

ANDRÉ MENDONÇA DE DECCO

**VALIDAÇÃO DA TÉCNICA DE WALDVOGEL PARA PROGNÓSTICO
DE OCORRÊNCIA DE GRANIZO NO INTERIOR PAULISTA**

**Botucatu
2019**

ANDRÉ MENDONÇA DE DECCO

**VALIDAÇÃO DA TÉCNICA DE WALDVOGEL PARA PROGNÓSTICO
DE OCORRÊNCIA DE GRANIZO NO INTERIOR PAULISTA**

Dissertação apresentada à Faculdade de Ciências Agronômicas da Unesp Câmpus de Botucatu, para obtenção do título de Mestre em Agronomia (Energia na Agricultura).

Orientador: Prof. Dr. João Francisco Escobedo

Botucatu

2019

D291v

Decco, André Mendonça de

Validação da técnica de Waldvogel para prognóstico de ocorrência de granizo no interior paulista / André Mendonça de Decco. – Botucatu, 2019

85 p. : il., fotos

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu

Orientador: João Francisco Escobedo

1. Granizo. 2. Tempestades. 3. Radar Meteorológico. I.
Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca da Faculdade de Ciências Agrônômicas, Botucatu. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

Câmpus de Botucatu



CERTIFICADO DE APROVAÇÃO

TÍTULO DA DISSERTAÇÃO: VALIDAÇÃO DA TÉCNICA DE WALDVOGEL PARA PROGNÓSTICO DE OCORRÊNCIA DE GRANIZO NO INTERIOR PAULISTA

AUTOR: ANDRE MENDONCA DE DECCO

ORIENTADOR: JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO

Aprovado como parte das exigências para obtenção do Título de Mestre em AGRONOMIA (ENERGIA NA AGRICULTURA), pela Comissão Examinadora:

Prof. Dr. JOÃO FRANCISCO ESCOBEDO
Engenharia Rural / Faculdade de Ciências Agrônomicas de Botucatu

Pesquisador Dr. JOSE CARLOS FIGUEIREDO
IPMet - Centro de Meteorologia de Bauru / Faculdade de Ciências - UNESP - Bauru

Prof.ª Dr.ª VALERIA CRISTINA RODRIGUES SARNIGHAUSEN
Bioprocessos e Biotecnologia / Faculdade de Ciências Agrônomicas de Botucatu - UNESP

Botucatu, 09 de dezembro de 2019

Aos meus queridos pais
A minha amada esposa Hilma
Ao meu amado filho Davi,
dedico

AGRADECIMENTOS

A Deus pelo dom da vida.

Aos meus queridos pais pelo apoio incondicional. Gostaria de registrar minha imensa alegria de tê-los comigo no dia da defesa e assistindo minha apresentação final. Foi uma experiência maravilhosa poder dividir com eles esse momento tão importante na minha carreira.

A minha linda esposa, minha amiga e companheira, e a meu querido filho, que forneceram apoio incondicional durante a realização desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. João Francisco Escobedo, pela orientação, ensinamentos, paciência e exemplo de professor.

Ao Meteorologista Dr. José Carlos figueiredo pelo imenso auxílio na elaboração desta pesquisa, dividindo sua experiência e conhecimento, que foram fundamentais para o êxito deste projeto.

Ao Meteorologista Dr. Romulo da Silveira Paz pelo incentivo dado ao longo desta jornada.

Aos colegas de IPMET/UNESP que me auxiliaram com seus conhecimentos no esclarecimento de muitas questões e duvidas no decorrer deste trabalho. Em especial, agradeço aos colegas Thiago Guerreiro Ferreira, Vinicius Machado Martinez, Carlos Eduardo Dido, Jaqueline Murakami Kokitsu, Bruno Cruz e Demilson de Assis Quintão.

Ao Centro de meteorologia de Bauru (IPMET/UNESP) pelo apoio dado na realização deste trabalho.

“Ó profundidade das riquezas, tanto da sabedoria, como da ciência de Deus! Quão insondáveis são os seus juízos, e quão inescrutáveis os seus caminhos! Por que quem compreendeu a mente do Senhor? Ou quem foi seu conselheiro? Ou quem lhe deu primeiro a ele, para que lhe seja recompensado? Porque dele e por ele, e para ele, são todas as coisas; glória, pois, a ele eternamente. Amém.”

RESUMO

A geração de alertas de ocorrência de granizo é importante para a diminuição dos danos gerados pelo fenômeno, visto que é a segunda maior causa de prejuízos na agricultura no Brasil, com perda de R\$ 1 bilhão entre 2006 e 2017. São Paulo é o terceiro estado com maior prejuízo, correspondendo a cifra de R\$ 172 milhões. Com a finalidade de aprimorar as elaborações de alertas de granizo, direcionados aos produtores agrícolas, defesa civil e a comunidade em geral, o objetivo deste trabalho é validar a técnica de Waldvogel, o qual utiliza dados de radar meteorológico e sondagem atmosférica: a técnica fundamenta-se na diferença (ΔH) entre a altura máxima da refletividade de 45 dBZ (H_{45}), obtida do radar meteorológico, e a altura do nível de congelamento (H_0), obtida da sondagem atmosférica. Foram utilizados 175 casos comprovados de granizo, que atingiram a superfície, na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP, durante a estação chuvosa entre os anos de 2008 e 2018. Neste período 3/4 dos eventos ocorreram no período chuvoso, entre os meses de outubro e março, e 1/4 no período seco entre os meses de abril e setembro. Diferentemente do resultado encontrado por Waldvogel, na região central da Europa, que atesta que a partir de $\Delta H \geq 1,4$ km ocorre granizo nas tempestades, os resultados encontrados no interior do estado de São Paulo, certificam que a partir de $\Delta H \geq 0,28$ km, ocorrem precipitações de granizo nas tempestades.

Palavras-chave: Granizo; Tempestades; Radar Meteorológico.

ABSTRACT

The generation of hail warnings is important to reduce the damage generated by the phenomenon, as it is the second largest cause of damage to agriculture in Brazil, with loss of R\$ 1 billion between 2006 and 2017. São Paulo is the third state with the largest loss, corresponding to R\$ 172 million. In order to improve the studies to elaborate hail alerts directed to agricultural producers, civil defense and the community in general, the objective of this work was to validate the Waldvogel technique, which uses meteorological radar data and atmospheric survey: the technique is based on the difference (ΔH) between the maximum reflectivity height of 45 dBZ (H_{45}) obtained from the weather radar, and the height of the freezing level (H_0) of the atmospheric sounding. We used 175 proven cases of hail, that hit the surface, in the coverage area of the weather radar of Bauru/SP, during the rainy season between 2008 and 2018. In this period 3/4 of the events occurred in the rainy season, between october and march, and 1/4 in the dry season between april and september. Unlike the results found by Waldvogel in central Europe, which attests that from $\Delta H \geq 1.4$ km there is hail in thunderstorms, the results found in the interior of the state of São Paulo, certify that from $\Delta H \geq 0.28$ km occurs hail during the storms.

Keywords: Hail; Storms; Weather Radar.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Imagem do TITAN mostrando a previsão de deslocamento da tempestade na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP.....	33
Figura 2 - Frequência de granizo na Europa entre os anos de 2004 a 2011.....	36
Figura 3 - Média anual de ocorrência de granizo nos Estados Unidos entre os anos de 1979 e 2012.....	37
Figura 4 - Desenho esquemático representando o acoplamento entre os jatos de baixos e altos níveis na América do Norte.....	38
Figura 5 - Frequência de ocorrência mensal de granizo estimado pelo sensor AMSR-E.....	39
Figura 6 - Desenho esquemático representando o acoplamento entre os jatos de baixos e altos níveis na América do Sul.....	40
Figura 7 - Imagem do radar meteorológico de Bauru representando uma linha instabilidade no interior paulista.....	45
Figura 8 - Formulário de preenchimento dos casos de granizo que atingiram a superfície na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru.....	48
Figura 9 - Área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP.....	50
Figura 10 - Imagem do TITAN representando o caso da tempestade do dia 27 de janeiro de 2014, no município de Piratininga/SP.....	51
Figura 11 - Imagem do TITAN representando a seção vertical do caso da tempestade do dia 27 de janeiro de 2014, no município de Piratininga/SP.....	52
Figura 12 - Sondagem atmosférica do aeródromo Campo de Marte do dia 11 de janeiro de 2014 às 22 horas (local).....	54
Figura 13 - Distribuição espacial dos eventos de granizo relatados, nas dez estações chuvosas (2008-2018), na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP.....	57
Figura 14 - Frequência mensal dos eventos de granizo.....	60
Figura 15 - Distribuição horária dos eventos de granizo.....	61

Figura 16 - Frequência mensal dos eventos de granizo não-severos ($D < 1,9\text{cm}$) e severos ($D \geq 1,9\text{ cm}$).....	62
Figura 17 - Boxplot de H_{45} , H_0 e ΔH em função da altura (km)	65
Figura 18 - Boxplot dos casos considerados não-severos ($D < 1,9\text{ cm}$).....	66
Figura 19 - Boxplot dos casos classificados como severos ($D \geq 1,9\text{ cm}$).....	66
Figura 20 - Distribuição de classe dos casos não-severos ($D < 1,9\text{ cm}$) em função de ΔH	67
Figura 21 - Distribuição de classe dos casos severos ($D \geq 1,9\text{ cm}$) em função de ΔH	67
Figura 22 - Valores médios mensais para a altura do nível de congelamento (H_0) para o aeródromo Campo de Marte.....	69
Figura 23 - Distribuição dos casos de granizo em função de ΔH	70
Figura 24 - Distribuição de classe dos casos de granizo em função de ΔH	71
Figura 25 - Casos de granizo (que seriam desprezados) em função de ΔH , considerando o limiar de $\Delta H \geq 1,4\text{ km}$	72

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Características do radar meteorológico de Bauru/SP.....	49
Tabela 2 - Valores médios mensais para a altura do nível de congelamento ($T=0^{\circ}\text{C}$) e para os topos das tempestades, com seus respectivos desvios padrões.....	63
Tabela 3 - Análise de variância (ANOVA) utilizando teste F entre as médias mensais da altura do nível de congelamento ($T=0^{\circ}\text{C}$).....	64
Tabela 4 - Análise de variância (ANOVA) utilizando teste F entre as médias mensais dos topos da tempestades.....	64

