



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS  
DEPARTAMENTO DE METEOROLOGIA



VITOR VAZ HASSAN

CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO AMBIENTE SINÓTICO E DE  
MESOESCALA ASSOCIADAS AO EVENTO DE TORNADO NA CIDADE DE  
XANXERÊ – SC, EM ABRIL DE 2015

RIO DE JANEIRO – RJ  
MARÇO DE 2017

Vitor Vaz Hassan

Características Meteorológicas do Ambiente Sinótico e de Mesoescala Associadas  
ao Evento de Tornado na Cidade de Xanxerê – SC, em Abril de 2015

Monografia submetida ao corpo docente do Departamento de Meteorologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) como parte dos requisitos necessários à obtenção do grau de Bacharel em Meteorologia.

Orientadores:

José Ricardo de Almeida França, D. Sc

Leonardo de Faria Peres, D. Sc

Wallace Figueiredo Menezes, D. Sc

RIO DE JANEIRO – RJ

MARÇO DE 2017


CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO AMBIENTE SINÓTICO E DE  
MESOESCALA ASSOCIADAS AO EVENTO DE TORNADO NA CIDADE DE XANXERÊ –  
SC, EM ABRIL DE 2015

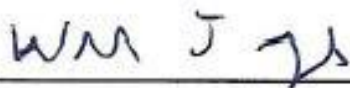
VITOR VAZ HASSAN

MONOGRAFIA SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO DEPARTAMENTO DE  
METEOROLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (UFRJ) COMO  
PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS À OBTENÇÃO DO GRAU DE BACHAREL  
EM METEOROLOGIA.


Examinada por:

  
Prof. Doutor José Ricardo de Almeida França

  
Prof. Doutor Leonardo de Faria Peres

  
Prof. Doutor Wallace Figueiredo Menezes

  
Prof<sup>ª</sup>. Doutora Ana Cristina Pinto de Almeida Palmeira

  
Prof. Doutor Edilson Marton

RIO DE JANEIRO – RJ  
MARÇO DE 2017

## CIP - Catalogação na Publicação

H353c Hassan, Vitor Vaz  
CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS DO AMBIENTE  
SINÓTICO E DE MESOESCALA ASSOCIADAS AO EVENTO DE  
TORNADO NA CIDADE DE XANXERÊ - SC, EM ABRIL DE 2015  
/ Vitor Vaz Hassan. -- Rio de Janeiro, 2017.  
49 f.

Orientador: José Ricardo de Almeida França.  
Coorientador: Wallace Figueiredo Menezes.  
Trabalho de conclusão de curso (graduação) -  
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto  
de Geociências, Bacharel em Meteorologia, 2017.

1. Meteorologia de Mesoescala. 2. Meteorologia  
Sinótica. 3. Tornado. 4. Tempestade Severa. 5.  
Sensoriamento Remoto. I. França, José Ricardo de  
Almeida, orient. II. Menezes, Wallace Figueiredo,  
coorient. III. Título.

Elaborado pelo Sistema de Geração Automática da UFRJ com os  
dados fornecidos pelo(a) autor(a).

## RESUMO

Durante à tarde do dia 20 de abril de 2015, por volta das 15h (horário local), ocorreu um evento de tornado sobre a cidade de Xanxerê – SC, que foi classificado como "F2" segundo a escala Fujita. Além de quatro mortes e 97 feridos em Xanxerê, ainda se contabilizaram prejuízos econômicos da ordem de R\$100 milhões. Segundo a literatura nesta região existem condições atmosféricas que são necessárias e favoráveis à ocorrência de tempestades severas. Entre elas são enfatizadas a presença de um acoplamento de um jato de baixo nível, que transporta ar quente e úmido, com um jato na alta troposfera, que produz condições de suporte dinâmico para levantamento de ar e formação de convecção profunda e severa. Além disso, a alta instabilidade termodinâmica convectiva enfatiza a presença de ar quente e úmido em baixos níveis, ar frio em níveis médios e altos, e a presença de uma camada de ar seco imediatamente acima da camada úmida, que representam ingredientes importantes na configuração de um ambiente atmosférico favorável a ventos intensos, assim como um forte cisalhamento vertical do vento, que é uma característica indispensável para ocorrência de fenômenos extremos, como tornados. Nesse contexto, o objetivo deste trabalho é caracterizar e entender os ambientes de escala sinótica e de mesoescala associados à formação da tempestade que originou o tornado de Xanxerê, e a verificação da adequação dessas características sinóticas, com as encontradas nos modelos conceituais para tempestades severas. Para tal, foram utilizados dados de umidade relativa, umidade específica, movimento vertical ( $\omega$ ) e vento, da reanálise do ERA INTERIM, com resolução espacial de 50 km. Em adição, foi utilizado o produto de nuvem do sensor MODIS embarcado no satélite TERRA (passagens por volta das 10:30 e 15:00 horário local), MOD06\_L2, contendo informações sobre a temperatura do topo da nuvem e a profundidade óptica, visando caracterizar a tempestade com um grau de detalhamento maior. Por fim, um experimento teste de modelagem numérica em alta resolução, utilizando o modelo de mesoescala BRAMS, foi realizado visando encontrar alguns aspectos preliminares do ambiente em mesoescala associado ao tornado de Xanxerê.

**Palavras-chave:** Xanxerê, Tornado, Mesoescala, Sinótica

## ABSTRACT

During the afternoon hours (around 03:00 p.m. local time) of 20 April 2015, an tornado event occurred in the city of Xanxerê - SC, which was rated as "F2" according to the Fujita scale. The above-mentioned tornado accounted for 4 deaths and 97 injuries and the total damages were estimated at R\$100 million. According to the literature, the study area presents atmospheric conditions that are needed and favorable for severe thunderstorms. Among such physical conditions, there is a coupling of a low-level jet stream (which transports warm and moist air) with a jet stream in the upper troposphere, resulting in an enhanced area of upward vertical motion and accordingly, with dynamical conditions that supports deep moist convection. In addition, the high thermodynamic convective instability emphasizes the presence of warm and moist air at low levels, cold air in medium and high levels, and a dry layer just above the moist one. Such configuration provide important ingredients setting a favorable atmospheric environment to the incidence of intense winds as well as a strong vertical wind shear that are indispensable components for the occurrence of extreme phenomena such as tornadoes. In this context, the objective of this work is to characterize and understand the mesoscale and synoptic environment associated with the storm formation that originated the Xanxerê tornado, and verify the adequacy of these synoptic features with those described in the conceptual models for severe storms. Accordingly, we have used data of relative humidity, specific humidity, vertical motion ( $\omega$ ) and wind of the ERA INTERIM reanalysis data with spatial resolution of 50 km. In addition, we have used the MODIS cloud product MOD06\_L2 from Terra satellite (at 10:30 a.m. and 03:00 p.m. local time) containing information on cloud top temperature and optical depth. Finally, a high-resolution numerical modeling experiment using the Brazilian Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS) mesoscale model was carried out to find some preliminary mesoscale environment aspects associated with the Xanxerê tornado.

**Keywords:** Xanxerê, Tornado, Mesoscale, Synoptic

## SUMÁRIO

<b>1 Introdução.....</b>	<b>1</b>
<b>2 Revisão Teórica.....</b>	<b>4</b>
2.1 Aspectos Dinâmicos e Termodinâmicos Associados ao Desenvolvimento de Tempestades Convectivas Intensas.....	4
2.2 Tornados .....	5
2.3 Estudos de Tempestades Severas no Brasil.....	7
2.4 Índices Atmosféricos – Uma Breve Descrição.....	9
2.5 Lei de Beer- Bouguer- Lambert .....	9
<b>3 Metodologia .....</b>	<b>11</b>
3.1 Caracterização da Área de Estudo.....	11
3.2 Métodos e Dados .....	12
3.2.1 Satélite Terra e o Senda Modis .....	13
3.2.2 Reanálise Era Interim .....	15
3.2.3 Brams .....	16
3.3 Índices Atmosféricos .....	20
3.3.1 Índice K .....	20
3.3.2 Índice Total Totals (TT) .....	21
3.3.3 Índice de Levantamento (LIFT INDEX, LI).....	21
3.3.4 Índice de Cisalhamento na Vertical .....	22
<b>4 Resultados.....</b>	<b>23</b>
4.1 Análise da Formação e Desenvolvimento do SCM (GOES 13).....	23
4.2 Análise da Dinâmica Atmosférica Associada à Formação do Tornado .....	24
4.3 Análise das Condições Termodinâmicas Associadas à Formação do Tornado ..	28
4.4 Análise da Profundidade Óptica das Nuvens e da Precipitação Associadas ao SCM .....	37
<b>5 Conclusões.....</b>	<b>40</b>
<b>6 Referências Bibliográficas .....</b>	<b>43</b>

## 1 Introdução

A América do Sul possui uma posição geográfica muito interessante, no que diz respeito, a sua interação com os processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na atmosfera. O extremo norte do Brasil se encontra em latitudes equatoriais, conhecidas pelos seus baixos gradientes horizontais de temperatura, processos convectivos associados à convergência de ventos e umidade na baixa troposfera, como por exemplo, Zona de Confluência dos Alísios (ZCA), acentuada evaporação e evapotranspiração em superfície. Em contrapartida, o extremo sul do Brasil se localiza em latitudes subtropicais, onde é observado a interação de massas de ar de características diferentes e conseqüente formação de sistemas frontais. Outro fator importante é o abastecimento de ar quente e úmido proveniente da região norte através dos jatos de baixos níveis (JBN) e sua interação com a Cordilheira dos Andes o que influencia na formação dos sistemas convectivos de mesoescala (SCM) preferencialmente na região entre o norte da Argentina e sul do Brasil (Oliveira, 2015).

Nesse contexto destaca-se o balanço atmosférico levando massa e energia da região norte do Brasil para a região sul causando muitas vezes tempestades severas associadas a grandes danos urbanos. De acordo com Dyer (1994) a formação de tempestades severas e maior frequência de tornados no Brasil ocorre no sul e sudeste do país, principalmente, devido ao choque de massas de ar de origem polar com as de origem tropical, originando vastas áreas de instabilidade. Por outro lado, estudos como Nascimento (2005) apontam que os fatores atmosféricos que contribuem para a formação de convecção profunda nessa região é o estabelecimento, a leste da Cordilheira dos Andes, de uma circulação atmosférica do tipo JBN proveniente de norte, especialmente entre a primavera e outono austrais. Dessa forma, tal circulação efetua o deslocamento de umidade proveniente da Amazônia para as latitudes mais altas (Berri e Inzunza, 1993) aumentando o potencial de umidade em baixos níveis o que favorece a perturbação da atmosfera, ingredientes necessários para tempestades severas (Johnson e Mapes, 2001). Outra discussão estabelecida em Uccellini e Johnson (1979), é a presença do JBN que permite um acoplamento entre escoamentos de jatos de baixos níveis e altos níveis, representando um mecanismo dinâmico relevante para a



formação de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Os autores ainda destacam que a porção chamada entrada equatorial do jato de altos níveis é a região preferencial para intensificação de movimentos ascendentes e formação de tempestades.

Nessas circunstâncias a formação dos SCM é analisada mais detalhadamente por Doswell (2001), na qual se destaca que a origem da instabilidade é o calor, tanto sensível como latente, seja por advecção proveniente de outras regiões ou até mesmo como resultado do aquecimento solar e evapotranspiração na troposfera inferior. Sendo assim, o processo de convecção úmida profunda transporta o excesso de calor sensível e vapor de água de níveis baixos para a troposfera superior fazendo com que o ar frio e seco se desloque para a superfície, aliviando a instabilidade criada pela acumulação de calor em baixos níveis e conseqüentemente formando células convectivas profundas.

O trabalho de Zipser *et al.* (2006) indica que a região sul do Brasil está próxima do máximo de ocorrência e intensidade de tempestades de caráter severo na América do Sul, comprovado pelo aumento de notificações de tornados, conforme mostrado em Silva Dias (2011). Sendo assim, ao analisar a região sul, destaca-se o estado de Santa Catarina como uma região muito favorável a formação de células convectivas profundas, na qual, além de sofrer a influência dos sistemas baroclínicos migratórios possui alta umidade durante o ano todo, apresentando um total de 18 tornados e 5 trombas d'água entre 1976 e 2000, sendo a região norte e oeste do estado com maior número de ocorrência, conforme proposto por Marcelino (2009).

Diante destes aspectos, fica cada vez mais evidente como é importante o monitoramento em tempo real de complexos convectivos que atingem todo o estado, dando um foco maior para o setor oeste. Infelizmente, somente após a passagem do tornado em Xanxerê no dia 20 de abril de 2015, que os órgãos públicos como a Defesa Civil de Santa Catarina junto ao CEMADEN (Centro Nacional de Monitoramento e Alerta de Desastres) e SIMEPAR (Sistema Meteorológico do Paraná) se mobilizaram e disseminaram estudos sobre a melhor localização de um possível radar meteorológico para cobrir toda a região oeste e meio oeste de Santa Catarina. Nesse sentido de acordo com entrevista dada ao jornal "tudo sobre

Xanxerê” pelo gerente de monitoramento e alerta, Frederico Rudorff em novembro de 2015, foi escolhido o terreno com melhores condições de acesso, energia entre outras características, no morro da Antena em Chapecó, aproximadamente 30 quilômetros de Xanxerê. Atualmente o radar de banda S encontra-se em processo de instalação e deve cobrir 43% do território do Estado, englobando toda a região do município de Xanxerê (<http://www.tudosobrexanxere.com.br/>).

Dessa forma, o objetivo deste estudo é caracterizar e compreender o ambiente sinótico e de mesoescala associado à formação da tempestade responsável pela formação de um tornado, classificado como F2 na escala Fujita, no dia 20 de abril de 2015 no município de Xanxerê, localizado na porção oeste do estado de Santa Catarina. E por fim, verificar a adequação dessas características sinóticas e microfísicas com as encontradas nos modelos conceituais para tempestades severas. Este fenômeno meteorológico foi responsável por diversos danos urbanos e ainda, por causar quatro fatalidades.

## 2 Revisão Teórica

### 2.1 Aspectos Dinâmicos e Termodinâmicos Associados ao Desenvolvimento de Tempestades Convectivas Intensas

A gênese de sistemas convectivos intensos está atrelada a uma série de condições atmosféricas essenciais. Normalmente existem três aspectos de grande importância para formação de tempestades severas. Dentre eles, tem-se o aspecto termodinâmico, representado por mecanismos como, oferta de umidade, instabilidade termodinâmica e energia potencial convectiva. Em seguida, o aspecto dinâmico que diz respeito a processos como, cisalhamento vertical do vento e sua interação com o movimento vertical do ar (correntes ascendentes e descendentes). E por fim, mecanismos forçantes como, convergência do ar em superfície devido a barreiras orográficas, por exemplo Menezes (1998).

Na maioria dos casos de tempestades severas e duradouras, configura-se um mecanismo de retroalimentação no qual o sistema, depois de estabelecido, mantém-se por si só num estado de quase equilíbrio durante um período de tempo significativo, desde que encontre uma situação ambiental propícia (Menezes, 1998).

