



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIAS CLIMÁTICAS

JEAN SOUZA DOS REIS

**ASPECTOS DINÂMICOS E CLIMATOLÓGICOS DOS CICLONES
BOMBAS NO HEMISFÉRIO SUL**

NATAL – RN

2022

JEAN SOUZA DOS REIS

**ASPECTOS DINÂMICOS E CLIMATOLÓGICOS DOS CICLONES
BOMBAS NO HEMISFÉRIO DO SUL**

Tese de Doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas do Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências Climáticas.

Orientador: Prof. Dr. Weber Andrade Gonçalves
Coorientador: Prof. Dr. David Mendes

NATAL – RN

2022

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Reis, Jean Souza dos.

Aspectos dinâmicos e climatológicos dos ciclones bombas no Hemisfério Sul / Jean Souza dos Reis. - 2022.
128f.: il.

Tese (doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas. Natal, RN, 2022.

Orientação: Prof. Dr. Weber Andrade Gonçalves.

Coorientação: Prof. Dr. David Mendes.

1. Climatologia - Tese. 2. Ciclone - Tese. 3. Rastreamento - Tese. 4. Dinâmica - Tese. 5. Extratropical - Tese. I. Gonçalves, Weber Andrade. II. Mendes, David. III. Título.

RN/UF/CCET

CDU 551.58

JEAN SOUZA DOS REIS

**ASPECTOS DINÂMICOS E CLIMATOLÓGICOS DOS CICLONES
BOMBAS NO HEMISFÉRIO SUL**

Tese de Doutorado submetida ao Programa de Pós-Graduação em Ciências Climáticas do Centro de Ciências Exatas e da Terra da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciências Climáticas.

Aprovada em: ____/____/____

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Weber Andrade Gonçalves
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Orientador

Prof. Dr. David Mendes
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Coorientador

Prof. Dr. Claudio Moises Santos e Silva
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Membro interno

Prof. Dr. Bergson Guedes Bezerra
Universidade Federal do Rio Grande do Norte
Membro interno

Dra. Samira de Azevedo Santos Emiliavaca
Instituto SENAI de Inovação em Energias Renováveis
Membro externo

Dr. Diego Oliveira de Souza
Centro de monitoramento de Desastres Naturais - Cemaden
Membro externo

Aos meus pais Haroldo e Waldilene que
mesmo longe, estão sempre perto.

AGRADECIMENTOS

À Deus, por mais um dia.

A minha família Haroldo, Waldilene e Herald, que desde os primórdios da graduação, me dão apoio, encorajamento, segurança e credibilidade para seguir minha vida pessoal e profissional, serão sempre a fundação da minha vida.

Aos meus orientadores Weber e David, pelo incentivo e confiança que tiveram em mim. As conversas e conselhos me marcaram para sempre como pessoa e como profissional.

A todos os meus amigos, por trazer leveza ao dia-a-dia tão corrido que é o nosso e sem esquecer de todos os meus amigos que ganhei durante a vida, por cada palavra de apoio e ânimo que me ajudaram a chegar onde estou.

À CAPES, pela bolsa de doutorado que permitiu a vida fora da minha terra natal. Ao Cemaden pelos dados cedidos e a UFRN, seus docentes e servidores que movem esta instituição.

Por fim, agradeço e dedico especialmente a meu esforço físico e mental.

“Não vos preocupeis, pois, com o dia de amanhã: o dia de amanhã terá as suas preocupações próprias. A cada dia basta o seu cuidado.”

(Mateus, 6, 34)

RESUMO

Um Ciclone Bomba (CB) é um Ciclone Extratropical (CE) que apresenta rápido decaimento da pressão no centro do sistema na ordem de 1 hPa por hora durante 24 horas. Esse sistema ganhou popularidade nos últimos anos por impor sérias ameaças à segurança do transporte marítimo, pesca, operações marítimas e outras atividades nas regiões costeiras e os recentes impactos sobre a população. Portanto, o propósito deste estudo é analisar as características físicas, dinâmicas e fase dos CB no Hemisfério Sul (HS) através de uma robusta climatologia de 1979 a 2020. Além disso, a existência de tendência no número de CB ao longo do tempo e a influência de Sistemas Frontais (SF) em Desastres Naturais (DN) no Sul do Brasil. Espera-se que os resultados possam servir de base para melhoria de serviços como simulações numéricas e serem usados como prognósticos para auxiliar na gestão de riscos com um conjunto de ações preventivas e mitigadoras a fim de minimizar o impacto desses sistemas sofridos pela população. Foram utilizados dados reanalisados do conjunto ERA5 oriundos do *Europe Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF), de resolução espacial de $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ e $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ e temporal de 6 horas no período de 1979 a 2019, dados de desastres naturais gentilmente cedidos pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden) de 2016 a 2020, dados de precipitação acumulada diária, estimadas do algoritmo *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM* (IMERG) (versão 5) da missão do *Global Precipitation Measurement* (GPM) $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ de 2016 a 2020 e cartas sinóticas de superfície do Centro de Previsão do Tempo de Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) nos quatro horários sinóticos principais (00, 06, 12 e 18 UTC) de 2016 a 2020. Para a detecção e rastreamento dos CB, foi utilizado um esquema de rastreamento de ciclones em campos de nível de pressão ao nível médio do mar a cada seis horas. Para avaliar a estrutura tridimensional dos ciclones foi utilizado o Diagrama de Fase do Ciclone (CPS). Os testes estatísticos teste-t de *Student*, Shapiro-Wilk, Mann-Kendall, Pettit e estimativa de Sen foram utilizadas para determinar a existência, magnitude e ponto de quebra da tendência na série temporal dos CB. O número total de CB foi 587, com maior ocorrência (44,2%) no inverno e a menor (6,1%) no verão. A densidade espacial dos CB no HS mostrou boa concordância com o visto na literatura, vista principalmente ao redor da Antártida, em uma espécie de espiral em todo seu em torno, na área ciclogênica da AS à sudeste do Uruguai sobre o Oceano Atlântico Sul, no Sudeste do continente Australiano e no Mar da Tasmânia. As características físicas e

dinâmicas como: velocidade, tempo de vida, gradiente de pressão e taxa de aprofundamento, mostraram boa concordância com outros trabalhos na literatura. Foi constatado a existência de tendência no número de CB ao longo dos anos com evidências estatísticas. Há aumento de um CB a cada 4 anos desde 1999. Foram identificadas fortes evidências que mais de 35% de CB que se formam no HS seguem o modelo teórico de ciclone conhecido como Shapiro-Keyser. Na avaliação de DN ocasionados pela passagem de um SF sobre o Sul do Brasil, foram observadas que as regiões mais afetadas são o litoral catarinense e a região centro-leste do Rio Grande do Sul. Além disso, foi constatado que os sistemas frontais que geram desastres naturais são diferentes dos demais sistemas frontais que afetam o Sul do Brasil. As principais diferenças notadas foram: um padrão de aumento e acúmulo de energia potencial convectiva disponível a oeste do Sul do Brasil antes do DN, especialmente na primavera; um aumento considerável da umidade específica em níveis baixos associados ao escoamento a leste dos Andes; e uma circulação anticiclônica em níveis elevados semelhantes à alta boliviana. A análise do comportamento da chuva indica que ela é mais alta nos dois dias anteriores ao desastre. Os valores médios de precipitação identificados, juntamente com o comportamento atmosférico observado, permitem identificar a potencial ocorrência de um desastre nas cidades do Sul do Brasil na passagem de um sistema frontal.

Palavras-chave: Ciclone. Rastreamento. Dinâmica. Extratropical.

ABSTRACT

A Bomb Cyclone (BC) is an Extratropical Cyclone (EC) of rapid pressure drop at the center of the system on the order of 1 hPa per hour for 24 hours. This system has gained popularity in recent years for imposing serious threats to the safety of shipping, fishing, maritime operations and other activities in coastal regions and the recent impacts on the population. Therefore, the purpose of this study is to analyze the physical characteristics, dynamics, and phase of BC in the Southern Hemisphere (SH) through a robust climatology from 1979 to 2020. In addition, the existence of a trend in the number of BC over time and the influence of frontal systems (FS) on natural disasters (ND) in Southern Brazil. It is hoped that the results can serve as a basis for improved services such as numerical simulations and be used as prognostics to assist in risk management with a set of preventive and mitigating actions in order to minimize the impact of these systems suffered by the population. We used reanalyzed ensemble ERA5 data from the Europe Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), with spatial resolution of $0.125^{\circ} \times 0.125^{\circ}$ and $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ and 6-hour temporal over the period 1979 to 2019, natural disaster data kindly provided by the Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden) from 2016 to 2020, daily cumulative precipitation data estimated from the Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM (IMERG) algorithm (version 5) of the Global Precipitation Measurement (GPM) $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ from 2016 to 2020 and surface synoptic charts from the Center for Weather Forecasting Climate Studies/National Institute for Space Research (CPTEC/INPE) at the four major synoptic times (00, 06, 12, and 18 UTC) from 2016 to 2020. For BC detection and tracking, a cyclone tracking scheme was used on mid-sea level pressure fields every six hours. To evaluate the three-dimensional structure of cyclones, the Cyclone Phase Space (CPS) was used. The statistical tests Student's test-t, Shapiro-Wilk, Mann-Kendall, Pettit and Sen's estimation were used to determine the existence, magnitude and trend breaking point in the BC time series. The total number of BC was 587, with the highest occurrence (44.2%) in winter and the lowest (6.1%) in summer. The spatial density of BC in the SH showed good agreement with that seen in the literature, seen mainly around Antarctica in a kind of spiral around it, in the cyclogenetic area of SSA southeast of Uruguay over the South Atlantic Ocean, in the southeast of the Australian continent, and in the Tasman Sea. The physical and dynamic characteristics such as: velocity, lifetime, pressure gradient and deepening rate, showed good agreement with other works in the literature. It was found

that there is a trend in the number of BC over the years with statistical evidence. There is an increase of one BC every 4 years since 1999. Strong evidence was identified that over 35% of BC that form in the SH follow the theoretical cyclone model known as Shapiro-Keyser. In the evaluation of ND caused by the passage of a FS over southern Brazil, it was observed that the most affected regions are the coast of Santa Catarina and the central-eastern region of Rio Grande do Sul. In addition, it was found that the frontal systems that generate natural disasters are different from the other frontal systems that affect Southern Brazil. The main differences noted were: a pattern of increase and accumulation of available convective potential energy west of Southern Brazil prior to ND, especially in spring; a considerable increase in specific humidity at low levels associated with runoff east of the Andes; and an anticyclonic circulation at high levels similar to the Bolivian high. Analysis of rainfall behavior indicates that it is highest on the two days prior to the disaster. The mean precipitation values identified, together with the observed atmospheric behavior, allow the identification of the potential occurrence of a disaster in the cities of southern Brazil in the passage of a frontal system.

Keywords: Cyclone. Tracking. Dynamic. Extratropical.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Linhas de escoamento em um ciclone em movimento.	24
Figura 2. Esquema do ciclo de vida de um CE no HS.	25
Figura 3. Ciclone idealizado apresentado pelos resultados da escola norueguesa.	27
Figura 4. Modelos conceituais de evolução de ciclones que mostram a altura geopotencial e frentes na baixa troposfera (850 hPa) (painel acima) e temperatura potencial na baixa troposfera (painel abaixo). a) modelo de ciclone BS e b) modelo de ciclone SK.	29
Figura 5. Representação da Cloud head, Dry slot e Sting Jet em um ciclone modelo SK na imagem de satélite na costa oeste do Estados Unidos no dia 27 de novembro de 2019.	32
Figura 6. Modelo conceitual dos fluxos próximos à superfície em um ciclone extratropical no Hemisfério Norte. L indica o centro de baixa pressão e a direção do movimento mostrada pela seta menor. As setas cinzas mostram os jatos de baixo nível associados ao sistema. WJ é a esteira transportadora quente e CJ a esteira transportadora fria e o Sting Jet é SJ. a) Estágio inicial do desenvolvimento do ciclone; b) Fratura frontal, quando o Sting Jet aparece pela primeira vez na superfície e a frente dobrada para trás se forma; c) À medida que a frente inclinada e a cabeça da nuvem se enrolam, a região Sting Jet se estende; d) Eventualmente, o Sting Jet desaparece e o vento dominante de baixo nível nessa região é devido ao CJ.	33
Figura 7. Isolinhas de frequência da ciclogênese na América do Sul. a) Verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e b) Inverno (junho, julho e agosto).	35
Figura 8. Densidade de ciclones de uma climatologia de 40 anos das reanálises NCEP/NCAR. Verão a) e Inverno b)	36
Figura 9. Municípios monitorados na região a) Sul e b) Sudeste do Brasil.	47
Figura 10. Seções transversais do cubo de diagrama de fase. a) $B \times -V_T^L$ e b) $-V_T^U \times -V_T^L$	50
Figura 11. Cubo tridimensional representativo do CPS. Os lados do cubo são os parâmetros que caracterizam a fase do ciclone.	51
Figura 12. Valores de B e suas respectivas assimetrias térmicas.	52
Figura 13. Porcentagem anual (a), sazonal (b) e mensal (c) dos CB no HS. A linha vermelha apresenta a média anual dos CB.	58
Figura 14. Densidade dos CB no HS no período estudado (1979 – 2020). Os valores representam a probabilidade de um CB cruzar a célula de $2.5 \times 2.5^\circ$ em um intervalo de 6 horas.	59
Figura 15. Similar a figura 13, para médias sazonais.	61
Figura 16. Histograma (%) da ciclogênese e da ciclólise dos CB por latitude.	62
Figura 17. Histogramas (%) da ciclogênese e da ciclólise dos CB no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.	63
Figura 18. Histograma (%) do tempo de vida (dias) dos Ciclones Bombas.	65
Figura 19. Histogramas (%) do tempo de vida (dias) dos Ciclones Bombas no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.	66
Figura 20. Histograma (%) da taxa de velocidade (km/6h) máxima e mínima dos CB.	67
Figura 21. Histograma (%) da taxa de velocidade (km/6h) máxima e mínima no a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera.	68

Figura 22. Pressão máxima e mínima no centro do Ciclone Bomba. As linhas tracejadas azul e vermelho representam as médias da pressão máxima e mínima, respectivamente.	70
Figura 23. Histogramas (%) da pressão (hPa) máxima e mínima no centro do Ciclone Bomba no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.....	71
Figura 24. Histograma (%) da taxa de cavamento (hPa/6h) máximo e mínimo dos CB. As linhas tracejadas azul e vermelho representam as médias da taxa de cavamento máxima e mínima, respectivamente.	72
Figura 25. Histograma (%) da taxa de cavamento (hPa/6h) máximo e mínimo no a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera.	73
Figura 26. Série temporal do número de CB identificados no HS (linha preta), a magnitude de Sen (linha vermelha) e teste de Pettit (linha azul).	75
Figura 27. Localização de a) todos os CB e b) ciclogênese e ciclólise dos CB no diagrama de fase –VTL vs B. Na figura b, o X marca a o início e o círculo preenchido (•) marca o fim do ciclo de vida do CB.	78
Figura 28. Similar a figura 27, mas para o diagrama de fase –VTU vs –VTL.	80
Figura 29. Histogramas (%) dos parâmetros B (a), –VTL e –VTU e (b) do CPS aplicado em todos os CB identificados no HS no período 1979-2020. As linhas tracejadas vermelhas indicam os valores -10 e 10 m e a linha tracejada preta indica o valor zero.	83
Figura 30. População exposta em áreas de risco por município na região Sul.....	85
Figura 31. Distribuição (a) mensal e (b) anual dos DN no SBR.	87
Figura 32. Compostos dos campos médios de precipitação (mm dia ⁻¹) em outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) a 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).	89
Figura 33. Anomalia do composto dos campos médios de energia potencial convectiva disponível (CAPE, em J kg ⁻¹) no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.	91
Figura 34. Compostos dos campos médios de energia potencial convectiva disponível (CAPE, em J kg ⁻¹) em outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) a 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).	92
Figura 35. A anomalia do composto da pressão média do nível do mar (isolinhas, hPa) e da espessura da camada (500-1000 hPa, hachuradas) no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.	94
Figura 36. Compostos dos campos médios dos campos médios de pressão ao nível médio do mar (contorno, hPa) e espessura da camada (500 – 1000 hPa) no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).	95
Figura 37. A anomalia do composto de campos médios de umidade específica (hachurado, em kg kg ⁻¹) e direção do vento (setas) a 925 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.	97
Figura 38. Compostos de convergência de umidade integrada (kg kg ⁻¹ * s ⁻¹) na camada de 1000–700 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i).	98

Figura 39. A anomalia do composto de campos médios de velocidade do vento (hachurado em $m s^{-1}$) e vento (setas) a 850 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.....	100
Figura 40. Composto de campos médios de velocidade do vento (hachurado em $m s^{-1}$) e vento (setas) a 850 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).....	101
Figura 41. Similar a figura 39, mas para o nível de 250 hPa.	103
Figura 42. Similar a figura 40, mas para o nível de 250 hPa.	104
Figura 43. Precipitação média diária (mm) em eventos de DN 2 dias antes, 1 dia antes, dia do evento e da climatologia.....	106

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Principais características previstas pelos modelos conceituais de CE: modelo de BS e modelo de SK. Características para a avaliação de consistência com o modelo conceitual e indicação das fases do ciclo de vida.....	30
Tabela 2. Características médias dos ciclones obre o OAS.	38
Tabela 3. Valores médios das grandezas dos Ciclones Bombas. .. Erro! Indicador não definido.	
Tabela 4. Testes estatísticos e resultados.	75
Tabela 5. Medidas estatísticas (média, desvio padrão, anomalia e média do acumulado) das variáveis meteorológicas estudadas em cada município afetado por DN.	107

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

HS	Hemisfério Sul
AS	América do Sul
CB	Ciclone Bomba
CE	Ciclone Extratropical
CPS	Cyclone Phase Script
SK	Shapiro-Keyser
BS	Bjerknes-Solberg
ECMWF	<i>Europe Center for Medium-Range Weather Forecasts</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
PNMM	Pressão ao nível médio do mar
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
Cemaden	Centro Nacional de Monitoramento de Desastres Naturais

F Função frontogenética

SF Sistema Frontal

SBR Sul do Brasil

DN Desastre Natural

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS	20
2. REVISÃO DE LITERATURA	23
2.1. Modelos teóricos de ciclone	23
2.1.1. Bjerknes e Solberg	23
2.1.2. Shapiro-Keyser (SK)	28
2.2. Ciclogênese na América do Sul	34
2.3. Ciclone Bomba	39
2.4. Rastreamento de ciclones	41
2.5. Desastres Naturais no Brasil.....	43
3. MATERIAL E MÉTODOS.....	46
3.1. Dados.....	46
3.1.1. Dados meteorológicos	46
3.1.2. Dados de desastres naturais	46
3.1.3. Dados de precipitação	47
3.1.4. Cartas sinóticas.....	48
3.2. Metodologia	48
3.2.1. Métodos de análise e identificação de ciclone	48
3.2.2. Avaliação de Sistemas Frontais e Desastres Naturais	52
3.2.3. Teste estatísticos.....	53
CAPÍTULO 2: Climatologia dos Ciclones Bombas (CB) na América do Sul.....	57
CAPÍTULO 3: Características físicas e dinâmicas dos Ciclones Bombas no Hemisfério Sul.....	64
CAPÍTULO 4: Análise da tendência dos Ciclones Bombas na América do Sul.....	74
CAPÍTULO 5: Aplicação dos Cyclone Phase Space nos Ciclones Bombas no Hemisfério Sul.....	77
CAPÍTULO 6: Desastres Naturais associados a passagem de frentes frias.....	84
6.1. Avaliação Atmosférica	87
4. CONCLUSÕES	108
REFERÊNCIAS	111

1. INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

Ciclone é o termo usado para referir-se aos sistemas de tempo com rotação ciclônica associada a áreas de baixa pressão na superfície (PETTERSSSEN, 1956). A nomenclatura extratropical indica a região de atuação, nos extratropicais, que difere dos ciclones formados nos trópicos. Responsáveis por intensos processos de troca de calor, momentum e vapor d'água através da atmosfera (PEIXOTO *et al.*, 1992; SIMMONDS e KEAY, 2000), esses sistemas são considerados componentes essenciais na circulação global (CHANG, LEE e SWANSON, 2002). Os Ciclones Extratropicais (CE) atuam nos dois hemisférios e exercem grande influência em regiões de latitudes médias e altas (HOSKINS e HODGES, 2005; O'KANE *et al.*, 2014). Estudos sobre CE ocorrem desde o século XIX, ganhando notoriedade pela relevância e perdas monetárias em muitas regiões (ROBERTS *et al.*, 2014; SHIMKUS *et al.*, 2017).

O primeiro modelo conceitual da estrutura do CE, utilizado até hoje, foi idealizado na escola de meteorologia norueguesa de Bergen, apresentado por Bjerknes (1919) e posteriormente desenvolvido por Bjerknes e Solberg (1921, 1922) e Bjerknes (1931). A dimensão da importância destas publicações é imensurável, para muitos pesquisadores estes resultados são considerados a base para o surgimento da meteorologia sinótica moderna além de fornecer uma estrutura e linguagem padronizada para que a comunidade meteorológica pudesse se comunicar (SCHULTZ *et al.*, 2019).

No início da década de 1990, Shapiro e Keyser (1990) a partir de observações em superfície e modelagem numérica, estudaram processos ciclogênicos rápidos sobre o oceano e perceberam que em algumas situações, a evolução do ciclone não coincidia com as características evolutivas previstas no modelo Norueguês. Assim, surgiu-se um novo modelo conceitual de CE conhecido como modelo Shapiro-Keyser. Ressalta-se que este era um modelo adicional e não substituto do modelo Bjerknes e Solberg, passando existir dois modelos de CE: o modelo Bjerknes e Solberg (doravante designado como BS) e o modelo Shapiro-Keyser (doravante designado como SK).

No Hemisfério Sul (HS), os CE ocorrem praticamente o ano todo, com preferência no inverno (GAN e RAO, 1991; SINCLAIR, 1995; MENDES *et al.*, 2007, *et al.* 2009, 2010) sendo a costa leste da América do Sul (AS) a região mais ciclogênica (TALJAARD, 1967; GAN e RAO, 1991) pelo fato desta área ser uma região altamente baroclínica e possuir uma fonte de energia e entropia favorável a formação deste sistema

(MENDES *et al.*, 2009). Assim, o centro-sul da AS é uma das regiões mais afetadas pela passagem, intensificação e gênese de CE (SATYAMURTY, FERREIRA e GAN, 1990). Devido estas características, são considerados os principais sistemas que modificam o tempo e o clima na AS, formando nuvens, chuva, ventos intensos e mudanças abruptas da temperatura (REBOITA, 2008). Durante eventos de tempestades associadas a CE, são observadas fortes influências sobre o oceano em consequência do intenso movimento do ar que criam fortes agitações marítimas, prejudicando a navegação. No litoral sul do Brasil, é comum observar uma inundação costeira causada pela elevação do nível do mar após a passagem de um CE, fenômeno conhecido como maré de tempestade ou ressaca. Estas marés são responsáveis por erosão costeiras e inundações em regiões de municípios litorâneos.

Um tipo de CE vem chamando atenção da comunidade científica por seu poder destrutivo e fortes impactos chamado de “Ciclone Bomba” (CB) (BITENCOURT *et al.*, 2013; LIM e SIMMONDS, 2002; MENDES *et al.*, 2009; REALE *et al.*, 2019). Esses sistemas tem rápida redução da pressão central e aumento na sua intensificação que dificultam o prognóstico e podem causar sérias ameaças à vida humana e a propriedade em áreas próximas à costa ou de navegação (LIM e SIMMONDS, 2002). No HS, foram realizados poucos estudos para entender a complexidade desse sistema em comparação ao HN, destaque para os trabalhos de, Lim e Simmonds (2002), Mendes *et al.* (2009), Bitencourt *et al.* (2013) e Reale *et al.* (2019).

Diversos estudos sobre o impacto na quantidade e intensidade de sistemas meteorológicos por decorrência das mudanças no tempo e no clima foram realizadas nos últimos anos e o CE são considerados peças chaves no que diz respeito as mudanças climáticas antropogênicas e como sua ocorrência causa uma grande gama de eventos meteorológicos que afetam a vida humana (ULBRICH *et al.*, 2009; 2013). Com a reconhecida importância dos CE no sistema climático, na variação local do tempo e na distribuição de calor, umidade e momentum, diversos estudos tiveram como foco compreender as tendências de aumento ou diminuição dos CE ao redor do mundo. No HS, Simmonds e Keay (2000a) identificaram redução na densidade média sazonal e anual de ciclones na maioria dos locais ao sul de 40°S (com as maiores reduções próximo a 60°S), o que foi corroborado posteriormente por Pezza e Ambrizzi (2003) que além da diminuição de CE, também indicaram que os CE mais intensos aumentaram (CE com pressão no centro menor que 980 hPa). Por outro lado, Wang *et al.* (2013) identificou pequeno aumento de atividade ciclônica HN no período de 1871 a 2010, enquanto para

o HS, eles notaram um substancial aumento de CE especialmente na região do círculo polar ártico e nos oceanos Atlântico Sul e Índico. Reboita *et al.* (2015) investigou as tendências sazonais e anuais dos CE no HS. Eles encontraram que existe uma tendência positiva estatisticamente significativa quando consideraram o total de CE e CE mais intensos (com pressão no centro do sistema menor que 980 hPa), já para CE fracos, a tendência negativa não foi estatisticamente significativa. Por fim, Ulbrich *et al.* (2009) realizaram um compreensível revisão do conhecimento atual de climatologias de CE para o HN e HS do clima atual e das possíveis mudanças sob mudanças climáticas por influência antropogênica.

Com a evidente importância dos CB para a região e auxiliar os produtos de previsão de tempo e os tomadores de decisões, através de ações que zelem pela vida e recursos nas regiões suscetíveis a influência direta ou indireta deste sistema, este trabalho tem como foco, compreender os aspectos sinóticos, dinâmicos e climáticos dos CB e seus respectivos impactos na atmosfera e regiões adjacentes através de uma climatologia de 42 anos utilizando o conjunto de dados reanalisados ERA5 e, por conseguinte:

- Identificar os comportamentos climatológicos temporais e espaciais dos CB no HS;
- Analisar as características físicas e dinâmicas dos CB no HS;
- Avaliar a estrutura, simetria, profundidade vertical dos CB na HS;
- Verificar a existência de tendência na série temporal dos CB no HS;
- Associar a presença e passagem dos CE com eventos extremos e desastres naturais no Sul e Sudeste do Brasil usando dados do Centro Nacional de Monitoramento de Desastres Naturais (Cemaden).

2. REVISÃO DE LITERATURA

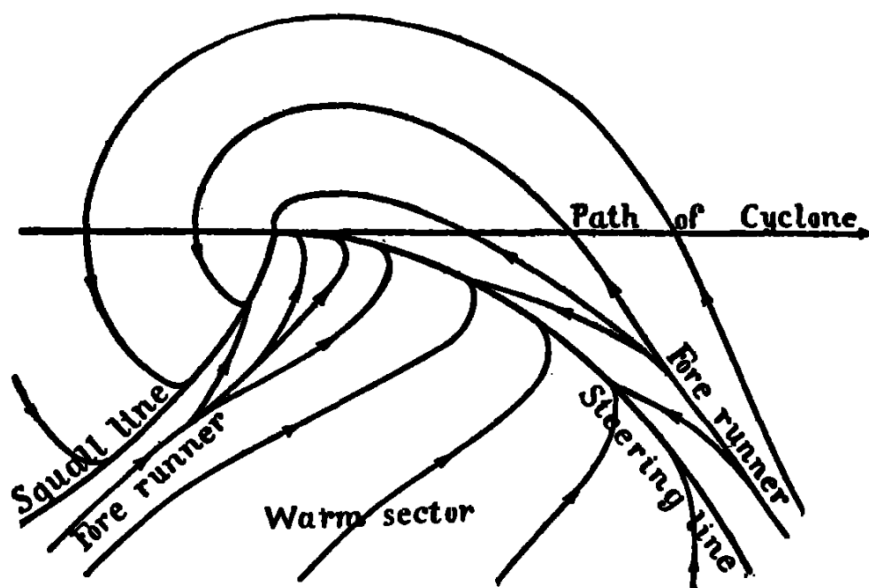
Neste capítulo são apresentados três tópicos de revisão da literatura pertinente ao trabalho. Primeiramente foi feita uma revisão desde os primeiros trabalhos que fundamentaram os modelos conceituais de CE atuais até os assuntos mais recentes. Com foco nos CE que ocorrem na AS, o segundo tópico abrange os principais trabalhos climatológicos sobre desenvolvimento e ciclogênese na região. No terceiro tópico, apresenta-se os principais trabalhos de CB realizados para o HS. O quarto tópico, apresenta-se os trabalhos que evoluíram os métodos de rastreamento de ciclone. Como último tópico, é apresentado os principais trabalhos sobre desastres naturais no Brasil.

2.1. Modelos teóricos de ciclone

2.1.1. Bjerknes e Solberg

Após o final da primeira guerra mundial, em 1919, Bjerknes apresentou seu primeiro modelo conceitual sobre ciclones utilizando dados da rede de estações meteorológicas na Escandinávia (BJERKNES, 1919). À época, era o modelo conceitual mais realístico de ciclones extratropicais apresentado e teve ampla aceitação da comunidade meteorológica. Segundo o autor, este modelo surge a partir da interação entre duas linhas de convergência de características térmicas próprias, *squall line* e *steering line* (Figura 1). Bjerknes deu continuidade aos estudos e, em 1922 com a colaboração de Solberg (BJERKNES e SOLBERG, 1922), perceberam que o CE proposto anteriormente era somente um dos vários estágios de vida desse sistema (Figura 2). Surgiu assim, a teoria da Frente Polar, uma linha que separa duas massas de ar diferentes, uma de origem polar e outra de origem tropical e os termos *squall line* e *steering line* passaram a se denominar frente fria e frente quente. A formação desses sistemas, ocorre devido presença de gradientes horizontais de temperatura em superfície e o aprofundamento ou intensificação devido rotação de uma frente fria associada ao centro de baixa pressão. Este modelo também ficou conhecido como modelo norueguês de ciclone frontal e recebeu uma aceitação tão ampla que permaneceu praticamente inalterado. Os resultados desenvolvidos na escola norueguesa forneceram o entendimento avançado desses sistemas na forma de uma imagem quadridimensional (Figura 3) que é agora o famoso modelo de ciclone frontal.

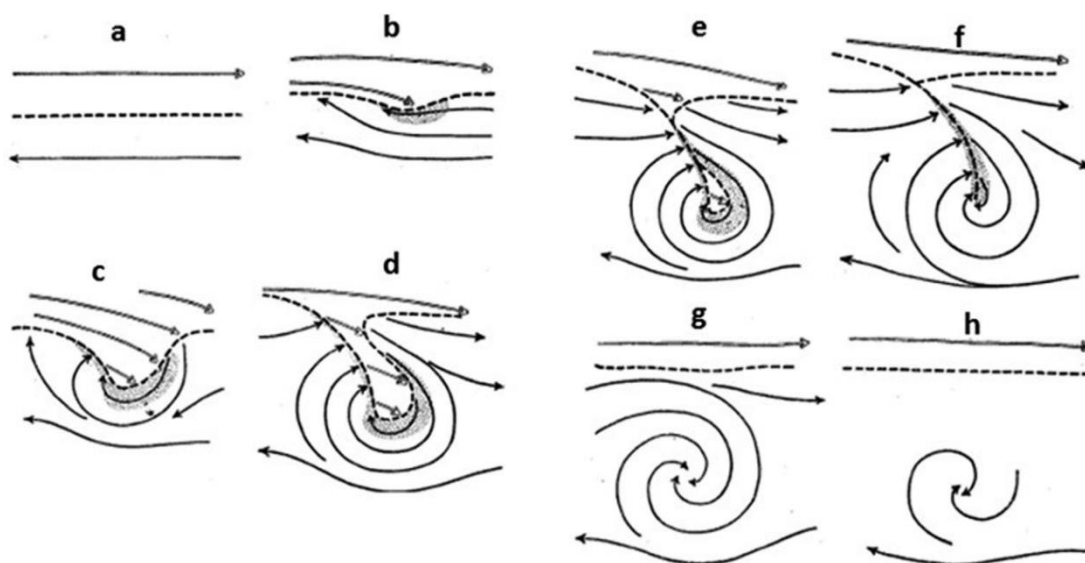
Figura 1. Linhas de corrente em um ciclone em movimento.



Fonte: Bjerknes (1919)

Segundo Bjerknes e Solberg (1921), a ciclogênese começa com uma perturbação fraca em uma zona baroclínica ligeiramente deformada (Figura. 2b). A amplitude da frente quente aumenta durante o movimento de leste (e na direção Norte-Sul como visto na Figura. 2c). O ar frio curva-se ao redor do ar quente ao sul indo em direção ao centro do ciclone com um vento de sudoeste. Esta etapa corresponde ao ciclone idealizado descrito em Bjerknes (1919) (Figura 1) e simultaneamente ocorre um aumento na amplitude (Figura 2d). Por fim, como visto na figura 2e, o ar frio gira ciclonicamente ao redor do centro de baixa pressão e o setor quente se estreita. Eventualmente, a frente fria ultrapassa a frente quente formando um aprisionamento de uma bolsa de ar quente, a esta configuração, os autores chamam de núcleo quente “isolado” (em inglês *secluded*). Esta parte do setor quente remanescente próximo do centro gradualmente desaparece, de modo que o CE em superfície consista apenas de ar frio. Os autores escolheram usar o termo ocluso (*occluded* em inglês) para referenciar-se a este estágio e é nele que o ciclone alcança sua intensidade máxima. À medida que o processo de oclusão continua, o CE torna-se um vórtice frio e simétrico (Figura. 2g) e sem fonte de energia disponível para a manutenção da baroclinia do sistema, o CE desaparece (Figura 2h).

Figura 2. Esquema do ciclo de vida de um CE no HS.



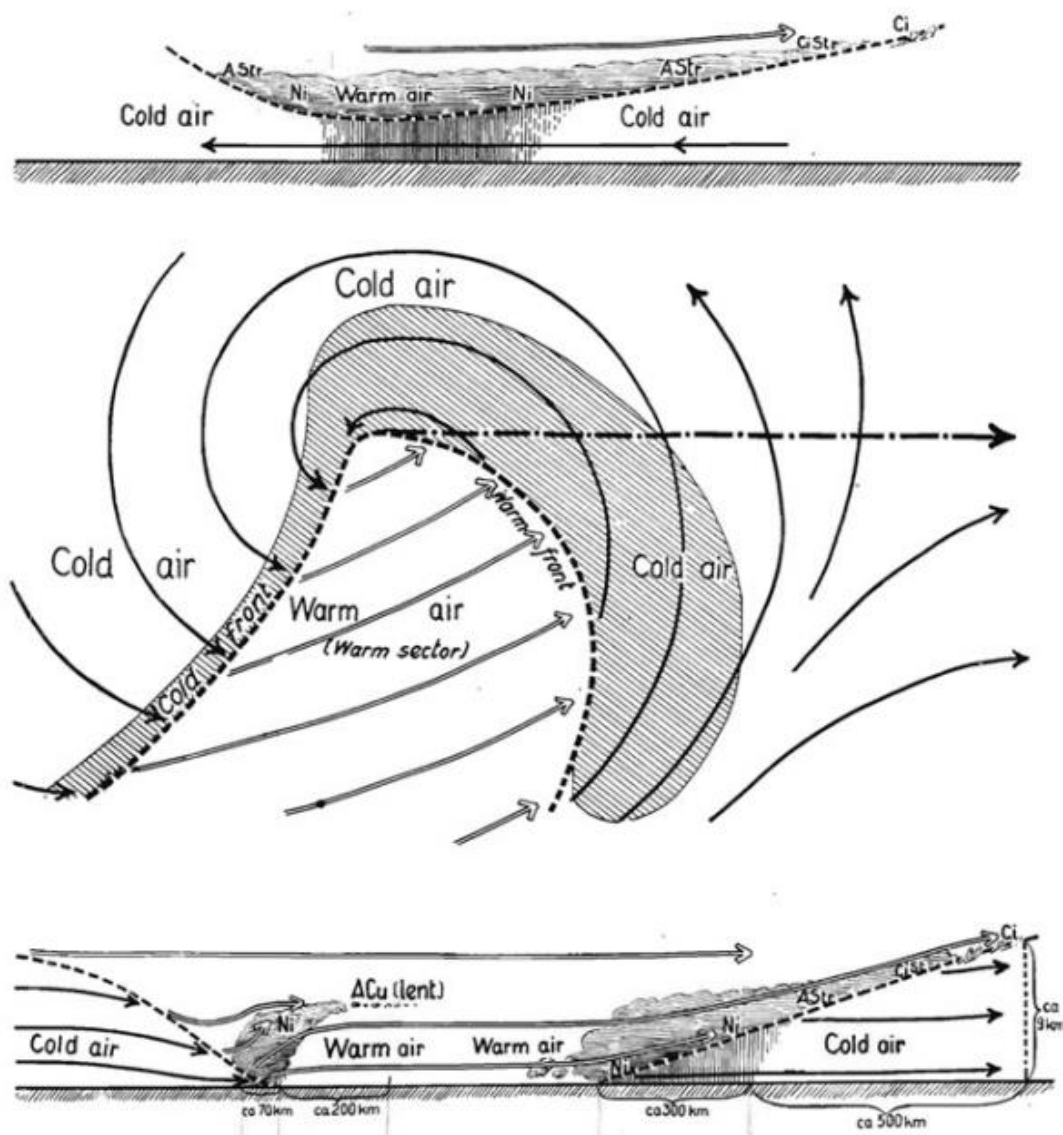
Fonte: Adaptado de Bjerknes e Solberg (1922) e Reboita *et al.* (2017)

Os meteorologistas da escola de Bergen, continuaram a aprimorar os conhecimentos dos CE após as primeiras publicações do modelo de ciclone norueguês. Como descrito por Schultz *et al.* (2019), estes aprimoramentos podem ser descritos em 4 grandes evoluções: 1) De que as frentes podem ser melhores compreendidas como uma descontinuidade no gradiente de temperatura do que na temperatura (BJERKNES e PALMÉN, 1937; REED, 1955; REED e SANDERS, 1953; SANDERS, 1955); 2) A identificação da frontólise ao longo da frente fria do centro de baixa pressão durante as fases iniciais da ciclogênese, um predecessor conhecido atualmente como fratura frontal (NEWTON, 1954); 3) O conhecimento da estrutura tridimensional dos CE, incluindo a importância das ondas em altos níveis (KEYSER *et al.*, 1989); 4) A importância do potencial de um cavado secundário em superfície se desenvolver em uma corrente de ar polar, atrás da baixa pressão durante casos de ciclogênese extrema com *back-bent occlusion* coincidente com o cavado próximo ao centro de baixa pressão (BERGERON, 1937; GODSKE *et al.*, 1957).

Alguns trabalhos merecem destaque pelo impacto que causaram nos estudos posteriores, tais como Brunt (1930), Bjerknes (1937), Bjerknes e Holmboe (1944), Sutcliffe (1947) e Petterssen (1956). No meio do século XX, surgiram duas teorias importantíssimas nos estudos de ciclogênese que exerceram influência duradoura nos estudos sobre CE. Sutcliffe (1938, 1947) propôs que o desenvolvimento de CE poderia

ser deduzido por expressões simplificadas que medem divergência relativa entre os altos e baixos níveis da troposfera. Segundo o autor, os mecanismos dominantes em uma ciclogênese em superfície são a advecção de vorticidade no nível não divergente e o aquecimento diferencial entre a superfície e o nível não divergente. Assim, Sutcliffe (1947) formulou uma equação de descrição do desenvolvimento de CE e anticiclones, relacionando a variação temporal da vorticidade absoluta em superfície com a advecção de vorticidade no nível de 500 hPa, a advecção de temperatura na camada entre 500 e 1000 hPa e variações de temperatura devido a movimentos verticais e fontes diabáticas de calor. Surgindo assim a primeira equação do sistema quase-geostrófico, que descrevia o desenvolvimento de ciclones e anticiclones (deduções podem ser vistas em Petterssen (1956) conhecida como equação ômega (ω)). Essa equação foi utilizada para detectar a ocorrência de ciclogênese ligada a um cavado em altos níveis que avança em direção a uma zona baroclínica em superfície, para classificar diferentes tipos de ciclogênese e realizar análises de estudos de caso de, por exemplo, eventos de ciclogênese marítima explosiva (SCHULTZ *et al.*, 2019).

Figura 3. Ciclone idealizado apresentado pelos resultados da escola norueguesa.



Fonte: Adaptado de Schultz *et al.* (2019): Figura 18 de Bjerknes e Solberg (1921) e Figura 1 de Bjerknes e Solberg (1922).