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	21
2	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	24
2.1	Tempestades.....	24
2.1.1	Tempestades convectivas simples.....	24
2.1.2	Tempestades em multicélulas.....	25
2.1.3	Tempestades em supercélulas.....	26
2.2	Processo de formação do granizo.....	27
2.3	Técnicas de detecção do granizo.....	28
2.3.1	Satélite Meteorológico.....	28
2.3.2	Radar Meteorológico.....	29
2.3.3	Técnica de Waldvogel para detecção do granizo.....	30
2.4	Sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo (TITAN).....	32
2.5	Climatologia do granizo.....	34
2.5.1	Climatologia na Europa.....	35
2.5.2	Climatologia nos Estados Unidos.....	37
2.5.3	Climatologia na América do Sul.....	38
2.5.4	Climatologia no Brasil.....	41
2.6	Sistemas meteorológicos atuantes no estado de São Paulo.....	42
2.6.1	Complexo Convectivo de Mesoescala.....	43
2.6.2	Frente Fria.....	44
2.6.3	Zona de Convergência do Atlântico Sul.....	45
3	MATERIAL E MÉTODOS.....	47
3.1	Casos de granizo na superfície.....	47
3.2	Radar meteorológico de Bauru.....	48
3.3	TITAN.....	50
3.4	Técnica de Waldvogel (Cálculo de ΔH).....	52
3.5	Diferenças entre os climas da região central da Europa e de SP.....	55
3.6	Casos não-severos ($D < 1,9$ cm) e severos ($D \geq 1,9$ cm).....	56
4	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	57
4.1	Variabilidade espacial dos eventos.....	57
4.2	Eventos mensais e ciclo diurno.....	59
4.3	Classificação do diâmetro do granizo.....	61

4.4	Variabilidade de H_{45} , H_0 e ΔH	64
4.5	Aplicando o limar para ΔH	69
5	CONCLUSÕES.....	73
	REFERÊNCIAS.....	75

1 INTRODUÇÃO

O granizo é gerado em tempestades convectivas profundas que são caracterizadas por fortes correntes ascendentes, grande conteúdo de água líquida super-resfriada e topos altos (PUNGE et al., 2014; PUNGE & KUNZ, 2016). O gênero de nuvem característico é o Cumulonimbus (Cb), essa nuvem ultrapassa a altura do nível de congelamento ($T = 0^{\circ}\text{C}$), onde as gotas dentro da nuvem mudam de fase, passando pelo processo da solidificação. A partir deste nível, o processo de formação do granizo pode se desenvolver.

A ocorrência do granizo ocasiona inúmeros prejuízos econômicos e sociais para a sociedade em geral, como exemplo, nos Estados Unidos da América, gera uma perda anual de 1 bilhão de dólares (MUNICH, 2013; ALLEN, et al., 2015). Desta forma, vários estudos têm sido realizados em diversas partes do mundo na tentativa de aprimorar o prognóstico deste fenômeno (SIOUTAS et al., 2009; TUOVINEN et al., 2009; MEZHER et al., 2012; SÁNCHEZ et al., 2013; NISI et al., 2016; FARNELL et al., 2017; LUKACH et al., 2017; JIN et al., 2017; STRŽINAR & SKOK, 2018).

No Brasil, segundo o Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento (MAPA, 2018), o granizo é a segunda maior causa de pagamento de indenizações de seguro rural, perdendo somente para os casos de ocorrência de seca. O pagamento das apólices de seguro, nos eventos de granizo, alcançou a quantia de R\$ 1 bilhão e 63 milhões entre os anos de 2006 e 2017, que representa em torno de 30% de todo o montante pago no setor de seguro rural no país. São Paulo é o terceiro estado com maior valor de indenizações pagas, no mesmo período, com quantia aproximada de R\$ 172 milhões, ficando atrás somente dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina.

As culturas que apresentaram mais prejuízos com a precipitação de granizo, no território brasileiro, são as seguintes: 1) Caqui, com cerca de R\$ 49 milhões; 2) Ameixa, com cerca de R\$ 30 milhões e 690 mil; 3) Pêssego, com quase R\$ 24 milhões e 4) Goiaba, com R\$ 2 milhões e 214 mil. No estado de São Paulo a ordem segue a mesma, com a cultura de caqui com um montante de indenizações pagas em torno de R\$ 39 milhões e 470 mil; ameixa com cerca de R\$ 4 milhões e 550 mil; pêssego com R\$ 2 milhões e 300 mil e goiaba com R\$ 2 milhões e 211 mil.

É importante analisar o comportamento do granizo em uma determinada região, conhecendo sua climatologia, o que facilita a elaboração de alertas sobre o fenômeno, com o intuito de reduzir os danos gerados às culturas, instalações agrícolas, edificações em geral e veículos. Este tipo de informação é vital para muitas atividades econômicas, tais como: agricultura e companhias de seguro (JIN et al., 2017; STRŽINAR & SKOK, 2018).

Para o monitoramento das condições de tempo severo, utiliza-se o radar meteorológico que é a melhor ferramenta de identificação e caracterização das tempestades (SÁNCHEZ et al., 2013; RIGO & LLASAT, 2016). As vantagens de se empregar dados de radar meteorológico são a cobertura aproximadamente contínua, a disponibilidade quase em tempo real e a boa resolução espacial (STRŽINAR & SKOK, 2018).

Métodos de detecção de granizo baseados em dados de radar meteorológico são amplamente utilizados em várias partes do mundo (MATHER et al., 1976; WALDVOGEL et al., 1979; WITT et al., 1998; LÓPEZ & SÁNCHEZ, 2009; SÁNCHEZ et al., 2013; RIGO & LLASAT, 2016), contudo necessitam da comprovação de relatos na superfície para verificar a eficácia em prever os episódios de granizo (ALLEN et al., 2015; MARTINS et al., 2017). Diversas técnicas têm sido empregadas, na tentativa de se achar limiares para a identificação do granizo em uma célula de tempestade, tais como: Máximo valor de refletividade (GEOTIS, 1963); Conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL) (GREENE & CLARK, 1972; AMBURN & WOLF, 1997); Diferença entre a altura máxima da refletividade de 45 dBZ e a altura do nível de congelamento (WALDVOGEL et al., 1979); entre outras técnicas.

Para melhorar o conhecimento do comportamento do granizo, no interior do estado de São Paulo, e diminuir o grau de incerteza dos cálculos feitos para a ocorrência de granizo na superfície, faz-se necessária a verificação da eficácia das técnicas de detecção de granizo para as condições climáticas da região. Entre as diversas técnicas, destaca-se a metodologia proposta por Waldvogel et al. (1979), que desenvolveu um método simplificado de detecção do granizo em uma célula de tempestade, na região central da Europa, que se expressa pela relação entre dados de radar meteorológico e dados da sondagem atmosférica. Até o momento nenhuma pesquisa foi realizada no Brasil, com a finalidade de validação do método de

Waldvogel et al. (1979), para as condições atmosféricas da região de estudo. É notória a diferença entre o clima da região central da Europa, área de estudo de Waldvogel et al. (1979), e o clima do estado de São Paulo, o que impacta na dinâmica da atmosfera e no comportamento das tempestades (FRISBY & SANSOM, 1967; BARNES, 2001; PUNGE & KUNZ, 2016).

A grande dificuldade na pesquisa em questão é a constatação do granizo no solo, que em muitos casos no Brasil, ocorre por informes da imprensa e pelos registros da defesa civil, onde o foco maior é para os prejuízos gerados pelo fenômeno, sem a devida atenção às questões cruciais, tais como o diâmetro do granizo ao atingir a superfície. Além do mais, a maior parte destes registros ocorrem na área urbana dos municípios, onde habita a maior parte da população. Como consequência, na área rural existe pouca informação, sendo os motivos prováveis a baixa densidade populacional e a extensa área territorial (TUOVINEN et al., 2009; CECIL & BLANKENSHIP, 2012). Visando solucionar parte desse problema, o Centro de Meteorologia de Bauru (IPMET), vinculado a Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” (UNESP), criou em seu site, a partir de 2008, a área “Observador Voluntário” com o propósito de coletar relatos da população referentes aos casos de granizo, que atingiram a superfície, nas áreas de cobertura dos radares meteorológicos da instituição, incluindo a informação do diâmetro do granizo.

Isto posto, o objetivo deste trabalho é o de validar a técnica de Waldvogel et al. (1979), encontrando o limiar preditor da ocorrência de granizo, no estado de São Paulo, durante as temporadas chuvosas de 2008 a 2018, utilizando os dados das varreduras do radar meteorológico Doppler de Bauru/SP e analisados pelo sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo, TITAN (*Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*). O propósito é o de aperfeiçoar o sistema preditor existente no IPMET/UNESP, que fornece a previsão com alertas de ocorrência de granizo, para toda a comunidade na área de cobertura do radar meteorológico.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Tempestades

As tempestades estão associadas às chuvas locais de grande intensidade, acompanhadas, em geral, de trovões, descargas elétricas, granizos, ventos fortes, súbitas variações de temperatura e, ocasionalmente, tornados (NASCIMENTO, 2005). Desenvolvem-se em ambiente de ar quente, úmido e instável (MENEZES, 1998). A nuvem característica é a Cumulonimbus, que é uma nuvem em forma de torre que se expande lateralmente no topo, assumindo a configuração de uma bigorna.

A célula convectiva é a principal evidência de concepção de uma tempestade, e esse conceito é primordial para o entendimento de tempestades convectivas. A célula convectiva é uma certa unidade de circulação, com uma região de forte corrente de ar ascendente, por volta de 10 m/s, com uma seção transversal horizontal de 10-100 km² e desenvolvendo-se na vertical em toda a troposfera (WEISMAN & KLEMP, 1986). Cada tipo de célula está associado a uma região de precipitação que pode ser identificada prontamente por imagens de radares meteorológicos.