Após a formação do sistema convectivo, mais especificamente durante a transição da fase cumulus para a fase madura, as gotas de chuva ou as partículas de gelo tornam-se pesadas ao ponto que as correntes de ar ascendentes não possam mais suportar, elas começam a cair, criando uma corrente de ar descendente que substitui imediatamente a corrente de ar ascendente. A corrente de ar descendente encontra-se inicialmente quase saturada, mas como ela desloca para médios e baixos níveis da troposfera e mistura-se com o ar seco, pode ocorrer forte resfriamento evaporativo. Este resfriamento acelera a corrente de ar descendente, que dispersa-se horizontalmente como uma onda fria ou seja, uma frente de rajada atingindo a superfície, conforme descrito por Weisman e Klemp (1986).

Conforme acrescenta Lima (2005), a convergência ao longo da frente de rajada promove o levantamento do ar quente e úmido dos baixos níveis, sustentando

a convecção profunda existente. Caso a frente de rajada esteja suficientemente afastada das células convectivas, propiciam-se novos desenvolvimentos de células convectivas e a manutenção do sistema como um todo. Este maior ou menor afastamento da frente de rajada em relação às células convectivas dependerá da intensidade com que as correntes descendentes atingem o solo e divergem e do cisalhamento do vento na vertical.

## 2.2 Tornados

Com ventos que podem atingir entre 125 m/s e 140 m/s (aproximadamente 500 km/h), os tornados são os mais violentos fenômenos atmosféricos. Em geral, apresentam-se como uma estreita coluna de ar em violenta rotação, com diâmetro médio de 100 m, que se estende desde o interior de uma nuvem Cb (ou, por vezes, cumulus congestus) até o solo, conforme descrito por Davies-Jones *et al.* (2001). Normalmente, tornam-se visíveis pela nuvem funil que pende da base da nuvem Cumulonimbus, formada pela diminuição da altura do nível de condensação por levantamento (NCL) do ambiente, mas são evidenciados também pela poeira e destroços por eles levantados do chão. No entanto, ventos destrutivos associados a tornados estendem-se para além da nuvem funil, podendo estar presentes mesmo na ausência de uma nuvem funil bem definida (Wallace e Hobbs, 2006).

Do ponto de vista da dinâmica, os tornados surgem a partir da amplificação de vorticidade atmosférica, seja ela pré-existente ou criada por efeitos locais (Davies-Jones, 1986). O escoamento no interior e nas redondezas de um tornado é, no entanto, mais complexo do que o sugerido pelo formato compacto e regular da nuvem funil. O vórtice tornádico é uma estrutura cinemática que se modifica continuamente por meio de diversos processos dinâmicos, com diferentes parcelas de ar participando do escoamento a cada instante, de acordo com Doswell e Burgess (1993). Há também uma variedade de tamanhos e formatos de tornados, e um mesmo tornado pode apresentar múltiplos vórtices, Fujita (1971); Nascimento *et al.* (2014).

Nesse sentido, a formação de tornados é discutida por diversos autores como Fujita (1981), Doswell (1987), Stull (2000), desse modo há uma hipótese amplamente aceita afirmando que, inicialmente, há um campo de vorticidade

horizontal provocada por um cisalhamento do vento vertical dentro da camada limite. Em seguida, a vorticidade é advectada para cima pelo ar ascendente e o tubo do vórtice se inclina na direção do eixo vertical de modo a aumentar a intensidade da vorticidade vertical. Após a formação e desenvolvimento da tempestade, devido as correntes descendentes geradas pela precipitação e resfriamento do ar, inicia-se um processo de inclinação do tubo do vórtice em direção à superfície, até tocar o solo e se formar o tornado. Portanto, a força do tornado está associada a este campo de vorticidade e a área de baixa pressão dentro da coluna, responsável pela forte sucção (Stull, 2000).

De acordo com Fujita (1981), a maioria dos tornados intensos (F2 ou mais) se forma a partir de nuvens cumulonimbus contendo mesociclones em seu interior, esse padrão de circulação se desenvolve tipicamente em níveis médios com a produção do tornado inicial correspondendo a uma intensificação e descida dos mesociclones em direção à superfície. O ambiente atmosférico que favorece a ocorrência de tornados é fundamentalmente o mesmo relacionado à formação de supercélulas, com forte cisalhamento vertical e giro do vetor vento com a altura, e intensa instabilidade convectiva, por exemplo Menezes (1998), embora haja distinções quanto à altura do nível de condensação por levantamento e ao cisalhamento do vento no primeiro quilômetro na vertical.

Entretanto, nem todos os tornados se desenvolvem a partir de tempestades supercelulares. Em julho de 1985, na região nordeste do Estado do Colorado – EUA, se formou um tornado a partir de uma tempestade multicelular de vida curta, em um ambiente sinótico considerado desfavorável para formação de tornados, conforme descrito por Brandy e Szoke (1989). Nesse caso, os processos e interações no interior da camada limite atmosférica (CLA) foram cruciais para a sua formação. Como foi mostrado posteriormente o tornado não estava acompanhado de um mesociclone, ressaltando ainda mais a natureza atípica de seu desenvolvimento. Esses casos atípicos encontrados na literatura mostram uma classe de vórtices mais fracos, nos quais, são forçados por processos na CLA e em regimes sinóticos com forçantes menos intensas (Brandy e Szoke, 1989).

Nesse contexto, o fenômeno atmosférico conhecido como Tromba d'água (waterspout) geralmente se forma a partir de nuvens convectivas de formação rápida

(normalmente nuvens cumulus com forte desenvolvimento vertical), em ambientes caracterizados por um fraco cisalhamento vertical do vento, fraca forçante dinâmica e com uma instabilidade atmosférica condicional, por exemplo, Golden (1971) e Simpson *et al.* (1986). Em termos de comparação, os tornados possuem maior intensidade, duração e velocidade translacional do vórtice, além de se formarem em um ambiente com forte cisalhamento vertical do vento e em nuvens com topo mais elevado.

### 2.3 Estudos de Tempestades Severas no Brasil

Em relação à origem de SCMs na América do sul, Salio *et al.* (2007) utilizaram dados da reanálise do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) para relacionar a ocorrência de SCMs e suas interações com a configuração do Jato de Baixos Níveis (JBNAS, durante os meses de verão, outono e primavera. Nesse contexto, os autores classificaram os eventos em tropicais, formados em latitudes menores que 23°S, e o restante em eventos subtropicais. Ao final da pesquisa os autores concluíram que, para a região subtropical, a forçante do JBNAS é mais importante que a do aquecimento radiativo diurno, em contraste com os eventos na faixa tropical. Essa conclusão está de acordo com os resultados encontrados pelo autores, onde foi mostrado que os sistemas tropicais se formam com maior frequência durante períodos de não ocorrência do jato, ao contrário dos sistemas subtropicais, que tendem a se desenvolver e a ser mais intensos em situações em que o JBNAS está configurado.

Por outro lado, ao analisar os sistemas de convecção severa para o Rio Grande do Sul, Abdoulaev e Lenskaia (2001) utilizaram os valores de refletividade e deslocamento observados nas imagens do radar DWSR-88S, da Universidade Federal de Pelotas. Os resultados mostraram a importância do vento na troposfera média no deslocamento e no tipo de nebulosidade formada das linhas de convecção severa, bem como a grande utilidade dos radares no estudo de tais sistemas.

Menezes (1998) utilizou o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*) para simular um caso de linha de instabilidade que se deslocou sobre a cidade de Itu, no Estado de São Paulo, e alcançou um sistema frontal que já havia

passado sobre a região. Aparentemente a “colisão” gerou uma repentina intensificação da convecção sobre o local, provocando a ocorrência de fortes tempestades. Ainda em Menezes (1998), foi simulado o caso de uma supercélula que atingiu a cidade de Ribeirão Preto, em São Paulo. Os prejuízos materiais neste episódio, que deixou 3 mortos e 130 feridos, foram calculados em cerca de 11 milhões de dólares. Evidenciou-se que a situação sinótica na data do evento, em termos termodinâmicos e dinâmicos, favorecia a amplificação da convecção no local.

Antonio *et al.* (2005) analisaram dois eventos de tornado F2 e F3 (Fujita, 1981) ocorridos na região central de SP, no outono de 2004, a partir de imagens aéreas, imagens de satélite, de radar, dados observacionais de superfície e relatos de testemunhas oculares. Os eventos estiveram associados à atividade convectiva ocasionada pela passagem de uma frente fria. A indicação das classes dos tornados ocorridos foi feita de acordo com os danos verificados em terra, segundo a escala Fujita, constatando-se que os ventos que atuaram na região de Palmital atingiram velocidades entre 252 e 330 km/h, enquanto em Lençóis Paulista alcançaram entre 180 e 251 km/h. Em ambas as ocorrências, observou-se que os máximos de refletividade nas imagens de radar das células geradoras dos tornados estiveram ao redor de 50 dBZ, sendo que os tornados ocorreram em áreas com refletividades entre 35 e 40 dBZ, em média. Os autores concluíram também que os valores da divergência/convergência de umidade no período de interesse se mostraram determinantes para a previsão de ocorrência de tempo severo na região de estudo.

Held *et al.* (2006) efetuaram simulações numéricas com o auxílio das versões operacional e não operacional do modelo MesoEta para estudar um caso de tempestades severas com ocorrência de tornado sobre o Estado de São Paulo, em 2005. Os resultados ressaltaram que os modelos foram capazes de prever de forma satisfatória diversos aspectos dinâmicos e termodinâmicos precedentes a tempestades severas, mas ainda precisariam sofrer mais testes e ajustes de modo a fornecer um indicativo de alerta de tempo severo com antecedência razoável.

Pereira (2015) utilizou o modelo BRAMS para simular casos de tempestades associadas a ventos extremos. Em dois dos casos analisados houve a ocorrência de tornados associados a valores mais elevados do índice *Bulk Richardson Number Shear* (BRNSH) quando comparados com casos sem a ocorrência de tornados. Isso

está de acordo com a literatura especializada, onde ambientes propensos a tornados possuem forte cisalhamento vertical do vento.

## 2.4 Índices Atmosféricos – Uma Breve Descrição

Numa visão sucinta, os índices atmosféricos são parâmetros capazes de fornecer uma medida do quanto um dado ambiente pode favorecer o desenvolvimento de tempestades convectivas severas. O cálculo de tais parâmetros é efetuado a partir de variáveis termodinâmicas e cinemáticas advindas do perfil vertical da atmosfera, de forma que representem áreas preferenciais para a formação de tempestades, como sugerido por Lima (2005) e Nascimento (2005). Cada índice possui um leque de valores típicos que caracterizam situações de maior ou menor propensão ao aprofundamento convectivo, podendo também fornecer um indicativo da maior ou menor possibilidade de ocorrência de certos fenômenos associados, como tornados, por exemplo.

É importante observar a diferença entre os índices cinemáticos, também chamados de índices de cisalhamento, e os índices termodinâmicos. Ao contrário destes últimos, os índices cinemáticos não contabilizam variáveis termodinâmicas (tipicamente, entram nas formulações somente os perfis de vento), de maneira que não é apropriado referir-se a estes como índices de instabilidade atmosférica, Nascimento (2005); Hallak e Pereira Filho (2012).

Os índices atmosféricos utilizados neste trabalho e sua metodologia de cálculo são descritos detalhadamente na Seção 3.3.

## 2.5 Lei de Beer – Bouguer – Lambert

A lei de Beer – Bourguer – Lambert é uma simplificação muito comum da Equação de Transferência Radiativa (ETR), para um meio homogêneo idealizado (atmosfera terrestre), considerando apenas absorção e espalhamento simples. De acordo com Liou (2002), essa lei afirma que a diminuição da intensidade radiante



atravessando um meio homogêneo de extinção está de acordo com a função exponencial simples cujo argumento é o produto da seção transversal por unidade de extinção em massa e o comprimento do percurso. Uma vez que esta lei não envolve dependência direcional, é aplicável não apenas à quantidade de intensidade, mas também à densidade de fluxo e ao fluxo. Sendo assim a transmitância  $T_\lambda$  é definida como:

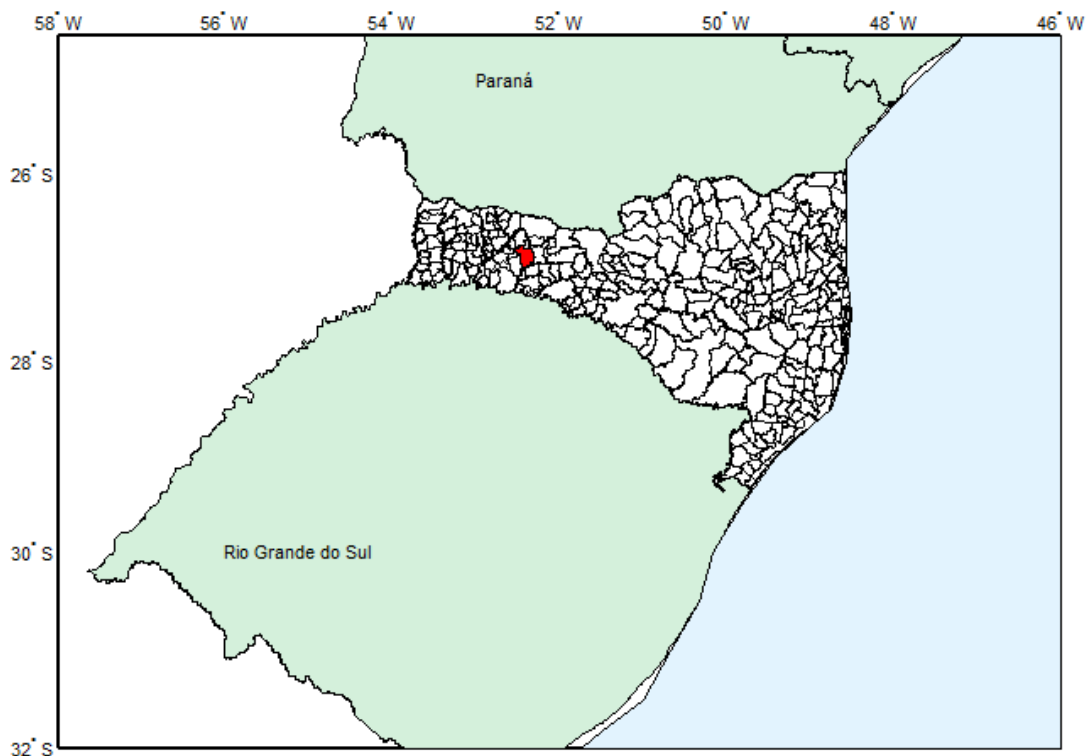
$$T_\lambda = \exp(-K_\lambda u) \quad (1)$$

Onde  $K_\lambda$  é a seção transversal por unidade de extinção,  $u$  é a massa ótica e o produto entre os dois é conhecido como profundidade ótica. Sendo assim, a partir da Equação 1, nota-se que a transmitância decresce exponencialmente com o aumento da profundidade ótica.