No mesmo período, Charney (1947) e Eady (1949) introduziram a teoria da instabilidade baroclínica, resultado de uma análise da estabilidade de um fluxo de cisalhamento baroclínico uniforme e constante nos extratropicos. Em seus resultados, Charney (1947) mostrou que todas as ondas mais curtas que um determinado valor são baroclinicamente instáveis. Enquanto Eady (1949), verificou que ondas curtas eram instáveis e as longas, estáveis. As principais diferenças entre esses estudos é o efeito beta (β) estabiliza as ondas longas e a estabilidade estática constante estabiliza as ondas curtas. Os estudos sobre a teoria da instabilidade baroclínica continuaram em uma derivação formal da componente preditiva do conjunto de equações quase-geostrófica (CHARNEY,

1949; ELIASSEN, 1948). Estes resultados forneceram base para a realização de instabilidade baroclínica e ciclogênese, pois assim era possível resolver por solução numérica e por análises matemáticas.

Baseado nas pesquisas de Sutcliffe e colaboradores, Petterssen (1956) incluindo o efeito do aquecimento e resfriamento adiabático e diabático na equação de desenvolvimento de ciclones e anticiclones e relacionou a advecção da componente vertical da vorticidade absoluta com a divergência em baixos, médios e altos níveis da troposfera (as deduções são apresentadas em Palmén e Newton (1969), páginas 317 a 319).

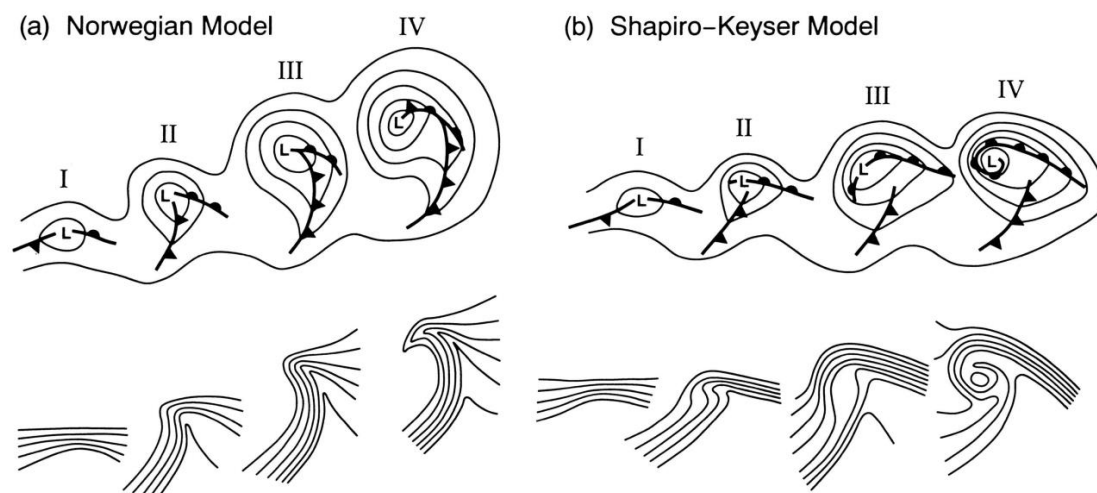
2.1.2. Shapiro-Keyser (SK)

Com a melhoria das observações meteorológicas, dos avanços dos estudos numéricos e da necessidade de prever melhor ciclones explosivos que ocorriam sobre o oceano, no início da década de 90, Shapiro e Keyser (1990) a partir de seus resultados criaram um novo modelo conceitual de CE. Eles observaram que havia casos no qual CE não seguiam o modelo conceitual da Frente Polar de Bjerknes e Solberg (1922). A principal diferença observada era que o CE associado a frente fria se deslocava perpendicular à frente quente, de maneira que não se encontravam. Apesar das diferenças, o modelo SK não é substituto do modelo BS, e sim um modelo adicional que descreve as características dos CE, que são diferentes das do primeiro modelo desenvolvido (REBOITA *et al.*, 2017a). De acordo com Schultz *et al.* (2019), o modelo SK difere do modelo BS de várias maneiras, mas talvez o mais distinto seja o fato de não incluir o processo de oclusão. Em vez disso, as frentes quente e fria tornam-se alinhadas perpendicularmente uma à outra (característica conhecida como *T-bone*), e somente próximo a ciclólise há um estreitamento do setor quente.

Segundo Schultz *et al.* (1998), o modelo conceitual BS geralmente se aplica a CE que se desenvolvem em ambientes de fluxo difluentes e amplitudes altas, favorecendo o alongamento meridional do ciclone e de suas frentes enquanto o modelo SK normalmente se aplica a CE que se desenvolvem em ambiente de fluxos confluentes e baixa amplitude. A ciclogênese de ambos os modelos ocorre de maneira similar, começa como uma perturbação fraca em uma zona baroclínica (Figura 4a,b I) ligeiramente deformada. As diferenças entre os modelos surgem no estágio II (Figura 4a,b II). No

modelo SK, a frente quente se intensifica e alonga, neste momento, a frente curvada aparece pela primeira vez e simultaneamente um enfraquecimento no gradiente de temperatura potencial se desenvolve ao longo da extremidade polar da frente fria conhecido como a fratura frontal (Figura 4b II). No desenvolvimento ocorre o aprofundamento contínuo do CE e o alongamento da *bent-back front*, pronunciando o *T-bone* (Figura 4b III). Em sua intensidade máxima (Figura 4b IV), o CE desenvolve um isolamento quente à medida que o ar frio envolve o ar pós-frontal frio. Muitos CE que ocorrem no oceano são deste modelo (NEIMAN e SHAPIRO, 1993). Para fins de esclarecimento, as principais características vistas em ambos modelos conceituais de CE foram sumarizadas na tabela 1 (CHINITA, 2013).

Figura 4. Modelos conceituais de evolução de ciclones que mostram a altura geopotencial e frentes na baixa troposfera (850 hPa) (painel acima) e temperatura potencial na baixa troposfera (painel abaixo). a) modelo de ciclone BS e b) modelo de ciclone SK.



Fonte: Schultz, Keyser e Bosart (1998)

Tabela 1. Principais características previstas pelos modelos conceituais de CE: modelo de BS e modelo de SK. Características para a avaliação de consistência com o modelo conceitual e indicação das fases do ciclo de vida.

Modelo Norueguês	Modelo de Shapiro-Keyser	Avaliação de consistência	Fase
Uma perturbação incipiente surge ao longo da frente polar, formando uma ondulação frontal com frente quente e frente fria associadas ao núcleo de baixa pressão	Igual ao modelo Norueguês		I
À medida que o núcleo se intensifica, a frente fria, se propaga mais rapidamente do que a frente quente, gera uma oclusão que, gradualmente, estreita o setor quente	À medida que o núcleo se intensifica, verifica-se uma redução no gradiente horizontal de temperatura na zona da frente fria vizinha, gerando uma fratura frontal. A frente fria propaga-se quase perpendicularmente à frente quente (formando um padrão designado por <i>T-Bone</i>), prosseguindo destacada e sem ocorrência de oclusão. A frente quente circunda o núcleo, formando a <i>bent-back front</i>	Fratura frontal: se existir, será identificado por uma redução no gradiente horizontal de temperatura na zona da frente fria, próxima ao núcleo de baixa pressão	II
		<i>T-Bone</i> : se existir, será identificado por um padrão de frente quente com orientação aproximadamente zonal e frente fria praticamente perpendicular à frente quente, formando um padrão em forma de "T"	III
	O ar frio rodeia ar mais quente residente junto ao núcleo e forma a seclusão quente	Seclusão quente: a existir, será identificável pela existência de um núcleo quente	
O núcleo de baixa pressão adota uma orientação meridional predominante e a frente fria é tipicamente mais intensa e alongada do que a frente quente	O núcleo de baixa pressão adota uma orientação predominante zonal seguindo a orientação da frente quente que é, neste caso, mais intensa do que a frente fria	Orientação do núcleo é predominantemente zonal, com uma frente quente mais intensa do que a frente fria (SK) ou, pelo contrário, a orientação do núcleo é essencialmente meridional, com uma frente fria mais intensa do que a frente quente	IV

Fonte: Adaptado de Chinita (2013).

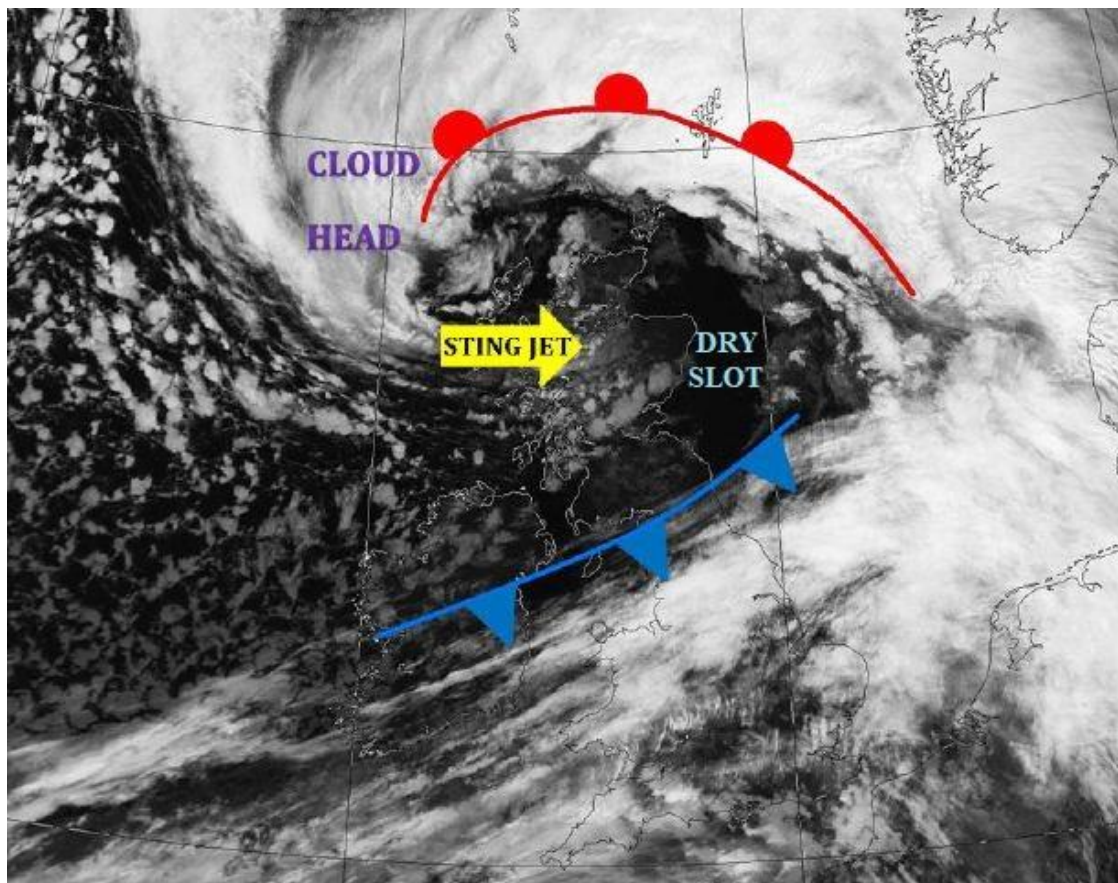
A razão exata pela qual alguns CE seguem o modelo SK ainda não é totalmente conhecido (CLARK e GRAY, 2018). Alguns estudos como Schultz e Zhang (2007) argumentam que a fricção em superfície é importante na determinação de qual modelo conceitual a evolução do CE seguirá, enquanto outros estudos como Shapiro *et al.* (1999) argumentam que o fluxo do ambiente de grande escala é mais importante. Shapiro *et al.* (1999) testaram a hipótese que a influência da escala planetária e do cisalhamento barotrópico em simulações numéricas em CE observados no oeste do Atlântico Norte. As simulações mostraram que os CE desenvolvidos dentro de cisalhamento barotrópico, seguiam o modelo norueguês enquanto CE que se desenvolvem sem cisalhamento barotrópico seguem o modelo SK.

Outra característica de CE existentes somente nos sistemas de SK é o padrão de nuvens conhecido como *Cloud head* (Figura 5) que surgem associados ao *bent-back front* (Figura 6). O primeiro a identificar a *cloud head* foram Böttger *et al.* (1975), que descreveram como configuração de nuvem de cirrus claramente separada de outras nuvens comuns em tempestades extratropicais no Atlântico Norte, que desenvolvem ventos de intensidade de furacões. De acordo com Browning (2004), a *cloud head* possui uma estrutura em faixas consistente com a existência de várias circulações inclinadas em mesoescala. A *dry slot* é descrita como uma intrusão seca desce da alta troposfera (ou ocasionalmente da estratosfera inferior) em direção ao centro do CE e está associada à região seca normalmente observada nas imagens de satélite (Figura 5) (CLARK e GRAY, 2018). Estas intrusões de ar seco podem descer na baixa troposfera, onde a desestabilização abaixo delas pode levar a rajadas de vento próximas à superfície (RAVEH-RUBIN, 2017).

Algo que tem chamado atenção da comunidade científica é um fenômeno meteorológico conhecido como *Sting Jet* (BROWNING, 2004; CLARK, BROWNING e WANG, 2005; GRAY *et al.*, 2011; SCHULTZ e SIENKIEWICZ, 2013; SCHULTZ e BROWNING, 2017; SLATER, SCHULTZ e VAUGHAN, 2017; VOLONTÉ, CLARK e GRAY, 2018). Os *Sting Jet* são jatos de ar transientes de mesoescala que descendem da *cloud head* em direção ao topo da camada limite em CE e podem levar a rajadas de vento potencialmente prejudiciais em superfície (GRAY *et al.*, 2011). A localização do *Sting Jet*, da *cloud head* e do *dry slot* em um CE podem ser observadas na Figura 5. Este termo foi criado por Browning (2004) devido a aparência similar à um gancho ou à cauda de um escorpião como observado nas Figura 5 e Figura 6c, d. Frequentemente estes ventos

são encontrados em CE de origem marinho como os SK, mas não são exclusivos deste modelo (SCHULTZ e BROWNING, 2017).

Figura 5. Representação da *Cloud head*, *Dry slot* e *Sting Jet* em um ciclone modelo SK na imagem de satélite na costa oeste do Estados Unidos no dia 27 de novembro de 2019.

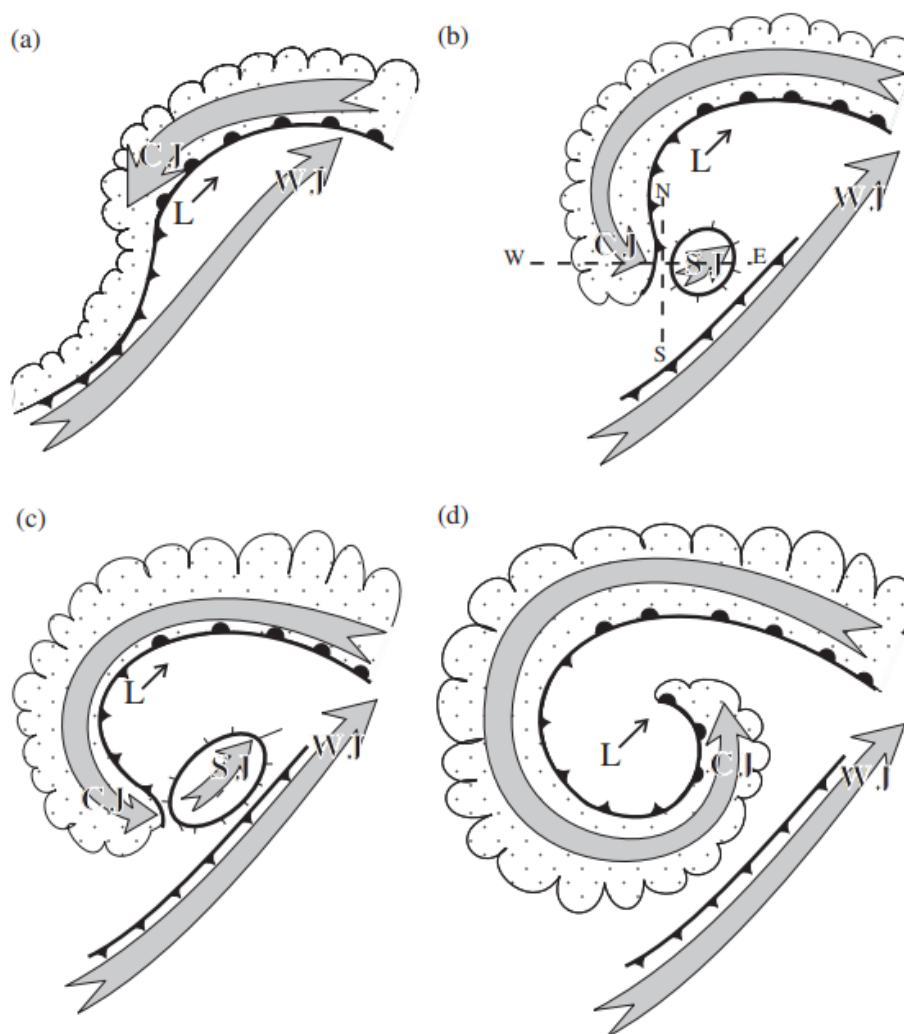


Fonte: Adaptado de <https://www.theweatherclub.org.uk/node/613>.

Gray *et al.* (2011) analisaram os *Sting Jets* em quatro tempestades severas e propôs que há uma instabilidade simétrica condicional, sendo esta condição, um mecanismo importante no desenvolvimento destes sistemas. Em seus resultados, os autores mostraram que a energia potencial disponível inclinada descendente (DSCAPE) poderia ser usada como um diagnóstico discriminante para o *Sting Jet*. Esta abordagem foi utilizada posteriormente por Martínez-Alvarado *et al.* (2013) e identificaram de modo objetivo os *Sting Jets* em dados de baixa resolução, como em reanálises do NCEP e ECMWF. A metodologia e os resultados dos trabalhos citados anteriormente deram base para o primeiro estudo climatológico dos *Sting Jet* realizado por Hart, Gray e Clark (2017) na região do Atlântico Norte. Devido ser um tópico recente, poucos estudos sobre este fenômeno são encontrados para o HS.

Rocha (2018) realizou um estudo de caso de um *Sting Jet* na AS através de análise sinótica e simulações numéricas. Foi observado a diminuição da estabilidade estática e a presença de intrusão de ar estratosférico sobre a área de formação do *Sting Jet*, o que pode ter favorecido o surgimento do sistema. Embora estudos anteriores tenham identificado a liberação de instabilidade simétrica condicional como causa dos *Sting Jet*, o mecanismo que inicia essa liberação permanece uma incógnita (SCHULTZ e SIENKIEWICZ, 2013).

Figura 6. Modelo conceitual dos fluxos próximos à superfície em um ciclone extratropical no Hemisfério Norte. L indica o centro de baixa pressão e a direção do movimento mostrada pela seta menor. As setas cinzas mostram os jatos de baixo nível associados ao sistema. WJ é a esteira transportadora quente e CJ a esteira transportadora fria e o *Sting Jet* é SJ. a) Estágio inicial do desenvolvimento do ciclone; b) Fratura frontal, quando o *Sting Jet* aparece pela primeira vez na superfície e a frente dobrada para trás se forma; c) À medida que a frente inclinada e a cabeça da nuvem se enrolam, a região *Sting Jet* se estende; d) Eventualmente, o *Sting Jet* desaparece e o vento dominante de baixo nível nessa região é devido ao CJ.



Fonte: Adaptado de Clark, Browning e Wang (2005)

Durante muito tempo, acreditou-se somente na existência de ciclones tropicais e extratropicais, ainda que alguns trabalhos indicassem ciclones com propriedades de ambos (ex. GRAY, 1968), até que Hart (2003) desenvolveu um diagrama conhecido como *Cyclone Phase Space* (CPS). Esta metodologia analisa o ciclo de vida do CE dentro de um espaço de fase e possibilita observar se a gênese desse sistema é categoria tropical, subtropical ou extratropical e, se o sistema evolui de uma categoria para outra fornecendo informações importantes sobre o desenvolvimento estrutural do sistema utilizando parâmetros relacionados à assimetria térmica horizontal, a espessura do sistema e o vento térmico entre os níveis altos e baixos da atmosfera. Com o auxílio dessa metodologia, vários estudos climatológicos foram desenvolvidos acerca dos CE (GUISHARD, EVANS e HART, 2009; EVANS e BRAUN, 2012; CAVICCHIA, VON STORCH e GUALDI, 2014; GOZZO *et al.*, 2014).

Recentemente, Schultz *et al.* (2019) resumiu um século de pesquisa sobre CE. Este trabalho descreve a história da investigação científica sobre a estrutura, evolução e dinâmica de ciclones extratropicais, suas frentes, correntes de jatos e *storm tracks*. Os autores referenciam este fenômeno de estudos coletivo como “*center piece of meteorology*” devido ao grande impacto que estes estudos tiveram na previsão meteorológica moderna. Segundo os autores, nos próximos 100 anos, os ciclones extratropicais e suas tempestades associadas continuarão sendo de grande interesse em estudos de reanálises regionais para uma previsão perfeita do tempo e do clima.

2.2. Ciclogênese na América do Sul

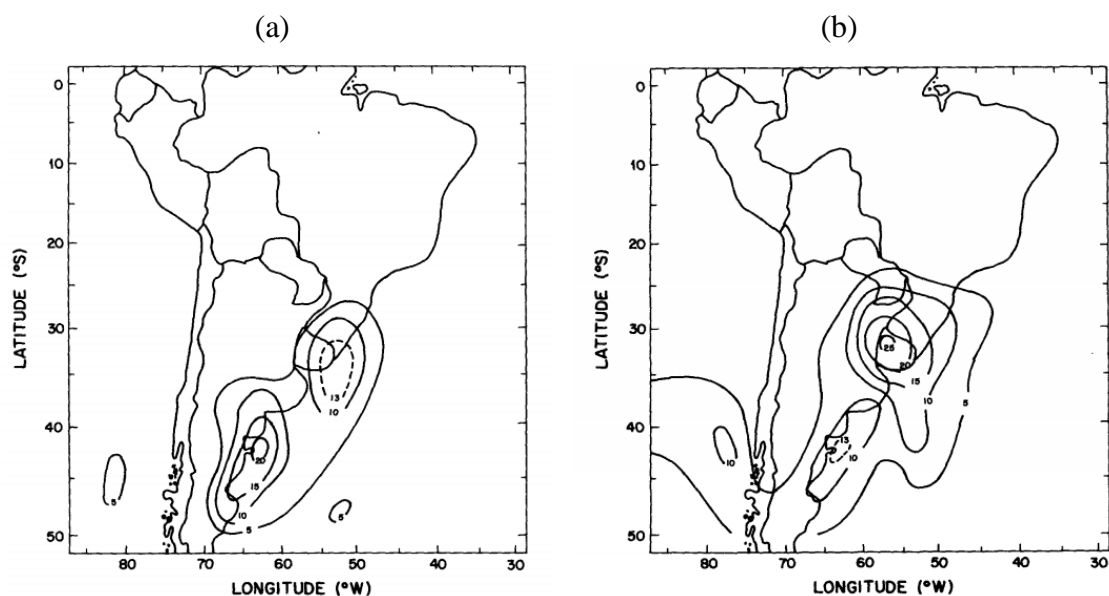
A climatologia dos CE foi exaustivamente estudada no Hemisfério Norte, entretanto, poucas pesquisas foram desenvolvidas na AS até o início da década de 90 (TALJAARD, 1967; NECCO, 1982; SATYAMURTY, FERREIRA, GAN, 1990 e MENDES *et al.*, 2007, 2010). Taljaard (1967) estudou a frequência de distribuição sazonal dos ciclones, anticiclones e ciclogênese em todo o HS. Ele observou um máximo de ciclogênese no leste da América do Sul, nas proximidades da Nova Zelândia e uma região de anticiclogênese no cone sul da América do Sul, entre 40° e 50° Sul. Estes resultados foram confirmados em trabalhos posteriores (STRETEN e TROUP, 1973; CARLETON, 1979; KEP, 1984).

Necco (1982) foi o pioneiro nos estudos sobre ciclones extratropicais focado na América do Sul. Utilizando um ano de dados, ele identificou o verão como o período de menor ocorrência de CE e o centro-sul da América do Sul como uma das regiões

preferenciais de ciclogênese. Enquanto Satyamurty, Ferreira e Gan (1990) utilizando 2 anos de dados meteorológicos e 7 anos de imagens de satélite (1980 a 1986), identificaram maior ocorrência de CE no verão e as regiões nordeste da Argentina, Uruguai e sul do Brasil como áreas de maior atividade ciclogênética.

Os resultados opostos acerca da sazonalidade dos ciclones extratropicais geraram muita discussão. Assim, Gan e Rao (1991) no intuito de elucidar essa questão, analisaram um período de 10 anos de dados (1979-1988) através de cartas de superfície e calcularam a frequência da ciclogênese sobre a América do Sul. Os resultados mostraram que os CE ocorrem mais no inverno (Fig. 7), concordando com Necco (1982) e contrastando com os resultados de Satyamurty, Ferreira e Gan (1990). A discordância entre os resultados encontrados pelos autores e os de Satyamurty et al (1990), foi relacionado ao fato que eles usaram mais imagens de satélite nas análises de ciclogênese. Entre outros resultados, os autores determinaram a variação interanual e observaram frequência maior nos anos de El Niño, pois a baixa atmosfera apresenta número de Richardson menor, implicando em um favorecimento da instabilidade baroclínica. Por fim, determinaram duas regiões preferencias de ciclogênese, um próximo ao Uruguai no inverno e o outro próximo ao Golfo de São Matias.

Figura 7. Isolinhas de frequência da ciclogênese na América do Sul. a) Verão (dezembro, janeiro e fevereiro) e b) Inverno (junho, julho e agosto).

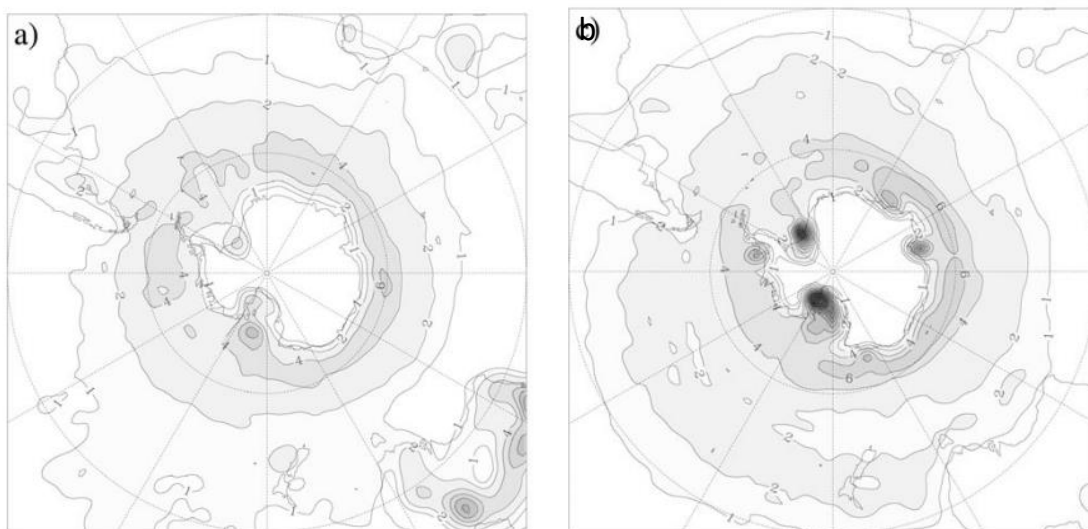


Fonte: Gan e Rao (1991).

Sinclair (1994; 1995) utilizou um método objetivo com base no algoritmo utilizado por Murray e Simmonds (1991) e dados de análise do *Europe Center for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) no período de 1980 a 1986, com a finalidade de identificar a distribuição espacial e ciclo anual da ciclogênese no HS. Considerando somente sistemas que tiveram um tempo de vida maior que 2 dias, o autor identificou 3 núcleos de ciclogênese na costa da AS, sendo os mesmos centros de máximas atividades ciclônica identificados por Gan e Rao (1991). Além disso, também identificou a região do Uruguai como uma região ciclogênética. Entretanto, a região ciclogênética sobre a Argentina aparece deslocada para o sul, concordando com os resultados vistos em Satyamurty *et al.* (1990).

Simmonds e Keay (2000) criaram uma climatologia de 40 anos (1958 a 1997) a partir dos dados de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) para todo o HS. Eles mostraram que independente da estação do ano, a maioria dos CE tendem a ser localizar na região subantártica entre 50° e 70° Sul e a segunda região de maior frequência localiza-se em 30° a 50° Sul (Fig. 8ab). A sazonalidade dos CE exibe o máximo de ocorrência no inverno e mínima no verão, concordando com os resultados encontrados por Gan e Rao (1991) e Sinclair (1994, 1995).

Figura 8. Densidade de ciclones de uma climatologia de 40 anos das reanálises NCEP/NCAR. Verão a) e Inverno b)



Fonte: Simmonds e Keay (2000).

Pezza e Ambrizzi (2003) aprofundaram o conhecimento sobre a variabilidade do comportamento de ciclones e anticiclones no HS, utilizando o método de Murray e Simmonds (1991) e dados de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) do NCEP/NCAR no período do inverno austral de 1973 a 1996. Foi observado uma tendência negativa no número total de ciclones no inverno, porém quando foi considerado apenas os sistemas intensos, a tendência se tornou positiva.

Mendes *et al.* (2007) aplicaram um método de rastreamento de CE com dados de PNMM para 25 anos de dados (1979-2003) das reanálises do NCEP/NCAR. Eles mostraram que independentemente da estação, há sempre um reservatório de entropia do ar úmido a noroeste da região de formação de CE sobre a AS. Os autores perceberam que a presença da Cordilheira dos Andes desempenha um papel importante no controle da localização da principal área de formação de CE na região: Primeiro canalizando o ar tropical quente e úmido do Norte para as latitudes médias na baixa troposfera, um processo que leva à formação de anomalias positivas de entropia do ar úmido sobre o continente no período de pré-ciclogênese. Depois, interagindo com o CE em altos níveis que viajam no sul do Pacífico em latitudes mais altas e que eventualmente desencadeiam uma nova ciclogênese a jusante. Mendes *et al.* (2009) criaram uma climatologia de CE que se formam em 70°S-0° e 120°W-0° utilizando a mesma metodologia vista em Mendes *et al.* (2007). Os autores identificaram uma grande região de ciclogênese na região sudoeste do oceano Atlântico Sul (OAS), desde a Argentina até o sul do Brasil com maior frequência no inverno.

Reboita (2008), a partir de um esquema automático, elaborou uma climatologia de 10 anos de dados a partir da reanálise do NCEP/NCAR. Foram identificadas três regiões ciclogênicas, uma no Sul do Brasil (SBR), no Rio da Prata no Paraguai e no sul da Argentina. Outros resultados interessantes mostraram que diferentes padrões na Temperatura da Superfície do Mar (TSM) podem modificar a distribuição espacial ciclogênica no OAS. Posteriormente Reboita *et al.* (2010) analisou a ciclogênese na região do OAS em um estudo temporal de 10 anos (1990-1999) usando o método objetivo proposto por Nieto *et al.* (2005) via vorticidade relativa mínima a 10 metros da superfície. Os autores encontraram similaridades com os resultados de Sinclair (1994), Gan e Rao (1991) e Mendes *et al.* (2007). Os resultados de trabalhos prévios sobre as características dos CE foram sumarizados na tabela 2.

Uma climatologia dos ciclones explosivos (aqueles em que a pressão central decresce 1 hPa h⁻¹ em 24 horas, foi realizada por Bitencourt, Fuentes e Cardoso (2013)

na região ciclogênica da AS, utilizando o método automático de Murray e Simmonds (1991) e dados de PNMM do NCEP/NCAR. Entre os principais resultados, foi observado que geralmente, estes CE iniciam sobre o oceano, tem um cavamento maior (5,1 hPa), maior raio (0,41° latitude) e pressão no centro do sistema menor (15.5 hPa) em relação aos CE não explosivos.

Reboita *et al.* (2017a, 2017b) resumizou em uma revisão bibliográfica as principais características dos CE e analisou os aspectos sinóticos de casos que ocorreram no sudoeste do OAS, que foram: tropical (Ului), extratropical (um modelo BS e outro SK) e subtropical (Arani). Além da análise de campos sinóticos habitual, o ciclo de vida de cada CE foi estudado pelo CPS. Os CE tiveram gênese associada a presença de gradientes horizontais de temperatura em superfície e a proximidade de um cavado em 300 hPa.

Tabela 2. Características médias dos ciclones obre o OAS.

Regiões ciclônicas sobre o oeste da OAS	31.5°S e 42.5°S	Gan e Rao (1991)
	25°S, 33°S e 47°S	Sinclair (1996)
	27.5°S, 33°S e 46°S	Reboita <i>et al.</i> (2010a)
Estação de maior ocorrência considerando todo o OAS	Verão	Satyamurty <i>et al.</i> (1990)
	Inverno	Gan e Rao (1991); Mendes <i>et al.</i> (2009)
	Sem diferenças significantes entre as estações	Sinclair (1996)
	Sem estação preferencial (todos os ciclones); inverno (somente ciclones intensos)	Reboita <i>et al.</i> (2010)
Tempo de vida	3 dias	Mendes (2007); Reboita <i>et al.</i> (2010)
Distancia viajada	1553 km no inverno	Mendes (2007)
	1228 km no verão	
	2607 km no inverno	Reboita <i>et al.</i> (2010)
	2325 km no verão	
Velocidade média	13 m/s no inverno	Satyamurty <i>et al.</i> (1990)
	9 m/s no verão	
	13.6 m/s no inverno	Reboita <i>et al.</i> (2010)
	11.7 no verão e outono	

Fonte: Adaptado de Reboita, Rocha e Ambrizzi (2012)

Recentemente, Gramscianinov, Hodges e Camargo (2019) produziram uma nova climatologia para a região do OAS utilizando 32 anos de dados (1979-2010) do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) produzido pela NCEP e o método de rastreamento automatizado de Hodges (1994, 1995). O intuito do trabalho era fornecer novas ideias sobre as condições que levam à gênese em diferentes regiões do Atlântico Sul. Os autores mostraram que a ciclogênese no Norte de 35°S ocorre principalmente devido a forçante em baixos níveis, associado ao transporte de umidade no verão, e está associado a forçante em altos níveis no inverno devido a um forte ambiente baroclínico. Enquanto ao sul de 35°S, os CE se desenvolvem em um forte ambiente baroclínico por todo o ano, com apenas uma pequena influência de fluxos de umidade.

2.3. Ciclone Bomba

Nos eventos de ciclogênese, alguns CE mostram um aprofundamento muito intenso da pressão central, criando um forte gradiente horizontal de pressão, gerando fortes ventos, chuvas acentuadas e condições marítimas adversas como aumento da altura das ondas e marés de tempestades (REIS, 2022), impondo sérias ameaças à segurança do transporte marítimo, pesca, operações marítimas e outras atividades nas regiões costeiras. Esses eventos são chamados de “Ciclogênese explosiva”, “Bombogênese”, “Ciclogênese de Costa Leste” ou “Ciclone Bomba” (CB) (BLUESTEIN, 1993; SANDERS e GYAKUM, 1980), esse último será o termo a ser utilizado neste trabalho.

Os CB eram motivação de estudos para entender os CE intensos, como o estudo realizado por Bergeron (1954) que o categorizada como furacão extratropical. Em 1980, Sanders; Gyakum (1980) trouxeram a comunidade científica o termo “Bomb”, realizando a primeira climatologia dos CB. Segundo esses autores, uma ciclogênese explosiva é caracterizada por um aprofundamento da pressão em superfície igual a 1 Bergeron, ou seja, a queda de 1 hPa por hora dentro de um período de 24 horas, multiplicada pelo cosseno do seno de 60° e o seno da latitude média no qual o ciclone se formou deve ser igual ou maior que 1 Bergeron. A taxa de aprofundamento de Bergeron pode ser observada na equação 1:

$$TAB = \frac{\Delta p}{24 \text{ hPa}} \frac{\text{sen } 60}{|\text{sen } \varphi|} \quad \text{Eq. 1}$$

em que Δp é a variação da pressão central do CB em 24 horas e φ é a latitude média da localização do centro do CE considerando os pontos inicial e final da trajetória em períodos de 24 horas (BITENCOURT *et al.*, 2013).

Em geral, os CB ocorrem mais comumente sobre os oceanos e na estação fria. Segundo Kuo *et al.* (1991), o fato dos CB ocorrer mais sobre os oceanos aponta que a troca de energia entre a superfície e a baixa atmosfera é importante, porém, Sanders e Gyakum (1980) investigaram a dependência entre a TSM e a intensificação dos CE e tal dependência não foi identificada. Por outro lado, Sanders e Gyakum (1980) perceberam que o avanço rápido de massas de ar frio sobre fortes gradientes de TSM, contribuem para uma ciclogênese rápida o que foi corroborado por Bitencourt *et al.* (2013) que mostram que quase 50% dos CE que se formam sobre o oceano e 23,5% se formam sobre o continente mais tornam-se bomba ao adentrar o oceano.

Inúmeros estudos climatológicos foram realizados para entender as características e aprofundar o conhecimento dos CB no Hemisfério Norte e Mediterrâneo, como os de Roebber (1984), Konrad e Colucci (1988), Chen *et al.* (1992), Trigo *et al.* (1999) Allen *et al.* (2010), Fu *et al.* (2020), John *et al.* (2011) e Kouroutzoglou *et al.* (2012, 2013), Lim e Simmonds (2002), Zhang *et al.* (2017) e muitos outros, contribuindo para o melhor entendimento do comportamento energético, sinótico e dinâmico dos CB.

Para o Hemisfério Sul, poucos estudos eram realizados em contraste ao Hemisfério Norte, Sinclair (1995, 1997) apresentou uma compilação de CE de rápido desenvolvimento usando 7 anos (1980-1986) das análises do ECMWF e discutiu as definições apropriadas desses sistemas e os desafios apresentados no Hemisfério Sul para determinar um critério próprio. Para a América do Sul, Bitencourt *et al.* (2013) realizou uma climatologia de ciclones explosivos na área ciclogênica da América do Sul, usando dados da reanálise do NCEP/NCAR de 1957 a 2010, observando vários aspectos, como frequência, gênese, trajetória e aprofundamento em 6 h. Os autores constataram que os ciclones explosivos não ocorrem ao norte de 27° Sul e, em geral, iniciam sobre o oceano. Além disso, os ciclones explosivos geram ventos médios de até 60 % mais intensos que os demais ciclones.

Reis (2022) avaliou 40 anos de ciclogênese explosiva na região SBR, em que o sistema TRACK é utilizado para identificação e avaliação dos CE, a partir dos dados de vorticidade do vento em 850 hPa da reanálise climática ERA5, com resolução temporal

de 1h para o período de 1980-2019. Os resultados apresentaram em média 2,7 ($\pm 1,7$) ciclones explosivos por ano, média de aprofundamento da pressão central em 24h de 25,6 ($\pm 6,5$) hPa, média do ponto mais profundo de 973,5 hPa e com intensidade média de 1,34 ($\pm 0,38$). Em anos de ENOS muito forte, a média de casos é de 1 ciclone explosivo forte ao ano, frente a 0,5 de anos neutros ou de ENOS negativo.

2.4. Rastreamento de ciclones

Os estudos climatológicos sobre CE demandavam muito tempo devido ao lento processo de monitorar e rastrear os sistemas através de cartas de superfície e imagens de satélite. Para suprir essa carência, surgiram métodos de rastreamento automático que facilitam a identificação e rastreio de CE em um curto espaço de tempo. Os primeiros estudos climatológicos sobre CE utilizavam cartas de pressão (Taljaard, 1967) e imagens de satélite (SATYAMURTY, FERREIRA e GAN, 1990; STRETEN e TROUP, 1973) e recentemente algoritmos de rastreamento se popularizaram no meio científico (MURRAY e SIMMONDS, 1991; JONES e SIMMONDS, 1993; SERREZE *et al.*, 1993; SINCLAIR, 1994; BLENDER, FRAEDRICH e LUNKEIT, 1997; TRIGO, DAVIES e BIGG, 1999; KIMBALL e MULEKAR, 2004; MENDES, *et al.*, 2007; HANLEY e CABALLERO, 2012; BAUER, TSELILOUDIS e ROSSOW, 2016), o que permitiram estudar aspectos climatológicos dos CE com um vasto período de dados.

O pioneiro nos estudos a utilizar procedimento automatizado para quantificar de ciclones extratropicais foi Williamson (1981), entretanto seu método envolvia robustez matemática excessiva. Essa linha de pesquisa foi seguida por outros pesquisadores e em 1990, foi desenvolvido por Le Treut e Kalnay (1990) um método objetivo de diagnóstico estatístico de ciclones extratropicais e regiões ciclogênicas e anticiclogênicas a partir do mínimo de PNMM.