Diversos estudos apontam que células convectivas verificadas por radar meteorológico, regularmente desenvolvem-se em identificáveis padrões repetitivos. Com informações das características extraídas do radar, até agora, três modelos conceituais foram apresentados para os tipos de tempestades observadas:

- a) Tempestades de células convectivas simples de vida curta (BYERS e BRAHAM, 1949);
- b) Tempestades em multicélulas (MARWITZ, 1972; NEWTON e FANKHAUSER, 1975);
- c) Tempestades em supercélulas (BROWNING, 1964; LEMON e DOSWELL, 1979).

2.1.1 Tempestades Convectivas Simples (de vida curta)

As tempestades de células convectivas simples ocorrem em ambientes onde os ventos são relativamente fracos e o cisalhamento vertical do vento é pequeno. O tempo de duração, em média é de aproximadamente uma hora. São instáveis e

relativamente pequenas em relação a escala espacial (5 – 10 km). É o sistema convectivo mais básico (MENEZES, 1998).

Consiste de uma simples corrente de ar ascendente, que avança rapidamente através da troposfera e produz grande quantidade de água líquida e gelo. Quando 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 ascendente encontra-se inicialmente quase saturada, mas como ela cai dentro da baixa troposfera e mistura-se com o ar seco, pode ocorrer forte resfriamento evaporativo. Este resfriamento acelera a corrente de ar descendente, que se dispersa horizontalmente como uma onda fria, ou seja, uma frente de rajada atingindo a superfície (WEISMAN & KLEMP, 1986).

O sistema de tempestade move-se com o vento ambiental médio em torno dos 5 ou 7 km de altura. Sistema de tempo severo associado a ventos fortes e granizos podem ocorrer, porém o tempo de vida é muito curto, e tornados são praticamente inexistentes.

2.1.2 Tempestades em Multicélulas

Segundo Weisman e Klemm (1986), a tempestade com caráter multicelular é um aglomerado de células convectivas simples de vida curta, de maneira que os fluxos de ar frio, devido a evaporação da chuva proveniente dessas células, combinam-se para formar uma grande frente de rajada, e promover áreas de convergência ao longo da margem principal, sendo geralmente mais forte na direção do movimento da tempestade. Este mecanismo atua como um gatilho de convergência, que desenvolve novas correntes de ar ascendente junto e justamente atrás da frente de rajada, e promove o desenvolvimento de novas células convectivas simples. O crescimento das novas células surge de forma desorganizada, mas ocasionalmente ocorre um flanco preferencial da tempestade onde cada célula convectiva move-se aproximadamente com o vento médio entre níveis baixos e médios. Se o movimento da tempestade for muito lento, tempestades severas e chuvas fortes locais podem ocorrer, possibilitando inundações de grandes regiões.

Em certos casos, tempestades com movimentos verticais muito fortes, podem produzir precipitação de granizo (NISI et al., 2014; PUNGE & KUNZ, 2016), e tornados

de vida curta são observados ao longo da frente de rajada na vizinhança dos centros de forte corrente de ar ascendente (JOHNS & DOSWELL III, 1992).

2.1.3 Tempestades em Supercélulas

É o tipo de Tempestade convectiva potencialmente mais perigosa e destruidora. Tempestades em supercélulas podem produzir ventos fortes, grande quantidade de granizo, e tornados de longa duração sobre uma ampla trajetória (WEISMAN & KLEMP, 1986). Consiste de uma corrente de ar ascendente simples, quase estacionária em relação a um sistema de referência centrado na tempestade e com rotação, que pode possuir um tempo de vida de várias horas, enquanto propaga-se continuamente para a direita, ou ocasionalmente para a esquerda do vento médio (MOLLER, 2001).

As supercélulas geralmente desenvolvem-se a partir de sistemas de tempestades em multicélulas. A formação de tempestades depende de uma série de condições de grande escala, entre as quais é essencial a presença de instabilidade condicional e/ou convectiva nos perfis termodinâmicos (WEISMAN & KLEMP, 1986). Entretanto, a instabilidade das parcelas do ponto de vista termodinâmico não é suficiente para definir o caráter da tempestade como um todo. Para definir o caráter da tempestade surge então uma questão chave, o cisalhamento vertical do vento. Ele provoca uma inclinação da corrente de ar ascendente na nuvem. De forma que a precipitação que deveria cair contra essa corrente de ar pode, assim, precipitar-se no ar claro debaixo da corrente ascendente, especialmente na média troposfera, dando origem às correntes descendentes. E na medida que a precipitação aumenta, a corrente de ar descendente também se intensifica e o tempo de vida da nuvem também aumenta (MENEZES, 1998).

Existe então a possibilidade de que a tempestade se mova a uma velocidade intermediária entre a velocidade do vento em níveis baixos, médios e altos, de forma que suas correntes verticais possam ser alimentadas contínua e rapidamente por correntes de ar potencialmente quente, nos baixos níveis, e potencialmente frio, nos níveis médios e altos. O ar frio que atinge a superfície do solo atua como uma rampa para o ar quente e úmido da superfície. Portanto, a corrente descendente ajuda na manutenção da corrente ascendente e vice e versa (WEISMAN & KLEMP, 1986).

2.2 Processo de formação do granizo

O granizo forma-se em nuvens Cumulonimbus, onde a condição necessária para sua formação é a corrente ascendente, que suporta o peso das partículas de água em suspensão dentro da nuvem, acima do nível de congelamento, até ao ponto de vencer a força de empuxo e precipitar em direção ao solo (EDWARDS & THOMPSON, 1997).

A magnitude da corrente ascendente é o fator crucial para o tamanho do granizo, ou seja, quanto mais intensa for, maior será o diâmetro do granizo (JOHNS & DOSWELL III, 1992), sendo este um dos critérios utilizados pelo *National Weather Service* (NWS), órgão responsável pela previsão do tempo nos Estados Unidos da América. A regra usada pelo NWS, e pela maior parte dos centros de previsão ao redor do mundo, para definir uma tempestade severa baseia-se em três critérios: (a) ocorrência de tornados; (b) ventos ou rajadas iguais ou superiores a 26 m/s e (c) granizo com tamanho superior ou igual a 1,9 cm de diâmetro (JOHNS & DOSWELL III, 1992; MOLLER, 2001).

Tempestades, que geram granizo, geralmente ocorrem em ambientes com instabilidade convectiva (MENEZES, 1998). Nestes ambientes, as tempestades desenvolvem significativo empuxo positivo, com as correntes ascendentes sendo capazes de suspender o granizo. As tempestades de granizo desenvolvem-se na presença de forte cisalhamento do vento, favorecendo a formação de supercélulas.

A altura do nível de congelamento ($T = 0^{\circ}\text{C}$) é importante para determinar o tamanho do granizo que chegará à superfície (FOOTE & KNIGHT, 1979; JOHNS & DOSWELL III, 1992). Partículas de gelo podem se formar dentro da nuvem se a temperatura ficar abaixo de 0°C . A coexistência de gotas supercongeladas e partículas de gelo, também é um fator importante para o desenvolvimento do granizo (KLAASSEN, 1988). Três mecanismos são responsáveis pelo crescimento da partícula de gelo: O primeiro mecanismo é a colisão e agregação de partículas de gelo. O segundo é a deposição, onde ocorre a difusão do vapor d'água em torno das partículas de gelo. O terceiro mecanismo é o "*riming*", que é a coleta e congelamento das gotas de água colidindo com as partículas de gelo (PARASCHIVESCU, 2011).

2.3 Técnicas de detecção do granizo

Em virtude da dificuldade de se obter dados de ocorrência de granizo, devido as inconsistências nas redes de observação (CECIL & BLANKENSHIP, 2012), foram desenvolvidas diversas técnicas, fazendo uso do sensoriamento remoto, para a identificação do granizo em uma célula de tempestade (RIGO & LLASAT, 2016; STRŽINAR & SKOK, 2018). Após a identificação, é feita a comparação com o que foi detectado com os eventos de granizo constatados em superfície (verdade terrestre). Geralmente, isto é feito utilizando dados de radar meteorológico de superfície ou dados derivados de satélite meteorológico.

2.3.1 Satélite meteorológico

As observações de satélite são baseadas nas temperaturas de brilho dos topos das nuvens e na detecção de topos ultrapassados, que estão associados com convecção severa, e são usados para a detecção do granizo (CECIL, 2009) e também para o estudo da climatologia do fenômeno (CECIL & BLANKENSHIP, 2012; PUNGE et al., 2014), com o objetivo de obter informações em regiões desprovidas de redes de observações em superfície. Os algoritmos empregados nas técnicas de detecção são baseados em sensores infravermelhos (MORALES & ANAGNOSTOU, 2003) e micro-ondas (JOYCE et al., 2004).

Nas imagens provenientes do canal infravermelho a energia radiante pode ser convertida em temperatura (chamada de temperatura de brilho), através da lei de Stefan-Boltzmann. Com a informação da temperatura de brilho tem-se o conhecimento das alturas de topo das nuvens, sendo as baixas temperaturas associadas aos altos topos de nuvens, indicando extensa espessura da nuvem (com grande probabilidade para ocorrência de chuva e granizo) (CECIL, 2009). As altas temperaturas indicam baixos topos de nuvem e baixa probabilidade para ocorrência de granizo. Entretanto, nesse método de estimativa existem deficiências associadas à presença de nuvens cirros (não precipitantes), que também possuem baixa temperatura de brilho comparadas às nuvens Cumulonimbus, associadas a convecção profunda (MORALES & ANAGNOSTOU, 2003).

2.3.2 Radar meteorológico

O radar meteorológico é considerado a ferramenta mais eficaz para a detecção do granizo, devido a sua cobertura aproximadamente contínua, a boa resolução espacial horizontal e a disponibilidade quase em tempo real. Entretanto, algumas desvantagens são observadas, como exemplo, a baixa resolução vertical de dados longe da localização do radar, pequena resolução temporal e algumas suposições sobre a dinâmica das tempestades de granizo (STRŽINAR & SKOK, 2018).

Várias técnicas tem sido desenvolvidas para a identificação do granizo em uma célula de tempestade, com o desenvolvimento de algoritmos baseados em informações das refletividades geradas pelo radar (LÓPEZ & SÁNCHEZ, 2009; RIGO & LLASAT, 2016; LUKACH et al., 2017). A seguir serão descritas algumas destas técnicas.

