM (Fig. 5.46), a mesoalta e a mesobaixa são evidentes na dianteira da piscina fria e no ambiente pré-LI, respectivamente. Além dessas características, às 0500 UTC surge um mínimo de pressão na retaguarda da piscina fria, a qual é denominada baixa de retaguarda (LOEHRER; JOHNSON, 1995; HAERTEL; JOHNSON, 2000). A baixa de retaguarda se forma devido à subsidência na retaguarda da área estratiforme da LI, o que aquece o ar e diminui a pressão. Uma vez que o ambiente está saturado no local, a subsidência não é capaz de causar intensa queda de pressão. Contudo, ainda não há um consenso sobre a causa da subsidência na retaguarda da LI. Neste caso de 19/10/2014, a baixa de retaguarda não esteve associada a rajadas de vento intensas (Fig. 5.14a), mas uma baixa de retaguarda associada a LI de 20/12/2014 (Sec. 5.2) foi responsável por rajadas de vento de mais de 80 $km\ h^{-1}$ na simulação.

A intensidade da piscina fria às 0500 UTC (Fig. 5.47) mostra que a relação $\frac{C}{\Delta U}$ é ainda maior que às 0300 UTC (Fig. 5.36; $\frac{C}{\Delta U} \approx 2{,}5$ às 0500 UTC contra $\frac{C}{\Delta U} \approx 1{,}8$ às 0300 UTC), o que indica que as correntes ascendentes são ainda mais inclinadas para a traseira da LI (WEISMAN, 1992) às 0500 UTC. O aumento da relação $\frac{C}{\Delta U}$ com

Figura 5.44 - (a) Refletividade simulada (dBZ) máxima na coluna às 0500 UTC do dia 19/10/2014. (b) Mesmo que Fig. 5.19, mas em 3000 m de altura às 0500 UTC do dia 19/10/2014. O "V" nas figuras indica a localização do vórtice meso-β.

Figura 5.45 - Perturbação de temperatura em 2 m ($°C$, sombreado) e temperatura em 2 m ($°C$, contornos pretos a cada 2 $°C$) às 0500 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$.

Figura 5.46 - Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às 0500 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km.

o tempo juntamente com o aumento do potencial de rajadas de vento na simulação (Fig. 5.14a) indica que a Teoria RKW (ROTUNNO et al., 1988; WEISMAN, 1993) é válida em casos de LI na América do Sul.

As seções verticais entre 0500 e 0600 UTC (Fig. 5.48) mostram o jato de retaguarda próximo ao solo (velocidade maior que 40 $m\ s^{-1}$ em 500 m de altura) às 0500 UTC (Fig. 5.48a). O máximo de velocidade do vento do jato de retaguarda sobre a piscina fria localiza-se em torno de 2 km de altura, mais baixo que no período entre 0300 e 0400 UTC (em torno de 3 km de altura; Fig. 5.42). O gradiente vertical de flutuabilidade entre a baixa e alta troposfera se mantém em toda a retaguarda da LI, com o máximo na dianteira da piscina fria. Esse gradiente vertical está associado ao mínimo de perturbação de pressão ("B" na Fig. 5.48a) de menos que -5 hPa, que também é mais intenso que no período de 0300 a 0400 UTC (Fig. 5.42). O aumento do gradiente vertical de flutuabilidade na dianteira da piscina fria intensifica o mínimo de perturbação de pressão e acelera o jato de retaguarda, o que potencializa a ocorrência de rajadas de vento em superfície (WEISMAN, 1993). Além disso, a concomitante intensificação do vórtice meso-β (Fig. 5.41) neste momento faz com que o jato de retaguarda intensifique ainda mais e desça até mais próximo da superfície (WHEATLEY; TRAPP, 2008).

Após às 0500 UTC, o potencial de rajadas de vento na simulação decresce até a dissipação da LI (Fig. 5.14a). As seções verticais às 0530 e 0600 UTC (Figs. 5.48b,c) mostram o jato de retaguarda enfraquecendo com o tempo e afastando-se do solo, juntamente com uma diminuição do gradiente vertical de flutuabilidade e aumento da perturbação negativa de pressão na média troposfera. O gradiente vertical de flutuabilidade diminui devido a dois processos: 1) diminuição do aquecimento latente na troposfera superior pela diminuição da convecção e 2) enfraquecimento da piscina fria (aumento da flutuabilidade em baixos níveis) pela diminuição do resfriamento latente (evaporação, sublimação, derretimento) e/ou diminuição do peso dos hidrometeoros. A Fig. 5.49 mostra que a velocidade vertical ao longo da linha convectiva não diminuiu consideravelmente em comparação com às 0400 UTC (Fig. 5.43), o que permite concluir que não houve uma redução significativa no aquecimento na alta troposfera pelo aquecimento latente pela convecção. A segunda possibilidade é o enfraquecimento da piscina fria, que é evidenciado pela diminuição considerável da velocidade descendente na piscina fria, a qual diminui a taxa de resfriamento latente, e pela diminuição da refletividade, que significa menor peso dos hidrometeoros e maior flutuabilidade. A diminuição da quantidade de hidrometeoros (diminuição da refletividade) e consequente diminuição do resfriamento latente podem estar as-

Figura 5.47 - Intensidade da piscina fria (C; $m\ s^{-1}$, sombreado) e cisalhamento entre a superfície e o topo da piscina fria (ΔU; $m\ s^{-1}$, contornos pretos a cada 5 $m\ s^{-1}$ apenas em pontos em que $C = 0$, ou seja, fora da piscina fria) às 0500 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O topo da piscina fria médio utilizado para calcular o cisalhamento neste momento é 3500 m. A intensidade da piscina fria (C) é calculada conforme Eq. 2.2.

sociados à processos microfísicos (ADAMS-SELIN et al., 2013b; SEIGEL; HEEVER, 2013) ou à propagação da LI em direção a um ambiente com menor água precipitável (não mostrado).

A LI de 19/10/2014 ocorreu em um ambiente com intenso escoamento de oeste na troposfera média, o que favoreceu seu rápido deslocamento para leste ao longo de uma área com gradiente meridional de θ_e e presença de advecção quente em baixos níveis. A aproximação de uma frente fria pela Argentina central associada a um cavado em altos níveis foram responsáveis pela intensificação do escoamento de norte em baixos níveis, e a presença de alta instabilidade termodinâmica e cisalhamento do vento intenso durante todo o período de vida do sistema contribuíram para sua longa duração ($> 8\ h$).

A simulação numérica conseguiu caracterizar os principais aspectos da LI, como a velocidade de propagação, formação do vórtice meso-β e dos arcos ao longo da linha convectiva, além do padrão de rajadas de vento em superfície. A configuração da LI foi muito similar aos modelos conceituais de LI assimétrica (LOEHRER; JOHNSON, 1995; HAERTEL; JOHNSON, 2000). As rajadas de vento mais intensas ocorreram devido à descida do jato de retaguarda até a superfície, assim como mostraram outros estudos de LI em outros locais do mundo (WAKIMOTO et al., 2015; EVANS et al., 2014). A formação do vórtice meso-β favoreceu a intensificação e descida do jato de retaguarda, desempenhando um papel importante na severidade da LI. Esse estudo de caso é o primeiro a mostrar em detalhes a estrutura de mesoescala de uma LI severa na América do Sul.

5.2 Linha de Instabilidade de 20 de dezembro de 2014

5.2.1 Síntese do evento

Na tarde do dia 20 de dezembro de 2014, uma LI severa atingiu o oeste e norte do Uruguai, nordeste da Argentina e oeste do RS (Fig. 5.50), causando rajadas de vento muito intensas ($> 100\ km\ h^{-1}$) em vários locais. Mais de 100 municípios do RS foram atingidos, sendo que pelo menos 10 registraram danos causados pelo vento. A região mais severamente atingida foi o interior de Santana do Livramento-RS, onde várias torres de energia eólica foram destruídas (Fig. 5.51). Como essas torres são confeccionadas para suportar ventos muito intensos, estima-se que as rajadas no local passaram de 120 $km\ h^{-1}$, podendo chegar a até 200 $km\ h^{-1}$ segundo algumas estimativas. Cerca de 250 mil clientes de empresas de energia elétrica ficaram sem energia devido à queda de postes e árvores no RS.

Figura 5.48 - Seção vertical entre a superfície e 10 km de altura em 57°W (reta "AB" na Fig. 5.14) de flutuabilidade ($m\ s^{-2}$, sombreado), velocidade zonal do vento ($m\ s^{-1}$, contornos pretos; paralela ao plano da figura) e perturbação de pressão (hPa, contornos vermelhos para valores negativos e brancos para valores positivos a cada 1 hPa) às (a) 0500, (b) 0530 e (c) 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O "B" vermelho indica o mínimo de perturbação de pressão (p'). O eixo y mostra a altura em km.

Figura 5.49 - Seção vertical entre a superfície e 15 km de altura em 30,3°S (reta "AB" na Fig. 5.14) de refletividade (dBZ, sombreado), velocidade vertical ($m\ s^{-1}$, contornos pretos contínuos para movimento ascendente a cada 4 $m\ s^{-1}$ começando em 4 $m\ s^{-1}$, e contornos pretos tracejados para movimento descendente a cada $-0{,}5\ m\ s^{-1}$ começando em $-0{,}5\ m\ s^{-1}$) e isoterma de $0°C$ (linha rosa) às 0600 UTC do dia 19/10/2014, domínio de 3 km. O eixo y mostra a altura em km.

A LI do dia 20/12/2014 originou-se na fronteira entre Uruguai e Argentina devido a intensa convecção que ocorreu naquela área na manhã do dia 20 (não mostrado). A LI se deslocou para norte/nordeste e atingiu o sudoeste do RS em torno de 1806 UTC do dia 20 (Fig. 5.52). A LI às 1806 UTC (Fig. 5.52a) tinha uma linha convectiva bem definida, com refletividade mais elevada em alguns pontos. Ecos de arco ocorreram ao longo da linha convectiva, como o que se localiza em aproximadamente 31,2°S, 55,7°W, responsável pela destruição de torres de energia eólica em Santana do Livramento-RS. Além disso, uma banda de refletividade no sentido sudoeste-nordeste sobre o RS na frente da LI, onde ocorria advecção quente (mostrado adiante) serviu de foco para a iniciação e tempestades discretas intensas. Às 1906 e 2006 UTC (Figs. 5.52b,c), a LI avança sobre o RS, e a linha convectiva apresenta uma grande curvatura e alguns ecos de arco. No ambiente pré-LI, várias tempestades intensas são observadas. Às 2106 UTC, a LI perde organização sobre o centro do RS, e a linha convectiva apresenta descontinuidades. A grande área estratiforme na retaguarda da LI avança para norte na retaguarda da linha convectiva.

Os campos de velocidade radial do radar de Santiago-RS são mostrados na Fig. 5.53,

Figura 5.50 - Mapa com os municípios do RS afetados pela LI do dia 20/12/2014 (amarelo; inferido por radar) e municípios em que houve relatos de danos e/ou rajada de vento medida de pelo menos 80 $km\ h^{-1}$ associada a LI (vermelho). Os números são as rajadas de vento medidas acima de 80 $km\ h^{-1}$ e causadas pela LI.

Figura 5.51 - Torre de energia eólica derrubada pelo vento na tarde do dia 20/12/2014 em Santana do Livramento-RS.

Fonte: Fabian Ribeiro (2014)

juntamente com os contornos de refletividade de 40, 50 e 60 dBZ (contornos pretos). Cores amarelas e vermelhas indicam velocidades se afastando do radar, e cores verdes e azuis se aproximando. Às 1806 UTC (Fig. 5.53a), há escoamento de norte (cores amarelas) a leste da LI e pontos com escoamento de sul/sudoeste (cores verdes) atrás da LI. A tempestade à frente da LI (seta rosa na Fig. 5.53a) apresenta características de supercélula, com um eco de gancho em seu setor oeste associado a rotação (dipolo de velocidade perpendicular ao ponto do radar). Conforme a LI avança para mais próximo do radar (Fig. 5.53b), alguns pontos de rotação são observados nas tempestades no ambiente pré-LI e ao longo da linha convectiva. A tempestade com rotação é mostrada com maior detalhe na Fig. 5.53b, onde se observa o claro dipolo de velocidade radial indicando rotação. O escoamento na retaguarda da linha convectiva chega a $15-20\ m\ s^{-1}$ às 2006 UTC (Fig. 5.53c), mas não há evidência do jato de retaguarda em mesoescala como observado no caso de

Figura 5.52 - Refletividade (dBZ) em 3 km de altura do radar de Santiago-RS às (a) 1806 UTC, (b) 1906 UTC, (c) 2006 UTC, e (d) 2106 UTC do dia 20/12/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar.

19/10/2014 (Fig. 5.3). Além disso, na retaguarda da LI há escoamento de sul (área amarela na Fig. 5.53c) a sul da área com escoamento de norte (em torno de 31°S, 55°W), o que indica divergência em baixos níveis dentro da piscina fria. Diversos vórtices de escala meso-γ e ecos de arco ao longo da linha convectiva podem ter sido os responsáveis pelas rajadas de vento intensas nesse caso, hipóteses que serão avaliadas na análise da simulação numérica.

5.2.2 Análise sinótica

A Fig. 5.54 mostra a evolução da convecção através das imagens de satélite no canal infravermelho. Às 1200 UTC do dia 20/12 (Fig. 5.54a), a frente fria avança para norte sobre a Argentina central, enquanto que ocorre convecção na vanguarda desse sistema sobre o Uruguai e centro-leste da Argentina. A convecção durante a madrugada (não mostrado) foi responsável pela formação de uma frente de rajada, a qual se propaga para norte à frente da frente fria e incita convecção. Nesse momento, a LI forma-se entre o leste da Argentina central e o oeste do Uruguai. Às 1500 UTC (Fig. 5.54b), a LI se concentra na fronteira entre o Uruguai e a Argentina, onde o ar é mais úmido (T_d entre 17 e 19°C), enquanto que a frente de rajada não está associada a convecção no oeste da Argentina, onde o ar está relativamente seco (T_d entre 12 e 14°C, não mostrado).