Murray e Simmonds (1991), desenvolveram um método automático chamado *Cycloc* para localizar e rastrear CE a partir dos centros de alta e baixa pressão existentes em uma esfera a partir do campo de pressão em superfície, utilizando dados observacionais e de modelos numéricos. Os autores interpolavam os campos de pressão em uma expansão da série de Taylor com funções analíticas polinomiais em duas dimensões e desta forma, avaliaram o comportamento dos ciclones extratropicais do HS. Posteriormente, Pezza e Ambrizzi (2003) trouxeram resultados adicionais aos estudos dos ciclones extratropicais no HS utilizando a mesma metodologia.

O método automático desenvolvido por Hodges (1994) é conhecido como *track*, foi utilizado e aprimorado em trabalhos posteriores Hodges (1995, 1996, 1999). A técnica consiste em analisar o cenário dinâmico, conectando os pontos característicos dos sistemas formando as trajetórias durante um período. O método base de Hodges (1994) é a identificação dos objetos por imagem de satélite adequadas e/ou campos meteorológicos como pressão, temperatura, vorticidade, radiação de onda longa entre outros.

No mesmo ano, Sinclair (1994) utilizou uma versão adaptada do método proposto por Murray e Simmonds (1991) para identificar a posição da ciclogênese no HS, utilizando dados de observações diárias das análises do ECMWF em superfície. Os centros ciclônicos, foram localizados pelo valor mínimo da vorticidade relativa, para o período de 1980 a 1986, enquanto estudos anteriores utilizavam somente mínimos de pressão, a vorticidade relativa geostrófica conseguia determinar sistemas com deslocamentos mais ou menos intensos.

Simmonds *et al.* (1999) desenvolveram uma técnica baseada na pressão mínima ao nível médio do mar conforme identificado através da diferença finita da máxima do Laplaciano da pressão. Posteriormente, Simmonds e Keay (2000) criaram uma climatologia do comportamento de CE para o HS utilizando a técnica citada anteriormente, aplicada a 40 anos de dados de reanálise do NCEP/NCAR.

Além de desenvolver o CPS, Hart (2003) em seu estudo, criou uma climatologia através de um método automático que identificou os CE a partir de três critérios: existência de um mínimo local de pressão menor que 1020 hPa dentro de uma área de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$; tempo de vida mínimo de 24 horas e um gradiente de pressão ao nível médio do mar maior que 2 hPa dentro da área de $5^{\circ} \times 5^{\circ}$.

Mendes *et al.* (2007) utilizaram uma técnica de composição de campos meteorológicos e de rastreamento da trajetória de CE utilizando 25 anos de dados das reanálises do NCEP/NCAR. Os critérios que o método identifica os ciclones são: verificar isóbaras fechadas em uma área de $3^{\circ} \times 3^{\circ}$; limiar de valor máximo de pressão igual a 1010 hPa no centro do sistema de baixa pressão e um gradiente médio de pressão de 0.55 hPa/250 km. Eles identificaram mecanismos dinâmicos e termodinâmicos que influenciam a formação e desenvolvimento dos ciclones extratropicais na América do Sul.

2.5. Desastres Naturais no Brasil

Um desastre natural (DN) resulta da combinação de quatro fatores importantes para a Saúde Coletiva, que são: 1) a ocorrência de uma ameaça natural; 2) uma população exposta; 3) as condições de vulnerabilidade social e ambiental desta população; 4) insuficientes capacidades ou medidas para reduzir os potenciais riscos e os danos à saúde da população (FREITAS *et al.*, 2012; 2014; NARVÁEZ *et al.*, 2009). Os custos econômicos relacionados aos impactos de DN têm aumentado em todo o mundo ao longo do tempo. Os valores anuais médios em um período de 10 anos aumentaram de 4 bilhões de dólares por ano na década de 1950, para 13 bilhões de dólares por ano na década de 1970 e para 65 bilhões de dólares por ano na década de 1990 (MCBEAN, 2002; MUNICH, 2000). Esses custos devem-se principalmente a riscos relacionados ao clima (MUNICH, 2002). Entre 1997 e 2017, um total de 2908 bilhões de dólares em impactos econômicos ao redor do mundo e em torno de 1,3 milhões de mortos segundo o relatório do *United Nations Office for Disaster Risk Reduction* (UNISDR) (WALLEMACQ *et al.*, 2018) sendo eventos como inundações, enchentes e secas, 91% de todos os desastres ocorridos. Segundo Hong *et al.* (2021), nos Estados Unidos, entre 1980 e 2000, eventos como tempestades intensas, enchentes e furacões causaram mais de 254 milhões de dólares e 1331 vidas perdidas. Desde 2000, os números desses eventos mais que dobraram excedendo em mais de 1 trilhão de dólares (SMITH e KATZ, 2013; SMITH e MATTHEWS, 2015). Recentemente, evidências foram documentadas de que o risco e a ocorrência de DN aumentaram significativamente nas últimas seis décadas (MUNICH, 2020).

Como observado por Lee *et al.* (2021), a literatura se concentra especificamente em questões econômicas, sociais e pessoais, bem como na qualidade da infraestrutura de um país e no desenvolvimento infantil. Estudos indicam que até os animais são influenciados pelos DN, como na passagem do furacão Maria no ano de 2017 em Porto Rico, onde a população de macacos rhesus (*Macaca mulatta*), após vivenciarem o DN, se tornaram mais sociáveis preferindo investir na construção de novos relacionamentos com outros grupos (TESTARD *et al.*, 2021).

Marengo *et al.* (2012), indicam que os eventos atmosféricos severos, serão um dos grandes problemas a serem enfrentados pelo homem no século XXI. Segundo dados da *US Office of Foreign Disaster Assistance* (OFDA) e do *Centre for Research on the*

Epidemiology of Disaster (CRED), a maioria destes desastres teve como responsável as instabilidades atmosféricas severas, ou seja, eventos atmosféricos intensos que podem causar grandes danos socioeconômicos em virtude dos episódios de precipitação intensos, vendavais, granizo e tornados (EASTERLING *et al.*, 2000; SMITH, 2013).

Na região SBR é comum ocorrer eventos extremos associados a processos atmosféricos. Segundo o Atlas Nacional de Desastres Naturais do Brasil (CEPED UFSC, 2012; 2013), os eventos extremos relacionados ao regime pluviométrico prevalecem sobre os demais tipos de desastres. Historicamente, o SBR é marcado não somente pela ocorrência de grandes desastres mas também pela frequência e variedade de eventos adversos e até pela ocorrência de fenômenos atípicos, como o caso do Furacão Catarina que gerou perdas da ordem de 1 bilhão de dólares em 2004 (PEZZA *et al.*, 2009; PEZZA e SIMMONDS, 2005). Inúmeras fatalidades devido a alagamentos e deslizamentos de terra foram documentadas, como por exemplo, o ocorrido no Vale do Itajaí no estado de Santa Catarina (SC) em 2008, onde foram relatadas 120 mortes (MARENGO, 2009), deslizamentos de terra e extremos de chuva na bacia do Rio Itajaí em 2011 e 2013 (GOUVEA *et al.*, 2017), e os deslizamentos de terra na Serra da Prata no estado do Paraná (PR) (PINTO *et al.*, 2012). Trabalhos recentes como o de Dunn *et al.* (2020) mostram que as chuvas intensas aumentaram no SBR. Debortoli *et al.* (2017) avaliando os riscos de desastres usando modelos AR5 do IPCC, constataram que o SBR é a região com aumento mais expressivo (cerca de 50%) de risco de deslizamentos.

Um dos principais sistemas meteorológicos dentre vários que contribuem para a distribuição de precipitação na Região SBR e que estão associados a eventos adversos são os sistemas frontais (SF) (GRIMM, 2009; MONTEIRO, 2001; RODRIGUES *et al.*, 2004). Segundo Catto *et al.* (2012), os SF são um dos principais sistemas causadores de chuva na Região SBR e são bastante estudados porque seu efeito sobre as condições climáticas são mais perceptível, mais frequentes e facilmente identificáveis (RIBEIRO *et al.*, 2016). Existem vários estudos sobre a influência dos SF na América do Sul (ANDRADE e CAVALCANTI, 2004; GRIMM, 2009; MARENGO *et al.*, 1997; MONTEIRO, 2001; RODRIGUES *et al.*, 2004; SATYAMURTY *et al.*, 2002; SATYAMURTY e SELUCHI, 2007; SELUCHI *et al.*, 2017). Devido as características atmosféricas associadas a posição geográfica da América do Sul (entre as Altas subtropicais do Pacífico Sul e Atlântico Sul), cria-se um ambiente propício para esses

sistemas (SATYAMURTY e DE MATTOS, 1989). Os SF atingem o América do Sul ao longo do ano, sendo registrados em maior número em latitudes mais altas e apresentam um deslocamento típico de sudoeste para nordeste. A maior frequência dos SF ocorre entre os meses de maio e setembro e a menor frequência no verão (dezembro a fevereiro) (RODRIGUES *et al.*, 2004). No SBR, são mais frequentes de junho a setembro (CAVALCANTI, 2009).

Estudos prévios foram realizados para compreender a importância dos fenômenos meteorológicos que antecedem DN no SBR, como o de Nedel *et al.* (2012) que zonaram os DN ocorridos no Rio Grande do Sul (RS) devido a granizo e vendavais. Outros trabalhos como os de Escobar *et al.* (2016) que classificaram frentes frias associadas a chuvas extremas no leste de SC e o de Seluchi *et al.* (2017) que analisaram as características principais das frentes frias causadoras de chuvas intensas no litoral de SC. Entretanto, a literatura necessita de estudos que abordem a influência e relação entre os SF e os DN em todo o SBR.

3. MATERIAL E MÉTODOS

3.1. Dados

3.1.1. Dados meteorológicos

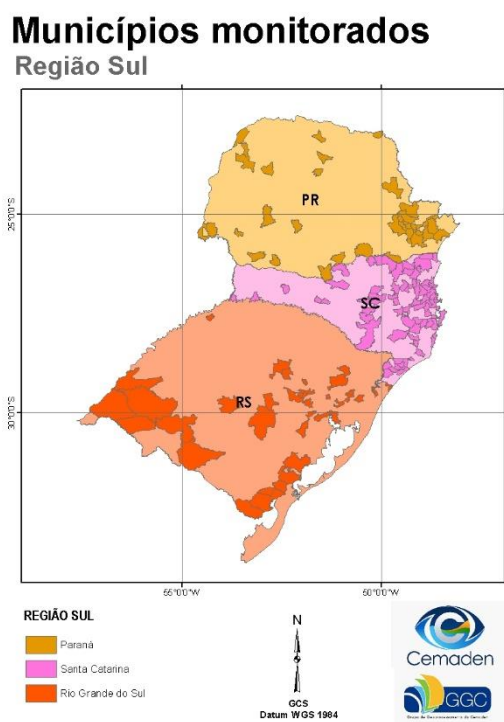
Nessa pesquisa foram utilizado os dados do ERA5 que é o conjunto de dados climáticos reanalisados mais recente do ECMWF (quinta geração) (HERSBACH *et al.* 2020). Comparado a seu antecessor o ERA-Interim (DEE *et al.*, 2011), houve melhoras substanciais como: Grade espacial mais fina (31 km); maior resolução temporal (3 em 3 horas); aumento do número de níveis (137 níveis) e principalmente as alterações no cálculo de parâmetros atmosféricos devido à mudança no sistema de assimilação do IFS Cycle31r2 para o IFS Cycle41r2. Desde 2020, os dados do ERA5 cobrem o período de 1950 até o presente, com atualizações diárias, tendo 5 dias de atraso em relação ao tempo real.

Neste estudo, as variáveis utilizadas são: PNMM (hPa) com resolução espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ e $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, componentes zonal e meridional do vento ($m\ s^{-1}$) e temperatura ($^\circ C$) no nível de 925 hPa e altura geopotencial ($m^2\ s^{-2}$), umidade específica ($kg\ kg^{-1}$) e divergência (s^{-1}) entre os níveis de 250 a 1000 hPa, com resolução espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ com resolução temporal de 6 horas no período de 1979 a 2020. A razão de usar diferentes resoluções para a variável PNMM é devido a aplicação da variável na resolução de 2.5° no algoritmo de detecção e rastreamento de CE, enquanto as outras variáveis da resolução 0.25° são utilizadas nos compostos dos campos meteorológicos na análise dos DN no capítulo 6. Os dados estão disponíveis em <https://cds.climate.copernicus.eu/cdsapp#!/dataset/reanalysis-era5-pressure-levels?tab=form>

3.1.2. Dados de desastres naturais

Os dados de desastres naturais foram cedidos pelo Cemaden. Estes dados mostram a quantidade de eventos extremos ocorridos, de inundação, enxurradas e movimento de massa. Os dados estão disponíveis nas cidades em destaque na Figura 9, regiões sob monitoramento do Cemaden. A região foi escolhida por ser uma das mais influenciadas pelas passagens de ciclones, frentes e atividade ciclogênica. Os dados estão disponíveis do período 2016 a 2020.

Figura 9. Municípios monitorados na região Sul do Brasil.



Fonte: Cemaden (2019)¹.

3.1.3. Dados de precipitação

Utilizamos os dados de precipitação acumulada diária, estimadas do algoritmo *Integrated Multi-satellite Retrievals for GPM* (IMERG) (versão 5) da missão do *Global Precipitation Measurement* (GPM). O projeto GPM é resultado dos esforços entre o *United States National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a Agência de exploração Aeroespacial do Japão (JAXA), que começou em 2014 com a intenção de fornecer medições de precipitação global. Geralmente, o GPM oferece três níveis diferentes de processamento de dados e entre os três, os produtos nível 3 são mais comumente usados para fins científicos e operacionais. Existem três produtos IMERG diários diferentes, que incluem IMERG Day 1 *Early Run* (quase em tempo real com latência de 6 h), IMERG Day 1 *Late Run* (reprocessado quase em tempo real com latência de 18 h) e IMERG Day 1 Produtos *Final Run* (ajustado com latência de quatro meses) (TAN e SANTO, 2018). Neste estudo, utilizamos a estimativa de precipitação do produto IMERG *Final Run level 3*, com resolução espacial de $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ e temporal diária no

¹Disponível em <<https://www.cemaden.gov.br/municipios-monitorados-2/>> Acesso em jul. 2019

período de 2016 a 2020 e estão disponíveis no endereço <https://gpm.nasa.gov/data/directory>.

3.1.4. Cartas sinóticas

Foram analisadas cartas sinóticas de superfície do Centro de Previsão do Tempo de Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) nos quatro horários sinóticos principais (00, 06, 12 e 18 UTC). Quando identificadas a simbologia de SF (frente fria, quente, oclusa ou estacionária) sobre o município ou em região adjacente muito próxima onde ocorreu o DN, considerou-se que o desastre foi influenciado pelo SF. As cartas sinóticas utilizadas estão disponíveis em <http://tempo.cptec.inpe.br/cartas.php?tipo=Superficie>.

3.2. Metodologia

3.2.1. Métodos de análise e identificação de ciclone

Algoritmo de Identificação de Ciclone

O método de rastreamento e detecção de CE utilizado nesse trabalho é semelhante a utilizada por Blender, Fraedrich e Lunkeit (1997), Trigo, Davies e Bigg (1999) e adaptado posteriormente para o HS por Mendes (*et al.* 2007; 2009). O algoritmo identifica sistemas de baixa pressão a partir de isóbaras fechadas em uma área de 3x3 de pontos de grade. Para determinar o que pode ser um CE, é necessário atender os seguintes critérios:

- (1) Ter valor máximo de 1010 hPa para a pressão central do sistema de baixa pressão;
- (2) Gradiente médio de pressão igual a 0.55 hPa/250 km em uma área de 9°lat x 11°lon.

Tais critérios são definidos por Mendes (*et al.* 2007; 2009) considerando a resolução espacial e a área de estudo. O rastreamento do algoritmo é baseado no procedimento de procura de vizinho mais próximo (BLENDER, FRAEDRICH e LUNKEIT, 1997; SERREZE *et al.*, 1997; MENDES *et al.*, 2007; MENDES *et al.*, 2009): a trajetória é determinada computando a distância entre o ciclone detectado anteriormente e o atual assumindo que o sistema pode percorrer uma distância mínima (velocidade máxima pelo CE não exceda 33km/h para oeste e 90km/h em qualquer outra direção). Se o vizinho mais próximo detectado anteriormente não estiver dentro da área, é considerado uma ciclogênese. A fim de evitar eventos fracos com pouco impacto no clima local, apenas centros com duração mínima de 24 horas e com uma pressão mínima durante todo

o ciclo de vida abaixo de 1010 hPa (GAN e RAO, 1991; DAL PIVA, 2001; LIONELLO *et al.*, 2006; MENDES *et al.* 2007) são considerados CE.

Após a identificação do CE, realizou-se uma análise da queda de pressão no centro do sistema durante o período de vida para confirmar se o ciclone é de fato um CB. Para isso, utilizou-se o critério de Sanders e Gyakum (1980), um CE só pode ser considerado CB se, dentro de 24 horas houve uma queda de pressão de, no mínimo, 24 hPa.

Diagrama de Fase do Ciclone (Cyclone Phase Space)

O CPS foi desenvolvido por Hart (2003) e permite avaliar a estrutura tridimensional dos ciclones por meio de parâmetros como a assimetria térmica e variação vertical do gradiente de altura geopotencial (similar ao vento térmico) em todas as etapas de vidas do sistema. Os scripts do CPS estão disponíveis em <http://moe.met.fsu.edu/~rhart/phasescripts/>.

Os três parâmetros utilizados são: simetria térmica do ciclone (B) (900-600 hPa), vento térmico em baixos ($-V_T^L$) (900-600 hPa) e altos níveis ($-V_T^U$) (600-300 hPa) e podem ser representados como ilustra a Figura 10ab. Como um cubo de espaço 3D é difícil de visualizar e interpretar em tempo real, a fase do ciclone é plotada usando duas seções transversais no cubo (Figura 11). O parâmetro B mensura o grau de simetria do ciclone permitindo avaliar se a estrutura vertical do sistema é inclinada (extratropical) ou não (tropical). É descrita pela seguinte equação:

$$B = h(\overline{\Delta Z}_R - \overline{\Delta Z}_L) \quad \text{Eq. 2}$$

Em que:

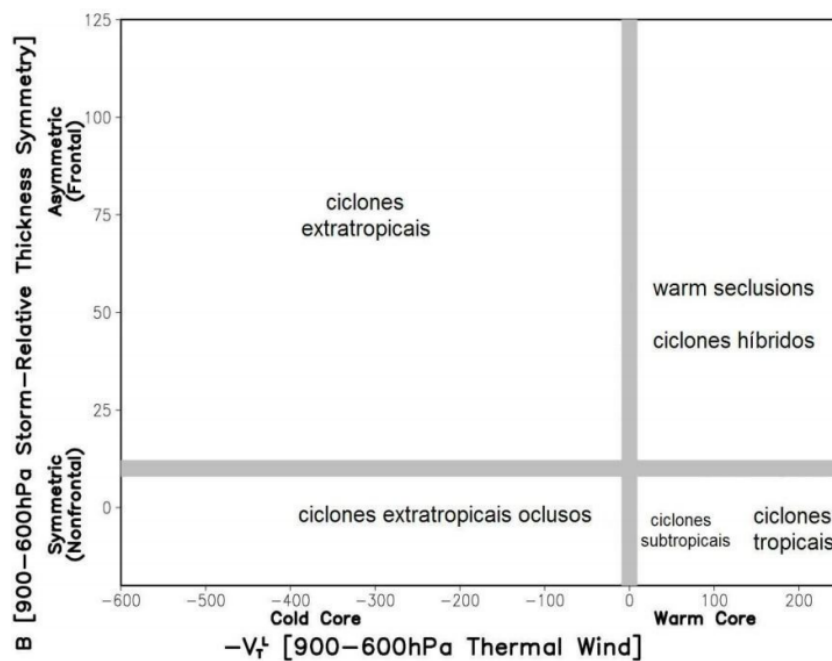
h indica o hemisfério sendo 1 para o Hemisfério Norte e -1 para o Hemisfério Sul;

$\overline{\Delta Z}_R$ é a espessura média entre 900-600hPa no semicírculo a direito de movimento;

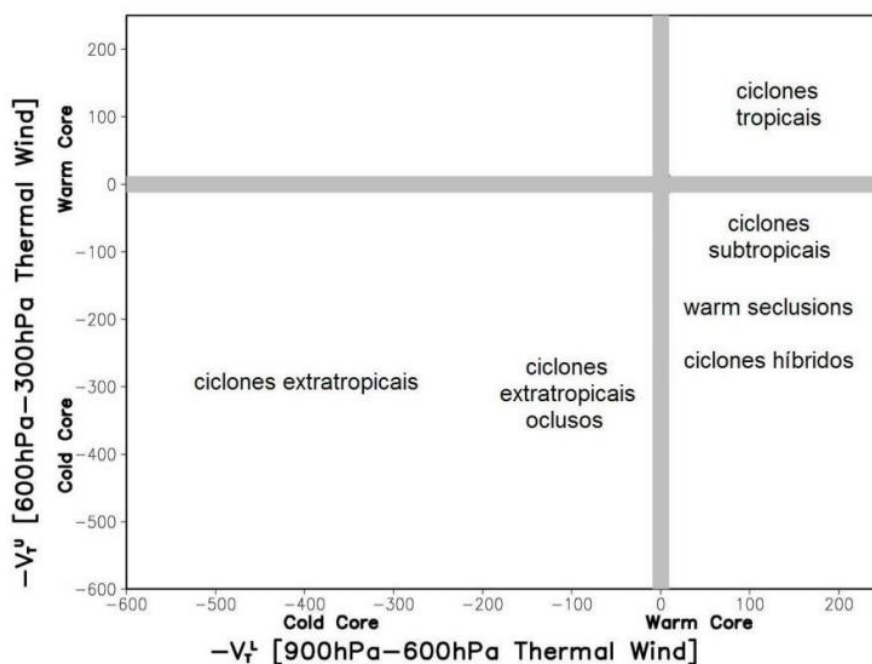
$\overline{\Delta Z}_L$ é a espessura média entre 900-600hPa no semicírculo a esquerda de movimento.

Figura 10. Seções transversais do cubo de diagrama de fase. a) $B \times -V_T^L$ e b) $-V_T^U \times -V_T^L$.

a)



b)



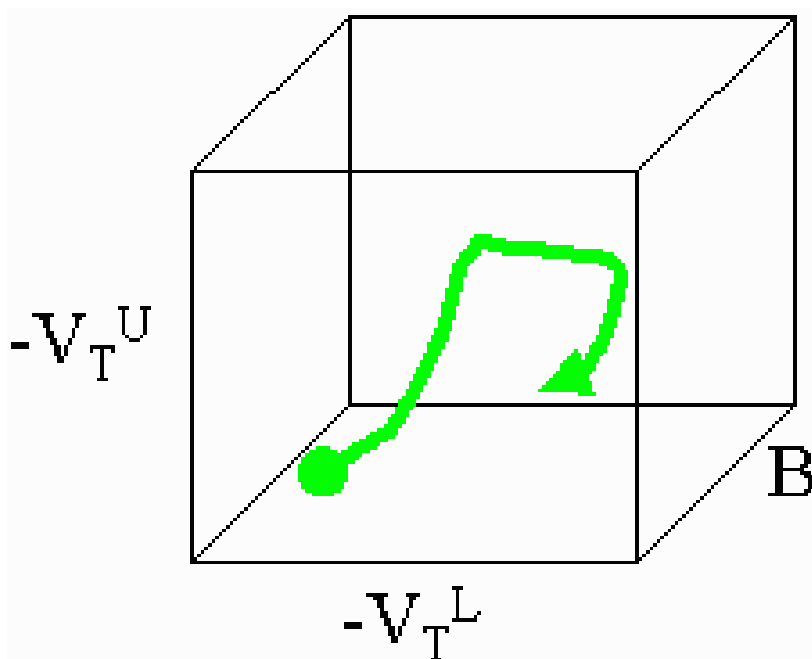
Fonte: Hart (2003)

A notação ‘Z’ se refere à altura geopotencial em uma superfície isobárica. Para os propósitos deste estudo, um ciclone que tiver a magnitude $-10 < B < 10$ é considerado simétrico. As letras *R* e *L* indicam os lados direito e esquerdo do ciclone (alusivo aos

termos *Left* e *Right* em inglês). Hart (2003) define que o ciclone deve ter uma área de atuação de 500 km.

A magnitude de B é calculada como a diferença de espessura entre o semicírculo direito de movimento e a esquerda de movimento. Um valor B próximo de zero indica um ciclone não frontal como em casos de ciclones tropicais (Figura 12a) que tem uma espessura máxima no centro do ciclone que diminui quase uniformemente em todas as direções. Em situações em que um ciclone extratropical está em fase de oclusão (Figura 12b), os valores de B também são próximos de zero. Quando os valores de B são positivos, indica que o semicírculo da direita do movimento do ciclone tem uma espessura substancialmente maior e mais quente que a da esquerda (Figura 12c). Este padrão é característico de um CE de origem frontal com fortes gradientes de temperatura perpendiculares ao movimento da tempestade como em ciclones extratropicais intensificados ou maduros.

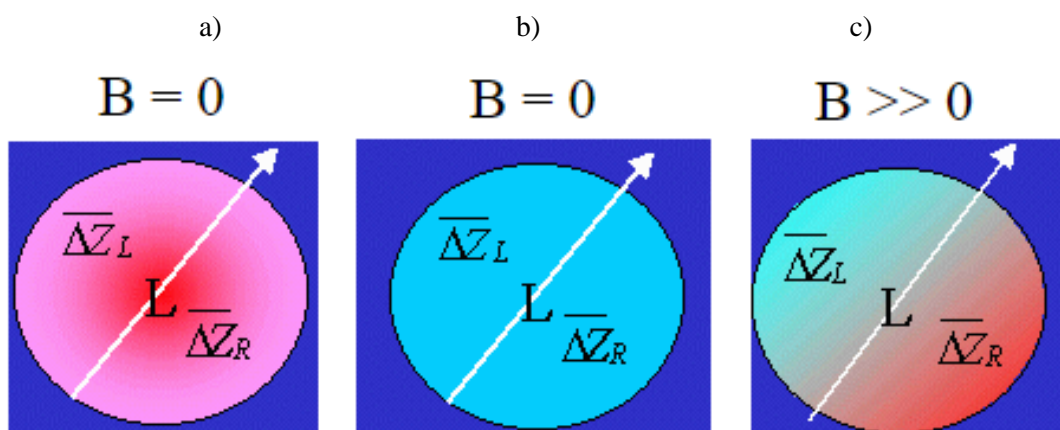
Figura 11. Cubo tridimensional representativo do CPS. Os lados do cubo são os parâmetros que caracterizam a fase do ciclone.



Fonte: Cyclone Phase Analysis and Forecast: Help Page²

²Disponível em <<http://moe.met.fsu.edu/cyclonephase/help.html>> Acesso em ago. 2019.

Figura 12. Valores de B e suas respectivas assimetrias térmicas.



Fonte: Adaptado de *Cyclone Phase Analysis and Forecast: Help Page*³

Os parâmetros de vento térmico $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ são definidos como uma mudança no gradiente da altura geopotencial (ΔZ) entre os níveis de pressão. As denotações ‘L’ e ‘U’ são referentes as camadas baixas (termo em inglês *Lower*, 900-600 hPa) e altas (termo em inglês *Upper*, 600-300 hPa). Se a perturbação na altura geopotencial aumenta com a pressão (decrece verticalmente), temos $-|V_T^L| > 0$ indicando que o núcleo do ciclone é quente. O inverso ocorre para o núcleo frio, a perturbação da altura geopotencial diminui com a pressão (aumenta com a altura) e $-|V_T^L| < 0$. Neste estudo em que os CE são o foco, o comportamento esperado dos parâmetros $-|V_T^L|$ e $-|V_T^U|$ são necessariamente negativos e $-|V_T^U|$ com maior magnitude. Os parâmetros do vento térmico são definidos como:

$$-|V_T^L| = \left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{900 \text{ hPa}}^{600 \text{ hPa}} \quad \text{Eq. 4}$$

$$-|V_T^U| = \left. \frac{\partial(\Delta Z)}{\partial \ln p} \right|_{600 \text{ hPa}}^{300 \text{ hPa}} \quad \text{Eq. 5}$$

3.2.2. Avaliação de Sistemas Frontais e Desastres Naturais

³ Disponível em <<http://moe.met.fsu.edu/cyclonephase/help.html>> Acesso em set. 2019.

As análises atmosféricas foram realizadas através de composições e mapas de variáveis meteorológicas para os dias antes, durante e após a ocorrência de DN nos municípios monitorados. Segundo Reboita et al. (2017a), nas análises sinóticas existem variáveis-chave utilizadas para avaliar as características dos sistemas atmosféricos que são PNMM, espessura da camada (que é a diferença em altura geopotencial entre duas superfícies de pressão constante, e que é proporcional à temperatura média do ar na camada), velocidade e direção do vento. Além destas variáveis, foram utilizadas a temperatura do ar, umidade específica, divergência, precipitação e a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) para caracterizar a atmosfera. Uma composição de casos de eventos DN foi criada de 2 dias antes (dia -2) ao dia do evento (dia 0), seguindo uma metodologia similar à empregada por Garreaud (2000), Mendes *et al* (2007), Cavalcanti e Kousky (2009) e Seluchi *et al.* (2017).

Para confirmar a presença de um SF sobre o SBR no mesmo dia em que ocorreu um DN, foram analisadas as cartas sinóticas de superfície do CPTEC/INPE para os quatro principais horários sinóticos (00, 06, 12 e 18 UTC). Quando a simbologia do SF (frio, quente, ocluído ou estacionário) foi identificada sobre o município ou em uma região adjacente muito próxima ao local onde ocorreu o DN, considerou-se que o desastre foi influenciado pelo SF.

Os campos de anomalias foram calculados pela diferença entre o valor médio composto da variável e a climatologia da mesma variável nos dias em que o SF atingiu o SBR. A climatologia do SF foi realizada de forma similar à análise do DN, identificando a presença do FS sobre o SBR em todos os gráficos sinóticos no período de 2016 a 2020.

3.2.3. Teste estatísticos

Para avaliar a significância estatística das composições médias, foi realizado o teste-t de *Student* para uma amostra, dada por:

$$t = \frac{\bar{x} - \mu_0}{s/\sqrt{n}} \quad \text{Eq. 2}$$

Em que, \bar{x} e s são a média e a variância do composto de uma dada variável meteorológica, μ_0 é a média climatológica dessa mesma variável e n é o número de observações. O teste-t de *Student* é comumente utilizado em estudos climatológicos (DOS REIS *et al.* 2021; *et al.* 2022). Assim, as médias das composições e da climatologia são

comparadas e testadas para verificar se são estatisticamente diferentes com nível de confiança de 95%.

Para o teste de normalidade foi utilizado o teste de Shapiro-Wilk (SHAPIRO e WILK, 1965) à 5%. O teste de tendência de Mann-Kendall (KENDALL, 1975; MANN, 1945; KENDALL e GIBBONS, 1990) considera o número de observações sequenciadas em que haja aumento, diminuição ou ausência de ambas na série temporal. O teste de Mann-Kendall é o método mais utilizado para analisar mudanças significativas em séries climatológicas e permite também a detecção e localização aproximada do ponto inicial de determinada tendência (SIEGEL, 1975; BACK, 2001; BIRSAN *et al.*, 2005; NORRANT e DOUGUÉDROIT, 2006), também é o teste não paramétrico sugerido pela Organização Meteorológica Mundial (OMM) para avaliação de tendência em séries de dados ambientais (YU *et al.* 2002). A equação é dada por:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{signal}(x_j - x_i) \quad \text{Eq. 3}$$

Em que S, é o resultado da soma das contagens de $(x_j - x_i)$ e X_j , é o primeiro valor após x_i , e n é o tamanho da série para:

$$\text{signal} = \begin{cases} +1; & \text{se } (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & ; \text{se } (x_j - x_i) = 0 \\ -1; & \text{se } (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad \text{Eq. 4}$$

A distribuição estatística S tende à normalidade quando há grandes quantidades de observações (n), com média zero e variância dados por:

$$\text{VAR}(S) = \frac{1}{18} [n(n-1)(2n+5) - \sum_{p=1}^q tp(tp-1)(2t+5)] \quad \text{Eq. 5}$$

O teste estatístico de Mann Kendall (ZMK) foi calculada pela seguinte equação:

$$\begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{\text{Var}(s)}}, & \text{se } : S > 0 \\ 0 & , \text{se } : S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{\text{Var}(s)}}, & \text{se } : S < 0 \end{cases} \quad \text{Eq. 6}$$

O valor do teste (ZMK) indica se a hipótese nula (H0) é aceita ou rejeitada. Na presença de tendência significativa na série temporal do VCAN o valor de ZMK difere de zero, podendo-se rejeitar o H0. A tendência foi considerada positiva ou crescente quando o ZMK foi maior que zero, e negativa ou decrescente quando foi menor. Antes da tomada de decisão, analisou-se também a hipótese nula (H0) através de um teste

bilateral para tendência. Aceitou-se a hipótese nula quando Z for menor que $Z_{1-p/2}$, que é obtido na tabela da distribuição normal e, por fim, adotou-se a significância aos níveis de 1 a 5% de probabilidade.

Como o teste de Mann-Kendall não fornece a magnitude da tendência, utilizou-se a estimativa da magnitude da tendência através do teste não paramétrico desenvolvido por Sen (1968), de acordo com a equação:

$$Se = \frac{x_j - x_i}{j - i}; \text{ para } i = 1, 2, 3, \dots, N. \quad \text{Eq. 7}$$

Nos quais x_j e x_i são os valores de x nos períodos de j e i respectivamente, sendo $j > i$. Por fim, a magnitude média da tendência foi calculada pela mediana dos N valores da declividade de Sen (Se), ou seja, o acréscimo ou decréscimo em função do tempo: $f(t) = Set + B$, em que B é uma constante. Para obter a estimativa de B é calculada a média dos N valores de $x_i - Se$ (SIROIS, 2018).

Para detecção do ponto de início da tendência na série temporal foi utilizado o teste paramétrico de teste-t de *Student*, ao nível de 5% de significância estatística. Diferentemente da equação descrita na Eq.2, o teste-t de *Student* para duas amostras é descrito por:

$$t = \frac{\bar{X}_i - \bar{X}_y}{\sqrt{\frac{S^2_i}{n} + \frac{S^2_y}{n}}} \quad \text{Eq. 8}$$

Outro teste de detecção do ponto de início de tendência na série temporal é o teste de Pettitt (PETTITT, 1979). Esse é um teste não paramétrico, ou seja, não requer os pressupostos de normalidade, homocedasticidade e independência, que utiliza a variação do teste de Mann-Whitney no qual pode se verificar se duas amostras fazem parte de uma mesma população. O resultado dessa estatística chamada de $U_{t,T}$ faz a contagem do número de vezes que um membro da primeira amostra é maior que um membro da segunda e é definida pela seguinte equação:

$$U_{t,T} = U_{t-1,T} + \sum_{j=1}^T \text{sgn}(x_i - x_j) \text{ para } t=2, \dots, T \quad \text{Eq. 9}$$

Onde, $\text{sgn}(x) = 1$ para $x > 0$; $\text{sgn}(x) = 0$ para $x = 0$; $\text{sgn}(x) = -1$ para $x < 0$. A estatística $U_{t,T}$ é então, calculada para os vetores $1 < t < T$. A estatística $k(t)$ do teste de

Pettit é o máximo valor absoluto de $U_{t,T}$. Portanto, a estatística de Pettit localiza o ponto de “ruptura” de uma série temporal e sua respectiva significância.

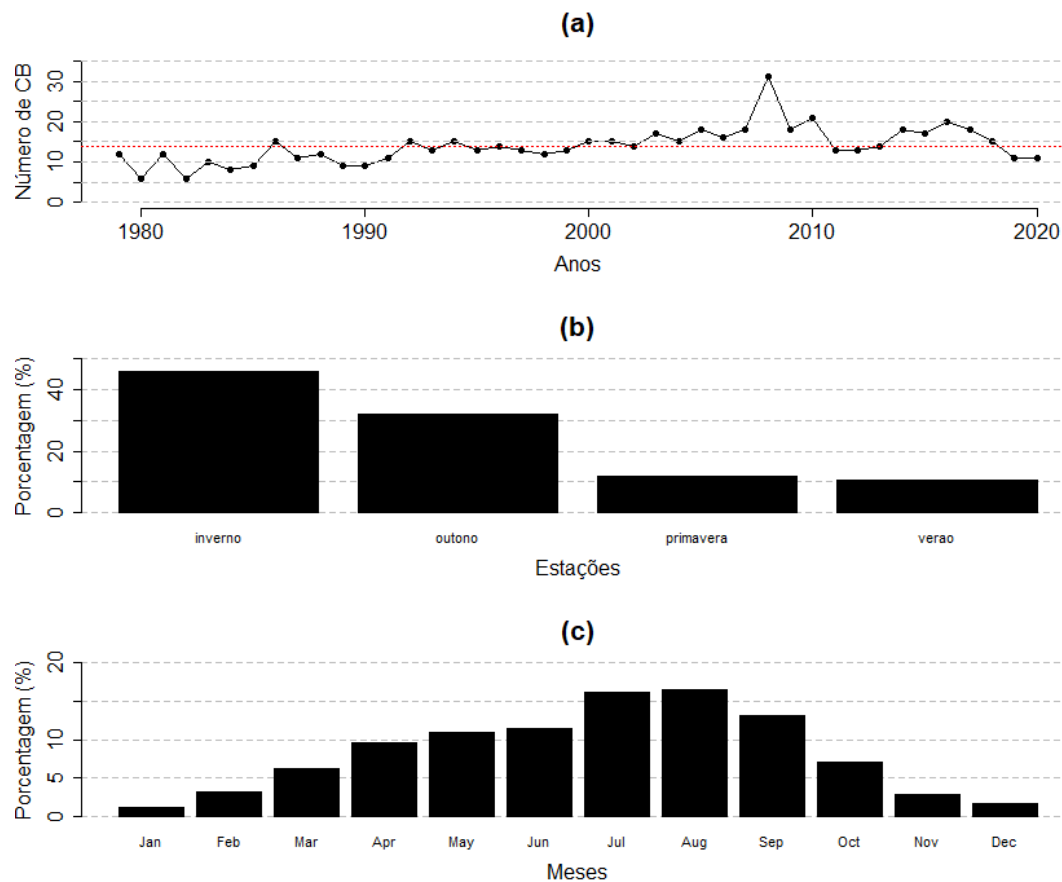
CAPÍTULO 2: Climatologia dos Ciclones Bombas (CB) na América do Sul

2.1. Variabilidade temporal e espacial dos CB

Em todo o período estudado (1979 a 2020), foram contabilizados o total de 587 CB no HS. A figura 13 ilustra a frequência anual (Fig. 13a), sazonal (Fig. 13b) e mensal (Fig. 13c) dos CB no HS. O maior percentual observados ocorrem no inverno (44,2%, Fig.13b) enquanto o menor ocorre no verão (6,1%, Fig.13b). Dois picos mensais são observados em julho e agosto (Fig. 13c). Os resultados mostram boa concordância com o observado por Allen *et al.* (2010), Bitencourt *et al.* (2013), Lim e Simmonds (2002) e Reale *et al.* (2019) em que afirmam que a maior frequência dos CB no HS é observada na estação de inverno austral. A partir do mês de janeiro é observado um crescimento no número de CB até o máximo em agosto.

A distribuição anual indica a ocorrência de 13.9 CB por ano com um pico em 2008. Esses valores costumam variar a depender do método e dos dados utilizados. Por exemplo, usando dados reanalisados do NCEP-DOE e o método de classificação de Sanders (1986), Lim e Simmonds (2002) obtiveram uma média de 26,4 CB por ano no HS. Allen *et al.* (2010) utilizaram quatro bancos de dados (NCEP, NCEP2, JRA-25, ERA-40) e três métodos diferentes e encontraram que ocorrem entre 31 (utilizando o método desenvolvidos pelos autores) a 171 por ano (utilizando o método de Sanders e Gyakum) CB no HS. Reale *et al.* (2019), usando o banco de dados reanalisados do ERA-Interim e o método de Sanders e Gyakum identificaram a média anual de 187 CB. Como observado por Reboita *et al.* (2015), as diferenças nas climatologias se devem aos diferentes métodos de detecção e rastreamento dos CB. Os resultados indicam que o método de rastreio e detecção utilizado neste trabalho apresenta similaridade ao utilizado por Lim e Simmonds (2002) e o Lim e Simmonds modificado que exclui dados espúrios (Allen *et al.*, 2010).

