

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
DEPARTAMENTO DE FÍSICA E METEOROLOGIA**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

Roseli de Oliveira

**TORNADO DE XANXERÊ-2015:
ANÁLISE SINÓTICA E CARACTERIZAÇÃO DAS CONDIÇÕES
ATMOSFÉRICAS USANDO O MODELO WRF**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Universidade Federal de
Santa Catarina, como requisito parcial
para obtenção do grau de bacharel do
Curso de Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Wendell
Rondinelli Gomes Farias

Florianópolis
2016

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária
da UFSC.

A ficha de identificação é elaborada pelo próprio autor
Maiores informações em:
<http://portalbu.ufsc.br/ficha>

Roseli de Oliveira

**TORNADO DE XANXERÊ/SC - 2015:
ANÁLISE SINÓTICA E CARACTERIZAÇÃO DAS CONDIÇÕES
ATMOSFÉRICAS USANDO O MODELO WRF**

Este Trabalho de Conclusão de Curso foi julgado adequado para obtenção do Título de Bacharel em Meteorologia e aprovado em sua forma final pelo Programa de Graduação em Meteorologia do Departamento de Física e Meteorologia da Universidade Federal de Santa Catarina.

Florianópolis, 09 de Dezembro de 2016.

Prof. Ranato Ramos da Silva, Dr.
Coordenador do Curso

Banca Examinadora:

Prof. Wendell Rondinelli Gomes Farias, Dr.
Orientador
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. Renato Ramos da Silva Dr.
Membro
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof.^a Márcia Vetromilla Fuentes, Dr.^a
Membro
Instituto Federal de Santa Catarina – IFSC

Dedico este trabalho ao meu Marido, Amigo e Companheiro,
Roberto de Oliveira,
que tanto me incentiva nos desafios da vida.

AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal de Santa Catarina e ao corpo docente do Departamento de Física e Meteorologia pela oportunidade de realizar a graduação e por todo o meu crescimento pessoal e profissional ao longo desses anos.

Ao meu marido, Roberto de Oliveira aos meus filhos, com quem amo compartilhar meus dias. Roberto, brigada pela sua capacidade de me trazer paz, pelo seu apoio e por cuidar tão bem do nosso amor. Espero sonhar e comemorar muitas vitórias ao seu lado.

Ao meu Amigo e Professor-Orientador Wendell Rondinelli Gomes Farias por compartilhar este trabalho comigo. Agradeço pelos materiais disponibilizados e compreensão de minhas limitações. Obrigada por dedicar seu tempo para meu crescimento profissional enquanto fui sua aluna e orientanda. Foi um privilégio tê-lo como professor e amigo, e seus ensinamentos e conselhos me acompanharão pelo resto da minha vida.

Ao Professor – Coordenador e Fundador do Curso de Meteorologia, Renato Ramos da Silva, por todo o conhecimento passado durante estes anos da graduação, pelas produtivas conversas em sua sala e pelo Campus e ainda obrigada por ter aceito fazer parte da minha banca.

À Professora Márcia V. Fuentes, pela amizade e parceria de longa data, por ser uma excelente profissional e por fazer parte de minha banca

Aos Professores, Edson Marciotto e Reinaldo Haas pelas aulas e trabalhos realizados no decorrer do curso.

À Professora Marina Hirota pelas maravilhosas aulas e pelo apoio na formatação bibliográfica deste trabalho.

Aos Amigos Tayara Tavares e Vitor Goede, pelo companheirismo e pela cumplicidade no aprendizado por todo este período.

Aos meus Amigos, Rosamaria Hahn e Humberto Ramos, pela parceria, paciência, apoio, risadas, pelos conselhos compartilhados e acima de tudo pelo sofrimento conjunto nos momentos de desespero ao longo do curso. Sorte da faculdade ter nos unido ao longo desses anos para termos crescido juntos profissionalmente.

Ao colega, Gabriel Luan Rodrigues pelo apoio incondicional no uso do modelo WRF.

E a todos os colegas e amigos que estiveram comigo durante esses quatro anos e que contribuíram de alguma forma para a realização deste trabalho.

MUITO OBRIGADA!

Talvez não tenha conseguido fazer o melhor, mas lutei para que o melhor fosse feito. Não sou o que deveria ser, mas Graças a Deus, não sou o que era antes.

(Martin Luther King)

RESUMO

A ocorrência de tornados em SC e a escassez de estudos das características sinóticas das tempestades severas usando modelos numéricos, mostram a importância da realização do presente trabalho. Neste sentido, foi realizada uma investigação das condições atmosféricas favoráveis à formação de tornados, para isso foram usados dados de radar meteorológico, cartas sinóticas e reanálise do modelo ECMWF. A análise refere-se ao evento tornádico ocorrido em Xanxerê-SC, por volta das 18 UTC (15h00min, horário local) do dia 20 de abril de 2015. O período da análise sinótica foi de 48 horas, abrangendo o antes e durante a ocorrência da tempestade. Já o estudo do ambiente atmosférico local foi feito usando modelagem numérica. Com o modelo WRF foram realizados quatro experimentos numéricos. Os experimentos decorreram na mudança de parametrizações que influenciam nas condições de meso e escala local. As condições iniciais e de contornos foram usadas a partir das análises do modelo global Global Forecast System (GFS) do NCEP, com resolução espacial de 0.25° de latitude-longitude, resolução temporal de 6h (0h, 6h, 12h, 18h UTC), e 27 níveis na vertical. A análise sinótica mostrou que na região Sul, atuava em altos níveis o JST e em baixos níveis um JBN III que associados formam regiões favoráveis a ocorrência de tempestades severas. Ainda mostrou a atuação de uma frente fria que se encontrava entre o Paraguai e o Rio Grande do Sul no dia do tornado. Com relação aos experimentos numéricos com o WRF, o experimento que obteve os valores mais próximos dos valores de referência (Reanálise) foi o Exp04, o qual foi feitas mudanças na Camada Limite Planetária, inferindo que o ambiente atmosférico local foi influenciado significativamente pela camada limite. Os índices de instabilidade, calculados para o Exp04 apresentaram condição de instabilidade muito forte, apresentando valores compatíveis com a literatura, sugerindo que o ambiente atmosférico apresentou condições favoráveis à ocorrência de tempestades severas, o que inclui a possibilidade de eventos tornádicos.

Palavras-chaves: Tornado, análise sinótica, WRF.

ABSTRACT

The occurrence of tornadoes in State of Santa Catarina (Brazil) and the scarcity of using numerical models for severe storms synoptic studies, demonstrate the importance of performing the present work. In this work an investigation of favorable atmospheric conditions to tornado formation was done using data of meteorological radar, synoptic charts, and reanalysis of the ECMWF model was carried out. The analysis refers to the Tornadic event that occurred in Xanxerê-SC, around 18 UTC (15:00 local time) on April 20, 2015. The period of the synoptic analysis was 48 hours, covering the before and during the occurrence of the storm, in which data were used as satellite images. The study of the local atmospheric environment was done using numerical modeling. Numerical simulations were performed WRF model, for four different experiments. The experiments took place on influencing parametrizations change on the meso and local scale conditions. The initial and contour conditions were used through the global NCEP Global Forecast System (GFS) with spatial resolution of 0.25° latitude-longitude, temporal resolution of 6h (0h, 6h, 12h, 18h UTC), and 27 levels vertically. Three relevant results were obtained in this research. The synoptic analysis showed that in the Brazilian South Region, Sub-Tropical Jet Stream was acting at high levels, and Low-Level Jet III at low levels that associated, forming favorable regions to the occurrence of severe storms. Also was showed the action of a cold front between the Country of Paraguay and the State of Rio Grande do Sul on the tornado day. In relation to the WRF numerical experiments, the experiment that obtained the closest values to the reference values (Reanalysis) was Exp04, which were made changes in the Planetary Limit Layer, suggesting that the local atmospheric environment was significantly influenced by the boundary layer. The instability index computed to Exp04 presented the very strong instability condition, according to literature, suggesting that the atmospheric environment presented conditions favorable to the severe storms occurrence, which includes the possibility of tornadic events.

Keywords: Tornado, Synoptic Analysis, WRF.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Vista lateral de uma supercélula com mesociclone em destaque em cor avermelhada.....	32
Figura 2: Investigação sobre a distribuição mundial do número de dias por ano (em média) com condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de tempestades severas e tornados, por Brooks (2006).	34
Figura 3: Diagrama mostra a junção do Jato de Baixo Nível (LLJ) e Jato de Alto Nível (ULJ) na região (a) América do Sul e (b) do Norte America. Durante condições favoráveis à formação de tempo severo e tornados.Fonte: NASCIMENTO (2004)	35
Figura 4: Fluxograma das etapas do processo de simulação no WRF... 38	
Figura 5: Grades aninhadas do tipo C. Proporção da grade maior para a grade menor 3:1	41
Figura 6: Localização da área de estudo, município de Xanxerê.	46
Figura 7: Mostra três aninhamentos de grade da região de interesse neste estudo.	49
Figura 8: De 8a a 8e sequencia de imagens no canal infravermelho, já a 8f imagem realçada, representativas do evento ocorrido em Xanxerê. .	55
Figura 9: Imagens de radar, mostrando a tempestade severa	56
Figura 10: Cartas Sinóticas de Superfície das 06Z às 18Z do dia 20 e 06Z do dia 21/04/2015.	57
Figura 11: Análise de Linhas de Corrente e Mag. do Vento (a;b), cisalhamento em 250-500 hPa (c), Divergência (d) e vorticidade relativa em 300 hPa (e) em Altos Níveis.	60
Figura 12: Análise dos campos Linhas de Corrente e Mag. do vento em 500 hPa (a;b;c;d) e velocidade vertical (e;f) em Médios Níveis.	62

Figura 13: Análise dos campos de Linha de Corrente (a;b), Advecção de Umidade Específica (c) e de Temperatura (d) nos baixos níveis. 63

Figura 14: Análise da componente v do vento (a), componente u (b), e cisalhamento do vento entre 700 e 850 hPa (c) e PNMM e vento em 10 m (d) em Baixos Níveis. 64

Figura 15: Mapa referente ao DOM03 das simulações, o recorte indica a região onde foi estudado o valor médio de cada variável simulada. 67

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Escala Fujita e Escala Fujita Aprimorada.....	31
Tabela 2: Parametrizações usadas em cada experimento, o Exp01 seria o da Default, Exp02 corresponde a Microfísica, Exp03 a Cumulus e Exp04 referente a PBL.	50
Tabela 3: Campos analisados referentes cada nível troposférico.	59
Tabela 4: Comparação qualitativa dos Campos de Reanálise com as quatro saídas do WRF, em Altos Níveis.	68
Tabela 5: Comparação Qualitativa dos Campos de Reanálise com as quatro saídas do WRF, em Médios e Baixos Níveis.	69
Tabela 6: : Valores máximos de CAPE da reanálise e das quatro simulações com respectiva data e hora.....	74
Tabela 7: Índices de Instabilidades com a faixa de valores conforme consta na Literatura.	75

LISTA DE GRÁFICOS

Gráfico 1: Série temporal do índice CAPE da Reanálise e de cada Experimento.	71
Gráfico 2: Série temporal do índice CIN da Reanálise e de cada Experimento.	72
Gráfico 3: Série temporal do índice K da Reanálise e de cada Experimento.	72
Gráfico 4: Série temporal do índice CIN da Reanálise e de cada Experimento.	73
Gráfico 5: Série temporal do índice LI da Reanálise e de cada Experimento.	73
Gráfico 6: Gráfico SKEW-T da Reanálise.....	76
Gráfico 7: Gráfico SKEW-T do Experimento PBL.....	77

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ARW	Advanced Research WRF
AS	América do Sul
ASAN	Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
CAPPI	Constant Altitude Plan Position Indicator
CIN	Inibição Convectiva
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EUA	Estados Unidos da América
ECMWF	Centro Europeu de Previsão de Tempo
GOES	Geostationary Operational Environmental Satellites
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
JAN	Jatos de Altos Níveis
JST	Jato Subtropical do Atlântico Sul
LI	Índice de Levantamento (Lifted Index)
NE	Nível de Equilíbrio
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NCE	Nível de Convecção Espontânea
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NMM	Nonhydrostatic Mesoscale Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PPI	Plan Position Indicator
RHI	Range High Indicator
SIMEPAR	Sistema Meteorológico do Paraná
SC	Santa Catarina
TT	Totals Totals
WRF	Weather Research and Forecast
UTC	Universal Time Coordinated

Sumário

1	INTRODUÇÃO	25
1.1	OBJETIVOS.....	27
1.1.1	Objetivo Geral.....	27
1.1.2	Objetivos Específicos.....	27
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
2.1	TORNADO E TEMPESTADE SEVERA	29
2.1.1	Padrão Sinótico e Áreas propícias à Formação de Tornados	33
2.2	MODELAGEM NUMÉRICA DE TEMPO	37
2.2.1	Previsão Numérica De Tempo E Modelagem Numérica	37
2.2.2	Modelo WRF - Weather Research and Forecast	38
2.2.2.1	Coordenada Vertical.....	38
2.2.2.2	Equações governantes	39
2.2.2.3	Discretização Temporal e Espacial	40
2.2.3	Descrição das Parametrizações usadas pelo WRF	41
2.2.4	Descrição de resultados de trabalhos que utilizaram o modelo WRF.....	44
3	METODOLOGIA E DADOS.....	46
3.1	ÁREA DE ESTUDO	46
3.2	DADOS	47
3.2.1	Dados usados para a Análise Sinótica	47
3.2.2	Uso do modelo WRF neste trabalho.....	48
3.2.3	Parametrizações Usadas	49

3.2.4	Breve Descrição dos Índices de Instabilidade usados neste estudo.....	52
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	54
4.1	ANÁLISE SINÓTICA DO CASO.....	54
4.1.1	Imagens de Satélite GOES - Geostationary Operational Environmental Satellites.....	54
4.1.2	Imagens de Radar.....	56
4.1.3	Cartas Sinóticas de Superfície.....	57
4.1.4	Análise dos campos da reanálise do ECMWF.....	58
4.2	RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS NO MODELO WRF 66	
4.2.1	Comparação dos Campos de Reanálise com as Simulações feitas no WRF.....	67
4.2.2	Comparação dos Índices de Instabilidade dos Dados de Reanálise com os quatro experimentos do WRF.....	70
5	CONCLUSÃO.....	78
6	RECOMENDAÇÕES A TRABALHOS FUTUROS.....	80
7	REFERENCIAS.....	81

1 INTRODUÇÃO

Tornados ocorrem em todos os continentes, América do Norte, Europa, Austrália, África, Ásia, e América do Sul. No entanto, a maior frequência está restrita a determinadas áreas com características específicas. Estudos na literatura sobre o fenômeno têm aumentado a cada ano, (AHASAN et al., 2014; BROOKS; DOSWELL; KAY, 2003; BROOKS, 2006; DIXON; MOORE, 2012; LITTA et al., 2011; WU, 2011). Algumas relacionam não somente o aumento na ocorrência de tornados, como também a variação de sua severidade.

O aumento na ocorrência pode estar associado ao avanço da urbanização em áreas rurais, ao aumento de registros, em decorrência do avanço tecnológico nos meios de comunicação e a utilização de instrumentação meteorológica mais moderna, como radares meteorológicos (SILVA DIAS, 2011). A severidade dos tornados é classificada por meio de escalas devido à grande dificuldade de realizar medições em seu interior. Estas escalas são baseadas na estimativa da intensidade do fenômeno, que é realizada através de medições de radares Doppler/polarimétricos e de avaliação dos danos causados. A escala mais usual é a escala Fujita, uma escala de seis categorias de danos para classificar tornados variando de F0 (fracos) a F5 (destrutivos), (FUJITA, 1981).

Estudos de BLUESTEIN, (2006) e de NASCIMENTO (2004), mostram que existem duas regiões no mundo com padrão sinótico similar à formação de tempestade severa e tornados: os EUA, e a América do Sul. Os EUA, por apresentarem uma área de destaque chamada *Tornado Alley*, BLUESTEIN (2006), localizada nas grandes Planícies Centrais. Região que se estende do norte do Texas, Oklahoma, leste do Colorado, e segue até sul de Minnesota e Dakota do Norte, chegando às pradarias canadenses (“TORNADO ALLEY K-12 EDUCATOR’S GUIDE”, 2013). Nesta região, ocorrem à junção dos principais ingredientes para formação de tempestades severas, as montanhas Rochosas servindo como barreira fornecendo uma elevada *Lapse Rate* (Taxa de variação da temperatura com a altura) e a umidade vinda do Golfo do México, (BROOKS; DOSWELL; KAY, 2003). O Jato de Baixos Níveis (JBN) transporta a umidade vinda do Golfo do México, impulsionado pelo Anticiclone Subtropical do Atlântico Norte (ASAN), as montanhas Rochosas fornecem um intenso cisalhamento do vento e movimento vertical e ainda a incursão da Corrente de Jato de

latitudes médias, juntos formam a instabilidade convectiva suficiente pra formação de tornados (BROOKS; DOSWELL; KAY, 2003).

Na América do Sul (AS), zona compreendida entre leste do Paraguai, Uruguai, sudoeste e sul do Brasil e nordeste da Argentina está inserida no contexto de desenvolvimento de tempestades severas e tornados. No Brasil, NASCIMENTO (2004), analisou sinoticamente as características atmosféricas ligadas a sistemas meteorológicos associados a tempestades severas e tornados. O estudo mostrou na região Sul do Brasil, o JBN que transporta a umidade da bacia Amazônica para as latitudes mais elevadas da AS e as montanhas dos Andes servindo de barreira que impulsionam o ar polar e seco para níveis mais altos da atmosfera, e ainda há a presença dos Jatos de Altos Níveis (JAN) que é frequentemente associado com a migração de sistemas baroclínicas. A junção destes ingredientes revelou a condição atmosférica com potencial para causar atividade convectiva e consequentemente formação de tornados.

Particularmente, em Santa Catarina (SC), os tornados ocorrem em todas as regiões. Segundo FOSS; PAMPUCH(2008); NASCIMENTO et al. (2010), SC é propícia à ocorrência de fenômenos como tornados, por sua localização geográfica e orográfica, devido ao encontro das massas de ar tropical e extratropical o que constitui uma região frontogenética (favorável à formação e intensificação de frentes).