A LI adquire a forma de um arco às 1800 UTC (Fig. 5.54c), quando se aproxima da fronteira do Uruguai com o RS. Essa curvatura da LI se deve à aceleração da linha convectiva em relação à frente de rajada que a originou. As causas da aceleração da LI quando se aproxima do RS, a qual ocorreu em associação com ventos intensos em superfície, serão abordadas com as simulações numéricas. Nesse horário, a troposfera inferior sobre o SB apresenta vários cumulus e tempestades, as quais são associadas à advecção quente na região e a instabilidade termodinâmica devido ao aquecimento diurno, conforme será mostrado adiante. Às 2100 UTC (Fig. 5.54d), a LI já se encontra em processo de dissipação no centro do RS.

As sondagens de Resistência, Argentina e Uruguaiana-RS do dia 20/12 às 1200 UTC são mostradas na Fig. 5.55. Em Resistência (Fig. 5.55a), há ar muito quente e úmido próximo à superfície (temperatura de 28°C e T_d de 24°C), o qual é sobreposto por uma camada com alta TVVT entre 800 e 400 hPa. A temperatura em 500 hPa é de -8°C, o que causa alta instabilidade quando sobreposta ao ar muito úmido em superfície (MUCAPE de mais de 3600 $J\ kg^{-1}$). O aquecimento diurno juntamente com a advecção fria em 500 hPa aumenta ainda mais a instabilidade ao longo da tarde (mostrado adiante), criando um ambiente com CAPE muito elevado no momento em que a LI se aproxima do RS. O vento de norte em $\approx$ 850 hPa com máximo de $\approx$ 17 $m\ s^{-1}$ é um resquício do JBN noturno. O cisalhamento entre 0 e 1 km é de 11 $m\ s^{-1}$, enquanto que o cisalhamento entre 0 e 6 km é relativamente fraco (14 $m\ s^{-1}$).

A sondagem de Uruguaiana às 1200 UTC (Fig. 5.55b) apresenta TVVT semelhante à de Resistência, mas uma CLP mais seca, apesar de $T_d \approx 18$°C. Com o aquecimento

Figura 5.53 - Velocidade radial ($m\ s^{-1}$) na elevação de 0,5° e refletividade em 3 km de altura (dBZ, contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) do radar de Santiago-RS às (a) 1806 UTC, (b) 1906 UTC, (c) 2006 UTC, e (d) 2106 UTC do dia 20/12/2014. O círculo com um ponto no centro indica a localização do radar. As setas rosas indicam locais onde há um dipolo de velocidade perpendicular à localização do radar, ou seja, rotação.

Figura 5.54 - Imagens do satélite GOES-13 no canal infravermelho, realçadas conforme a escala de temperatura, às (a) 1200, (b) 1500, (c) 1800 e (d) 2100 UTC do dia 20/12/2014. As frentes sinóticas são mostradas com os símbolos usuais.

Fonte: DSA/CPTEC/INPE (2017)

diurno, o perfil de temperatura e T_d em baixos níveis muda para a forma de um "V" invertido devido à mistura na CLP, o que reduz ainda mais a UR à tarde. A redução da UR pelo aquecimento diurno é responsável por um aumento do DCAPE, que já é alto tanto em Uruguaiana quanto em Resistência às 1200 UTC (1300 a 1500 J kg^{-1}), e favorece a formação da intensa piscina fria associada à LI ocorrida nessa tarde. Uruguaiana também apresenta um cisalhamento entre 0 e 6 km relativamente intenso (29 m s^{-1}), o que se deve à proximidade do máximo de vento entre 30 e 35°S do local, o que não é observado em Resistência (Fig. 5.55a). Também há forte advecção quente em baixos níveis, onde o vento apresenta um giro anticiclônico com a altura. Essas condições termodinâmicas e cinemáticas favorecem tempestades severas organizadas e com a formação de intensas piscinas frias, e levaram à formação de uma LI capaz de produzir ventos intensos em decorrência da grande diferença de temperatura entre a piscina fria e o ar na CLP à frente.

Figura 5.55 - Diagramas skew$T$-log$p$ dos perfis verticais de (a) Resistência, Argentina (SARE) e (b) Uruguaiana-RS (SBUG) às 1200UTC do dia 20/12/2014.

A Fig. 5.56 mostra os dados de superfície de estações METAR, SYNOP e automáticas do INMET de temperatura (vermelho), T_d (verde), PNMM (preto) e vento às 1800 UTC do dia 20. A LI se aproxima da fronteira do Uruguai com o RS nesse momento (linha vermelha na Fig. 5.54a). O ar no ambiente pré-LI apresenta T_d acima de

$20°C$ e temperatura acima de $30°C$, indicando uma atmosfera muito quente e úmida próximo à superfície. Alguns pontos do nordeste da Argentina registram temperatura acima de $34°C$ com T_d de $24°C$ nesse horário. Apesar de altos valores de T_d, a depressão do ponto de orvalho indica que a UR nesse horário é baixa. A PNMM na região é baixa ($< 998\ hPa$), e diminui em direção ao noroeste devido à presença de um centro de baixa pressão no noroeste da Argentina (mostrado adiante). O escoamento é de norte em boa parte do RS, convergindo no local onde se localiza a LI. Além disso, o ar na piscina fria sobre o norte do Uruguai está consideravelmente mais frio, com temperaturas de $18-19°C$, o que também é um indício da intensa piscina fria na retaguarda da LI.

Os campos sinóticos mostrados a seguir são as análises do modelo GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. O caso de 20/12/2014 foi to tipo T2, com a presença de um cavado na média troposfera a oeste dos Andes. A configuração sinótica em 250 hPa no dia 20 às 0600 UTC (Fig. 5.57a) se caracteriza pela presença do jato subtropical que se estende desde o Pacífico entre 20 e 25°S até o SB. A leste dos Andes, há um mínimo de PNMM termo-orográfico. A metade norte se coloca com um máximo de espessura e é influenciada pela Baixa do Chaco, comum nessa época do ano. O setor mais a sul do mínimo de PNMM, entre 25 e 30°S, é associado à subsidência causada pelo jato subtropical ao atravessar os Andes. Em latitudes mais altas, o jato polar apresenta máximo a leste da Argentina, e um cavado no campo de espessura se localiza sobre a Patagônia. Corrente acima do cavado há um fraco ciclone, com PNMM menor que 1000 hPa. Sobre o centro da Argentina, o intenso gradiente de espessura juntamente com o jato polar está associado a uma frente fria em superfície.

Às 1800 UTC do dia 20 (Fig. 5.57b), o jato subtropical se intensifica sobre os Andes e noroeste da Argentina. A PNMM diminui no centro de baixa pressão devido à intensificação da Baixa do Chaco, e às 1800 UTC tem PNMM menor que 994 hPa. O centro de baixa pressão se move para norte em função do avanço do sistema frontal e da anticiclogênese que ocorre na Argentina central. O gradiente de espessura associado ao jato polar se desloca para norte devido à intensificação do cavado no campo de espessura sobre a Patagônia. O escoamento de sul/sudoeste a oeste do Chile é responsável pela incursão de ar frio pelo leste dos Andes, aumentando o gradiente de espessura na área em torno de 30°S. Sobre o SB, o cavado associado ao mínimo de PNMM a leste dos Andes se intensifica, o que favorece maior convergência em superfície e consequentemente aumenta o gradiente de espessura. A entrada equatorial do jato polar e saída polar do jato subtropical localizam-se sobre o oeste do RS, onde ocorre a LI, e favorecem movimento ascendente pelas circulações ageostróficas

Figura 5.56 - Mapa com as observações de superfície das 1800UTC do dia 20/12/2014. A linha vermelha mostra a localização aproximada da LI (Fig. 5.52a). Os números em vermelho mostram a temperatura em 2 m (^oC), em verde a T_d em 2 m ($^\circ C$), em preto a PNMM (hPa), e as barbelas o vento em 10 m (m s^{-1}, meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}). As linhas de mesma T_d (em verde) são plotadas manualmente a cada $2^\circ C$. Áreas em amarelo são caracterizadas por T_d menor que $16^\circ C$, em verde entre 20 e $22^\circ C$ e em rosa acima de $22^\circ C$. O sombreado indica a orografia (m).

dos jatos (UCCELLINI; JOHNSON, 1979).

O movimento vertical ω é mostrado na Fig. 5.58 (contornos coloridos). Às 0600UTC do dia 12 (Fig. 5.58a), ocorre levantamento no centro da Argentina causado, muito provavelmente, pela circulação na entrada equatorial do jato polar e pela fraca frente fria em superfície associada ao modesto ciclone a leste da Argentina, pois não há um máximo de vorticidade ciclônica corrente acima da área com maior levantamento. Observa-se um cavado a leste do SB e escoamento anticiclônico sobre o norte da Argentina na retaguarda desse cavado. A oeste dos Andes também se observa um cavado positivamente inclinado. A subsidência a leste dos Andes (contornos vermelhos na Fig. 5.58) causa a diminuição da PNMM por aquecimento adiabático (SELUCHI; SAULO, 2012), o que intensifica o JBN e aumenta a instabilidade termodinâmica sobre o SB. Doze horas depois (Fig. 5.58b), o cavado sobre o SB move-se para leste e o escoamento sobre o norte da Argentina e SB se mantém zonal. O eixo do cavado de grande amplitude sobre a Patagônia se alinha com o cavado a oeste dos Andes e move-se para nordeste, aumentando o gradiente de altura geopotencial e a velocidade do vento sobre o centro da Argentina, Uruguai e SB. O levantamento se intensifica sobre o oeste do RS e Uruguai, onde há confluência do escoamento em 500 hPa e ventos de mais de 25 $m\ s^{-1}$, os quais contribuem para o intenso cisalhamento na troposfera.

Os campos de 850 hPa às 0600 UTC do dia 20 (Fig. 5.59a) evidenciam o intenso gradiente de θ_e presente sobre o centro da Argentina (sombreado), onde há intensa CFU (contornos brancos). O escoamento de norte/noroeste é devido às menores alturas geopotenciais a leste dos Andes. Entre 25 e 30°S há uma zona com intenso gradiente de θ_e entre o ar tropical vindo de latitudes mais baixas e o ar relativamente frio na retaguarda do cavado em médios níveis no SB (Fig. 5.59a). Há CFU colocado com advecção quente neste local. Esses valores de CFU (da ordem de $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) são similares aos encontrados por Banacos e Schultz (2005) (Fig. 1c do artigo) ao longo de uma frente quente na América do Norte. Esses autores mostram casos em que CFU entre 10^{-4} e $10^{-3}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ está comumente associada a iniciação convectiva.

O ar com menor θ_e no SB dá lugar a ar mais quente e úmido sob escoamento de noroeste às 1800 UTC (Fig. 5.59b). A advecção quente e o aquecimento diurno são responsáveis pelo aumento da θ_e. Uma frente quente se encontra entre o oeste do Uruguai e o leste do RS, onde há CFU associada a um gradiente de θ_e e um leve cavado no campo de altura geopotencial. O aumento da temperatura sobre o RS é o

Figura 5.57 - Magnitude do vento em 250 hPa ($m\ s^{-1}$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos) e espessura entre 1000 e 500 hPa (dam, contornos coloridos) às (a) 0600 e (b) 1800 UTC do dia 20/12/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha vermelha em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário.

Figura 5.58 - Vorticidade relativa ciclônica (10^{-5} s^{-1}, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos a cada 3 dam), ω [10^{-1} Pa s^{-1}, contornos azuis (movimento ascendente) a cada -5 x 10^{-1} Pa s^{-1} começando em -5 x 10^{-1} Pa s^{-1} e vermelhos (movimento descendente) a cada 5 x 10^{-1} Pa s^{-1} começando em 5 x 10^{-1} Pa s^{-1}] e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 m s^{-1}, uma barbela inteira a 5 m s^{-1} e uma bandeira a 25 m s^{-1}) no nível de 500 hPa às (a) 0600 e (b) 1800 UTC do dia 20/12/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha vermelha em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário.

principal componente no aumento do CAPE observado entre 0600 UTC e 1800 UTC (mostrado adiante), e contribuiu para a severidade da LI. A massa de ar frio sobre o centro da Argentina, embora não tenha influenciado diretamente a ocorrência da LI sobre o SB, proporcionou um aumento no gradiente de espessura e aumento da velocidade do vento na média e alta troposfera (Figs. 5.57b e 5.59b), o que por sua vez contribuiu para aumentar o cisalhamento.

5.2.3 Simulação numérica

5.2.3.1 Testes de sensibilidade

A simulação do caso de 20/12/2014 começou às 0000 UTC do dia 20/12. A comparação das simulações com diferentes esquemas de microfísica é mostrada na Fig. 5.60 para o horário de 2100 UTC do dia 20/12/2014, quando a LI estava em estágio maduro. Essas imagens podem ser comparadas aos campos de refletividade do radar (Fig. 5.52). As três simulações conseguem representar o sistema convectivo no mesmo local nesse horário, o que indica que a microfísica não tem influência na localização do sistema de mesoescala. A simulação com microfísica Morrison (Fig. 5.60a) mostra uma LI desorganizada, sem uma distinta linha convectiva em sua dianteira. A simulação com microfísica Thompson mostra uma configuração semelhante, mas é possível distinguir um alinhamento da convecção ao longo da linha convectiva. O campo de refletividade simulado com a microfísica Thompson (Fig. 5.60b) é mais parecido com os campos de refletividade por radar (Fig. 5.52). Mesmo a LI observada pelo radar apresenta algumas áreas de descontinuidade ao longo da linha convectiva, o que foi bem simulado pelo modelo, principalmente com microfísica Thompson. A simulação com WSM6 (Fig. 5.60c) é a que tem pior desempenho entre as três, pois mostra grandes áreas com refletividade alta e área estratiforme menor que a observada. Assim como no caso de 19/10/2014, a simulação mais realista foi a que utilizou microfísica Thompson, seguida de perto pela simulação com microfísica Morrison. A análise nessa seção será baseada na simulação utilizando a microfísica Thompson. Também se notou que é muito importante que o domínio de maior resolução compreenda o início da convecção que gera a LI. Simulações em que o início da convecção ocorreu fora do domínio de 3 km não tiveram sucesso em simular a LI. Portanto, o domínio de 3 km nessa simulação se estende até o Rio da Prata, com 331 x 331 pontos (Tabela 3.6). A Fig. 5.61 mostra o tamanho do domínio de 9 km, e a Fig. 5.64 o tamanho do domínio de 3 km.