O trabalho pioneiro de Geotis (1963) constatou que a presença de granizo na superfície estava relacionada a registro de altas medidas de refletividades do radar. Em especial, se a refletividade em uma tempestade excedesse o valor de 55 dBZ, a chance de ocorrer a precipitação de granizo na superfície seria grande, em sua área de estudo, região da Nova Inglaterra, no extremo nordeste dos Estados Unidos da América.

O conteúdo de água líquida integrado verticalmente (VIL) (GREENE & CLARK, 1972) pode ser considerado como um dos indicadores de severidade das tempestades. VIL é uma função não-linear da refletividade, convertendo dados de refletividade do radar meteorológico em estimativas de conteúdo de água líquida equivalente. Isto é feito baseado em estudos teóricos de distribuições de tamanhos de gota e exames empíricos de fator de refletividade e teor de água líquida (AMBURN & WOLF, 1997; BOUDEVILLAIN & ANDRIEU, 2003). Constata-se que elevados valores para o campo de refletividade produzam elevados valores para o VIL. Entretanto, observa-se que valores mínimos de VIL, relacionados com relatos de granizo no solo, tem uma ampla variação devido a uma grande dependência das características da massa de ar em uma determinada região, como os perfis verticais de umidade e temperatura (AMBURN & WOLF, 1997).

Um estudo da relação entre danos às culturas e os relatos de granizo na superfície, realizado por Mather et al. (1976), demonstrou que raramente episódios de granizo ocorriam, a menos que a altura máxima da refletividade de 45 dBZ excedesse 7,5 km. Este tipo de observação foi considerado consistente em várias análises posteriores, sendo assim, a altura máxima da refletividade de 45 dBZ é amplamente utilizada como critério de decisão para a semeadura de nuvens, com o intuito da supressão do granizo. Alguns trabalhos mais recentes corroboram com este limiar de 45 dBZ para a ocorrência de granizo (CAPOZZI et al., 2016; KALKHOVEN et al., 2017).

Em um experimento de modificação de tempo na região central da Europa, através da semeadura de nuvens para supressão do granizo, Waldvogel et al. (1979) desenvolveu uma técnica simplificada de identificação do granizo em uma célula de tempestade. Esta técnica é objeto de estudo nessa pesquisa e será descrita no próximo tópico.

2.3.3 Técnica de Waldvogel para detecção do granizo

Waldvogel et al. (1979) desenvolveram um método simplificado de identificação do granizo em uma célula de tempestade, baseado na diferença entre a altura máxima da refletividade de 45 dBZ (H_{45}), proveniente do radar meteorológico, e a altura do nível de congelamento ($T=0^{\circ}\text{C}$) (H_0), oriunda da sondagem atmosférica.

Durante um experimento de modificação de Tempo, na região central da Europa utilizando um radar banda X (3 cm), o grupo de Waldvogel utilizou um teste estatístico (t de Student), com o objetivo de verificar a importância de 6 parâmetros de identificação do granizo em uma célula de tempestade. Porque era imprescindível detectar o quanto antes possível, qual tempestade mesmo, em seu estágio inicial, era capaz de produzir granizo, pois havia a necessidade de se tomar a decisão de lançar foguetes, com iodeto de prata, para semear a nuvem na tentativa de suprimir o granizo. Os parâmetros de identificação são os seguintes: Máxima refletividade do radar (Z_M); Altura da máxima refletividade (H_{ZM}); Altura do topo da nuvem (H_V); Altura máxima da refletividade de 45 dBZ (H_{45}); Diferença entre a altura da máxima refletividade observada e a altura do nível de congelamento ($H_{ZM} - H_0$) e por último a Diferença entre a altura máxima da refletividade de 45 dBZ e a altura do nível de congelamento ($H_{45} - H_0$).

Foi feita uma análise estatística de 71 tempestades, com o intuito de observar se existia diferença significativa entre células de tempestade, que somente produziram chuva forte, daquelas células que geraram granizo na superfície. De um ponto de vista prático, é claro que a decisão de se disparar um foguete precisa ser feita no momento certo. Portanto, qualquer diferença nas medições do radar meteorológico entre células de tempestades, que produziram chuva forte e células que geraram granizo, deve ser levada em conta para o disparo do foguete no momento da sementeira da nuvem, e isto deve ser feito o quanto antes para o procedimento ter sucesso. O teste t de Student foi utilizado para verificar se os valores médios dos parâmetros do radar, mostravam diferenças significativas entre os grupos. O teste pôde ser empregado porque a distribuição das variáveis analisadas era aproximadamente normalizada.

Os resultados demonstraram a importância do parâmetro $H_{45} - H_0$, que neste trabalho é denominado de ΔH . O teste realizado mostrou que a melhor separação entre células de chuva forte e células de granizo era o parâmetro $H_{45} - H_0$. Os outros parâmetros analisados não conseguiram separar suficientemente as células de chuva forte e as células que produziram granizo.

A técnica usada por Waldvogel et al. (1979), com os dados da região central da Europa, atesta que o limiar para a ocorrência de granizo dá-se quando as refletividades de 45 dBZ são verificadas a alturas maiores ou iguais a 1,4 km, acima do nível de congelamento, ou seja, para $\Delta H \geq 1,4$ km. Em todos os eventos de granizo analisados, no experimento realizado, o valor de ΔH alcançou ao menos 1,4 km.

No estado de São Paulo, mais especificamente no sistema de previsão de curtíssimo prazo (TITAN) do IPMET/UNESP, este limiar ($\Delta H \geq 1,4$ km) é aplicado sem levar em conta as diferenças climáticas entre as regiões, visto que, o setor central da Europa encontra-se numa região de latitudes médias (entre 45,5° N e 48° N), e o estado de São Paulo no limite da região tropical (entre 19,7° S e 25,2° S).

2.4 Sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo (TITAN)

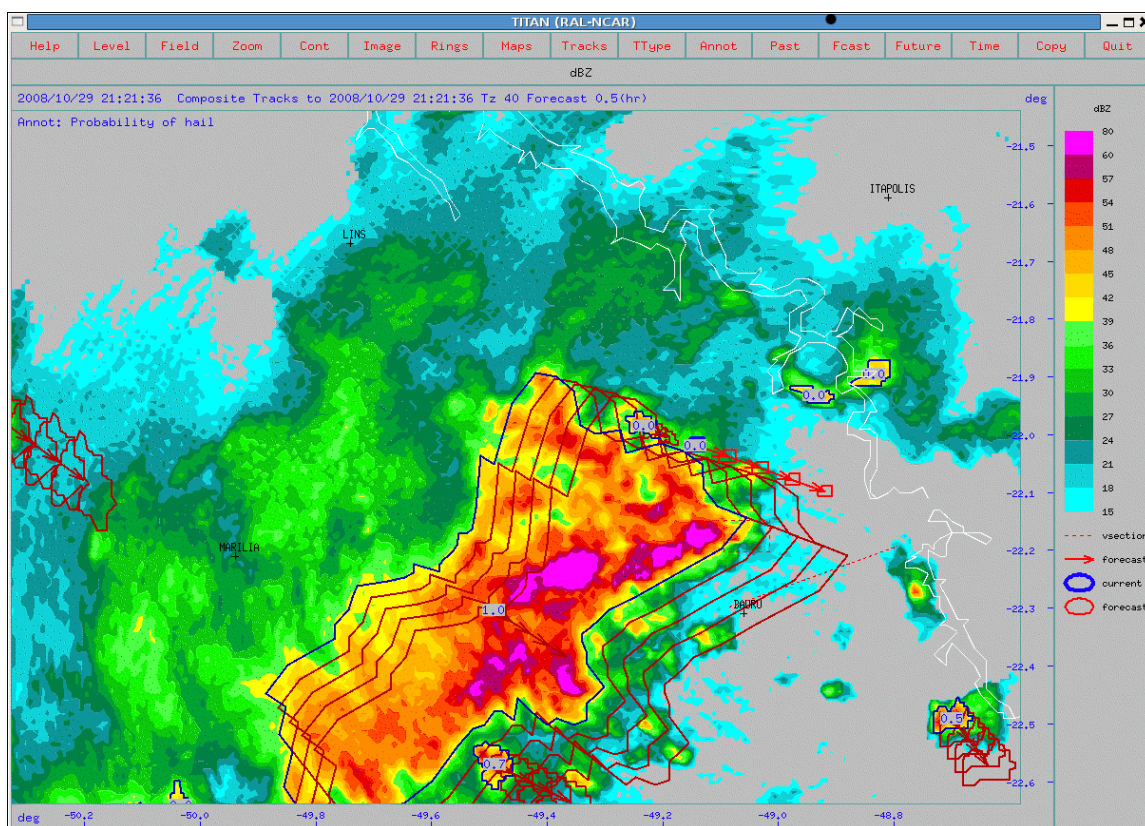
O TITAN (*Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting*), é um conjunto de algoritmos que identifica, rastreia e realiza prognósticos dos deslocamentos das tempestades (DIXON & WIENER, 1993). A base de dados utilizadas pelo sistema provém dos dados das varreduras do radar meteorológico, que no caso em questão, serão os dados do radar meteorológico de Bauru (IPMET/UNESP).

No TITAN, uma tempestade é definida como sendo uma região contígua que excede os limites de refletividade e tamanho. As tempestades definidas desse modo são identificadas em intervalos discretos de tempo (no caso deste trabalho a cada 7,5 minutos). Um esquema de otimização é empregado para coincidir com as tempestades, de um horário específico, com as tempestades do horário seguinte, com certa lógica geométrica para lidar com as fusões e divisões das células de tempestade.

O método utilizado na identificação e deslocamento das tempestades é o centroide, onde emprega algoritmos baseados nos seguintes critérios: utiliza o valor de 40 dBZ como limiar de refletividade mínima, o volume mínimo de 16 km³, e a altura mínima de 2 km e máxima de 30 km como parâmetros de identificação de uma tempestade. Neste estudo, será utilizado a informação do topo das tempestades (km), que é definido como sendo a altura máxima da refletividade de 40 dBZ.

Para exemplificar como o TITAN apresenta graficamente os resultados, é exibida uma imagem de um caso de granizo comprovado com 1,5 cm de diâmetro, que atingiu a superfície, em 29 de outubro de 2008, no município de Duartina. Na Figura 1 observa-se um polígono azul que delimita a região da tempestade detectada, atendendo aos critérios descritos anteriormente. As cores na imagem representam a intensidade da chuva. Por exemplo, as cores com tons mais quentes retratam chuva: muito forte (vermelho) e extrema (rosa). Os polígonos vermelhos retratam a previsão de deslocamento da tempestade nos próximos 30 minutos. Cada polígono vermelho apresenta a previsão de deslocamento para os próximos 7,5 minutos.