### 3 Metodologia

#### 3.1 Caracterização da Área de Estudo

O estado de Santa Catarina, localizado na região sul do Brasil é composto por 293 municípios, sendo a maior parte deles urbanizados, contendo ao todo uma população de 6.249.682 habitantes (IBGE 2010). Já o município de Xanxerê, que é a região deste estudo, pertence ao bioma Mata Atlântica, com seu território estendendo-se desde o rio Iguaçu até o rio Uruguai, e uma pequena população de 47.679 habitantes (IBGE 2014). O município está localizado na região oeste de Santa Catarina, conforme ilustrado pela Figura 1. De acordo com Marcelino *et al.* (2009), os setores norte e oeste do estado possuem climatologicamente maior ocorrência de tornados, com 2 tornados já registrados somente em Xanxerê nos anos de 1987 e 2015, e uma provável ocorrência de um terceiro em novembro de 1989. Além disso, já foram registrados tornados em outros municípios localizados na porção oeste do estado de Santa Catarina, como em Abdon Batista no ano de 1998, São Carlos em novembro de 1989 e Maravilha em outubro de 1984. Ainda assim, existe registro de tempestades severas dando origem a sistemas responsáveis por fortes ventanias na porção leste do estado, porém a maioria desses sistemas foram classificados como tromba d'água, Marcelino *et al.* (2009).



**Figura 1:** Mapa de Santa Catarina dividido em municípios. Destaque para a cidade de Xanxerê (pintado de vermelho).Fonte: Produzido pelo autor através do software *Matlab*.

### 3.2 – Métodos e Dados

Inicialmente para caracterizar e entender algum tipo de fenômeno meteorológico é extremamente importante analisar as condições atmosféricas que antecederam o evento. Para tal, foram analisadas imagens do satélite GOES 13, referente à temperatura realçada, disponíveis no acervo de imagens do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) para as horas anteriores a ocorrência do tornado. Posteriormente, foram utilizados dados/produtos do satélite Terra, da reanálise Era Interim e do modelo Brams(Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System), conforme descritos nesta seção. Por fim, foram obtidos dados observados de precipitação horária (mm/h) às 15, 16,17 e 18 Z, em busca de uma validação para o produto de precipitação horária obtido através do

modelo Brams. Estes dados foram fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), através de comunicação pessoal.

### 3.2.1 – Satélite Terra e o Sensor MODIS

A partir de 1972, com a convenção de Estocolmo, a comunidade científica começou a tomar consciência da capacidade humana em alterar as condições climáticas do ambiente em que vive, causando impactos inclusive sócio-econômicos. Foi nesse contexto que o programa EOS (Earth Observing System), liderado pela NASA (National Aeronautics and Space Administration) foi idealizado, tendo início nos anos 1980. O objetivo do EOS é monitorar a Terra através da obtenção constante de dados ambientais de sensores instalados em diversas plataformas lançadas à órbita terrestre, visando gerar informações que auxiliem na compreensão e avaliação destas mudanças no sistema climático (Rudorff *et al.*, 2007). As duas primeiras plataformas a entrarem em órbita foram os satélites Terra e Aqua. O satélite Aqua não foi utilizado devido à falta de dados para a região de interesse no dia do evento em análise. Sendo assim, foi utilizado somente o satélite Terra, cujas características são resumidas na Tabela 1.

Tabela 1. Especificações do satélite Terra.

<b>TERRA</b>	
Lançamento	18/12/1999
Órbita	Quase polar e heliosíncrona
Altitude	705 Km
Inclinação	98,2°
Tempo de duração da órbita	98,1 min
Período de revisita	1 a 2 dias
Instrumentos Sensores	ASTER, CERES, MISR, MODIS e MOPITT

O principal sensor desenvolvido para o programa EOS é o MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*). Ele trabalha com 36 canais espectrais,

variando desde o visível até o infravermelho termal, gerando uma enorme diversidade de produtos em vários aspectos ambientais, que são divididos em três vertentes: *MODLAND*, *MOCEAN* e *MODIS Atmosphere* (<http://modis.gsfc.nasa.gov/>). Para melhor compreender o fenômeno em estudo, foram utilizados os dados provenientes do MODIS Atmosphere, que oferece produtos relacionados à atmosfera, sendo feito o uso de produtos dos conjuntos 03 “*Geolocation Fields*” e 06 “*Cloud Product*” neste trabalho.

O “*Cloud Product*” está relacionado com a recuperação das propriedades físicas e radiativas das nuvens, oferecendo diversos produtos como, fase da nuvem-partícula, raio efetivo e profundidade óptica, derivadas usando informações de radiância nos canais visível e infravermelho próximo do MODIS. Neste produto, encontra-se também dados de temperatura do topo da nuvem, emissividade efetiva, altura, fase e a fração de nuvens, todos com uma resolução espacial de cinco quilômetros. Por fim, o MODIS “cloud product” inclui a reflexão causada pelas nuvens cirrus no visível, com resolução espacial de um quilômetro, o que é útil para remover efeitos da dispersão dos cirrus do produto de reflectância da superfície (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod06.php>). Existem dois arquivos de produtos de dados MODIS Cloud, o MOD06\_L2 e o MYD06\_L2, contendo dados coletados da plataforma Terra e Aqua, respectivamente. Quando o dado é proveniente do satélite Terra (Aqua), o prefixo do produto é designado como MOD (MYD). No presente estudo foram utilizados somente os produtos de temperatura do topo da nuvem e profundidade óptica contidos no arquivo MOD06\_L2.

O produto “*Geolocation Fields*” utiliza campos de geolocalização que são calculados diariamente para todas as órbitas e para cada campo de visão instantânea (IFOV) do MODIS. As localizações e informações auxiliares correspondem à intersecção dos centros de cada IFOV de 10 detectores em uma banda ideal de um quilômetro na superfície da Terra. Os campos de geolocalização incluem latitude geodésica, longitude, altura da superfície acima do geóide, ângulos do zênite solar e do azimute, ângulos do zênite e do azimute do satélite e uma máscara terra / mar para cada amostra de um quilômetro (<https://modis.gsfc.nasa.gov/data/dataproduct/mod03.php>). Da mesma forma que no “*Cloud Product*” o “*Geolocation Fields*” possui dois arquivos, o MOD03 e MYD03,

referentes aos satélites Terra e Aqua, respectivamente. Neste trabalho foram utilizados somente os dados de latitude e longitude contidos no arquivo MOD03.

Os produtos MOD06/MYD06 (nível 2) contêm todos os parâmetros das propriedades das nuvens que o MODIS dispõe. Os parâmetros escolhidos para serem analisados foram: *Cloud Optical Thickness* (espessura óptica da nuvem) e *Cloud Top Temperature* (temperatura do topo da nuvem). Os dados estão disponíveis para o usuário dentro de um arquivo HDF (*Hierarchical Data Format*). Nota-se que as resoluções espaciais dos produtos de espessura óptica (1 km) não correspondem com a resolução espacial dos dados de geolocalização do mesmo conjunto (5 km). Por este motivo, foi utilizado o parâmetro de geolocalização do conjunto MOD03/MYD03 (nível 1), que apresenta resolução espacial de 1 km, facilitando as comparações e o trabalho computacional. Por fim, para o produto de temperatura do topo da nuvem (5 km) não foi necessário utilizar o conjunto MOD03/MYD03 para correspondência, sendo utilizado os dados de geolocalização do mesmo conjunto (5 km). A última etapa consiste na aplicação de rotinas computacionais através do software MATLAB, fornecendo as figuras que serão apresentadas nos resultados desta monografia.

### 3.2.2 – Reanálise ERA INTERIM

Uma reanálise climática fornece uma descrição numérica do clima, produzida pela combinação de produtos de modelos com dados observados. Contém estimativas de parâmetros atmosféricos como temperatura do ar, pressão e vento em altitudes diferentes, e parâmetros de superfície como precipitação, teor de umidade do solo e temperatura da superfície do mar. As estimativas são produzidas para todos os locais da terra, e eles abrangem um longo período de tempo que pode se estender para o passado por décadas ou mais. Nesse contexto, para verificar as condições sinóticas que antecederam a formação do SCM que deu origem ao tornado foi utilizado a reanálise atmosférica global Era Interim. Sendo assim, é importante ressaltar que a reanálise Era Interim foi escolhida para este estudo, somente por fornecer em seu banco de dados todas as variáveis necessárias para o dia e horas analisadas neste evento.

O ERA-Interim representa um projeto do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas a Médio Prazo (ECMWF) com o objetivo de produzir uma reanálise com um modelo atmosférico melhorado e um sistema de assimilação de dados que substitua os utilizados no ERA-40 (reanálise anterior utilizada pelo ECMWF). Os testes preliminares indicaram que várias das imprecisões exibidas pelo ERA-40 foram eliminadas ou significativamente reduzidas. Através de aumentos sistemáticos do poder de computação, a assimilação variacional 4-dimensional (4D-Var) tornou-se viável como parte das operações do ECMWF em 1997, pavimentando o caminho para basear o ERA-Interim em 4D-Var (em vez de 3D-Var como no ERA-40). A expansão da potência de processamento também permitiu que a resolução horizontal fosse aumentada de T159 (N80, nominalmente 1.125 graus para ERA-40) para T255 (N128, nominalmente 0.703125 graus). Por fim, o ERA-interim retém os mesmos 60 níveis de modelo usados para ERA-40 com o nível mais alto sendo em 0,1 hPa, por exemplo Dee *et al.* (2011) e Uppala *et al.* (2005). Os dados estão disponíveis na página da web <<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>>.

Assim, visando encontrar aspectos dinâmicos e termodinâmicos em grande escala favoráveis à formação de tempestades severas, foram utilizados os dados de vento, da umidade específica e de ômega, todos no nível de 850 hPa, e dados de umidade relativa, formando um perfil vertical de 1000 até 100 hPa, centrado na latitude de Xanxerê – SC (Latitude: 26° 52' 34" S, Longitude: 052° 24' 15" W) e variando longitudinalmente de 54° W até 50° W. Todas as variáveis utilizadas foram extraídas com uma resolução espacial de 50 km.

### 3.2.3 – BRAMS

Conforme a experiência com a modelagem numérica dos processos atmosféricos tem progredido ao longo das décadas, a comunidade científica tem valorizado e reconhecido o uso de modelos numéricos para tentar representar da forma mais real possível os fenômenos atmosféricos e suas características a longo, médio e curto prazo. Nesse sentido, foi utilizado neste trabalho o modelo de mesoescala BRAMS (Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System), com o objetivo de tentar representar alguns aspectos preliminares em mesoescala associados ao tornado em Xanxerê.

O BRAMS é derivado do RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), originalmente desenvolvido na Universidade do Estado de Colorado (Pielke *et al.*, 1992). BRAMS/RAMS são modelos de previsão criados para simular comportamentos atmosféricos variando desde ondas de escala planetária até grandes redemoinhos da camada limite planetária, por outro lado, o BRAMS divergiu do RAMS com várias novidades que foram incluídas no modelo para melhorar a representação numérica dos processos físicos fundamentais nas regiões tropicais e subtropicais (Freitas *et al.*, 2005, 2009).

Nos anos 90, um consórcio entre a empresa ATMET (Atmosférica, Meteorológica e Ambiental) dos Estados Unidos, o Instituto de Matemática e Estatística (IME), o Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade De São Paulo (USP) e o Centro de Previsão Meteorológica e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC / INPE) iniciaram o projeto BRAMS financiado pela Agência Brasileira de Estudos e Projetos (FINEP) (Freitas *et al.*, 2017). Com o passar dos anos o BRAMS evoluiu baseado em versões do RAMS, onde foram incluídas diversas modificações, como é mostrado na Tabela 2 até a versão 4.



Tabela 2: Versões e melhorias do modelo BRAMS. (Fonte: <http://brams.cptec.inpe.br/documentation/>)

Versão BRAMS	Novidades
1.0	Melhoria em Fenômenos Físicos (Cúmulus Rasos e Convecção profunda); melhorias do software (1km de dados de vegetação com parâmetros para os biomas da América do sul.
2.0	Parametrizações de superfícies; reprodutibilidade binária com grades aninhadas; correções para as variáveis de saídas.
3.2	Melhorias no processo heterogêneo de assimilação de umidade do solo; ciclo de assimilação operacional; procedimento de previsão e melhorias no desempenho serial e paralelo.
4.0	Extensão da versão 3.2 com opção de dois novos modelos de emissão acoplados: CATT ((Coupled Aerosol and Tracer Transport) e TEB-SPM (Town Energy Budget – Simple Photochemical Module)

A versão utilizada neste trabalho foi a versão 5.1. Esse modelo é baseado em diferenças finitas e usa uma grade do tipo C de Arakawa (Mesinger e Arakawa, 1976).

Neste esquema de grade, as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no centro dos pontos de grade e suas componentes  $u$ ,  $v$ , e  $w$  são resolvidas nos pontos  $dx/2$ ,  $dy/2$  e  $dz/2$ , respectivamente. A coordenada vertical usada pelo modelo é do tipo sigma-z, representando da melhor forma o terreno e os processos atmosféricos que atuam na camada limite. Além disto, o BRAMS permite

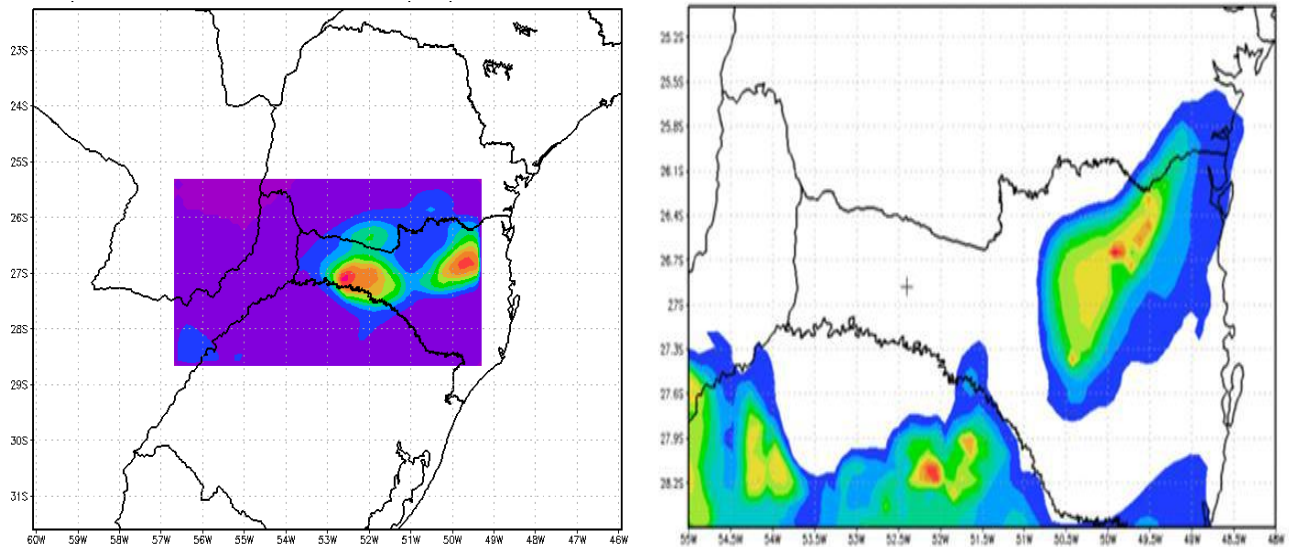
o aninhamento múltiplo de grades, o que possibilita que as equações sejam resolvidas de forma mútua nas grades de diferentes resoluções, resultando em uma alta resolução espacial nas áreas selecionadas, de acordo com Freire *et al.* (2015).