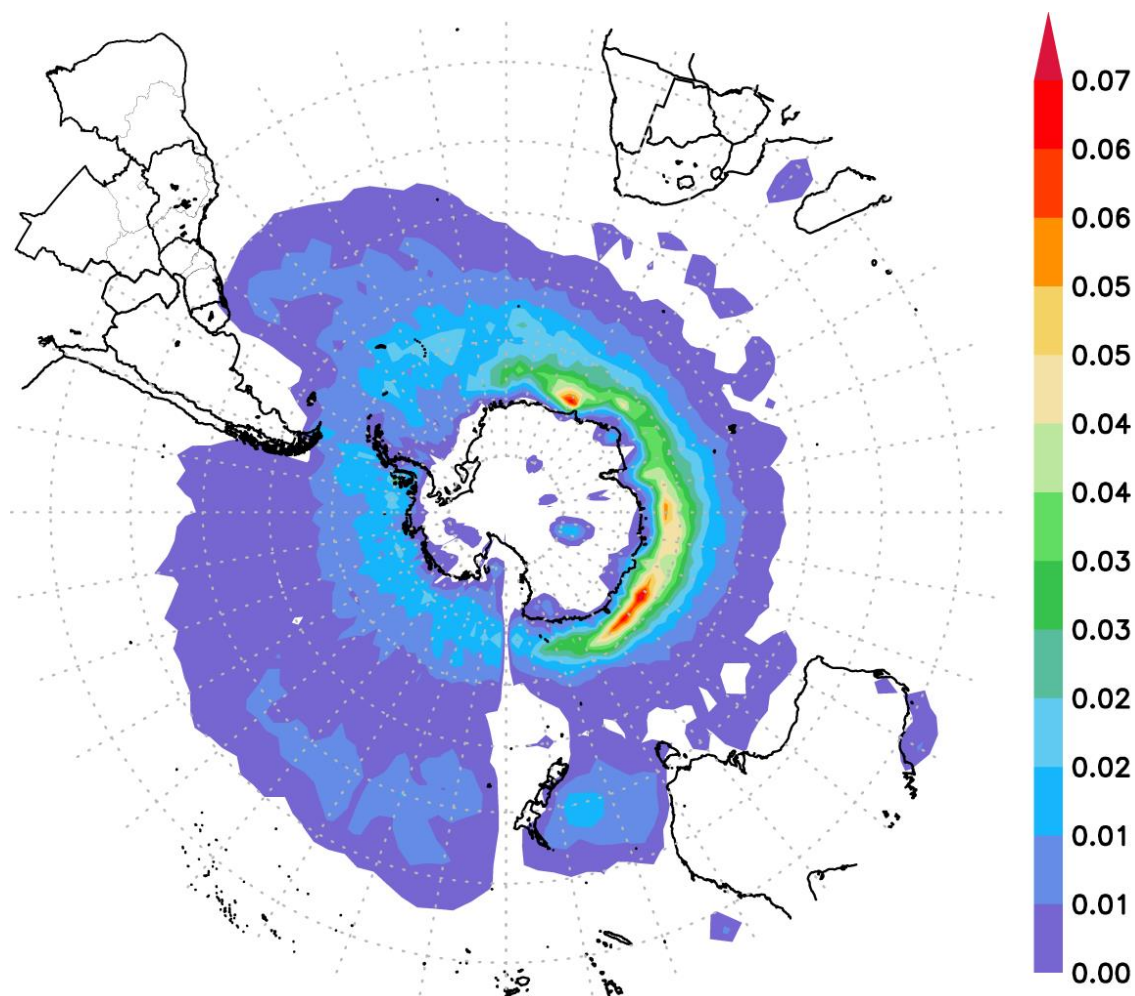
Figura 13. Porcentagem anual (a), sazonal (b) e mensal (c) dos CB no HS. A linha vermelha apresenta a média anual dos CB.



A figura 14 mostra a distribuição espacial dos CB no HS de 1979 a 2020. Como esperado, é observado os CB ocorrem, preferencialmente, ao redor da Antártida, em uma espécie de espiral em todo seu em torno. Esse resultado é corroborado por trabalhos prévios como os de Hoskins e Hodges (2005), Lim e Simmonds (2002) e Reale *et al.* (2019). Allen *et al.* (2010), em seus resultados, identificaram que a maior frequência de CB ocorre na costa leste da AS na região bastante conhecida como área ciclogénica, a sudeste do Uruguai sobre o Oceano Atlântico (BITENCOURT *et al.*, 2013; MENDES *et al.*, 2007a; MENDES *et al.*; 2007b), os resultados apresentados nesta pesquisa concordam com os de Hoskins e Hodges (2005), Lim e Simmonds (2002), Reale *et al.* (2019). A distribuição espacial apresentada neste trabalho é bastante similar aos resultados de Reale *et al.* (2019) que utilizaram vários métodos de detecção de Ciclones, incluindo o de Trigo (2006) (chamado de M08), método este que é a base do método utilizado por Mendes *et al.* (2009) e também neste trabalho. Além do método de detecção e rastreamento de CE similar, Reale *et al.* (2019) utilizaram os campos de PNMM do ERA-Interim, a geração

anterior dos dados utilizados neste estudo (ERA5) e, portanto, justifica a similaridade dos resultados da distribuição espacial dos sistemas. Foi verificado que mais de 90% dos CB tiveram ciclogênese sobre o oceano, resultado corroborado quando se observa a distribuição espacial do CB na figura 14.

Figura 14. Densidade dos CB no HS no período estudado (1979 – 2020). Os valores representam a probabilidade de um CB cruzar a célula de $2.5 \times 2.5^\circ$ em um intervalo de 6 horas.



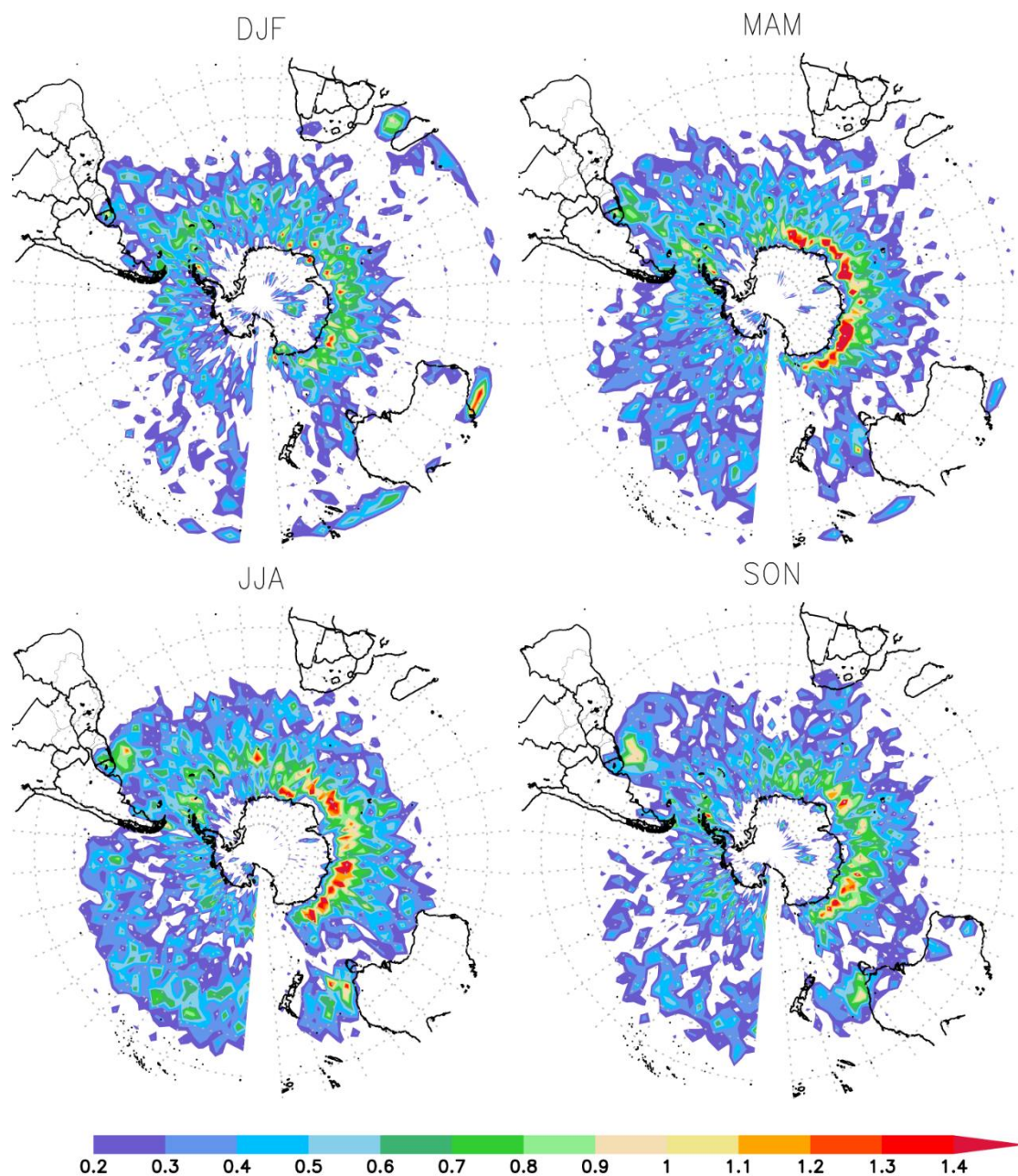
A figura 15 ilustra a densidade sazonal dos CB no HS. Os maiores picos são observados nas estações de Outono e Inverno preferencialmente na região ao redor da Antártida. Reale *et al.* (2019) observaram, no HS, que mais de 70% do total de CB ocorreram entre abril e outubro. A área ciclogênica da AS fica destacada na figura de densidade sazonal dos CB. De fato essa região é favorecida pelas trocas de energia entre a superfície e a atmosfera, sendo a corrente do Brasil, um dos mecanismos responsáveis por contribuir na frequência e intensidade de CE na AS (BITENCOURT *et al.*, 2013; SINCLAIR 1994; 1995; VERA *et al.*, 2002). Outro mecanismo que pode favorecer a

atividade ciclogênica na região é a confluência das correntes Brasil-Malvinas, responsável por trocas de fluxos de calor latente e sensível entre a superfície oceânica e atmosfera (PEZZI et al., 2009).

A estação de menor densidade de CB ocorre no verão austral, concordando com os estudos prévios que indicam menor atividade ciclogênica é nesse período (BITENCOURT *et al.*, 2013; LIM e SIMMONDS, 2002; MENDES *et al.*, 2009; REALE *et al.*, 2019). Ressalta-se que a distribuição apresentada se refere aos CB, portanto, resultados podem diferir ligeiramente quando comparados a estudos climatológicos de CE sem ciclogênese explosiva. Segundo Allen *et al.* (2010), a distribuição espacial dos CB tem se tornado menos prevalente nas médias latitudes e mais comum nas altas latitudes em ambos os hemisférios desde 1970. Simmonds e Keay (2000a), em sua climatologia de CE para o HS, observaram que em todas as estações, o maior número de CE ocorre entre 50° e 70°S e um segundo pico ocorre entre 30° e 50°S. A pouca variabilidade na densidade de CB entre as estações ocorre provavelmente, devido à oscilação semianual da pressão e à baroclinia da média troposfera, no qual é uma característica onipresente da atmosfera sobre o Oceano no HS. Essa característica se dá pelos fortes gradientes horizontais de temperatura na média troposfera e o desenvolvimento da oscilação semianual da pressão e uma atividade ciclônica intensa em março e outubro (LIM e SIMMONDS, 2002; SIMMONDS e JONES, 1998).

Os valores médios de densidade de CB por estação são de 0.85 (DJF), 3.71 (MAM), 6.16 (JJA) e 3.21 (SON) valores muito similares aos apresentados por Allen et al. (2010) para o HS. Esses autores utilizaram várias reanálises como ERA-40, NCEP2, JRA-25 e ERA-Interim e observaram que os valores médios de densidade de CB das reanálises do ECMWF apresentavam maiores valores de sistemas. De maneira contrastante, os valores apresentados neste trabalho se assemelham aos resultados de Allen et al. (2010) utilizando a reanálise NCEP2 sendo 1.4 (DJF), 3.7 (MAM), 5.9 (JJA) e 3.0 (SON). Algumas opções podem ser os responsáveis por esse resultado: 1) O método de rastreamento utilizado; 2) a grade do dado utilizado (2.5°x2.5° do ERA5 contra 1.5°x1.5° do ERA-Interim); 3) as diferenças na nova geração da reanálise do ECMWF utilizada neste trabalho.

Figura 15. Similar a figura 13, para médias sazonais.



Complementando a análise da densidade espacial dos CB no HS, foi gerada a figura 16 que mostra a distribuição média (em porcentagem) de ciclogênese e ciclólise dos sistemas por latitude. Os resultados mostram que no HS, a gênese dos CB acontece em grande parte na faixa de 55° a 70° Sul. O pico das ciclogênese ocorre na latitude 60°~65° o que vai de acordo com a densidade espacial observada na figura 14. Em todas as estações o pico de ciclogênese ocorre na faixa 60°S~65°S (Fig. 17), já a ciclólise dos CB, no verão e outono, ocorre 60°~50°S e no inverno e primavera ocorrem na mesma faixa da ciclogênese. Alguns resultados chamam atenção, especificamente na estação de

verão em que 4.8% de ciclólises ocorrem na faixa de $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{S}$ e na primavera em que se observa aproximadamente 11,7% de ciclogêneses ocorrendo na faixa de $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{S}$. O comportamento médio e sazonal das ciclogêneses e ciclólises dos CB analisados no HS são similares aos apresentados por Lim e Simmonds (2002). A maior ocorrência de CB se encontra na faixa de $30\sim 60^{\circ}\text{S}$ (referindo-se somente ao HS) com menor ocorrência na estação de verão e maior na de inverno (vide figura 13).

Figura 16. Histograma (%) da ciclogênese e da ciclólise dos CB por latitude.

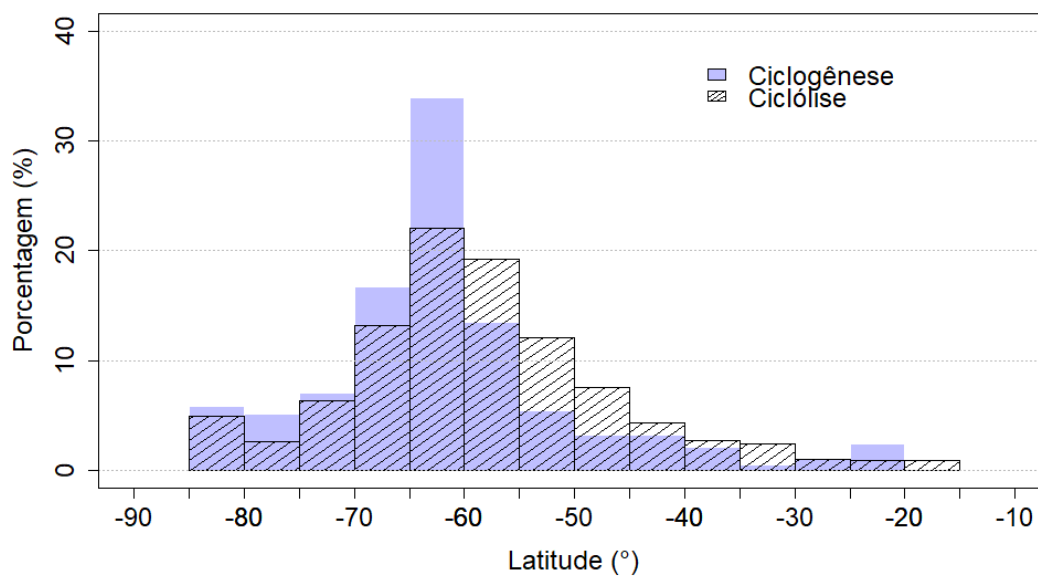
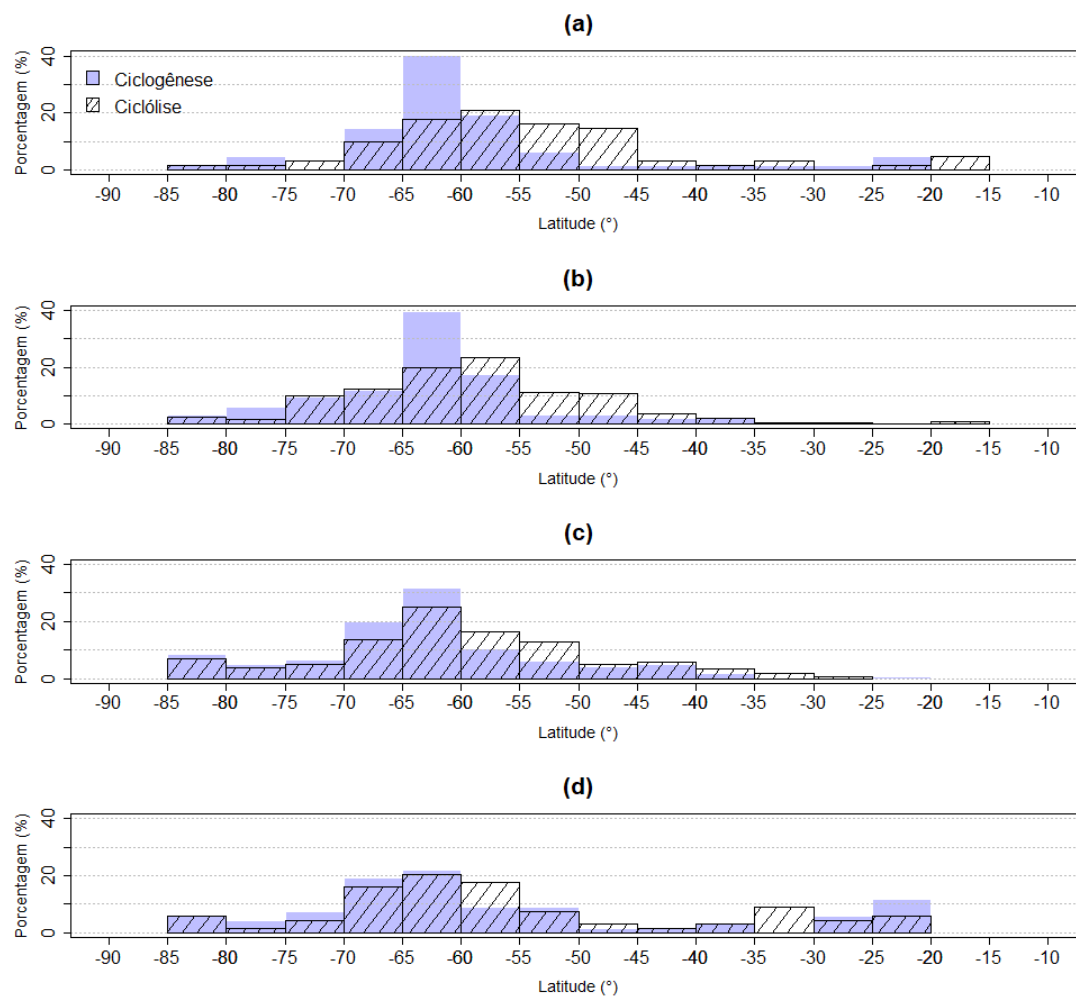


Figura 17. Histogramas (%) da ciclogênese e da ciclólise dos CB no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.



CAPÍTULO 3: Características físicas e dinâmicas dos Ciclones Bombas no Hemisfério Sul

Neste capítulo, realizou-se uma análise descritiva detalhada das propriedades que descrevem a intensidade e a dinâmica dos CB formados no HS entre 1979 a 2020. Foram analisadas as grandezas: tempo de vida dos ciclones (dias), velocidade (km/h) máxima/mínima, cavamento (hPa/6h) máximo/mínimo, gradiente de pressão (hPa/km) máximo e pressão máxima/mínima (hPa). Faz-se uma ressalva aqui para esclarecer que os valores apresentados nos histogramas a seguir, referem-se ao valor máximo e/ou mínimo observado em algum momento do ciclo de vida de um CB qualquer identificado diferentemente dos valores médios que são apresentados na tabela 3.

Na tabela 3 são sumarizados os valores médios das propriedades físicas dos CB na HS. O tempo de vida médio do CB é igual a 3.63 dias no verão e 2.85 no inverno. Os valores observados são similares ao apresentado por Reale *et al.* (2019) que em média, duram 108 horas (aproximadamente 4.5 dias). Em termos de porcentagem, Lim e Simmonds (2002) mostraram que mais de 50% dos CB no HS tem em torno de 1 dia de vida com no máximo 15 dias. Nossos resultados mostram que mais de 30% tem entre 2 a 3 dias de vida com o máximo em torno de 11 dias, como pode ser observado na figura 18. O comportamento sazonal do tempo de vida dos CB é observado na figura 19 e percebe-se pouca variabilidade entre as estações, porém, tendo o verão como a estação que os CB tem o maior tempo de vida. Hoskins e Hodges (2005) afirmam que o tempo de vida de CE é, em geral, de 5-6 dias e ao redor da Antártida é de 4 dias, porém os autores deixam claro que essa distribuição pode estar de alguma forma enviesada devido considerar somente sistemas que tiveram mais que 2 dias de vida em suas estatísticas. Fu *et al.* (2020) estudou uma climatologia de 38 anos de CB no HN e observou que a maioria dos sistemas tem tempo de vida entre 0.25 e 0.75 dias.

Tabela 3. Valores médios das características dos Ciclones Bombas.

Propriedades	Verão		Inverno	
	Média	Desvio padrão	Média	Desvio padrão
Tempo de vida (dias)	14,53	7,55	11,41	5,16
Cavamento mínimo (hPa/6h)	-9,32	1,96	-9,95	2,34
Cavamento máximo (hPa/6h)	-25,88	1,71	-26,75	3,20
Pressão máxima no centro (hPa)	972,18	11,81	968,91	12,59
Pressão mínima no centro (hPa)	958,16	14,57	954,30	13,63
Velocidade máxima em 6h (km/h)	66,35	12,61	66,78	15,71
Velocidade mínima em 6h (km/h)	31,58	8,33	32,2	9,97

Fonte: Elaborado pelo autor (2022).

Figura 18. Histograma (%) do tempo de vida (dias) dos Ciclones Bombas.

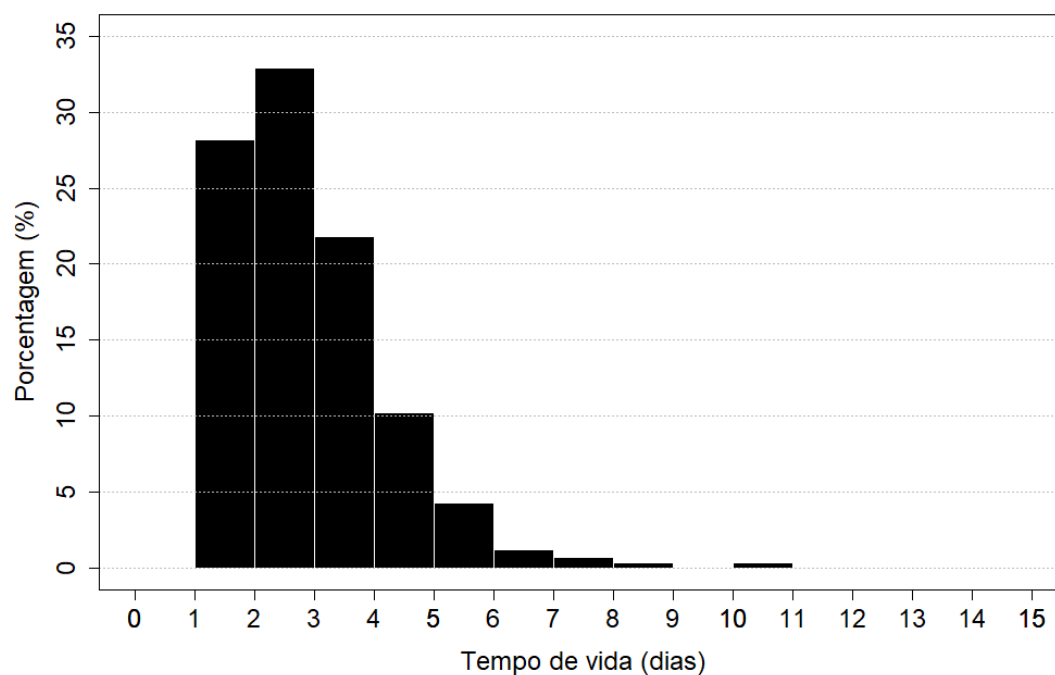
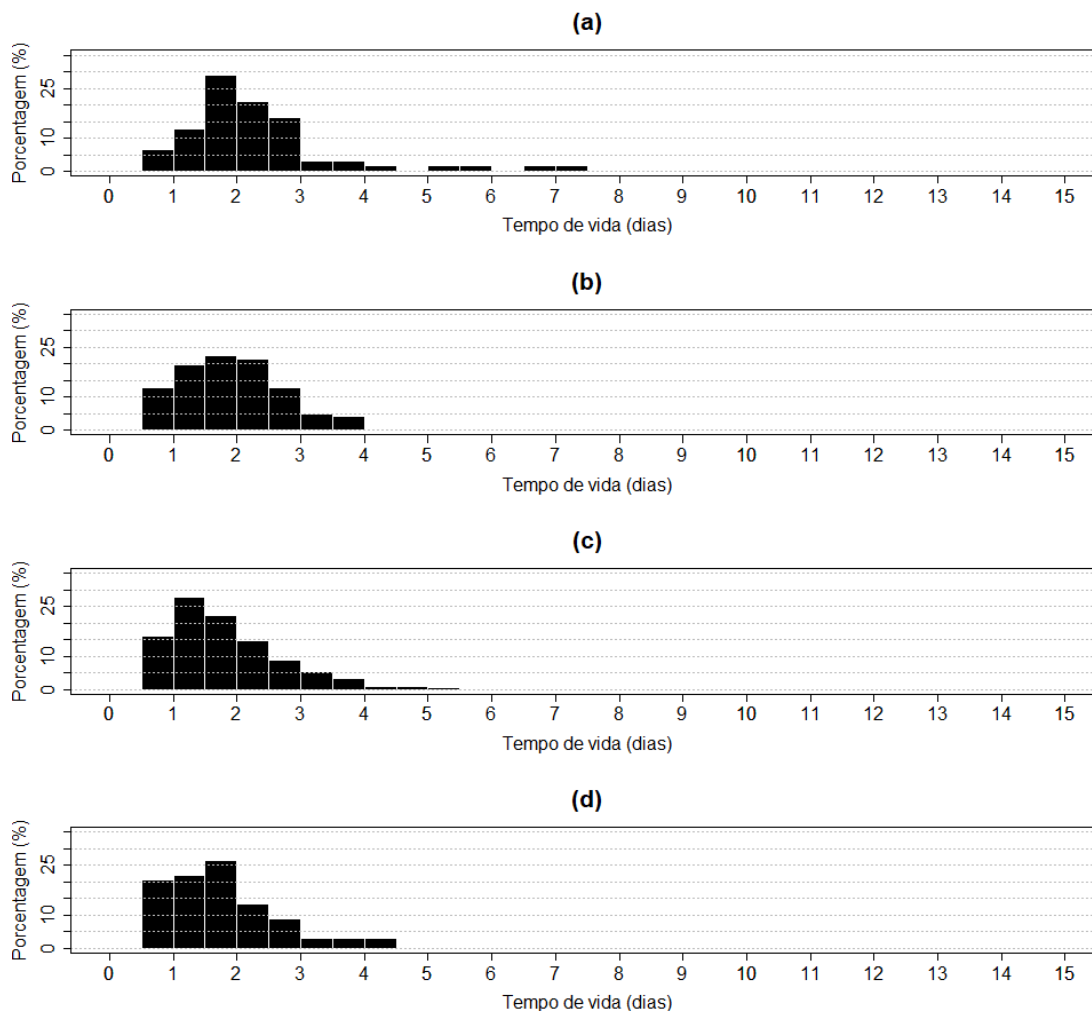


Figura 19. Histogramas (%) do tempo de vida (dias) dos Ciclones Bombas no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.



Os valores médios da velocidade máxima e mínima (km/h) (Fig. 20-21) para o verão e inverno são observados na tabela 3. Os valores de velocidade máximos e mínimos não sofrem muita variação em diferentes estações sendo iguais a 66.35 (verão) e 66.79 (inverno) km/h para os valores máximos e 31.86 (verão) e 32.2 (inverno) para os valores mínimos. Os valores encontrados mostram boa concordância com os observados na literatura. Bitencourt et al. (2013) afirma que os CB na área ciclogênica da AS tem velocidade média igual a 49 km/h, Reale *et al.* (2019) mostra que, em média, os CB no HS tem 91.58 km/h e Lim e Simmonds mostram que a velocidade média de CB no HS é de 66,24 km/h. Por se tratar de um sistema de intensificação rápida, é esperado pequenas variações entre os valores encontrados e os da literatura.

Figura 20. Histograma (%) da taxa de velocidade (km/6h) máxima e mínima dos CB

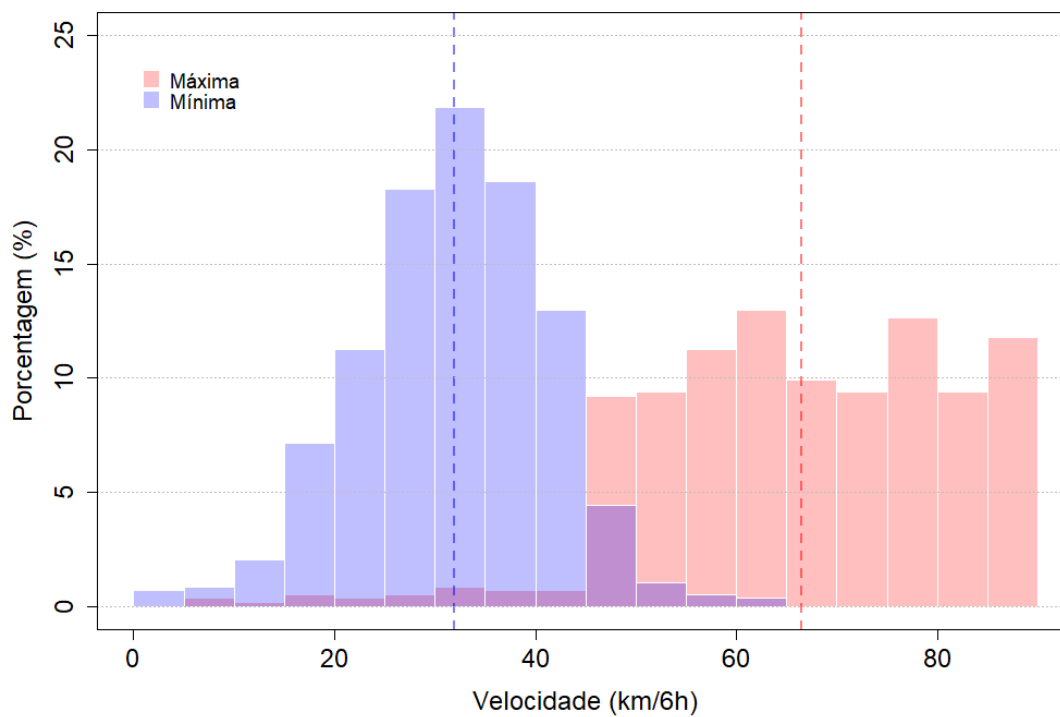
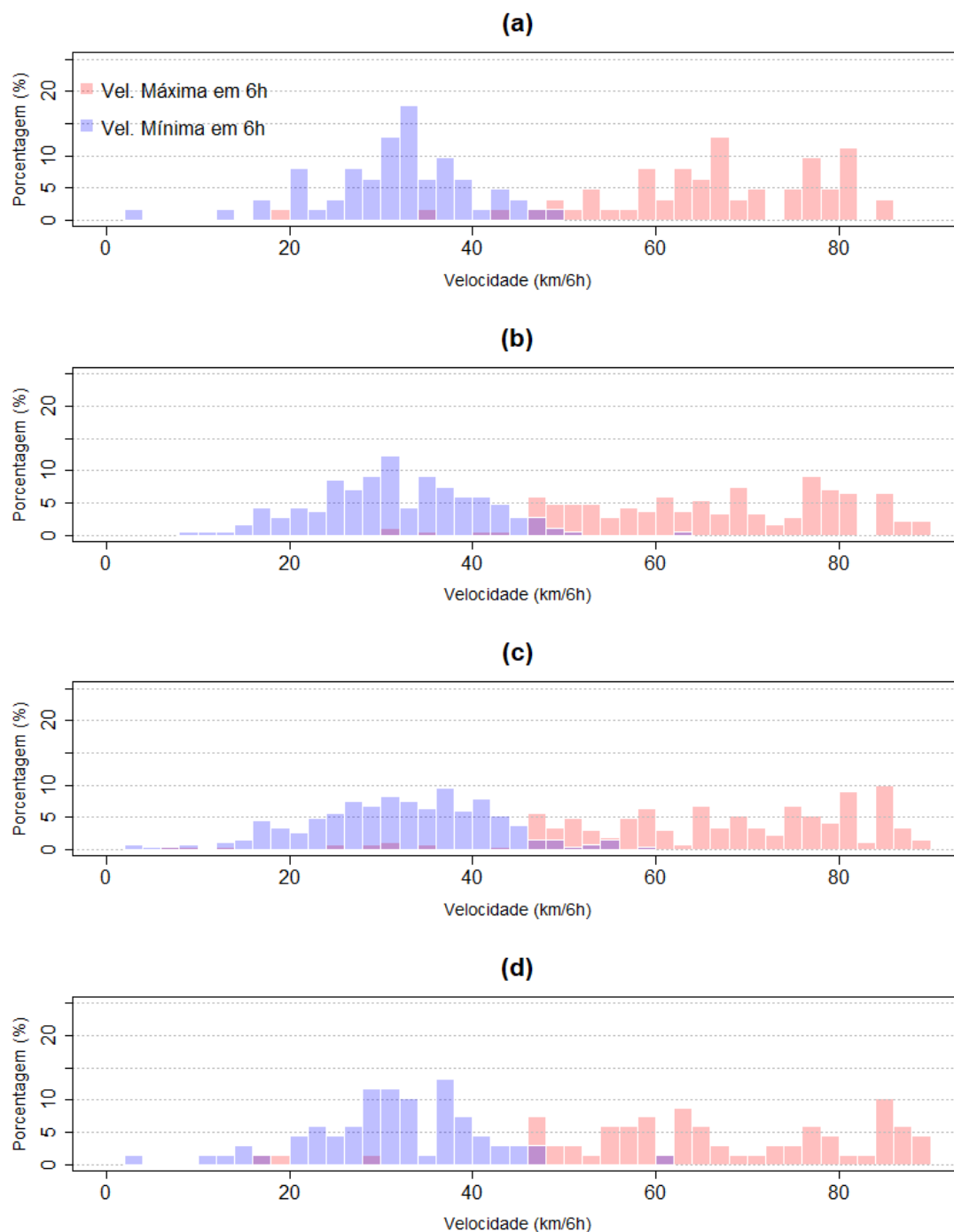


Figura 21. Histograma (%) da taxa de velocidade (km/6h) máxima e mínima no a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera.



Dois parâmetros comumente utilizados para analisar a intensidade de uma tempestade associada a CE são: pressão mínima central atingida durante o ciclo de vida do sistema e a taxa máxima de queda de pressão, chamado neste trabalho de cavamento. Como sugere Mendes *et al.* (2009), é dada uma atenção especial à distribuição da taxa

máxima de cavamento ajustada geostroficamente a uma “latitude de referência”, também realizado por outros autores (GULEV *et al.*, 2001; MENDES *et al.*, 2009; SERREZE *et al.*; 1997; TRIGO *et al.*; 1999). Esse ajuste geostrófico permite comparações entre as intensidades de CE em diferentes latitudes devido ao fato de que CE em latitudes diferentes com gradientes semelhantes produzem ventos geostróficos diferentes. A latitude média do domínio de estudo é 60.0° S, e foi escolhida como nossa latitude de referência.

Geralmente na literatura, é discutido a variabilidade da pressão mínima no centro, porém, a variabilidade da pressão máxima no centro (maior valor de pressão encontrada no ciclo de vida do sistema) pode fornecer evidências da intensidade do sistema. Se os valores máximos no centro de CB forem muito baixos, este pode ser um indicativo da intensidade do sistema. As Figuras de 22 e 23 mostram os histogramas da pressão máxima e mínima no centro (PMMC) dos CB. Os valores de PMMC mostram boa concordância com o esperado, valores máximos que abrangem desde 940 a 1010 hPa (valor máximo considerado pelo método de rastreamento) e valores mínimos que vão de 920 a 1000 hPa. Ressalta-se fortemente que os valores de PMMC, bem como as outras propriedades físicas descritas dos CB se referem ao valor máximo/mínimo atingido em algum momento de vida do CB, não a média em todo o tempo de vida, significa dizer que em algum momento do ciclo de vida de algum CB identificado durante o período de 1979-2020, o valor máximo apresentado foi de 940 hPa no centro do sistema. Outros trabalhos que avaliaram a pressão mínima no centro do CB encontraram os valores médios iguais a 963.40 hPa no HS (REALE *et al.* 2019) e 965.1~975.0 no HN (FU *et al.* 2020). Lim e Simmonds (2002), investigaram os sistemas levando em conta a influência da distribuição espacial da pressão média climatológica e reiteram que a pressão relativa central dos sistemas é particularmente importante quando se estuda CB no HS. Sazonalmente, os valores mínimos de pressão no centro do CB são observados em outono e inverno (Fig. 23b-c). O comportamento de todas as estações acompanha a variabilidade vista na figura 22.

Figura 22. Pressão máxima e mínima no centro do Ciclone Bomba. As linhas tracejadas azul e vermelho representam as médias da pressão máxima e mínima, respectivamente.

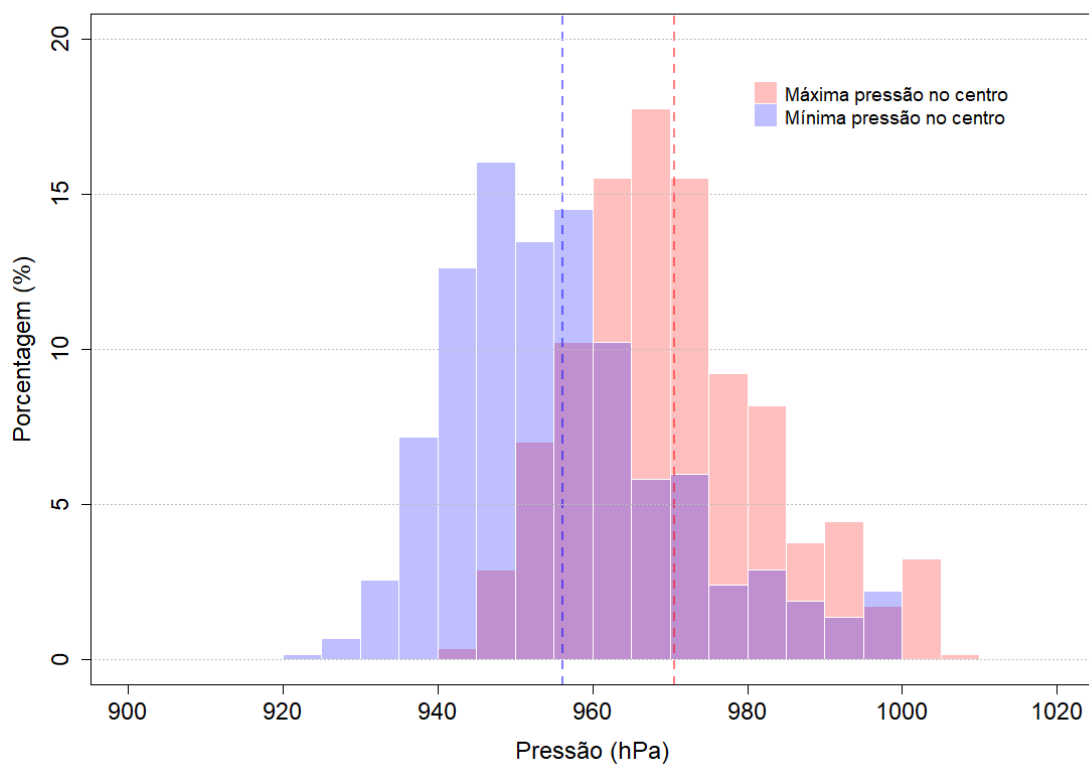
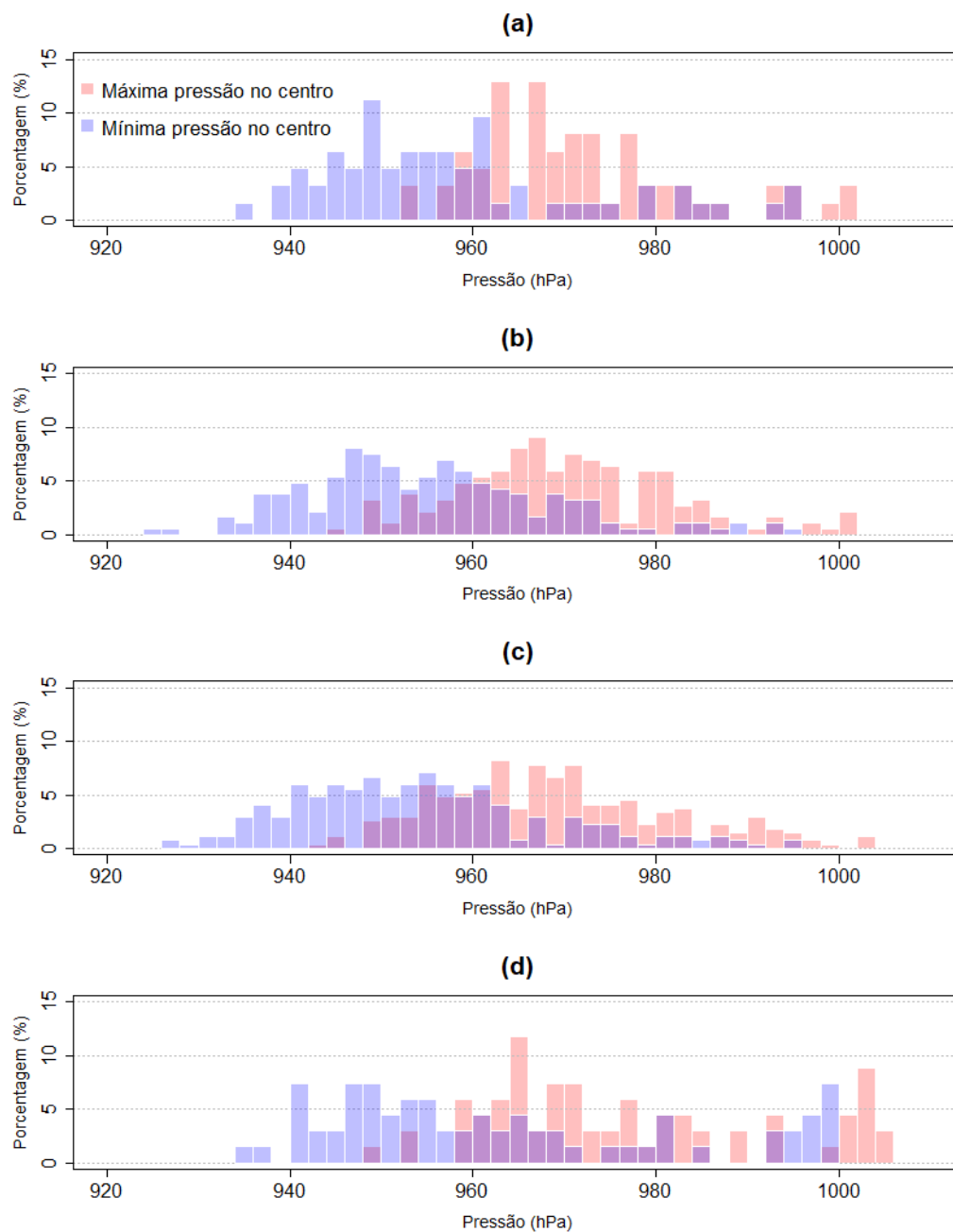


Figura 23. Histogramas (%) da pressão (hPa) máxima e mínima no centro do Ciclone Bomba no (a) verão, (b) outono, (c) inverno e (d) primavera.