Figura 1 - Imagem do TITAN mostrando a previsão de deslocamento da tempestade (polígonos vermelhos) na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP (IPMET/UNESP). O polígono azul representa a posição da tempestade no horário da imagem



O Centro de Meteorologia de Bauru (IPMET/UNESP), com uma longa história na utilização do radar meteorológico, desde 1974 em Bauru, possui um vasto banco de dados de informações sobre as chuvas e, conseqüentemente das tempestades, que atuaram dentro da área de cobertura dos radares meteorológicos da instituição. Os radares estão instalados em Bauru e em Presidente Prudente. Com a implementação do sistema de previsão de curtíssimo prazo (TITAN), o setor operacional do IPMET/UNESP passou a alertar a comunidade quando da ocorrência de eventos severos, incluindo os alertas de granizo, baseados na técnica de Waldvogel et al. (1979). O alerta pode ser dado, neste caso, com uma antecedência de até 30 minutos, dando a possibilidade para a população em geral adotar iniciativas na proteção de suas propriedades, e também para à comunidade agrícola precaver-se em relação aos possíveis prejuízos as suas culturas, equipamentos e propriedades.

Dada a sua larga experiência na prestação de serviços meteorológicos, o IPMET/UNESP é uma referência na área de abrangência dos radares da instituição. Desta forma, a população se utiliza dos avisos e alertas gerados, e isso é refletido no

número de acessos no site do Centro de Meteorologia de Bauru (www.ipmetradar.com.br) com aproximadamente 33 milhões de acessos, somente no ano de 2018, sendo 2/3 destes acessos feitos durante a estação chuvosa (outubro a março). Este período é o de maior frequência de eventos severos no estado de São Paulo (MENEZES, 1998; FIGUEIREDO, 2005; SILVA DIAS, 2011).

2.5 Climatologia do granizo

Para se obter a climatologia do granizo é necessária uma densa rede de observação que consiga captar a escala do fenômeno, isto porque, o granizo possui pequena escala espacial e temporal (SIOUTAS et al., 2009; SANCHEZ et al., 2013). Portanto, a rede de observação do granizo deveria ter uma densidade 10 vezes superior em comparação a outros parâmetros atmosféricos, tais como a precipitação e a temperatura (WIERINGA & HOLLEMAN, 2006).

As bases de dados climatológicos são limitadas devido as inconsistências nas redes de observação (CECIL & BLANKENSHIP, 2012). Normalmente, varia de país para país e também varia de acordo com a densidade populacional de uma determinada região (SILVA DIAS, 2011; MARTINS et al. 2017). Muitos estudos sobre o assunto foram feitos em diversas partes do mundo (FRISBY & SANSOM, 1967; WILLIAMS, 1973; TUNOVINEN et al., 2009, BARNES, 2001; PUNGE et al., 2014, LUKACH et al., 2017), contudo existem discrepâncias nos relatos de granizo, que dificultam as comparações entre diferentes regiões. Isto é causado pela falta de uniformidade nos padrões de coleta dos dados e também as modificações, no decorrer do tempo, na forma como os dados são obtidos (BROOKS et al., 2003).

Os dados (ou testemunhos de granizo) são coletados de diferentes maneiras: 1) Estações meteorológicas de superfície, que relatam os eventos ocorridos (JIN et al., 2017; STRŽINAR & SKOK, 2018); 2) Por uma rede de granizômetro (*Hailpad*) (LOPES et al., 2001; FRAILE et al., 2003; POCAKAL, 2011; RIGO & LLASAT, 2016); 3) Relatos da defesa civil, oriundos de eventos severos (MARTINS et al., 2017); 4) Rede de observadores voluntários (LÓPEZ & SÁNCHEZ, 2009; TUOVINEN et al., 2009); 5) Informações provenientes de seguradoras, que mensuram os prejuízos ocorridos (CHANGNON, 2008; CHANGNON, 2009).

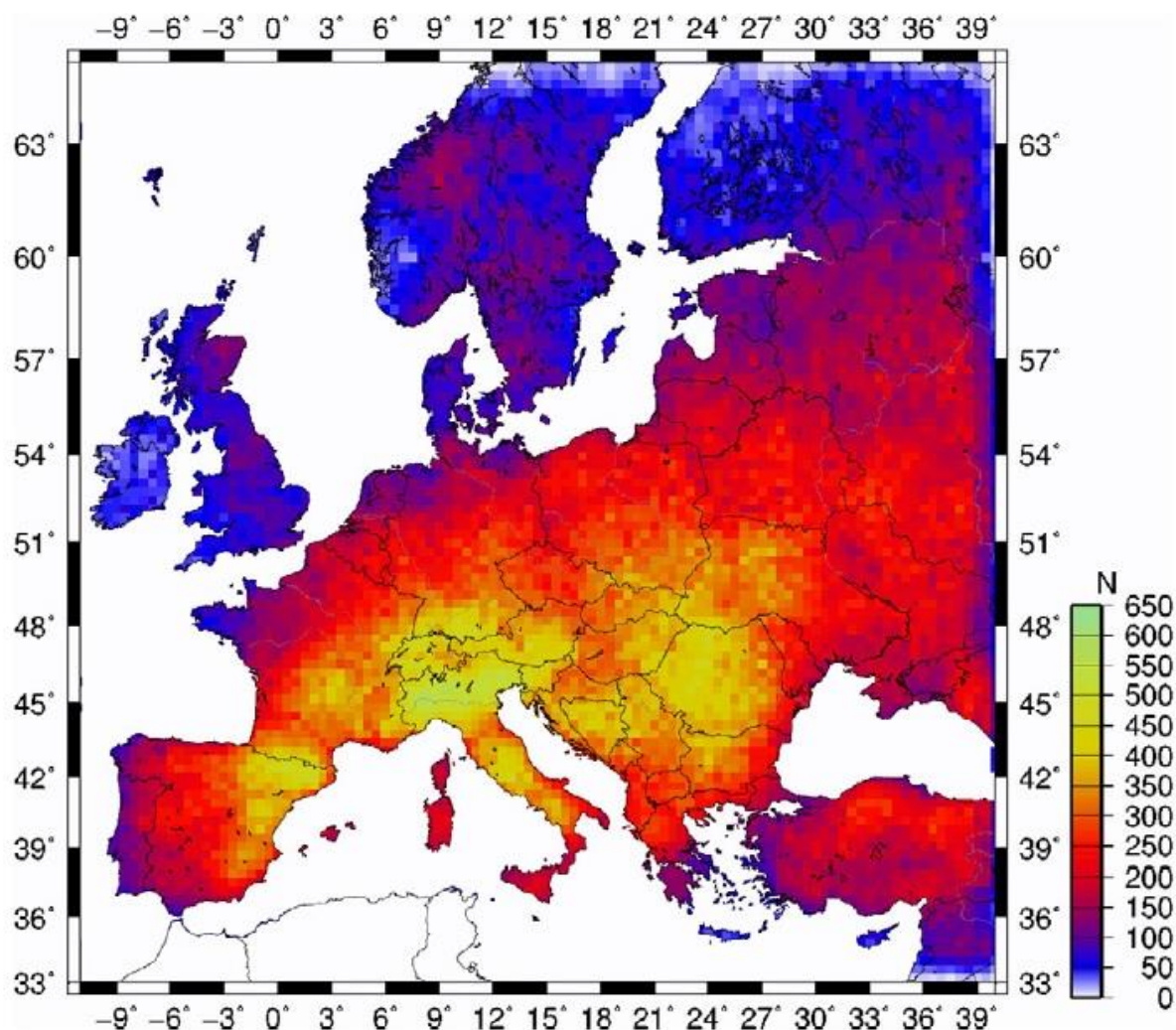
Em algumas partes do mundo a climatologia do fenômeno é satisfatoriamente estudada, em especial na Europa e nos Estados Unidos da América, que possuem uma robusta rede de observação. Logo, por estarem situados nas latitudes médias (faixa compreendida entre 30° e 60° de latitude), região do globo mais propensa à ocorrência de granizo (POCAKAL, 2011; ALLEN et al., 2015), apresentam a maior quantidade de danos e prejuízos às culturas e propriedades (CHANGNON, 2008; PUNGE & KUNZ, 2016).

Punge e Kunz (2016) apresentaram uma extensa revisão bibliográfica de trabalhos sobre a climatologia do granizo na Europa, com foco na frequência dos eventos relatados e nos impactos gerados. Para os Estados Unidos da América, os estudos de Changnon (2008; 2009), descrevem o impacto econômico gerado pelos eventos de granizo entre os anos de 1950 e 2006, com um prejuízo médio anual em torno de 1 bilhão de dólares. Munich (2013) também chegou a mesma conclusão, com um valor equivalente anual de perdas causadas pelos eventos de granizo.

2.5.1 Climatologia na Europa

O trabalho de Punge et al. (2014) enfatizou que o setor central da Europa é a região com maior ocorrência de granizo (Figura 2). Observando a figura, nota-se que a frequência de ocorrência de granizo decresce da direção oeste para leste. Pode-se assumir que a principal causa é a proximidade com o oceano Atlântico, que leva a uma maior estabilidade estática devido à menor amplitude térmica diurna e sazonal. Logo, as condições são menos propícias à atividade convectiva. O motivo da menor ocorrência de granizo no leste europeu é determinado por dois fatores, principalmente nas regiões costeiras próximas ao oceano Atlântico. O primeiro é a fraca atividade convectiva (em comparação com regiões no interior do continente), devido à baixa temperatura da superfície subjacente. O segundo aspecto é a presença de significativo número de núcleos de condensação, devido ao estouro das bolhas de água do mar e sua liberação na atmosfera. A presença de um maior número de núcleos de condensação em baixos níveis da troposfera, abaixo do nível de congelamento, favorece a formação de gotas de chuva, inibindo o processo de formação do gelo (granizo).