Foram utilizadas duas grades, a primeira grade com resolução espacial de 40x40 km, e a segunda grade com resolução espacial de 10x10 km, aninhada na primeira grade, conforme apresentado na Tabela 3. No eixo vertical, a grade é construída no formato de “grade telescópica”, de forma que, o primeiro  $\Delta z$  junto ao solo é de 70 metros e os espaçamentos de grade subsequentes tem uma razão de crescimento de 1.2, ou seja, cada  $\Delta z$  cresce 20% em relação ao anterior até atingir o valor de 1000 metros, e o espaçamento passa a ser constante a partir desse valor. Tal configuração permite um maior detalhamento nos níveis mais baixos da atmosfera próximos ao solo, onde os gradientes verticais são mais intensos.

Tabela 3: Especificações das grades utilizadas.

Grade	$\Delta x = \Delta y$ (km)	$\Delta t$ (s)	Número de níveis na vertical
Grade 1	40	60	32
Grade 2	10	15	32

A grade mais adequada para a análise feita neste estudo foi a grade 2, devido a sua resolução espacial representar melhor as variáveis em análise, conforme o exemplo mostrado na Figura 2. O modelo inicializado com as análises do Global Forecast System (GFS) gerou diversos produtos sendo o campo de vento, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho e a precipitação horária (*taxa de precipitação convectiva da parametrização de microfísica*) os utilizados neste trabalho. Através do software GRADS foram geradas imagens do índice *Bulk Richardson Number Shear* (BRNSH), com o objetivo de relacionar o cisalhamento vertical do vento com a ocorrência do tornado, e por fim, foram plotados diagramas Skew T – Log P, com o intuito de caracterizar e entender o perfil termodinâmico associado ao evento.



**Figura 2:** Representação das grades 1 e 2, da esquerda para direita, respectivamente.

### 3.3 Índices Atmosféricos

Nesta seção, é apresentada a metodologia dos índices utilizados no presente estudo.

#### 3.3.1 Índice K

Segundo George (1960), o índice K [°C] é definido por:

$$K = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - Dep_{700} \quad (2)$$

onde T, Td e Dep representam respectivamente temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho e depressão do bulbo úmido para os níveis indicados em subscrito, sempre em graus Celsius (°C). Portanto, o índice K leva em conta a *lapse rate* (LR) de níveis médios (dois primeiros termos do lado direito da Equação 2), a umidade em 850 hPa (terceiro termo da Equação 2) e o grau de subsaturação atmosférica em 700 hPa (último termo).

De acordo com Henry (1987) [apud Nascimento 2005], valores de K acima de 30°C são considerados altos (assinalando alto potencial para ocorrência de

tempestades), e acima de 40°C são extremamente altos (potencial extremo para tempestades). Todavia, o uso do índice K demanda cuidado, pois a presença de ar seco em níveis médios acarretará em valores mais baixos (o termo relativo à depressão ao nível de 700 hPa, que é negativo, terá módulo maior). O ideal é analisá-lo concomitantemente com outros índices, por exemplo, o TT, para caracterizar melhor a situação atmosférica.

### 3.3.2 Índice Total Totals (TT)

O TT, conforme Miller (1972) *apud* Nascimento (2005), é dado por:

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (3)$$

onde as variáveis são definidas como na Equação 2, observando-se os níveis subscritos. Este índice correlaciona três informações básicas: a LR de níveis médios, a oferta de umidade do ambiente em 850 hPa, e a temperatura ambiental em 500 hPa.

Segundo Henry (1987) [*apud* Nascimento 2005], valores de TT a partir de 40°C indicam situações favoráveis a tempestades, e valores acima de 50°C indicam chances de tempestades severas. Entretanto, analisar somente o TT para a previsão convectiva não é suficiente, uma vez que uma LR elevada entre níveis baixos e médios pode levar a um valor elevado mesmo sem o suporte de umidade em baixos níveis (isto pode ser verificado pela Equação 3).

### 3.3.3 Índice de Levantamento (LIFT INDEX, LI)

O índice de instabilidade por levantamento é definido como:

$$LI = T_{500} - T'_{500} \quad (4)$$

onde, originalmente, T<sub>500</sub> é a temperatura do ar ambiente em 500 hPa e T<sub>500'</sub> é a temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa (ambas em graus Celsius) após ascender pela adiabática seca (pseudo-adiabática) depois da saturação – a partir da superfície, com a temperatura máxima para o horário em que o perfil é obtido.

Valores negativos de LI indicam condições instáveis. O índice LI é uma informação importante para analisar o grau de instabilidade atmosférica, especialmente quando combinado com a CAPE (Nascimento, 2005).

### 3.3.4 Índice de Cisalhamento na Vertical

Um parâmetro de cisalhamento a ser empregado na caracterização de situações conducentes a tempo severo é o **BRNSH** (Bulk Richardson Number Shear) que é encontrado também na literatura especializada como, **DNRV** (Denominador do Número de Richardson Volumétrico). De acordo com Weisman e Klemp (1982), Stensrud *et al.* (1997) e outros:

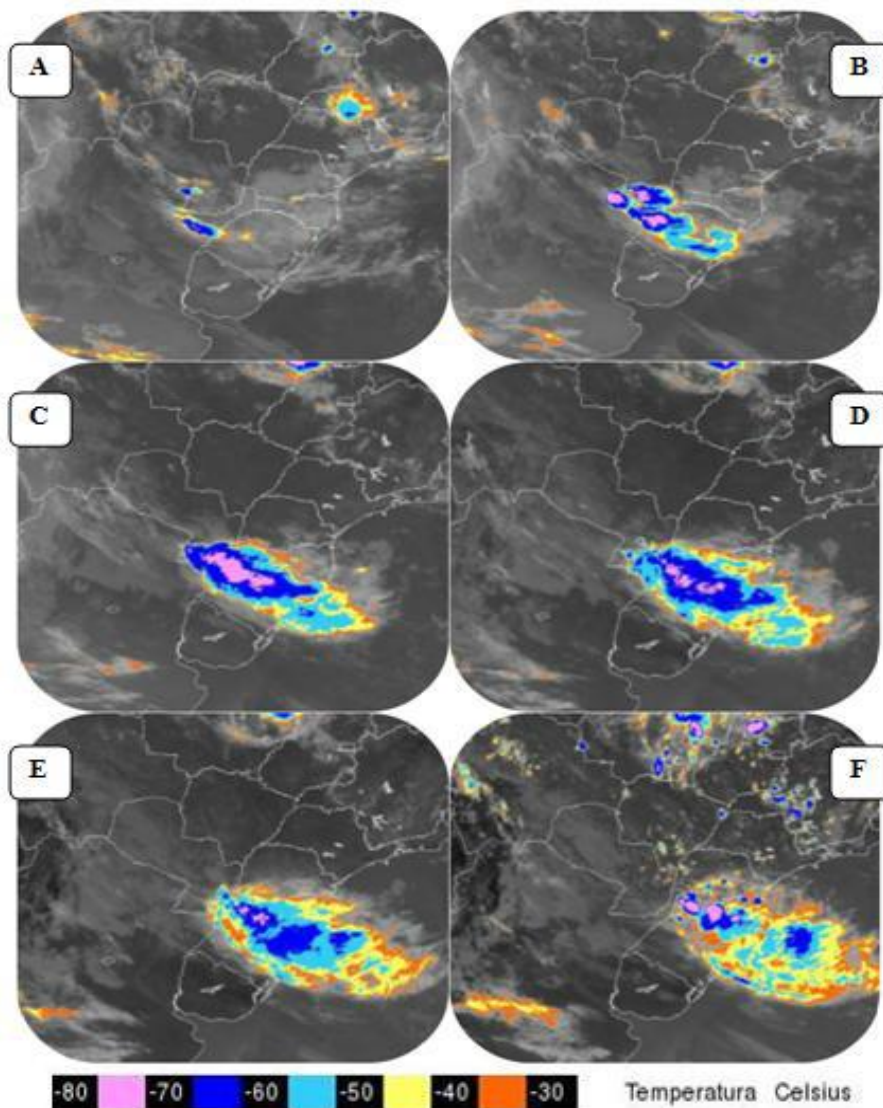
$$BRNSH = 0,5(u^2 + v^2) \quad (5)$$

onde  $u$  e  $v$  são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vetor diferença entre o vento médio nos primeiros 6000 m (ponderado pela densidade do ar) e vento médio nos primeiros 500 m acima do solo. De acordo com Stensrud *et al.* (1997), que utilizaram o índice BRNSH para discriminar tempestades tornádicas e não tornádicas, valores abaixo de  $20 \text{ m}^2/\text{s}^2$  e acima de  $140 \text{ m}^2/\text{s}^2$  não são adequadas para a formação de tornados, enquanto que, valores entre 40 e  $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$  indicam maior chance de ocorrência de tornados.

## 4 Resultados

### 4.1 Análise da Formação e Desenvolvimento do SCM (GOES 13)

De acordo com a Figura 3, destaca-se a partir das 5:00 Z do dia 20 de abril a formação de um pequeno e ainda isolado núcleo convectivo próximo a fronteira entre Argentina e oeste do Rio Grande Sul. Com o passar das horas este sistema convectivo evolui e se dividiu em três núcleos convectivos principais, com atuação ainda sobre o mesmo local de formação, às 9:00 Z. Durante as próximas horas o SCM se desenvolveu e os três núcleos se uniram em um, formando uma grande massa de nebulosidade associado á tempestade severa, cobrindo todo o Rio Grande do Sul, e as porções sul e oeste do estado de Santa Catarina. A partir das 14 Z o sistema começou a perder intensidade sobre o Rio Grande do Sul e parte de Santa Catarina, porém, por motivos que serão explicados mais à frente, a partir das 15 Z, o sistema começou a ganhar força novamente formando um núcleo intenso de precipitação sobre o oeste de Santa Catarina, região onde está localizado Xanxerê. As 18 Z, hora de ocorrência do tornado, havia dois núcleos principais do SCM atuando sobre a porção oeste e central de Santa Catarina, na qual, foram responsáveis pela ocorrência do evento.

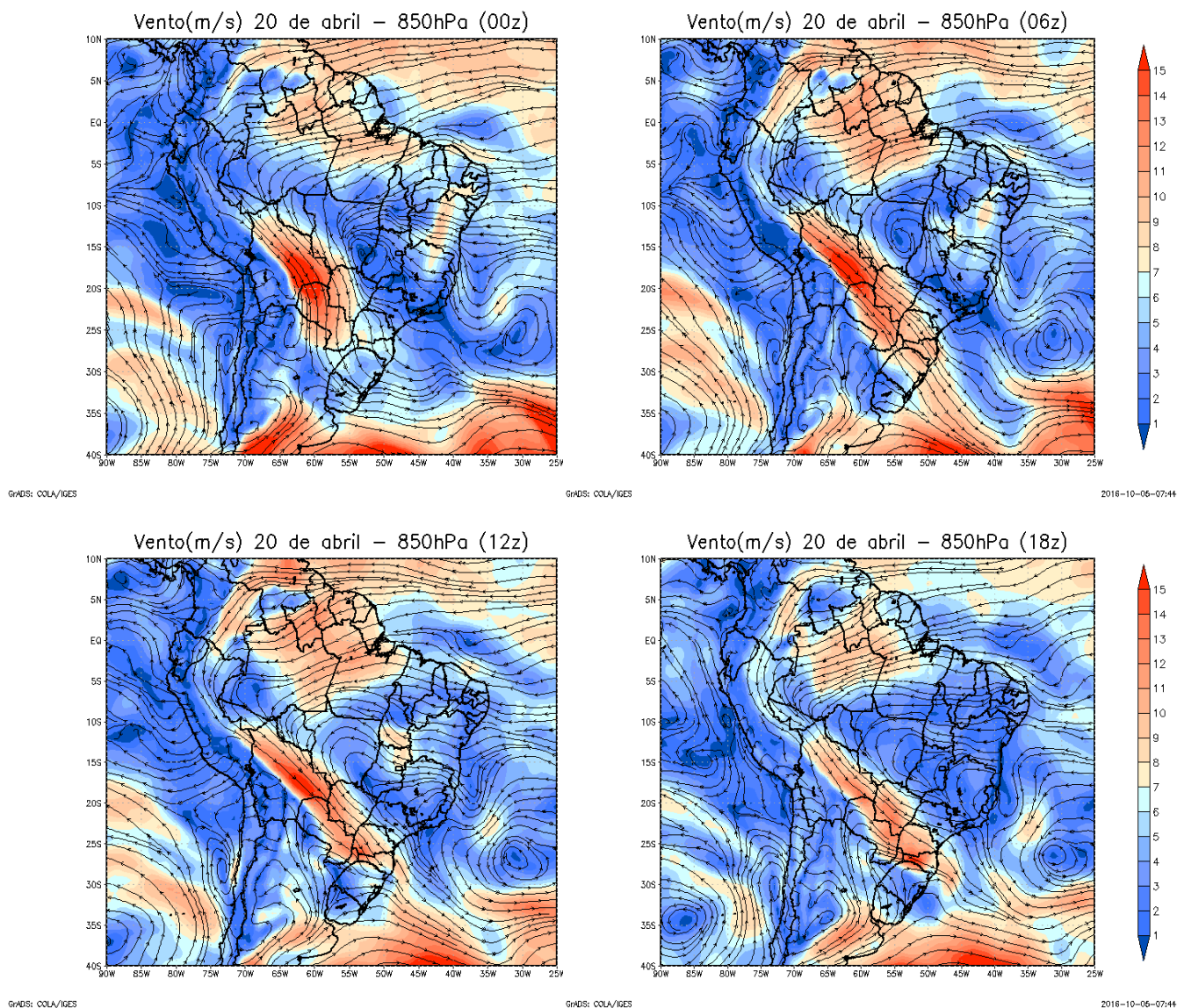


**Figura 3:** Atuação do SCM às 05 Z (A), 09 Z (B), 12 Z (C), 14 Z (D), 15 Z (D) e 18 Z (E) no dia 20/04/2015, dia do evento. Fonte: DSA – CPTEC.

#### 4.2 Análise da Dinâmica Atmosférica Associada à Formação do Tornado

Ao analisar a Figura 4, nota-se na noite anterior ao evento, 00 Z do dia 20, uma corrente de ar em baixos níveis (850 hPa), configurada em uma posição predominantemente meridional (N-S), advectando calor e umidade da Amazônia para toda a região compreendida entre o norte da Argentina e sul do Brasil. Com o passar do tempo o escoamento tende a se inclinar para uma posição mais meridional (NW – SE), até atingir seu máximo de inclinação às 12 Z. E ainda, é importante ressaltar que a partir deste momento, destaca-se sobre grande parte da Bolívia um vento com intensidade forte, valores entre 14 e 15 m/s, enquanto que ao observar toda a região entre o Paraguai e sul do Brasil, nota-se uma gradativa

diminuição na intensidade do vento, o que seria uma hipótese de representatividade de convergência em superfície e consequentemente correntes ascendentes responsáveis pelo suporte e abastecimento do SCM que atuava naquela região.



**Figura 4:** Linhas de corrente e magnitude do vento (m/s) em 850 hPa para o dia 20/04/2015 (dia do evento). Fonte de dados: Era Interim.