Figura 5.59 - θ_e (K, sombreado), altura geopotencial (dam, contornos pretos) e vento (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) no nível de 850 hPa e convergência do fluxo de umidade entre 1000 e 700 hPa ($10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$, contornos brancos a cada 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ começando em 1 x $10^{-4}\ g\ kg^{-1}\ s^{-1}$) em (a) 0600 e (b) 1800 UTC do dia 20/12/2014, análises do GFS/NCEP de 0,5° x 0,5°. A linha rosa em (b) mostra a localização aproximada da LI nesse horário.

Figura 5.60 - Refletividade simulada (dBZ) no domínio de 3 km às 2100 UTC do dia 20/12/2014 de simulações utilizando o esquema de microfísica de (a) Morrison, (b) Thompson e (c) WSM6.

5.2.3.2 Índices de instabilidade

Os campos de MUCAPE (sombreado) e refletividade (contornos pretos) simulados do domínio de 9 km às 1800 do dia 20/12 (horário aproximado da formação da LI) e 0000 UTC do dia 21/12 (horário aproximado da dissipação da LI) são mostrados na Fig. 5.61. A LI formou-se sobre o leste da Argentina e oeste do Uruguai e moveu-se para norte. Às 1800 UTC, o MUCAPE era maior que 4500 $J\ kg^{-1}$ na região, o que é um valor extremo. Além de alto MUCAPE, o cisalhamento entre 1000 e 500 hPa no ambiente pré-LI era de 20 a 25 $m\ s^{-1}$, o que também é considerado um valor alto e altamente favorável à ocorrência de tempo severo, principalmente na presença de alta instabilidade termodinâmica (Fig. 4.39) (THOMPSON et al., 2003). A simulação mostra a LI às 1800 UTC entre a Argentina e o Uruguai, o que é compatível com a posição observada da LI às 1500 UTC (Fig. 5.52a), ou seja, a LI simulada ocorreu aproximadamente 3 horas depois do observado. Essa diferença de algumas horas é comum nesse tipo de simulação de sistemas convectivos em que a convecção é explícita no modelo (WEISMAN et al., 2013; EVANS et al., 2014) e não há assimilação de dados em tempo real durante a simulação. Os valores de MUCAPE às 1800 UTC são compatíveis com as sondagens das 1200 UTC (Fig. 5.55) após o aquecimento diurno. A sondagem das 1200 UTC mostram um perfil de temperatura bem inclinado em baixos e médios níveis, o que proporcionou alto MUCAPE depois de atingir as temperaturas máximas à tarde (30−36 $°C$; Fig. 5.56).

À 0000 UTC do dia 21/12 (Fig. 5.61b), o MUCAPE diminui conforme o aquecimento diurno cessa, e a LI simulada encontra-se desorganizada sobre o RS. Apesar da diminuição do MUCAPE, as condições do ambiente pré-LI à 0000 UTC ainda são altamente favoráveis à severidade do sistema, uma vez que há cisalhamento de 15−20 $m\ s^{-1}$ e MUCAPE acima de 3500 $J\ kg^{-1}$. Também se observa que o cisalhamento à 0000 UTC está mais perpendicular à LI do que às 1800 UTC (Fig. 5.61a), o que pode ter contribuído para a desorganização da LI e pelo caráter mais descontínuo da convecção nesse momento.

O DCAPE às 1800 UTC (Fig. 5.62a) previsto no domínio de 9 km também é alto no ambiente pré-LI, com valores entre 1300 e 1700 $J\ kg^{-1}$. Esses valores são favoráveis à ocorrência de correntes descendentes intensas e formação de piscinas frias (CORFIDI, 2003). Esses valores são compatíveis com as sondagens (Fig. 5.55), e se devem ao perfil de temperatura inclinado em baixos níveis e baixa UR em superfície, principalmente em Uruguaiana-RS (Figs. 5.55b e 5.56). À 0000 UTC do dia 21/12 (Fig. 5.62b), o DCAPE se mantém alto na frente da LI.

Figura 5.61 - MUCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado), cisalhamento entre 1000 e 500 hPa (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 1800 UTC do dia 20 e (b) 0000 UTC do dia 21/12/2014, domínio de 9 km.

Figura 5.62 - DCAPE ($J\ kg^{-1}$, sombreado) e refletividade simulada (contornos pretos de 40, 50 e 60 dBZ) às (a) 1800 UTC do dia 20 e (b) 0000 UTC do dia 21/12/2014, domínio de 9 km.

A Fig. 5.63 mostra os índices Total-Totals e K às 1800 UTC previstos no domínio de 9 km. Os valores dos índices indicam grande potencial de severidade, com Total-Totals acima de 52°C e K acima de 40°C na frente da LI. Há uma grande área com valores relativamente altos dos índices, mas pouca chance de ocorrência de convecção pela ausência de CAPE, ou seja, o ar está estável. Como esses índices se baseiam nos campos de algumas variáveis em níveis específicos, podem mostrar altos valores mesmo em áreas onde a convecção já ocorreu e a atmosfera está estável.

Figura 5.63 - Índices Total-totals (°C, sombreado) e K (°C, contornos coloridos a cada 5 °C começando em 25°C) às 1800 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 9 km.

5.2.3.3 Campos acumulados

As rajadas de vento estimadas e acumuladas no período de vida da LI do dia 20/12/2017 no domínio de 3 km são mostradas na Fig. 5.64a. De acordo com o

modelo, uma grande área foi atingida por rajadas de vento acima de 100 $km\ h^{-1}$ (em verde escuro na Fig. 5.64a). As rajadas mais intensas ocorreram entre 1900 e 2100 UTC, quando a LI se aproximava da fronteira entre Uruguai e RS na simulação. Diferentemente do caso de 19/10/2014, a LI do dia 20/12/2014 apresentou um deslocamento lento para norte/nordeste, e há grande superposição dos contornos de refletividade de 50 dBZ de hora em hora (contornos pretos na Fig. 5.64a). Outra característica importante nesse caso é a ocorrência de rajadas de vento de mais que 100 $km\ h^{-1}$ no centro-oeste do Uruguai (área na circunferência amarela). Conforme será mostrado adiante, essas rajadas foram causadas pela baixa de retaguarda associada à LI.

O campo de helicidade da corrente ascendente acumulada entre 1800 e 0000 UTC no domínio de 3 km (Fig. 5.64b) evidencia a diferente estrutura dessa LI em relação à do dia 19/10/2014 (Fig. 5.14b). Os máximos de helicidade da corrente ascendente ocorrem em locais isolados e não duram por muito tempo. Esses máximos estão associados a supercélulas que se formaram no ambiente pré-LI e a vórtices de escala meso-γ ao longo da linha convectiva. Os valores de magnitude da helicidade da corrente ascendente maiores que 300 $m^2\ s^{-2}$ são muito altos (CLARK et al., 2013).

5.2.3.4 Organização da LI (1500 a 1700 UTC)

A partir desta seção, os campos mostrados para este caso são todos gerados a partir do domínio de 3 km. A LI do dia 20/12/2014 se formou a partir de uma área de convecção desorganizada entre o Rio da Prata e Argentina central (Fig. 5.65a). A precipitação causada por essa convecção formou uma piscina fria que se propagou para norte/nordeste, organizando a convecção na forma de linha (Fig. 5.65b). Apenas a partir de 1700 UTC (Fig. 5.65b) é possível classificar o sistema como uma LI, pois nesse horário a convecção na vanguarda do sistema tem formato de linha bem definido. Diferentemente do caso de 19/10/2014, cuja linha convectiva era contínua, a linha convectiva de 20/12/2014 é formada por diversas células distintas de alta refletividade que se movem ao longo da vanguarda da piscina fria. As diferenças entre os casos serão exploradas ao longo da discussão nos próximos parágrafos.

A piscina fria formada pela convecção às 1700 UTC (Fig. 5.66a) é muito intensa, com temperaturas em 2 m de $16-18°C$ em seu centro. Conforme mostrado anteriormente, o ambiente pré-LI tinha temperaturas muito altas já às 1200 UTC (e.g., $27°C$ em Uruguaiana-RS; Fig. 5.55b), e perfil de temperatura bem inclinado, o que favoreceu intensa evaporação da precipitação e rápida formação da piscina fria. Essa característica do ambiente é bem retratada pelos campos de DCAPE (Fig. 5.62),

Figura 5.64 - (a) Acumulado do máximo potencial de rajada de vento em 10 m ($km\ h^{-1}$) e (b) acumulado da máxima helicidade da corrente ascendente ($m^2\ s^{-2}$) entre 1800 UTC do dia 20/12/2014 e 0000 UTC do dia 21/12/2017, domínio de 3 km. Os contornos pretos mostram a refletividade simulada máxima na coluna de 50 dBZ de hora em hora (números pretos, UTC). O contorno amarelo denota a área onde as rajadas de vento foram causadas pela baixa de retaguarda.

Figura 5.65 - Refletividade simulada (dBZ) às (a) 1500 e (b) 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km.

que indicam DCAPE acima de 1700 $J\ kg^{-1}$ em alguns pontos. A perturbação de temperatura em 2 m às 1700 UTC (Fig. 5.66b) evidencia que a piscina fria era muito diferente do ambiente pré-LI, com perturbação de temperatura de mais que $-14°C$. A diferença entre o ar da piscina fria e do ambiente foi muito maior no presente caso (20/12/2014) do que no de 19/10/2014, o que pode ser relacionado ao fato de que a LI de 20/12 ocorreu durante a tarde e no verão, quando as temperaturas no ambiente pré-LI chegaram a mais que $35°C$ (Fig. 5.56). Portanto, no presente caso, a LI se formou a partir do movimento, para norte/nordeste, de uma piscina fria, a qual organizou a convecção em sua dianteira.

A evolução temporal do gradiente de θ_e no nível do modelo mais próximo da superfície no período de formação da LI é mostrada na Fig. 5.67. Às 1500 UTC (Fig. 5.67a), o gradiente de θ_e tem intensidade de 12 a 16 $K\ (10km)^{-1}$ na frente de rajada, e o ar no ambiente pré-LI tem θ_e entre 340 e 360 K. O gradiente de θ_e aumenta consideravelmente [para $\approx 28-32\ K\ (10km)^{-1}$] às 1700 UTC (Fig. 5.67b), quando o sistema é caracterizado como uma LI. O aumento do gradiente θ_e entre 1500 e 1700 UTC se deve principalmente ao aumento da θ_e no ambiente pré-LI ($350-370\ K$ às 1700 UTC), uma vez que houve pequena mudança na θ_e na piscina fria, onde o θ_e se manteve praticamente constante em $320-330\ K$. Esse caso mostra como o aquecimento diurno no ambiente pré-LI é capaz de aumentar o gradiente de θ_e ao longo da frente de rajada e organizar a convecção no formato de linha. Esse processo é diferente do que ocorreu no caso de 19/10/2014, em que a LI se organizou a partir da rápida formação da piscina fria em um ambiente com alta, mas constante, θ_e.

A vorticidade horizontal (vetores roxos), vertical (sombreado), vento relativo à LI (barbelas) e velocidade vertical (contornos coloridos) em 1000 m de altura às 1700 UTC são mostrados na Fig. 5.68. A velocidade ascendente é fraca ($< 8\ m\ s^{-1}$) ao longo da linha convectiva. Há vorticidade ciclônica (sombreado verde e azul) associada a movimento ascendente (contornos vermelhos) em alguns pontos, mas de maneira descontínua. O escoamento relativo no ambiente pré-LI (barbelas) é intenso ($20-30\ m\ s^{-1}$) em direção à linha convectiva, mas a vorticidade horizontal (vetores roxos) é pequena. O principal motivo para a baixa vorticidade horizontal em 1000 m de altura à frente da LI é a pequena diferença entre o escoamento entre a superfície e 850 hPa, onde o escoamento de norte tem velocidade de $10-12\ m\ s^{-1}$ no ambiente pré-LI (Figs. 5.59b e 5.66a), ou seja, há pouca variação do vento horizontal com a altura e pouca vorticidade horizontal. Essas características corroboram a pequena tendência de vorticidade (Fig. 5.69) ao longo da linha convectiva devido ao termo de inclinação (sombreado verde). Como há pouca vorticidade horizontal no ambi-

Figura 5.66 - (a) Temperatura em 2 m ($°C$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) e vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$), e (b) perturbação de temperatura em 2 m ($°C$, sombreado) e temperatura em 2 m ($°C$, contornos pretos a cada 2 $°C$) às 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos em (a) indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$.

Figura 5.67 - Gradiente horizontal de θ_e [10^{-4} K m^{-1}, ou K $(10km)^{-1}$, sombreado] e θ_e (contornos pretos a cada 10 K) no nível vertical mais baixo do modelo às (a) 1500 e (b) 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km.

ente, há pouca transformação de vorticidade horizontal em vertical pelas correntes ascendentes na linha convectiva, e a vorticidade vertical na linha convectiva é fraca quando comparada ao caso de 19/10/2014 (Fig. 5.23), levando à descontinuidade da linha convectiva nesse horário. A maior parte da tendência de aumento da vorticidade ciclônica ao longo da linha convectiva se deve ao espichamento da vorticidade vertical já existente, a qual é pequena. Portanto, essas diferenças das distribuições de vorticidade vertical e horizontal estão associadas à diferente organização de mesoescala das LIs dos dias 19/10 e 20/12/2014.

Figura 5.68 - Vorticidade vertical ($10^{-3}\ s^{-1}$, sombreado), vorticidade horizontal ($10^{-3}\ s^{-1}$, vetores roxos com escala no canto de baixo e direito da figura) velocidade vertical ($m\ s^{-1}$, contornos vermelhos indicam movimento ascendente a cada $4\ m\ s^{-1}$ começando em $4\ m\ s^{-1}$, e contornos azuis indicam movimento descendente a cada $-2\ m\ s^{-1}$ começando em $-2\ m\ s^{-1}$) e vento relativo à LI (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$; deslocamento da LI estimado em 10 $km\ h^{-1}$ para leste e 20 $km\ h^{-1}$ para norte) em 1000 m acima do solo às 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.69 - Tendência de vorticidade vertical devido à inclinação (10^{-6} s^{-2}, sombreado) e devido ao espichamento (10^{-6} s^{-2}, contornos azuis para valores negativos a cada -4 x 10^{-6} s^{-2} começando em -4 x 10^{-6} s^{-2} e contornos vermelhos para valores positivos a cada 4 x 10^{-6} s^{-2} começando em 4 x 10^{-6} s^{-2}) em 1000 m acima do solo às 1700 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km.