Os histogramas da taxa de cavamento (hPa/6h) dos CB são observados nas figuras 24 (máxima e mínima de todo o período) e 25 (máxima e mínima sazonal). A taxa de cavamento máxima (referente aos sistemas mais intensos) (Fig. 24) encontram-se entre -24 e -40 hPa/6h. Para considerar quem um CE seja categorizado como um CB, o sistema deve apresentar um cavamento de 1 hPa por hora, ou seja, os CB identificados nesse estudo tiveram um aprofundamento de 4 hPa por hora. Ressalta-se que não

necessariamente o sistema continuou cavando 4 hPa por 24 horas, há casos que o sistema pode cavar rapidamente durante algumas horas e posteriormente não cavar mais. Entretanto, na análise de 24 horas o sistema se enquadra como CB por cavar em sua totalidade 24 hPa em 24h. Os valores mínimos da taxa de cavamento abrangem de -5 a -25 hPa/6h, esses valores correspondem com o esperado e são observados principalmente em CB menos intensos. O cavamento máximo e mínimo mostram pouca variabilidade intrasazonal (Fig. 25a-d), com frequência dos menores valores no outono e inverno.

Figura 24. Histograma (%) da taxa de cavamento (hPa/6h) máximo e mínimo dos CB. As linhas tracejadas azul e vermelho representam as médias da taxa de cavamento máxima e mínima, respectivamente.

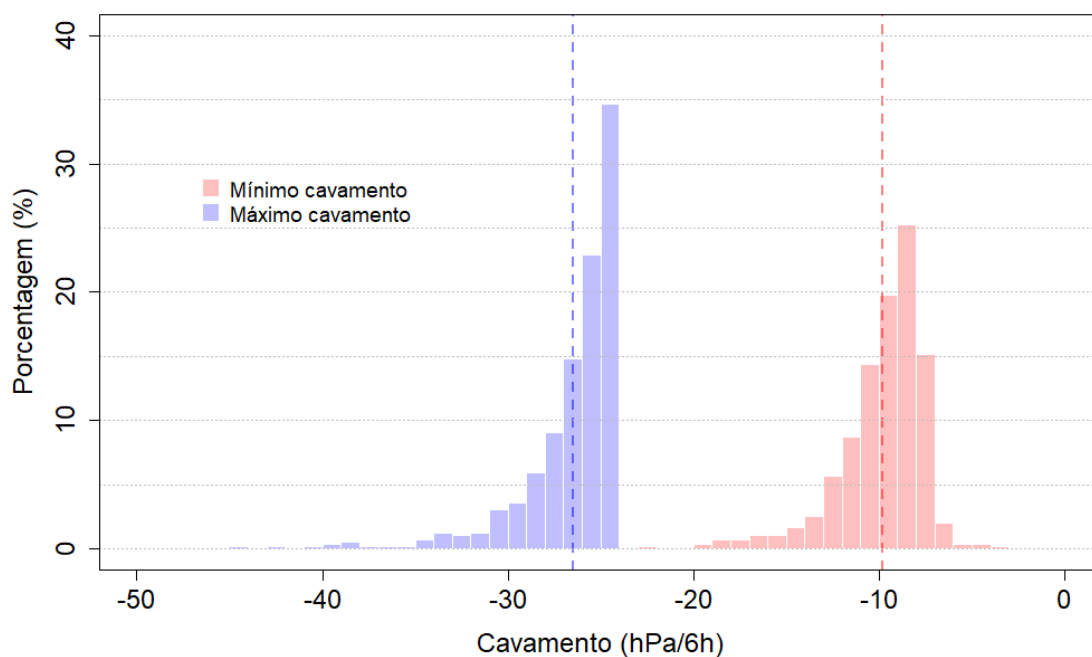
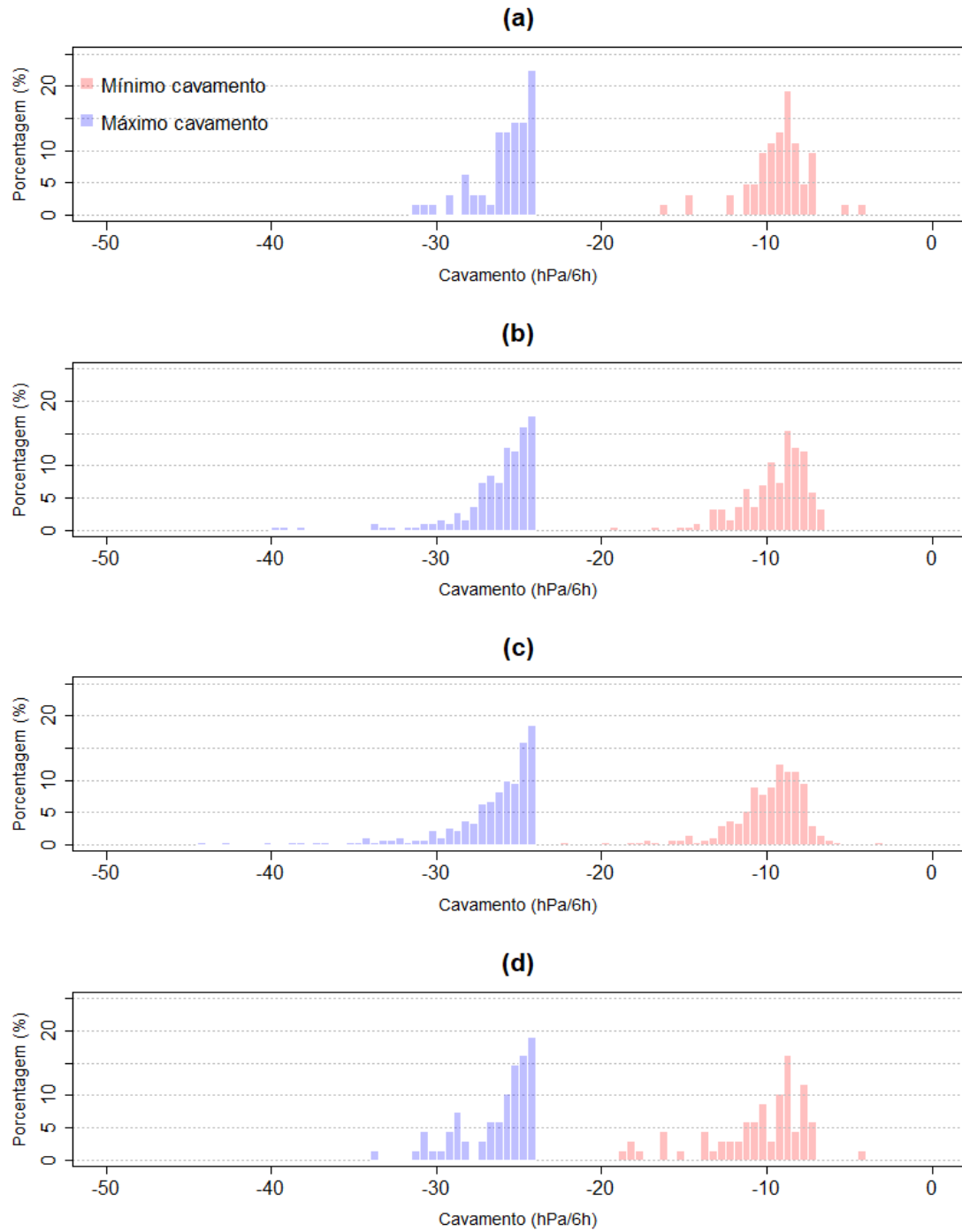


Figura 25. Histograma (%) da taxa de cavamento (hPa/6h) máximo e mínimo no a) verão, b) outono, c) inverno e d) primavera.



CAPÍTULO 4: Análise da tendência dos Ciclones Bombas na América do Sul

A figura 26 apresenta a série temporal do número total de CB no HS no período de 1979-2020, os testes t de *Student*, Mann-Whitney e a magnitude de Sen. Nesse estudo, foram identificados 587 CB em todo o HS. Como de praxe, primeiramente foi aplicado o teste de normalidade de Shapiro-Wilk na série temporal, o resultado mostrou o p-valor igual a 0.817, ou seja, atendeu os pressupostos que os dados apresentam normalidade. Assim, com a certeza que os dados apresentam normalidade, pode-se aplicar os testes de tendência na série temporal.

O teste de Mann-Kendall, que identifica a existência ou não de tendência em uma série temporal foi feito sobre a ocorrência anual dos CB no intuito de excluir a sazonalidade existente no banco de dados. O resultado do teste indicou tendência de aumento no número de CB, o p-valor do teste foi de 8.503983e-06 ao nível de confiança de 99% e escore igual a 0.4943541, evidenciando que existe uma tendência de aumento no número de CB. Reale *et al.* (2019) também utilizaram o teste de Mann-Kendall para avaliar a série temporal em seu estudo e identificaram uma tendência positiva para o HS e negativa para o HN. Kouroutzoglou *et al.* (2011) aplicaram o teste de Mann-Kendall em uma climatologia de CB no Mediterrâneo e não identificaram tendência em uma série temporal de 40 anos.

Para determinar em qual ano começou a tendência, o teste de Pettitt foi utilizado. O resultado mostra que a ruptura da série temporal ocorreu no ano de 1999, como pode ser observado na figura 26. O resultado dessa estatística foi significativo a 99% com valor p-valor igual a 0,0002255. É interessante notar que, visualmente, nota-se uma mudança na série temporal (Fig. 26). Nos resultados de Allen *et al.* (2010), eles sugerem um aumento na frequência dos CB a partir do ano de 1991 apesar do curto período avaliado na época. Os autores deixam claro que dependendo da reanálise utilizada, pode existir diferentes variações na tendência da população dos CB.

Por fim, a magnitude de Sen foi aplicado na série temporal para se conhecer o peso de uma possível tendência. O resultado foi estatisticamente significativo com p-valor igual a 8,50E-06 e com os valores de magnitude igual a 0.25. Esse resulta implica em dizer que a cada 4 anos, há o aumento de 1 CB na série temporal. Lim e Simmonds em seus resultados sobre uma série temporal de 21 anos de CB, identificou um aumento de

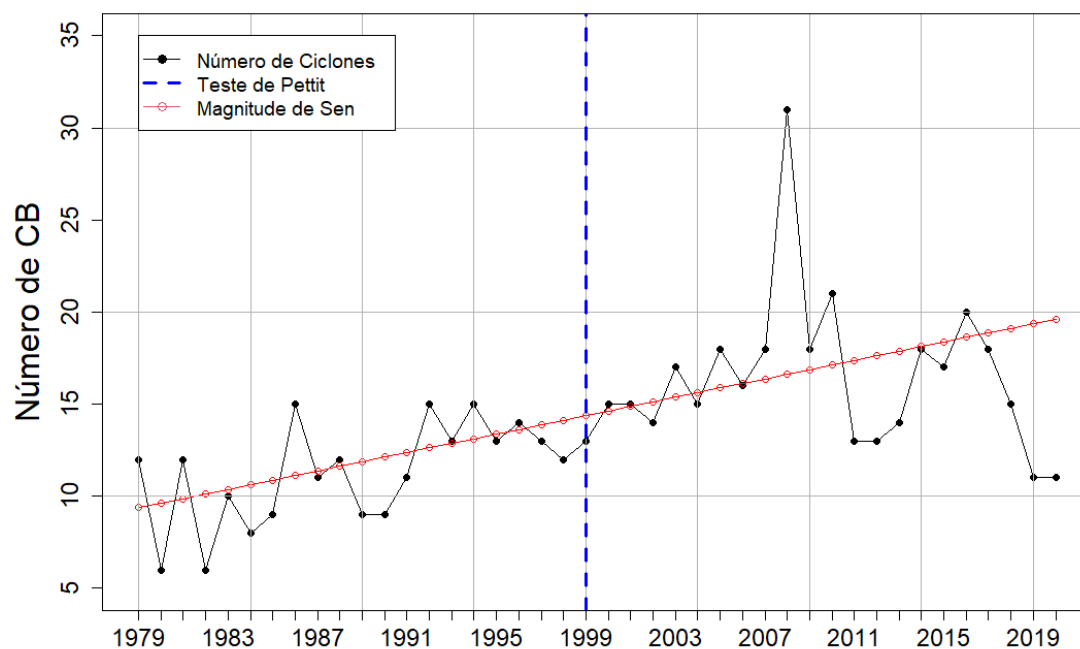
0.56 por ano no SH, ou seja, 1 CB a mais a cada 2 anos. Reale *et al.* (2019) identificou que no HS a um aumento de 0.4 CB por ano.

Tabela 4. Testes estatísticos e resultados.

Testes	Resultados
Mann-Kendall (p-valor)	$8,50e^{-6}$
Kendall Tau	0,4943541
Sen's slope (p-valor)	$8,50e^{-6}$
Sen's slope (magnitude)	0,25
Pettitt (p-valor)	0,0002255
Pettitt (ponto de mudança)	21
Ano de mudança	1999
Shapiro-Wilk	0,817

Significância	90% quando p-valor < 0,10
	95% quando p-valor < 0,05
	99% quando p-valor < 0,01

Figura 26. Série temporal do número de CB identificados no HS (linha preta), a magnitude de Sen (linha vermelha) e teste de Pettit (linha azul).



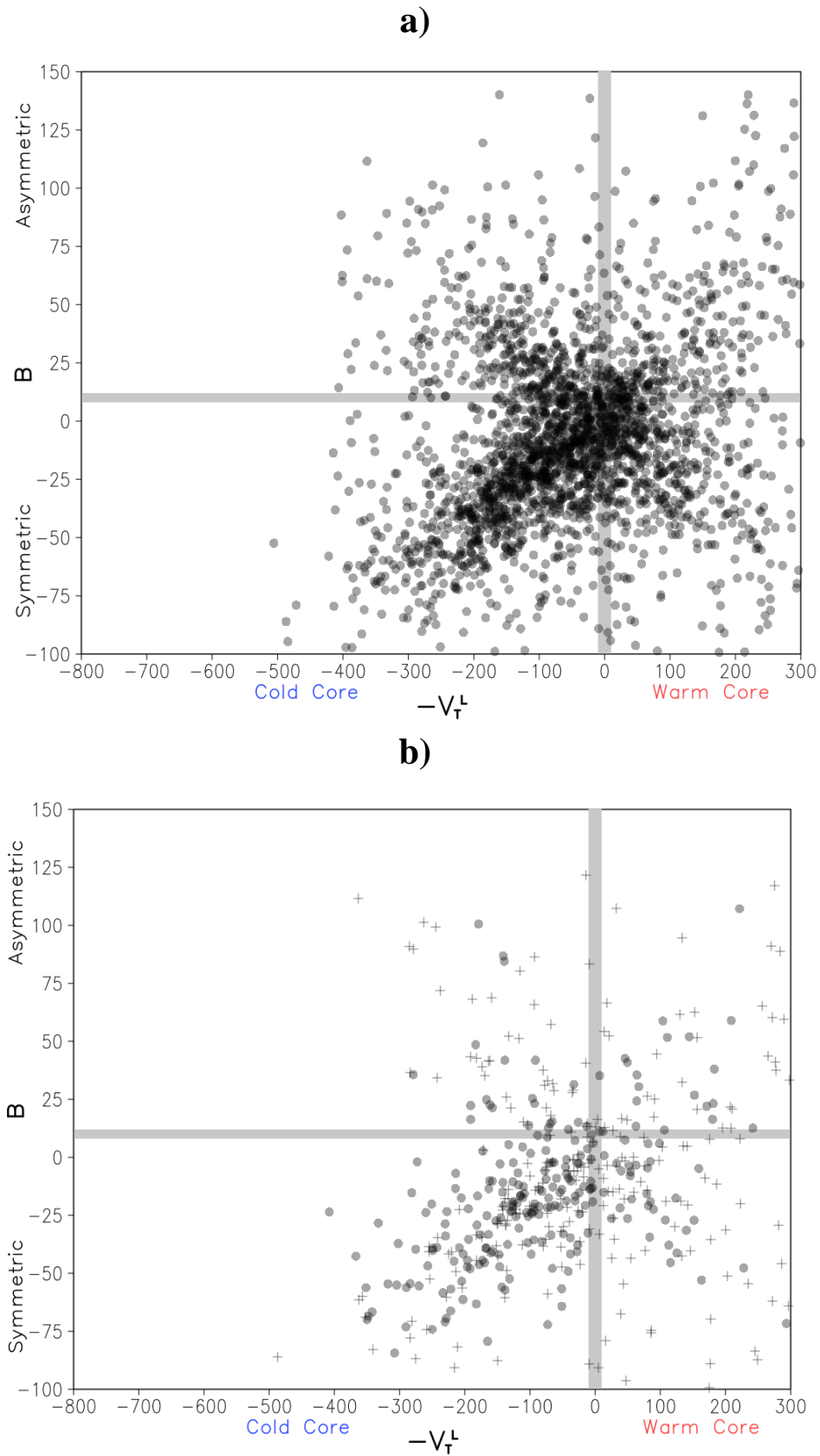
Portanto, nossos resultados indicam que existe uma tendência de aumento de CB no HS, essa tendência inicia-se no ano de 1999, aumentando 1 CB a cada 4 anos.

Estatisticamente a tendência existe, entretanto, compreender o que gera essa tendência na série temporal é fundamental para o entendimento completo. Como alertado por Lim e Simmonds (2002), os aumentos na população de CB vai de acordo com as respostas obtidas em simulações de modelos climáticos melhorados com CO₂. Os autores ainda argumentam que apesar da redução da baroclinia em um clima com aumento de CO₂ resultaria em menos sistemas, em contrapartida um ambiente mais quente, aumentaria a disponibilidade de umidade para tempestades que se formam e que conseqüentemente podem levar a tempestades mais profundas, assim, o aquecimento em ambos os hemisférios pode levar a uma população maior de CE de desenvolvimento intenso. Ulbrich *et al.* (2013) avaliou várias simulações climáticas que tinham a forçante dos gases do efeito estufa utilizando vários métodos de detecção e rastreamento de CE para o HN e no que diz respeito aos CE mais intensos, todos os métodos utilizados concordaram que há um aumento no número desses sistemas. Resultados similares aos de Ulbrich *et al.* (2013) são encontradas no trabalho de Mizuta (2012) no qual documentou a atividade ciclogênica utilizando diferentes rodadas do modelo CMIP5. Por fim, Reboita *et al.* (2015) em seu estudo de CE no HS identificou uma tendência positiva estatisticamente significativa para CE intensos e sugerem que essa tendência de aumento em altas latitudes sobre os Oceanos Atlântico e Pacífico Sul podem estar associada ao aquecimento global nas últimas décadas.

CAPÍTULO 5: Aplicação do Cyclone Phase Space nos Ciclones Bombas no Hemisfério Sul

As figuras 27 e 28 apresentam os diagramas de Fase (CPS) de todos os CB analisados nos capítulos anteriores. A intenção é determinar a simetria, transição e núcleo desses sistemas conforme os parâmetros de B, Vento térmico em altos ($-V_T^U$) e baixos níveis ($-V_T^L$). A figura 27a mostra o CPS do parâmetro B versus o $-V_T^L$, que indica a simetria/assimetria do ciclone e seu núcleo, os resultados mostram que a maioria dos CB identificados são simétricos e tem um núcleo frio concordando com a distribuição espacial discutido no capítulo 2 (Fig. 14), localizados próximo ao Círculo Polar Antártico. Ainda são observados casos em que o CB apresenta núcleo frio e perfil vertical assimétrico, similar à um comportamento frontal. A maioria dos CB começam seu processo com assimetria térmica moderada a intensa e forte estrutura de núcleo frio (Fig. 27b). Hart (2003), realizando uma climatologia para ciclones explosivos no Hemisfério Norte encontrou resultados similares, porém com poucos casos apresentando núcleo quente se comparado com os apresentados nesse estudo o que pode ser explicado pelas regiões estudadas serem diferentes, pela metodologia utilizada para identificar CB e por identificar a presença de CE do tipo SK.

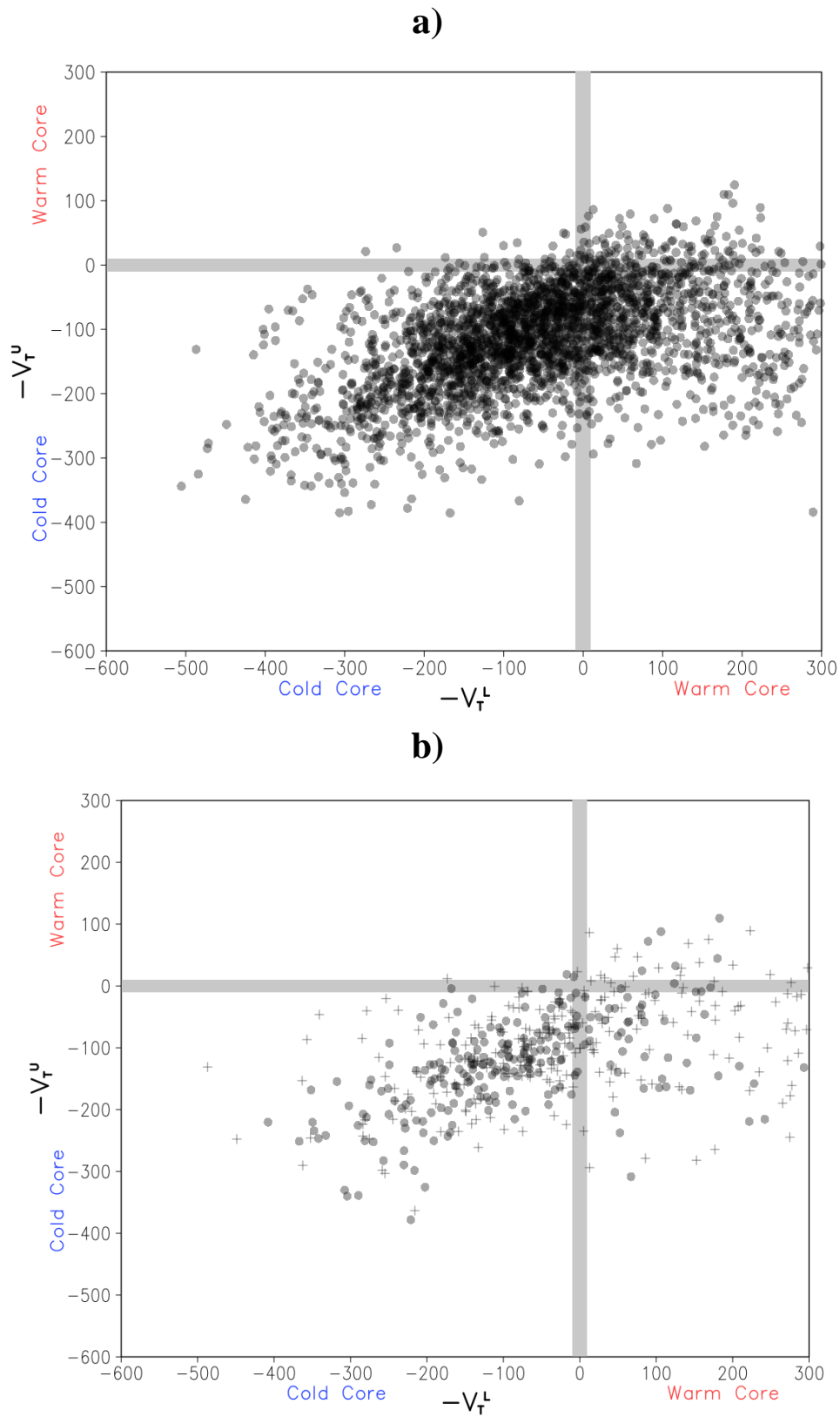
Figura 27. Localização de a) todos os CB e b) ciclogênese e ciclólise dos CB no diagrama de fase $-V_T^L$ vs B. Na figura b, o X marca a o início e o círculo preenchido (•) marca o fim do ciclo de vida do CB.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

A figura 28ab apresenta o diagrama de fase $-V_T^U$ vs $-V_T^L$ e indica que a maioria dos CB tem na sua ciclogênese uma estrutura de núcleo frio em baixos níveis com magnitude similar a dos altos níveis. Os resultados ainda mostram que uma parcela dos CB tiveram ciclogêneses com núcleo quente em baixos níveis, assim, considerando o a convenção dos tipos de ciclones que podem ser identificados no CPS (Fig. 10ab), os resultados indicam que uma parcela dos CB são ciclones de transição (subtropicais) e/ou apresentam seclusão quente como os ciclones do modelo SK.

Figura 28. Similar a figura 27, mas para o diagrama de fase $-V_T^U$ vs $-V_T^L$.



Fonte: Elaborado pelo autor (2020).

Pouco estudos aplicaram o CPS em CB, especialmente focados nos CB do modelo SK. Hart (2003) demonstrou o comportamento de um CE modelo SK examinado por Kuo et al. (1992) que ocorreu entre 12-17 de fevereiro de 1982. O sistema se forma em um ambiente moderadamente de núcleo frio sobre o norte do golfo do México (dia 12) e o $-V_T^L$ começa a aumentar negativamente (dia 13) consistente com um convencional CE. No dia 14, o desenvolvimento explosivo ocorre saindo do desenvolvimento convencional de um CE no CPS. O sistema passa a ter uma estrutura de núcleo quente (dia 15) no qual intensifica intensamente (valores de $-V_T^L$ maiores que 150). Enquanto a baixa atmosfera aquece intensamente, a troposfera acima de 600 hPa permanece neutra até o dia 16. Hart (2003) afirma que a maioria das seclusões quentes examinadas em seu estudo são confinadas abaixo de 600 hPa. Somente em casos extremamente intensos de seclusão quente, apresentam $-V_T^U$ ligeiramente positivo, possivelmente como resultado da descida da tropopausa abaixo de 300 hPa em associação com intensos ciclones de latitude alta. Essa é a característica capaz de distinguir ciclones tropicais de seclusões quentes de CE, pois um ciclone tropical típico tem a fase quente em toda a troposfera.

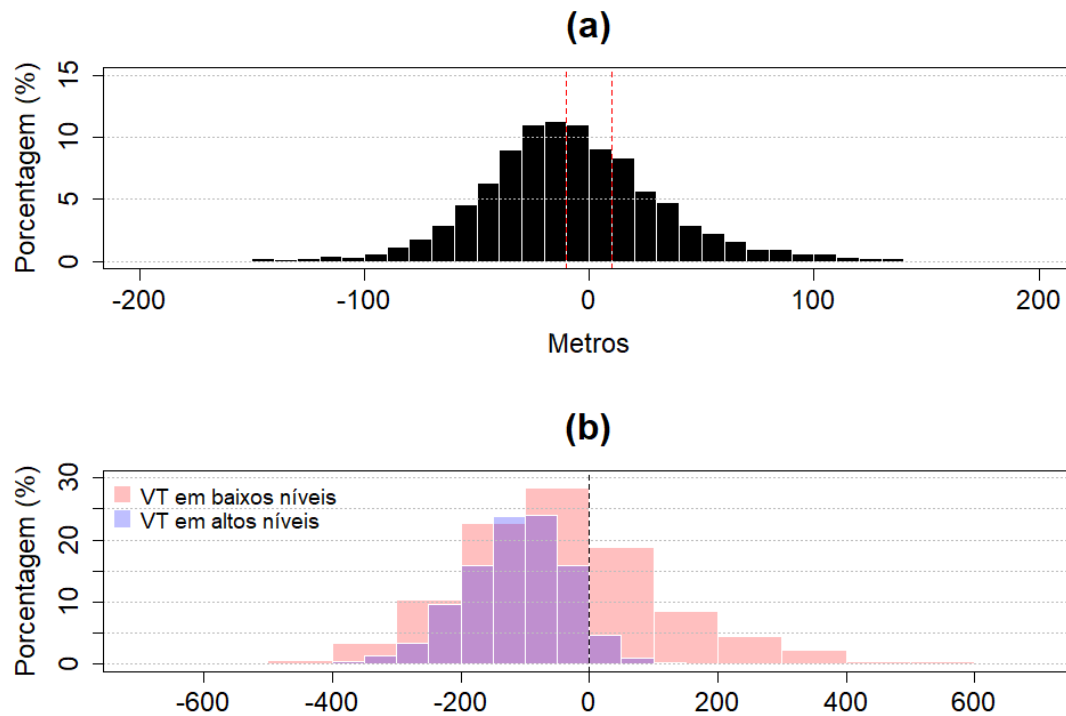
Reboita et al. (2017b) realizaram estudos de casos sobre diferentes tipos de Ciclones nas latitudes austrais. Os autores aplicaram o CPS em alguns casos de Ciclones em um CE do modelo SK que ocorreu no dia 22-24 de novembro de 2014 a sudeste do Uruguai e Oceano Atlântico Sul. O sistema inicia (dia 22) com valores de B entre 50 e 75m, $-V_T^L$ menor que -100 e $-V_T^U$ menor que -200, características de um CE segundo os critérios do CPS. No dia 23, o valor de B diminui, indicando a redução do gradiente de temperatura no centro do CE e $-V_T^L$ passa a exibir valores positivos e próximos de zero indicando redução na intensidade do vento com a altura, um indicativo de seclusão de ar quente no centro do sistema. Tal como observado por Hart (2003), Reboita et al. (2017b) também observam que o parâmetro $-V_T^U$ ainda apresenta valores intensos, indicando que a camada 600-300 hPa permanece fria e com ventos intensos. O último dia de vida do sistema (24), os valores dos três parâmetros aumentam, indicando o fim da seclusão quente.

Rocha (2018), em um estudo de caso, aplicou o método CPS em um CE do modelo SK que ocorreu sobre o sudeste da AS e Oceano Atlântico entre os dias 23 e 28 de agosto de 2014. Nos primeiros dias de vida do CE, os valores de B eram próximos a 40 m, denotando um núcleo frio e assimétrico. Nos dias posteriores até a morte do sistema, o valor de B se torna levemente positivo (próximo a zero), alternando entre as regiões

simétricas e assimétricas no diagrama B vs $-V_T^L$. O comportamento de $-V_T^L$ e $-V_T^U$ nos primeiros dias de vida do CE eram próximos a -200 e a partir do dia 26, o parâmetro $-V_T^U$ permanece próximo a -100, porém $-V_T^L$ alterna entre valores positivos e negativos. Tais comportamentos correspondem a um CE subtropical ou com seclusão quente no centro.

Devido ao grande número de sistemas identificados, foram gerados dois histogramas (Fig. 29) que sumarizam os parâmetros B (Fig. 29a), $-V_T^L$ e $-V_T^U$ (Fig. 29b) dos CB identificados no HS de 1979-2020. Em geral, o parâmetro B (Fig. 29a) exibe valores muito maiores que -10 e 10 (linhas tracejadas vermelhas na Fig. 29a), valores que caracterizam um ciclone tropical. Em torno de 20% dos valores de B estão entre -10 e 10, entretanto isso não implica que os Ciclones são tropicais, mas que do decorrer do ciclo de vida do sistema e em casos o Ciclone é subtropical ou apresenta uma seclusão quente no seu centro, os valores de B se aproximam de zero. Essa hipótese é corroborada pelos valores de $-V_T^U$ na figura 29b, mais de 94% dos sistemas analisados apresentam valores muito menores que zero ($-V_T^U \ll 0$) concordando com os resultados de Hart (2003), Reboita *et al.* (2017b) e Rocha (2018). Além disso, aproximadamente 35% dos CB investigados mostram acentuados valores positivos de $-V_T^L$. Considerando o discutido da literatura anteriormente, e que a maior parte desses CB apresentavam núcleo frio na camada 600-300 hPa, nossos resultados trazem fortes indícios de que parte considerável desses sistemas se formam no modelo conceitual SK. Adicionado a isso, mais de 90% dos CB encontrados iniciaram sobre o oceano, uma clássica característica do CE modelo SK, fortalecendo a hipótese de que esses CB pertencem de fato, ao modelo SK.

Figura 29. Histogramas (%) dos parâmetros B (a), $-V_T^L$ e $-V_T^U$ e (b) do CPS aplicado em todos os CB identificados no HS no período 1979-2020. As linhas tracejadas vermelhas indicam os valores -10 e 10 m e a linha tracejada preta indica o valor zero.

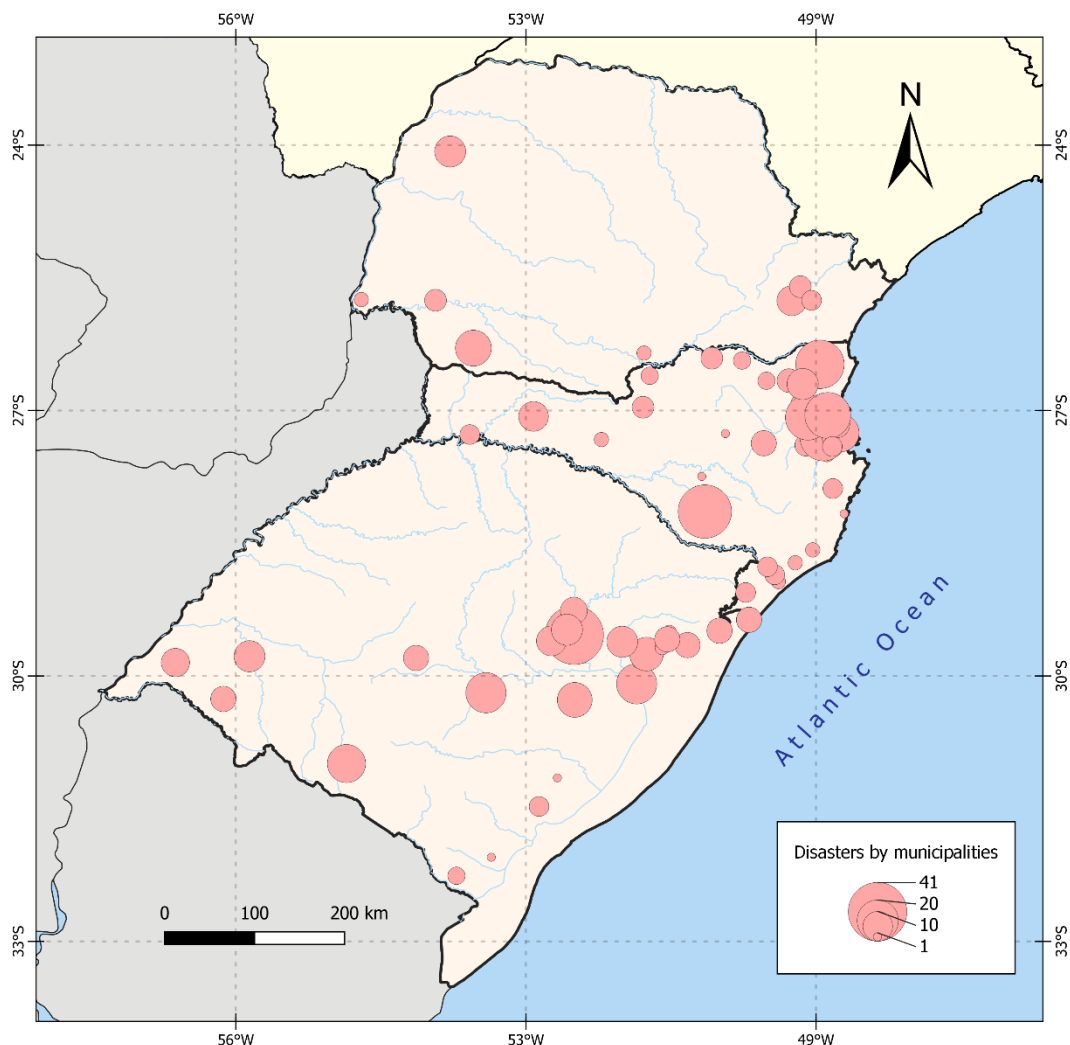


Avila (2018) estudou ciclogêneses explosivas através de inspeção visual dos campos de PNMM e imagens de satélite do GOES-13 no período de 2012-2016 sobre o AS e Oceano Atlântico Sul adjacente e afirmou que todos casos de ciclogêneses explosivas selecionadas e analisadas, se desenvolveram segundo o modelo SK. O autor também afirmou que em todos os casos sempre existiu dobra na tropopausa associada a ciclogênese explosiva e a intrusão de ar seco na atmosfera associado a dobra. Segundo nossos resultados e considerando o comportamento esperado para os parâmetros B, $-V_T^L$ e $-V_T^U$ do CPS quando há uma seclusão quente no centro do CE, não é possível afirmar que todas as ciclogêneses explosivas fazem parte do modelo SK. Portanto, no futuro sugere-se aplicar a metodologia do CPS para cada CB que apresentou indícios de seclusão quente no centro do sistema individualmente.

CAPÍTULO 6: Desastres Naturais associados a passagem de frentes frias

Neste capítulo são apresentados padrões atmosféricos precursores a ocorrência de desastres naturais no SBR na passagem de SF que podem ser usados como prognósticos para auxiliar na gestão de riscos com um conjunto de ações preventivas e mitigadoras afim de minimizar os impactos dos desastres naturais sofridos pela população. Neste estudo, os DN que foram analisados são de natureza hidrológica, devido às influências atmosféricas características dos SF. Houve 120 casos que ocorreram com a presença de um SF sobre o SBR em 60 dias separados, o equivalente a 16% do total do DN registrado pelo Cemaden. A Figura 30 mostra a distribuição espacial dos municípios que foram afetados por DN no período de 2016 a 2020. As regiões mais afetadas são a costa do SC e a região Centro-Leste do RS. Cerca de 64,1% do DN registrado pelo Cemaden foram de natureza hidrológica (entre enchentes, deslizamentos e enchentes), o que corrobora o Atlas Nacional de Desastres Naturais do Brasil (CEPED UFSC, 2012; 2013) que afirma que na SBR, entre 1991 e 2012, os eventos extremos relacionados ao regime pluviométrico prevaleceram sobre outros tipos de desastres. Segundo estimativas do Cemaden, mais de 20.000 pessoas foram deslocadas devido ao impacto dos 120 DN analisados. Uma importante advertência é feita porque o monitoramento realizado pelo Cemaden não cobre todos os municípios dos três estados pertencentes à SBR, o que pode levar à subnotificação do DN devido ao SF em outras cidades da região.