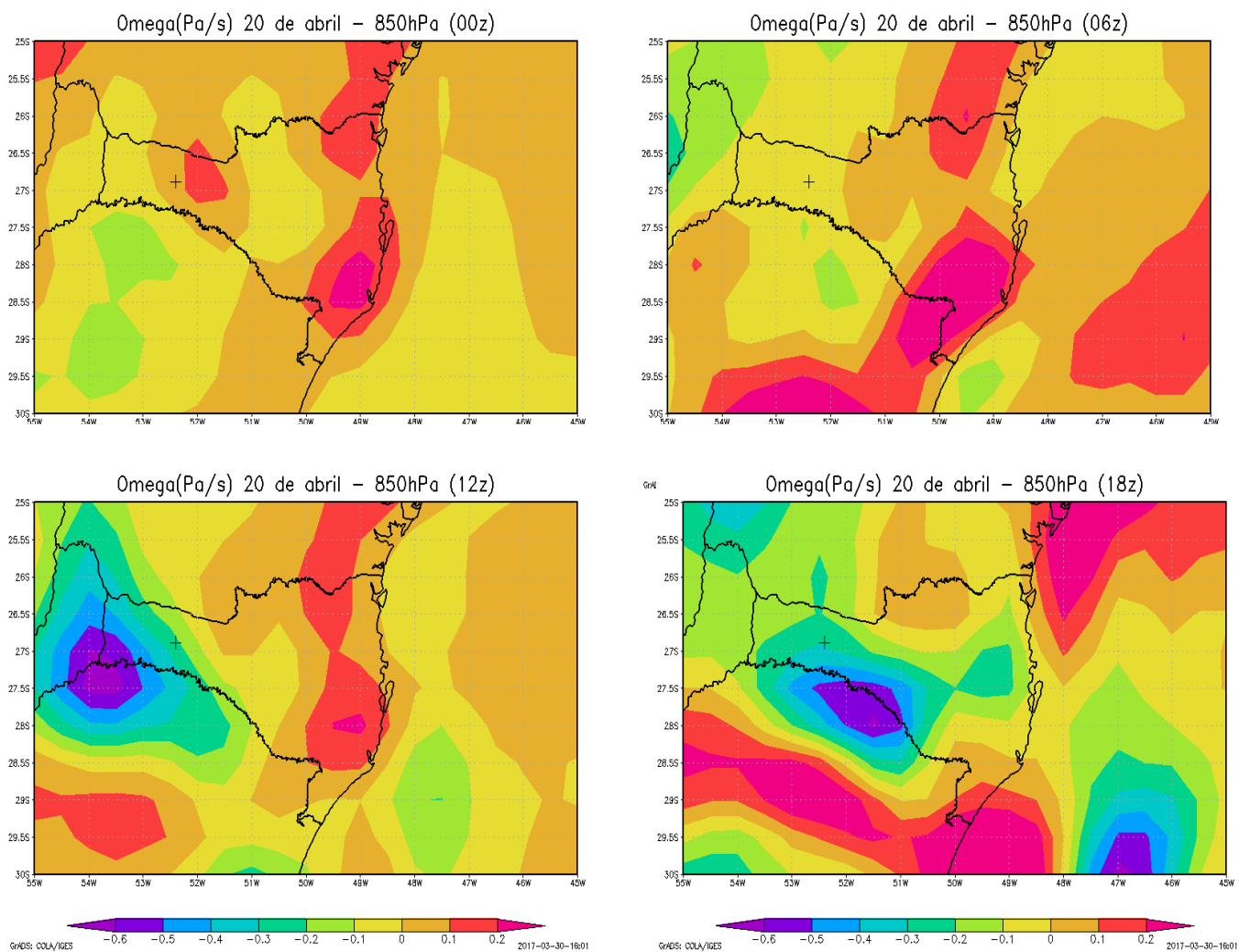
Torna-se importante verificar se realmente havia convergência de ar em superfície junto à formação de correntes ascendentes no local ou próximo à região de atuação dos núcleos convectivos que deram origem ao tornado. Para tal, foi analisado o campo de movimento vertical ( $\omega$ ) no nível de 850 hPa, ilustrados



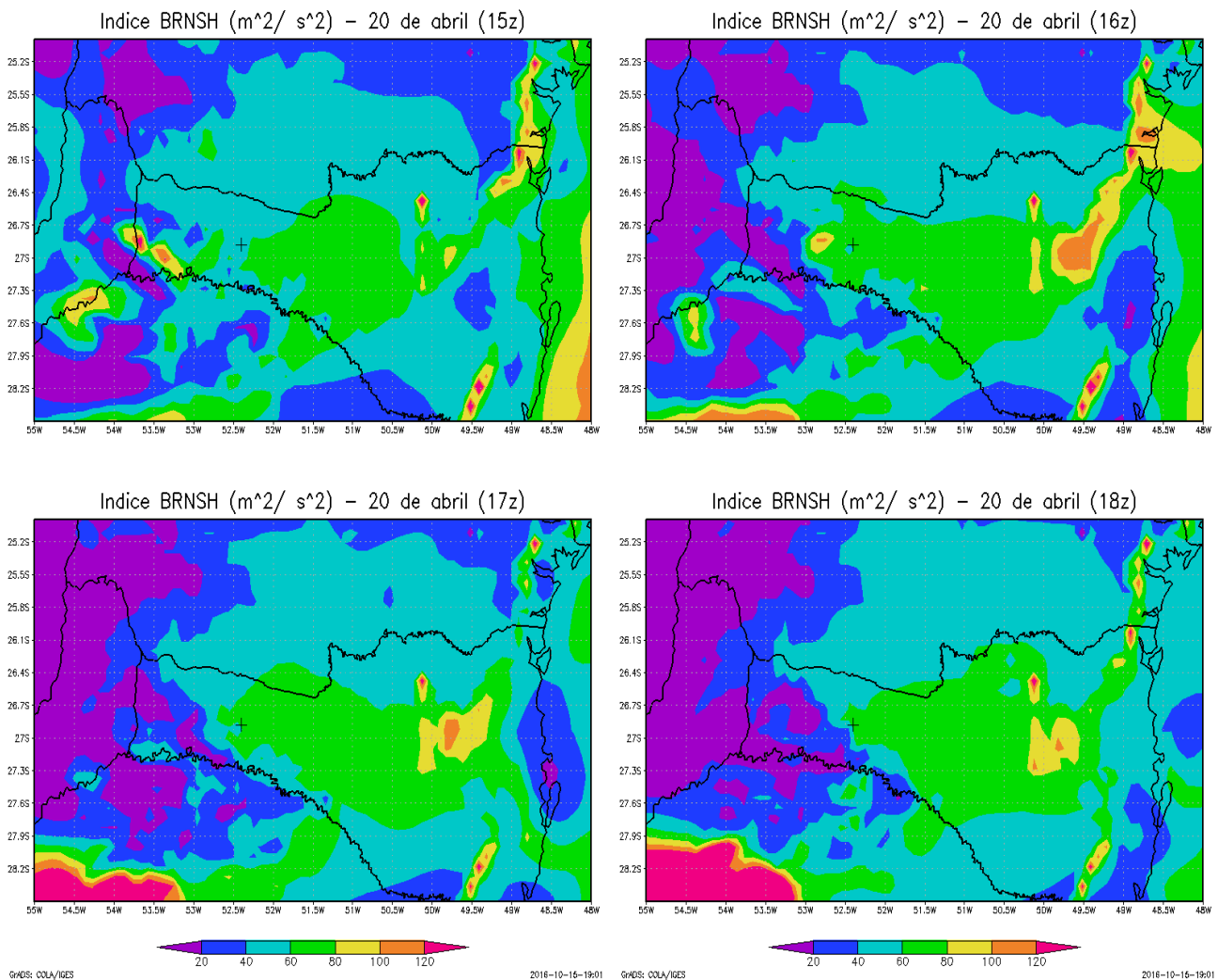
na Figura 5. No dia anterior e nas horas que se seguem, durante a madrugada do dia do evento, foram observadas correntes de ar descendentes em toda a região próxima a área de estudo.

Porém, a partir das 12 Z, um grande núcleo de movimento vertical ascendente ( $\omega$  negativo) se deslocou da região da Argentina em direção ao município de Xanxerê. Ao analisarmos as Figuras 5 e 3 para o mesmo horário, 12 Z, fica evidente a consistência dos dados da velocidade vertical ( $\Omega$ ) provenientes da reanálise do Era Interim, na qual, representa muito bem o posicionamento e deslocamento do SCM observado na Figura 3. Durante a hora do evento, 18 Z, o núcleo de  $\Omega$  negativo ainda atuava sobre a região de interesse, na qual, caso houvesse a existência de cisalhamento vertical do vento e conseqüente formação de um vórtice, tal corrente ascendente poderia levar o aumento do alongamento vertical do vórtice, acarretando possivelmente na formação de tornados, conforme sugerido por Markowski e Richardson (2014).

De acordo com Church *et al.* (1993), o cisalhamento vertical do vento é imprescindível para a formação de tornados. Sendo assim, foi utilizado o modelo de mesoescala BRAMS, fornecendo como saída o índice BRNSH (Figura 6). Nesse caso, é importante destacar que o modelo BRAMS foi utilizado devido a sua melhor resolução espacial/temporal em comparação com dados do Era Interim. Ao analisar a Figura 6, observa-se que desde as 12 Z até as 19 Z, uma hora depois da ocorrência do tornado, o índice BRNSH variou numa faixa entre 40 e 80  $m^2/s^2$ , o que de acordo com Stensrud *et al.* (1997), está dentro da faixa de maior chance de tempestades com ocorrência de tornados.



**Figura 5:** Movimento vertical (Omega) (Pa/s) em 850 hPa para o dia do evento. A cruz representa o município de Xanxerê. Fonte de dados: Era Interim.



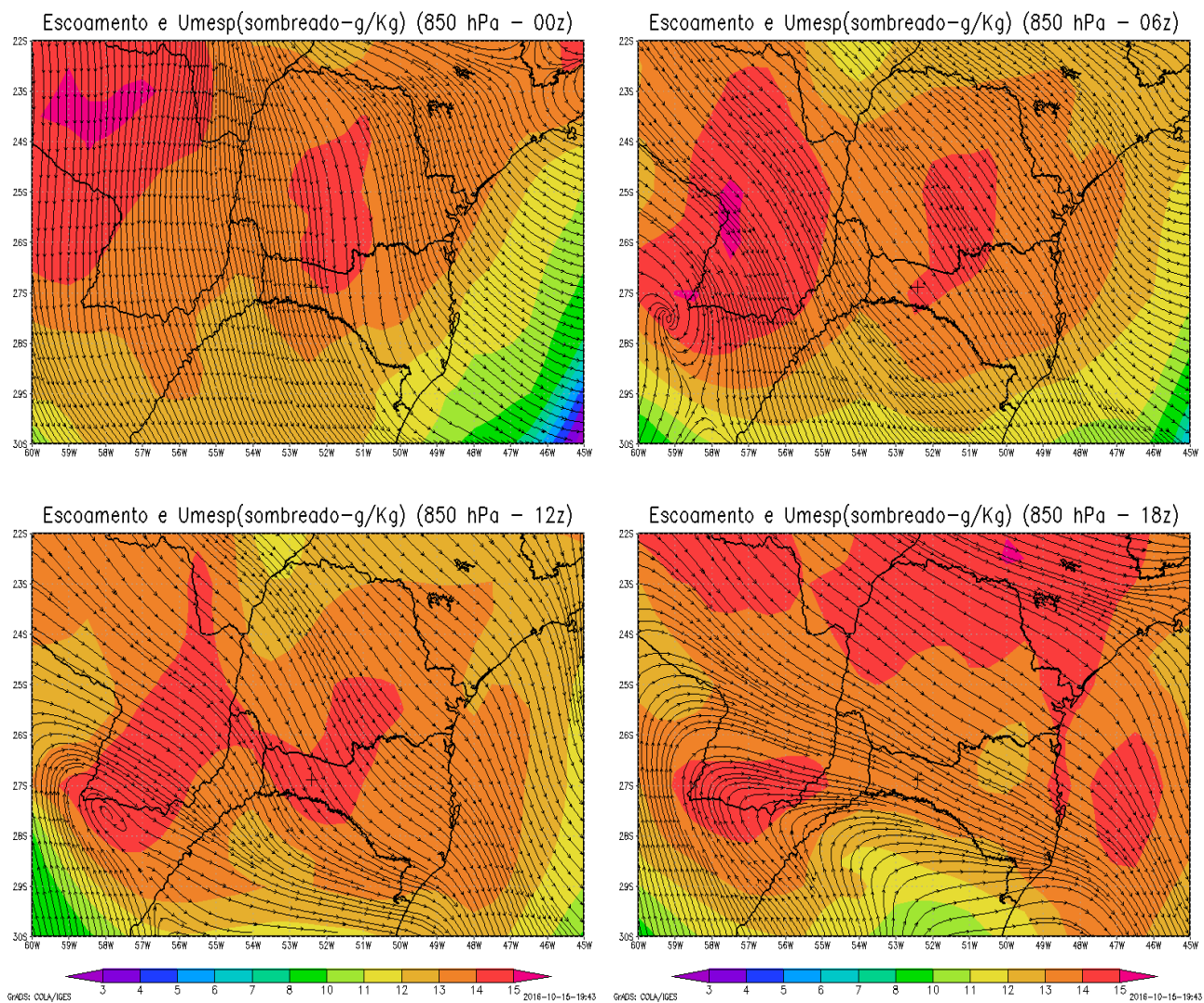
**Figura 6:** Índice BRNSH para o dia do evento. A cruz representa o município de Xanxerê. Produto do BRAMS.

#### 4.3 Análise das Condições Termodinâmicas Associadas à Formação do Tornado

Como dito anteriormente, as condições termodinâmicas presentes na atmosfera fazem parte de um conjunto de fatores extremamente importante, que irão controlar e regular a formação de tempestades severas. Uma condição termodinâmica que se destacou na análise deste caso foi à distribuição de umidade

específica (g/kg) no nível de 850 hPa, durante as horas que antecederam a formação do tornado.

Ao analisar o campo de umidade específica plotado junto ao escoamento de vento no mesmo nível (Figura 7), nota – se que durante a madrugada do dia 20 de abril de 2015, entre 00 e 06 Z, uma grande massa de umidade que estava localizada sobre a região do Paraguai se deslocou em direção ao estado de Santa Catarina. Durante a manhã do mesmo dia, entre 06 e 12 Z, essa massa de umidade proveniente do Paraguai se une a outra massa de umidade com mesmos valores, entre 14 e 16 g/kg, formando um pequeno corredor de umidade entre o sul do Paraguai e a porção oeste de Santa Catarina. Tal oferta de umidade em superfície durante todo o dia do evento ao interagir com os fortes movimentos ascendentes em superfície (Figura 5), foram cruciais para o desenvolvimento e manutenção do SCM sobre o estado de Santa Catarina.



**Figura 7:** Linhas de corrente e umidade específica (g/kg) em 850 hPa para o dia 20/04/2015 (dia do evento). Fonte de dados: Era Interim.