O ambiente com alto DCAPE na tarde do dia 20/12/2014 favoreceu a formação de uma intensa piscina fria próximo ao Rio da Prata, onde ocorria convecção. A organização da LI se deu a partir do aumento do gradiente de temperatura na dianteira da piscina fria conforme essa se moveu para norte, em direção ao ar aquecido pela radiação incidente. A ausência de uma banda de vorticidade ciclônica ao longo da frente de rajada explica o fato da linha convectiva não ser contínua. Essa característica se deve à pouca advecção de vorticidade horizontal paralela ao escoamento do ambiente pré-LI para a linha convectiva.

5.2.3.5 Estágio maduro (1700 a 2200 UTC)

A LI no estágio maduro (Fig. 5.70) apresenta uma linha convectiva com diversos núcleos de refletividade alta ($> 50\ dBZ$) embebidos, e seguida por uma área estratiforme. Às 1800 UTC (Fig. 5.70a), a LI está sobre a fronteira entre o Uruguai e a Argentina, e não atinge o Brasil. Algumas estruturas em forma de arco são observadas ao longo da linha convectiva, e estão associados a rajadas de vento de $100-110$ $km\ h^{-1}$ (Fig. 5.64a). Também são observadas algumas tempestades no ambiente pré-LI causadas pela advecção quente (Fig. 5.59b) e alta instabilidade termodinâmica (Fig. 5.61), o que evidencia que o modelo conseguiu simular as tempestades na frente da LI (Fig. 5.52). O cisalhamento entre 1000 e 500 hPa no ambiente pré-LI ($20-25\ m\ s^{-1}$) favorecia a formação de tempestades severas, inclusive supercélulas. Conforme será mostrado adiante, algumas dessas tempestades são de fato supercélulas, pois há intensa vorticidade vertical ciclônica (mesociclone) associada e elas duram algumas horas. A presença dessas tempestades no ambiente sugere que a CLP atingiu a temperatura convectiva, e não há nenhuma inibição à formação de tempestades convectivas. Às 1900 UTC (Fig. 5.52b), o padrão de refletividade ao longo da linha convectiva se mantém. Alguns dos ecos de arco se dissipam, enquanto que outros evoluem. Essa característica também difere da observada no caso do dia 19/10/2014 (Fig. 5.2), em que os ecos de arco formados ao longo da linha convectiva tinham duração de várias horas, causando uma longa faixa de rajadas de vento intensas.

O campo de perturbação de PNMM às 1900 UTC (Fig. 5.71) mostra um padrão típico de LIs maduras, com a mesobaixa e mesoalta bem caracterizadas e a presença da baixa de retaguarda. A PNMM no ambiente pré-LI é muito baixa ($< 998\ hPa$), conforme mostrado no campo de PNMM observada (Fig. 5.56), o que se deve a um cavado estendido da intensa Baixa do Chaco nesse dia (Fig. 5.57b). A diferença de PNMM entre a mesobaixa e a mesoalta é de $\approx 8\ hPa$. Nesse momento, a baixa de retaguarda foi responsável pela ocorrência de rajadas de vento intensas ($> 100\ km\ h^{-1}$; Fig. 5.64a), o que não foi observado no caso de 19/10/2014.

O campo de temperatura em 2 m às 1900 UTC (Fig. 5.72) mostra que há forte divergência na piscina fria, com parte do escoamento direcionado para a frente de rajada (para norte, entre 31°S e 32°S) e parte direcionado para a baixa de retaguarda (em $\approx$ 32°S, 58°W), o que causou as intensas rajadas de vento associadas à baixa de retaguarda. Essa mesma divergência em superfície foi observada no mapa com as estações de superfície (Fig. 5.56). Tanto os campos de gradiente de θ_e quanto de

Figura 5.70 - Refletividade simulada (dBZ) às (a) 1800 UTC e (b) 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.71 - Perturbação de PNMM (hPa, sombreado) e PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) às 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km.

perturbação de temperatura (não mostrados) não apresentam nenhuma diferença de temperatura entre a baixa de retaguarda e a piscina fria. Outros fatores notáveis da Fig. 5.72 são as piscinas frias associadas às tempestades no ambiente pré-LI e o ar relativamente frio ($< 30°C$) nos rios Paraná e Uruguai.

Figura 5.72 - Temperatura em 2 m ($°C$, sombreado), PNMM (hPa, contornos pretos a cada 2 hPa) e vento em 10 m ($m\ s^{-1}$, barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) às 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. Os contornos brancos indicam as isotermas de 10, 20 e 30$°C$. "BR" indica a baixa de retaguarda.

A intensidade da piscina fria (C) e o cisalhamento nos baixos níveis (ΔU) às 1900 UTC é mostrada na Fig. 5.73. A piscina fria tem profundidade de $1500-2000\ m$ (não mostrado), o que é menor que no caso de 19/10/2014. A intensidade da piscina fria

varia entre 25 e 40 $m\ s^{-1}$, logo atrás da linha convectiva, também menor que o caso de 19/10/2014. Esse valor é consideravelmente maior que o ΔU no ambiente pré-LI, que varia entre 10 e 15 $m\ s^{-1}$, o que indica o domínio da vorticidade horizontal da piscina fria sobre a do ambiente pré-LI. Essa característica sugere a inclinação das correntes ascendentes para trás da LI (ROTUNNO et al., 1988). Apesar das diferentes intensidades e profundidades das piscinas frias dos casos de 19/10 e 20/12/2014, ambos são caracterizados por intensidade da piscina fria (C) maior que o cisalhamento do ambiente (ΔU), o que favorece a severidade do sistema (WEISMAN, 1993).

Figura 5.73 - Intensidade da piscina fria (C; $m\ s^{-1}$, sombreado) e cisalhamento entre a superfície e o topo da piscina fria (ΔU; $m\ s^{-1}$, contornos pretos a cada 5 $m\ s^{-1}$ apenas em pontos em que a C é zero, ou seja, fora da piscina fria) às 1900 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. O topo da piscina fria médio utilizado para calcular o cisalhamento neste momento é 2000 m. A intensidade da piscina fria (C) é calculada conforme Eq. 2.2.

A evolução da LI continua nas horas seguintes sem mudanças significativas na estrutura do sistema (Fig. 5.74). A linha convectiva apresenta uma curvatura às 2000 UTC (Fig. 5.74a), ainda com algumas células de alta refletividade embebidas. A área estratiforme está mais ampla a sul da linha convectiva. Às 2100 UTC (Fig. 5.74b), as tempestades sobre o RS atingem a maturação, com distintos núcleos de refletividade muito alta ($> 60\ dBZ$). Essas tempestades têm tempo de vida de algumas horas e vorticidade ciclônica associada à corrente ascendente, sendo classificadas como supercélulas (DAVIES-JONES, 1984). Além disso, algumas dessas tempestades são associadas a trajetórias de alta helicidade da corrente ascendente (Fig. 5.64b), como é comum nesse tipo de tempestade (CLARK et al., 2013).

As Figs. 5.75 e 5.76 mostra a vorticidade horizontal, vertical, velocidade vertical e vento relativo às 2100 UTC do dia 20/12/2014. Em 1000 m de altura (Fig. 5.75), há escoamento de $20-30\ m\ s^{-1}$ de norte no ambiente pré-LI (barbelas; ar movendo-se em direção à linha convectiva), enquanto que o escoamento relativo na piscina fria é de leste. O ambiente pré-LI é caracterizado por baixa vorticidade horizontal (vetores roxos) devido ao fato de que o escoamento em superfície e em 850 hPa é basicamente paralelo nesse momento (não mostrado). Na linha convectiva, há vários máximos e mínimos de vorticidade vertical (sombreado; vorticidade ciclônica em verde e azul e anticiclônica em amarelo e laranja), os quais estão associados à convecção nesse setor da LI. A vorticidade horizontal atrás da linha convectiva e dentro do ar mais frio da piscina fria é mais alta que no ambiente pré-LI. Portanto, a geração de vorticidade vertical na linha convectiva é preponderantemente devida à inclinação da vorticidade horizontal atrás da linha convectiva nesse momento. A piscina fria cria áreas com acentuado gradiente de flutuabilidade, onde a vorticidade horizontal é gerada pelo termo baroclínico (primeiro termo do lado direito da Eq. 2.3) (WAKIMOTO et al., 2006; WEISMAN et al., 2013). A importância da vorticidade horizontal gerada pelos gradientes de flutuabilidade entre a piscina fria e o ar do ambiente tem sido evidenciada por diversos estudos [e.g., Markowski e Richardson (2009)]. Essa é uma das principais causas do aumento da vorticidade vertical próximo à superfície, uma vez que as correntes ascendentes causam o aumento da vorticidade apenas alguns quilômetros acima do solo.

Em 3000 m de altura (Fig. 5.76), as correntes ascendentes (contornos vermelhos) são mais intensas ao longo da linha convectiva e apresentam máximos localizados. O escoamento relativo à LI em 3000 m não apresenta vento sul atrás da linha convectiva, o que significa que o jato de retaguarda não ocorre. No ambiente pré-LI, alguns dos máximos de velocidade ascendente (contornos vermelhos) estão associados a máxi-

Figura 5.74 - Refletividade simulada (dBZ) às (a) 2100 UTC e (b) 2200 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km.

Figura 5.75 - Mesmo que Fig. 5.68, mas em 1000 m de altura às 2100 UTC do dia 20/12/2014.

mos de vorticidade ciclônica (sombreado verde e azul; "mesociclones" na Fig. 5.76) e às células isoladas na região, o que evidencia que essas tempestades têm corrente ascendente rotativa e são supercélulas. Os máximos de vorticidade ciclônica ao longo da linha convectiva também ocorrem juntamente com movimento ascendente, e são vórtices de escala meso-γ ("mesovórtices" na Fig. 5.76). A diferença entre os mesociclones e os mesovórtices é que os primeiros estão associados a uma tempestade única (supercélula) e os segundos a um sistema maior (LI). French e Parker (2012) e French e Parker (2014) mostraram que supercélulas no ambiente pré-LI podem se fundir com a LI, o que faz com que o máximo de vorticidade ciclônica associada ao mesociclone se mantenha ao longo da linha convectiva da LI como um mesovórtice. Esse processo pode estar associado a formação de ecos de arco ao longo da LI, uma vez que a vorticidade adicionada pela fusão com a supercélula é capaz de acelerar a linha convectiva naquele setor. A Fig. 5.52 mostra que houve diversas fusões entre as supercélulas no ambiente pré-LI e a linha convectiva ao longo do período de vida da

LI do dia 20/12/2014. A Fig. 5.77 evidencia que as áreas onde há maior vorticidade ciclônica em 3000 m na Fig. 5.76 são onde ocorrem as rajadas de vento mais intensas às 2100 UTC. Portanto, a ausência do jato de retaguarda associado a um eco de arco duradouro nesse caso permite concluir que os vórtices de escala meso-γ foram os principais responsáveis pelas rajadas de vento mais intensas.

Figura 5.76 - Mesmo que Fig. 5.68, mas em 3000 m de altura às 2100 UTC do dia 20/12/2014.

A tendência de vorticidade devido à inclinação e espichamento às 2100 UTC (Fig. 5.78) ressalta o caráter heterogêneo das tendências ao longo da linha convectiva. As maiores tendências são observadas em máximos e mínimos isolados nos mesmos locais onde há velocidade vertical (Fig. 5.76). A ocorrência das tendências em pares, ou seja, tendências negativas e positivas muito próximas, corrobora o fato de que a vorticidade vertical é gerada a partir da inclinação de vorticidade horizontal atrás da linha convectiva. Como a vorticidade horizontal nessa área é pre-

Figura 5.77 - Potencial de rajada de vento em 10 m ($km\ h^{-1}$, sombreado) e vento em 10 m (barbelas de vento; meia barbela equivale a 2,5 $m\ s^{-1}$, uma barbela inteira a 5 $m\ s^{-1}$ e uma bandeira a 25 $m\ s^{-1}$) às 2100 UTC do dia 20/12/2014, domínio de 3 km. As setas rosas indicam os máximos de rajada de vento associados a máximos de vorticidade ciclônica em 3000 m de altura (Fig. 5.76).

dominantemente perpendicular ao escoamento relativo (Fig. 5.75 em ≈ 31°S, 57°W), os movimentos verticais causam a formação de um dipolo de tendência negativa e positiva de vorticidade vertical devido à inclinação. Wheatley e Trapp (2008) mostram que essa característica favorece a formação de vórtices meso-γ ao longo da linha convectiva e a ocorrência de rajadas de vento intensas, conforme observado anteriormente.

Figura 5.78 - Mesmo que Fig. 5.69, mas em 1000 m de altura às 2100 UTC do dia 20/12/2014.

As Figs. 5.72 e 5.73 mostram que a piscina fria próxima à superfície foi muito intensa nesse caso. Contudo, um corte vertical no sentido norte-sul na longitude de 57°W (Fig. 5.64a), mostrado na Fig. 5.79, evidencia que a piscina fria era rasa (altura de 1500−2000 m), acima da qual havia ar com flutuabilidade próxima de zero. Há um aumento da flutuabilidade com a altura entre a piscina fria e a troposfera superior, o que está associado ao mínimo de perturbação de pressão na média troposfera. O

aquecimento diabático é responsável pela flutuabilidade positiva na alta troposfera, comumente observado em sistemas convectivos (HOUZE, 2004). O mínimo de perturbação de pressão se localiza sobre a piscina fria bem atrás da linha convectiva, diferentemente da LI do dia 19/10/2014, que tinha um mínimo de perturbação de pressão sobre a dianteira da piscina fria. Essa diferença entre a distribuição vertical de flutuabilidade e perturbação de pressão é o principal fator responsável pela ausência do jato de retaguarda na LI do dia 20/12/2014 (o vento perpendicular à LI é menor que 30 $m\ s^{-1}$ em todos os pontos da seção vertical na Fig. 5.79) e presença na LI do dia 19/10/2014 (Fig. 5.42). A piscina fria intensa mas rasa no caso de 20/12/2014 possivelmente se deve ao perfil de temperatura no ambiente pré-LI, que era caracterizado por UR muito baixa próximo à superfície. Esse perfil pode ter favorecido maior evaporação da precipitação nos níveis mais baixos, formando uma piscina fria rasa, mas intensa. A pequena flutuabilidade positiva na alta troposfera pode ser atribuída ao pequeno aquecimento latente causada pela conveção na linha convectiva, o que se deve à desorganização da linha convectiva pelas razões discutidas nos parágrafos anteriores.