Tornados se caracterizam por sua grande fatalidade em seres humanos, destruição de patrimônio e imprevisibilidade em prazo hábil. Além disso, a ocorrência de tornados em SC e a escassez de estudos que apresentem as características sinóticas das tempestades severas usando modelos numéricos, mostram a importância da realização do presente trabalho. Na última década, estudos envolvendo simulações de fenômenos meteorológicos utilizando modelagem numérica têm aumentado, a exemplos de ALMEIDA, 2013; ANABOR et al., 2011; KÜBRA; AKATAŞ, 2015; MACEDO; HENKES; YAMAZAKI, 2011; SHAFER et al., 2010; TALBOT; BOU-ZEID; SMITH, 2012.

Portanto, este estudo busca analisar sinoticamente e investigar o ambiente atmosférico local da tempestade tornádica ocorrida em SC, fazendo uso da modelagem numérica. Com a finalidade de, contribuir para uma previsibilidade que permita alertar a população e também, para o aprimoramento do conhecimento científico sobre o tema, servindo de subsídio para estudos de tempestades severas, assim como, do padrão sinótico local.

1.1 OBJETIVOS

Os objetivos desse trabalho compõe o estudo da tempestade que formou o tornado em Xanxerê/ SC do dia 20 de Abril de 2015.

1.1.1 Objetivo Geral

Analisar e descrever as condições meteorológicas que favoreceram a ocorrência da Tempestade Severa que gerou tornado em Xanxerê/ SC, através de experimentos feitos no modelo WRF, além de uma análise sinótica do fenômeno.

1.1.2 Objetivos Específicos

- a) Descrever por uma análise sinótica, o evento tornádico de Xanxerê, usando dados de reanálise, imagens de radar, satélite e cartas sinóticas;
- b) Caracterizar o ambiente atmosférico local do evento de tornado através de simulações numéricas utilizando o modelo WRF;

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo será apresentada uma revisão bibliográfica sobre o fenômeno em estudo. Sua definição e áreas que apresentam o padrão sinótico semelhante à sua formação, destacando a América do Sul. Além disso, será feita uma breve descrição do modelo WRF. Adicionalmente serão discutidos alguns trabalhos que descreveram o modelo como ferramenta para simular fenômenos meteorológicos dentre eles, tempestade severa, além de apresentar alguns resultados de trabalhos que envolveram a utilização do modelo atmosférico WRF.

2.1 TORNADO E TEMPESTADE SEVERA

Algumas correntes etimológicas admitem que tornado vem da língua castelhana – *tronada* - que significaria tempestade. Nos diversos dicionários em português (Aurélio, Michaelis), constata-se a seguinte definição: “*Tempestade violenta de vento, em movimento circular, com um diâmetro de apenas poucos metro. Aparece com a forma de funil e tudo destrói em seu caminho.*”

No entanto, a definição de Tornado mais usual está presente no Glossário de Meteorologia da *American Meteorological Society* ; “*Uma coluna de ar em rotação em contato com o solo, pendente de uma nuvem cumuliforme e quase sempre visível como uma ‘nuvem funil’ conhecida como um funil de condensação*”.

Através deste enunciado torna-se possível caracterizar, por exemplo, um tornado que gerou danos, sem a obrigatoriedade da presença de um funil visível, fato que deve ser levado em consideração também na avaliação de ocorrências de tornados noturnos, principalmente quando não há imagens de radares meteorológicos disponíveis, ou a impossibilidade da visualização pela população de uma nuvem funil em contato com o solo (ESTIVALLET et al., 2009). Nestes casos, se faz necessário a utilização da Escala de Classificação de tornados, a fim de observar a peculiaridade e de conceitualizar, se foi ou não, um dano ocasionado pelo fenômeno.

A escala mais usual é a escala Fujita. Em 1971, Theodore Fujita, da Universidade de Chicago elaborou uma escala de seis categorias de danos para classificar tornados variando de F0 a F5. F0 descreve os tornados mais fracos e F5 somente descreve os tornados mais destrutivos. A escala Fujita (ou "*F-scale*") tornou-se posteriormente a escala definitiva para estimar a velocidade do vento de tornados com base no dano em edificações e na natureza causado pelo fenômeno. Esta

escala foi usada extensivamente por inúmeras instituições na investigação de tornados, por cientistas que estudam o comportamento e climatologia de tornados, e por engenheiros correlacionando danos a diferentes tipos de estruturas com diferentes velocidades do vento estimada dos tornado(FUJITA, 1971).

Fujita trabalhou com parâmetros da Escala Beaufort e a velocidade do som em Mach. Utilizou-se do conceito de um Mach (Ma) que seria equivalente a 1224 km/h, e correspondia à velocidade mínima para que qualquer corpo pudesse ultrapassar a barreira do som (ou 340 m/s). A escala Fujita, tornou-se então, uma escala intermediária entre a Escala Beaufort e o número Mach, passou a utilizar os danos gerados por tornados em construções, árvores, carros, telhados, prédios, para avaliar a força do vento, (FUJITA, 1981).

Entretanto, de 2004 a 2006, um grupo de especialistas, meteorologistas e engenheiros, da Universidade do Texas incluindo a National Weather Service (NWS) e a National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), decidiu aprimorar a Escala Fujita, visto que havia limitações na escala como a falta de indicadores de dano, por não considerar a qualidade de construção e muitas vezes nenhuma correlação definitiva entre danos e velocidade do vento (MCDONALD; MEHTA, 2006). As limitações citadas, levaram muitas vezes especialistas fazerem uma classificação inconsistente de tornados e, em alguns casos, uma superestimativa de velocidades do vento do fenômeno.

Assim sendo, existiu a necessidade de rever o conceito da Escala Fujita na tentativa de melhorar e eliminar algumas das limitações, acrescentando novas características e criando uma nova forma operacional de inserção. No ano de 2007 a EF-Scale ou Escala Fujita Aprimorada, foi lançada com as alterações indicadas pelos pesquisadores oferecendo suporte mais amplo às análises de danos gerados por tornados, (MCDONALD; MEHTA, 2006). Na Tabela 1, há uma comparação entre as duas escalas e a diferença em termos de velocidade do vento na nova classificação.

Tabela 1: Escala Fujita e Escala Fujita Aprimorada.

ESCALA FUJITA		ESCALA FUJITA APRIMORADA		
Escala	Velocidade do vento (km/h)	Escala	Velocidade do vento (km/h)	Danos esperados
F0	65 - 116	EF0	105- 137	Leve
F1	117 - 180	EF1	138 - 177	Moderado
F2	181 - 253	EF2	179 – 217	Consideráveis
F3	254 - 334	EF3	219 - 265	Severos
F4	335 - 418	EF4	267 - 322	Devastadores
F5	419 - 512	EF5	Acima de 322	Incríveis

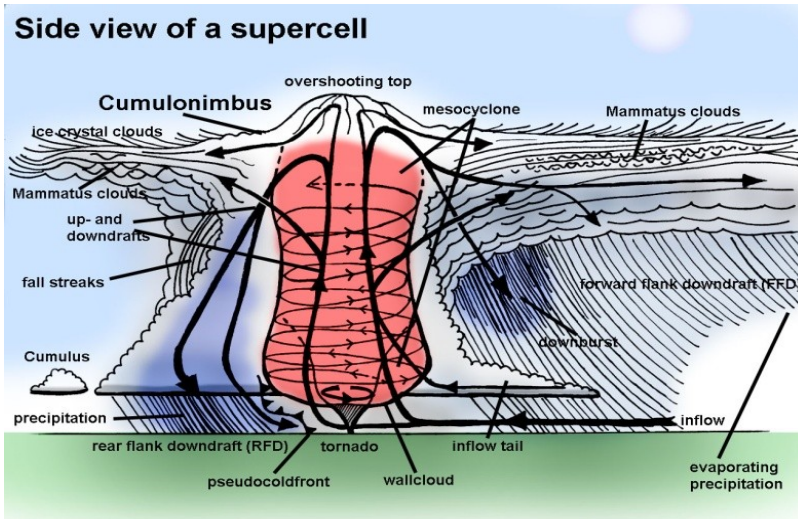
Fonte: Adaptada de FUJITA (1981), disponível em:
 <<http://www.spc.noaa.gov/faq/tornado/ef-scale.html>>.

Estudar o comportamento e climatologia de tornados, correlacionando danos causados com diferentes velocidades do vento, se faz necessário para entender a Tempestade Severa que o gerou. Tempestade Severa é manifestação atmosférica de células de convecção. Por este motivo, são denominadas, tempestades convectivas, que se estendem desde a superfície da Terra até o topo da troposfera - 12 km a 18 km de altura - e que, além de realizar a transferência de calor, também transportam umidade verticalmente para os níveis mais altos da troposfera (NASCIMENTO, 2010). Para a ocorrência destas tempestades os seguintes ingredientes são necessários: oferta de umidade na atmosfera, pois sem umidade não haverá a formação de nuvens; existência de instabilidade atmosférica - sem instabilidade não existirão movimentos convectivos; um mecanismo que inicie a convecção e ainda um intenso (ou moderado) cisalhamento vertical do vento, (NASCIMENTO, 2010).

Partindo da denominação de tempestade severa, os tornados podem se formar por meio de dinâmicas diferentes como a de uma supercélula ou sem a presença de supercélula (NASCIMENTO, 2010). Supercélulas são tempestades convectivas que apresentam rotação, isto é, gira em torno do seu eixo vertical, esta rotação nas supercélulas se deve à existência, em seu interior, de um mesociclone (vórtice horizontal cerca de 2 a 10 km de diâmetro localizado dentro da tempestade). O mesociclone – Figura 1 – se forma com um forte cisalhamento do vento, no qual faz com que as correntes de ar

ascendentes da supercélula que são úmidas e quentes comecem a girar nos níveis médios da atmosfera (BLUESTEIN, 2006).

Figura 1: Vista lateral de uma supercélula com mesociclone em destaque em avermelhada.



Fonte: < <https://es.wikipedia.org/wiki/Supercelda>>.

Esta profunda e contínua rotação ascendente pode produzir ventos fortes, granizo e tornados. E os ambientes de tempestade de supercélula são caracterizados por um forte cisalhamento vertical dos ventos (RASMUSSEN; BLANCHARD, 1998). Já, um tornado para ser caracterizado, considera-se os ventos que formam o fenômeno, e são capazes de causar danos na superfície. Os tornados gerados por supercélulas são os mais intensos (JOHNS; DOSWELL, 1992).

Se, por um lado, se conhece muito sobre as condições sinóticas que favorecem o desenvolvimento de tornados supercélulas, por outro lado se sabe pouco sobre os tornados não-supercélulas e ainda, que parâmetros atmosféricos e técnicas de previsão não são tão bem aplicados a tornados não-supercélulas. No entanto, WAKIMOTO; WILSON (1989) descobriram que os tornados não-supercélulas se originam de uma tempestade sem a presença de um mesociclone, como exemplo de nuvens cumulonimbus, Linhas de Instabilidade, Frente de Rajada. Esses tornados são de pouca duração e em geral com menor intensidade.

2.1.1 Padrão Sinótico e Áreas propícias à Formação de Tornados

Um padrão sinótico que leva a geração de supercélulas e, assim, presumir a ocorrência de tornados é descrito pela combinação de características geográficas que muitas vezes leva a confluência dos ingredientes para formação de tornados incluindo a instabilidade, umidade, cisalhamento de ventos, e um mecanismo de elevação (JOHNS; DOSWELL, 1992; NASCIMENTO; DOSWELL III, 2006).

Estudos mostram que existem duas regiões no mundo com padrão sinótico similar à formação de tempestade severa e tornados; os EUA, e a América do Sul. Os EUA, por apresentarem uma área de destaque chamada *Tornado Alley*, BLUESTEIN (2006), localizada nas grandes Planícies Centrais. Região que se estende do norte do Texas, Oklahoma, leste do Colorado, e segue até sul de Minnesota e Dakota do Norte, chegando às pradarias canadenses (“TORNADO ALLEY K-12 EDUCATOR’S GUIDE”, 2013). Nesta região, ocorrem a junção dos principais ingredientes para formação de tempestades severas, as montanhas Rochosas servindo como barreira fornecendo uma elevada *Lapse Rate* (Taxa de variação da temperatura com a altura) e a umidade vinda do Golfo do México, (BROOKS; DOSWELL; KAY, 2003).

Segundo MOORE (2013) as montanhas rochosas orientadas longitudinalmente, o Golfo do México, e o Anticiclone Subtropical semi-permanente do Atlântico Norte (ASAN) fora da Costa Leste conduzem uma confluência de ar relativamente quente e úmido perto da superfície transportado por ventos de sul e ar relativamente frio e seco transportadas por ventos de oeste. Incursão da corrente de Jato de latitudes médias para esse ambiente fornece cisalhamento do vento e movimento vertical ascendente de escala sinótica que pode provocar uma mudança de condições estáveis para condicionalmente instável, favorecendo, assim, um ambiente para formação de tornados.

Tornado alley é a região mais propícia à ocorrência de tempestades severas que geram tornados na Terra. Pesquisas mostraram que ocorrem mais de 1200 registros anuais (VERBOUT et al., 2006). A época predominante para o desenvolvimento destas tempestades, com potencial de gerar tornado, vai de Abril a Julho, (Storm Prediction Center - SPC). O padrão sinótico de tornados nos EUA revela que as ocorrências do fenômeno são mais suscetíveis na primavera e verão.

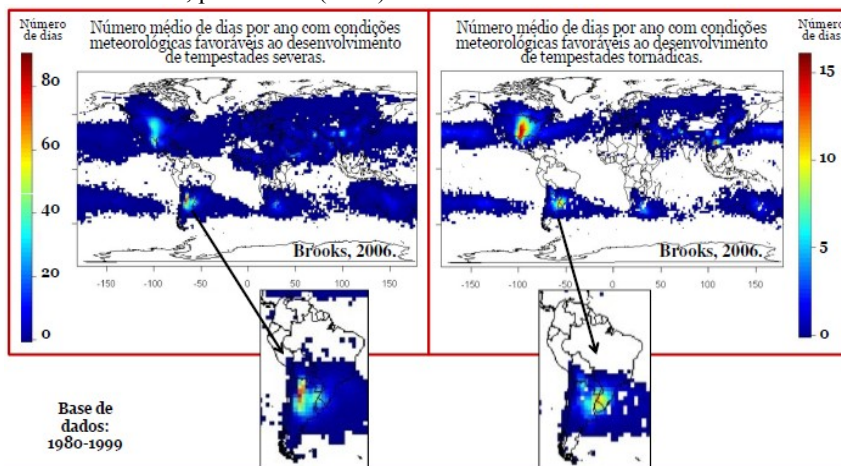
Outros locais próximos a regiões montanhosas, como a leste dos Andes e no sul e leste do Himalaia que recebem fontes de umidade no seu lado equatorial, mostram-se propícias a tempestades severas com formação de tornados. A localização geográfica é uma das

características que insere a América do Sul no corredor de Tornado do Hemisfério sul (BROOKS; DOSWELL; KAY, 2003).

Na América do Sul, DYER (1986) foi um dos pioneiros na identificação de uma zona compreendida entre leste do Paraguai, sudoeste do Brasil e nordeste da Argentina. O estudo mostrou que essa região foi a que mais se registrou rastros e Tornados estudados até então. Outros estudos apontam o continente sul americano como uma região geradora de tornados. NASCIMENTO; DOSWELL III (2006) observaram que na região Sul do Brasil e da América do Sul, existe uma área de convecção profunda severa identificando áreas de maior ocorrência de tempo severo e de tornados.

BROOKS (2006) usou dados levantados a partir da análise de radiossondagens atmosféricas do mundo e dados de reanálise do NCAR/NCEP no período de 1970 a 1999 (Figura 2), e mostrou que a região compreendendo o norte da Argentina, Paraguai, Uruguai, e a região sul do Brasil, está inserida no contexto de desenvolvimento de tempestades severas e tornados.

Figura 2: Investigação sobre a distribuição mundial do número de dias por ano (em média) com condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de tempestades severas e tornados, por Brooks (2006).



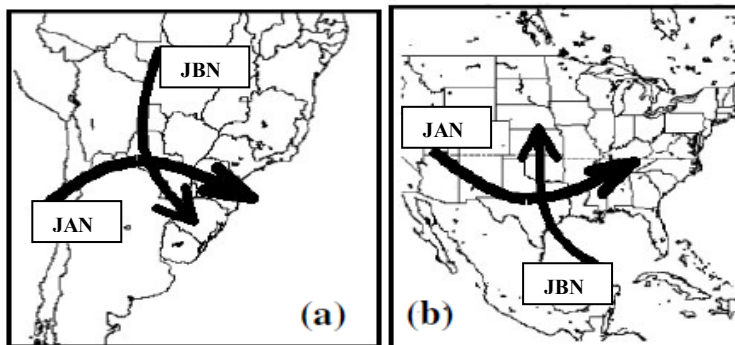
Fonte: Curso ReVOT, Nascimento, (2010) adaptada de (Brooks, 2006).

No Brasil, NASCIMENTO (2004), analisou sinoticamente as características atmosféricas ligadas a sistemas meteorológicos associados a tempestades severas e tornados. O estudo mostrou o

encontro dos Jatos de Baixos Níveis (JBN) úmidos vindos da Amazônia, com o ar polar e seco, trazido pelos Jatos de Altos Níveis (JAN) vindo dos Andes, condição atmosférica com potencial para causar atividade convectiva e então, gerar supercélulas, que consequentemente formaria tornados.

Pesquisa encontrou similaridades entre a situação sinótica que descreve a formação de tornados existentes no EUA e na região Sul do Brasil (NASCIMENTO, 2004). Nos EUA, o JBN transporta a umidade vinda do Golfo do México, impulsionado pelo ASAN, as montanhas Rochosas fornecem um intenso cisalhamento do vento e movimento vertical e ainda a incursão da Corrente de Jato de latitudes médias, juntos formam a instabilidade convectiva suficiente para formação de tornados. Na região Sul do Brasil o JBN transporta a umidade da bacia Amazônica para as latitudes mais elevadas da América do Sul e as montanhas dos Andes servindo de barreira, impulsionam o ar polar e seco para níveis mais altos da atmosfera, e ainda há a presença do JAN que é frequentemente associado com a migração de sistemas baroclínicos. Como ilustrado na Figura 3.

Figura 3: Diagrama mostra a junção do Jato de Baixo Nível (JBN) e Jato de Alto Nível (JAN) na região (a) América do Sul e (b) da América do Norte. Durante condições favoráveis à formação de tempo severo e tornados.