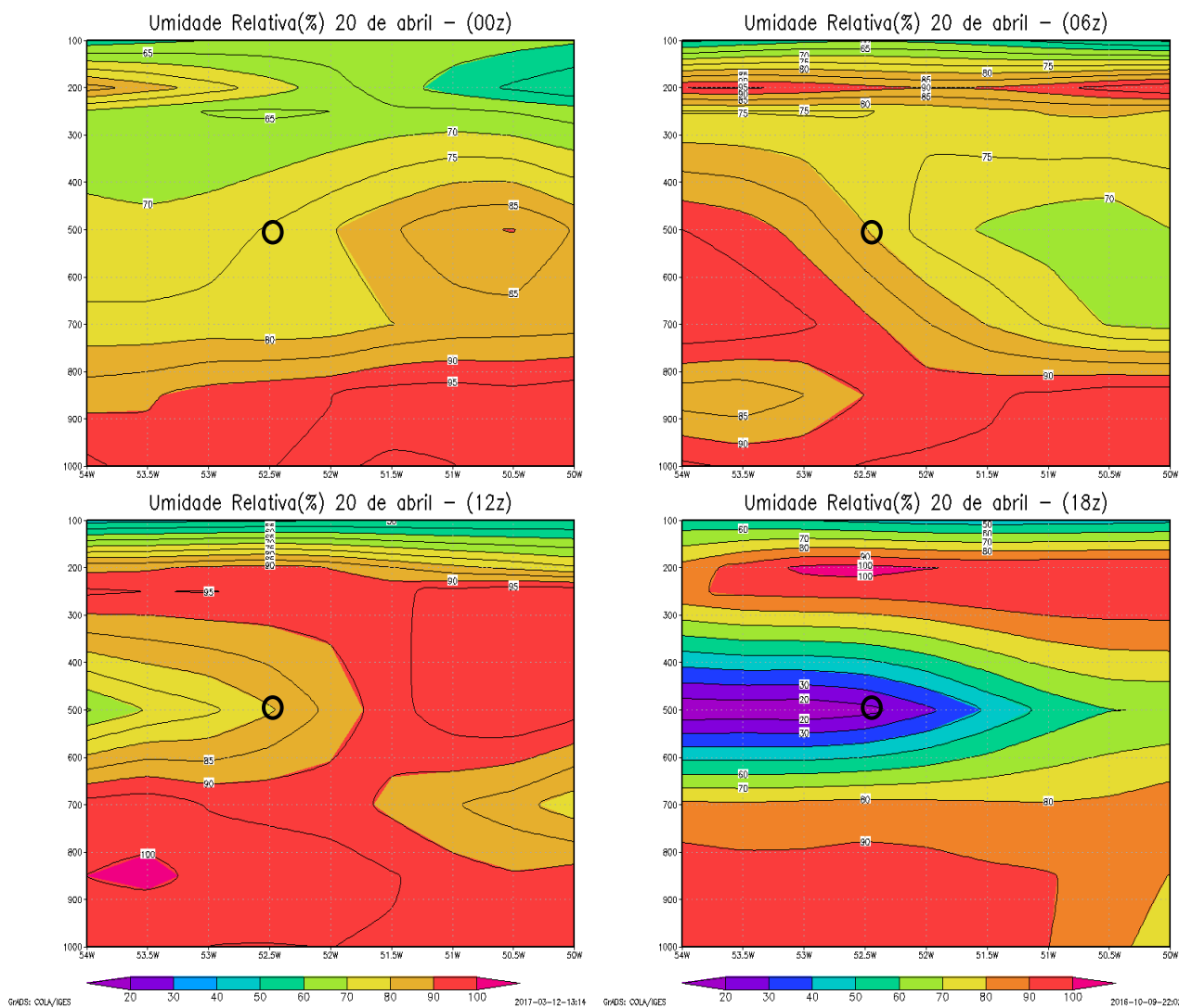
Porém, além de se investigar a distribuição de umidade em baixos níveis foi de suma importância analisar e entender como se encontrava o perfil de umidade para a região de estudo nas horas que antecederam a formação do evento. Para Tal, foram gerados campos de umidade relativa (%), variando no eixo da abscissa em longitudes entre 54 e 50 W, e no eixo da ordenada em níveis de pressão entre 1000 e 100 hPa, centrado na latitude do município de Xanxerê (Figura 8). Nota-se que durante a madrugada e manhã do dia do evento a umidade relativa variou muito pouco em níveis médios (aproximadamente 500 hPa), mantendo valores elevados

entre 75 e 80 % sobre Xanxerê. Porém, por volta da hora de ocorrência do evento (18 Z), destaca-se em níveis médios uma acentuada secagem sobre a região de interesse, chegando a valores menores que 20 % de umidade relativa.

Este mecanismo típico de tempestades supercelulares, ou até mesmo de células individuais, foi explicado por Weisman e Klemp (1986), na qual, puderam destacar que uma secagem na atmosfera é responsável pela evaporação das gotículas de água ou sublimação do gelo e conseqüentemente o resfriamento do ar adjacente, gerando correntes de ar frio descentes, conforme descrito na Seção 2.1. Normalmente estes movimentos em escala convectiva, estão associados a fortes ventanias em superfície. Sendo assim, acredita-se que o secamento mostrado em níveis médios (Figura 8), seja responsável pela forte ventania em superfície minutos antes da formação e atuação do tornado sobre o município.

Em adição, foram gerados diagramas Skew T – Log P através de produtos do modelo BRAMS com rodadas inicializadas as 00 Z do dia 19 de abril. Isso foi feito com o objetivo de tentar caracterizar ainda mais o perfil termodinâmico associado ao evento, através de índices de instabilidade como o Total Totals (TT), índice K, Lifted Index (LI) e a CAPE.

De acordo com Silva Dias (2000), o índice LI denota apenas a instabilidade da camada e será negativo (menor que  $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) quando há umidade e calor nos níveis baixos e ar frio em 500 hPa. Já o índice TT exige calor e umidade em 850 hPa e ar frio em 500 hPa, porém não restringe a umidade em 700 hPa, como acontece no índice K, em que para ser significativo é necessário calor em baixos níveis e umidade em abundância desde a superfície até o nível de 700 hPa, sendo que uma secagem em 700 hPa reduziria o valor de K.



**Figura 8:** Corte vertical de umidade relativa (%) fixado na latitude de xanxerê, para o dia 20/04/2015 (dia do evento). A região de interesse está indicada pelo círculo preto. Fonte de dados: Era Interim.

As Figuras 9, 10, 11 e 12 mostram o perfil termodinâmico em quatro horários diferentes que antecederam ao evento, as 09, 12, 15 e 18 Z. Analisando estas figuras, nota-se que a energia potencial convectiva disponível (CAPE), responsável por elevar a parcela de ar, quando à mesma ultrapassa o nível de convecção espontânea, aumenta de forma intensa ao longo das horas, passando de 191 J/ Kg às 09Z até atingir 1028 J/Kg às 18 Z. Este fato pode ser considerado suficiente para uma forte manutenção e desenvolvimento convectivo do sistema em estudo.

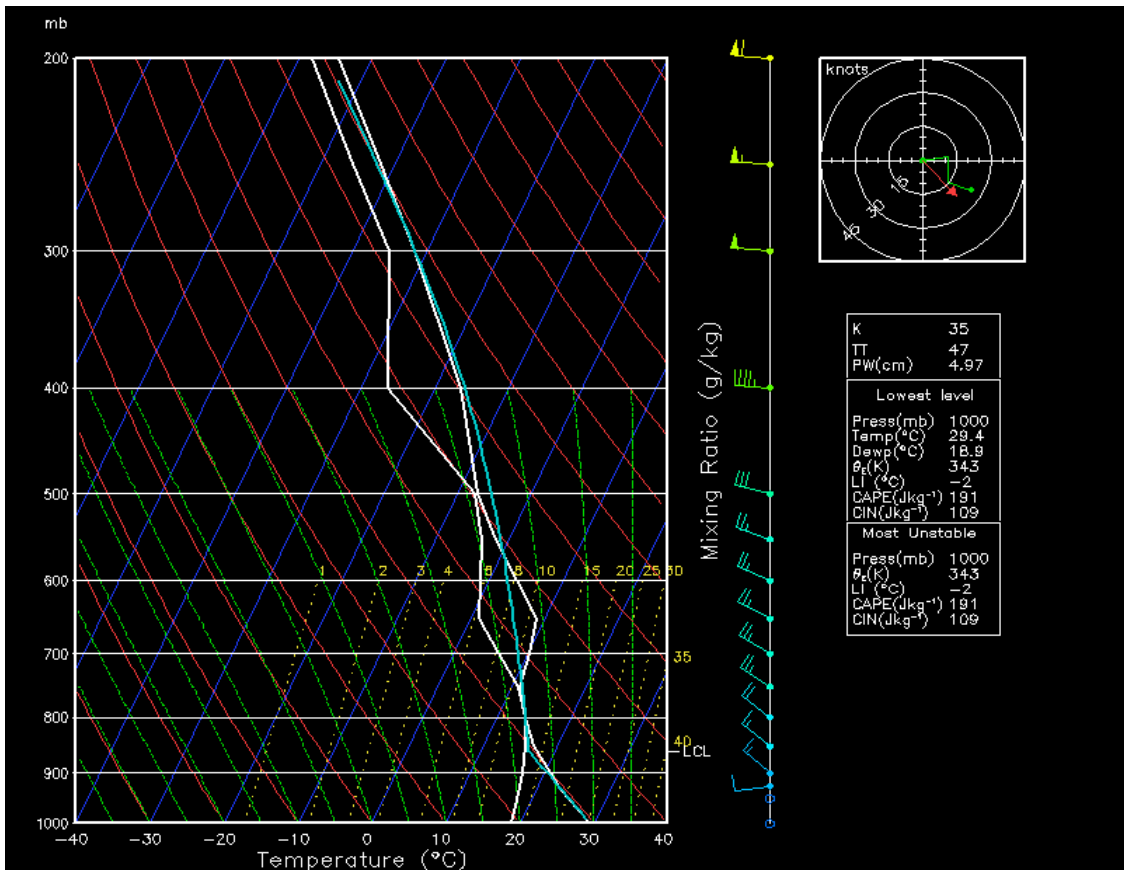


Figura 9: Sondagem do dia 20/04/2015, 09:00 Z. Produto do BRAMS.

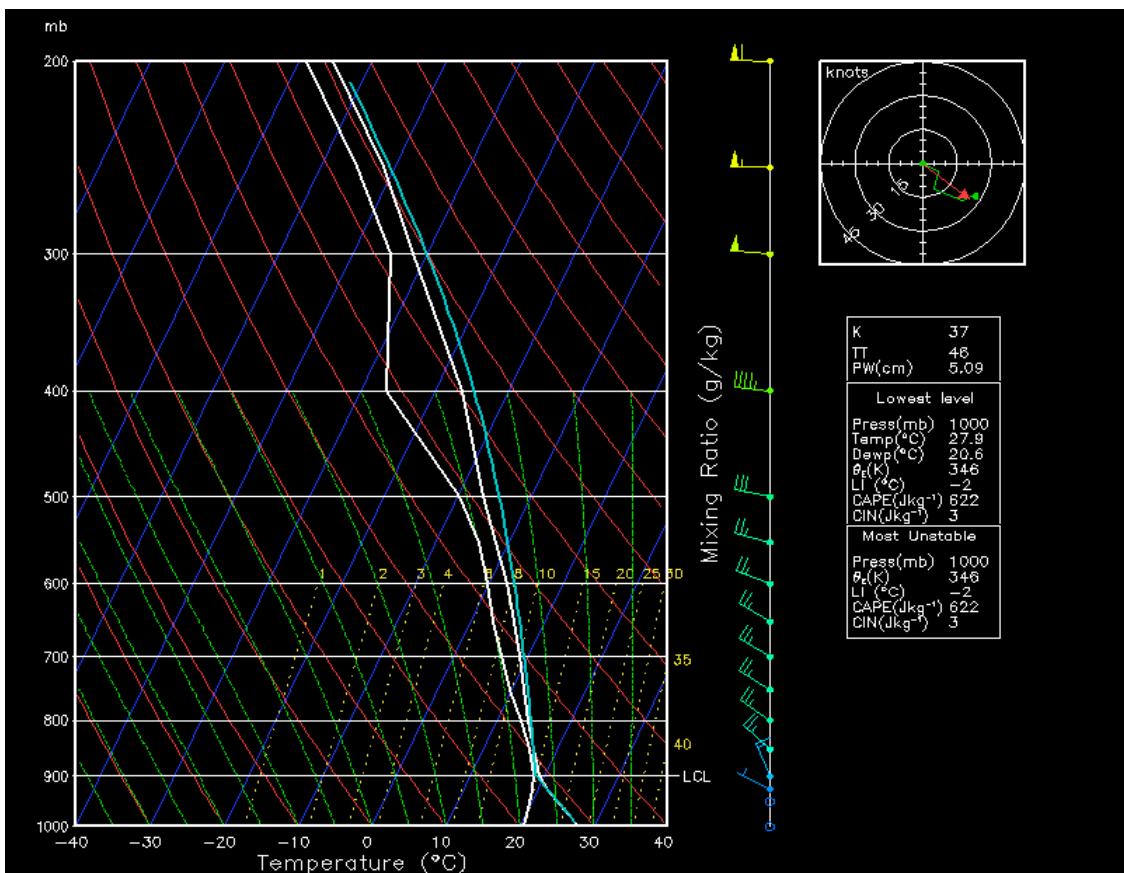


Figura 10: Sondagem do dia 20/04/2015, 12:00 Z. Produto do BRAMS.



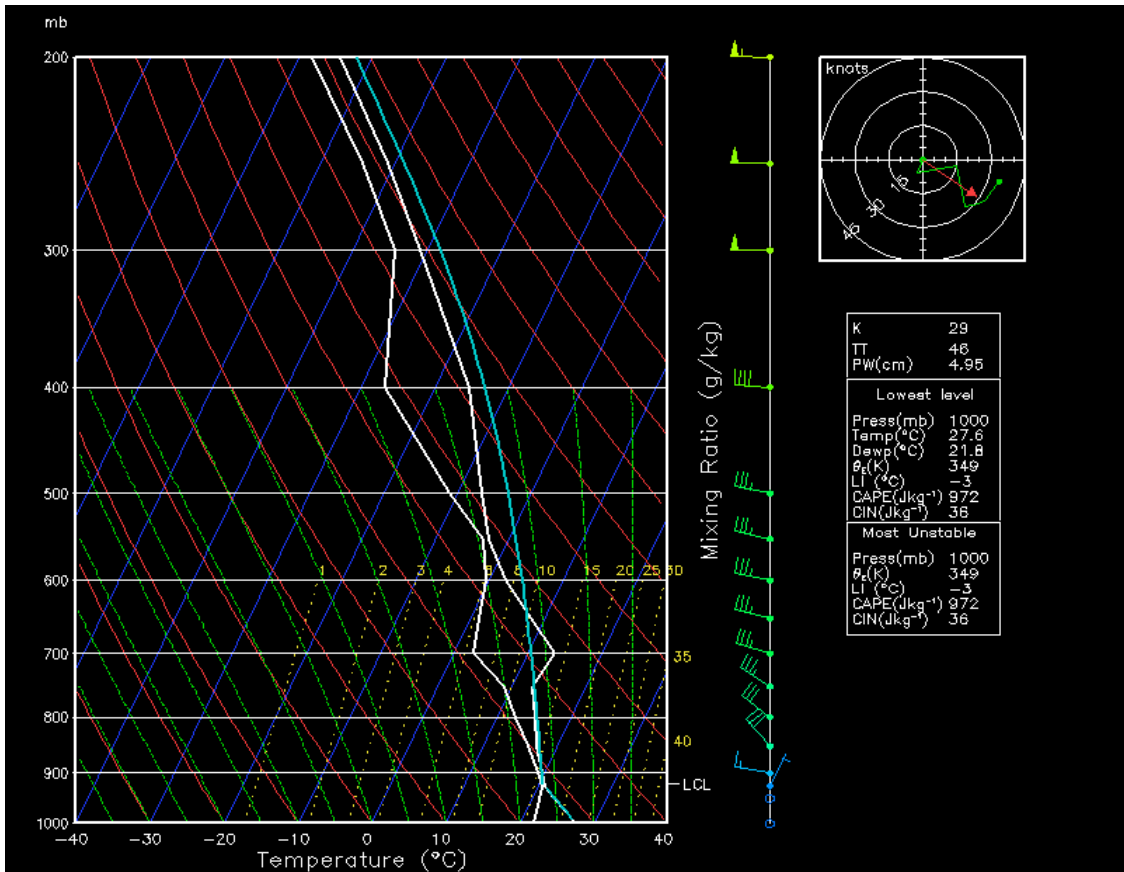


Figura 11: Sondagem do dia 20/04/2015, 15:00 Z. Produto do BRAMS.