Figura 5.79 - Seção vertical entre a superfície e 10 km de altura em 57°W (reta "AB" na Fig. 5.64) de flutuabilidade ($m\ s^{-2}$, sombreado), velocidade meridional do vento ($m\ s^{-1}$, contornos pretos; paralela ao plano da figura) e perturbação de pressão (hPa, contornos vermelhos para valores negativos e brancos para valores positivos a cada 1 hPa) às 2100 UTC, domínio de 3 km. O "B" vermelho indica o mínimo de perturbação de pressão (p'). O eixo y mostra a altura em km.

A LI severa ocorrida no dia 20/12/2014 causou intensas rajadas de vento em uma vasta área no oeste e sudoeste do RS. A LI formou-se a partir da propagação de uma piscina fria e frente de rajada desde o Rio da Prata até o RS. O aquecimento diurno causou um aumento do gradiente de temperatura ao longo da frente de rajada e organizou a convecção na forma linear. A ausência de vorticidade horizontal no ambiente, contudo, limitou a organização da linha convectiva ao longo do seu tempo se vida. A linha convectiva era formada por diversas células intensas associadas a intensa vorticidade. Nesse caso, não havia jato de retaguarda, portanto as rajadas de vento não estiveram associadas à descida do jato, como no caso de 19/10/2014. As rajadas de vento mais intensas ocorreram justamente em locais com acentuada vorticidade (mesovórtices) ao longo da linha convectiva. Os mesovórtices ao longo da linha convectiva tinham diâmetro da ordem de 10 km (meso-γ), e são comumente associados a ventos fortes (WHEATLEY; TRAPP, 2008; EVANS et al., 2014). A formação de diversos mesovórtices ao longo da linha convectiva ocorreu devido à fusão com supercélulas que se formaram no ambiente pré-LI e pela inclinação da vorticidade horizontal atrás da linha convectiva, processo descrito por diversos autores [e.g., Weisman (1993), Trapp e Weisman (2003), Adams-Selin et al. (2013b)].

A última figura (Fig. 5.80) desta seção mostra uma comparação entre as seções verticais dos dois casos de LI estudados. Para o caso de 19/10/2014, foi feito um corte em 30,3°S (oeste-leste), com o eixo x da Fig. 5.80a mostrando as longitudes, e são mostradas a componente meridional da vorticidade horizontal (laranja significa vetor vorticidade horizontal apontando para norte e rotação horária no plano da figura, o contrário para o roxo) e a componente zonal do vento horizontal (contornos pretos), a qual é perpendicular à LI. Para o caso de 20/12/2014, foi feito um corte em 56°W (sul-norte), com o eixo x da Fig. 5.80b mostrando as latitudes, e são mostradas a componente zonal da vorticidade horizontal (laranja significa vetor vorticidade horizontal apontando para oeste e rotação horária no plano da figura, o contrário para o roxo) e a componente meridional do vento horizontal (contornos pretos), a qual é perpendicular à LI.

Os campos de vorticidade na Fig. 5.80 corroboram o que foi discutido nos parágrafos anteriores: a vorticidade horizontal na piscina fria é mais intensa que no ambiente pré-LI ($C > \Delta U$). Isso faz com que a corrente ascendente tenha inclinação para trás da LI na média e alta troposfera e cause a formação de um gradiente vertical de flutuabilidade (ROTUNNO et al., 1988; WEISMAN, 1992). O jato de retaguarda no caso de 19/10/2014 (contornos pretos na Fig. 5.80a) está associado à ampla área com vorticidade horizontal positiva (laranja, rotação horária no plano da Fig. 5.80a) sob

Figura 5.80 - Seção vertical entre a superfície e 6 km de altura da componente da vorticidade horizontal paralela à LI (perpendicular ao plano da figura; 10^{-3} s^{-1}, sombreado), velocidade vertical (m s^{-1}, contornos azuis para movimento ascendente a cada 4 m s^{-1} começando em 4 m s^{-1}, e contornos vermelhos para movimento descendente a cada -4 m s^{-1} começando em -4 m s^{-1}) e vento perpendicular à LI (paralelo ao plano da figura; m s^{-1}, contornos pretos a cada 5 m s^{-1}) em (a) 30,3°S no dia 19/10/2014 às 0400 UTC e em (b) 56°W no dia 20/12/2014 às 2100 UTC. As escalas de cores são inversas nas figuras para que as cores roxas indiquem rotação antihorária e laranjas horária. O eixo y mostra a altura em km.

outra área com vorticidade horizontal negativa (roxo, rotação antihorária no plano da Fig. 5.80a). No caso de 20/12/2014 (Fig. 5.80b), não há um escoamento elevado da retaguarda para a dianteira da LI, mas sim escoamento dentro da piscina fria, associado à propagação do ar frio da mesoalta para a mesobaixa. Essa característica também se traduz no campo de vorticidade, que mostra a vorticidade negativa (laranja, rotação horária no plano da Fig. 5.80b) na piscina fria confinada aos níveis mais baixos da troposfera. A Fig. 5.80 confirma a Teoria RKW (ROTUNNO et al., 1988; WEISMAN, 1992; WEISMAN, 1993) de que a maior vorticidade na piscina fria em relação ao ambiente favorece a severidade da LI porque induz a formação do jato de retaguarda. Apesar das LIs dos dias 19/10 e 20/12/2014 representarem diferentes tipos de LI, ambas são severas.

6 CONCLUSÕES

Este estudo apresenta uma climatologia de LIs no SB ocorridas entre 2009 e 2016, incluindo a análise de compostos dos ambientes sinóticos associados e o estudo de dois casos severos a partir de simulações numéricas de alta resolução. As LIs foram identificadas a partir das imagens de radar disponíveis para a região de estudo no período mencionado, e classificadas em severas e não severas a partir de medições de vento em estações de superfície ou de relatos de tempo severo. Os compostos dos ambientes sinóticos e distribuições estatísticas de parãmetros de tempo severo foram elaborados com dados da reanálise CFSR de 0,5° x 0,5°. O ambiente sinótico em que ocorreram os dois casos de LI severas e as simulações desses dois casos com o modelo WRF com espaçamento de grade de 3 km e convecção explícita são analisados.

Este capítulo é dividido em duas partes: a primeira trata da parte climatológica e das análises dos compostos (Sec. 6.1) e a segunda dos estudos de caso e simulações (Sec. 6.2). No final de cada seção, são apresentados modelos conceituais.

6.1 Climatologia e características de escala sinótica

As LIs no SB são mais comuns nos meses de primavera e verão, com maior frequência de LIs em outubro e menor em junho. Um máximo secundário na frequência de LIs ocorre em abril. O maior percentual de LIs severas em relação ao total também ocorre nos meses de primavera, quando mais de 70% das LIs são severas de acordo com a metodologia utilizada. O máximo de atividade de LIs nas planícies da América do Norte também ocorre na primavera, quando as LIs também apresentam o maior potencial para causar tempo severo (BLUESTEIN; JAIN, 1985; PARKER; JOHNSON, 2000; HOCKER; BASARA, 2008). A maior frequência de tempo severo na primavera é observada em praticamente todos os locais do mundo localizados em latitudes subtropicais e médias (BROOKS et al., 2003; THOMPSON et al., 2012), e deve-se ao rápido aumento da radiação incidente ao longo da primavera e da remanescente baroclinia associada aos sistemas meteorológicos que ocorrem no inverno, proporcionando um ambiente com alta instabilidade termodinâmica e cisalhamento do vento.

A variabilidade interanual do número de LIs é grande. No período estudado houve dois anos contrastantes em termos de ocorrência de LIs: em 2009, ano com maior número de LIs, ocorreram aproximadamente três vezes mais LIs que em 2011, ano com o menor número. A análise das condições sinóticas médias sazonais da primavera desses dois anos evidenciou que no ano de 2009 houve condições mais favoráveis à convecção no SB de maneira geral. Um cavado anômalo corrente acima do SB

favoreceu movimento ascendente anômalo em 2009, enquanto que em 2011 havia uma crista corrente acima da região. Além disso, o jato de altos níveis estava mais intenso que a média em 2009, com sua entrada equatorial posicionada sobre o SB. O escoamento em baixos níveis fez com que as anomalias de água precipitável sobre o SB fossem positivas em 2009 e negativas em 2011, ocorrendo escoamento de norte anômalo da Bacia Amazônica em direção ao SB em 2009, o contrário do que foi observado em 2011. A maior parte dos fatores indicam que em 2009 havia maior potencial para ocorrência de convecção no SB, o que resultou em um maior número de LIs que em 2011. As diferenças entre esses dois anos são úteis para identificar os padrões sinóticos sazonais que favorecem maior frequência de tempo severo no SB, e auxiliam nas previsões sazonais.

Em relação ao ciclo diurno, a maior parte das LIs ocorre entre a madrugada e a manhã, mas a maior porcentagem de LIs severas é no final da tarde e início da noite. A maior frequência de LIs durante a madrugada e manhã é condizente com os resultados de outros estudos da convecção na Bacia do Prata (RASMUSSEN; HOUZE, 2011; ZIPSER et al., 2006). Esses estudos mostraram que a convecção geralmente começa no período da tarde e início da noite sobre o centro da Bacia do Prata ou nas encostas dos Andes, e cresce conforme se desloca para leste seguindo o escoamento médio na troposfera, que é de oeste. Assim, a convecção atinge o SB, que fica no leste da Bacia do Prata, durante a madrugada e manhã e no estágio maduro, como uma LI. Contudo, mais pesquisas são necessárias para provar que esse comportamento da convecção de fato explica o máximo de LIs no SB na madrugada e manhã, e esse tema é uma sugestão para estudos futuros. O maior percentual de LIs severas à tarde é explicado pela presença de maior instabilidade termodinâmica nesse horário do dia, o que condiz com a análise dos parâmetros de tempo severo e dos compostos, que mostraram que o CAPE é uma variável importante para discriminar LIs severas de não severas.

A velocidade média das LIs severas é cerca de 10 $km\ h^{-1}$ maior que das não severas. De maneira geral, LIs com velocidades abaixo de 40 $km\ h^{-1}$ têm apenas $\approx 20\%$ de chance de ser severas, enquanto que LIs com velocidade acima de 60 $km\ h^{-1}$ têm $\approx 80\%$ de chance de ser severas. Esse resultado também corrobora pesquisas anteriores (CORFIDI, 2003; CONIGLIO et al., 2010) que mostraram que SCMs mais rápidos são mais propícios a causar ventos intensos, pois o momentum horizontal na troposfera, responsável pelo movimento do SCM, é maior. Com maior momentum na troposfera, principalmente na baixa troposfera, é mais fácil que ocorra transferência de momentum horizontal para a superfície, o que causa as rajadas de vento

severas (CAMPBELL et al., 2017).

A análise dos campos sinóticos individuais associados à ocorrência de LIs no SB permitiu identificar três configurações sinóticas em médios níveis que representam mais de 95% dos casos: a configuração do tipo T1 tem como característica principal a presença de um cavado de escala sinótica corrente acima do SB (a leste dos Andes) quando ocorre a LI; o tipo T2 é caracterizado por um cavado a oeste dos Andes; e o tipo T3 não apresenta nenhum cavado de escala sinótica próximo ao SB, mas predomínio de escoamento zonal na média e alta troposfera. O tipo T1 é o mais frequente, e também o que está associado ao maior percentual de casos severos. Casos do tipo T2 ocorrem mais frequentemente do que do tipo T3, mas este último tipo tem maior percentual de casos severos. A configuração sinótica associada ao tipo T1 foi descrita em diversos estudos sobre convecção no SB (ANABOR et al., 2008; NASCIMENTO, 2005; TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2007; VERA et al., 2006), embora não necessariamente associada à ocorrência de LIs, e é reconhecida como uma configuração típica associada a convecção severa no SB.

A Fig. 6.1 mostra uma síntese das principais diferenças entre os compostos severos e não severos de cada tipo na forma de um modelo conceitual. Os casos T1 (Figs. 6.1a,d) estão associados a alta baroclinia sobre o SB, com a presença do jato subtropical a sul e sua entrada equatorial sobre a região. O jato subtropical é mais intenso em casos T1 severos (sombreado roxo na Fig. 6.1a), o que implica em circulações ageostróficas mais intensas nesses casos. A Baixa do Chaco e a Baixa do Noroeste da Argentina causam intenso escoamento de norte/noroeste, transportando ar quente e úmido da Bacia Amazônica até a Bacia do Prata (seta verde na Fig. 6.1). Tanto a advecção quente (contornos vermelhos na Fig. 6.1) quanto a convergência do fluxo de umidade são mais intensas nos casos T1 severos, o que implica em maior instabilidade termodinâmica. Além disso, os compostos T1 sugerem a formação de um ciclone sobre o Rio da Prata no momento em que a LI ocorre, pois há advecção fria em baixos níveis (contornos azuis na Fig. 6.1) sobre a Argentina central associada a intenso gradiente de temperatura e vorticidade ciclônica. Esse processo de formação da onda frontal é mais intenso nos compostos T1 severos. Os parâmetros de tempo severo termodinâmicos (SBCAPE, MUCAPE e DCAPE; hachurado roxo na Fig. 6.1a) são mais altos nos compostos T1 severos, resultado que tem significância estatística, enquanto que as diferenças dos parâmetros cinemáticos (cisalhamento) não têm diferenças significativas entre casos severos e não severos do tipo T1. Esse resultado mostra que o fator determinante na severidade das LIs quando há um cavado em médios níveis corrente acima do SB é a instabilidade termodinâmica, a qual

está associada ao maior transporte de umidade para sul devido à maior intensidade dos sistemas sinóticos em casos severos.