Figura 30. População exposta em áreas de risco por município na região Sul.

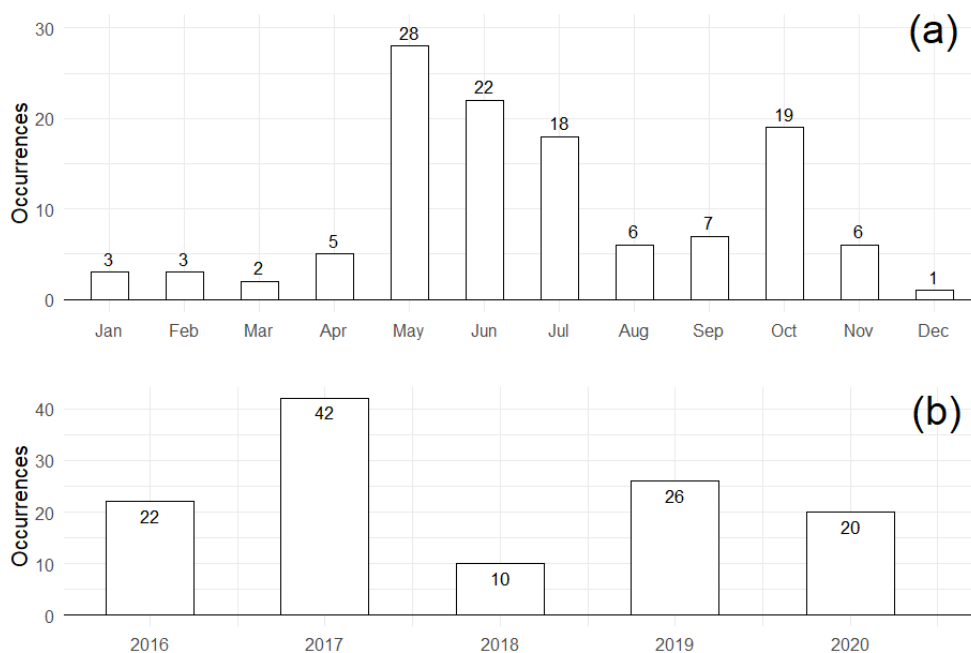


A figura 31 mostra a distribuição mensal (Fig. 31a) e anual (Fig. 31b) dos DN durante o período de 2016 a 2020. A maioria dos DN ocorreram em maio (23%), enquanto o mês de menor ocorrência foi dezembro (0,83%), nota-se ainda um segundo pico em junho (18,3%) e um terceiro em outubro (15,0%). Como citado anteriormente, sistemas como SF e Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) ocorrem durante o ano todo, entretanto, existe maior atividade de SF entre os meses de maio e setembro Cavalcanti; Kousky (2009 e Lemos; Calbete (1996) o que corrobora com os resultados apresentados. Cavalcanti (2009) mostra que na região SBR o número médio de SF que passaram na região são maiores entre julho e outubro.

A distribuição anual (Fig. 31b) destaca que o maior número de DN ocorreu nos anos de 2017 e 2019. Estes anos em destaque foram marcados por chuvas intensas acompanhados por DN que tiveram grande presença na mídia nacional. Em março de

2017, temporais atingiram a região nordeste do RS, especialmente na cidade de São Francisco de Paula, deixando 1600 pessoas desabrigadas e uma morta (FOLHA, 2017). Ainda segundo a Defesa Civil da cidade, houve danos em mais de 500 residências de cinco bairros diferentes. Em maio do mesmo ano, chuvas intensas nas regiões norte, noroeste e oeste do RS obrigaram que 10 municípios declarassem estado de emergência, enquanto a Defesa Civil contabilizou mais de 56 cidades com graves danos Sousa (2017). Em maio, a região oeste do RS teve chuva de 300 mm acima da média Pegorim (2017). Em junho de 2017, 24 municípios do PR, SC e RS declararam situação de emergência devido às chuvas fortes que atingiram a região (2017a, 2017b). No mês de agosto, chuvas deixaram 173 cidades em situação de emergência no RS, e o município de Jaguaruna em SC decretou estado de calamidade pública segundo dados do Ministério da Integração Nacional (2017). Outubro foi marcado por chuvas constantes por três dias que deixaram 25 cidades do RS em situação de emergência. A chuva também prejudicou a agricultura no estado, o plantio do arroz, por exemplo, foi atrasado. Em 2016, na mesma época, mais da metade da área estava cultivada. As máquinas não conseguiam entrar nas lavouras alagadas devido as chuvas constantes (FOLHA, 2017). Em 2019, a Defesa Civil Nacional reconheceu situação de emergência em 27 cidades por causa de desastres diversos (AGÊNCIA, 2019). no Rio Grande do Sul, três municípios foram atingidos por chuvas intensas: Canguçu, Pedras Altas e São Lourenço do Sul. Em outros três, Cachoeira do Sul, Dom Pedrito e Alegre, foram registrados vendavais. Em Itaiópolis (SC) e Viçosa (MG) ocorreram tempestades de granizo (AGÊNCIA, 2019).

Figura 31. Distribuição (a) mensal e (b) anual dos DN no SBR.



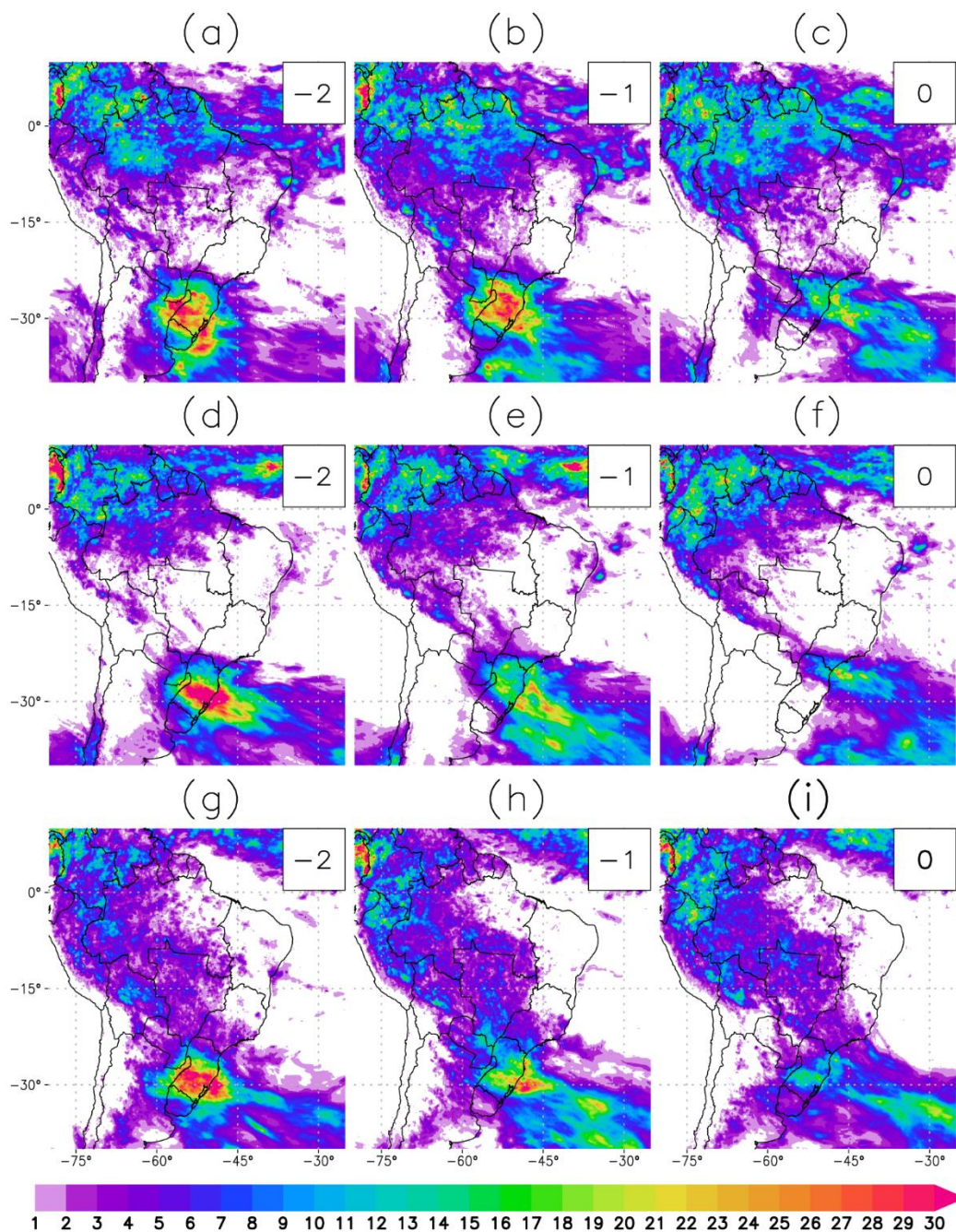
6.1. Avaliação Atmosférica

Os campos médios dos compostos dos DN com presença de SF por estação de ano são mostrados nas figuras seguintes (Fig. 32-42) sendo o painel apresentado com o seguinte esquema: 2 dias antes dos desastres (-2), 1 dia antes do desastre (-1) e dia do desastre (0). Devido haver poucos casos na estação de verão (Fig. 31a), são apresentados somente as estações de outono, inverno e primavera. As anomalias foram calculadas pela diferença entre os compostos sazonais e a média climatológica do período de 1991 a 2020.

Os campos médios de precipitação diários correspondentes aos 60 casos de DN ocorridos na presença de SF entre 2016 a 2020 são mostrados na figura 32. Nas três estações, os maiores acumulados de precipitação são observados no dia -2 e 0 (Fig. 32 a-g) e estão concentradas no RS, com destaque para a região norte e o litoral (inverno, Fig. 32 d-f), oeste (outono, Fig. 32 a-c) e centro do Estado (primavera, Fig. 32 g, h, i) atingindo acumulados maiores que 30 mm dia^{-1} . Seluchi et al. (2017) analisou chuvas intensas em SC associados a passagem de SF e mostrou campos de precipitação similares aos apresentados em outono (Fig. 32 a-c) mas com valores de precipitação máxima de 15 mm dia^{-1} . Enquanto Cavalcanti (2009) mostrou que para a primavera, os maiores acumulados no dia da passagem do SF com valores em torno de 10 mm dia^{-1} . No dia -1

(Fig. 32 b-h), os acumulados de precipitação diminuem, exceto no outono com valores em torno de 30 mm dia^{-1} no estado do RS, oeste do PR e grande parte de SC. No dia 0 (Fig. 32 c-i) sobre o SBR, os valores de precipitação são menos expressivos se comparadas com os dias anteriores mas a orientação espacial condiz com a presença de um SF, os valores de precipitação encontram-se entre 20 e 25 mm dia^{-1} . Ressalta-se os expressivos acumulados de precipitação no outono (Fig. 32 a-c) e na primavera (Fig. 32 g- i) na região leste de SC e Norte do RS. Esses comportamentos apontam a possível existência de acúmulo de água no solo devido às chuvas que precedem a chegada do SF. Isso corrobora com os estudos prévios como Castro (2003) que afirma que os alagamentos ocorrem quando há acúmulo de água nas ruas e nos perímetros urbanos devido a fortes precipitações em cidades com sistemas de drenagens deficientes e inundações ocorrem quando há uma elevação gradual da água, sendo assim, um desastre consequência do outro. Assim, até mesmo pequenos acumulados de precipitação podem iniciar um evento de DN.

Figura 32. Compostos dos campos médios de precipitação (mm dia⁻¹) em outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) a 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).



Para corroborar a análise da precipitação, os campos de anomalia CAPE (J kg^{-1}) são mostrados na Figura 33. O objetivo de avaliar os campos de anomalias é determinar se o comportamento observado nos compósitos (-2, -1 e 0 – Figure 32) são distintos ou similares à climatologia de SF. O CAPE é usado para avaliar as condições de instabilidade atmosférica ou critério de equilíbrio de convecção (EMANUEL, 1994). Em geral, os valores CAPE de 1.000 a 2.500 J kg^{-1} são considerados altos, valores acima de 2500 J kg^{-1}

¹ indicam instabilidade pronunciada e acima de 4000 J kg^{-1} indicam instabilidade extrema (NASCIMENTO, 2005). Na primavera, uma grande área com valores de 500 J kg^{-1} acima da média no dia -2 (Figura 33g) e dia -1 (Figura 33h) é observada sobre o norte-nordeste da Argentina, sul-centro do Paraguai e centro-oeste da SRB, e os valores de 300 J kg^{-1} no dia 0 (Figura 33i) sobre os estados de PR e SC. Os valores e padrões espaciais mostrados concordam com os resultados para os compostos da primavera (Figuras 34g – i) e são estatisticamente significativos, confirmando que os compósitos são estatisticamente diferentes quando comparados com a climatologia de SF. O padrão espacial da anomalia CAPE no inverno (Figuras 33d – f) e no outono (Figuras 33a – c), foram semelhantes aos da primavera com valores menos pronunciados. O outono e o inverno mostram valores consideráveis como acima de 400 J kg^{-1} (Figura 33b) e acima de 200 J kg^{-1} (Figura 33e). Em todas as estações, um dia antes de DN (-1) ter sido observado na SBR, os compostos são estatisticamente diferentes climatologicamente. A análise dos campos compostos médios de CAPE (J kg^{-1}) (Figura 34) em todas as estações, um núcleo CAPE é observado entre a SRB ocidental, sul do Paraguai e nordeste da Argentina com valores acima de 1000 J kg^{-1} na primavera, 900 J kg^{-1} no outono e 500 J kg^{-1} no inverno. Na primavera, uma extensa área é observada dois dias antes do DN com valores acima de 1000 J kg^{-1} .

Figura 33. Anomalia do composto dos campos médios de energia potencial convectiva disponível (CAPE, em J kg^{-1}) no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.

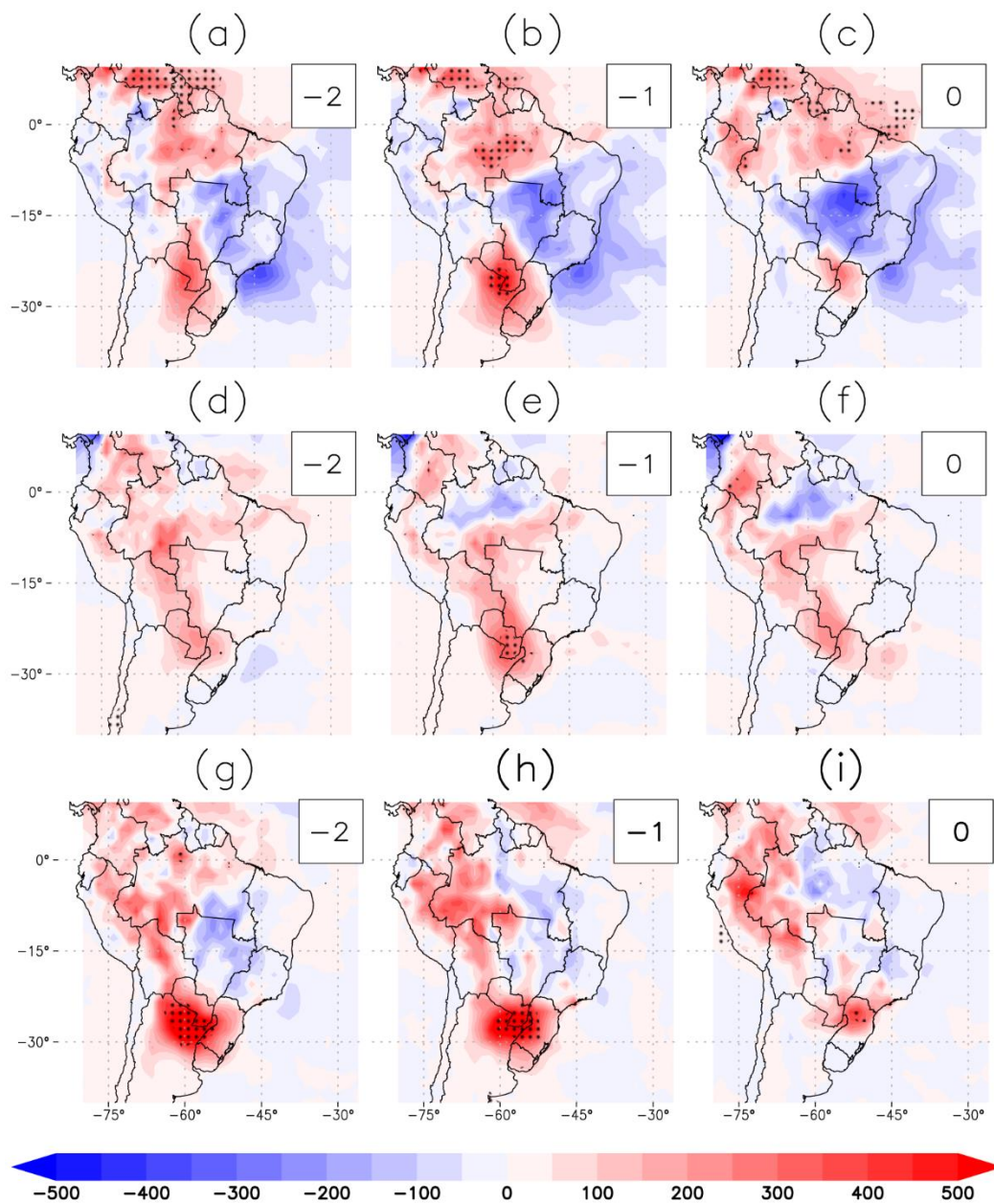
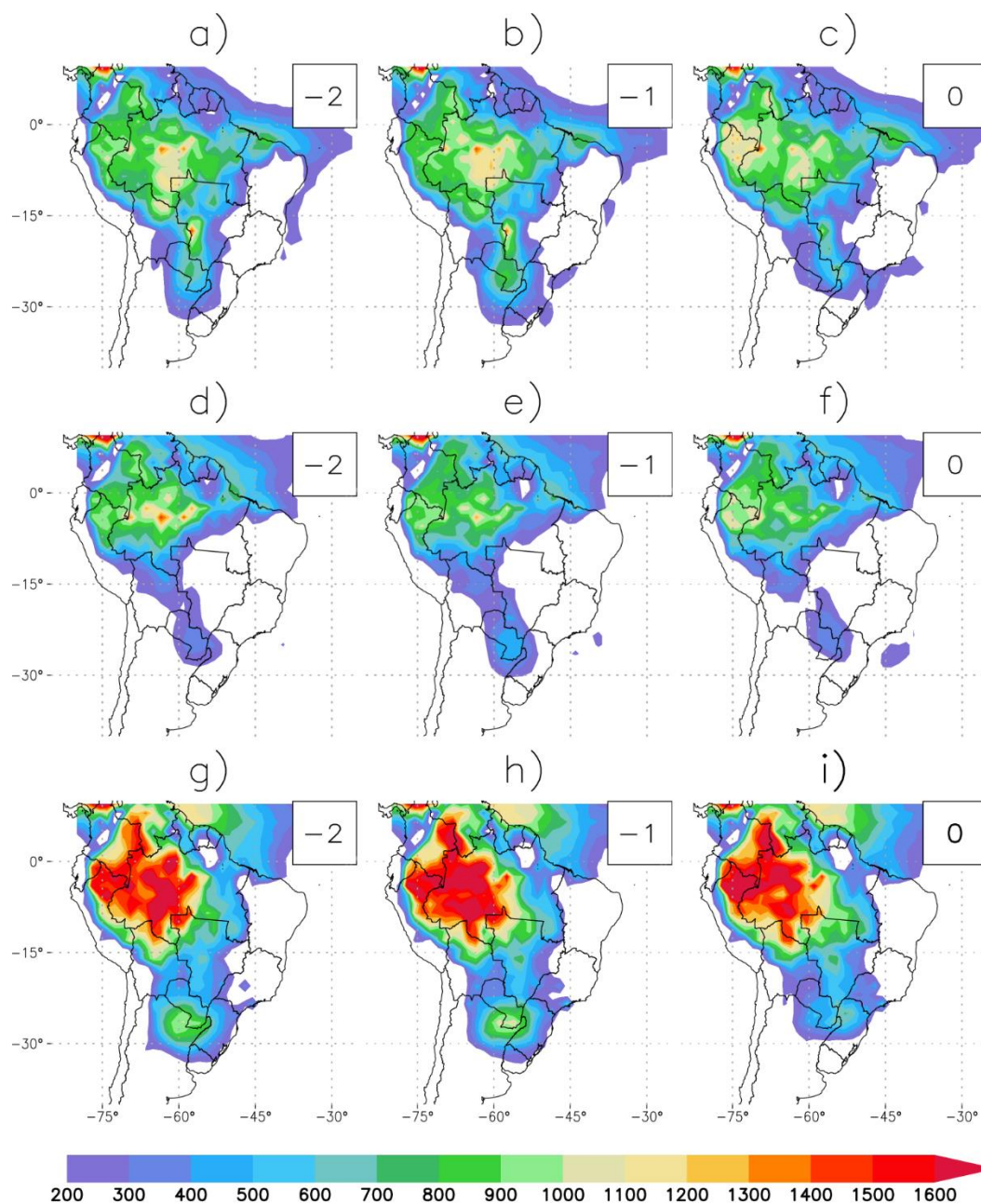


Figura 34. Compostos dos campos médios de energia potencial convectiva disponível (CAPE, em J kg^{-1}) em outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) a 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).



A anomalia dos campos PNMM e a espessura da camada (hachuradas) (Figura 7) nos permitem observar claramente o deslocamento da baixa pressão (isolinhas) de oeste para leste em todas as estações entre 20° e 30° Sul. Na primavera (Figuras 35g-i), as isolinhas da anomalia PNMM são mais definidas do que no outono (Figuras 35a-c) e inverno (Figuras 35 d-f) devido ao maior aquecimento observado na anomalia positiva da espessura da camada. Em todas as estações, o deslocamento de uma alta pós-frontal é

observado através dos campos de anomalia de espessura da camada na parte de trás da baixa pressão (isolinhas). No outono, dias -2, -1 e 0, observa-se regiões de significância estatística da espessura da camada a leste da SBR adjacente ao oceano. Observa-se, principalmente na primavera, que o canal associado ao SF e o gradiente de pressão associado ao SF e o gradiente de pressão mais ao sul do continente são mais intensos que a climatologia do SF, confirmada pela significância estatística destas anomalias sobre o SBR. Assim, os SF que iniciam um DN são mais intensos do que os outros SF da região.

Um comportamento semelhante do composto médio do campo PNMM e da espessura da camada 500-1000 hPa é observado durante todas as estações em todos os três dias (Figura 36). No dia -2, um centro de baixa pressão é observado na região do Baixo Chaco, mesmo no inverno, quando é esperada uma ausência deste sistema (SELUCHI *et al.*, 2003). Entretanto, em estudos anteriores, este sistema é observado 1 dia antes da chegada do SF (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009). Os valores significativos da espessura da camada na primavera na região do Chaco requerem atenção. A primavera é uma estação de transição e são esperados valores mais baixos. Portanto, estes resultados indicam que nos dias anteriores ao DN, na primavera, a coluna atmosférica é muito mais quente do que a climatologia do SF. No dia -1, observa-se o deslocamento para leste da baixa pressão. Além disso, infere-se que o ciclone extratropical associado ao SF no dia DN está localizado sobre o Oceano Atlântico Sul abaixo da latitude 40° Sul e 47° Oeste. Pela análise da espessura do campo 500-1000 hPa, é possível acompanhar o deslocamento para leste do SF a partir do dia -2 até o DN.

Figura 35. A anomalia do composto da pressão média do nível do mar (isolinhas, hPa) e da espessura da camada (500-1000 hPa, hachuradas) no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.

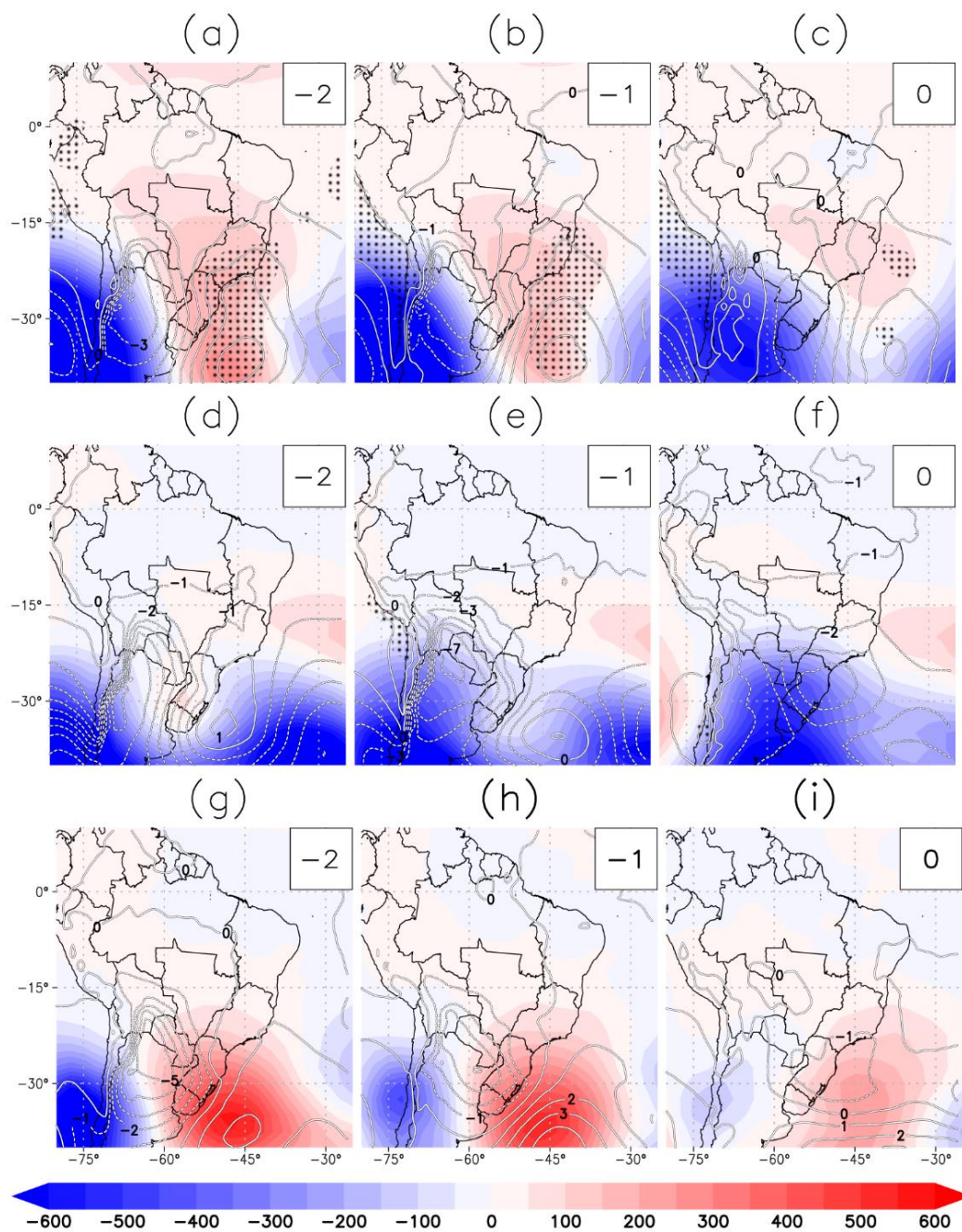
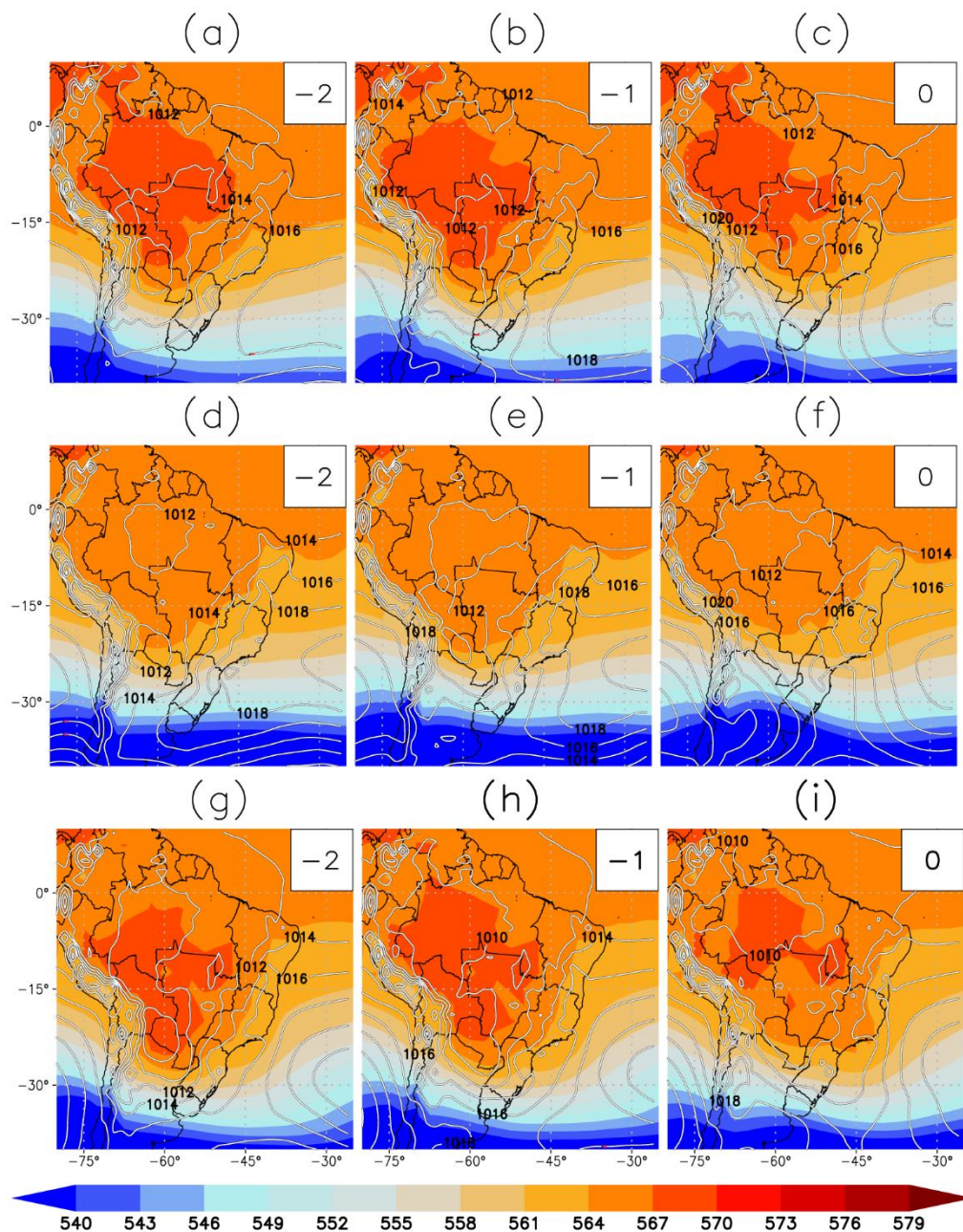


Figura 36. Compostos dos campos médios dos campos médios de pressão ao nível médio do mar (contorno, hPa) e espessura da camada (500 – 1000 hPa) no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).



As anomalias dos campos de umidade específica (hachuradas) e vento (setas) ao nível de 925 hPa são mostradas na Figura 37. Em três estações (outono, inverno e primavera), anomalias positivas de umidade específica são observadas na região SBR nos três dias. O campo de vento no inverno mostra um padrão semelhante ao fluxo de jato; ventos anormalmente intensos na direção noroeste-sudeste de forma proeminente no dia -1 (Figura 37e), também observados no dia -2 (Figura 37d) e no dia 0 (Figura 37f). No outono, um comportamento mais meridional dos ventos é observado no dia -2 (Figura

37a) e no dia -1 (Figura 37b). O comportamento espacial da anomalia específica de umidade na primavera (Figuras 37g-i) se assemelha ao comportamento espacial dos compostos de CAPE (Figura 34 g-i) e anomalia de CAPE (Figuras 33g-i), um indicativo interessante do acúmulo de umidade e calor que intensifica o desenvolvimento da atividade convectiva no SBR. Em todos os dias de outono e inverno (exceto outono -2 e 0), é observada significância estatística onde a umidade específica está acima dos valores climatológicos do SF sobre o SBR e sobre a região de escoamento da umidade específica. Os resultados da anomalia confirmam novamente que os SF que estão causando desastres são diferentes, com a influência do escoamento intenso sobre a SBR, causando maior convergência de umidade e contribuição para a convecção.

Calculou-se a convergência da umidade integrada ($\text{kg kg}^{-1} * \text{s}^{-1}$) na camada de 1000–700 hPa para identificar como os rios atmosféricos podem impactar na formação de precipitação intensa na região (Figura 38). Os resultados mostram uma forte convergência semelhante em direção ao oeste da SBR e confluência dos ventos na região da SRB em -1 dia no outono e no inverno. Na primavera, as Figuras 38g-i mostram os maiores valores de convergência em -2 dias. Pela análise do campo de vento, a convergência da umidade integrada é bastante meridional, concentrada no centro-sul do Paraguai em todos os dias analisados. A direção do vento muda, assumindo uma direção noroeste-sudeste até o dia 0.

Figura 37. A anomalia do composito de campos médios de umidade específica (hachurado, em kg kg^{-1}) e direção do vento (setas) a 925 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.

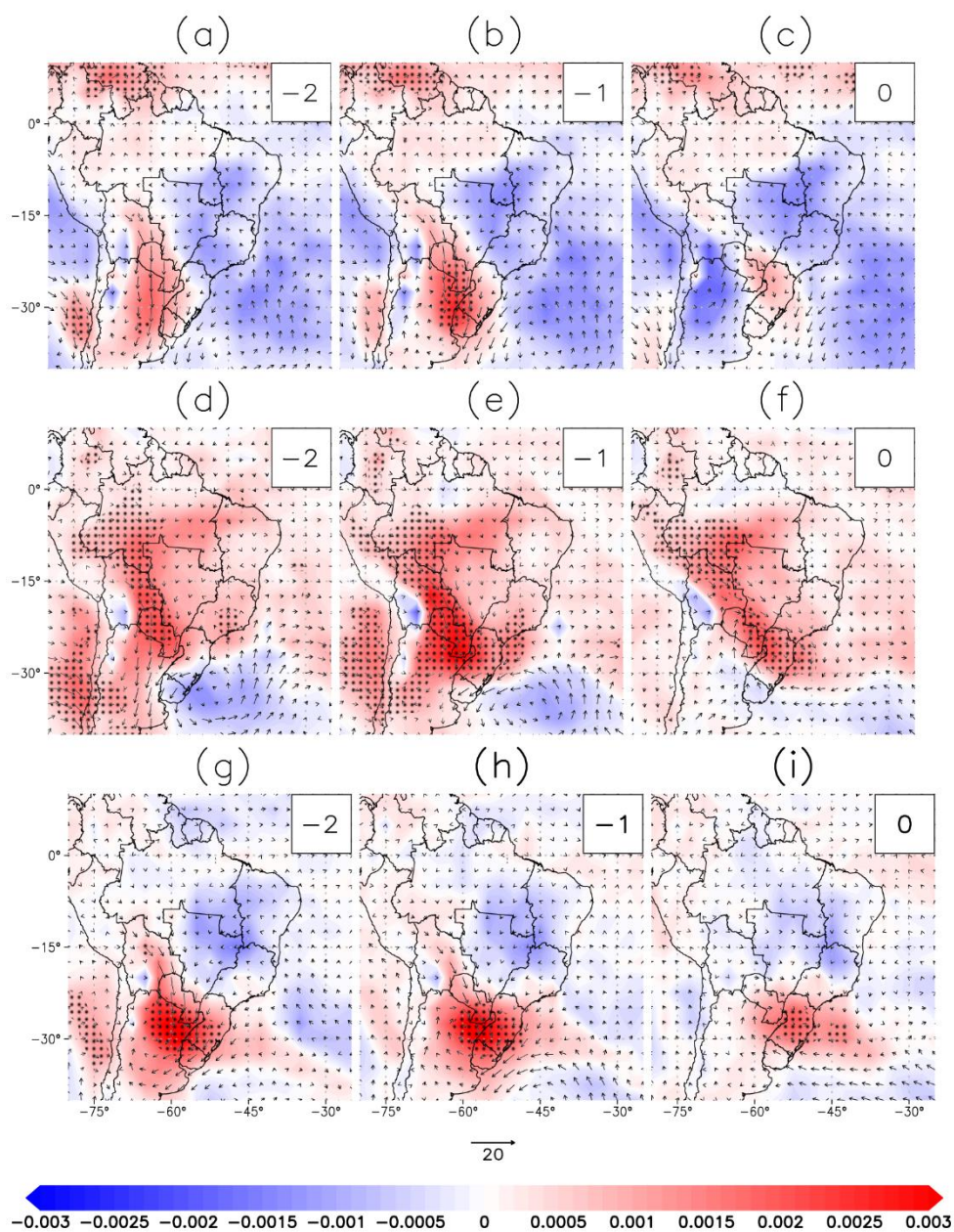
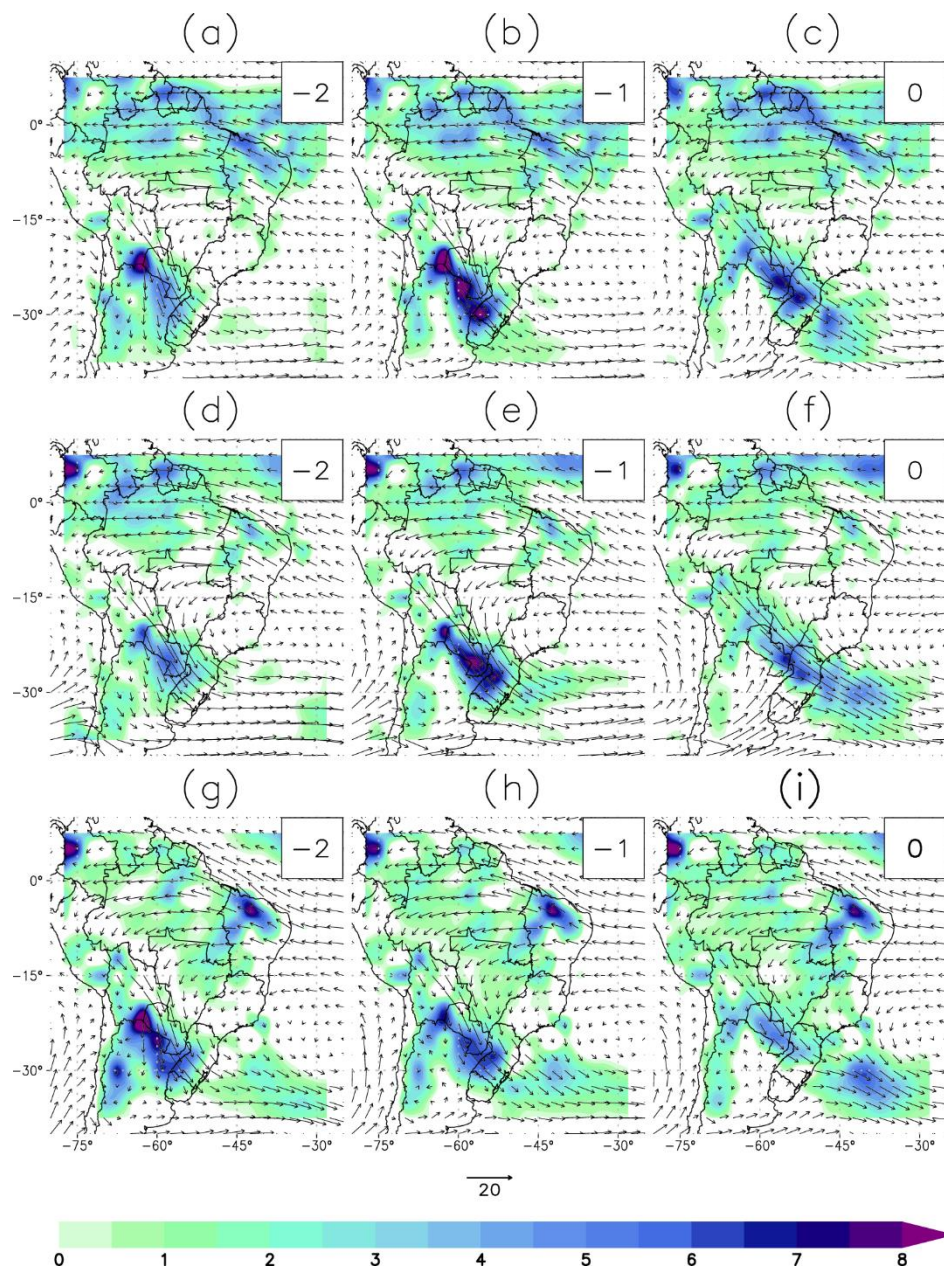


Figura 38. Compostos de convergência de umidade integrada ($\text{kg kg}^{-1} * \text{s}^{-1}$) na camada de 1000–700 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i).