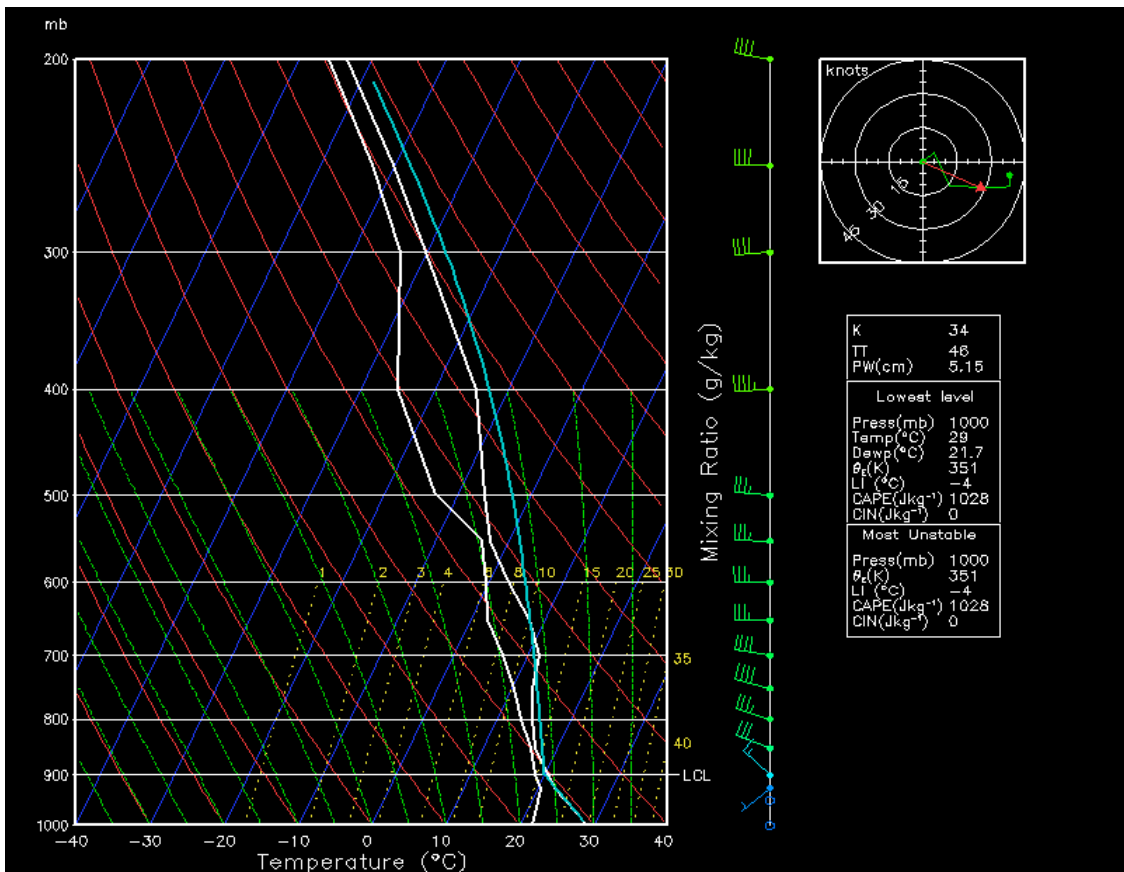


Figura 12: Sondagem do dia 20/04/2015, 18:00 Z. Produto do BRAMS.

Em paralelo, destaca – se o índice LI que permanece negativo (menor que  $-2$  °C) para todas as horas em estudo, denotando uma camada instável durante as horas que antecederam o evento. Como visto anteriormente na Figura 8 e ainda observando o comportamento do perfil de T e Td na sondagem (Figuras 9-12), fica evidente que o índice K se manteve alto (maior que  $24$  °C) durante as horas de atuação do SCM devido a camada seca se apresentar próximo ao nível de 500 hPa e não no nível de 700 hPa.

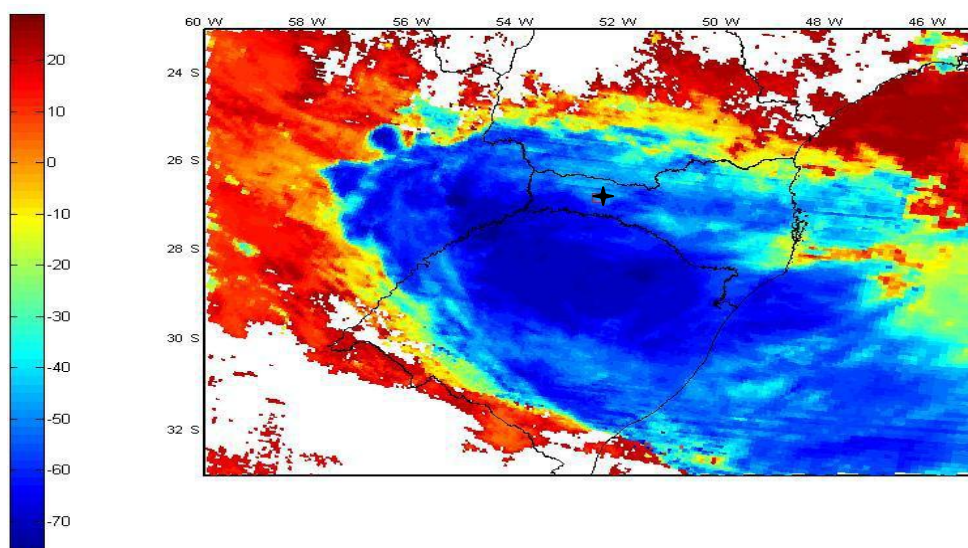
Dessa forma, como o índice TT se manteve alto (maior que  $45$  °C) durante as horas que antecederam ao evento e o índice LI se manteve negativo para os mesmos horários, conclui-se que o índice K não foi relevante nesse estudo para classificar a tempestade como severa, sendo que a secagem em médios níveis (500 hPa) foi um fator importante que junto aos valores de TT alto e LI negativos forneceram as condições termodinâmicas necessárias para uma atuação e classificação de uma tempestade com ventanias fortes.

Em adição, nota-se que a camada de ar seco (500 hPa) as 18 Z, Figura 12, se mostrou pouco intensa quando comparada com sondagens típicas de tempestades severas e com forte secagem em níveis médios. Por outro lado, ao analisar a secagem registrada pela reanálise do Era Interim para o mesmo horário e mesmo nível (Figura 8), nota-se valores muito baixos de umidade relativa, atingindo valores entre 0% e 30%. Apesar de neste caso se analisar informações distintas para avaliar a secagem em 500 hPa, fica evidente que a reanálise do Era Interim registrou uma camada de ar seco mais intensa do que a registrada pelo modelo Brams para o mesmo horário e nível da atmosfera. Esta discrepância provavelmente se deve ao fato de que a assimilação de dados do Brams utilizou dados do GFS ( $1^\circ \times 1^\circ$ ), com resolução horizontal mais baixa que a reanálise do Era Interim ( $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ ). Ou seja, caso o GFS não tenha sido capaz de detectar essa camada seca no

nível de 500 hPa, o mesmo pode ter forçado o Brams a assimilar uma camada seca pouco intensa, como mostrado na Figura 12.

Por fim, com o intuito de caracterizar ainda melhor os efeitos termodinâmicos que influenciaram na formação e desenvolvimento do SCM que ocasionou o tornado, foram extraídos dados de temperatura do topo da nuvem do sensor Modis, embarcado no satélite Terra. No dia do evento, os dados foram obtido por volta das 10:45 horário local, conforme mostrado pela Figura 13.

Como esperado, observa-se sobre o município de Xanxerê valores extremamente baixos para a temperatura do topo da nuvem. O valor em média foi de - 49,96 °C, com um desvio padrão de 2,59 °C. Através desse resultado pode-se inferir que se trata de um topo de nuvem atingindo a alta troposfera.



**Figura 13:** Temperatura do topo da nuvem (°C), 10:45 horário local do dia 20/04/2015. A cruz preta representa o município de Xanxerê. Dados provenientes do sensor MODIS.

#### 4.4 Análise da Profundidade Óptica das Nuvens e da Precipitação Associadas ao SCM

Em paralelo a temperatura do topo da nuvem, observada anteriormente, foi feita outra análise buscando identificar como se caracterizava o desenvolvimento vertical da nuvem horas antes da ocorrência do evento. Para tal, foi utilizado o sensor Modis, embarcado no satélite Terra, fornecendo dados de Profundidade Óptica, por volta das 10:45 horário local, como ilustrado pela Figura 14.

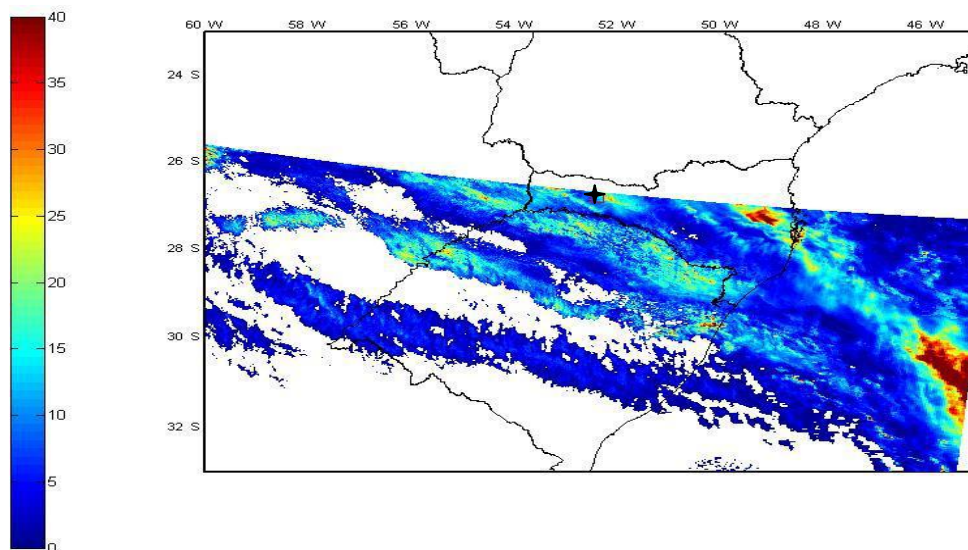
Ao analisar a Figura 14, pode-se observar que os valores de profundidade óptica para o dia do evento sobre o município de Xanxerê, foram valores baixos, em média de 18,26 %, com um desvio padrão de 7,92 %. Como a profundidade óptica decresce exponencialmente com o aumento da transmitância (Seção 2.5), pode se observar nuvens com menor transmitância (mais espessas e turvas) no dia do tornado, levando a crer que se tratavam de nuvens com acentuado desenvolvimento vertical.

Por fim, para representar a distribuição espacial e quantitativa de chuva nas horas que antecederam ao evento, foram gerados produtos de precipitação horária (mm/h) através do modelo de mesoescala BRAMS. A Figura 15 ilustra tal distribuição, na qual, destaca-se que nas horas antecedentes ao tornado o modelo restringe a precipitação para as áreas adjacentes ao município de Xanxerê, enquanto que a partir das 18 Z, os produtos registraram pequenos acumulados de precipitação horária para o município. Através da comparação entre o produto de precipitação horária, fornecido pelo Brams e os dados observados na Tabela 4, nota-se que o modelo representou bem a quantidade de chuva as 15 e 18 Z, entretanto, as 16 e 17 Z não foram registrados acumulados horários de acordo com a Tabela 4. Sendo assim, o modelo conseguiu representar de forma satisfatória a distribuição e quantidade de precipitação para as horas antecedentes ao evento.

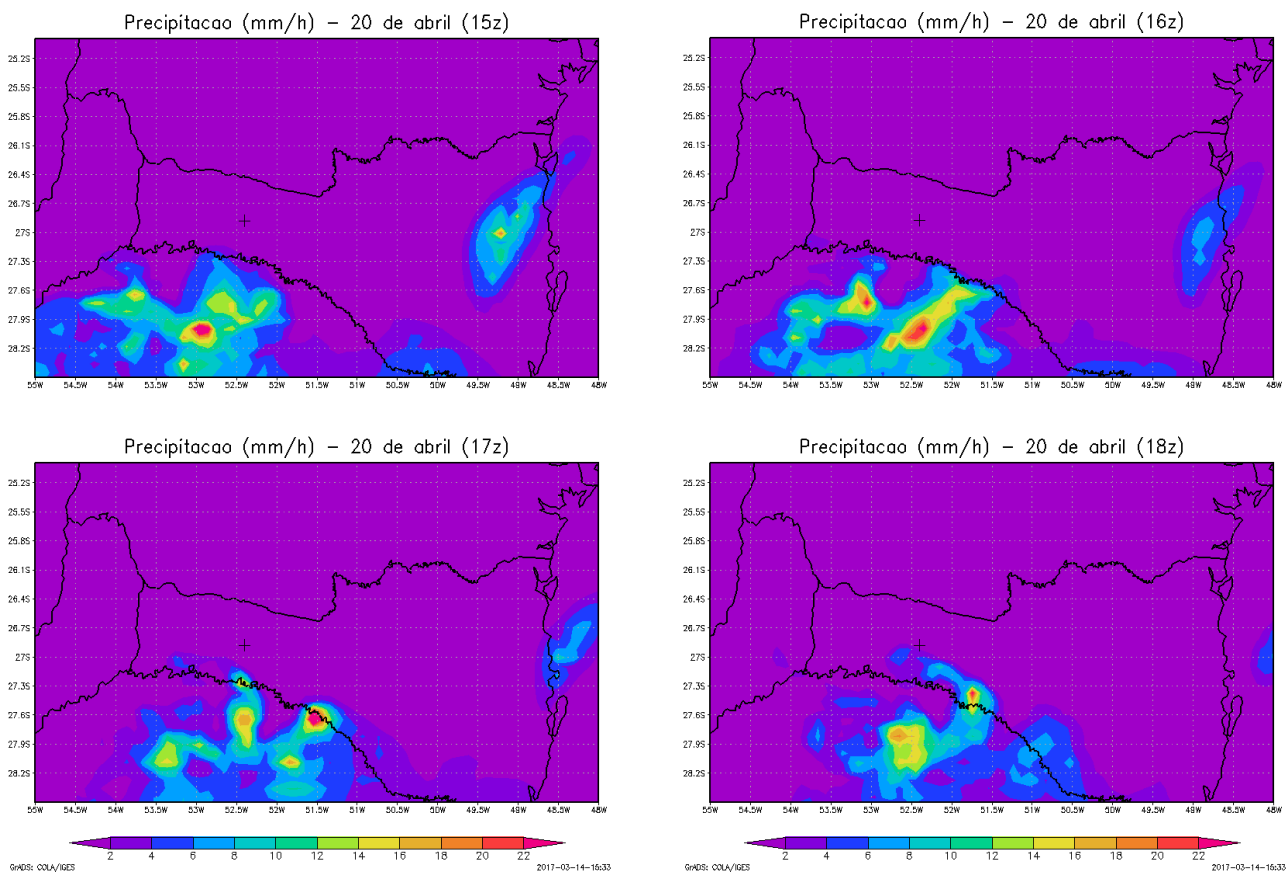
Tabela 4: Dados de precipitação horária (mm), para as horas que antecederam o evento de tornado.