Figura 2 – Frequência de granizo na Europa entre os anos de 2004 a 2011, onde N é o número de casos de granizo no período



Fonte: Punge et al., 2014

Considerando ainda a Figura 2, ocorre também um decréscimo do sul para o norte do continente. Isto pode ser explicado pelo aumento da insolação e o decréscimo do cisalhamento do vento, da direção norte para o sul, contribuindo para o maior número de eventos de granizo na parte sul do continente. A proximidade do mar mediterrâneo, neste caso, também é um fator que explica a alta concentração de granizo nesta região, pois ocorre a advecção de massas de ar quente e úmido, de latitudes mais ao sul, em direção ao continente. Fator que favorece a intensificação da atividade convectiva neste setor da Europa.

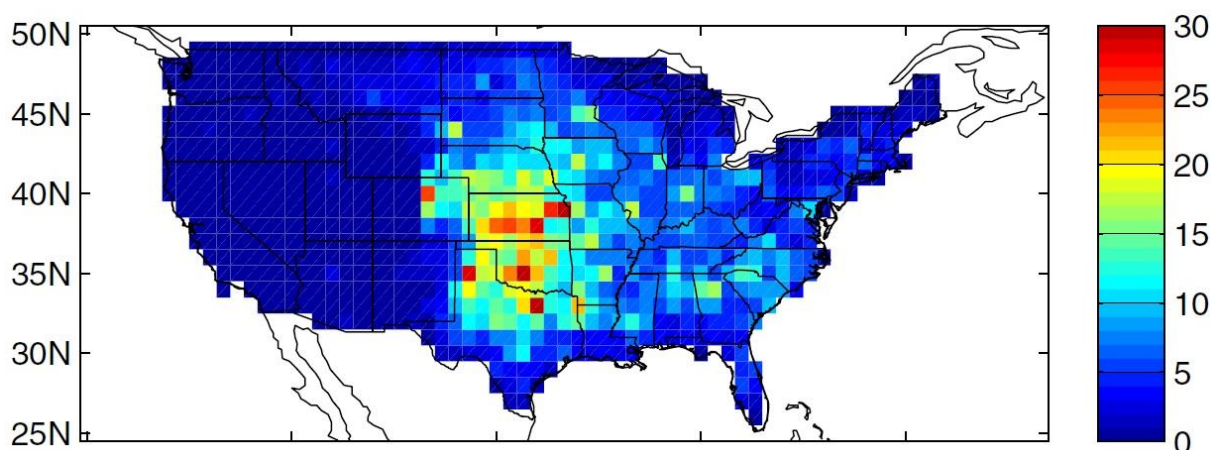
Os eventos de granizo são mais comuns no período mais quente do ano, de abril a setembro, na maior parte dos países europeus, exceto em algumas regiões costeiras, onde o clima é consideravelmente influenciado pelo oceano Atlântico e pelo

mar Mediterrâneo (PUNGE & KUNZ, 2016). Geralmente, as regiões de maior ocorrência são aquelas próximas a cadeia de montanhas dos Alpes, especialmente nos seguintes países: Suíça, Áustria e Itália (norte). Esta região é favorável à instabilidade convectiva, criando condições para o desenvolvimento das tempestades, e consequentemente, favorecendo a formação do granizo (JOHNS & DOSWELL, 1992; NISI et al., 2014; NISI et al., 2016).

2.5.2 Climatologia nos Estados Unidos

Allen et al. (2015) desenvolveram um estudo sobre a climatologia do granizo entre os anos de 1979 e 2012, utilizando um modelo empírico relacionando ocorrência mensal de granizo ao ambiente de sistemas meteorológicos de grande escala que atuam nos Estados Unidos. A Figura 3 apresenta a média anual dos eventos de granizo. Verifica-se que a região central dos Estados Unidos, a leste das Montanhas Rochosas, é o setor com maior número de relatos de granizo, que compreende principalmente os estados de Oklahoma, Kansas e Texas, apresentando áreas com média anual de 25 a 30 dias de ocorrência do fenômeno.

Figura 3 – Média anual de ocorrência de granizo nos Estados Unidos entre os anos de 1979 e 2012



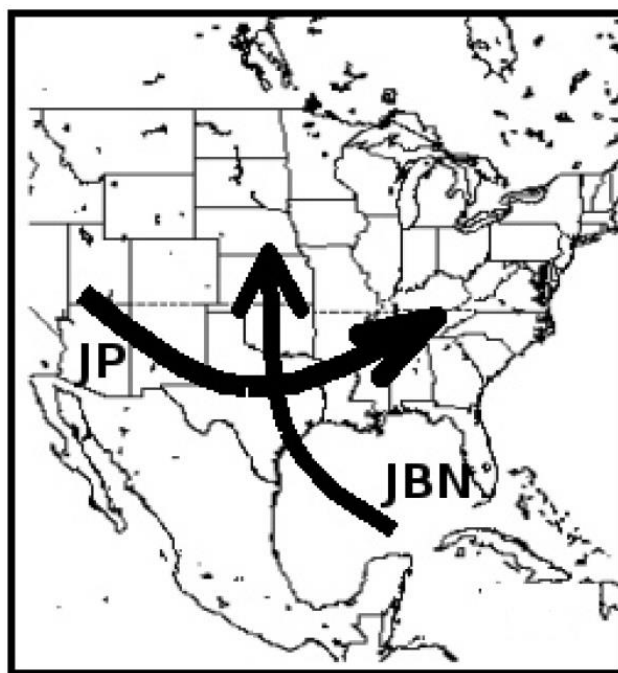
Fonte: Allen et al., 2015

A principal condição para a formação de tempo severo, que no caso desse trabalho são aquelas tempestades que geram granizo, é o conteúdo de umidade em baixos níveis da troposfera. No caso em questão (Figura 3) a umidade disponível é oriunda do Golfo do México (ar quente e úmido da região tropical), que é transportada para o continente pelo Jato de Baixos Níveis (JBN) (JOHNSON & MAPES, 2001). JBN

é uma estreita região com ventos máximos que se verifica nos primeiros quilômetros da troposfera, observado no nível de 850 hPa (SANTOS, 2006). Na América do Sul (AS) também existe este tipo de circulação e ela será discutida no próximo tópico.

Outro fator que favorece a formação de tempestades é o acoplamento ocasional entre o escoamento dos jatos de baixos e altos níveis (Figura 4), que caracteriza um mecanismo dinâmico importante para o desenvolvimento de tempestades severas. Este tipo de configuração cria condições favoráveis para a formação e desenvolvimento de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005). Este padrão é observado tanto na América do Norte (Estados Unidos) quanto na América do Sul (região Centro-Norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil).

Figura 4 – Desenho esquemático representando o acoplamento entre os jatos de baixos e altos níveis na América do Norte, onde JBN é o Jato de Baixos Níveis e JP é o Jato Polar (altos níveis)



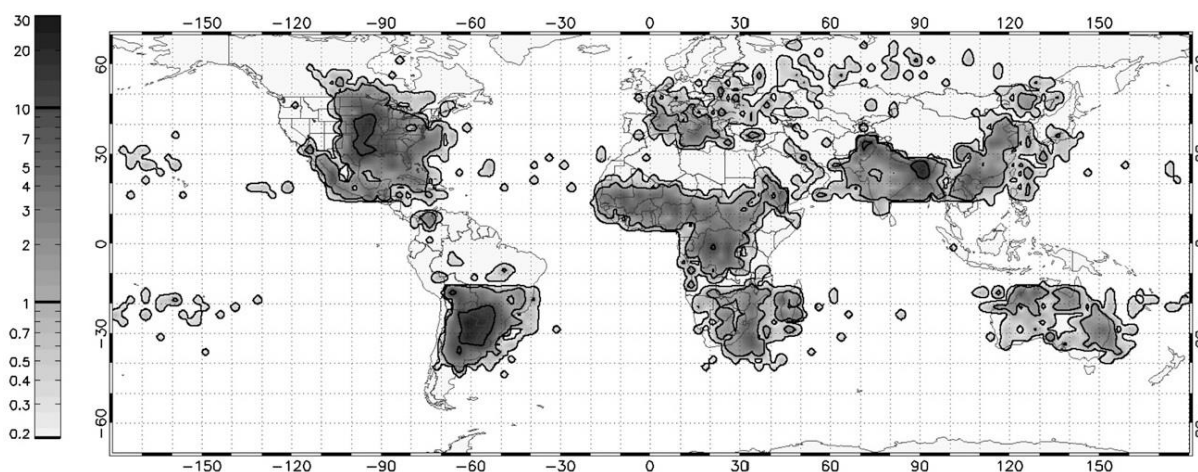
Fonte: Nascimento, 2005.

2.5.3 Climatologia na América do Sul

O continente sul-americano é uma das regiões do planeta com maior frequência de tempestades severas, segundo sugerem diversas pesquisas (BROOKS et al., 2003, NASCIMENTO, 2005; SILVA DIAS, 2011; CECIL & BLANKENSHIP, 2012; MARTINS et al., 2017; SPERLING, 2018). Cecil e Blankenship (2012) elaboraram um estudo sobre a climatologia de granizo entre 2003 e 2010 (Figura 5). Foi utilizada

medidas de um sensor a bordo do satélite *Aqua*, através do uso do Radiômetro de Varredura de Micro-ondas Avançado (AMSR-E – sigla em inglês), que identificaram regiões propícias a formação de tempestades convectivas, em geral associadas a Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM).

Figura 5 – Frequência de ocorrência mensal de granizo estimado pelo sensor AMSR-E

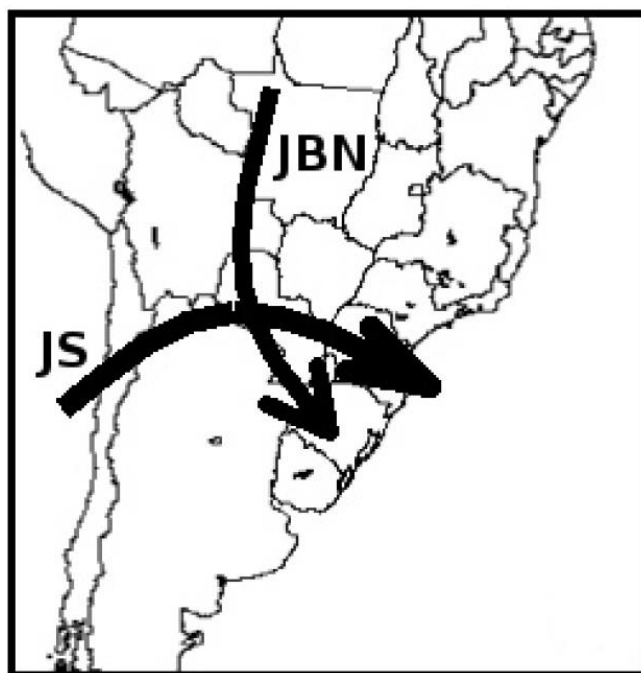


Fonte: Cecil e Blankenship, 2012.