Fonte: NASCIMENTO (2004)

Particularmente em Santa Catarina (SC), os tornados ocorrem em todas as regiões. Estudos revelaram que SC é propícia à ocorrência de fenômenos como tornados, por sua localização geográfica e orográfica, devido ao encontro das massas de ar tropical e extratropical o que constitui uma região frontogênica (favorável à formação e

intensificação de frentes), (FOSS; PAMPUCH, 2008; NASCIMENTO et al., 2010).

De acordo com estudo de MARCELINO (2004), a região Norte e Oeste catarinense tem mais possibilidade na ocorrência do fenômeno por motivos diferentes. No Norte, os tornados estão associados aos elevados índices de umidade local devido à proximidade com o oceano e a Serra do Mar, favorecendo a formação de nuvens convectivas profundas a barlavento. Já no oeste catarinense, as ocorrências estão associadas as passagens dos sistemas frontais, que são mais frequentes e intensos no inverno, e com os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM), que são áreas de instabilidade que se formam sobre o Paraguai e deslocam-se sobre o Estado. A autora traçou um perfil atmosférico sinótico para as ocorrências estudadas e descobriu que tornados ocorridos nas estações do outono, inverno e primavera, foram gerados pela difluência do escoamento zonal em altos níveis e pelo escoamento de noroeste em baixos níveis, influenciado pelo Anticiclone semi-permanente do Atlântico Sul (ASAS) e pelo cavado sobre a Bacia do Rio da Prata.

Na tentativa de compor uma amostra que definisse uma climatologia para tornados em Santa Catarina, MARCELINO (2004) fez um levantamento de 1976 a 2000, em arquivos da DEDC-SC, em jornais de SC e concluiu 23 ocorrências tornádicas, entre trombas d'água e tornados, em um período de 25 anos. Dos quais 15 foram confirmados e 8 como possíveis ocorrências do fenômeno, com a ressalva de que o número de tornados ocorridos no estado na época levantada poderia ser ainda maior. Outro resultado significativo da amostra levantada, os meses de maiores ocorrências em Santa Catarina foram janeiro e novembro, sendo que a primavera concentrou 40% dos casos e o verão 35%. Com relação à classificação dos tornados, as intensidades variaram entre F0 e F3, segundo a Escala Fujita.

ESTIVALLET et al (2009), realizaram uma climatologia de tornados no período de 1976 a 2009, baseando-se na climatologia feita anteriormente por MARCELINO (2004). Além disso, fizeram uso de dados de pesquisas científicas, dados do EPAGRI/CIRAM 2009, jornais, jornais online, arquivos pessoais, informes da DEDC-SC e de Instituições de Meteorologia. O resultado do estudo mostrou que ocorreram 77 tornados ao longo de 33 anos. No verão se concentrou 61% das ocorrências, no outono 9%, no inverno 12% e na primavera 16%. Das climatologias feitas pra SC até então, conclui-se que sazonalmente, tornados no estado tem uma maior ocorrência na primavera e verão.

2.2 MODELAGEM NUMÉRICA DE TEMPO

A seguir, breve descrição da evolução da modelagem e da previsão numérica de tempo.

2.2.1 Previsão Numérica De Tempo E Modelagem Numérica

No início do século XX, Vilhelm Bjerknes, Físico Norueguês, além de ter desenvolvido o Teorema da Circulação, também, formalizou a Previsão Numérica de Tempo (PNT), baseada em equações matemáticas. Bjerknes, afirmou que a PNT poderia ser baseada nas leis físicas, e descrita pelas sete principais variáveis meteorológicas; pressão, temperatura, umidade, densidade do ar e as três componentes da velocidade vento. No mesmo período, Jacob Bjerknes, filho de Vilhelm Bjerknes, publicou o artigo clássico “*On the structure of moving cyclones*” introduzindo o conceito de *ciclone extratropical*, um conceito fundamental para o desenvolvimento da Previsão de Tempo.

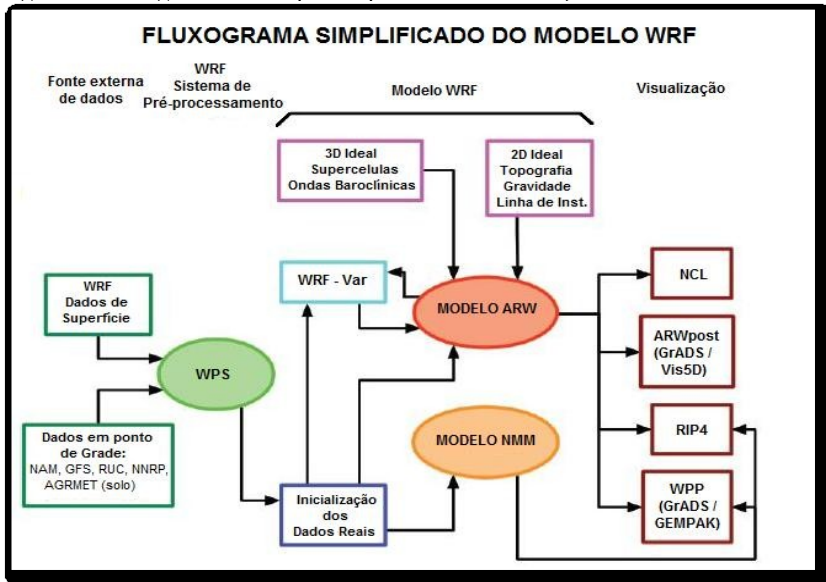
Em 1922, o meteorologista Britânico Lewis Fry Richardson publicou um trabalho onde foi apresentado, pela primeira vez, o resultado da previsão de tempo por meio da solução numérica das equações do movimento. Ele descrevia a integração numérica das equações das variáveis atmosféricas de forma a obter uma previsão do tempo em 24 horas adiante. Richardson usou o método de diferenças finitas, desenvolvido anteriormente por Carle Runge e Wilhelm Kutta, um método que permitia resolver equações diferenciais ordinárias com diferenciação finita, (JACOBSON, 2005).

Em 1946, John Von Neumann propôs um projeto para fazer previsão do tempo, sua principal aplicação, o projeto foi aprovado, e o primeiro modelo de computador da atmosfera foi planejado - ENIAC – (Electronic Numerical Integrator and Computer). Entre os colaboradores do projeto de Von Neumann foi Jule Charney, que fez a primeira previsão numérica no ENIAC com um modelo unidimensional. Desde então, os modelos numéricos de previsão do tempo tornaram-se mais elaborados, e os computadores tornaram-se mais rápidos (JACOBSON, 2005).

2.2.2 Modelo WRF - Weather Research and Forecast

O WRF é um modelo de mesoescala, não hidrostático e compressível. Resolve o movimento vertical de maneira direta, com opção hidrostática e de alta resolução. Foi desenvolvido com apoio de vários centros de pesquisa, como, o National Center for Atmospheric Research (NCAR) e o National Center for Environmental Prediction (NCEP/NOAA), (SKAMAROCK et al., 2008). O modelo possui dois núcleos de solução dinâmica: o Advanced Research WRF (ARW) e o Nonhydrostatic Mesoscale Model (NMM) e três componentes principais WPS, ARW e pós-processamento (Figura 4).

Figura 4: Fluxograma das etapas do processo de simulação no WRF.



Fonte: Fluxograma adaptado de SKAMAROCK et al., (2008).

2.2.2.1 Coordenada Vertical

O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo WRF é denominado *eta* (η). No entanto, para interpolação próximo da superfície o modelo usa uma coordenada adaptada sigma (σ), pois esta coordenada acompanha o terreno enquanto que, na atmosfera superior (η) tende a aproximar-se das superfícies isobáricas. A equação 01, representa como a coordenada vertical η é calculada:

$$\eta = \frac{p_h - p_{ht}}{\mu} \quad (01)$$

Onde $\mu = p_{hs} - p_{ht}$ é a componente hidrostática de pressão, p_{ht} é o valor do topo e p_{hs} é o valor da superfície. η varia do valor 1 na superfície até 0 na parte superior do domínio do modelo. No sistema de coordenadas η , as variáveis não representam um valor sobre as superfícies verticais, mas a média para a parcela entre duas superfícies.

2.2.2.2 Equações governantes

Nos modelos numéricos meteorológicos, as condições atmosféricas podem ser representadas por um conjunto de equações que controlam seu comportamento. O conjunto de equações que regem a dinâmica meteorológica idealizada como as equações; de conservação do momento, conservação de energia termodinâmica, conservação de massa, tendência geopotencial e a equação que representa o estado termodinâmico dificilmente podem ser usadas pelo WRF, pois ele possui um sistema com termos mais realísticos que levam em conta o efeito da força de Coriolis, umidade do ar e a projeção cartográfica utilizada. Por isso, as equações da dinâmica clássica são adaptadas e são aproximadas por diferenças finitas, ou seja, são reescritas em equações diferenciais parciais que possuem variáveis de perturbação, que permitem diminuir os erros de truncamento e arredondamento no cálculo dos gradientes de pressão horizontal e vertical. Então, as equações usadas no modelo são:

$$\partial_t U + m[\partial_x(U_u) + \partial_y(V_u)] + \partial_\eta(\Omega u) + (\mu_d \alpha \partial_x p' + \mu_d \alpha' \partial_x \bar{p}) + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d \partial_x \phi' + \partial_\eta p' \partial_x \phi - \mu'_d \partial_x \phi) = F_U \quad (02)$$

$$\partial_t V + m[\partial_x(U_v) + \partial_y(V_v)] + \partial_\eta(\Omega v) + (\mu_d \alpha \partial_y p' + \mu_d \alpha' \partial_y \bar{p}) + (\alpha/\alpha_d)(\mu_d \partial_y \phi' + \partial_\eta p' \partial_y \phi - \mu'_d \partial_y \phi) = F_V \quad (03)$$

$$\partial_t W + m[\partial_x(U_w) + \partial_y(V_w)] + \partial_\eta(\Omega w) - m^{-1}g(\alpha/\alpha_d)[\partial_\eta p' - \bar{\mu}_d(q_v + q_c + q_r)] + m^{-1}\mu'_d g = F_W \quad (04)$$

$$\partial_t \Theta + m^2[\partial_x(U\theta) + \partial_y(V\theta)] + m\partial_\eta(\Omega\theta) = F_\Theta \quad (05)$$

$$\partial_t \mu'_d + m^2[\partial_x U + \partial_y V] + m\partial_\eta \Omega = 0 \quad (06)$$

$$\partial_t \phi' + \mu_d^{-1}[(U\phi_x + V\phi_y) + m\Omega\phi_\eta - gW] = 0 \quad (07)$$

$$\partial_\eta \phi' = -\bar{\mu}_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (08)$$

$$\partial_t Q_m + m^2[\partial_x(Uq_m) + \partial_y(Vq_m)] + m\partial_\eta(\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (09)$$

Onde $U = \mu_d u/m$, $V = \mu_d v/m$, $W = \mu_d w/m$, $\Omega = \mu_d \eta/m$. A equação de estado permanece na mesma forma.

2.2.2.3 Discretização Temporal e Espacial

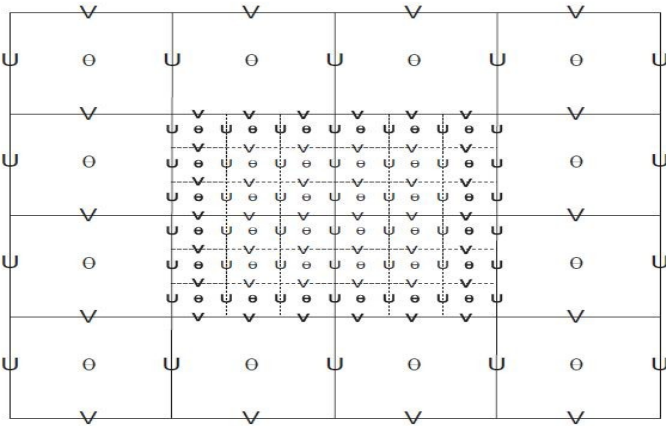
O WRF utiliza um esquema de integração por passos de tempo, que são intervalos no qual as variáveis do modelo são atualizadas. Esse mecanismo permite que o modelo se propague no tempo. Enquanto ondas lentas são resolvidas utilizando o método de resolução numérica *Runge-Kutta de 3ª ordem (RK3)* o modo horizontal de propagação das ondas acústicas é resolvido com um esquema de integração *forward-backward* e, o modo vertical, com um esquema implícito utilizando o Δt para ondas rápidas. A solução das ondas sonoras é aplicada como uma correção no RK3. Ao aplicar cada nova correção, as equações sofrem modificações se tornando cada vez mais complexas. Maiores detalhes podem ser encontrados em (SKAMAROCK et al., 2008).

A discretização espacial do WRF é feita pela utilização de uma grade do tipo C (ARAKAWA e LAMB, 1977). A grade tipo C é alternada. A adoção desse tipo de grade tem como vantagem evitar o desacoplamento entre os termos da equação diferencial parcial; isso ocorre quando variáveis interdependentes são resolvidas no mesmo ponto de grade. Além disso, grades alternadas do tipo C ainda têm a vantagem do cálculo de médias na equação discretizada apenas para o

termo de Coriolis. Como o WRF é um modelo de mesoescala, então a influência da força de Coriolis em fenômenos representados nessa escala tem relevância, talvez não para o caso de tornados.

Quando se deseja analisar mais detalhadamente uma região de interesse que está inserida na grade original utilizada, é possível fazer um aninhamento de grades. A grande vantagem em utilizar grades aninhadas é ter dados de uma área com uma alta resolução espacial, sem que toda a grade tenha que ser rodada com um Δx menor. A Figura 5 mostra que as condições de contorno da grade menor são interpoladas a partir dos cálculos fornecidos pela grade maior. O WRF oferece as opções dos dados fluírem em apenas um sentido (da grade maior para a menor), chamado de *1-way nest*, ou em ambos os sentidos *2-way nest*. A alternância dessas variáveis na grade define como a grade menor é colocada sobre a grade maior e influencia os resultados quando o modo *2-way nest* está ativo.

Figura 5: Grades aninhadas do tipo C. Proporção da grade maior para a grade menor 3:1



Fonte: SKAMAROCK et al. (2008)

2.2.3 Descrição das Parametrizações usadas pelo WRF

As parametrizações usadas pelo WRF são implementadas em módulos separados, organizadas em cinco blocos principais: a) microfísica de nuvens; b) processos convectivos; c) trocas e transportes

turbulentos, na Camada Limite Planetária; d) processos de radiação e (e) interação solo-superfície (OLIVEIRA, 2014) .

a) Esquemas de Microfísica

Os processos de precipitação, vapor da água e nuvens são resolvidos pelo modelo WRF explicitamente, na forma de esquemas de parametrizações (OLIVEIRA, 2014). Nesses esquemas são construídas, no lugar dos complexos modelos teóricos, fórmulas alternativas simplificadas para resolver os termos associados aos fluxos turbulentos de momentum, calor e vapor que aparecem devido à integração das equações.

b) Parametrização Cumulus – processos convectivos

Os esquemas de parametrização cumulus são responsáveis pelos efeitos sub-grade que ocorrem nas nuvens convectivas rasas e/ou profundas. Eles tentam representar os fluxos verticais devidos aos movimentos ascendentes e descendentes, não resolvidos na escala das grades do modelo, e compensar os movimentos do lado de fora das nuvens. Estes esquemas operam somente em colunas individuais onde o esquema é disparado e fornecem os perfis verticais de aquecimento e umidade.

c) Camada Superficial

Os esquemas da camada superficial determinam as velocidades de fricção e os coeficientes de trocas que permitem o cálculo do aquecimento da superfície e dos fluxos de umidade nos modelos de solo-superfície e da turbulência superficial no esquema da camada limite planetária (CLP). Sobre superfícies de água, os fluxos e os campos diagnósticos de superfície são computados no próprio esquema de camada superficial. Esta parametrização não apresenta tendências, apenas incorpora os efeitos que dependem da estabilidade da camada superficial sobre os esquemas de solo-superfície e de CLP. Além disso, interage com os esquemas de radiação (no processo de emissão, absorção e espalhamento da radiação) e com a precipitação oriunda dos esquemas de convecção e microfísica.

d) Camada Limite Planetária (CLP)

A CLP é responsável por fluxos verticais em escala de subgrade que se devem aos transportes turbulentos em toda a coluna atmosférica, não apenas na camada limite. Os fluxos de superfície obtidos, de acordo com os esquemas das seções anteriores, fornecem a condição de fronteira inferior para esta parametrização, que calcula o transporte vertical destes fluxos através da camada de mistura. Após determinar os perfis de fluxo dentro da camada de mistura e da camada estável, gera, então, as tendências de temperatura, umidade (incluindo nuvens) e momentum horizontal em toda a coluna atmosférica.

e) Processos de Radiação

As parametrizações de radiação incluem os efeitos de aquecimento atmosférico devido à divergência do fluxo radiativo e ao balanço de energia radiativa no solo. A radiação de onda curta é a energia radiante emitida pelo Sol, como luz visível na parte de frequência mais alta do espectro eletromagnético e na do infravermelho próximo, bem como a radiação ultravioleta. Já a radiação infravermelha é uma radiação não-ionizante na porção invisível do espectro eletromagnético que é adjacente aos comprimentos de onda longos, ou final vermelho do espectro da luz visível. A absorção desta radiação de onda longa aquece a atmosfera, aumentando a temperatura da superfície. Na atmosfera, a radiação responde a modelos de nuvem e a distribuições de vapor de água, bem como a concentrações específicas de dióxido de carbono, ozônio entre outros. Os esquemas de radiação no WRF são, em sua maioria, esquemas de coluna, unidimensionais. Cada coluna atmosférica é tratada de forma independente, e os fluxos correspondem aqueles em planos infinitos horizontalmente uniformes, o que é uma boa aproximação se a espessura vertical das camadas do modelo é muito menor que o comprimento horizontal da grade.

f) Modelo de Solo-Superfície

Os modelos de solo-superfície (MSS) usam a informação meteorológica do esquema de camada superficial, a forçante radioativa do esquema de radiação e a forçante de precipitação dos esquemas de microfísica e convecção, combinadas com uma informação interna de variáveis de estado do solo e propriedades solo-superfície, para disponibilizar fluxos de calor e umidade em pontos sobre o solo e sobre a água ou o gelo.