A configuração T2 (Figs. 6.1b,e), quando há um cavado na média troposfera (ζ_{min} na Fig. 6.1) a oeste dos Andes, está associada a escoamento de noroeste sobre o SB em médios e altos níveis. Uma crista anômala ocorre sobre o SB, e o jato subtropical se localiza a sul da região, com sua entrada equatorial aproximadamente sobre o SB. A intensidade do jato subtropical é maior em casos T2 não severos (Fig. 6.1e), ao contrário do que ocorre nos compostos do tipo T1 e T3 (Figs. 6.1a,c,d,f). Em baixos níveis, há intensa advecção quente e convergência do fluxo de umidade sobre o SB, mas diferentemente dos compostos T1, não há sinal de advecção fria ocorrendo sobre o centro da Argentina, ou seja, não há formação de uma onda frontal. As LIs ocorrem principalmente em associação com a frente quente ou devido à iniciação convectiva dentro da massa de ar quente. Os compostos do tipo T2 são os que têm as menores diferenças entre severos e não severos, o que acarreta em menor previsibilidade da severidade de LIs que ocorrem sob essa configuração. Em termos dos parâmetros de tempo severo, apenas o MUCAPE apresentou significância estatística nas diferenças entre casos severos e não severos do tipo T2. Também há melhor colocação dos altos valores de SBCAPE e DCAPE nos compostos T2 severos em relação a não severos. Enquanto que os compostos T1 severos têm parâmetros termodinâmicos mais altos que T1 não severos por causa da maior dinâmica dos sistemas e da maior capacidade de transporte do ar quente e úmido da Amazônia para o sul, as diferenças entre os parâmetros termodinâmicos nos compostos T2 não se devem à intensidade dos sistemas sinóticos, que é similar entre os compostos T2. As tendências dos campos sinóticos nas 24h precedentes à ocorrência da LI mostram que os casos T2 severos estão associados à situações sinóticas pré-frontais de desenvolvimento mais lento, o que permite um maior acúmulo de energia potencial convectiva na massa de ar quente.

Os casos do tipo T3 (Figs. 6.1c,f) ocorrem sem a presença de um cavado de escala sinótica corrente acima do SB. Contudo, em alguns casos analisados há um máximo de vorticidade ciclônica (onda curta) embebido no escoamento zonal, o qual dispara a convecção. Essa configuração é semelhante à encontrada por outros autores que estudaram SCMs severos na América do Norte [e.g., Johns e Hirt (1987), Evans et al. (2014), Guastini e Bosart (2016)], e corresponde a uma porcentagem significativa dos casos ($\approx 20\%$). O tipo T3 também tem maior percentual de casos severos do que o tipo T2, embora tenha menos que o T1. Os compostos dos casos T3 mostram que o padrão em baixos níveis é similar aos compostos T2 (Figs. 6.1b,e), com presença

de advecção quente sobre o SB e uma crista anômala em médios níveis. O jato de altos níveis é mais intenso em compostos T3 severos, o que acarreta em maior cisalhamento do vento sobre o SB nesses casos. O cisalhamento entre 1000 e 500 hPa mostrou-se bom discriminante da severidade em casos T3. Há pouca diferença entre os parâmetros termodinâmicos entre T3 severos e não severos, embora o DCAPE seja geralmente mais alto em casos T3 severos.

Os compostos e as distribuições estatísticas dos parâmetros de tempestades severas mostrados neste trabalho podem ser utilizados na previsão da severidade das LIs no SB. A Fig. 6.2 mostra um fluxograma com o passo-a-passo que o meteorologista pode seguir para avaliar o potencial de ocorrência de uma LI e a severidade da mesma. O primeiro passo é identificar áreas com potencial para convecção organizada de maneira geral (presença de levantamento, instabilidade termodinâmica, umidade e cisalhamento; passo 1). Em seguida, é identificada a configuração sinótica que atua na área onde se espera convecção (passo 2). Com base no tipo sinótico, é possível então avaliar o potencial de severidade utilizando os parâmetros de tempo severo e a intensidade dos sistemas sinóticos atuantes (passo 3). O fluxograma é baseado nos parâmetros de tempo severo com maior poder discriminatório para cada tipo sinótico, e baseado nos valores estimados através do CFSR.

Após a previsão do potencial de severidade do evento, o meteorologista deve acompanhar a evolução da convecção. Se houver a organização em forma de LI, sabe-se qual é o potencial de severidade dessa LI. Se a velocidade da linha convectiva da LI for maior que 50 $km\ h^{-1}$, por exemplo, há grande chance de que a LI seja severa. Essas informações podem guiar o meteorologista no momento de emitir um alerta de curtíssimo prazo ($< 2\ h$) para uma região. Deve-se ressaltar que não há um parâmetro que, sozinho, consiga traduzir todos os processos que ocorrem na atmosfera. Por isso, é importante a avaliação do meteorologista de todas as ferramentas que tem à disposição, principalmente dados observacionais como de sondagens, radares e satélites.

Estudos sobre os ambientes em que se formam LIs em comparação com ambientes com convecção discreta (supercélulas) ou aglomerados convectivos na América do Sul não foram realizados. Embora seja difícil determinar como a convecção vai evoluir com antecedência, os parâmetros de tempo severo podem auxiliar o meteorologista a avaliar quais as probabilidades de ocorrer uma LI. Por exemplo, ambientes com alto DCAPE tendem a favorecer correntes descendentes intensas e a formação de piscinas frias, à frente das quais se organiza a linha convectiva. O presente estudo

Figura 6.1 - Modelo conceitual mostrando as principais diferenças entre os compostos severos e não severos de cada tipo sinótico: (a) T1 severos, (b) T2 severos, (c) T3 severos, (d) T1 não severos, (e) T2 não severos, (f) T3 não severos. "B" simboliza a localização do mínimo de PNMM, o losango laranja indica a localização do mínimo de vorticidade vertical (ζ_{min}), as advecções quente ("AQ") e fria ("AF") são mostradas em contornos com cores quentes e frias, respectivamente, o JAN é mostrado em roxo, a área hachurada mostra onde há maior CAPE e/ou DCAPE em um composto em comparação com o oposto do mesmo tipo, a seta verde indica o escoamento quente/úmido em baixos níveis e a azul o escoamento frio/seco de sul, as linhas finas azuis e vermelhas indicam as frentes frias, quentes ou estacionárias. O tamanho das fontes e os contornos internos indicam sistemas mais intensos. O sombreado do mapa é a orografia (m).

Figura 6.2 - Fluxograma conceitual mostrando as etapas do processo de previsão para avaliar a ocorrência de LI e o potencial de severidade. Os valores foram subjetivamente definidos com base nos valores climatológicos gerados a partir do CFSR, portanto devem ser usados apenas para referência.

tem como foco apenas os casos de LI, portanto a comparação de LIs com outros SCMs é uma sugestão para estudos futuros.

6.2 Simulações numéricas e características de mesoescala

Simulações numéricas utilizando o modelo WRF com convecção explícita e resolução horizontal de 3 km foram realizadas para dois casos de LIs severas. Os testes de sensiblidade mostraram que o domínio de 3 km deve abranger o local onde a convecção que dará origem à LI inicia para conseguir reproduzir com boa precisão as principais características da LI. No caso de 19/10/2014, quando a LI se deslocou para leste rapidamente, o domínio de 3 km teve que ser estendido para oeste até o norte da Argentina, para que a iniciação convectiva e a propagação desta para leste fossem bem simuladas. Em vista disso, é recomendado que o domínio de alta resolução com convecção explícita seja abrangente o suficiente para simular todo o ciclo e vida da convecção. Domínios com tamanhos menores que 500 x 500 km dificilmente conseguem captar todo o ciclo de vida de SCMs de rápido deslocamento e serão afetados por efeitos de fronteira, além do fato de que a convecção não é bem simulada nos domínios externos onde a convecção é parametrizada. Os testes também mostraram que as simulações são mais sensíveis à parametrização de microfísica do que às parametrizações de radiação, CLP e convecção (utilizada no domínio de 9 km). A parametrização de microfísica de Thompson foi a que apresentou melhor representação da LI com base na comparação com o radar, principalmente porque essa parametrização tem melhor representação da neve em médios e altos níveis e permite que a área estratiforme seja melhor representada (WHEATLEY et al., 2014). A simulação com microfísica Morrison foi relativamente boa, embora seja inferior à Thompson para os casos estudados. A simulação com microfísica WSM6 foi a que apresentou pior desempenho. A avaliação dos esquemas de microfísica para um grande número de casos e aplicação de índices estatísticos de acurácia é uma sugestão pra trabalhos futuros.

O primeiro caso estudado ocorreu na madrugada de 19/10/2014 no RS e SC, causando destruição em uma ampla área. A LI esteve associada a um vórtice de escala meso-β e a um persistente eco de arco, os quais foram responsáveis pelas rajadas de vento mais intensas. O escoamento intenso de noroeste na média e alta troposfera colaborou para o alto cisalhamento do vento entre 1000 e 500 hPa ($> 25\ m\ s^{-1}$), característico de ambientes favoráveis à severidade (THOMPSON et al., 2012). Alguns máximos de vorticidade ciclônica embebidos no escoamento foram responsáveis pela convecção no Uruguai e Argentina, cuja piscina fria fez com que o gradiente de θ_e

fosse elevado no oeste do RS, onde a convecção iniciou. No SB predominava uma massa de ar quente e úmida, onde ocorria advecção quente e CFU, enquanto que uma frente fria se aproximava pelo centro da Argentina. A intensificação do JBN na madrugada fez com que a instabilidade termodinâmica permanecesse elevada (CAPE $> 2000\ J\ kg^{-1}$), favorecendo a manutenção da LI.

A iniciação convectiva ocorreu em uma área com acentuado gradiente de θ_e no norte da Argentina e oeste do RS. A piscina fria associada a essa convecção rapidamente organizou a LI devido à alta vorticidade horizontal no ambiente, a qual era predominantemente paralela ao escoamento relativo à LI. O influxo de vorticidade horizontal paralela ao escoamento foi responsável pela formação de uma banda de vorticidade ciclônica associada à linha convectiva. Esse padrão foi observado por outros autores em LI severas na América do Norte (EVANS et al., 2014; WAKIMOTO et al., 2015). A vorticidade horizontal é primeiramente inclinada pela corrente ascendente e transformada em vorticidade vertical ciclônica na baixa troposfera, e a vorticidade vertical é posteriormente espichada pela intensificação da corrente ascendente com altura entre a baixa e a média troposfera. Conforme a LI amadureceu, formou-se um intenso jato de retaguarda, o qual atingiu velocidade de mais de 45 $m\ s^{-1}$, muito similar ao medido pelo radar. A descida do jato de retaguarda causou as mais intensas rajadas de vento em superfície. A formação do jato de retaguarda foi similar ao descrito por Weisman (1993): um mínimo de perturbação de pressão se forma na média troposfera em resposta ao aquecimento da troposfera superior pela liberação de calor latente sobre o ar relativamente frio da piscina fria, gerando um gradiente vertical de flutuabilidade. O vórtice meso-β favoreceu a descida do jato de retaguarda e formação do eco de arco associado. A formação do vórtice meso-β ocorreu no momento em que a vorticidade horizontal era perpendicular ao escoamento relativo.

As simulações da LI de 19/10/2014 evidenciam que o modelo conceitual de LI para o Hemisfério Norte é aplicável à América do Sul. O padrão de mesoalta e mesobaixa encontrado em LIs assimétricas por Loehrer e Johnson (1995) é muito semelhante à LI simulada, assim como os cortes verticais se assemelham aos expostos por Houze (1989) e Weisman (1992). A intensificação das rajadas de vento em superfície ocorreu devido à descida do jato de retaguarda e abrupta intensificação da piscina fria atrás da linha convectiva, conforme exposto por Evans et al. (2014), Weisman et al. (2013), Wakimoto et al. (2015), Figueiredo et al. (2016), entre outros. As rajadas de vento mais intensas ocorreram onde passaram o vórtice meso-β e o eco de arco, os quais são assinaturas de refletividade relacionadas a intensas rajadas de vento (CAMPBELL et al., 2017). Outra conclusão importante é que a teoria RKW foi confirmada nesse

estudo, pois a maior intensidade da piscina fria em relação ao cisalhamento no ambiente esteve associada à inclinação das correntes ascendentes para trás da LI e à severidade do sistema (ROTUNNO et al., 1988; WEISMAN, 1992; WEISMAN, 1993).

O segundo caso estudado, ocorrido em 20/12/2014, causou rajadas de vento severas em alguns pontos da fronteira do RS com o Uruguai. A LI apresentou uma estrutura diferente do caso de 19/10/2014, com uma linha convectiva que se propagou para norte. Não houve um eco de arco duradouro, apenas alguns de menor escala com duração de menos de 2 h. O jato de retaguarda também não foi observado nesse caso.

A LI se desenvolveu a partir da formação de uma piscina fria entre o Uruguai e a Argentina, onde ocorria precipitação associada a uma frente fria. Sobre o SB, havia intensa advecção quente, e houve aumento da CFU precedendo a chegada da frente fria. O escoamento na média troposfera era caracterizado por um cavado de escala sinótica no sul da América do Sul avançando para norte, e o jato subtropical em altos níveis estava sobre o SB. A aproximação do cavado no sul do continente e de outro cavado pelo oeste dos Andes intensificou o escoamento na média troposfera e contribuiu para o alto cisalhamento no ambiente ($> 20\ m\ s^{-1}$ entre 1000 e 500 hPa). As Baixas do Chaco e do Noroeste da Argentina tinham mínimo de PNMM de menos de 996 hPa, com um intenso cavado estendendo-se até o SB, no eixo do qual se concentrava a CFU. Conforme a piscina fria da convecção sobre a Argentina e Uruguai se propagou para norte, a LI se intensificou devido à alta instabilidade termodinâmica (CAPE $> 4000\ J\ kg^{-1}$) e cisalhamento no ambiente, causando rajadas de vento severas no RS.