A análise da magnitude do vento (hachuradas) e da anomalia de direção (setas) campos médios a 850 hPa (Figura 39) no outono, inverno e primavera mostram valores de direção e intensidade acima da climatologia SF na direção noroeste-sudeste na região de saída do JBN principalmente um dia antes do DN em todas as estações (Figuras 39b–h). Em todos os dias (exceto na primavera do dia 0) (Figura 39i), uma diferença estatística entre eventos DN e climatologia é observada, inclusive na região da saída do JBN, especialmente no inverno.

Com base nos critérios descritos por Bonner (1968) e adaptados para a AS por Marengo et al. (2004) (velocidade do vento a 850 hPa acima de 12 m s^{-1} ; cisalhamento vertical entre 850 e 700 hPa; componente de vento meridional negativo e módulo de componente meridional maior que o módulo de componente zonal) aplicados nos compostos médios de velocidade do vento e direção do vento ao nível de 850 hPa (Fig. 40), foi confirmada a presença do JBN (Marengo et al., 2004; Salio et al., 2002; Vera et al., 2006). Os JBN são observados nos dias -2 e -1 no outono e inverno com valores de velocidade do vento superiores a 15 m s^{-1} . Não é raro observar a ocorrência do JBN durante todo o ano. Na estação quente, o JBN traz ar tropical úmido da Amazônia enquanto que na estação fria, estação durante a qual os DN investigados neste estudo ocorreram, o JBN traz ar marítimo tropical do Oceano Atlântico subtropical que é menos úmido que as massas de ar tropical da Amazônia (Marengo et al., 2004). Esta mudança meridional cria condições para uma atmosfera úmida a noroeste do SBR, que posteriormente fornece entrada de umidade a um SF que gera um DN.

Figura 39. A anomalia do composto de campos médios de velocidade do vento (hachurado em m s^{-1}) e vento (setas) a 850 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0). As linhas pontilhadas representam as regiões com significância estatística de 99%.

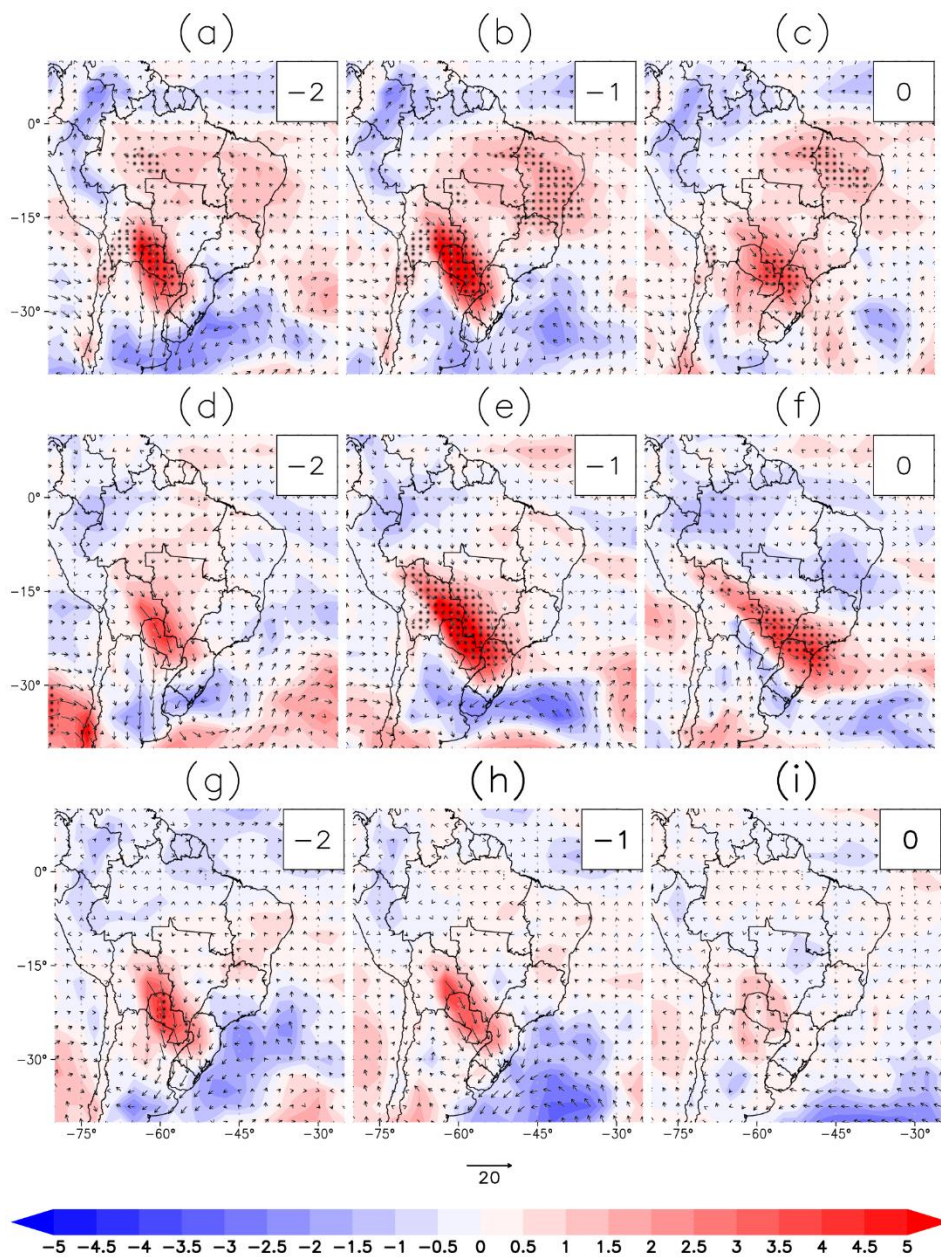
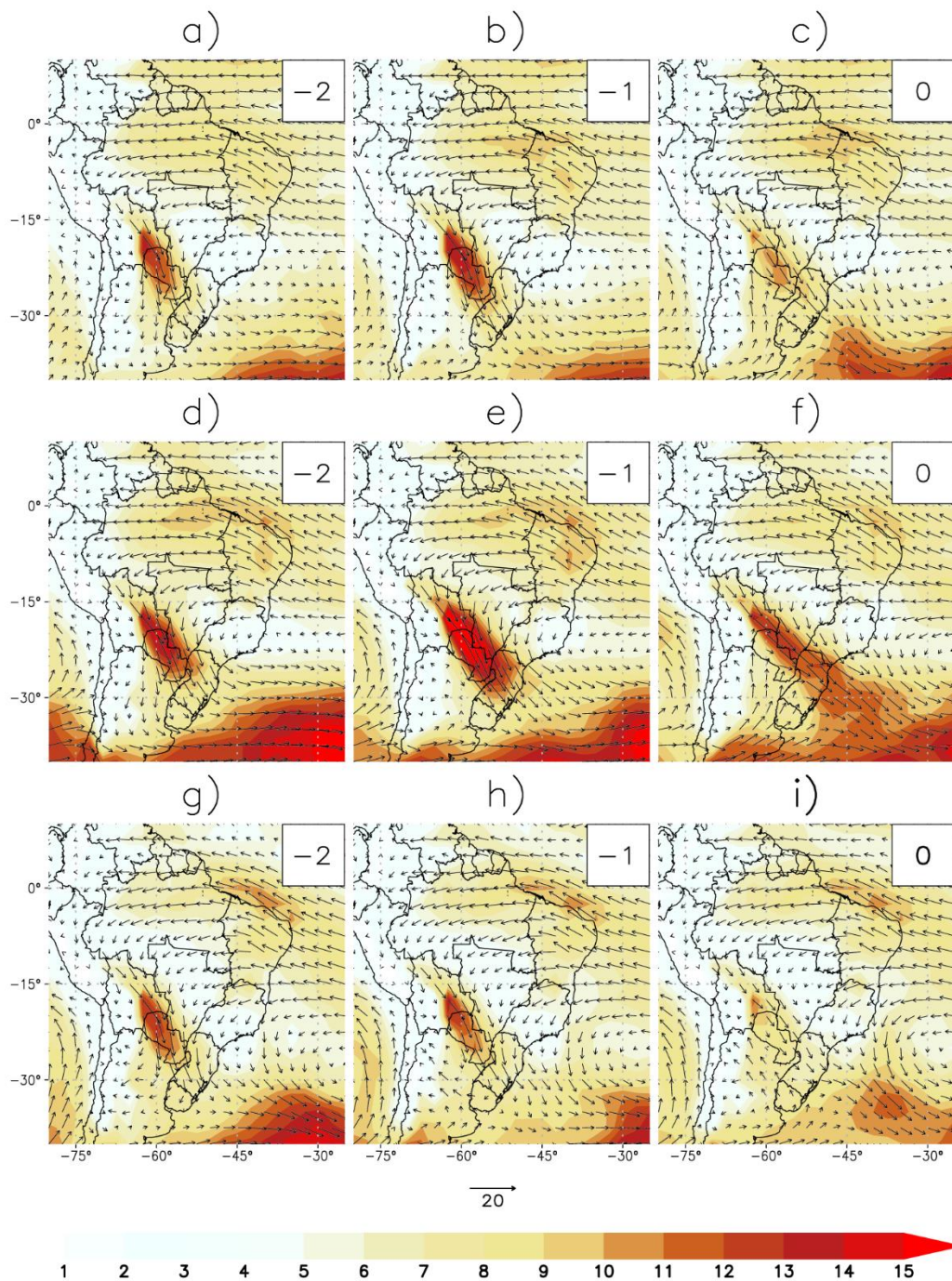


Figura 40. Composto de campos médios de velocidade do vento (hachurado em m s^{-1}) e vento (setas) a 850 hPa no outono (a–c), inverno (d–f) e primavera (g–i) 2 dias antes (-2), 1 dia antes (-1) e o dia do evento (0).



Em todas as estações, são observadas anomalias na velocidade do vento a 250 hPa (Figura 41) circulações ciclônicas na região alta pós-frontal discutida anteriormente. No outono (Figuras 41a–c), as setas indicam a direção noroeste-sudeste na região do jato com valores 10 m s^{-1} acima da climatologia dos SF. No inverno (Figuras 41d–f), valores anômalos negativos são observados a oeste da SBR no dia -2 e sobre a SBR no dia -1. Na

primavera (Figuras 41g–i), valores anômalos da velocidade do vento são observados em todos os 3 dias, com uma direção leste–oeste. Somente o outono mostrou significância estatística de 99% na região do jato em todos os dias; uma confirmação dos compósitos é estatisticamente maior do que a climatologia do SF naquela estação. Como os campos médios da anomalia não mostram uma diferença clara entre o DN derivado do SF e o SF comum, pode-se deduzir do deslocamento observado que a frente de onda é menos intensa. Portanto, o sistema se move mais lentamente causando acumulações de precipitação por mais tempo em vez de o SF se mover mais rapidamente.

Os compostos médios de velocidade do vento foram analisados para os níveis altos (250 hPa). A Figura 42, mostra a presença do jato de alto nível (PEZZI *et al.*, 1996) que está bem estabelecido nas três estações, uma característica bem conhecida do SF em níveis altos da atmosfera. No inverno, como esperado, a composição dos casos mostrou o jato posicionado entre 25° e 35° Sul sobre o Oceano Atlântico, com um comportamento muito zonal e valores acima de 45 m s⁻¹, ligeiramente superior ao esperado (PEZZI *et al.*, 1996). No outono, quando o jato inicia o processo de intensificação, o comportamento esperado foi observado, sendo posicionado ao sul do AS e do Oceano Atlântico entre 30° e 40° Sul mostrando valores de velocidade do vento entre 35 e 45 m s⁻¹. Na primavera, quando o jato perde a intensidade, os jatos são posicionados abaixo da posição climatológica (30° Sul). Os valores de velocidade do vento esperados na climatologia foram observados em torno de 34 m s⁻¹, mas nos três dias da composição do evento foram identificados valores acima de 45 m s⁻¹. Em todas as estações, uma crista no dia -2 posicionada entre 35° e 40° Sul e 75° Oeste movendo-se para leste é observada, de acordo com a altura pós-frontal observada na Figura 42. É detectada a presença clara de uma circulação anticiclônica de alto nível semelhante a Alta da Bolívia (AB) em todas as estações e dias, exceto na primavera do dia 0 (Fig. 42). Tanto no inverno quanto no outono, esta alta pressão está localizada a sudeste do Amazonas e noroeste do Mato Grosso. No inverno, espera-se que os ventos em níveis elevados tenham características zonais, ou seja, sem giros ciclônicos ou anticiclônicos em alta troposfera sobre a região AB, diferente dos compostos da Figura 42. Na primavera, época em que o AB começa a aparecer sobre a Amazônia central, a alta é posicionada mais a oeste da Amazônia

Figura 41. Similar a figura 39, mas para o nível de 250 hPa.

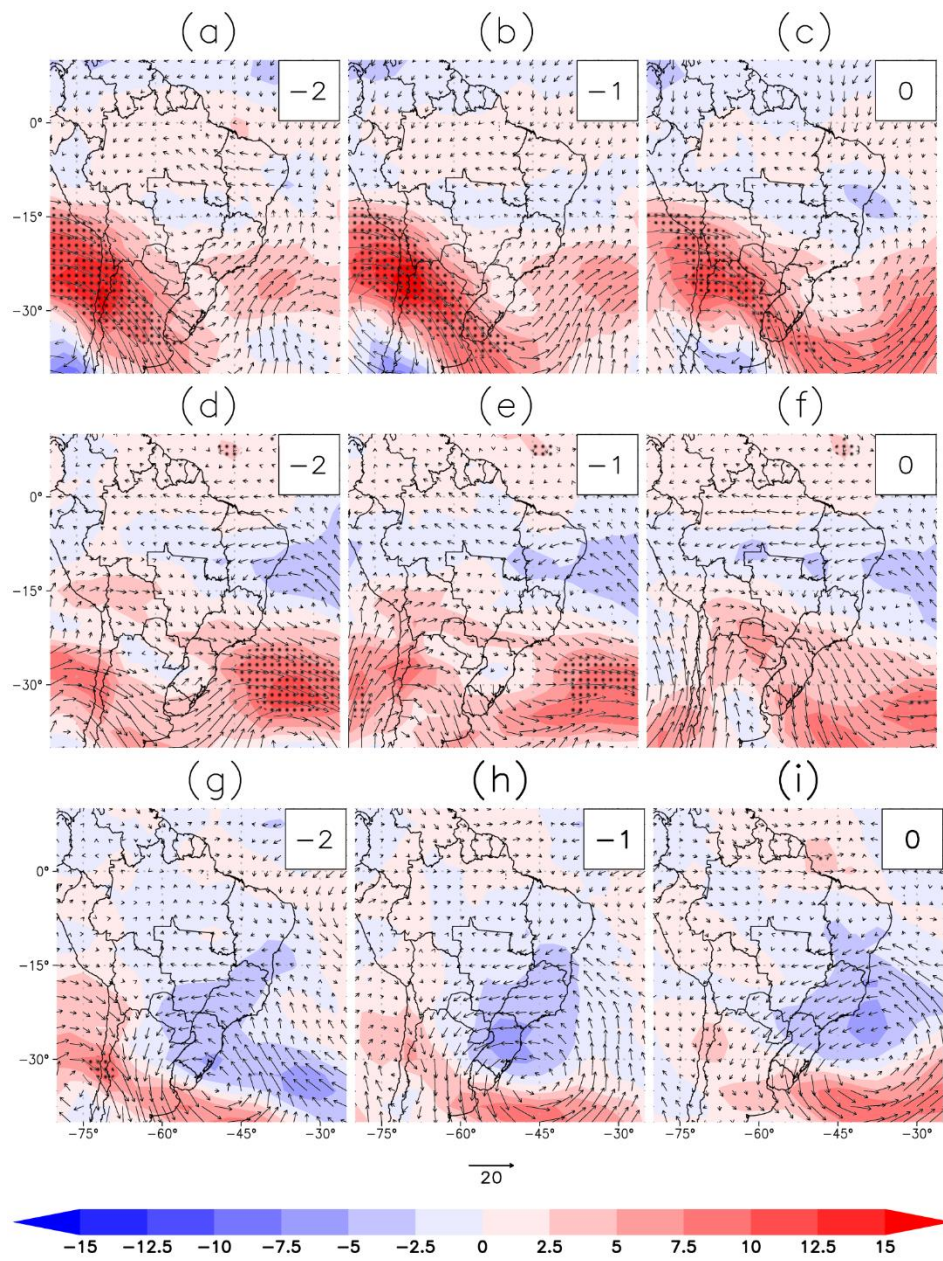
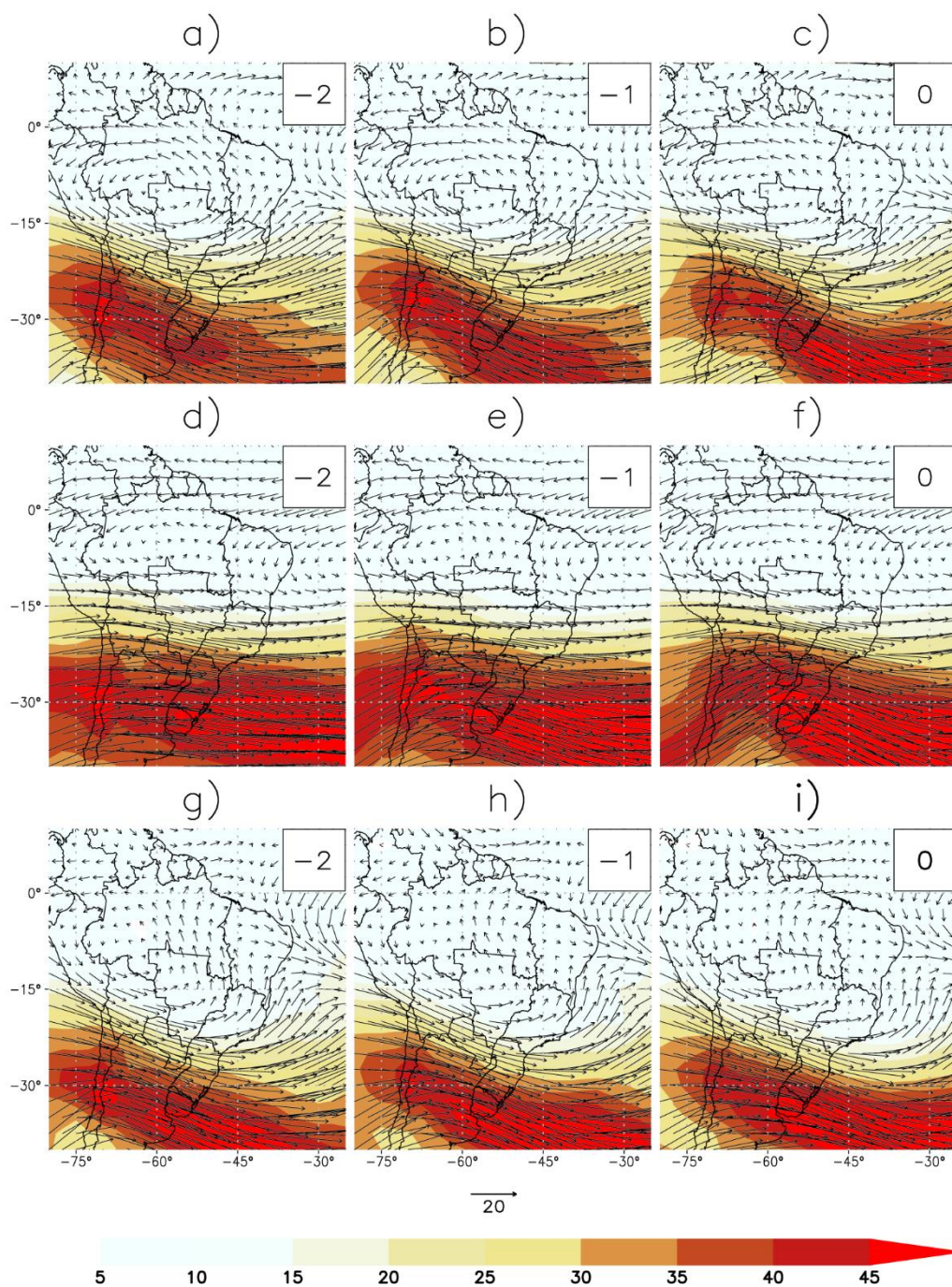


Figura 42. Similar a figura 40, mas para o nível de 250 hPa.



Foram geradas medidas estatísticas descritivas para cada variável meteorológica analisada (Tabela 5) e para cada município afetado por um DN. Os valores de precipitação apresentados na Tabela 5 mostram que os valores médios na primavera do dia -1 são mais intensos que o dia -2 e o dia 0. Enquanto no inverno, os valores mais altos são observados no dia -2 e os valores baixos são observados no dia 0. A primavera é semelhante ao que foi observado no outono: valores mais altos no dia -1, mas com menor intensidade em

relação ao dia -2. Nas três estações, os desvios padrão foram bastante semelhantes, variando entre 30 e 45 nos dias -2 e -1. Nos dias após o DN, foram registradas pequenas precipitações. Estes resultados corroboram o padrão espacial observado na Figura 32 e são fortes indicações de que as chuvas antes da chegada do SF sobre a região saturam o solo sobrecarregando o sistema de drenagem urbana com um grande acúmulo de água; assim, a chegada do SF com as características apresentadas neste estudo inicia o DN. Além da discussão já realizada sobre os valores de precipitação na Tabela 5, a Figura 43 mostra a precipitação média diária e nos permite ver que nos meses de março, maio, setembro e outubro, a precipitação no dia DN é maior que a climatologia. Estes resultados mostram que as chuvas associadas ao DN são mais intensas, gerando o potencial de causar o DN.

Em geral, as características atmosféricas são consistentes com a passagem de um SF sobre a região de interesse. Antes da chegada do SF, a temperatura aumenta de dia -2 para dia -1 e, conseqüentemente, a pressão atmosférica diminui e, após a passagem do SF, a temperatura continua a diminuir enquanto a pressão aumenta. Entretanto, na primavera, a pressão atmosférica mínima ocorreu no dia -1, ao contrário do que se espera na chegada de um SF (Figura 35). Outro comportamento incomum observado na primavera foi o aumento da temperatura 2 dias após a passagem do SF. Estes resultados indicam que na primavera, a atmosfera estava muito quente, corroborada pelos valores anômalos de temperatura, sempre positiva, e pressão atmosférica, sempre negativa, que pode estar relacionada com o JBN e a conseqüente entrada de umidade na região. Outro resultado incomum são os valores anômalos de temperatura no inverno, 4°C mais baixos que a média climatológica do SF, indicando quão fria a atmosfera era antes e durante o DN.

Durante todas as estações, a direção do vento foi no quadrante sudeste (90° a 180°) com valores de velocidade do vento em torno de 2,4 m s⁻¹ e valores 1,5 m s⁻¹ acima da média. A umidade específica (kg kg⁻¹), em todas as estações, aumentou de dia -2 para dia -1 e diminuiu de dia -1 para dia 0, este comportamento está relacionado com as chuvas mais intensas ocorridas no dia -1, diminuindo a umidade presente na atmosfera. Em todos os dias e em todas as estações os valores específicos de umidade estavam acima da média climatológica, em torno de 0,00584 kg kg⁻¹.

Os valores médios de CAPE corroboram o comportamento espacial observado nas Figuras 33 e 34. A primavera mostra valores médios muito pronunciados, indicando uma atmosfera com instabilidade pronunciada e mais intensa que as outras estações do ano.

Para a maioria das variáveis analisadas, os desvios padrão foram baixos, exceto CAPE e direção do vento, devido à variabilidade das variáveis. O CAPE pode mudar rapidamente entre a formação de convecção (valores altos de CAPE) e a precipitação (valores baixos de CAPE) enquanto que a direção do vento, sendo medida em graus, alterna os valores da direção norte entre 0° e 360°, o que influencia fortemente a média.

Figura 43. Precipitação média diária (mm) em eventos de DN 2 dias antes, 1 dia antes, dia do evento e da climatologia

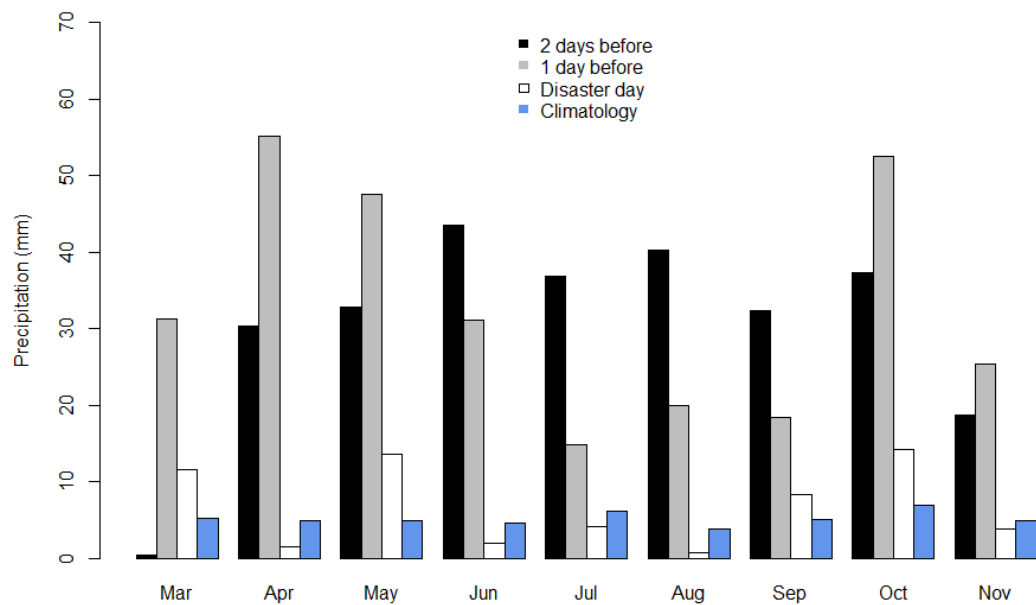


Tabela 5. Medidas estatísticas (média, desvio padrão, anomalia e média do acumulado) das variáveis meteorológicas estudadas em cada município afetado por DN.

Outono	Temperatura(°C)			Umidade específica (kg kg ⁻¹)			Pressão (mb)			CAPE (J kg ⁻¹)			Vel do vento (m s ⁻¹)			Direção do vento (°)			Precipitação (mm)		
	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	
	19,0	3,2	0,13	0,01219	0,00218	0,00644	1016,2	3,1	0,6	190,0	329,2	-3,58	2,2	1,5	1,3	140,8	120,5	65,5	31,0	41,6	2 dias antes
	19,4	3,0	0,50	0,01280	0,00188	0,00705	1015,5	3,6	-0,1	292,1	409,0	98,52	2,4	1,2	1,5	117,8	105,0	42,6	47,9	44,1	1 dia antes
	18,6	2,9	-0,22	0,01268	0,00219	0,00693	1014,4	4,1	-1,3	256,9	413,2	63,30	2,1	1,0	1,2	206,7	118,2	131,5	11,8	15,7	Dia do DN
Inverno	Temperatura(°C)			Umidade específica (kg kg ⁻¹)			Pressão (mb)			CAPE (J kg ⁻¹)			Vel do vento (m s ⁻¹)			Direção do vento (°)			Precipitação (mm)		
	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	
	14,3	2,7	-4,63	0,00906	0,00194	0,00345	1017,4	3,7	1,8	60,7	117,5	-127,0	2,4	1,8	1,7	138,7	94,2	56,3	39,9	33,5	2 dias antes
	14,5	2,8	-4,38	0,00962	0,00159	0,00401	1015,0	4,3	-0,6	85,1	126,3	-102,6	2,2	1,5	1,5	170,0	105,9	87,6	21,8	32,3	1 dia antes
	14,6	2,6	-4,34	0,00951	0,00180	0,00390	1013,3	4,6	-2,3	77,8	80,0	-109,9	2,2	1,6	1,4	198,3	94,3	115,9	2,9	7,2	Dia do DN
Primavera	Temperatura(°C)			Umidade específica (kg kg ⁻¹)			Pressão (mb)			CAPE (J kg ⁻¹)			Vel do vento (m s ⁻¹)			Direção do vento (°)			Precipitação (mm)		
	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	anom.	média	sd	
	19,2	2,6	1,23	0,01245	0,00185	0,00689	1013,6	3,8	-2,0	280,3	341,8	88,4	2,6	1,8	1,7	110,0	70,2	22,3	32,7	30,2	2 dias antes
	19,3	3,0	1,23	0,01273	0,00197	0,00716	1013,2	4,0	-2,4	342,0	397,6	150,0	2,7	2,1	1,8	119,9	83,1	32,2	38,0	45,3	1 dia antes
	18,8	2,4	0,59	0,01229	0,00256	0,00672	1013,7	4,5	-1,8	227,8	243,1	35,9	2,8	2,0	1,9	132,7	79,6	45,0	10,7	16,9	Dia do DN

4. CONCLUSÕES

Nesse trabalho, foi realizado a climatologia dos CB para o HS, utilizando os dados do ERA5 no período de 1979 a 2020 e a metodologia de Mendes *et al.* (2009) e Trigo *et al.* (1999) com o objetivo de avaliar as características físicas, tendências e estrutura vertical dos sistemas em uma reanálise mais atual e um período mais extenso e atualizado. O número total de sistemas identificados foi 587 em todo o período, sendo a maior parte (44.2%) no inverno e a menor (6.1%) no verão. O mês com maior ocorrência de CB foi agosto e o menor, janeiro. A análise da densidade espacial dos CB no HS mostraram boa concordância com o visto na literatura (BITENCOURT *et al.*, 2013 ; LIM e SIMMONDS, 2002; REALE *et al.*, 2019). A localização preferencial dos CB ocorre ao redor da Antártida, em uma espécie de espiral em todo seu em torno. Outras regiões que apresentaram atividade de CB foram: A área ciclogênica da AS à sudeste do Uruguai sobre o Oceano Atlântico Sul; Sudeste do continente Australiano; e no Mar da Tasmânia. A maioria das ciclogênese de CB ocorre na faixa de latitudes entre 60°~65° Sul independente da estação do ano. Foram observadas ciclogêneses nas faixas de latitudes mais baixas (20°~30° Sul) nas estações de verão e primavera. Relativo a outros trabalhos que realizaram climatologias de CB no HS (ALLEN *et al.*, 2010; BITENCOURT *et al.*, 2013; LIM e SIMMONDS, 2002; REALE *et al.*, 2019), os resultados apresentados nesse estudo mostram boa concordância e similaridade.

As características físicas e dinâmicas dos CB que são foram investigadas. O tempo de vida médio do CB no HS é igual a 3.63 dias no verão e 2.85 no inverno sendo mais de 30% com 2 a 3 dias de vida. Observa-se pouca variabilidade entre as estações, porém, o verão é a estação que os CB têm o maior tempo de vida. Valores similares são observados por Lim e Simmonds (2002), Reale *et al.* (2019) e Fu *et al.* (2020). Os valores de velocidade máximos e mínimos não sofrem muita variação em diferentes estações, por se tratar de um sistema de intensificação rápida e mostram boa concordância com os observados na literatura (BITENCOURT *et al.*, 2013; LIM e SIMMONDS, 2002; REALE *et al.*, 2019). A pressão mínima e máxima no centro do sistema, característica que indica a intensidade do CB, exibiu valores mínimos que vão de 920 a 1000 hPa. Outros trabalhos que avaliaram a pressão mínima no centro do CB encontraram os valores médios iguais a 963.40 hPa no HS (REALE *et al.* 2019) e 965.1~975.0 no HN (FU *et al.*

2020). Sazonalmente, os valores mínimos de pressão no centro do CB são observados em outono e inverno, comportamento climatologicamente esperado. A taxa de cavamento (hPa/6h) neste trabalho, os valores encontram-se entre -24 e -40 hPa/6h, ou seja, os CB identificados nesse estudo tiveram um aprofundamento de, em média, 4 hPa por hora.

Foram aplicados testes de estatísticos que avaliam, os pressupostos de normalidade, homocedasticidade e independência da série temporal de CB no HS e, posteriormente, a existência de tendência, ponto de ruptura e magnitude de aumento no número de sistemas. Com todos os pressupostos atendidos, o resultado do teste de Mann-Kendall indicou tendência de aumento no número de CB (p-valor = 8.503983e-06) confirmando a existência de tendência número de CB ao longo do tempo. O teste de Pettit mostrou que a ruptura da série temporal ocorreu no ano de 1999 e através da magnitude de Sen, foi identificado aumento igual a 0.25 por ano, ou seja, a cada 4 anos há o aumento de 1 CB na série temporal. Segundo os resultados e comparando com estudos prévios, a tendência de aumento no número de sistemas é relativamente menor o que pode estar relacionado com a nova geração de dados reanalisados utilizados ou da metodologia empregada.

A metodologia do CPS foi empregada nos CB identificados nesse trabalho. Os resultados mostram que a maioria dos CB identificados são simétricos e tem um núcleo frio concordando com a densidade espacial. Foi observado que a maioria dos CB começam seu processo com assimetria térmica moderada a intensa e forte estrutura de núcleo frio e que a maioria dos CB tem na sua ciclogênese uma estrutura de núcleo frio em baixos níveis com magnitude similar a dos altos níveis. Ressalta-se que uma parcela dos CB teve ciclogêneses com núcleo quente em baixos níveis, ou seja, são ciclones de transição (subtropicais) e apresentam seclusão quente como os ciclones do modelo Shapiro-Keyser. Em torno de 20% dos CB identificado apresentam valores de B entre -10 e 10, entretanto isso não implica que os Ciclones são tropicais. Em casos que o CE se tornado subtropical ou apresenta uma seclusão quente no seu centro, os valores de B se aproximam de zero. A análise do vento térmico em altos e baixos níveis corroboram a hipótese de que esses ciclones seguem o modelo SK como demonstrado por Hart (2003).

Foi realizada uma análise das condições climáticas associadas à SF que desencadeou a DN sobre a SBR de 2016 a 2020. O DN ocorre principalmente no inverno (junho e julho) e na primavera (outubro), o que é consistente com a literatura

(CAVALCANTI e KOUSKY, 2009; LEMOS e CALBETE, 1996; SELUCHI *et al.*, 2017). Foi constatado que os SF que iniciam uma DN são estatisticamente diferentes dos outros SF que passam sobre a SBR. A análise dos compósitos e anomalias foi crucial para determinar certos padrões espaciais que existem na atmosfera nos dias anteriores e no dia em que o DN ocorre, como por exemplo: Altos valores CAPE na SBR ocidental, especialmente na primavera; Circulação anticiclônica na alta troposfera, semelhante ao AB em todas as estações do ano; Uma atmosfera que é mais quente na primavera e mais fria no inverno; Fluxo de vento a 850 hPa devido ao JBN transportando umidade específica de baixas latitudes e fluxos de jato com valores de velocidade do vento ligeiramente mais altos do que a climatologia.

Com relação ao comportamento de precipitação, no outono, as médias de precipitação são mais altas no dia -1. Estes resultados mostram uma forte indicação sobre os municípios. Estes locais já testemunharam chuvas que saturaram o solo antes da chegada do sistema de precipitação que desencadeou o desastre. Assim, a combinação dos valores médios e do comportamento atmosférico apresentados neste estudo cria um grande potencial para a DN se um SF passar pela região de interesse. Além disso, os valores de precipitação apresentados foram superiores aos valores apresentados na literatura sobre o SBR (ESCOBAR *et al.*, 2016; SELUCHI *et al.*, 2017). A intensidade da precipitação é evidente quando se comparam as médias diárias dos dias anteriores ao DN e a climatologia (Figura 43). Em termos de comparação, os valores de precipitação no dia anterior aos desastres são dez vezes maiores do que os da climatologia.

Características como a circulação anticiclônica em níveis altos e um sistema de baixa pressão similar ao da Baixa do Chaco associado a uma convergência de umidade causada pelo JBN que transporta umidade dos trópicos para a SRB são particularidades observadas nos dias anteriores ao DN na SBR e podem ajudar nas ações preventivas e mitigadoras desses eventos nesta estação.

CAPE é a variável que requer mais atenção na primavera, devido aos valores significativos observados (acima de 1000 J kg^{-1}) e à extensa área afetada que cobre o norte e nordeste da Argentina, sul do Paraguai e oeste da SBR. Este padrão de temperaturas anormalmente altas, convergência de umidade na região e altos valores de CAPE podem desencadear as chuvas que começam dias antes da passagem do SF que provoca o DN.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, J. T.; PEZZA, A. B.; BLACK, M. T. Explosive cyclogenesis: A global climatology comparing multiple reanalyses. **Journal of Climate**, v. 23, n. 24, p. 6468–6484, 2010.
- AMÂNCIO, T. País tem um quarto das cidades em emergência causada por seca ou chuva. **Folha de S. Paulo**, 2017. São Paulo. Disponível em: <<https://www1.folha.uol.com.br/cotidiano/2017/08/1913593-pais-tem-23-das-cidades-em-situacao-de-emergencia-por-inundacoes-e-secas.shtml>>. Acesso em: 25/12/2020.
- ANDRADE, K. M.; CAVALCANTI, I. F. A. Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. Congresso Brasileiro de Meteorologia. **Anais...** . v. 13, 2004.
- AVILA, V. D. DE. **ESTUDO DE CICLOGÊNESES EXPLOSIVAS NO ATLÂNTICO SUL**, 2018. UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL. Disponível em: <<http://www.fao.org/3/I8739EN/i8739en.pdf%0Ahttp://dx.doi.org/10.1016/j.adolescenc.e.2017.01.003%0Ahttp://dx.doi.org/10.1016/j.chilyouth.2011.10.007%0Ahttps://www.tandfonline.com/doi/full/10.1080/23288604.2016.1224023%0Ahttp://pdx.sagepub.com/lookup/doi/10>>. .
- BACK, Á. J. Aplicação de análise estatística para identificação de tendências climáticas. **Pesquisa Agropecuaria Brasileira**, v. 36, n. 5, p. 717–726, 2001.
- BAUER, M.; TSELILOUDIS, G.; ROSSOW, W. B. A new climatology for investigating storm influences in and on the extratropics. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, n. 5, p. 1287–1303, 2016.
- BERGERON, T. On the Physics of Fronts. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 18, n. 9, p. 265b – 275, 1937. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0477-18.9.265b>>. .
- BERGERON, T. REVIEW OF MODERN METEOROLOGY—12. The problem of tropical hurricanes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 80, n. 344, p. 131–164, 1954. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49708034402>>. .
- BIRSAN, M.-V.; MOLNAR, P.; BURLANDO, P.; PFAUNDLER, M. Streamflow trends in Switzerland. **Journal of Hydrology**, v. 314, n. 1–4, p. 312–329, 2005. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0022169405002970>>. .
- BITENCOURT, D. P.; FUENTES, M. V.; CARDOSO, C. D. S. Climatologia de

ciclones explosivos para a área ciclogénica da América Do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 28, n. 1, p. 43–56, 2013.

BJERKNES, J. On the Structure of Moving Cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 47, n. 2, p. 95–99, 1919.

BJERKNES, J. Practical examples of Polar-Front Analysis over the British Isles in 1925-6. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 57, n. 238, p. 112–114, 1931. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49705723815>>. .

BJERKNES, J. Theorie der aussertropischen Zyklonenbildung. **Monthly Weather Review**, v. 54, p. 462–466, 1937.

BJERKNES, J.; HOLMBOE, J. On the theory of Cyclones. **Journal of Meteorology**, v. 1, n. 1, p. 1–22, 1944. Disponível em:

<<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281944%29001%3C0001%3AOTTOC%3E2.0.CO%3B2>>. .

BJERKNES, J.; PALMÉN, E. Investigations of selected European cyclones by means of serial ascents. **Geofysiske Publikasjoner**, v. 12, n. 2, p. 5–62, 1937.

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. Meteorological conditions for the formation of rain. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 48, n. 204, p. 374–375, 1921. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49704820413>>. .

BJERKNES, J.; SOLBERG, H. On the Life Cycle of Cyclones and the Polar Front Theory of Atmospheric Circulation. **Monthly Weather Review**, v. 50, n. 9, p. 468–473, 1922.

BLENDER, R.; FRAEDRICH, K.; LUNKEIT, F. Identification of cyclone-track regimes in the North Atlantic. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 123, n. 539, p. 727–741, 1997.

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Volume II: Observations and theory of weather systems**. Oxford: Oxford University Press, 1993.