2.2.4 Descrição de resultados de trabalhos que utilizaram o modelo WRF.

KÜBRA e AKATAŞ (2015) usaram o WRF no módulo ARW para simularem um tornado ocorrido em Tuzla, Istanbul em Junho de 2014, com dois domínios aninhados o domínio maior na resolução horizontal de 10 km e 3,3 km para os domínios mãe e o aninhado, respectivamente, com foco na parte oriental da Turquia. Os dados de entrada foram usados com intervalo de 6 horas e resolução horizontal de 1°, com 26 níveis de pressão, já as condições iniciais e de contorno foram gerados a partir do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*). Os resultados da simulação mostraram que o modelo previu bem a localização, mas não a intensidade de precipitação, pois, foi superestimada. Concluindo que, havia circunstâncias encontradas como a diminuição da pressão e temperatura, ventos fortes e existência de fonte de umidade vinda do Mar Negro, que foram propícias a ocorrência do tornado.

De acordo com (LITTA et al., 2011), a simulação de dois tornados (F0 e F3) que ocorreram na Índia, fazendo uso do WRF- NMM com uma resolução espacial de 3 km para um período de 24 h, o modelo representou bem os parâmetros meteorológicos como velocidade do vento e convergência de umidade, além do movimento vertical e índices de instabilidade termodinâmicos comparados aos observados. O modelo capturou bem a região de ocorrência e as atividades convectivas intensa em ambos os casos.

(MACEDO; HENKES; YAMAZAKI, 2011), utilizaram o modelo WRF – NMM para simular o evento dos fortes ventos e tempestades com precipitação intensa e de curta duração ocorridos ao longo da rodovia BR-116 configurado com dois domínios (D1 e D2) aninhados para a região do Sul do Brasil, resoluções espaciais de 18 km e 6 km, com 35 níveis na vertical. As simulações apresentaram resultados compatíveis com os registros observados pela estação automática do INMET instalada na cidade de Jaguarão/RS. O modelo mostrou a penetração da frente fria que passou sobre o Uruguai, e que afetou - com pouca intensidade - a região próxima à cidade de Jaguarão/RS, caracterizadas pelas análises feitas com os resultados para o domínio D1, com resolução menor.

Usando o WRF, NETA; GOMES (2011), simularam dois casos de Núcleos Convectivos (NC), o primeiro ocorreu no dia 10 e o segundo, no dia 20 de janeiro de 2003 no Sul da América do Sul (SAS). Os experimentos foram realizados com duas grades aninhadas (90 km e

30 km). Os dados iniciais e de contorno, com 1º de resolução, foram atualizados a cada 6 horas em simulações que iniciaram 12 horas antes do horário de formação do primeiro NC de cada sequência, com saídas horárias. As simulações mostraram que as características termodinâmicas não foram suficientes para justificar a formação dos NC analisados. No entanto, o cisalhamento vertical do vento parece ter sido de fundamental na organização e na manutenção da convecção observada, pois os dois casos se desenvolveram em um ambiente bastante úmido, mas somente um deles em situação de jato de baixos níveis a leste dos Andes.

SHAFER et al. (2009), utilizou o WRF para determinar o grau em que os processos de escala sinótica parecem influenciar na ocorrência de surtos (outbreaks) de tornado. Para este fim, 50 simulações de outbreaks de tornado são comparados com 50 simulações de outbreaks de eventos não tornádicos, iniciados com entrada de escala sinótica para determinar se o modelo é capaz de distinguir o tipo de surto de 1, 2, e 3 dias de antecedência do evento. As simulações do modelo não foram possíveis resolver tornados explicitamente; Assim, o uso de co-variáveis meteorológicas (sob a forma de numerosos parâmetros de tempo severo) foi necessária para determinar se o modelo previu ou não um surto de Tornados. Os resultados indicam que, usando as co-variáveis, o WRF pode discriminar tipo de surtos consistente, por até 3 dias de antecedência.

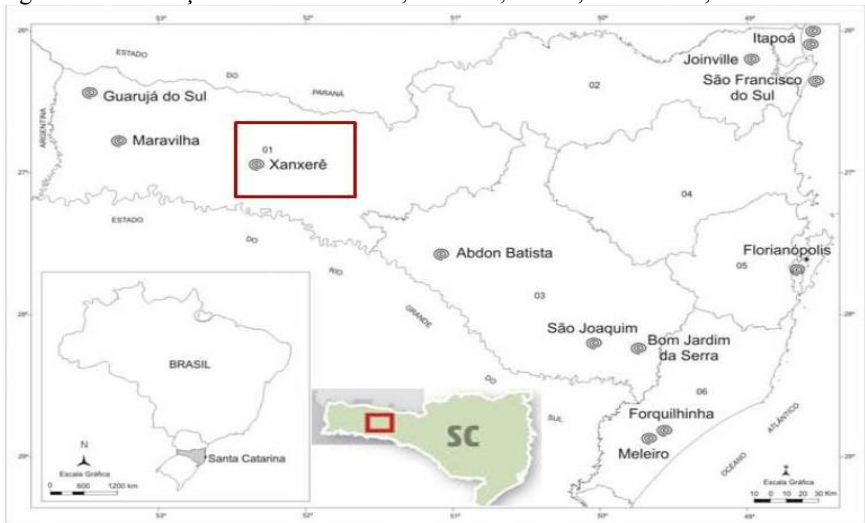
3 METODOLOGIA E DADOS

A metodologia usada neste trabalho foi dividida em 2 partes; na primeira parte, uma análise sinótica do evento em estudo. E na segunda parte, o uso de parametrizações do modelo WRF, afim de caracterizar as condições atmosféricas da tempestade severa que formou tornado em Xanxerê/ SC.

3.1 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo (Figura 6) pertence a região oeste de Santa Catarina, onde se localiza o município de Xanxerê com 47 mil habitantes, segundo Censo de 2010. No dia 20 de Abril de 2015, ocorreu um tornado em Xanxerê, ocasionando duas mortes, cerca de 300 feridos e na ordem de 10 mil pessoas afetadas, sendo que 2,6 mil casas foram danificadas, de acordo com informações da Defesa Civil de Santa Catarina (G1.GLOBO.COM, 2015).

Figura 6: Localização da área de estudo, Xanxerê; lat: 26,52 e lon: 52, 24.



Fonte: Adaptada de MARCELINO (2004)

3.2 DADOS

Descrição dos dados usados para a Análise Sinótica e do Modelo WRF, além de uma breve descrição dos índices termodinâmicos referente aos resultados de cada experimento que foram usados para o estudo das condições atmosféricas da Tempestade Severa que gerou o tornado.

3.2.1 Dados usados para a Análise Sinótica

- a) Imagens do satélite meteorológico *Geostationary Operational Environmental Satellites* (GOES-13) nos canais 4 (infravermelho - 10,2 a 11,2 μm) e visível do sensor *Visible and Infrared Spin Scan Radiometer* (VISSR). (CPTEC-INPE - www.cptec.inpe.br).
- b) A utilização de imagens de radar é fundamental para a detecção de tempestades, bem como para a avaliação da intensidade e severidade das mesmas. A refletividade identificada pelo radar pode ser relacionada à intensidade da atividade convectiva presente e inferida a precipitação. Dessa forma, quanto maior o valor em decibels (dBz), maior é a intensidade de formação e desenvolvimento da tempestade, ou seja, maior a convecção sobre a região indicando nuvens convectivas potencialmente capazes de gerar tornado. Neste estudo foram usados imagens de Radar do Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR) localizado na cidade de Cascavel, radar do tipo Doppler e opera na Banda-S de frequência com dupla polarização. Sua alta resolução espacial abrange 240 quilômetros de raio no modo quantitativo e 480 quilômetros no modo qualitativo. Este radar fornece produtos como : PPI (Plan Position Indicator, um mapeamento dos dados em coordenadas polares), CAPPI (Constant Altitude PPI, um corte horizontal dos dados), RHI (basicamente, o campo de refletividade integrado na vertical) entre outros. Particularmente nesta análise foram usadas as imagens de CAPPI.
- c) Cartas sinóticas obtidas do site (<http://www.cptec.inpe.br/>) do CPTEC-INPE usada como ferramenta auxiliar na análise das condições atmosféricas que gerou a tempestade severa e o tornado. Foram analisadas as cartas do dia do evento no horário das 06, 12,

18 UTC e uma carta do dia posterior ao mesmo, no horário da 06 UTC.

- d) Reanálise do modelo do Centro Europeu de Previsão de Tempo (ECMWF), chamado de *ECMWF Re-Analysis* (ERA-Interim). Estes dados foram obtidos em pontos de grade com resolução de 0.25° de latitude-longitude, com resolução temporal de 6h nos horários da 00, 06, 12 e 18 UTC para dois dias do episódio: anterior e durante a ocorrência do fenômeno. Foram utilizadas as seguintes variáveis e níveis de pressão, respectivamente: divergência de vento, temperatura (T) em K, componentes zonal (u) e meridional do vento (v) em m/s, velocidade vertical (w) em Pa/s, umidade específica (q) em (g/kg) e vorticidade relativa, nos níveis de 925 hPa, 850 hPa, 700 hPa, 500 hPa, 300hPa, 250 hPa.

3.2.2 Uso do modelo WRF neste trabalho

As condições iniciais e de contornos provêm das análises do modelo global Global Forecast System (GFS) do NCEP, no formato GRIB com resolução espacial de 0.25° e resolução temporal de 6h (0h, 6h, 12h, 18h UTC), 27 níveis na vertical. Os experimentos decorreram na mudança de parametrizações que influenciariam nas condições de meso e escala local, como de microfísica e camada limite, por exemplo. O tempo total de integração das simulações foi de 52h a partir das 00:00 UTC do dia 19/04/2015, sendo que as 06 primeiras horas foram descartadas como *spin-up* (tempo necessário para ajuste dos campos atmosféricos), como explicam (OLIVEIRA, 2014; PADILHA, 2011), resultando 48h para a análise deste estudo, iniciando em 06:00 UTC do dia 19/04/2015 a 06:00 UTC do dia 21/04/2015. Visando a estabelecer a configuração de grades que melhor representasse a região de estudo, o modelo WRF foi configurado com três domínios de integração, conforme mostra a Figura 7. O domínio mais externo, DOM1, possui resolução horizontal de 9.3 km, o DOM2 possui 3.1 km e o DOM3 1.033 km.

Figura 7: Mostra três aninhamentos de grade da região de interesse neste estudo.



Fonte: A Autora, 2016.

3.2.3 Parametrizações Usadas

Neste estudo, foram usados quatro blocos de parametrizações: microfísica de nuvens, processos convectivos, trocas e transportes de turbulência, na camada limite planetária (PBL) e Camada Superficial. As parametrizações testadas foram: *Ferrier- new eta- scheme* (Microfísica), *Grell-Devenyi- GD* (Cumulus), *Mellor-Yamada-Janjic - MYJ* (PBL) e Esquema de Similaridade Eta (Janjic - Camada Superficial). A tabela 2 mostra as parametrizações usadas em cada experimento, o Exp01 corresponde a Default, Exp02 corresponde a Microfísica, Exp03 a Cumulus e Exp04 referente a PBL (camada limite planetária).

Tabela 2: Parametrizações usadas em cada experimento.

PARAMETRIZAÇÕES	Exp01	Exp02	Exp03	Exp04
Microfísica	WRF M3	EGCP01	WRF M3	WRF M3
Cumulus	KF	KF	GD	KF
PBL	YSU	YSU	YSU	MYJ
Camada Superficial	MM5 SS	MM5 SS	MM5 SS	Eta S

Fonte: A Autora, 2016.

E abaixo serão descritas cada uma das parametrizações utilizadas:

a) *Ferrier-new-Eta Scheme* (Microfísica)

Conhecido como EGCP01 (*Eta Grid-scale Cloud and Precipitation (2001) scheme*), este esquema prevê mudanças no vapor de água e nas formas de condensação da água de nuvem, da chuva, do gelo de nuvem, e do gelo da precipitação (neve / graupel / sleet). Os diferentes campos de hidrometeoros são combinados em condensados totais, sendo o vapor de água e o condensado total advindos no modelo. Armazenamentos locais retem informações de primeira estima que extraem contribuições de nuvem de água, chuva, gelo de nuvens e gelo de precipitação de densidade variável na forma de neve, graupel ou sleet (referente a granizo fino no Brasil). A densidade de gelo de precipitação é estimada a partir de uma matriz local que armazena informações sobre o crescimento total de gelo por deposição de vapor e acreção de água líquida. Os processos de fase mista são agora considerados a temperaturas mais quentes do que -30°C (anteriormente -10°C), enquanto a saturação de gelo é assumida para condições nebulosas a temperaturas mais frias. Uma descrição mais detalhada do esquema pode ser encontrada na Sec.8.1.6 em (SKAMAROCK et al., 2008)

b) Grell-Devenyi (Cumulus)

Grell e Devenyi (2002) introduziram uma parametrização cumulus por conjunto em que simultaneamente múltiplos esquemas de convecção e variantes são rodados para cada elemento de malha, produzindo uma média dos resultados. A princípio, a média pode ser ponderada a fim de otimizar a parametrização, mas geralmente pesos iguais são atribuídos. Os esquemas são todos do tipo fluxo de massa, mas com diferentes parâmetros para correntes ascendentes e

descendentes de entranhamento e desentranhamento, e eficiências de precipitação. Essas diferenças no controle estático são combinadas com diferenças no controle dinâmico, que é o método para determinar o fluxo de massa na nuvem. Os fechamentos do controle dinâmico são baseados na CAPE, na velocidade vertical nos níveis baixos ou na convergência de umidade. Esta parametrização é composta por 144 membros que distinguem os tipos de nuvens.

c) Esquema de Mellor-Yamada-Janjic (MYJ) – (PBL)

Esta parametrização de turbulência usada na CLP e na atmosfera livre (Janjic, 1990, 1996, 2002) representa uma implementação não singular do modelo de turbulência Mellor-Yamada Level 2.5 (Mellorand Yamada, 1982) para todos os regimes turbulentos da atmosfera. Nesta implementação, um limite superior é imposto numa escala mestre de comprimento. Este limite superior depende da TKE (Energia Cinética Turbulenta), assim como da flutuabilidade e do cisalhamento do fluxo em questão. Na região instável, a forma funcional do limite superior é derivado dependendo se a geração de TKE for não-singular no caso de turbulência crescente. Na região estável, o limite superior é derivado dependendo que a razão da variância do desvio da velocidade vertical e a TKE não seja menor que do que aquele correspondente no regime de turbulência zero. A equação diferencial de produção ou dissipação de TKE é resolvida iterativamente. As constantes empíricas também foram revisadas (Janjic, 1996, 2002).

d) Esquema de Similaridade Eta - MYJ

O esquema camada superficial Eta é baseado na teoria de similaridade Monin e Obukhov. O esquema inclui parametrizações de uma sub-camada viscosa. Sobre superfícies de água, a sub-camada viscosa é parametrizada explicitamente segundo Janjic (1994). Sobre a terra, os efeitos da sub-camada viscosa são tidos em conta em função da altura da rugosidade variável para temperatura e umidade como proposto por Zilitinkevich (1995). O Beljaars (1994) de correção é aplicada, a fim de evitar singularidades no caso de uma camada superficial instável e de fuga da velocidade do vento. Os fluxos de superfície são calculadas por um método iterativo. Este esquema camada superficial deve ser usado em conjunto com o esquema de Eta (Mellor-Yamada-Janjic) PBL, e é, portanto, por vezes referido como o esquema de superfície MYJ.

3.2.4 Breve Descrição dos Índices de Instabilidade usados neste estudo

Uma maneira de analisar a intensidades das tempestades é através de índices de instabilidade, os quais são frequentemente usados para auxiliar tanto a pesquisa quanto a previsão operacional de tempestades. Estes índices foram originalmente padronizados para as latitudes médias do Hemisfério Norte (HN), referindo-se, na maioria das vezes, a tempestades observadas nas planícies do meio oeste norte-americano. Tais índices envolvem um valor numérico que pode ser obtido através de diferenças entre a temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho e a temperatura do bulbo úmido, entre outros parâmetros definidos entre duas ou mais superfícies isobáricas (NASCIMENTO, 2005; PAULA et al., 2015).

Alguns estudos de ajuste de índices de instabilidade para as regiões Sul e Sudeste do país que mostram a importância e a utilidade destes índices nas técnicas de previsão para estas regiões como por exemplo, BENETI; SILVA DIAS, 1992; HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012; SILVA DIAS, 2000. Neste estudo foram calculados e comparados os índices K, LI, TT, CAPE E CIN, de cada experimento com os valores dos índices obtidos da reanálise. Além disso, foram usados como referência valores significativos dos índices para tempestades severas e tempestades convectivas locais que constam na literatura. Abaixo segue uma descrição resumida dos índices usados, maiores informações podem ser encontradas em HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012; NASCIMENTO, 2005; PAULA et al., 2015; SILVA DIAS, 2000.

O índice K para ser significativo (>24) deve haver calor em baixos níveis e grande oferta de umidade deste a superfície até 700 hPa. Uma camada seca em 700 hPa reduz o valor de K. O índice TT exige calor e umidade em 850 hPa e frio em 500 hPa e não restringe a umidade em 700 hPa. Se houver uma camada seca em 700 hPa isso não afeta TT. Portanto se ambos K e TT são altos a tendência é ter chuvas torrenciais. Se K é baixo e TT é alto (>44) então a tendência é ter tempestades severas. Já o LI denota apenas a instabilidade da camada e é negativo (menor que -2) quando há umidade e calor nos níveis baixos e ar frio em 500 hPa, (PAULA et al., 2015; SILVA DIAS, 2000).

O índice CAPE (*Convective Available Potential Energy*) e o índice CIN (*Convective Inhibition*), levam em consideração o termo de fluatibilidade da parcela de ar, este termo representa a geração de acelerações verticais associadas a variações de densidade no fluido atmosférico.

O índice CAPE representa a flutuabilidade positiva da parcela de ar e pode ser obtido integrando da base ao topo da camada instável onde as acelerações ascendentes são induzidas, ou seja, CAPE é uma medida verticalmente integrada do trabalho realizado pelo ambiente sobre a parcela de ar ao acelerá-la para cima. Então, em correntes ascendentes intensas são teoricamente esperadas em ambientes com muito CAPE. Valores típicos de CAPE em dias de convecção moderada a intensa variam entre 1000 e 4000 J/kg, (FOSS, 2011; NASCIMENTO, 2005).