A piscina fria associada à LI era muito intensa nesse caso, com perturbação de temperatura maior que $-15°C$. A alta temperatura do ambiente pré-LI ($> 35°C$) fez com que o DCAPE fosse muito alto ($> 1300\ J\ kg^{-1}$), pois a UR era baixa, e favoreceu a intensa piscina fria. A vorticidade horizontal no ambiente pré-LI era pequena, uma vez que o escoamento em 850 hPa era paralelo ao escoamento em superfície e com velocidade similar. Assim, os termos e inclinação e espichamento da vorticidade horizontal não apresentaram um padrão de aumento da vorticidade ciclônica ao longo da linha convectiva, como no caso de 19/10/2014, e a linha convectiva foi menos contínua. Porém, houve a formação de diversos vórtices meso-γ ao longo da linha convectiva, muitos dos quais estiveram associados a intensas rajadas de vento em superfície. A formação dos vórtices meso-γ nesse caso pode ter sido causada pela inclinação a vorticidade horizontal formada dentro da piscina fria pelo termo baro-

clínico (WHEATLEY; TRAPP, 2008; WEISMAN et al., 2013; WAKIMOTO et al., 2015). Estudos futuros com o balanço da vorticidade ao longo da trajetória das parcelas de ar podem investigar como a vorticidade vertical associada aos vórtices meso-γ ao longo da linha convectiva foram gerados. Outra característica marcante da LI de 20/12/2014 foi a intensa baixa de retaguarda que causou rajadas de vento severas de acordo com a simulação. A LI de 20/12/2014 também apresenta características de mesoescala que são similares aos modelos conceituais para o Hemisfério Norte, como a localização das mesobaixas e mesoalta e a ocorrência de mesovórtices ao longo da linha convectiva.

As duas LIs estudadas foram severas, mas diversas características de mesoescala foram diferentes entre os sistemas. A Fig. 6.3 mostra um modelo conceitual que sintetiza as principais diferenças entre as LIs estudadas. A LI do dia 19/10/2014 (Fig. 6.3a) em seu estágio de maturação tinha uma banda de vorticidade vertical ciclônica (ζ) em baixos e médios níveis associada à linha convectiva. Essa banda foi causada pela inclinação e espichamento da vorticidade horizontal ($\vec{\eta}$) do ambiente pela corrente ascendente na linha convectiva (linhas de corrente pretas). A banda contínua de vorticidade ciclônica não foi observada na LI do dia 20/12/2014 (Fig. 6.3b), principalmente pelo fato de que havia pouca vorticidade horizontal no ambiente. A LI do dia 19/10/2014 (Fig. 6.3a) também esteve associada a um dipolo de flutuabilidade (B) intenso, com aquecimento da alta troposfera pela liberação de calor latente da convecção. Esse mesmo padrão foi observado na LI do dia 20/12/2014 (Fig. 6.3b), mas com menor intensidade. O resultado dessas diferenças foi que se desenvolveu um jato de retaguarda intenso na LI do dia 19/10/2014, uma vez que onde a flutuabilidade aumenta com a altura forma-se um mínimo de perturbação de pressão ($p' < 0$), acelerando o escoamento da retaguarda para a dianteira da LI. A descida do jato de retaguarda na dianteira da piscina fria foi responsável pelas rajadas de vento mais intensas. Na LI do dia 20/12/2014, o que causou as rajadas de vento mais intensas foi a intensa (mas rasa) piscina fria e a atuação de vórtices meso-γ ao longo da linha convectiva.

Os estudos de caso apresentados evidenciam que há diversos fatores de mesoescala que desempenham um papel importante na evolução das LIs. LIs severas têm uma organização de mesoescala que pode ser muito diferente em cada evento. Estudos da estrutura de mesoescala são fundamentais para o melhor entendimento desses sistemas no SB, pois a ocorrência de rajadas de vento intensas associadas às LIs são determinadas pelos processos de mesoescala, como a atuação do jato de retaguarda e a formação de vórtices meso-β e meso-γ ao longo da LI. Estudos futuros podem

Figura 6.3 - Modelo conceitual mostrando as diferentes estruturas verticais das LIs dos dias (a) 19/10/2014 e (b) 20/12/2014. B é a flutuabilidade indicada pelas cores quentes para $B > 0$ e cores frias para $B < 0$, p' é a perturbação de pressão indicada em cores rosas para $p' < 0$, a seta verde indica o escoamento da retaguarda para a dianteira da LI (no caso de 19/10/2014 se refere ao jato de retaguarda), as linhas de corrente pretas a trajetória do influxo e da corrente ascendente, e as setas rosas o vetor vorticidade horizontal no plano da figura ($\vec{\eta}$) e vorticidade vertical (ζ). O sombreado cinza indica a intensidade da precipitação.

ter como foco a interação de LIs com a topografia complexa do centro e leste do SB, a influência dos aerossóis na intensidade das LIs, e a utilização de diversos métodos de assimilação de dados para melhorar a previsibilidade desses sistemas. Também é importante que o meteorologista operacional, principalmente o que faz previsão de curtíssimo prazo (*nowcasting*), conheça os processos de mesoescala para que possa emitir alertas de rajadas de vento com maior precisão e antecedência.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDOULAEV, S.; LENSKAIA, O. Evolução das linhas de convecção severa. parte I. classificação. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 13, n. 2, p. 15–36, 1998. 3, 17, 37

ABDOULAEV, S.; LENSKAIA, O.; MARQUES, V.; PINHEIRO, F. Relative motions in squall lines accompanied by stratiform region. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 15, n. 2, p. 87–102, 2000. 2, 17

ADAMS-SELIN, R. D.; HEEVER, S. C. van den; JOHNSON, R. H. Impact of graupel parameterization schemes on idealized bow echo simulations. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 4, p. 1241–1262, 2013. 21, 35, 45, 87

_____. Sensitivity of bow-echo simulation to microphysical parameterizations. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 5, p. 1188–1209, 2013. 46, 183, 226

ADAMS-SELIN, R. D.; JOHNSON, R. H. Examination of gravity waves associated with the 13 March 2003 bow echo. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 11, p. 3735–3756, 2013. 22

ALBRECHT, R. I.; GOODMAN, S. J.; BUECHLER, D. E.; BLAKESLEE, R. J.; CHRISTIAN, H. J. Where are the lightning hotspots on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 11, p. 2051–2068, 2016. 1

ALCÂNTARA, C. R.; SILVA DIAS, M. A.; SOUZA, E. P.; COHEN, J. C. Verification of the role of the low level jets in Amazon squall lines. **Atmospheric Research**, v. 100, n. 1, p. 36–44, 2011. 1, 16, 17

ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. de. Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p. 3087–3105, 2008. 2, 4, 13, 15, 16, 51, 67, 231

ATKINS, N. T.; LAURENT, M. S. Bow echo mesovortices. Part I: processes that influence their damaging potential. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 5, p. 1497–1513, 2009. 28, 29, 30

_____. Bow echo mesovortices. Part II: their genesis. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 5, p. 1514–1532, 2009. 29, 30, 31, 32

BANACOS, P. C.; SCHULTZ, D. M. The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: historical and operational perspectives. **Weather and Forecasting**, v. 20, n. 3, p. 351–366, 2005. 44, 77, 196

BENDER, A. **Eventos de tempo severo associados às linhas de instabiliade sobre o estado de São Paulo**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012. 17, 46

BENTLEY, M. L.; MOTE, T. L. A climatology of derecho-producing mesoscale convective systems in the central and eastern United States, 1986–95. Part I: temporal and spatial distribution. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 11, p. 2527–2540, 1998. 9

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes. Volume II: observations and theory of weather systems**. New York: Oxford University Press, 1993. 65, 75, 78, 94

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of pirecipitation: severe squall lines in Oklahoma during the spring. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 42, n. 16, p. 1711–1732, 1985. 1, 2, 5, 6, 37, 54, 229

BRASSEUR, O. Development and application of a physical approach to estimating wind gusts. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 1, p. 5–25, 2001. 49

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67, p. 73–94, 2003. 18, 229

BRYAN, G. H.; PARKER, M. D. Observations of a squall line and its near environment using high-frequency rawinsonde launches during VORTEX2. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 11, p. 4076–4097, 2010. 21, 25, 42, 49, 163

CAMPBELL, M. A.; COHEN, A. E.; CONIGLIO, M. C.; DEAN, A. R.; CORFIDI, S. F.; CORFIDI, S. J.; MEAD, C. M. Structure and motion of severe-wind-producing mesoscale convective systems and derechos in relation to the mean wind. **Weather and Forecasting**, v. 32, n. 2, p. 423–439, 2017. 39, 56, 231, 237

CAMPOS, C. R. J. d.; EICHHOLZ, C. W. Características físicas dos sistemas convectivos de mesoescala que afetaram o Rio Grande do Sul no período de 2004 a 2008. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 29, n. 2, p. 331–345, 2011. 15

CAVALCANTI, I. **Um estudo sobre interações entre sistemas de circulação de escala sinótica e circulações locais**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1982. 16

CEPED/UFSC. **Atlas brasileiro de desastres naturais 1991-2010**. Florianópolis: Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres/Universidade Federal de Santa Catarina., 2012. 1, 52

CHEN, X.; ZHAO, K.; SUN, J.; ZHOU, B.; LEE, W.-C. Assimilating surface observations in a four-dimensional variational Doppler radar data assimilation system to improve the analysis and forecast of a squall line case. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 10, p. 1106–1119, 2016. 35

CHOU, M.-D.; SUAREZ, M. J. **A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies**. Washington: NASA, 1999. 48 p. 47

CLARK, A. J.; GAO, J.; MARSH, P. T.; SMITH, T.; KAIN, J. S.; JR, J. C.; XUE, M.; KONG, F. Tornado pathlength forecasts from 2010 to 2011 using ensemble updraft helicity. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 2, p. 387–407, 2013. 206, 219

COHEN, A. E.; CONIGLIO, M. C.; CORFIDI, S. F.; CORFIDI, S. J. Discrimination of mesoscale convective system environments using sounding observations. **Weather and Forecasting**, v. 22, n. 5, p. 1045–1062, 2007. 85, 107

COHEN, J. C.; SILVA DIAS, M. A.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with Amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, 1995. 1, 16, 17

CONIGLIO, M. C.; CORFIDI, S. F.; KAIN, J. S. Environment and early evolution of the 8 May 2009 derecho-producing convective system. **Monthly Weather Review**, 2010. 54

_____. Views on applying RKW theory: an illustration using the 8 May 2009 derecho-producing convective system. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 3, p. 1023–1043, 2012. 9, 10, 24, 87, 163

CONIGLIO, M. C.; HWANG, J. Y.; STENSRUD, D. J. Environmental factors in the upscale growth and longevity of MCSs derived from Rapid Update Cycle analyses. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 9, p. 3514–3539, 2010. 3, 9, 10, 13, 41, 56, 80, 89, 230

CORFIDI, S. F. Cold pools and MCS propagation: forecasting the motion of downwind-developing MCSs. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 6, p. 997–1017, 2003. 3, 13, 14, 41, 42, 56, 159, 202, 230

CORFIDI, S. F.; CONIGLIO, M. C.; COHEN, A. E.; MEAD, C. M. A proposed revision to the definition of "Derecho". **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 97, n. 6, p. 935–949, 2016. 10

DAVIES-JONES, R. Streamwise vorticity: the origin of updraft rotation in supercell storms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 20, p. 2991–3006, 1984. 219

_____. On formulas for equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 9, p. 3137–3148, 2009. 44

DIAL, G. L.; RACY, J. P.; THOMPSON, R. L. Short-term convective mode evolution along synoptic boundaries. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 5, p. 1430–1446, 2010. 12, 13

ENGERER, N. A.; STENSRUD, D. J.; CONIGLIO, M. C. Surface characteristics of observed cold pools. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 4839–4849, 2008. 20

EVANS, C.; WEISMAN, M. L.; BOSART, L. F. Development of an intense, warm-core mesoscale vortex associated with the 8 May 2009 super derecho convective event. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 3, p. 1218–1240, 2014. 8, 9, 10, 28, 29, 116, 127, 148, 183, 202, 226, 232, 237

EVANS, J. S.; DOSWELL, C. A. Examination of derecho environments using proximity soundings. **Weather and Forecasting**, v. 16, n. 3, p. 329–342, 2001. 9, 10, 11, 89, 107, 110

FERREIRA, A. T. **Análise dinâmica, termodinâmica e microfísica de uma linha de instabilidade com o radar meteorológico móvel MXPOL**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010. 17

FERREIRA, R. C.; HERDIES, D. L.; VENDRASCO, É. P.; BENETI, C. A. A.; BISCARO, T. S. Impact of radar data assimilation in a mesoscale convective system: a case study. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 3, p. 447–458, 2017. 35

FERREIRA, V.; NASCIMENTO, E. L. Convectively-induced severe wind gusts in Southern Brazil: surface observations, atmospheric environment, and association with distinct convective modes. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, n. 28. **Proceedings...** Portland: American Meteorological Society, 2016. 2, 18

_____. Discriminação entre rajadas de vento convectivas e não-convectivas. **Ciência e Natura**, Santa Maria, v. 38, 2016. 18

FIGUEIREDO, E. L.; NASCIMENTO, E. L.; OLIVEIRA, M. An observational analysis of two derecho events in southern Brazil. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, n. 28. **Proceedings...** Portland: American Meteorological Society, 2016. 3, 10, 18, 113, 176, 237

FOSS, M. **Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2011. 18, 43

FRENCH, A. J.; PARKER, M. D. Observations of mergers between squall lines and isolated supercell thunderstorms. **Weather and Forecasting**, v. 27, n. 2, p. 255–278, 2012. 221

_____. Numerical simulations of bow echo formation following a squall line–supercell merger. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 12, p. 4791–4822, 2014. 221

GAFFIN, D. M. Wake low severe wind events in the Mississippi River valley: A case study of two contrasting events. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 5, p. 581–603, 1999. 8

GAN, M. A.; RAO, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, 1991. 94

GARREAUD, R. Cold air incursions over subtropical South America: mean structure and dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544–2559, 2000. 78, 94, 125

GEERTS, B.; PARSONS, D.; ZIEGLER, C. L.; WECKWERTH, T. M.; BIGGERSTAFF, M. I.; CLARK, R. D.; CONIGLIO, M. C.; DEMOZ, B. B.; FERRARE, R. A.; JR, W. A. G. et al. The 2015 plains elevated convection at

night field project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 98, n. 4, p. 767–786, 2017. 54