BONNER, W. D. Climatology of the Low Level Jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1968\)096%3C0833:COTLLJ%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1968)096%3C0833:COTLLJ%3E2.0.CO;2)>. .

BÖTTGER, H.; ECKARDT, M.; KATERGIANNAKIS, U. Forecasting Extratropical Storms with Hurricane Intensity Using Satellite Information. **Journal of Applied Meteorology**, v. 14, n. 7, p. 1259–1265, 1975. Disponível em:

<<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281975%29014%3C1259%3AFESWHI%3E2.0.CO%3B2>>. .

- BROWNING, K. A. The sting at the end of the tail: Damaging winds associated with extratropical cyclones. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 597, p. 375–399, 2004.
- BRUNT, D. Some problems of modern meteorology: I. The Present Position of the theories on the origin of cyclonic depressions. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 56, p. 345–350, 1930.
- BUONAFINA, J. Governo reconhece situação de emergência em mais 14 municípios gaúchos. **Agência Brasil**, 2017a. Brasília. Disponível em: <<https://agenciabrasil.ebc.com.br/geral/noticia/2017-06/governo-reconhece-situacao-de-emergencia-em-mais-14-municipios-gauchos>>. Acesso em: 25/12/2020.
- BUONAFINA, J. Governo reconhece situação de emergência por chuvas em mais 10 cidades do Sul. **Agência Brasil**, 2017b. Brasília. Disponível em: <<https://agenciabrasil.ebc.com.br/geral/noticia/2017-06/governo-reconhece-situacao-de-emergencia-por-chuvas-em-mais-10-cidades-do-sul>>. Acesso em: 25/12/2020.
- CARLETON, A. M. A synoptic climatology of satellite-observed extratropical cyclone activity for the Southern Hemisphere winter. **Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie Serie B**, v. 27, n. 4, p. 265–279, 1979.
- CASTRO, A. L. C. DE. **Manual de Desastres**. 1º ed. Brasília: Secretaria Nacional de Defesa Civil, 2003.
- CATTO, J. L.; JAKOB, C.; BERRY, G.; NICHOLLS, N. Relating global precipitation to atmospheric fronts. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 10, 2012. Wiley Online Library.
- CAVALCANTI, I. F. DE A.; KOUSKY, V. E. Frentes Frias sobre o Brasil. In: N. J. S. M. G. A. J. da D. M. A. F. da S. Cavalcanti Iracema Fonseca de Albuquerque Ferreira (Org.); , 2009.
- CAVICCHIA, L.; VON STORCH, H.; GUALDI, S. A long-term climatology of medicanes. **Climate Dynamics**, v. 43, n. 5–6, p. 1183–1195, 2014.
- CEPED UFSC, C. U. DE E. E P. SOBRE D. **Atlas Brasileiro de Desastres Naturais 1991 a 2010**. Florianópolis, 2012.
- CEPED UFSC, C. U. DE E. E P. SOBRE D. **Atlas Brasileiro de Desastres Naturais 1991 a 2012**. 2º ed. Florianópolis, 2013.
- CHANG, E. K. M.; LEE, S.; SWANSON, K. L. Storm track dynamics. **Journal of Climate**, v. 15, n. 16, p. 2163–2183, 2002.
- CHARNEY, J. G. The Dynamics of Long Waves in a Baroclinic Westerly Current.

- Journal of Meteorology**, v. 4, n. 5, p. 136–162, 1947. Disponível em: <papers3://publication/uuid/43BE36D4-AB77-4051-91BE-A12A17273E11>. .
- CHARNEY, J. G. On the Scale of Atmospheric Motions. **The Atmosphere — A Challenge**. p.251–265, 1949. Boston, MA: American Meteorological Society. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/978-1-944970-35-2_14>. .
- CHEN, S.-J.; KUO, Y.-H.; ZHANG, P.-Z.; BAI, Q.-F. Climatology of Explosive Cyclones off the East Asian Coast. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 12, p. 3029–3035, 1992. Disponível em: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1992)120%3C3029:COECOT%3E2.0.CO;2>. .
- CHINITA, M. J. **Estudo da estrutura do campo do vapor de água em tempestades severas em Portugal continental**, 2013. Universidade de Lisboa.
- Chuva no Sul deixa 25 cidades em situação de emergência. **Folha de S. Paulo**, 2017. São Paulo. Disponível em: <http://g1.globo.com/jornal-nacional/noticia/2017/10/chuva-no-sul-deixa-25-cidades-em-situacao-de-emergencia.html>. Acesso em: 26/12/2020.
- Chuvas no RS causam morte e deixam mais de mil desabrigados. **Folha de S. Paulo**, 2017. São Paulo. Disponível em: <https://www1.folha.uol.com.br/cotidiano/2017/03/1865879-chuvas-no-rs-deixam-dois-mortos-oito-desaparecidos-e-desabrigados.shtml>. Acesso em: 23/12/2020.
- CLARK, P. A.; BROWNING, K. A.; WANG, C. The sting at the end of the tail: Model diagnostics of fine-scale three-dimensional structure of the cloud head. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 610 B, p. 2263–2292, 2005.
- CLARK, P. A.; GRAY, S. L. Sting jets in extratropical cyclones: a review. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 144, n. 713, p. 943–969, 2018.
- DAL PIVA, E. **Estudo de caso sobre o papel dos fluxos de calor latente e sensível em superfície em processos de ciclogênese de costa leste ocorrido na costa da América do Sul**, 2001. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- DEBORTOLI, N. S.; CAMARINHA, P. I. M.; MARENGO, J. A.; RODRIGUES, R. R. An index of Brazil’s vulnerability to expected increases in natural flash flooding and landslide disasters in the context of climate change. **Natural Hazards**, v. 86, n. 2, p. 557–582, 2017. Disponível em: <http://link.springer.com/10.1007/s11069-016-2705-2>. .
- DEE, D. P.; UPPALA, S. M.; SIMMONS, A. J.; et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 656, p. 553–597, 2011.

- Defesa Civil Nacional reconhece situação de emergência em 27 cidades. **Agência Brasil**, 2019. Brasília. Disponível em: <<https://agenciabrasil.ebc.com.br/geral/noticia/2019-12/defesa-civil-nacional-reconhece-situacao-de-emergencia-em-27-cidades>>. Acesso em: 21/4/2022.
- DUNN, R. J. H.; ALEXANDER, L. V.; DONAT, M. G.; et al. Development of an Updated Global Land In Situ-Based Data Set of Temperature and Precipitation Extremes: HadEX3. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 125, n. 16, 2020. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2019JD032263>>. .
- EADY, B. E. T. Long Waves and Cyclone Waves. **Tellus**, v. 1, n. 3, p. 33–52, 1949.
- EASTERLING, D. R.; EVANS, J. L.; GROISMAN, P. Y.; et al. Observed variability and trends in extreme climate events: a brief review. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 81, n. 3, p. 417–426, 2000. American Meteorological Society.
- ELIASSEN, A. The quasi-static equations of motion with pressure as independent variable. **Geofys. Publikasjoner**, v. 17, n. 3, p. 5–44, 1948.
- EMANUEL, K. A. **Atmospheric Convection**. New York: Oxford University Press, Inc., 1994.
- ESCOBAR, G. C. J.; SELUCHI, M. E.; ANDRADE, K. Classificação Sinótica de Frentes Frias Associadas a Chuvas Extremas no Leste de Santa Catarina (SC). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 31, p. 649–661, 2016. SciELO Brasil. Disponível em: <<https://doi.org/10.1590/0102-7786312314b20150156>>. .
- EVANS, J. L.; BRAUN, A. A climatology of subtropical cyclones in the South Atlantic. **Journal of Climate**, v. 25, n. 21, p. 7328–7340, 2012.
- FREITAS, C. M. DE; CARVALHO, M. L. DE; XIMENES, E. F.; ARRAES, E. F.; GOMES, J. O. Vulnerabilidade socioambiental, redução de riscos de desastres e construção da resiliência: lições do terremoto no Haiti e das chuvas fortes na Região Serrana, Brasil. **Ciência & Saúde Coletiva**, v. 17, n. 6, p. 1577–1586, 2012. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1413-81232012000600021&lng=pt&tlng=pt>. .
- FREITAS, C. M. DE; SILVA, D. R. X.; SENA, A. R. M. DE; et al. Desastres naturais e saúde: uma análise da situação do Brasil. **Ciência & Saúde Coletiva**, v. 19, n. 9, p. 3645–3656, 2014. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1413-81232014000903645&lng=pt&tlng=pt>. .

FU, G.; SUN, Y.; SUN, J.; LI, P. A 38-Year Climatology of Explosive Cyclones over the Northern Hemisphere. **Advances in Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 2, p. 143–159, 2020.

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

GARREAUD, R. Cold Air Incursions over Subtropical South America: Mean Structure and Dynamics. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 7, p. 2544–2559, 2000.

Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(2000\)128%3C2544:CAIOSS%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(2000)128%3C2544:CAIOSS%3E2.0.CO;2)>. .

GODSKE, C. L.; BERGERON, T.; BJERKNES, J.; BUNDGAARD, R. C. **Dynamic meteorology and weather forecasting**. 1957.

GOUVEA, R. L.; MENEZES, J. T. DE; CAMPOS, C. C. G.; MOREIRA, G. D. F. Extremos de precipitação e ocorrência de deslizamentos de terra na bacia do rio Itajaí. **Revista Gestão & Sustentabilidade Ambiental**, v. 6, n. 3, p. 276, 2017. Disponível em:

<http://www.portaldeperiodicos.unisul.br/index.php/gestao_ambiental/article/view/5566>. .

GOZZO, L. F.; DA ROCHA, R. P.; REBOITA, M. S.; SUGAHARA, S. Subtropical cyclones over the southwestern South Atlantic: Climatological aspects and case study. **Journal of Climate**, v. 27, n. 22, p. 8543–8562, 2014.

GRAMCIANINOV, C. B.; HODGES, K. I.; CAMARGO, R. The properties and genesis environments of South Atlantic cyclones. **Climate Dynamics**, v. 53, n. 7–8, p. 4115–4140, 2019. Springer Berlin Heidelberg. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/s00382-019-04778-1>>. .

GRAY, S. L.; MARTÍNEZ-ALVARADO, O.; BAKER, L. H.; CLARK, P. A. Conditional symmetric instability in sting-jet storms. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 137, n. 659, p. 1482–1500, 2011.

GRAY, W. M. Global View of the Origin of Tropical Disturbances and Storms. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 10, p. 669–700, 1968.

GRIMM, A. M. Clima da Região Sul do Brasil. In: I. F. de A. Cavalcanti; N. J. Ferreira; M. G. A. J. da Silva; M. A. F. da S. Dias (Orgs.); **Tempo e clima no Brasil**. 1. ed., p.464, 2009. São Paulo: Oficina de Textos.

GUISHARD, M. P.; EVANS, J. L.; HART, R. E. Atlantic subtropical storms. Part II: Climatology. **Journal of Climate**, v. 22, n. 13, p. 3574–3594, 2009.

- GULEV, S. K.; ZOLINA, O.; GRIGORIEV, S. Extratropical cyclone variability in the Northern Hemisphere winter from the NCEP/NCAR reanalysis data. **Climate Dynamics**, v. 17, n. 10, p. 795–809, 2001.
- HANLEY, J.; CABALLERO, R. Objective identification and tracking of multicentre cyclones in the ERA-Interim reanalysis dataset. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 138, n. 664, p. 612–625, 2012.
- HART, N. C. G.; GRAY, S. L.; CLARK, P. A. Sting-jet windstorms over the north atlantic: Climatology and contribution to extreme wind risk. **Journal of Climate**, v. 30, n. 14, p. 5455–5471, 2017.
- HART, R. E. A cyclone phase space derived from thermal wind and thermal asymmetry. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 4, p. 585–616, 2003.
- HERSBACH, H.; BELL, B.; BERRISFORD, P.; et al. The ERA5 global reanalysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 146, n. 730, p. 1999–2049, 2020. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.3803>>. .
- HODGES, K. I. A General Method for Tracking Analysis and Its Application to Meteorological Data. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 11, p. 2573–2586, 1994. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281994%29122%3C2573%3AAGMFTA%3E2.0.CO%3B2>>. .
- HODGES, K. I. Feature Tracking on the Unit Sphere. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 12, p. 3458–3465, 1995. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281995%29123%3C3458%3AFTOTUS%3E2.0.CO%3B2>>. .
- HODGES, K. I. Spherical Nonparametric Estimators Applied to the UGAMP Model Integration for AMIP. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 12, p. 2914–2932, 1996. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281996%29124%3C2914%3ASNEATT%3E2.0.CO%3B2>>. .
- HODGES, K. I. Adaptive constraints for feature tracking. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 6 II, p. 1362–1373, 1999.
- HONG, B.; BONCZAK, B. J.; GUPTA, A.; KONTOKOSTA, C. E. Measuring inequality in community resilience to natural disasters using large-scale mobility data. **Nature Communications**, v. 12, n. 1, p. 1870, 2021. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/s41467-021-22160-w>>. .
- HOSKINS, B. J.; HODGES, K. I. A new perspective on Southern Hemisphere storm tracks. **Journal of Climate**, v. 18, n. 20, p. 4108–4129, 2005.

- JONES, D. A.; SIMMONDS, I. A climatology of Southern Hemisphere extratropical cyclones. **Climate Dynamics**, v. 9, n. 3, p. 131–145, 1993.
- KENDALL, M. G. **Rank Correlation Methods**. 4th ed. London: Charles Griffin, 1975.
- KENDALL, M. G.; GIBBONS, J. D. **Rank Correlation Methods**. 5th ed. London: Edward Arnold, 1990.
- KEP, S. L. **A climatology of cyclogenesis, cyclone tracks and cyclolysis in the Southern Hemisphere for the period 1972–81**, 1984. University of Melbourne.
- KEYSER, D.; SCHMIDT, B. D.; DUFFY, D. G. A technique for representing three-dimensional vertical circulations in baroclinic disturbances. **Monthly Weather Review**, 1989.
- KIMBALL, S. K.; MULEKAR, M. S. A 15-year climatology of North Atlantic tropical cyclones. Part I: Size parameters. **Journal of Climate**, v. 17, n. 18, p. 3555–3575, 2004.
- KONRAD, C. E.; COLUCCI, S. J. Synoptic Climatology of 500 mb Circulation Changes during Explosive Cyclogenesis. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 7, p. 1431–1443, 1988. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1988\)116%3C1431:SCOMCC%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1988)116%3C1431:SCOMCC%3E2.0.CO;2)>. .
- KOUROUTZOGLOU, J.; FLOCAS, H. A.; HATZAKI, M.; et al. Identification of the development mechanisms of an explosive cyclone in the central Mediterranean with the aid of the MSG satellite images. **First International Conference on Remote Sensing and Geoinformation of the Environment (RSCy2013)**, v. 8795, p. 87951S, 2013.
- KOUROUTZOGLOU, J.; FLOCAS, H. A.; KEAY, K.; SIMMONDS, I.; HATZAKI, M. Climatological aspects of explosive cyclones in the Mediterranean. **International Journal of Climatology**, v. 31, n. 12, p. 1785–1802, 2011. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/joc.2203>>. .
- KOUROUTZOGLOU, J.; FLOCAS, H. A.; KEAY, K.; SIMMONDS, I.; HATZAKI, M. On the vertical structure of Mediterranean explosive cyclones. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 110, n. 1–2, p. 155–176, 2012.
- KOUROUTZOGLOU, JOHN; FLOCAS, H. A.; SIMMONDS, I.; KEAY, K.; HATZAKI, M. Assessing characteristics of Mediterranean explosive cyclones for different data resolution. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 105, n. 1, p. 263–275, 2011.
- KUO, Y.-H.; LOW-NAM, S.; REED, R. J. Effects of Surface Energy Fluxes during the Early Development and Rapid Intensification Stages of Seven Explosive Cyclones in the Western Atlantic. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 2, p. 457–476, 1991.

Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1991\)119%3C0457:EOSEFD%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1991)119%3C0457:EOSEFD%3E2.0.CO;2)>. .

KUO, Y.-H.; REED, R. J.; LOW-NAM, S. Thermal Structure and Airflow in a Model Simulation of an Occluded Marine Cyclone. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 10, p. 2280–2297, 1992. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1992\)120%3C2280:TSAAIA%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1992)120%3C2280:TSAAIA%3E2.0.CO;2)>. .

LEE, C.-C.; WANG, C.-W.; HO, S.-J.; WU, T.-P. The impact of natural disaster on energy consumption: International evidence. **Energy Economics**, v. 97, p. 105021, 2021. Elsevier.

LEMOS, C. F.; CALBETE, N. Sistemas frontais que atuaram no litoral do Brasil (período 1987-1995). **Boletim Climanálise, Edição comemorativa**, v. 10, p. 131–135, 1996. Disponível em: <<http://marte3.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/iris@1905/2005/07.29.21.17.14/doc/6874.pdf>>

..

LIM, E. P.; SIMMONDS, I. Explosive cyclone development in the Southern Hemisphere and a comparison with Northern Hemisphere events. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 9, p. 2188–2209, 2002.

LIONELLO, P.; BHEND, J.; BUZZI, A.; et al. Cyclones in the Mediterranean region : climatology and effects on the environment. **Mediterranean Climate Variability**, p. 325–372, 2006.

MANN, H. B. Nonparametric Tests Against Trend. **Econometrica**, v. 13, n. 3, p. 245, 1945. Disponível em: <<https://www.jstor.org/stable/1907187?origin=crossref>>. .

MARENGO, J. A. Intense rainfall and floods claim at least 120 lives in Southern Brazil. **State of the Climate in 2008**, ago. 2009. Bulletin of the American Meteorological Society. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-90-8-StateoftheClimate>>. Acesso em: 13/1/2022.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2004\)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2004)017%3C2261:COTLJE%3E2.0.CO;2)>. .

MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; SOARES, W. R.; ALVES, L. M.; NOBRE, C. A. Extreme climatic events in the Amazon basin. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 107, n. 1, p. 73–85, 2012. Springer.

- MARENGO, J.; CORNEJO, A.; SATYAMURTY, P.; NOBRE, C.; SEA, W. Cold Surges in Tropical and Extratropical South America: The Strong Event in June 1994. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 11, p. 2759–2786, 1997. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1997\)125%3C2759:CSITAE%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1997)125%3C2759:CSITAE%3E2.0.CO;2)>. .
- MARTÍNEZ-ALVARADO, O.; GRAY, S. L.; CLARK, P. A.; BAKER, L. H. Objective detection of sting jets in low-resolution datasets. **Meteorological Applications**, v. 20, n. 1, p. 41–55, 2013.
- MCBEAN, G. A. Prediction as a basis for planning and response. **Water international**, v. 27, n. 1, p. 70–76, 2002. Taylor & Francis.
- MENDES, D.; SOUZA, E. P.; MARENGO, J. A.; MENDES, M. C. D. Climatology of extratropical cyclones over the South American-southern oceans sector. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, n. 3, p. 239–250, 2009.
- MENDES, D.; SOUZA, E. P.; TRIGO, I. F.; MIRANDA, PEDRO M.A. On precursors of South American cyclogenesis. **Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 59, n. 1, p. 114–121, 2007.
- MENDES, D.; SOUZA, E. P.; TRIGO, I. F.; MIRANDA, PEDRO M. A. On precursors of South American cyclogenesis. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 59, n. 1, p. 114–121, 2007. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/full/10.1111/j.1600-0870.2006.00215.x>>. .
- MENDES, D.; SOUZA, P. E.; MARENGO, A. J.; MENDES, C. D. M. Climatology of Extratropical Cyclones over the South American-Southern Oceans Sector. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 100, n. 3–4, p. 239–250, 2007.
- MENDES, D.; SOUZA, P. E.; MESQUITA, M. South American Cyclogenesis. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 2, n. 5, p. 6–7, 2008.
- MIZUTA, R. Intensification of extratropical cyclones associated with the polar jet change in the CMIP5 global warming projections. **Geophysical Research Letters**, v. 39, n. 19, p. 1–6, 2012.
- MONTEIRO, M. A. Caracterização climática do estado de Santa Catarina: uma abordagem dos principais sistemas atmosféricos que atuam durante o ano. **Geosul**, v. 16, n. 31, p. 69–78, 2001.
- MUNICH, R. **TOPICS GEO, Natural Catastrophes 2019, Analyses, Assessments, Positions**. Munich, Germany, 2020.
- MUNICH, R. E. **Topics — Annual Review: Natural Catastrophes 1999**. 2000.

- MUNICH, R. E. **Topics — Annual Review: Natural Catastrophes 2001**. 2002.
- MURRAY, R. J.; SIMMONDS, I. A numerical scheme for tracking cyclone centres from digital data. Part I: development and operation of the scheme. **Australian Meteorological Magazine**, v. 39, n. 3, p. 155–166, 1991.
- NARVÁEZ, L.; LAVELL, A.; PÉREZ, G. **La gestión del riesgo de desastres: un enfoque basado en procesos**. Secretaría General de la Comunidad Andina, 2009.
- NASCIMENTO, E. D. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala : Uma estratégia operacional adotável no Brasil ? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121–140, 2005.
- NECCO, G. Comportamiento de vortices ciclonicos en el area Sudamericana durante el FGGE : Ciclogensis. **Meteorologica**, v. 13, p. 7–19, 1982.
- NEDEL, A.; SAUSEN, T. M.; SAITO, S. M. Zoneamento dos desastres naturais ocorridos no estado do Rio Grande do Sul no período 1989-2009: Granizo e vendaval. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, p. 119–126, 2012. SciELO Brasil. Disponível em: <<https://doi.org/10.1590/S0102-77862012000200001>>. .
- NEIMAN, P. J.; SHAPIRO, M. A. The life cycle of an extratropical marine cyclone. Part 1: Frontal-Cyclone evolution and thermodynamic air-sea interaction. **Monthly Weather Review**, v. 121, p. 2153–2176, 1993.
- NEWTON, C. W. Frontogenesis and Frontolysis As a Three-Dimensional Process. **Journal of Meteorology**, 1954.
- NIETO, R.; GIMENO, L.; DE LA TORRE, L.; et al. Climatological features of cutoff low systems in the Northern Hemisphere. **Journal of Climate**, v. 18, n. 16, p. 3085–3103, 2005.
- NORRANT, C.; DOUGUÉDROIT, A. Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950–2000). **Theoretical and Applied Climatology**, v. 83, n. 1–4, p. 89–106, 2006. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00704-005-0163-y>>. .
- O’KANE, T. J.; MATEAR, R. J.; CHAMBERLAIN, M. A.; OLIVER, E. C. J.; HOLBROOK, N. J. Storm tracks in the Southern hemisphere subtropical oceans. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 119, n. 6, p. 6078–6100, 2014. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/2013JC009563>>. .
- PALMÉN, E.; NEWTON, C. W. **Atmospheric Circulation Systems: their structure and physical interpretation**. New York: Academic Press, 1969.
- PEGORIM, J. Surpreendente chuva de maio de 2017 no Brasil. **Agência Brasil**, 2017. Brasília. Disponível em:

<<https://www.climatempo.com.br/noticia/2017/06/03/surpreendente-chuva-de-maio-de-2017-no-brasil-4137>>. Acesso em: 24/12/2020.

PEIXOTO, J. P.; OORT, A. H.; COVEY, C.; TAYLOR, K. **Physics of Climate**. 1992.

PETTERSSSEN, S. **Weather analysis and forecasting**. First Edit ed. New York and London: McGraw-Hill Book Company, Inc., 1956.

PETTITT, A. N. A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. **Applied Statistics**, v. 28, n. 2, p. 126, 1979. Disponível em:

<<https://www.jstor.org/stable/10.2307/2346729?origin=crossref>>. .

PEZZA, A. B.; AMBRIZZI, T. Variability of Southern Hemisphere Cyclone and Anticyclone Behavior: Further Analysis. **Journal of Climate**, v. 16, n. 7, p. 1075–1083, 2003. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282003%29016%3C1075%3AVOSHCA%3E2.0.CO%3B2>>. .

PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I. The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 15, 2005. Wiley Online Library.

PEZZA, A. B.; SIMMONDS, I.; PEREIRA FILHO, A. J. Climate perspective on the large-scale circulation associated with the transition of the first South Atlantic hurricane. **International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 29, n. 8, p. 1116–1130, 2009. Wiley Online Library.

PEZZI, L. P.; ROSA, M. B.; BATISTA, N. N. M. A Corrente de Jato sobre a América do Sul. **Climanálise-Boletim de Monitoramento e Análise Climática. Edição comemorativa**, v. 10, 1996. Disponível em:

<<http://climanalise.cptec.inpe.br/~rclimanl/boletim/cliesp10a/jatclim.html>>. .

PEZZI, L. P.; DE SOUZA, R. B.; ACEVEDO, O.; et al. Multiyear measurements of the oceanic and atmospheric boundary layers at the Brazil-Malvinas confluence region.

Journal of Geophysical Research, v. 114, n. D19, p. D19103, 2009. Disponível em:

<<http://doi.wiley.com/10.1029/2008JD011379>>. .

PINTO, R. C.; PASSOS, E.; CANEPARO, S. . Classificação dos movimentos de massa ocorridos em março de 2011 na Serra da Prata, estado do Paraná. **Geingá**, v. 4, n. 1, p. 3–27, 2012. Disponível em:

<<https://periodicos.uem.br/ojs/index.php/Geingá/article/view/49152>>. Acesso em: 25/12/2021.

RAVEH-RUBIN, S. Dry intrusions: Lagrangian climatology and dynamical impact on the planetary boundary layer. **Journal of Climate**, v. 30, n. 17, p. 6661–6682, 2017.

REALE, M.; LIBERATO, M. L. R.; LIONELLO, P.; et al. A Global Climatology of Explosive Cyclones using a Multi-Tracking Approach. **Tellus, Series A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, v. 71, n. 1, p. 1–19, 2019. Taylor & Francis.

Disponível em: <<https://doi.org/10.1080/16000870.2019.1611340>>. .

REBOITA, M. **Ciclones extratropicais sobre o Atlântico Sul: Simulação climática e experimentos de sensibilidade**, 2008. Universidade de São Paulo.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; PORFÍRIO, R.; CUSTÓDIO, I. S. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais : Parte I - Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 2, p. 171–186, 2017a.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; PORFÍRIO, R.; CUSTÓDIO, I. S. Ciclones em Superfície nas Latitudes Austrais : Parte II Estudo de Casos. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, n. 4, p. 509–542, 2017b.

REBOITA, M. S.; ROCHA, R. P. DA; AMBRIZZI, T. Dynamic and Climatological Features of Cyclonic Developments Over Southwestern South Atlantic Ocean. **Horizons in Earth Science Research.**, v. 6, p. 135–160, 2012.

REBOITA, M. S.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; GOUVEIA, C. D. Trend and teleconnection patterns in the climatology of extratropical cyclones over the Southern Hemisphere. **Climate Dynamics**, v. 45, n. 7–8, p. 1929–1944, 2015.

REBOITA, M. S.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T.; SUGAHARA, S. South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). **Climate Dynamics**, v. 35, n. 7, p. 1331–1347, 2010.

REED, R. J. A study of a characteristic type of upper-level frontogenesis. **Journal of Meteorology**, v. 12, n. 3, p. 226–237, 1955. Disponível em:

<<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%281955%29012%3C0226%3AAASOACT%3E2.0.CO%3B2>>. .

REED, R. J.; SANDERS, F. An Investigation of the Development of a Mid-Tropospheric Frontal Zone and Its Associated Vorticity Field. **Journal of Meteorology**, v. 10, n. 5, p. 338–349, 1953.

REIS, J. S. D.; GONÇALVES, W. A.; SOUZA, D. O. D.; MENDES, D. Evaluation of Atmospheric Features in Natural Disasters due Frontal Systems over Southern Brazil. **Atmosphere**, v. 13, n. 1886, p. 24, 2022.

DOS REIS, J. S.; GONÇALVES, W. A.; MENDES, D. Climatology of the dynamic and thermodynamic features of upper tropospheric cyclonic vortices in Northeast Brazil. **Climate Dynamics**, v. 57, n. 11–12, p. 3413–3431, 2021. Disponível em:

<<https://link.springer.com/10.1007/s00382-021-05873-y>>. .

REIS, P. A. **QUARENTA ANOS DE CICLOGÊNESE EXPLOSIVA NA REGIÃO SUL DO BRASIL**, 2022. UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL.

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. Wiley Online Library. Disponível em: <<http://dx.doi.org/>>. .

ROBERTS, J. F.; CHAMPION, A. J.; DAWKINS, L. C.; et al. The XWS open access catalogue of extreme European windstorms from 1979 to 2012. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, v. 14, n. 9, p. 2487–2501, 2014.

ROCHA, L. N. **Estudo de caso de Sting Jet num ciclone extratropical do tipo Shapiro-Keyser no Atlântico Sul**, 2018. Universidade de São Paulo.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 22, n. 2, p. 135–151, 2004.

ROEBBER, P. J. Statistical Analysis and Updated Climatology of Explosive Cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 8, p. 1577–1589, 1984. Disponível em:

<[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1984\)112%3C1577:SAAUCO%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1984)112%3C1577:SAAUCO%3E2.0.CO;2)>. .

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. C. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 107, n. D24, p. 231, 2002. Disponível em:

<<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2001JD001315>>. .

SANDERS, F. An Investigation of the Structure and Dynamics of an Intense Surface Frontal Zone. **Journal of Meteorology**, v. 12, n. 6, p. 542–552, 1955.

SANDERS, F.; GYAKUM, J. R. Synoptic-Dynamic Climatology of the “Bomb”. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 10, p. 1589–1606, 1980. Disponível em:

<[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1980\)108%3C1589:SDCOT%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1980)108%3C1589:SDCOT%3E2.0.CO;2)>. .

SATYAMURTY, P.; FERREIRA, C. C.; GAN, M. A. Cyclonic vortices over South America. **Tellus A**, v. 42A, n. 1, p. 194–201, 1990.

SATYAMURTY, P.; FONSECA, J. F. B.; BOTTINO, M. J.; et al. An early freeze in southern Brazil in April 1999 and its NWP guidance. **Meteorological Applications**, v. 9, n. 1, p. 113–128, 2002. Cambridge University Press. Disponível em:

<<https://doi.org/10.1017/S1350482702001123>>. .

- SATYAMURTY, P.; DE MATTOS, L. F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1355–1364, 1989. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117%3C1355:CLTFIT%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117%3C1355:CLTFIT%3E2.0.CO;2)>. .
- SATYAMURTY, P.; SELUCHI, M. E. Characteristics and structure of an upper air cold vortex in the subtropics of South America. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 96, n. 3–4, p. 203–220, 2007.
- SCHULTZ, D. M.; BOSART, L. F.; COLLE, B. A.; et al. Extratropical Cyclones: A Century of Research on Meteorology's Centerpiece. **Meteorological Monographs**, v. 59, p. 16.1-16.56, 2019. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/AMSMONOGRAPHS-D-18-0015.1>>. .
- SCHULTZ, D. M.; BROWNING, K. A. What is a sting jet? **Weather**, v. 72, n. 3, p. 63–66, 2017.
- SCHULTZ, D. M.; KEYSER, D.; BOSART, L. E. The Effect of Large-Scale Flow on Low-Level Frontal Structure and Evolution in Midlatitude Cyclones. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 1767–1791, 1998.
- SCHULTZ, D. M.; SIENKIEWICZ, J. M. Using frontogenesis to identify sting jets in extratropical cyclones. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 3, p. 603–613, 2013.
- SCHULTZ, D. M.; ZHANG, F. Baroclinic development within zonally-varying flows. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, n. 626, p. 1101–1112, 2007. Disponível em: <website: <http://www.kemkes.go.id>>. .
- SELUCHI, M.; BEU, C.; ANDRADE, K. M. Características das frentes frias causadoras de chuvas intensas no leste de Santa Catarina. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 25–37, 2017. SciELO Brasil.
- SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The Northwestern Argentinean Low: A Study of Two Typical Events. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 10, p. 2361–2378, 2003. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(2003\)131%3C2361:TNALAS%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(2003)131%3C2361:TNALAS%3E2.0.CO;2)>. .
- SEN, P. K. Estimates of the Regression Coefficient Based on Kendall's Tau. **Journal of the American Statistical Association**, v. 63, n. 324, p. 1379–1389, 1968. Disponível em: <<http://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.1968.10480934>>. .
- SERREZE, M. C.; BOX, J. E.; BARRY, R. G.; WALSH, J. E. Characteristics of Arctic synoptic activity, 1952-1989. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 51, n. 3–4, p.

147–164, 1993.

SERREZE, M. C.; CARSE, F.; BARRY, R. G.; ROGERS, J. C. Icelandic low cyclone activity: Climatological features, linkages with the NAO, and relationships with recent changes in the Northern Hemisphere circulation. **Journal of Climate**, v. 10, n. 3, p. 453–464, 1997.

SHAPIRO, M. A.; KEYSER, D. Fronts, Jet Streams and the Tropopause. **Extratropical Cyclones**. p.167–191, 1990.

SHAPIRO, M.; WERNLI, H.; BAO, J.-W.; et al. A Planetary-Scale to Mesoscale Perspective of the Life Cycles of Extratropical Cyclones: The Bridge between Theory and Observations. **The Life Cycles of Extratropical Cyclones**. p.139–185, 1999.

Boston, MA: American Meteorological Society. Disponível em:

<http://link.springer.com/10.1007/978-1-935704-09-6_14>. .

SHAPIRO, S. S.; WILK, M. B. An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples). **Biometrika**, v. 52, n. 3/4, p. 591, 1965. Disponível em:

<<https://www.jstor.org/stable/2333709?origin=crossref>>. .

SHIMKUS, C. E.; TING, M.; BOOTH, J. F.; et al. Winter storm intensity, hazards, and property losses in the New York tristate area. **Annals of the New York Academy of Sciences**, v. 1400, n. 1, p. 65–80, 2017.

SIEGEL, S. **Estatística não-paramétrica**. São paulo: McGraw-Hill Book Company, Inc., 1975.

SIMMONDS, I.; JONES, D. A. The mean structure and temporal variability of the semiannual oscillation in the southern extratropics. **International Journal of Climatology**, v. 18, n. 5, p. 473–504, 1998.

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Variability of Southern Hemisphere extratropical cyclone behavior, 1958-97. **Journal of Climate**, v. 13, n. 3, p. 550–561, 2000a.

SIMMONDS, I.; KEAY, K. Mean southern hemisphere extratropical cyclone behavior in the 40-year NCEP-NCAR reanalysis. **Journal of Climate**, v. 13, n. 5, p. 873–885, 2000b. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282000%29013%3C0873%3AMSHECB%3E2.0.CO%3B2>>. .

SIMMONDS, I.; MURRAY, R. J.; LEIGHTON, R. M. A refinement of cyclone tracking methods with data from FROST. **Australian Meteorological Magazine**, v. 48, n. SPEC. ISS., p. 35–49, 1999.

SINCLAIR, M. R. An Objective Cyclone Climatology for the Southern Hemisphere. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 10, p. 2239–2256, 1994. Disponível em:

<[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493\(1994\)122%3C2239:AOCFT%3E2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0493(1994)122%3C2239:AOCFT%3E2.0.CO;2)>. .

SINCLAIR, M. R. A Climatology of Cyclogenesis for the Southern Hemisphere.

Monthly Weather Review, v. 123, n. 6, p. 1601–1619, 1995. Disponível em:

<<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281995%29123%3C1601%3AACOCFT%3E2.0.CO%3B2>>. .

SINCLAIR, M. R. Objective identification of cyclones and their circulation intensity, and climatology. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3 PART II, p. 595–612, 1997.

SIROIS, A. **A Brief and Biased Overview of Time Series Analysis or How to Find that Evasive Trend**. Routledge, 2018.

SLATER, T. P.; SCHULTZ, D. M.; VAUGHAN, G. Near-surface strong winds in a marine extratropical cyclone: acceleration of the winds and the importance of surface fluxes. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 143, n. 702, p. 321–332, 2017.

SMITH, A. B.; KATZ, R. W. US billion-dollar weather and climate disasters: data sources, trends, accuracy and biases. **Natural Hazards**, v. 67, n. 2, p. 387–410, 2013.

Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s11069-013-0566-5>>. .

SMITH, A. B.; MATTHEWS, J. L. Quantifying uncertainty and variable sensitivity within the US billion-dollar weather and climate disaster cost estimates. **Natural Hazards**, v. 77, n. 3, p. 1829–1851, 2015. Disponível em:

<<http://link.springer.com/10.1007/s11069-015-1678-x>>. .

SMITH, K. **Environmental hazards: assessing risk and reducing disaster**.

Routledge, 2013.

SOUSA, W. Mau tempo deixa dez cidades em estado de emergência no Rio Grande do Sul. **Agência Brasil**, 2017. Brasília. Disponível em:

<<https://agenciabrasil.ebc.com.br/geral/noticia/2017-05/mau-tempo-deixa-dez-cidades-em-estado-de-emergencia-no-rio-grande-do-sul>>. Acesso em: 24/12/2020.

STRETEN, N. A.; TROUP, A. J. Synoptic Climatology. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 99, p. 56–72, 1973.

SUTCLIFFE, R. C. On development in the field of barometric pressure. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 64, n. 276, p. 495–509, 1938.

Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49706427614>>. .

SUTCLIFFE, R. C. A contribution to the problem of development. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 73, n. 317–318, p. 370–383, 1947. Disponível

em: <<http://doi.wiley.com/10.1002/qj.49707331710>>. .

TALJAARD, J. J. Development, Distribution and Movement of Cyclones and Anticyclones in the Southern Hemisphere During the IGY. **Journal of Applied Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 973–987, 1967.

TAN, M. L.; SANTO, H. Comparison of GPM IMERG, TMPA 3B42 and PERSIANN-CDR satellite precipitation products over Malaysia. **Atmospheric Research**, v. 202, n. November 2017, p. 63–76, 2018. Elsevier. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.11.006>>. .

TESTARD, C.; LARSON, S. M.; WATOWICH, M. M.; et al. Rhesus macaques build new social connections after a natural disaster. **Current Biology**, v. 31, n. 11, p. 2299–2309.e7, 2021. Disponível em:

<<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0960982221003687>>. .

LE TREUT, H.; KALNAY, E. Comparison of observed and simulated cyclone frequency distribution as determined by an objective method. **Atmosfera**, 1990.

TRIGO, I. F. Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: A comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. **Climate Dynamics**, v. 26, n. 2–3, p. 127–143, 2006.

TRIGO, I. F.; DAVIES, T. D.; BIGG, G. R. Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. **Journal of Climate**, v. 12, n. 6, p. 1685–1696, 1999.

ULBRICH, U.; LECKEBUSCH, G. C.; GRIEGER, J.; et al. Are Greenhouse Gas Signals of Northern Hemisphere winter extra-tropical cyclone activity dependent on the identification and tracking algorithm? **Meteorologische Zeitschrift**, v. 22, n. 1, p. 61–68, 2013. Disponível em:

<http://www.schweizerbart.de/papers/metz/detail/22/79825/Are_Greenhouse_Gas_Signals_of_Northern_Hemisphere_?af=crossref>. .

ULBRICH, U.; LECKEBUSCH, G. C.; PINTO, J. G. Extra-tropical cyclones in the present and future climate: a review. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 96, n. 1–2, p. 117–131, 2009. Disponível em: <<http://link.springer.com/10.1007/s00704-008-0083-8>>. .

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; et al. The South American Low-Level Jet Experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–78, 2006. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/BAMS-87-1-63>>. .

VERA, C. S.; VIGLIAROLO, P. K.; BERBERY, E. H. Cold season synoptic-scale waves over subtropical South America. **Monthly Weather Review**, v. 130, n. 3, p.

684–699, 2002.

VOLONTÉ, A.; CLARK, P. A.; GRAY, S. L. The role of mesoscale instabilities in the sting-jet dynamics of windstorm Tini. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 144, n. 712, p. 877–899, 2018.

WALLEMACQ, P.; BELOW, R.; MCCLEAN., D. **Economic losses, poverty & disasters: 1998-2017**. Geneva, Switzerland, 2018.

WANG, X. L.; FENG, Y.; COMPO, G. P.; et al. Trends and low frequency variability of extra-tropical cyclone activity in the ensemble of twentieth century reanalysis.

Climate Dynamics, v. 40, n. 11–12, p. 2775–2800, 2013.

WILLIAMSON, D. L. Storm track representation and verification. **Tellus**, v. 33, n. 6, p. 513–530, 1981.

YU, P.-S.; YANG, T.-C.; WU, C.-K. Impact of climate change on water resources in southern Taiwan. **Journal of Hydrology**, v. 260, n. 1–4, p. 161–175, 2002. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S002216940100614X>>. .

ZHANG, S.; FU, G.; LU, C.; LIU, J. Characteristics of Explosive Cyclones over the Northern Pacific. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 56, n. 12, p. 3187–3210, 2017. Disponível em:

<<https://journals.ametsoc.org/view/journals/apme/56/12/jamc-d-16-0330.1.xml>>. .