O CIN representa a flutuabilidade negativa, chamada Inibição Convectiva a qual representa uma medida verticalmente integrada do trabalho que deve ser realizado pela parcela de ar contra o ambiente para ascender forçadamente desde a superfície até o NCE. Valores típicos de CIN, em módulo, variam entre 0 J/kg (i.e., nenhuma inibição convectiva) e 50 J/kg, com valores acima de 100 J/kg sendo considerados altos, (NASCIMENTO, 2005).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 ANÁLISE SINÓTICA DO CASO

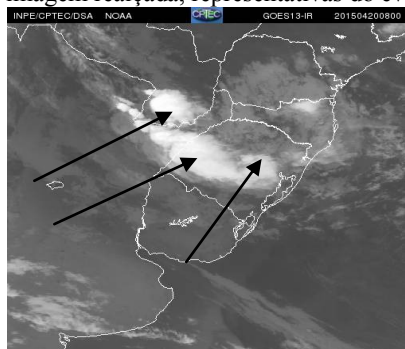
A análise refere-se ao evento Tornádico ocorrido em Xanxerê-SC, por volta das 18 UTC (15h00min, horário local) do dia 20 de abril de 2015. O período da análise sinótica decorrerá do tempo de 48 horas, que abrangerá o antes e durante a ocorrência da tempestade. Santa Catarina situa-se na trajetória de frentes polares, o que a torna sujeita a mudanças constantes na condição de tempo. A influência de sua geografia e orografia favorece a atuação de fenômenos frontogenéticos, em qualquer estação do ano (FOSS; PAMPUCH, 2008). Com o objetivo de caracterizar o tipo de fenômeno meteorológico que desencadeou o episódio de tornado ocorrido em Xanxerê foram utilizados diferentes métodos, descritos a seguir, para a realização da análise em escala sinótica.

4.1.1 Imagens de Satélite GOES - Geostationary Operational Environmental Satellites

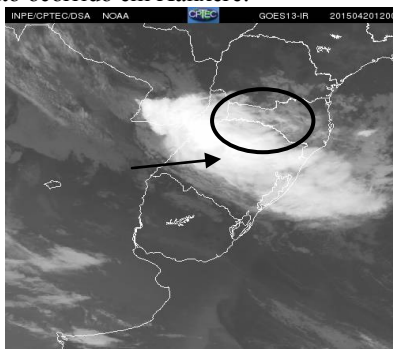
As imagens no canal do infravermelho permite localizar os maiores valores de radiância que correspondem aos topos de nuvens mais altos, estes topos estão associados a temperaturas mais baixas, indicando presença de células convectivas mais intensas. Também foi usada uma imagem realçada, a qual permite confirmar as células convectivas sobre a região de estudo, indicando topos de nuvens com temperaturas a -80°C .

A Figura 8 mostra uma sequencia de imagens no canal infravermelho e uma imagem realçada, sequencia esta que permitiu visualizar o deslocamento das nuvens antes, durante e depois da tempestade severa que atingiu o município de Xanxerê. Na Figura 8a, observa-se que áreas de instabilidade se formaram sobre o sul do Paraguai, leste da Argentina e parte do Rio grande do Sul, no horário das 08 UTC. Já nas Figuras 8 (b, c, d) percebe-se o desenvolvimento da instabilidade e seu avanço sobre Santa Catarina. Na Figura 8e, do horário das 17 UTC, apresenta a intensificação do sistema sobre o oeste de SC. E na Figura 8f, é possível observar a formação de duas supercélulas sobre Santa Catarina, sendo que uma delas, presente sobre o município de Xanxerê, bem no instante que ocorreu o tornado.

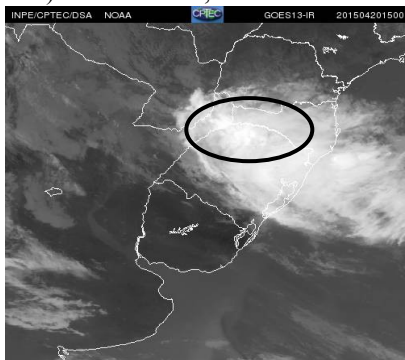
Figura 8: De 8a a 8e sequencia de imagens no canal infravermelho, já a 8f, imagem realçada, representativas do evento ocorrido em Xanxerê.



a) 20/04/2015, 0800 UTC



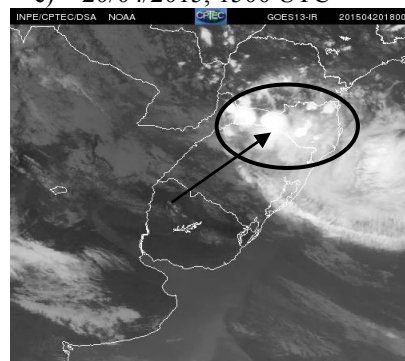
b) 20/04/2015, 1200 UTC



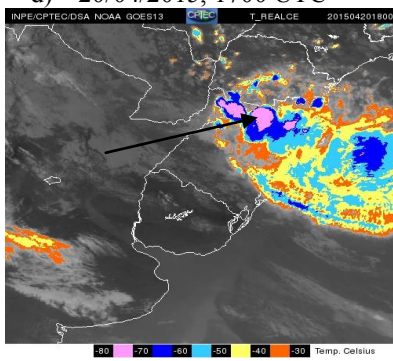
c) 20/04/2015, 1500 UTC



d) 20/04/2015, 1700 UTC



e) 1800 UTC



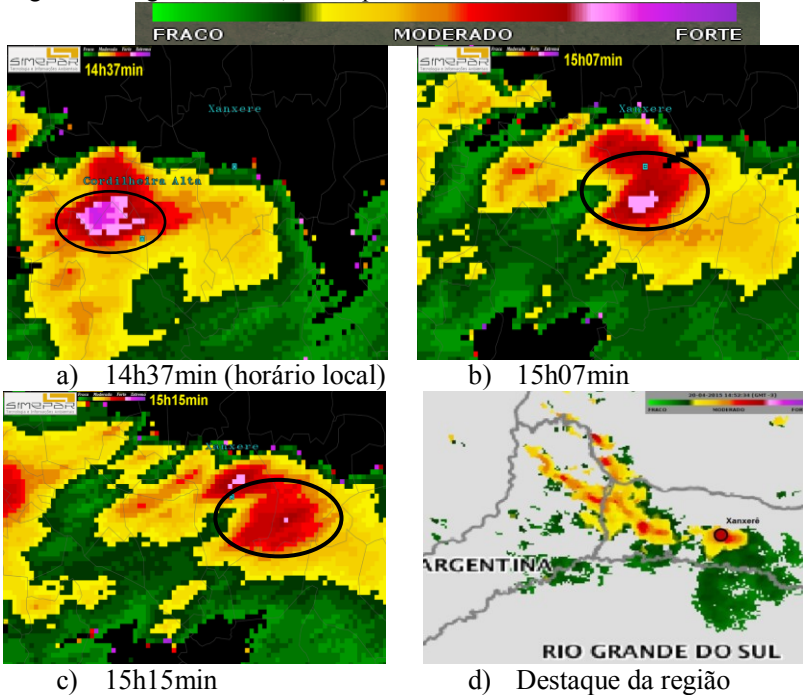
f) 1800 UTC

Fonte: Imagens extraídas, do CPTEC – INPE,
 <<http://satelite.cptec.inpe.br/home/novoSite/index.jsp>>

4.1.2 Imagens de Radar

Neste estudo são usadas as únicas imagens disponíveis que permitiram observar a localização e o deslocamento da célula de tempestade que atingiu o oeste Catarinense. A Figura 9 (a;b;c) mostra a célula de tempestade que produziu o tornado em Xanxerê, a qual teve sua formação inicial no município de Cordilheira Alta (Figura 9a) e avançando em seguida para Xanxerê (representado por um círculo, respectivamente na Figura 9c), entre 14h37min (horário de Brasília) e 15h15min. Ainda, na Figura 9d observa-se valores muito elevados (mesmo que distantes da antena do mesmo, aproximadamente 300 km) de refletividade sobre o oeste catarinense e principalmente sobre a região de Xanxerê, confirmando assim a tempestade severa que atingiu o local, ocasionando o fenômeno.

Figura 9: Imagens de radar, da tempestade severa ocorrida dia 20/04/2015.

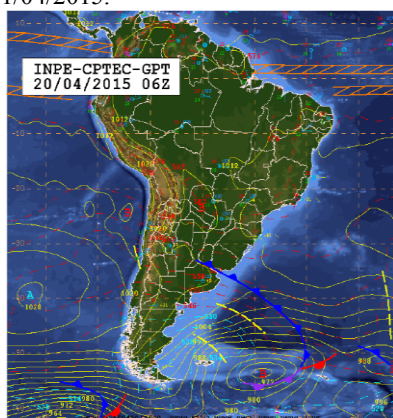


Fonte: <http://www.simepar.br/>

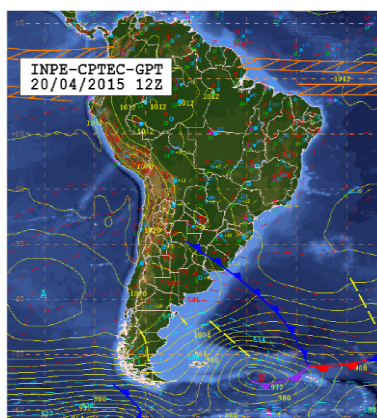
4.1.3 Cartas Sinóticas de Superfície

As cartas sinóticas permitem observar a delimitação das massas de ar, quanto à origem e evolução, identificação de sistemas frontais, assim como, também é possível complementar a caracterização das tempestades severas locais que causam eventos de tempo severo, além de outros fenômenos atmosféricos de escala sinótica (MARCELINO, 2004). A Figura 10 mostra uma análise da situação sinótica da atmosfera nos níveis de superfície referente à data em estudo.

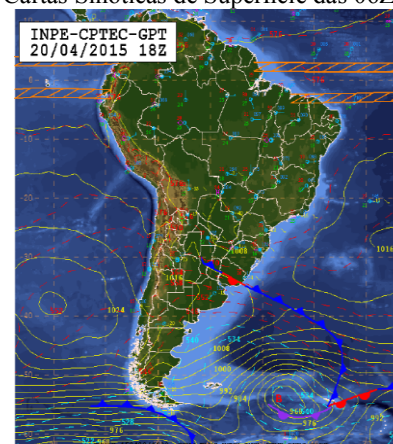
Figura 10: Cartas Sinóticas de Superfície das 06Z às 18Z do dia 20 e 06Z do dia 21/04/2015.



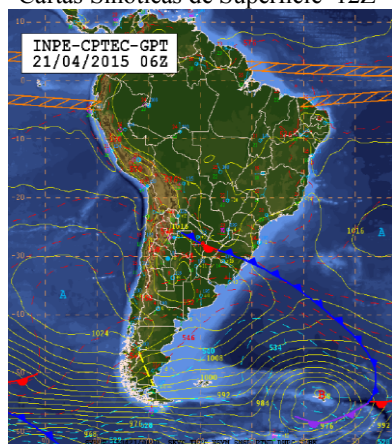
Cartas Sinóticas de Superfície das 06Z



Cartas Sinóticas de Superfície 12Z



Cartas Sinóticas de Sup. das 18Z



Cartas Sinóticas de Sup. das 06Z

Fonte: Disponível em <http://www.cptec.inpe.br/>

Analisando as cartas sinóticas a região de interesse para estudo, observa-se na Figura 10a, uma frente fria localizada entre leste da Argentina, e do Uruguai, estendendo-se sobre o Atlântico até o centro de baixa pressão em oclusão de 968 hPa, localizado em torno de 54°S/48°W. A Figura 10b, mostra o deslocamento da frente fria vista em Figura 10a, o sistema se deslocou mais ao norte da carta sinótica, atuando sobre a parte central do Uruguai.

Em Figura 10c, a frente fria localizada sobre o nordeste da Argentina e o Uruguai se encontra estacionária e acoplada ao centro de baixa pressão em oclusão. E ainda, na Figura 10d, carta sinótica de superfície das 06Z do dia 21/04, o sistema frontal com ramo estacionário continua atuando e se encontra sobre a Argentina, estendendo-se sobre o Rio Grande do Sul (RS) e Atlântico com ramo frio até um centro de baixa pressão em oclusão com valor de 968 hPa em torno 54°S/37°W.

4.1.4 Análise dos campos da reanálise do ECMWF

Foram analisados os seguintes campos; linhas de corrente, vorticidade relativa, temperatura, divergência, umidade, Omega, cisalhamento do vento em altos e baixos níveis, componente zonal e meridional do vento como mostra a Tabela 3 em detalhes. Um critério usado nos valores das variáveis em análise foi de obter um valor médio da variável sobre a região em estudo. Ainda, as imagens ilustradas neste trabalho representam os horários em que cada campo se mostrou mais intenso no município de Xanxerê.

Tabela 3: Campos analisados referentes cada nível troposférico.

Campos Analisados	Níveis de Pressão (hPa)				
	850	700	500	300	250
Linhas de Corrente	X	X	X		X
Vorticidade Relativa				X	
Divergência				X	
Vel. Vertical	X	X	X	X	
Cisalhamento	X	X	X	X	X
Comp Zonal	X				
Comp Meridional	X				
Advec. de Temperatura	X	X			
Advec de Umid. Espec.	X	X			

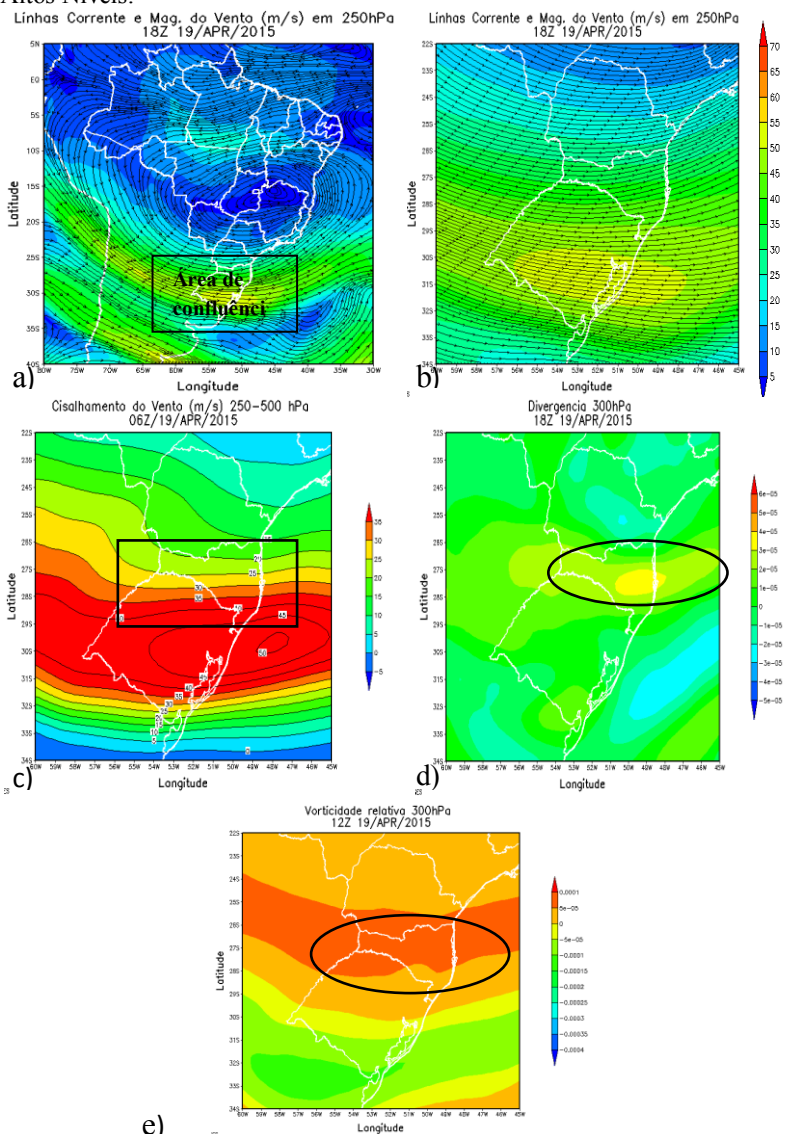
Fonte: A Autora, 2016.

Quanto a configuração dos sistemas atmosféricos que estavam atuando em escala sinótica em altos níveis (250-300 hPa) ao longo dos dias 19 e 20/04, a Fig 11a que abrange a América do Sul, mostra a atuação de uma circulação anti-ciclônica na parte central do Brasil. Esta circulação se uniu ao Jato Subtropical do Atlântico Sul (JST), formando uma área de confluência sobre a região Sul do Brasil, o JST estava com núcleo sobre o Oceano Atlântico de magnitude de 60m/s, já sobre SC a intensidade era de 30 a 40 m/s, como se observa na Figura 11b, na qual foi feito um zoom da região sul, no horário das 18Z do dia 19.

A Figura 11c, mostra o campo de Cisalhamento do vento (Wind shear) entre 250 e 500 hPa. Este campo é muito relevante, já que é um dos ingredientes para formação de tempestade severa. O cisalhamento para os dois dias em estudo, se revelou mais intenso no horário das 06 UTC do dia 19 com 50 m/s sobre a região Sul, no entanto em Xanxerê, no horário da ocorrência do tornado estava em média 30 m/s.

A divergência em 300 hPa, Figura 11d, mostrou-se positiva na maioria dos horários sinóticos analisados, com ênfase na área em destaque, implicando na ascendência de ar sobre a região. Já o campo de vorticidade, que representa o rotacional da velocidade do vento, Figura 11e, estava positiva, qual indica vorticidade anti-horária do vetor cisalhamento do vento com a altura.

Figura 11: Análise de Linhas de Corrente e Mag. do Vento (a;b), cisalhamento em 250-500 hPa (c), Divergência (d) e vorticidade relativa em 300 hPa (e) em Altos Níveis.