GILMORE, M. S.; WICKER, L. J. The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 4, p. 943–958, 1998. 135

GRELL, G. A.; FREITAS, S. R. A scale and aerosol aware stochastic convective parameterization for weather and air quality modeling. **Atmospheric Chemistry & Physics Discussions**, v. 13, n. 9, 2013. 47

GRIM, J. A.; RAUBER, R. M.; MCFARQUHAR, G. M.; JEWETT, B. F.; JORGENSEN, D. P. Development and forcing of the rear inflow jet in a rapidly developing and decaying squall line during BAMEX. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 4, p. 1206–1229, 2009. 22, 25, 27, 28, 116, 168

GUASTINI, C. T.; BOSART, L. F. Analysis of a progressive derecho climatology and associated formation environments. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 4, p. 1363–1382, 2016. 9, 10, 41, 68, 75, 232

HAERTEL, P. T.; JOHNSON, R. H. The linear dynamics of squall line mesohighs and wake lows. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 57, n. 1, p. 93–107, 2000. 3, 8, 18, 139, 177, 183

HOCKER, J. E.; BASARA, J. B. A 10-year spatial climatology of squall line storms across Oklahoma. **International Journal of Climatology**, v. 28, n. 6, p. 765–775, 2008. 37, 229

HONG, S.-Y.; LIM, J.-O. J. The WRF single-moment 6-class microphysics scheme (WSM6). **Journal of the Korean Meteorological Society**, v. 42, n. 2, p. 129–151, 2006. 47

HOUZE, R. A. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 115, n. 487, p. 425–461, 1989. 8, 10, 172, 176, 237

_____. Mesoscale Convective Systems. **Reviews of Geophysics**, v. 42, n. 4, 2004. 1, 2, 3, 5, 225

HOUZE, R. A.; SMULL, B. F.; DODGE, P. Mesoscale organization of springtime rainstorms in Oklahoma. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 3, p. 613–654, 1990. 1, 2, 37, 54

JANJIĆ, Z. I. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, 1994. 47

JOHNS, R. H.; HIRT, W. D. Derechos: widespread convectively induced windstorms. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 1, p. 32–49, 1987. 9, 10, 11, 75, 113, 163, 232

KLEMP, J. B. Dynamics of tornadic thunderstorms. **Annual Review of Fluid Mechanics**, v. 19, n. 1, p. 369–402, 1987. 12

KNEIB, R. **Estudo observacional de linhas de instabilidade no estado do Paraná**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. 2, 17, 37

LETKEWICZ, C. E.; PARKER, M. D. Impact of environmental variations on simulated squall lines interacting with terrain. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 10, p. 3163–3183, 2011. 33

LOEHRER, S. M.; JOHNSON, R. H. Surface pressure and precipitation life cycle characteristics of PRE-STORM mesoscale convective systems. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 3, p. 600–621, 1995. 8, 9, 18, 139, 159, 177, 183, 237

MACHADO, L.; ROSSOW, W.; GUEDES, R.; WALKER, A. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 1998. 2, 4, 13

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980. 117

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. Montgomery: John Wiley & Sons, 2011. 32, 34

MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y. P. Tornadogenesis: our current understanding, forecasting considerations, and questions to guide future research. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1-3, p. 3–10, 2009. 145, 219

MENG, Z.; YAN, D.; ZHANG, Y. General features of squall lines in East China. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 5, p. 1629–1647, 2013. 41

MENG, Z.; ZHANG, F.; MARKOWSKI, P.; WU, D.; ZHAO, K. A modeling study on the development of a bowing structure and associated rear inflow within a

squall line over South China. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 69, n. 4, p. 1182–1207, 2012. 22

MILLER, M.; BETTS, A. Traveling convective storms over Venezuela. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 7, p. 833–848, 1977. 8

MORRISON, H.; GETTELMAN, A. A new two-moment bulk stratiform cloud microphysics scheme in the Community Atmosphere Model, version 3 (CAM3). Part I: description and numerical tests. **Journal of Climate**, v. 21, n. 15, p. 3642–3659, 2008. 47

NASCIMENTO, E. 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, p. 121–140, 2005. 10, 13, 43, 231

NASCIMENTO, E. L. Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, n. 22. **Proceedings...** Hyannis: American Meteorological Society, 2004. 16

NASCIMENTO, E. L.; FOSS, M.; FERREIRA, V.; BROOKS, H. E. A 12-year climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for Subtropical South America. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, n. 25. **Proceedings...** Denver: American Meteorological Society, 2010. 18

NASCIMENTO, E. L.; FOSS, M.; FERREIRA, V.; BROOKS, H. An updated and expanded climatology of severe weather parameters for subtropical South America as derived from upper air observations and CFSR-CFSv2 data. In: CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, n. 28. **Proceedings...** Portland: American Meteorological Society, 2016. xiii, 1, 18, 19

NEWTON, C. W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. **Journal of Meteorology**, v. 7, n. 3, p. 210–222, 1950. 1, 3, 5, 11, 18

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, p. 527–530, 1975. 1, 29

PARKER, M. D. Relationship between system slope and updraft intensity in Squall Lines. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. 9, p. 3572–3578, 2010. 22

PARKER, M. D.; JOHNSON, R. H. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 10, p. 3413–3436, 2000. xiii, 1, 2, 6, 7, 22, 71, 229

_____. Structures and dynamics of quasi-2D Mesoscale convective systems. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 5, p. 545–567, 2004. 33

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE, R. A. Orogenic convection in subtropical South America as seen by the TRMM satellite. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 8, p. 2399–2420, 2011. 1, 4, 13, 230

_____. Convective initiation near the Andes in subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 144, n. 6, p. 2351–2374, 2016. 51

REX, D. F. Blocking action in the middle troposphere and its effect upon regional climate: Part I: an aerological study of blocking action. **Tellus**, v. 2, n. 3, p. 196–211, 1950. 57

RIBEIRO, B. Z.; BOSART, L. F. Elevated mixed layers and associated severe thunderstorm environments in south and north america. **Monthly Weather Review**, v. 146, n. 1, p. 3–28, 2018. 1, 10, 18

RIBEIRO, B. Z.; NUNES, A. B. Uso de sensoriamento remoto para análise de uma linha de instabilidade: estudo de caso ocorrido no Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, n. 15. **Proceedings...** Curitiba: INPE, 2011. 2, 17

RIBEIRO, B. Z.; SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C. Synoptic climatology of warm fronts in southeastern South America. **International Journal of Climatology**, v. 36, n. 2, p. 644–655, 2016. 77, 82, 123

ROMATSCHKE, U.; HOUZE, R. A. Extreme summer convection in South America. **Journal of Climate**, v. 23, n. 14, p. 3761–3791, 2010. 1

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A theory for strong, long-lived squall lines. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 3, p. 463–485, 1988. 2, 21, 22, 26, 33, 102, 163, 181, 218, 226, 228, 238

ROUX, F.; TESTUD, J.; PAYEN, M.; PINTY, B. West African squall-line thermodynamic structure retrieved from dual-Doppler radar observations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 21, p. 3104–3121, 1984. 21

SAHA, S.; MOORTHI, S.; PAN, H.-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D. et al. The NCEP climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 91, n. 8, p. 1015–1058, 2010. 42

SALES, F.; PEREIRA, A. Study of a long-lived symmetric squall line in Southeast Brazil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 421–436, 2005. 17, 46

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007. 2, 14, 15, 16, 67

SAULO, A. C.; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. A case study of a Chaco low-level jet event. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 11, p. 2669–2683, 2004. 15

SCHMIDT, J. M.; COTTON, W. R. Interactions between upper and lower tropospheric gravity waves on squall line structure and maintenance. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 10, p. 1205–1222, 1990. 1, 2, 8

SEIGEL, R. B.; HEEVER, S. C. van den. Squall-line intensification via hydrometeor recirculation. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 70, n. 7, p. 2012–2031, 2013. 22, 26, 35, 46, 183

SELUCHI, M.; SERAFINI, Y.; TREUT, H. L. The impact of the Andes on transient atmospheric systems: a comparison between observations and GCM results. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 4, p. 895–912, 1998. 78, 125

SELUCHI, M. E.; SAULO, C. Baixa do noroeste argentino e baixa do Chaco: caracterísitcas, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, 2012. 16, 65, 80, 123, 125, 196

SILVA DIAS, M. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 2, n. 1, p. 133–150, 1987. 17

SILVA DIAS, M. A.; FERREIRA, R. N. Application of a linear spectral model to the study of Amazonian squall lines during GTE/ABLE 2B. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 97, n. D18, p. 20405–20419, 1992. 16, 17

SIQUEIRA, J. R.; ROSSOW, W. B.; MACHADO, L. A. T.; PEARL, C. Structural characteristics of convective systems over South America related to cold-frontal incursions. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 5, p. 1045–1064, 2005. 14, 41

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B. A time-split nonhydrostatic atmospheric model for weather research and forecasting applications. **Journal of Computational Physics**, v. 227, n. 7, p. 3465–3485, 2008. 45

SMITH, B. T.; THOMPSON, R. L.; GRAMS, J. S.; BROYLES, C.; BROOKS, H. E. Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous United States. Part I: storm classification and climatology. **Weather and Forecasting**, v. 27, n. 5, p. 1114–1135, 2012. 11

SMULL, B. F.; HOUZE, R. A. Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 12, p. 2869–2889, 1987. 1, 2, 22, 25, 26

STENSRUD, D. J.; CONIGLIO, M. C.; DAVIES-JONES, R. P.; EVANS, J. S. Comments on " 'A theory for strong long-lived squall lines' revisited". **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 62, n. 8, p. 2989–2996, 2005. 21

TAKEMI, T. Convection and precipitation under various stability and shear conditions: squall lines in tropical versus midlatitude environment. **Atmospheric Research**, v. 142, p. 111–123, 2014. 17

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 598–617, 2007. 14, 231

TEPPER, M. A proposed mechanism of squall lines: the pressure jump line. **Journal of Meteorology**, v. 7, n. 1, p. 21–29, 1950. 8

THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 2, p. 519–542, 2004. 47

THOMPSON, R. L.; EDWARDS, R.; HART, J. A.; ELMORE, K. L.; MARKOWSKI, P. Close proximity soundings within supercell environments obtained from the Rapid Update Cycle. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 6, p. 1243–1261, 2003. 42, 89, 110, 120, 202

THOMPSON, R. L.; SMITH, B. T.; GRAMS, J. S.; DEAN, A. R.; BROYLES, C. Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous United States. Part II: supercell and QLCS tornado environments. **Weather and Forecasting**, v. 27, n. 5, p. 1136–1154, 2012. 9, 11, 13, 229, 236

TOMINAGA, L.; SANTORO, J.; AMARAL, R. **Desastres naturais: conhecer para prevenir**. São Paulo: Instituto Geológico de São Paulo, 2009. 196p. p. 39

TRAPP, R. J.; WEISMAN, M. L. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part II: their genesis and implications. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 11, p. 2804–2823, 2003. 29, 32, 135, 156, 170, 226

UCAR/METED. **MetEd program**. 2016. Disponível em: <https://www.meted.ucar.edu/index.php>. 40

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 6, p. 682–703, 1979. 16, 59, 71, 123, 196

VENDRASCO, E. P.; SUN, J.; HERDIES, D. L.; ANGELIS, C. Frederico de. Constraining a 3DVAR radar data assimilation system with large-scale analysis to improve short-range precipitation forecasts. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 3, p. 673–690, 2016. 35

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O. et al. The South American low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006. 16, 231

WAKIMOTO, R. M. The life cycle of thunderstorm gust fronts as viewed with Doppler radar and rawinsonde data. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 8, p. 1060–1082, 1982. 21

WAKIMOTO, R. M.; MURPHEY, H. V.; DAVIS, C. A.; ATKINS, N. T. High winds generated by bow echoes. Part II: the relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 10, p. 2813–2829, 2006. 25, 28, 29, 32, 114, 144, 148, 163, 165, 170, 172, 174, 219

WAKIMOTO, R. M.; STAUFFER, P.; LEE, W.-C. The vertical vorticity structure within a squall line observed during BAMEX: banded vorticity features and the evolution of a bowing segment. **Monthly Weather Review**, v. 143, n. 1, p. 341–362, 2015. 25, 28, 32, 183, 237, 239

WEISMAN, M. L. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. **Journal of the Atmospheric**

Sciences, v. 49, n. 19, p. 1826–1847, 1992. 2, 22, 23, 24, 25, 26, 28, 40, 135, 153, 165, 177, 226, 228, 237, 238

_____. The genesis of severe, long-lived bow echoes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n. 4, p. 645–670, 1993. 26, 27, 28, 30, 32, 40, 139, 153, 163, 165, 168, 172, 174, 176, 181, 218, 226, 228, 237, 238

WEISMAN, M. L.; EVANS, C.; BOSART, L. The 8 May 2009 superderecho: analysis of a real-time explicit convective forecast. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 3, p. 863–892, 2013. 12, 29, 30, 35, 45, 46, 49, 75, 116, 127, 139, 148, 202, 219, 237, 239

WEISMAN, M. L.; ROTUNNO, R. "A theory for strong long-lived squall lines" revisited. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 61, n. 4, p. 361–382, 2004. 21, 26

WEISMAN, M. L.; TRAPP, R. J. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. Part I: overview and dependence on environmental shear. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 11, p. 2779–2803, 2003. 29, 30, 153, 156

WHEATLEY, D. M.; TRAPP, R. J. The effect of mesoscale heterogeneity on the genesis and structure of mesovortices within quasi-linear convective systems. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 11, p. 4220–4241, 2008. 1, 24, 25, 135, 152, 165, 172, 181, 224, 226, 239

WHEATLEY, D. M.; YUSSOUF, N.; STENSRUD, D. J. Ensemble Kalman filter analyses and forecasts of a severe mesoscale convective system using different choices of microphysics schemes. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 9, p. 3243–3263, 2014. 129, 236

ZHANG, D.-L.; GAO, K. Numerical simulation of an intense squall line during 10–11 June 1985 PRE-STORM. Part II: rear inflow, surface pressure perturbations and stratiform precipitation. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 9, p. 2067–2094, 1989. 8

ZIPSER, E. J.; LIU, C.; CECIL, D. J.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on Earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1071, 2006. 1, 13, 51, 230

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.