A Figura 5 exibe as áreas do globo terrestre com maior frequência de granizo, em especial observa-se a região do norte da Argentina, Paraguai e sul do Brasil. Entretanto, outras regiões com elevada ocorrência de granizo são constatadas, como o setor central dos Estados Unidos, Bangladesh, Paquistão e região central da África. Muitas destas regiões apresentam condições propícias para a formação e o desenvolvimento de tempestades severas (BROOKS et al., 2003), chamando atenção para a proximidade de grandes cadeias de montanhas, que favorece a instabilidade convectiva e consequentemente a formação de tempestades (e granizo).

Na América do Sul (AS), o posicionamento da Cordilheira dos Andes favorece o transporte de umidade em baixos níveis da troposfera, da região Amazônica em direção a região subtropical do continente, potencializando a formação das tempestades (NASCIMENTO, 2005; MEZHER et al., 2012). A Figura 6 ilustra este tipo de escoamento, que é chamado de Jato de Baixos Níveis (JBN). Assim como é observado na América do Norte, com o acoplamento dos jatos de baixos (JBN) e altos níveis (JP), o mesmo tipo de situação é visto na América do Sul (Figura 5). Só que no caso da AS o acoplamento do JBN é feito com o Jato Subtropical (JS).

Figura 6 – Desenho esquemático representando o acoplamento entre os jatos de baixos e altos níveis na América do Sul, onde JBN é o Jato de Baixos Níveis e JS é o Jato Subtropical (altos níveis)



Fonte: Nascimento, 2005.

Mezher, et al. (2012) fizeram um estudo sobre a climatologia do granizo na Argentina, com foco na distribuição da frequência anual, sazonal e na variabilidade espacial do granizo entre os anos de 1960 e 2008. Foram utilizadas informações de registros de granizo, de 93 estações meteorológicas de superfície do Serviço Meteorológico Nacional (SMN), para a elaboração da climatologia do granizo no país. Na região das províncias de Mendoza e Córdoba foi verificado um máximo de ocorrência de granizo. A razão da alta incidência de granizo, com uma média de 3,2 eventos por ano, se dá pela proximidade da Cordilheira dos Andes, que colabora para o desenvolvimento de convecção profunda, quando da passagem de eventos frontais e também no padrão de escoamento ocasional dos jatos de baixos (JBN) e altos níveis (JS). O fator orográfico potencializa a atividade convectiva, favorecendo a ascensão do ar úmido, próximo a superfície (DE LA TORRE et al., 2015).

Este tipo de configuração é visto em outros lugares do mundo, como por exemplo, na Europa com alta ocorrência de granizo nas proximidades dos Alpes (NISL, et al., 2016), na região central da Columbia Britânica e Alberta, com o máximo de granizo a leste da cadeia de Montanhas Rochosas do Canada (ETKIN & BRUN, 2001)

e na região central dos Estados Unidos, a leste das Montanhas Rochosas (ALLEN et al., 2015).

2.5.4 Climatologia no Brasil

Apesar dos inúmeros prejuízos causados pelos eventos de granizo, poucos estudos foram feitos sobre o tema no Brasil. A maioria deles tem o foco no setor sul do país, região com maior incidência de tempo severo (BROOKS et al., 2003; SILVA DIAS, 2011; MARTINS et al., 2017). Entretanto, a região sudeste brasileira, especialmente o estado de São Paulo, também é suscetível à ocorrência de tempo severo, com ocorrência de tempestades severas, acompanhadas de chuvas e ventos fortes, granizo e tornado (MENEZES, 1998; FIGUEIREDO, 2005; HELD & ESCOBEDO, 2010). Portanto, é importante estudar o comportamento e a frequência do fenômeno, não só na região sul do país, mas também na região sudeste brasileira.

O primeiro estudo foi de Frisby e Sanson (1967), que investigaram a ocorrência de granizo na região tropical do globo terrestre. Na parte tropical brasileira, que se estende entre a região da Linha do Equador (Latitude: 0°) até a região do Trópico de Capricórnio (Latitude: 23,5° Sul), analisaram dados de 73 estações meteorológicas de superfície, do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), entre os anos de 1943 e 1960. A quantidade de relatos de granizo no período analisado foi de 1.117 casos, mas não foi mencionado nenhum registro concernente ao tamanho (diâmetro) do granizo ao atingir a superfície. O resultado encontrado foi de um máximo de ocorrência nos meses de outubro e novembro, seguido do mês de janeiro.

Berlato et al. (2000) empregaram a distribuição de Poisson para o cálculo da probabilidade de ocorrência de granizo no estado do Rio Grande do Sul, com dados de 37 estações meteorológicas de superfície. A conclusão do trabalho foi de que o período de maior ocorrência abrange a primavera. Também descobriu que as regiões de maior risco para a ocorrência de granizo são as de maior altitude e continentalidade. Marcelino et al. (2004) concluiu da mesma forma, publicando um estudo sobre a variabilidade espacial e temporal do granizo no estado de Santa Catarina (SC), baseado em dados da diretoria estadual de defesa civil de SC, entre o período de 1980 e 2003.

Iliine et al. (2010) realizaram um trabalho sobre a climatologia de granizo na região central do estado de Santa Catarina, com o foco na variabilidade espacial e temporal e na quantidade, diâmetro e energia cinética do granizo, utilizando uma rede de 284 granizômetro (*Hailpad*) da empresa Anti-Granizo Fraiburgo Ltda (AGF), na região do município de Fraiburgo, de setembro a abril de 1998 a 2008. A conclusão do estudo apontou para os meses de outubro a dezembro, como os de maior ocorrência do fenômeno.

Recentemente, um estudo sobre a climatologia de granizo no Brasil (MARTINS et al., 2017), com dados da secretária nacional de proteção e defesa civil, constatou uma grande variabilidade espacial, com a maioria dos casos distribuídos pelos três estados da região sul do Brasil, causando grandes perdas econômicas e sério impacto social, com destruição de lavouras e residências. Concluiu-se que o motivo para a maior frequência de granizo, nesta região do país, dá-se pela regular ocorrência de tempestades relacionadas a passagens de sistemas frontais. Ademais, isto também pode ser atribuído a posição e a intensidade do jato subtropical (JS), em altos níveis da troposfera, e do jato de baixos níveis da América do Sul (JBN), a leste da Cordilheira dos Andes. Sendo este último fator (JBN), o responsável pelo suporte de umidade necessário para a formação das tempestades (NASCIMENTO, 2005).

Na região sudeste, os trabalhos referenciados na literatura destacam alguns aspectos concernentes aos impactos sócios-econômicos da ocorrência do granizo, sem o enfoque no conhecimento da climatologia do granizo. Como exemplo, o trabalho de Bento (2011) para o município de Guarulhos/SP.

2.6 Sistemas meteorológicos atuantes no estado de São Paulo (Estação chuvosa)

O estado de São Paulo está inserido numa região de alta variabilidade sazonal de precipitação determinada por um período muito úmido (chuvoso) e outro seco (REBOITA et al., 2010). A estação chuvosa é definida entre os meses de outubro e março, onde geralmente ocorre a maior quantidade de casos de tempestades, correspondendo a primavera e ao verão austral (FIGUEIREDO & PAZ, 2010; HELD & ESCOBEDO, 2010; COELHO et al., 2016).

O clima no estado de São Paulo, no período chuvoso, está relacionado a padrões de mesoescala, associados aos Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) (SILVA DIAS, 1987; FIGUEIREDO & SCOLAR, 1996), e também com a atuação das frentes frias (ANDRADE, 2005), que avançam pelo litoral da região sudeste nesta época do ano, e pela presença da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (ALVES et al., 2005).

2.6.1 Complexo Convectivo de Mesoescala

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) formam-se em uma região que engloba o Paraguai e o norte da Argentina e avançam para leste afetando o Uruguai e as regiões sul e sudeste do Brasil, principalmente nos meses de novembro a abril (VELASCO & FRITSCH, 1987). Os CCMs possuem vida curta, menos que um dia na maior parte dos casos, mas são responsáveis por episódios de tempestades severas, na região em que atuam, com a ocorrência de chuvas intensas, ventos fortes e granizo, como sugerem os estudos realizados por Scolar e Figueiredo (1990), Rocha (1992), Figueiredo e Scolar (1996) e Gomes (2007).

Um aspecto importante durante o verão na América do Sul é o transporte meridional de massa entre os trópicos e extratropicos nos baixos níveis da troposfera (GOMES, 2007). Isto porque além de transportar ar quente e úmido dos trópicos para os extratropicos, gera turbulência por meio do cisalhamento e participa ativamente como mecanismo de disparo da instabilidade potencial favorável à formação de tempestades severas nas regiões sul e sudeste do Brasil, norte da Argentina, sul do Paraguai e Bolívia. Este sistema é conhecido como Jato de Baixos Níveis (JBN) (NASCIMENTO, 2005; SANTOS, 2006).

Figueiredo e Scolar (1996) mostraram que 70% destes sistemas deslocam-se para leste e sudeste, atingindo o sul do Brasil, e 30 % se deslocam para norte e nordeste, atingindo a região sudeste do Brasil, especialmente o estado de São Paulo. Já Velasco e Fritsch (1987) afirmam que as trajetórias têm tendências a serem mais zonais, de oeste para leste, na primavera e início do outono e meridionais, de sul para norte, no verão.