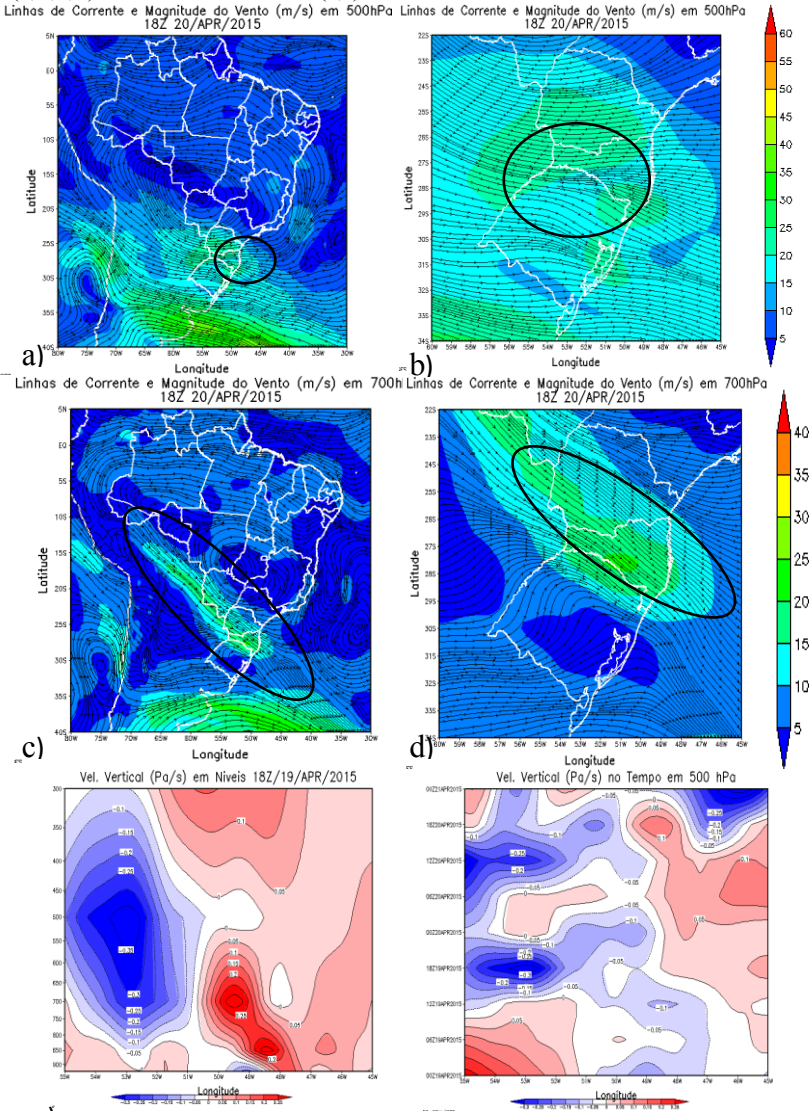


Fonte: Modelo ECMWF e Autora, 2016.

Em níveis médios 500 hPa - (nível de não-divergência) e 700 hPa (por estar mais próximo de 850, nível de muito interesse para este estudo), na Figura 12a, no decorrer dos dias 19 e 20/04, observou-se, também nos quatro horário sinóticos, a presença de uma circulação anti-ciclônica na parte central do Brasil, já visto na análise de altos níveis e uma circulação ciclônica no atlântico por volta de 60°S/40°W. O fluxo dos ventos de oeste juntamente com o anticiclone formou uma área de confluência sobre a região Sul do Brasil (Figura 12b – recorte da região sul).

Na Figura 12c, do nível de 700 hPa, verificou-se que os ventos de oeste sobre o sul da Argentina sofriam um desvio para sudeste sobre o Atlântico, devido a presença do ciclone. Também foi possível identificar o fluxo de noroeste sobre Bolívia, Paraguai e Sul do Brasil, como mostra Figura 12d, destaque da região sul. A Figura 12e, representada pelo corte na Latitude de Xanxerê, mostra a variação da velocidade vertical com os níveis de pressão e com a longitude. Xanxerê se localiza em 52,4°W e bem nesta posição a atmosfera se encontrava com movimentos ascendentes de ar desde 850 até 300 hPa. Já a Figura 12f, mostra a variação da velocidade vertical com a longitude e com o tempo e também confirma a análise feita em 12e, onde pode-se inferir condições de instabilidades sobre oeste catarinense, na região de Xanxerê de 18Z/19 a 18Z/20, no nível de 500 hPa.

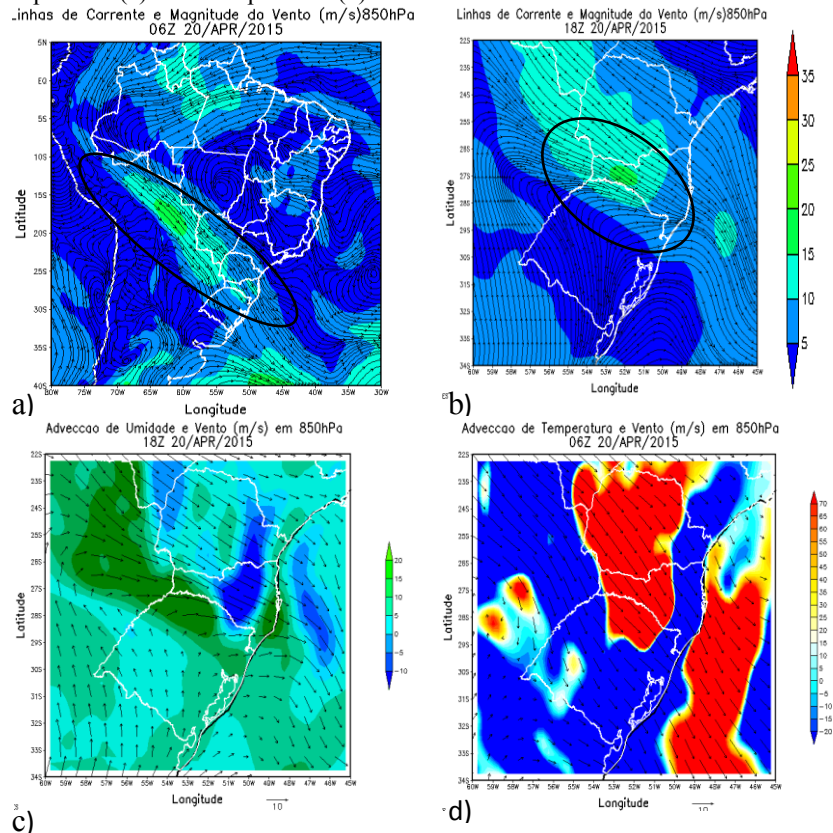
Figura 12: Análise dos campos Linhas de Corrente e Mag. do vento em 500 hPa (a;b;c;d) e velocidade vertical (e;f) em Médios Níveis.



e) f)
Fonte: Modelo ECMWF e Autora, 2016.

Em baixos níveis, 850 hPa, verificou-se um fluxo de vento vindo de noroeste transportando ar úmido oriundo da interação dos ventos alísios com a umidade amazônica, na maior parte dos horários sinóticos, em destaque a Figura 13a (América do sul) das 06 UTC do dia 20/04.

Figura 13: dos campos de Linha de Corrente (a;b), Advecção de Umidade Específica (c) e de Temperatura (d) nos baixos níveis.



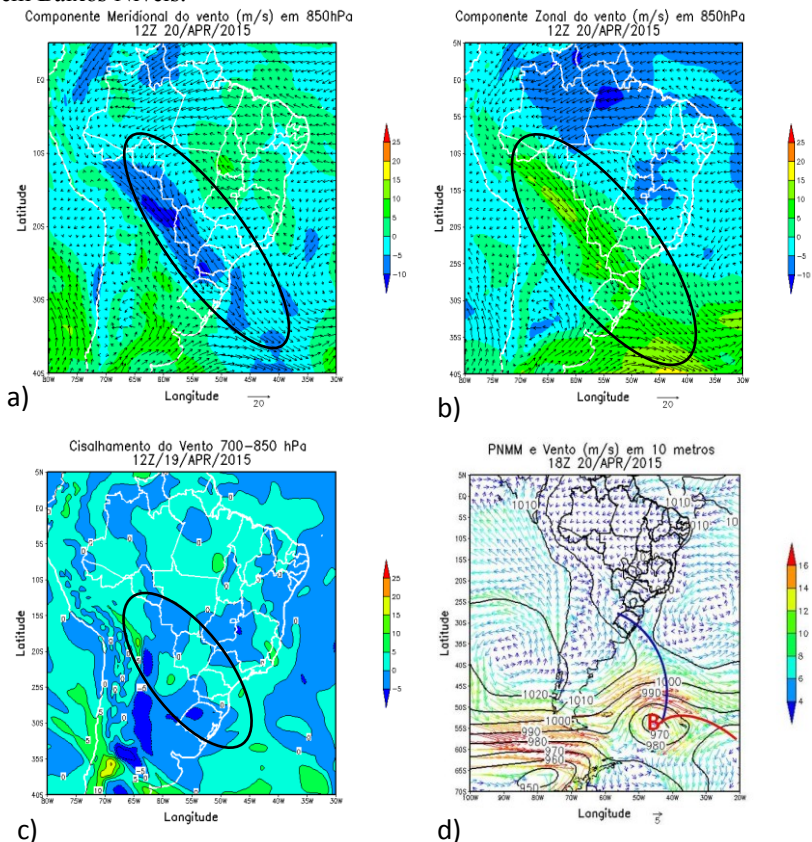
Fonte: Modelo ECMWF e Autora, 2016.

Já a Figura 13b do horário das 18 UTC do dia 20/04, mostra os ventos de noroeste sobre SC com velocidade de 25 m/s. Este fluxo ao passar sobre Amazônia adquire maior quantidade de vapor d'água devido a elevada evapotranspiração da floresta, a qual pode ser observada na Figura 13c, que mostra o transporte de umidade para o oeste de SC. Na Figura 13d, percebe-se o transporte de massa de ar

quente sobre o centro-oeste de SC e também Xanxerê, sendo que o maior transporte se deu no horário das 06 UTC do dia 20/04. O transporte de umidade e de massa de ar quente sobre SC possibilitou identificar a área de Xanxerê como área com energia potencial disponível para ativar instabilidade.

Ainda referente a análise em baixos níveis, na Figura 14, foi analisada a magnitude da componente meridional (v) e zonal (u) do vento, com objetivo de classificar se o fluxo de noroeste sobre a região seria um JBN.

Figura 14: Análise da componente v do vento (a), componente u (b), e cisalhamento do vento entre 700 e 850 hPa (c) e PNMM e vento em 10 m (d) em Baixos Níveis.



Fonte: Modelo ECMWF e Autora, 2016.

A componente v na região de atuação do fluxo se encontrava mais intenso – norte/nordeste da Argentina e no horário das 12 UTC do dia 20/04, com velocidade de 15m/s, Figura 14a. Já a componente zonal (u), mostrada na Figura 14b, apresentou valor em média menor que ao da componente v com 10 m/s. Na Figura14c, foi avaliado o cisalhamento vertical do vento entre 700 – 850 hPa, sendo este uma das variáveis para caracterizar o JBN. A avaliação deste campo para os dois dias em estudo, resultou que o cisalhamento chegou 10 m/s no horário das 18 UTC. Ainda, na Figura 14d, a análise dos campos de PNMM mostrou que uma frente fria se encontrava entre o Paraguai e Rio Grande do sul no dia do evento tornádico.

A Discussão da análise sinótica se dá pela a interação dos campos analisados em altos, médios e baixos níveis. As características da circulação da alta troposfera, conforme Figura 11, foi marcada principalmente pela presença do JST que influenciou o escoamento sobre grande parte da região sul devido a sua extensão zonal. Esta circulação segundo NASCIMENTO; DOSWELL III (2006) é um dos ingredientes para formação de tempestade severa, pois favorece os movimentos verticais ascendentes, alimentando possíveis instabilidades formadas em níveis mais baixos. Isto é possível verificar nos campos de divergência e velocidade vertical, os quais confirmaram que houve movimentos ascendentes de ar em parte do estado catarinense. Já na baixa troposfera, nos dois dias de estudo estava atuando, um fluxo de noroeste transportando umidade, mostrando condições favoráveis para a formação e desenvolvimento de atividade convectiva. Este fluxo pode ser caracterizado como JBN, desde que atenda a alguns critérios de classificação (MARENGO et al., 2004; MARTINS DOS SANTOS; AMBRIZZI, 2006; MARTINS; ROCHA, 2006; SANTOS; CAMPOS; LIMA, 2008; SOARES; MARENGO, 2004; WHITEMAN; BIAN; ZHONG, 1997).

Para se identificar um episódio de JBN, segundo os critérios de WHITEMAN; BIAN; ZHONG (1997) adaptado de BONNER (1988), exige que as seguintes condições sejam satisfeitas:

- JBN 0 - para intensidade do vento igual ou superior a 10 m/s,
- JBN I - para intensidade do vento igual ou superior a 12 m/s,
- JBN II para intensidade do vento igual ou superior a 16 m/s,
- JBN III para intensidade do vento igual ou superior a 20 m/s,
- vento meridional em 850hPa de norte com velocidade ≥ 12 m/s.

- cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 850 e 700hPa $\geq 6\text{ms}^{-1}$ o vento meridional deve ser igual ou predominar sobre o vento zonal.

Segundo, MARTINS; ROCHA (2006) os critério utilizado para identificar dias e horários com a presença de JBN são:

- vento meridional em 850hPa de norte com velocidade $>8\text{m/s}$.
- cisalhamento vertical do vento entre os níveis de 850 e 700hPa $\geq 2\text{ms}^{-1}$.

Seguindo os critérios apresentados, conclui-se que nos dias em estudos atuava-se um JBN em baixos níveis. Pois, a velocidade do vento se encontrava com 25 m/s (Figura 13b), a componente v estava com valor maior comparado a componente u (Figuras 14a e 14b) e ainda, o cisalhamento do vento (Figura 14c) estava dentro dos critérios estabelecidos ($\geq 6\text{ms}^{-1}$). Isso confirma o padrão sinótico encontrado por (NASCIMENTO; DOSWELL III, 2006; NASCIMENTO; FOSS, 2009; NASCIMENTO, 2004), que a junção de umidade trazida pelo JBN com o ar polar e seco vindo dos Andes e a presença do JST, formam a condição atmosférica ideal com potencial para causar atividade convectiva, e conseqüentemente gerar tornados.

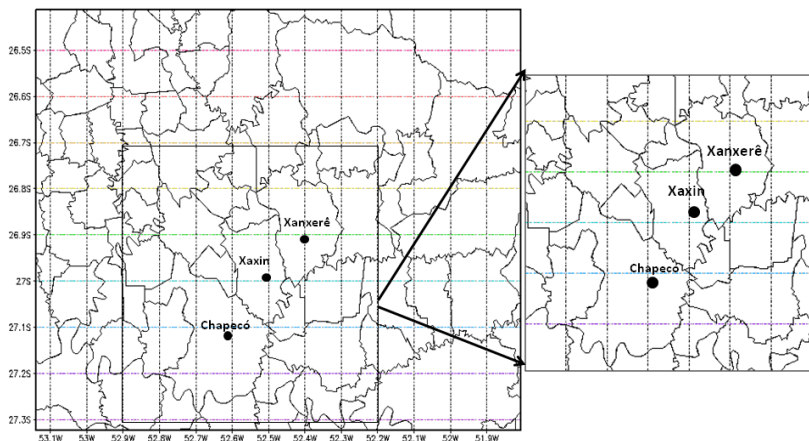
O resultado da análise das cartas sinóticas mostrou que uma frente fria se encontrava sobre o Paraguai no dia do evento tornádico (Figura 10d). A presença deste sistema sugere ter influenciado diretamente na formação da tempestade em Xanxerê, devido a distância que se encontrava do Município, no entanto, teve um papel importante na preparação do ambiente sinótico, servindo de combustível para formação da instabilidade sobre a região sul. Nas imagens de satélites foi permitido visualizar a evolução da tempestade durante os horários sinóticos sobre a região, por causa do deslocamento das nuvens. Já nas imagens de radar foi possível detectar a célula convectiva sobre o município de Xanxerê.

4.2 RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS NO MODELO WRF

Este tópico apresenta os resultados das parametrizações usadas nas simulações construídas a partir da integração do modelo regional WRF para o evento meteorológico estudado. As simulações realizadas tem como principal objetivo caracterizar as condições atmosféricas sobre a região, bem como avaliar fatores que possam mostrar diferenças/semelhanças na comparação qualitativa com resultados da

análise sinótica, sobre os campos da reanálise ERA Interim. Devido ao tempo limitado para este estudo optou-se por analisar apenas o DOM03 de 1.033 km, como mostra a Figura 15 que abrange a região de latitude 26, 52° e longitude de 52,24°. A análise de cada variável deste domínio remete a parte da análise sinótica, na qual foi usado um critério de avaliar o valor médio de cada variável sobre a região estudada, aqui será aplicado este mesmo critério na região destacada do DOM03, Figura 15.

Figura 15: Mapa referente ao DOM03 das simulações, o recorte indica a região onde foi estudado o valor médio de cada variável simulada.



Fonte: A Autora, 2016.

4.2.1 Comparação dos Campos de Reanálise com as Simulações feitas no WRF

Com exceção das imagens de satélite e do radar meteorológico do SIMEPAR, não foram catalogados dados observacionais (Estações Meteorológicas) disponíveis na região de estudo para comparar com os resultados provenientes das simulações numéricas do WRF. Sendo assim, foram utilizados dados de reanálise como parâmetros de comparação qualitativa com os resultados do modelo. A Tabela 4 cita os campos estudados na análise sinótica partindo dos dados de reanálise e o resultado dos quatro experimentos do WRF em altos níveis. Então, observa-se que entre os quatro experimentos, o Exp02 foi o que mais representou a escala local na alta atmosfera, com magnitude e fluxo do vento com valor igual ao da reanálise. Já a divergência e vorticidade foram iguais, positiva, entre a reanálise e as quatro simulações. O

cisalhamento em 250-500 do Exp04 mostrou-se mais intenso comparado com aos outros experimentos, chegando a 25-30 m/s.

Tabela 4: Comparação qualitativa dos Campos de Reanálise com as quatro saídas do WRF, em Altos Níveis.

Campos em 250 e 300 hPa	Reanálise	Exp01 (Default)	Exp02 (Micro)	Exp03 (CU)	Exp04 (PBL)
Linhas Cor. E Mag do vento 250 hPa	30-40 m /s	15-20 m/s	30-40 m /s	20-30 m/s	25- 35 m/s
Diverg. 300 hPa	Positiva	Positiva	Positiva	Positiva	Positiva
Vort. De 300 hPa	Positiva	Positiva	Positiva	Positiva	Positiva
Cis. Em 250-500	20-30 m/s	15-20 m/s.	15-20 m/s;	15-20 m/s	25-30 m/s

Fonte: A Autora, 2016.