Fonte: Estação Meteorológica Automática de Xanxerê – SC Lat: 26°56'S Lon: 052°24'W ( INMET)/  
produto do BRAMS.

Precipitação Horária (mm)	Hora (Z)	15	16	17	18
	INMET	0,0	0,4	2,2	0,2
BRAMS	0,0	0,0	0,0	0-4	



**Figura 14:** Profundidade óptica (%), 10:45 horário local do dia 20/04/2015. A cruz preta representa o município de Xanxerê. Dados provenientes do sensor MODIS.



**Figura 15:** Distribuição de precipitação (mm/h) para o dia 20/04/2015, produtos derivados do BRAMS. A cruz representa o município de Xanxerê. Produto do BRAMS.

## 5 Conclusões

A partir da análise feita, fica evidente que, os ambientes sinótico e de mesoescala foram favoráveis á formação e desenvolvimento de tempestades severas sobre todo o estado de Santa Catarina e regiões adjacentes. É importante destacar que os fatores dinâmicos, termodinâmicos e os mecanismos forçantes se mostraram presentes e atuando em conjunto em um cenário predecessor (horas antes) ao evento.

Sendo assim, devido a um escoamento de baixo nível bem configurado, de noroeste, associado com um cavado sobre o nordeste da Argentina, houve uma advecção de umidade do Paraguai para o estado de Santa Catarina. Com uma plataforma de nuvem formada em médios e altos níveis, todo esse calor e umidade ficaram aprisionados na região e levaram a altos valores de umidade relativa na camada limite e conseqüentemente o NCL (nível de condensação por levantamento) se deu em níveis baixos da atmosfera.

Através do índice BRNSH, ficou evidente a existência de um cisalhamento vertical do vento suficiente para favorecer a formação de tornados de acordo com os valores propostos por Stensrud *et al.* (1997). Os valores variaram entre 60 e 80  $m^2/s^2$  às 18 Z, hora de ocorrência do tornado, destacando um bom desempenho do modelo BRAMS para esta variável próximo a hora do evento. Partindo do princípio de que a profundidade óptica decresce exponencialmente com o aumento da transmitância (seção 2.5), ao observar menores valores de temperatura do topo da nuvem, junto com maiores valores de profundidade óptica, conclui-se que existia um grande desenvolvimento vertical da nuvem aliado com a presença de uma base em níveis baixos da atmosfera, interagindo com um intenso cisalhamento vertical, o que

em conjunto com mecanismos em escala convectiva ocasionou a formação do Tornado no município de Xanxerê.

Por outro lado, é importante ressaltar o desempenho do modelo Brams, utilizado para tentar representar os fenômenos preliminares ao evento. Levando em consideração a resolução espacial e a dificuldade de parametrização microfísica das nuvens para representar a precipitação nos modelos, o Brams representou de forma satisfatória a distribuição espacial da precipitação, assim como sua intensidade horária nas horas antecedentes ao evento, principalmente na hora de ocorrência do tornado. Ao se comparar as sondagens geradas pelo modelo (Figuras 9, 10, 11 e 12) com o perfil vertical de umidade relativa, obtido através da reanálise Era Interim (figura 8), nota-se que a secagem no nível de 500 hPa foi registrada por ambos, principalmente as 18 UTC, hora da ocorrência do tornado. Isso indica que nesse momento havia correntes descendentes fortes atuando nas nuvens sobre Xanxerê, de forma a auxiliar o deslocamento do tubo de vórtice até atingir a superfície (explicado na Seção 2.2). Porém, como dito anteriormente a camada de ar seco registrada por ambos é avaliada através de informações diferentes o que compromete a avaliação do desempenho do modelo nesse caso.

É importante salientar que estas conclusões ficam limitadas a este evento, na qual, não se pode generalizar para todos os outros eventos de tornados ocorridos no estado de Santa Catarina, pois o processo de formação e desenvolvimento das nuvens convectivas que deram origem aos tornados pode ter sido diferentes. Porém, os resultados deste estudo são consistentes e coerentes com a teoria física para formação de tornados.

Assim, com base nessas informações, fica evidente como o sul do Brasil, principalmente o estado de Santa Catarina sofre com o sistema intenso de tempo



severo típico desta região. Obviamente, novos estudos são necessários para incrementar e sedimentar o processo de formação de tempestades severas com ocorrências de tornados neste estado. Espera-se que os resultados aqui expostos motivem e contribuam para a extensão das pesquisas neste âmbito.

Como trabalho futuro, é indispensável uma melhoria no modelo de mesoescala através de testes e rodadas experimentais, com dados provenientes de satélites e até mesmo de reanálises, afim de, padronizar o modelo de acordo com as características atmosféricas específicas da região de Santa Catarina.

## 6 Referências Bibliográficas

ABDOULAEV, et al. Sistemas de mesoescala de precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 3: Estrutura e evolução dos sistemas não-lineares de convecção severa. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 16, p. 165-175, 2001.

ANTONIO, M. A.; ANTONIO, C. A. A.; FIGUEIREDO, J. C. Tornados do Outono de 2004 no Interior Paulista. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, v. 12, n. 2005, p. 2819-2826, 2005.

BERRI, Guillermo J.; INZUNZA, Juan B. The effect of the low-level jet on the poleward water vapour transport in the central region of South America. **Atmospheric Environment. Part A. General Topics**, v. 27, n. 3, p. 335-341, 1993.

BRADY, Raymond H.; SZOKE, Edward J. A case study of nonmesocyclone tornado development in northeast Colorado: Similarities to waterspout formation. **Monthly weather review**, v. 117, n. 4, p. 843-856, 1989.

CHURCH, Christopher et al. The tornado: its structure, dynamics, prediction, and hazards. **Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series**, v. 79, 1993.

DAVIES-JONES, Robert P. Tornado dynamics. **Thunderstorm morphology and dynamics**, v. 2, p. 197-236, 1986.

DAVIES-JONES, Robert; TRAPP, R. Jeffrey; BLUESTEIN, Howard B. Tornadoes and tornadic storms. In: **Severe convective storms**. American Meteorological Society, 2001. p. 167-221.

DEE, D. P. et al. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. **Quarterly Journal of the royal meteorological society**, v. 137, n. 656, p. 553-597, 2011.

DIAS, Maria Assunção F. Silva. Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas. **Universidade de São Paulo, SP**, 2000.

DOSWELL III, Charles A. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 1, p. 3-16, 1987.

DOSWELL III, Charles A. Severe convective storms—An overview. In: **Severe convective storms**. American Meteorological Society, 2001. p. 1-26.

DOSWELL III, CHARLES A.; SCHULTZ, David M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. **Electronic J. Severe Storms Meteor**, v. 1, n. 3, p. 1-22, 2006.

DOSWELL, Charles A.; BURGESS, Donald W. Tornadoes and toraadid storms: A review of conceptual models. **The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards**, p. 161-172, 1993.

CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos), DSA (Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais). Disponível em: <<http://satelite.cptec.inpe.br/home/>>. Acesso em: 06/02/2017.

DYER, R. C. A review of tornado activity in Brazil. **Proceedings, Int. Soc. Photogramm. Remote Sens**, p. 203-213, 1994.

FREIRE, Julliana Larise M.; FREITAS, Saulo Ribeiro de; COELHO, Caio Augusto dos Santos. Calibration of the BRAMS regional model for predicting climate extreme events. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 30, n. 2, p. 158-170, 2015.

FREITAS, Saulo R. et al. Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. **Environmental Fluid Mechanics**, v. 5, n. 1, p. 135-167, 2005.

FREITAS, S. R. et al. The coupled aerosol and tracer transport model to the Brazilian developments on the regional atmospheric modeling system (CATT-BRAMS)–Part 1: Model description and evaluation. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 9, n. 8, p. 2843-2861, 2009.

FREITAS, Saulo R. et al. The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas. **Geoscientific Model Development**, v. 10, n. 1, p. 189, 2017.

FUJITA, T. T. Proposed mechanism of suction spots accompanied by tornadoes. In: **Preprints, Seventh Conf. on Severe Local Storms, Kansas City, MO, Amer. Meteor. Soc.** 1971. p. 208-213.

FUJITA, T. Theodore. Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scales. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 8, p. 1511-1534, 1981.

GEORGE, Joseph J. **Weather forecasting for aeronautics**. Academic press, 2014.

GOLDEN, Joseph H. Waterspouts and tornadoes over south Florida. **Mon. Wea. Rev.**, v. 99, p. 146-154, 1971.

HALLAK, Ricardo et al. 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 de fevereiro de 2004. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 2, p. 173-206, 2012.

HELD, Gerhard; GOMES, Jorge Luis; NASCIMENTO, E. Forecasting a severe weather occurrence in the State of São Paulo, Brazil, on 24 May 2005: The Indaiatuba Tornado. In: **VIII International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**. 2006.

HENRY, W. The Skew-T, Log P Diagram. **National Weather Service Training Center, EUA**, p. 68, 1987.

IBGE, C. Instituto brasileiro de geografia e estatística. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em: 06/02/2017. 2010.

IBGE, C. Instituto brasileiro de geografia e estatística. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em: 06/02/2017. 2014.

JOHNSON, Richard H.; MAPES, Brian E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: **Severe Convective Storms**. American Meteorological Society, 2001. p. 71-122.

LIMA, DRO. **Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a bacia hidrográfica do rio Manso. 2005.** 2005. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil)-Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE/UFRJ), Rio de Janeiro, 2005.

LIOU, Kuo-Nan. **An introduction to atmospheric radiation**. Academic press, 2002.

MARCELINO, I. P. V. O.; HERRMANN, M. L. P.; FERREIRA, N. J. The occurrence of tornadoes in Santa Catarina State, Brazil. **Submitted to Austr. Meteor. Mag**, 2005.

MARKOWSKI, Paul M.; RICHARDSON, Yvette P. The influence of environmental low-level shear and cold pools on tornadogenesis: Insights from idealized simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 243-275, 2014.

MENEZES, W. F. **Tempestades Severas: Um Modelo para Latitudes Subtropicais**. Tese (Doutorado em Meteorologia). 1998. 174f. Dept. Ciências Atmosféricas, Inst. de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 1998.

MENEZES, Wallace Figueiredo; DIAS, MAF Silva. Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso Ribeirão Preto. In: **Anais do X Congresso Brasileiro de Meteorologia**. 1998. p. 26-30.

MESINGER, Fedor; ARAKAWA, Akio; SUNDQVIST, Hilding. **Numerical methods used in atmospheric models**. World Meteorological Organization, International Council of Scientific Unions, 1976.

MILLER, Robert C. **Notes on analysis and severe-storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central**. AIR WEATHER SERVICE SCOTT AFB IL, 1972.

NASA (National Aeronautics and Space Administration). MODIS Website, disponível em: <<http://modis.gsfc.nasa.gov/>>. Acessado em: 06/02/2017.

NASCIMENTO, Ernani de Lima. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121-140, 2005.

NASCIMENTO, Ernani de Lima; HELD, Gerhard; GOMES, Ana Maria. A Multiple-Vortex Tornado in Southeastern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 9, p. 3017-3037, 2014.

NCAR's Research Data Archive. Eram Interim Project. Disponível em: <<http://rda.ucar.edu/datasets/ds627.0/>>. Acesso em: 09/02/2017.

NEWTON, Chester W. Structure and mechanism of the prefrontal squall line. **Journal of meteorology**, v. 7, n. 3, p. 210-222, 1950.

OLIVEIRA, M. I. **Ambientes Pré-Convectivos em Situações de Escoamento de Norte-Noroeste em Baixos Níveis sobre o Rio Grande Do Sul**. Tese (Mestrado em Meteorologia). 2015. Área de concentração em meteorologia, Universidade Federal de Santa Maria. 2015.

PIELKE, Roger A. et al. A comprehensive meteorological modeling system—RAMS. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 49, n. 1, p. 69-91, 1992.

PEREIRA, R. F. Um **Estudo de Características Físicas Associadas a Ventos Convectivos Intensos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil Usando Modelagem Numérica**. Tese (Mestrado em Meteorologia). 2015. Departamento de Meteorologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2015.

RUDORFF, BERNARDO FT RUDORFF. **Sensor Modis e Suas Aplicações Ambientas no Brasil**. Editora Parêntese, 2007.

SALIO, Paola; NICOLINI, Matilde; ZIPSER, Edward J. Mesoscale convective systems over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290-1309, 2007.

SILVA DIAS, Maria AF. An increase in the number of tornado reports in Brazil. **Weather, Climate, and Society**, v. 3, n. 3, p. 209-217, 2011.

SIMPSON, Joanne et al. Observations and mechanisms of GATE waterspouts. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 43, n. 8, p. 753-783, 1986.

STENSRUD, David J.; CORTINAS JR, John V.; BROOKS, Harold E. Discriminating between tornadic and nontornadic thunderstorms using mesoscale model output. **Weather and forecasting**, v. 12, n. 3, p. 613-632, 1997.

STULL, Roland B. **Meteorology for scientists and engineers: a technical companion book with Ahrens' Meteorology Today**. Brooks/Cole, 2000.

Tudo Sobre Xanxerê. Website contendo notícias sobre o município de Xanxerê, SC. Disponível em: <<http://www.tudosobrexanxere.com.br/>>. Acesso em: 09/02/2017.

UCCELLINI, Louis W.; JOHNSON, Donald R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 6, p. 682-703, 1979.

UPPALA, Sakari M. et al. The ERA-40 re-analysis. **Quarterly Journal of the royal meteorological society**, v. 131, n. 612, p. 2961-3012, 2005.

WALLACE, John M.; HOBBS, Peter V. **Atmospheric science: an introductory survey**. Academic press, 2006.

WEISMAN, Morris L.; KLEMP, Joseph B. Characteristics of isolated convective storms. In: **Mesoscale meteorology and forecasting**. American Meteorological Society, 1986. p. 331-358.

ZIPSER, Edward J. et al. Where are the most intense thunderstorms on Earth?. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057-1071, 2006.