A tabela 5 mostra o resultado da análise dos campos de Reanálise com as quatro saídas do WRF, em Médios e Baixos Níveis. Observa-se que em níveis médios (500 hPa) o modelo por meio dos quatro experimentos representou bem o fluxo de W em mesosecala, característica deste nível, no entanto a magnitude do vento foi melhor representada no Exp04 isso mostra que a camada limite planetária tem influência significativa em fenômenos de escala local e de mesoescala, como tornados. Em 700 hPa, também foi o Exp04 que melhor modelou a atmosfera local com fluxo de vento de NW e velocidade numa faixa de 15-25 m/s, condizente com a reanálise. Já no nível de 850 hPa, a velocidade do vento das simulações ficou abaixo do valor obtido na reanálise, entre 10 a 15 m/s com o Exp02, Exp03 e Exp04, já o Exp01 ficou entre 5 a 10 m/s. O cisalhamento do vento entre 700 – 850 hPa, nas quatro simulações ficou entre 5 a 10 m/s, sendo que o da reanálise foi de 10 m/s, então o valor do cisalhamento dos experimentos pode-se considerar que ficou dentro do valor representado pela reanálise.

Embora, a comparação qualitativa feita neste tópico apresenta problemas pelo fato da comparação de resultados de experimentos com uma resolução de pouco mais de 1 km, com um dado de reanálise de 28

km, infelizmente por essas dificuldades de comparação entre escalas diferentes e ainda não reproduzir condições observadas, não podemos afirmar que o WRF modelou de forma satisfatória a atmosfera local. No entanto, sugere-se uma aproximação razoável.

Tabela 5: Comparação Qualitativa dos Campos de Reanálise com as quatro saídas do WRF, em Médios e Baixos Níveis.

Campos em 500 e 850 hPa	Reanálise	Exp01 (Default)	Exp02 (Micro)	Exp03 (CU)	Exp04 (PBL)
Linhas Cor. em 500 hPa	W 25-30 m/s	W 15- 20 m/s	W 15-20 m/s	W 15-20 m/s	W 20- 25 m/s
Linhas Cor. Em 700 hPa	NW 15-25 m/s	NW 15-20 m/s	NW 15-20 m/s	NW 10-15 m/s	NW 15-25 m/s
Linhas Cor. Em 850 hPa	20-25 m/s	5-10 m/s	10-15 m/s	10-15 m/s	10-15 m/s
Wind Shear Em 700-850	5-10 m/s	5-10 m/s	5-10 m/s	5-10 m/s	5-10 m/s
Vento Meridional em 850 hPa	N/NW 10-15 m/s	N/ NW 15-20 m/s	N/NW 5-10 m/s	N/NW 5-10 m/s	N/NW 5-10 m/s
Vento Zonal em 850 hPa	N/NW 5-10 m/s	N/NW 5-10 m/s	N/NW 10-15 m/s	N/NW 5-10 m/s	N/NW 5-10 m/s

Fonte: A autora, 2016.

Ainda, foi analisada qualitativamente a componente meridional (v) e zonal (u) do vento, visto anteriormente na análise sinótica que estes campos mostraram um fluxo de noroeste sobre a região, o qual foi classificado como um JBN. A componente v que mais se igualou ao valor da reanálise foi a do Exp01. Já o valor da componente zonal (u), apresentou valor em média menor que ao da componente v com 10 m/s nos Exp01, Exp03 e Exp04. Então, referente as componentes (v) e (u) do vento as simulações do Exp01 e Exp04 foram as que mais mostraram

que a escala sinótica influenciava a atmosfera local no dia da ocorrência do tornado. Também foram plotados os campos advecção de temperatura e de umidade, no entanto, mesmo para uma análise qualitativa destes campos não foi possível obter resultados significativos na avaliação em escala local. Isso se deu devido a influência dos fluxos verticais em escala de subgrade que se devem aos transportes turbulentos na coluna atmosférica, implicando que a Camada Limite Planetária influencia de forma significativa os processos ocorridos nos baixos níveis e na microescala.

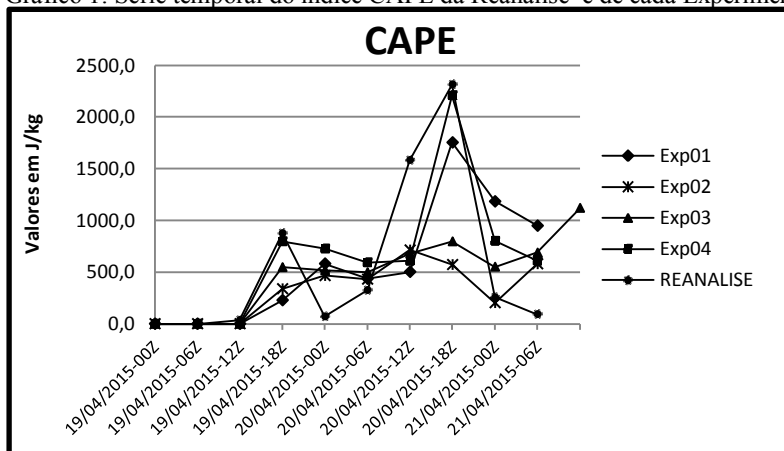
Conclui-se então que, a comparação qualitativa das simulações com a reanálise, mostrou que, de forma geral o modelo WRF representou a instabilidade local sendo que o EXp04 referente a mudança na parametrização da PBL - Camada Limite planetária - foi o que apresentou os resultados mais próximos dos valores de referência (Reanálises do ERA Interim).

4.2.2 Comparação dos Índices de Instabilidade dos Dados de Reanálise com os quatro experimentos do WRF.

A discussão comparativa dos índices de instabilidade dos dados de Reanálise, com as quatro simulações feitas no WRF será apresentada a seguir, baseada nos conceitos brevemente discutidos na seção 3.2.4. Os Gráficos de 1 a 5 mostram o comportamento dos índices CAPE, CIN, K, TT e LI, durante as 56 horas simuladas pelo WRF, as saídas dos dados das simulações pelo modelo foi de hora em hora, no entanto a resolução temporal é de cada seis horas (00, 06, 12, 18) para coincidir com as da reanálise, foi feito um filtro nos dados e selecionados a cada seis horas para fazer os gráficos dos índices, isso implica em que o máximo valor do índice de alguns experimentos pode ter ocorrido fora do intervalo filtrado.

Analisando o Gráfico 1, percebe-se que o máximo valor de CAPE ocorreu entre as 12 e 18 UTC do dia 20, hora e dia do tornado. Ainda o experimento que mais se aproximou do valor da reanálise (2315 J/kg) foi o Exp04 com 2210 J/kg, mas o Exp01 também indicou atmosfera instável com 1753 J/kg. As demais simulações, Exp02 e Exp03 não mostraram valores significativos.

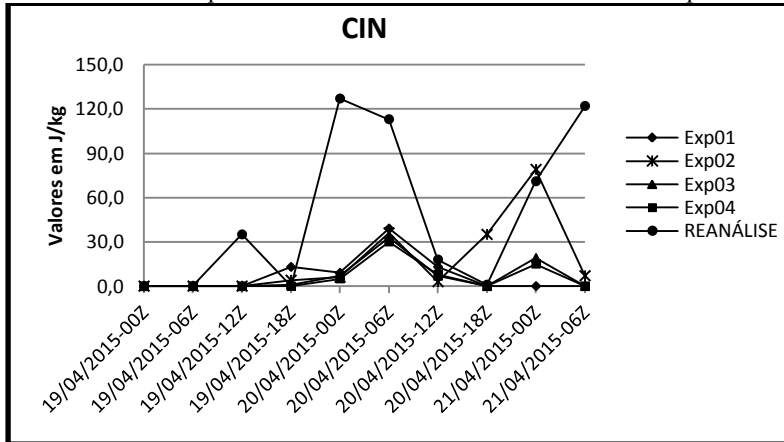
Gráfico 1: Série temporal do índice CAPE da Reanálise e de cada Experimento.



Fonte: A Autora, 2016.

No Gráfico 2, o índice CIN mostrou seu valor mais alto em módulo de 127 J/kg com a reanálise – as 24 e 12 horas antes da tempestade em Xanxerê. Segundo, FOSS (2011), a presença de certa quantidade de CIN horas antes do início de uma convecção tem implicações importantes para o desenvolvimento de Tempestades severas. E entre as 12 UTC do dia 20 os valores de CIN variaram com 18 J/kg (Reanálise) e 8 J/kg (Exp04), já as 18 UTC, hora que ocorreu o tornado os valores de CIN ficaram em 0 J/kg, sugerindo que no momento de ocorrência do evento não havia inibição convectiva.

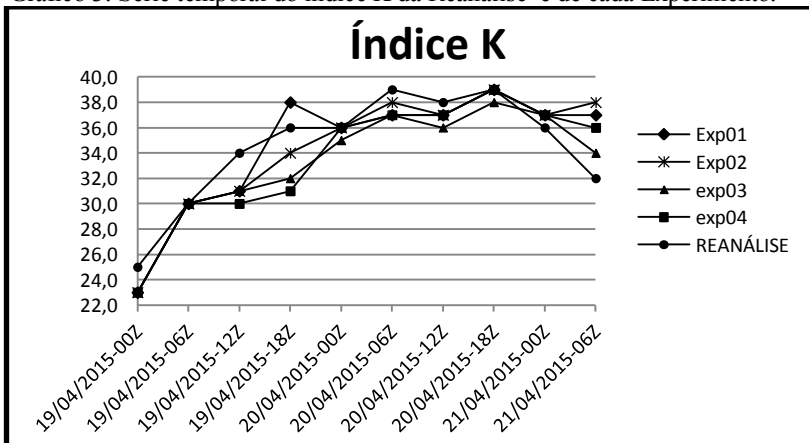
Gráfico 2: Série temporal do índice CIN da Reanálise e de cada Experimento.



Fonte: A Autora, 2016.

O índice K, no Gráfico 3, entre as cinco séries de dados variou de 25 a 39, isso revela que o WRF simulou valores deste índice que caracterizaram uma condição de atmosfera instável. E como visto nos gráficos anteriores, o Exp04 juntamente com a Reanálise obteve valor de 39 as 18 UTC do dia 20.

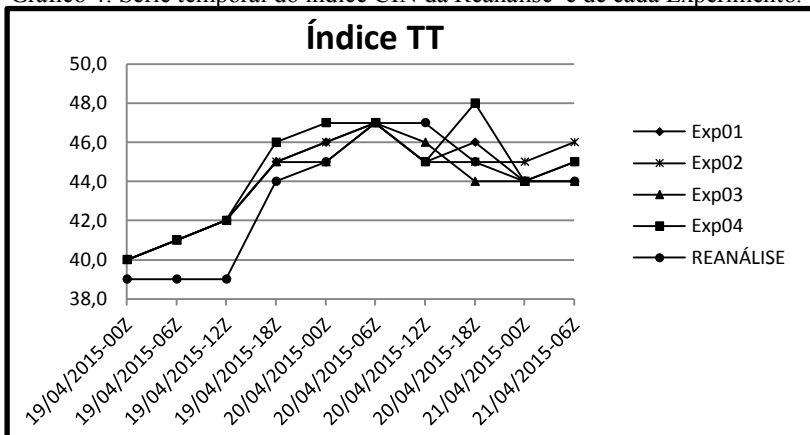
Gráfico 3: Série temporal do índice K da Reanálise e de cada Experimento.



Fonte: A Autora, 2016.

Já o índice TT, Gráfico 4, se mostrou alto (>44), a partir das 00 UTC do dia 20 até as 18 UTC do mesmo dia em todos os experimentos e na reanálise, mas entre os experimentos, o Exp04 foi o que atingiu maior valor chegando a 48, valor que indica a tendência de ter tempestades severas.

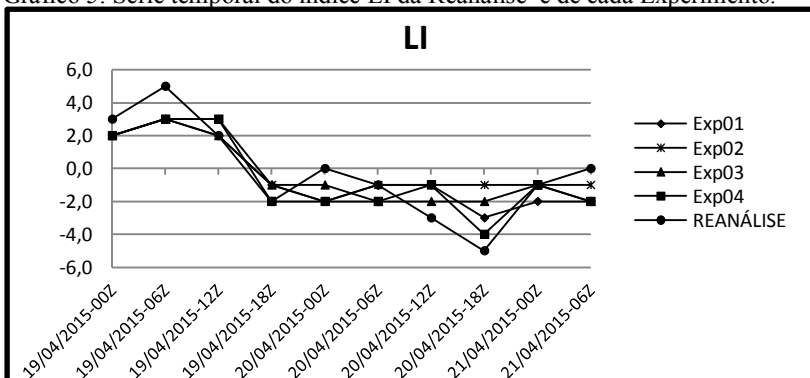
Gráfico 4: Série temporal do índice CIN da Reanálise e de cada Experimento.



Fonte: A Autora, 2016.

O Gráfico 5, mostra valores do LI que foram significativos a partir das 06 UTC dia 20, com os Exp03 e Exp04, juntamente com a reanálise partindo do valor de -2, chegando a -4 com o Exp04 e ao -5 com a Reanálise no horário das 18 UTC.

Gráfico 5: Série temporal do índice LI da Reanálise e de cada Experimento.



Fonte: A Autora, 2016.

Ainda, de acordo com a Tabela 6, onde são comparados os valores máximos de CAPE de cada Experimento com o respectivo valor da reanálise, confirma-se que os valores máximos de CAPE dos Exp02 e Exp03 ocorreram fora do intervalo de 6 em 6 horas mostrado na Figura 13. Segundo a Tabela 7, observa-se que os valores dos índices indicam formação de instabilidade na ocorrência do evento.

Tabela 6: : Valores máximos de CAPE da reanálise e das quatro simulações com respectiva data e hora.

Data e Hora	CAPE MAXIMO	
20/04/2015-18Z	Reanalise	2315,00
20/04/2015-18Z	Exp04	2210,00
20/04/2015-18Z	Exp01	1753,00
20/04/2015-14Z	Exp02	1481,00
20/04/2015-17Z	Exp03	1120,00

Fonte: A Autora, 2016.

O Experimento que mais se aproximou aos valores de reanálise foi o Exp04. A Tabela 7 confirma isso, mostrando a faixa de cada índice para formação de tempestades, segundo a literatura, devido o grau de instabilidade atmosférica e ainda mostra os valores obtidos do Exp04 e Reanálise em destaque. Portanto, conforme NASCIMENTO (2005), esses valores dos índices mostrados pelo WRF por meio do Exp04 e da Reanálise, se combinados podem gerar condição para instabilidade muito forte, com possibilidade de tempestades severas que formariam tornados.

Tabela 7: Índices de Instabilidades com a faixa de valores conforme consta na Literatura.

Índices Termodinâmicos					
Condições de Instabilidade	CAPE (J/kg)	CIN (J/kg)	K	TT	LI
Médio Potencial	500 - 1000	0-20	20-25	44-45	+1- 0
Alto Potencial	1000 - 2000	30-50 30 Exp04	25-30	45-46	0 – (-3)
Inst. Acentuada	2000 – 3000 2210 Exp04 2315 Reanálise	50-100	30-35	47-48 48 Exp04 47 Reanálise	(-3) – (-6) (-4) Exp04 (-5) Reanálise
Muita Instabilidade	3000-4000	100-150 127 Reanálise	35-40 39 Exp04 39 Reanálise	49-50	(-6) – (-9)
Instabilidade Extrema	>4000	>150	>40	>50	< -9

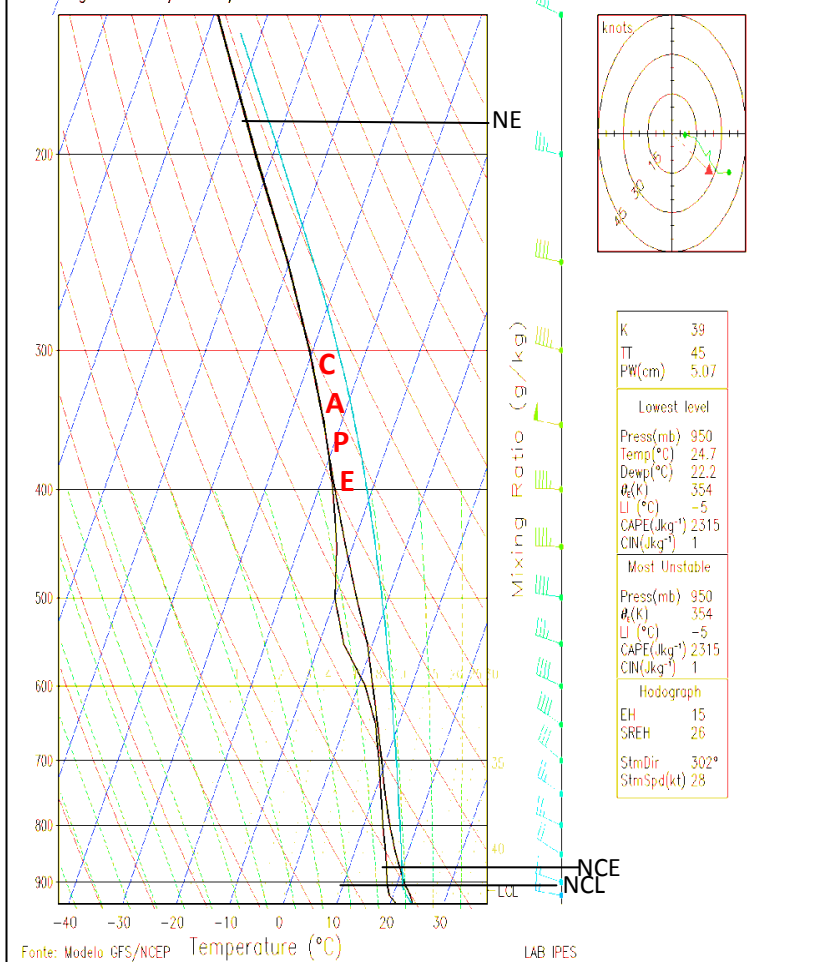
Fonte: A Autora, 2016 adaptada de (HALLAK; PEREIRA FILHO, 2012)

Os gráficos 6 e 7 são referentes a um diagrama termodinâmico SKEW-T Log P, que têm a finalidade de analisar a estrutura vertical da atmosfera, bem como as possíveis transformações termodinâmicas que o ar atmosférico está sujeito.

O gráfico 6, mostra o comportamento da atmosfera das 18 UTC do dia 20, na região de Xanxerê referente a Reanálise. Tem-se no nível de 980 hPa o NCL (Nível de Condensação por Levantamento), Já, em 880 hPa se encontra o Nível de Convecção Espontânea (NCE). Neste diagrama, também se infere o Nível de Equilíbrio (NE) que ficou acima de 200 hPa e ele indica o topo da nuvem convectiva ou o nível de divergência da bigorna. O gráfico 6 mostra os valores dos índices de instabilidade da Reanálise, o índice CAPE com 2315 J/kg, o índice CIN com 1 J/kg e os índices K, TT e LI, com valores de 39, 45 e -5, respectivamente.

Gráfico 6: Gráfico SKEW-T da Reanálise

Sondagem 20/APR/2015 18Z Xanxere - SC

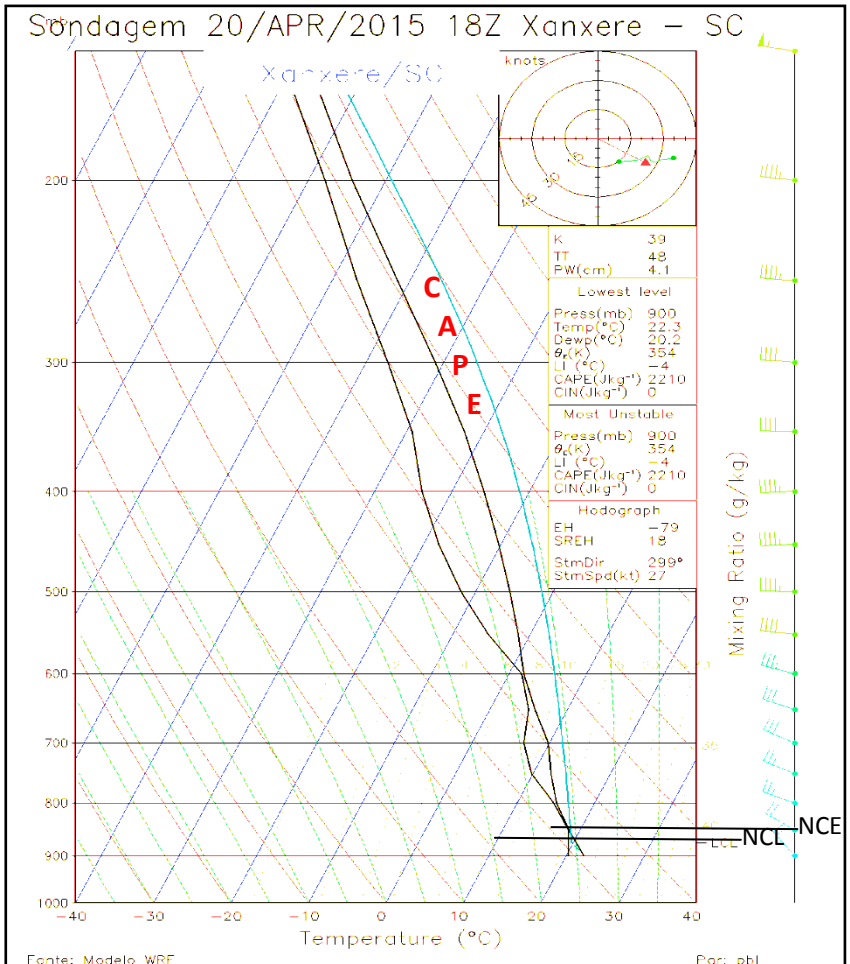


Fonte: A Autora, 2016

O gráfico 7 representa o Exp04, referente a PBL, neste diagrama o NCL se encontra em 870 hPa e o NCE em 850 hPa. O valor de CAPE ficou em 2210 J/kg, já do neste caso foi 0 J/kg e os índices K, TT e LI, possuem valores de 39, 48 e -4, respectivamente.

Ainda, no gráfico 6 e 7, lado superior direito, tem-se a hodógrafa, a qual permite a analisar o perfil vertical do vento e assim obter de forma direta a magnitude e distribuição do cisalhamento do vento. Então, na data em estudo o vento estava de noroeste e com fraco a moderado cisalhamento com velocidade aproximadamente 60 km/h.

Gráfico 7: Gráfico SKEW-T do Experimento PBL.



Fonte: A Autora, 2016.

5 CONCLUSÃO

A conclusão deste trabalho foi dividida em duas partes, A primeira referente a análise sinótica do evento em estudo, já a segunda apresenta os resultados relativos a comparação qualitativa dos campos de Reanálise com os experimentos feitos no WRF.

A análise sinótica mostrou que na região Sul, atuava em altos níveis o JST que influenciou o escoamento sobre grande parte da região devido a sua extensão zonal. A atuação do JST foi identificada no campo de divergência em 300 hPa onde se mostrou positiva na maioria dos horários sinóticos analisados, e no campo da velocidade vertical, a qual mostrou que a atmosfera se encontrava com movimentos ascendentes de ar desde 850 até 300 hPa.

Em baixos níveis, nos dois dias de estudo estava atuando um JBN III, segundo os critérios de referência de WHITEMAN; BIAN; ZHONG, 1997 adaptado de BONNER (1988). Essas duas condições associadas confirma o padrão sinótico encontrado por (NASCIMENTO; DOSWELL III, 2006; NASCIMENTO; FOSS, 2009; NASCIMENTO, 2004), que a junção de umidade trazida pelo JBN com o ar polar e seco vindo dos Andes e a presença do JST, formam a condição atmosférica ideal com potencial para causar atividade convectiva, e consequentemente gerar tornados.

Ainda com relação a análise sinótica os campos de PNMM e vento em 10 metros mostraram que uma frente fria se encontrava entre o Paraguai e o Rio Grande do Sul no dia do evento tornádico. A presença deste sistema sugere que a atuação da frente fria teve um papel importante na preparação do ambiente sinótico, servindo de combustível para formação da instabilidade sobre a região sul.

Com relação aos experimentos numéricos com o WRF, o experimento que obteve os valores mais próximos dos valores de referência (Reanálise) foi o Exp04, o qual foram feitas mudanças nas parametrizações da Camada Limite Planetária, sugerindo que o ambiente atmosférico local foi influenciado significativamente pela camada limite.

A análise dos índices de instabilidade para o Exp04 mostrou que, os mesmos, apresentaram valores coerentes (de acordo com a literatura) com a condição de instabilidade muito forte, sugerindo que o ambiente atmosférico apresentava condições favoráveis à ocorrência de tempestades severas, o que inclui a possibilidade de eventos tornádicos.

Ainda os diagramas termodinâmicos SKEW-T Log P referente a Reanálise e a PBL confirmaram a análise sobre os índices instabilidade,

a qual mostrou uma atmosfera instável no dia 20 sobre a região de Xanxerê.

Os resultados encontrados nas simulações numéricas de alta resolução sugerem que a camada limite tem influência significativa no desenvolvimento das condições atmosféricas geradoras de tempestades severas. Assim como, se mostra como uma ferramenta útil (principalmente para áreas descobertas de dados observacionais), com potencial para identificação de áreas com forte instabilidade, típicas de formação de tempestades severas.

6 RECOMENDAÇÕES A TRABALHOS FUTUROS

- Avaliação do comportamento sinótico de outras variáveis atmosféricas, como por exemplo, a vorticidade potencial;
- Inclusão de análises quantitativas das simulações numéricas para ratificar os resultados qualitativos;
- Realização de experimentos para diferentes condições atmosféricas;
- Aplicar a metodologia para eventos tornádicos onde há dados observacionais ou remotos;
- Cálculos dos índices dinâmicos, como SWEAT (*Severe WEather Threat*), IEH (Índice de Energia de Helicidade), HRT (Helicidade Relativa à Tempestade), NVR (Número de Richardson Volumétrico).

7 REFERENCIAS

AHASAN, M. N. et al. SIMULATION OF A THUNDERSTORM EVENT OVER BANGLADESH USING WRF-ARW MODEL. **Journal of Mechanical Engineering**, v. 44, p. 124–131, 2014.

ALMEIDA, V. A. **CHUVAS INTENSAS EM SANTA CATARINA: Análise sinótica de um evento extremo e experimentos numéricos com o modelo atmosférico WRF**. [s.l.] Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2013.

ANABOR, V. et al. Large-Eddy Simulation of a microburst. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 11, n. 17, p. 9323–9331, 2011.

BENETI, C. A. A.; SILVA DIAS, M. A. F. Análise Do Desempenho De Índices De Instabilidade Como Previsores De Tempestades Na Região Centro-Sul Do Brasil. **Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia**, p. 467–471, 1992.

BLUESTEIN, H. B. **Tornado Alley, monster storms of the great plains**. New York: Oxford University Press Inc, 2006.

BROOKS, H. E. A Global View of Severe Thunderstorms : Estimating the Current Distribution and Possible Changes. **Severe Local Storms Conference, Atlanta, Georgia**, p. 10pp., 2006.

BROOKS, H. E.; DOSWELL, C. A.; KAY, M. P. Climatological Estimates of Local Daily Tornado Probability for the United States. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 2 cm, p. 626–640, 2003.

DIXON, R. W.; MOORE, T. W. Tornado Vulnerability in Texas. **Weather, Climate, and Society**, v. 4, n. 1, p. 59–68, 2012.

DYER, R. Rastros de Tornados no Sudoeste do Brasil, Leste do paraguai e Nordeste da Argentina. **SIMPÓSIO LATINO-AMERICANO DE SENSORIAMENTO REMOTO**, p. 602, 1986.

ESTIVALLET, J. et al. **LA NIÑA E EL NIÑO A Influência nas ocorrências Tornádicas em Santa Catarina**. [s.l.] INSTITUTO FEDERAL DE EDUCAÇÃO, CIÊNCIA E TECNOLOGIA DE SANTA CATARINA, 2009.

FOSS, M. **Condições Atmosféricas Conducentes À Ocorrência De Tempestades Convectivas Severas Na América Do Sul**. [s.l.] UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA, 2011.

FOSS, M.; PAMPUCH, L. A. Análise preliminar do tornado ocorrido no dia 16 de fevereiro de 2008 no município de Tubarão/SC. **Sociedade Brasileira de Meteorologia, SBMET**, 2008.

FUJITA, T. T. Proposed characterization of tornadoes as hurricanes by area and intensity. **SMRP Paper 91, University of Chicago**, p. 42, 1971.

FUJITA, T. T. **Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales** *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1981.

G1.GLOBO.COM. **Inmet confirma tornado em Xanxerê, no Oeste catarinense**. Disponível em:

<<http://g1.globo.com/sc/santa-catarina/noticia/2015/04/inmet->

confirma-tornado-em-xanxere-no-oeste-catarinense.html>.

HALLAK, R.; PEREIRA FILHO, A. J. **Análise De Desempenho De Índices De Instabilidade Atmosférica Na Previsão De Fenômenos Convectivos De Mesoescala Na Região Metropolitana De São Paulo Entre 28 De Janeiro E 04 D Efevereiro De 2004.** p. 173–206, 2012.

JACOBSON, M. Z. **Fundamentals of Atmospheric Modeling.** Second ed. New York: Cambridge University Press, 2005.

JOHNS, R. H.; DOSWELL, C. A. **Severe Local Storms Forecasting Weather and Forecasting**, 1992. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0434\(1992\)007<0588:SLSF>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0434(1992)007<0588:SLSF>2.0.CO;2)>.

KÜBRA, A.; AKATAŞ, N. Wrf simulation of tornado development: a case study in tuzla, istanbul. v. 94, n. 560, p. 169–176, 2015.

LITTA, A. J. et al. Simulation of Tornadoes over India using WRF-NMM model. p. 173 – 186, 2011.

MACEDO, L. R.; HENKES, A. F.; YAMAZAKI, Y. **MODELO WRF NA PREVISÃO DE UM EVENTO SEVERO NO RIO GRANDE DO SUL. IV Encontro Sul Brasileiro de Meteorologia**, 2011.

MARCELINO, I. P. V. DE O. **ANÁLISE DE EPISÓDIOS DE TO RNADO EM SANTA CATARINA: CARACTERIZAÇÃO SINÓTICA E MINERAÇÃO DE DADOS.** [s.l.] Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), 2004.

MARENGO, J. A. et al. 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.

MARTINS DOS SANTOS, J. G.; AMBRIZZI, T. Eventos de jato de baixos níveis na América do Sul durante os verões de 1978 a 2006. In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis - SC. **Anais do XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia. SBMET.**, 2006.

MARTINS, S. N. S.; ROCHA, R. P. . O jato de baixos níveis a leste dos Andes e o impacto na precipitação no Sudeste do Brasil: análise de simulações climáticas regionais In: XIV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Florianópolis – SC. **Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia. SBMET**, 2006.

MCDONALD, J. R.; MEHTA, K. C. A Recommendation for an Enhanced Fujita Scale (EF-Scale). n. June, p. 1–95, 2006.

MOORE, T. **A Statistical and Synoptic Climatology of Tropical Cyclone Tornado Outbreaks.** [s.l: s.n.].

NASCIMENTO, E. Identifying severe thunderstorm environments in southern Brazil: analysis of severe weather parameters. **22nd Conference on Severe Local Storms**, 2004.

NASCIMENTO, E. L. PREVISÃO DE TEMPESTADES SEVERAS UTILIZANDO-SE PARÂMETROS CONVECTIVOS E MODELOS DE MESOESCALA: UMA ESTRATÉGIA OPERACIONAL ADOTÁVEL NO BRASIL? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, p. 121–140, 2005.

NASCIMENTO, E. L. et al. O episódio de tempo severo de 7 de setembro de 2009 nos contextos sinótico e climatológico . n. i, 2010.

NASCIMENTO, E. L. Noções Básicas sobre Tempestades. **ReVOT: Rede Voluntária de Observadores de Tempestade**, p. 85, 2010.

NASCIMENTO, E. L.; DOSWELL III, C. A. THE NEED FOR AN IMPROVED DOCUMENTATION OF SEVERE THUNDERSTORMS AND TORNADOES IN SOUTH AMERICA. **Symposium on the Challenges of Severe Convective Storms**, n. Cd, 2006.

NASCIMENTO, E. L.; FOSS, M. A 12-year climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for subtropical South America. **Severe Local Storms Conference**, n. December, p. 9 pp., 2009.

NETA, L. C.; GOMES, R. G. AVALIAÇÃO DE SISTEMAS CONVECTIVOS DE MESOESCALA SOBRE O SUL DA AMÉRICA DO SUL UTILIZANDO O MODELO WRF. **IV Encontro Sul Brasileiro de Meteorologia**, p. 9, 2011.

OLIVEIRA, E. M. G. **PARAMETRIZAÇÕES CONVECTIVAS NO MODELO WRF E SUA RELAÇÃO COM A PRECIPITAÇÃO DURANTE CICLOGÊNESES NO SUDESTE DA AMÉRICA DO SUL**. [s.l.] UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA, 2014.

PADILHA, S. F. **Simulações de Eventos de Chuvas Intensas no Estado do Rio de Janeiro usando o Modelo WRF**. [s.l.] Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), 2011.

PAULA, L. A. et al. ESTUDO DOS INDICES INSTABILIDADE EM PRIMAVERAS DE EL NIÑO NO SUL DO BRASIL. **XII Congresso Argentino de Meteorologíi . CONGREMET XII. CONGREMET XII**, 2015.

RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, D. O. A Baseline Climatology of Sounding-Derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1148–1164, 1998.

SANTOS, J. G. M.; CAMPOS, C. R. J.; LIMA, E. K. C. Análise de jatos de baixos níveis associados a um sistema convectivo de mesoescala na América do Sul: um estudo de caso. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 26, n. 4, p. 451–468, 2008.

SHAFER, C. M. et al. Evaluation of WRF Forecasts of Tornadoic and Nontornadoic Outbreaks When Initialized with Synoptic-Scale Input. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 4, p. 1250–1271, 2009.

SHAFER, C. M. et al. Evaluation of WRF Model Simulations of Tornadoic and Nontornadoic Outbreaks Occurring in the Spring and Fall. **Monthly Weather Review**, v. 138, n. Bunkers 2002, p. 4098–4119, 2010.

SILVA DIAS, M. A. F. ÍNDICES DE INSTABILIDADE PARA PREVISÃO DE CHUVA E TEMPESTADES SEVERAS. **Instituto Astronômico e Geofísico Universidade de São Paulo**, 2000.

SILVA DIAS, M. A. F. An Increase in the Number of Tornado Reports in Brazil. **American Meteorological Society**, p. 209–217, 2011.

SIMEPAR. NOVO RADAR METEOROLÓGICO COMEÇA A OPERAR EM CASCAVEL. Disponível em: <<http://www.simepar.br/site/internas/conteudo/simeparentemp/o/index.shtml?id=10>>.

SKAMAROCK, W. C. et al. A Description of the Advanced Research WRF Version 3. **Technical Report**, n. June, p. 113, 2008.

SOARES, W. R.; MARENGO, J. A. Características do fluxo de umidade sobre a América do Sul associado ao jato de baixos níveis ao leste dos Andes utilizando modelagem regional: impactos das mudanças climáticas. p. 1–6, 2004.

Storm Prediction Center - SPC. Disponível em: <<http://www.spc.noaa.gov/>>.

TALBOT, C.; BOU-ZEID, E.; SMITH, J. Nested Mesoscale Large-Eddy Simulations with WRF: Performance in Real Test Cases. **Journal of Hydrometeorology**, v. 13, n. 5, p. 1421–1441, 2012.

TORNADO ALLEY K-12 EDUCATOR'S GUIDE. Smithsonian Institution, 2013.

VERBOUT, S. M. et al. Evolution of the U. S. Tornado Database : 1954 – 2003. **Weather and Forecasting**, v. 21, p. 86–93, 2006.

WAKIMOTO, R. M.; WILSON, J. W. Non-supercell Tornadoes. **Monthly Weather Review**, v. 117, n. 6, p. 1113–1140, 1989.

WHITEMAN, C. D.; BIAN, X.; ZHONG, S. Low-Level Jet Climatology from Enhanced Rawinsonde Observations at a Site in the Southern Great Plains. **Journal of Applied Meteorology**, v. 36, n. 10, p. 1363–1376, 1997.

WU, W. Simulating Devastating Winds in 2011 American South Tornadoes Outbreak with the WRF-RTFDDA-LES System. 2011.