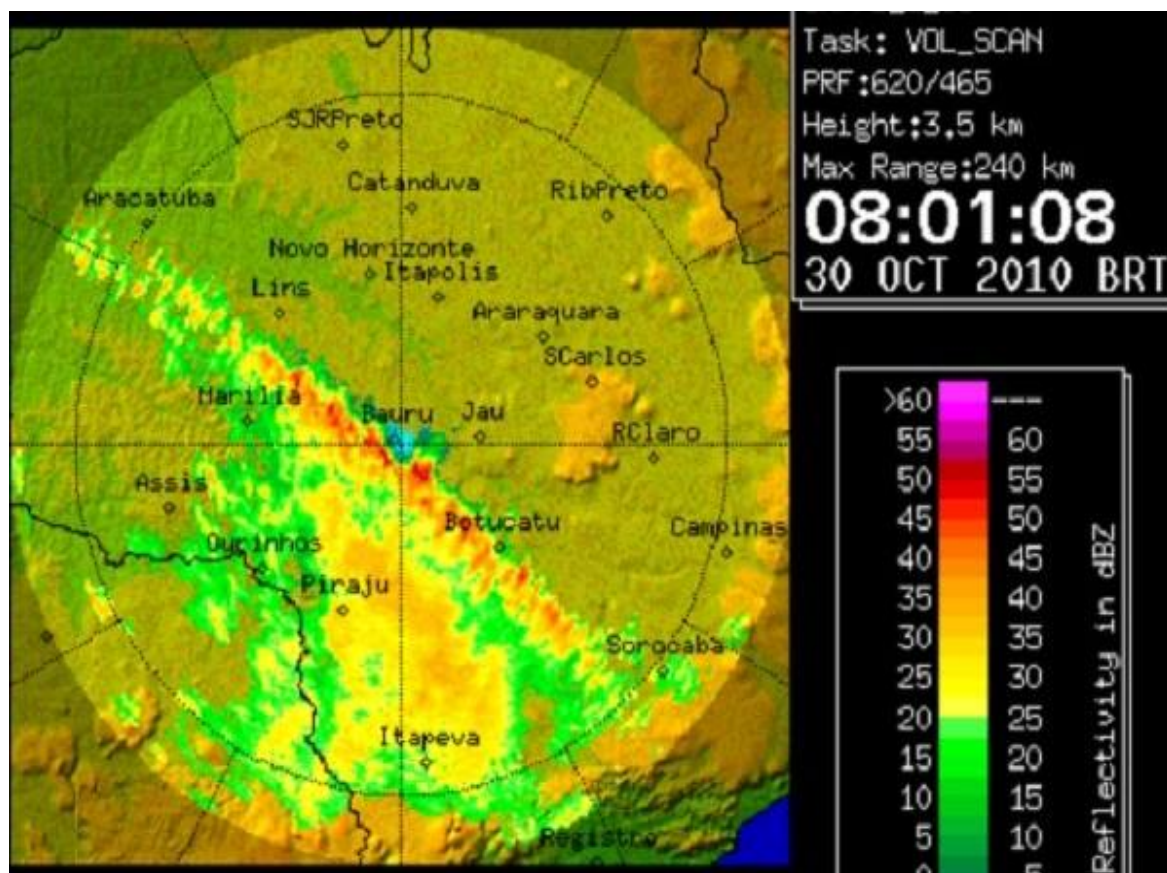
2.6.2 Frente Fria

As frentes frias atingem o Brasil durante todos os períodos do ano, afetando principalmente as regiões sul e sudeste, trazendo chuvas e sendo responsáveis pelas ondas de frio que atingem essas regiões (QUADRO et al., 1996). Elas são identificadas em imagens de satélite e frequentemente se deslocam de sudoeste para nordeste sobre o continente e oceano Atlântico. No período do inverno, esses sistemas são acompanhados de massas de ar de latitudes altas que, muitas vezes, causam geadas e friagens em áreas agrícolas no sudeste e sul do Brasil (CAVALCANTI e KOUSKY, 2009).

Nos períodos da primavera e do verão, observa-se a menor incursão de frentes frias para latitudes mais baixas, isto é, menos frentes frias atingem o estado de São Paulo (ANDRADE, 2005). Entretanto, mesmo menos frequentes, quando passam pelo oceano Atlântico próximo à costa da região Sudeste, favorecem a formação de instabilidades no interior do continente (REBOITA et al., 2010). Isto provoca a ascensão do ar próximo à superfície, que ao atingir níveis mais elevados condensa e forma nebulosidade, funcionando como uma espécie de gatilho para a convecção. Em muitos casos são observadas linhas de instabilidade que avançam pelo interior paulista, gerando tempestades, por vezes severas em muitas localidades do estado (FIGUEIREDO, 2005).

A Figura 7 mostra a imagem do radar meteorológico de Bauru do dia 30 de outubro de 2010, expressando a atuação de uma linha de instabilidade associada a instabilidade convectiva pré-frontal. Uma frente fria atuava na região Sul do Brasil. O horário da imagem é das 08h01min (GMT-3), sendo o horário local às 09h01min (horário de verão brasileiro vigente). As cores representam as refletividades (dBZ) geradas pelo radar, sendo as chuvas muito forte (50 dBZ) a muitíssimo forte (55 dBZ) caracterizadas pela cor vermelha, e a chuva extrema (60 dBZ) caracterizada pela cor rosa. Já a cor laranja (45 dBZ) representa a chuva forte e a cor amarela corresponde a chuva moderada (35 a 40 dBZ). Neste dia, às 09h06min, foi registrado um evento de tempestade severa no município de Agudos (vizinho ao município de Bauru), com relato de granizo no banco de dados “Observador Voluntário”, com diâmetro de 1,5 cm ao atingir a superfície.

Figura 7 – Imagem do radar meteorológico de Bauru (IPMET/UNESP) representando uma linha instabilidade no interior paulista



Fonte: <http://www.ipmetradar.com.br>

2.6.3 Zona de Convergência do Atlântico Sul

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) é definida como uma persistente faixa de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste, que se estende do sul da Amazônia ao Atlântico Sul-Central por alguns milhares de quilômetros, bem caracterizada nos meses de verão (KOUSKY, 1988). Embora tais características sejam observadas em todos os verões, importantes variações ocorrem na organização espacial, na intensidade das chuvas e na circulação. São essas variações muitas vezes responsáveis pela ocorrência de eventos severos, alagamentos e deslizamentos de terra (CARVALHO *et al.*, 2002).

Imagens de satélite frequentemente mostram que a atividade convectiva da ZCAS pode estender-se da Amazônia até o oceano Atlântico Subtropical, enquanto em outras situações a ZCAS estende-se apenas até a região sudeste brasileira (CARVALHO *et al.*, 2002). A ZCAS tem um papel fundamental sobre a precipitação

na região sudeste do Brasil, a qual possui centros urbanos com altíssima densidade populacional, como é o caso das cidades de São Paulo e Campinas. A variabilidade das chuvas causadas pela ZCAS influencia o abastecimento de água nos principais centros urbanos da região, tais como São Paulo, Rio de Janeiro e Belo Horizonte. Além disso, grande parte da região sudeste possui lavouras e atividade pecuária, as quais também dependem da regularidade das chuvas.

De acordo com Lemos e Calbete (1996), durante o regime de verão as frentes frias que ingressam no sul do Brasil, associam-se a um sistema de baixa pressão em superfície sobre o Paraguai, chamado de Baixa do Chaco, e intensificam-se. Estes sistemas frequentemente ficam semi-estacionados no litoral da região sudeste brasileira, devido à presença de vórtices ciclônicos em altos níveis da troposfera na região nordeste do Brasil. A persistência dos sistemas frontais sobre esta região organiza a convecção tropical nas regiões centro-oeste e norte do Brasil e canaliza em direção a região sudeste do Brasil, caracterizando a formação de ZCAS (KOUSKY, 1988; KODAMA, 1993).

Quando este tipo de padrão não se configura no estado de São Paulo, na denominada estação chuvosa, causa significativo déficit de precipitação provocando severos prejuízos à sociedade. O maior impacto é na disponibilidade de água nos reservatórios da região, para geração de energia elétrica e consumo humano, e também para as atividades agrícolas da região (PORTO et al., 2014), como registrado na estação chuvosa de 2013/2014. Neste período foi constatado uma severa anomalia negativa de precipitação, classificada como um período excepcionalmente seco (COELHO et al., 2016), atingindo praticamente todo o estado de São Paulo, produzindo uma grave crise hídrica na região. A explicação consiste em uma anomalia anti-ciclônica predominante em baixos níveis da troposfera (850 hPa), que direcionou o canal de umidade oriundo da região Amazônica para as regiões do Paraguai, norte da Argentina e sul do Brasil. E isto favoreceu a ocorrência de um período excepcionalmente seco entre os meses de outubro de 2013 a março de 2014 (COELHO & OLIVEIRA et al, 2016).

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Casos de granizo na superfície

O período de estudo compreende 10 estações chuvosas no estado de São Paulo, ou seja, corresponde aos meses de outubro a março entre os anos de 2008 e 2018. Os eventos de granizo analisados são provenientes do canal “Observador Voluntário”, onde desde 2008, os usuários do site do IPMET/UNESP preenchem um formulário (Figura 8) com as informações dos casos de granizo, que atingiram o solo, na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP. O preenchimento do formulário é feito com as informações de cada evento, tais como: - Local da observação do granizo; - Data da ocorrência; - Tempo de duração do granizo; - Tamanho do granizo ao atingir o solo. No tópico relacionado ao tamanho do granizo, disponibiliza-se 7 opções para a informação a respeito do diâmetro ao atingir a superfície, são elas: 0,3 cm (3 mm); 0,6 cm (6 mm); 1,5 cm (15 mm); 2,5 cm (25 mm); 3,5 cm (35 mm); 5,0 cm (50 mm) e maior que 5,0 cm (50 mm).

Foram obtidos 236 eventos de granizo, que atingiram o solo, reportados no banco de dados “Observador Voluntário”. Entretanto, somente 175 casos de ocorrência de granizo foram analisados. Uma verificação preliminar descartou 61 casos (isto é, 26% dos 236 eventos), pois os mesmos apresentavam algumas inconsistências. Em uma primeira análise feita com as varreduras do radar meteorológico de Bauru, foi constatado que em 31 eventos reportados não houve ocorrência de tempestades no período descrito no banco de dados. Em 13 casos houve problemas operacionais no TITAN, que impossibilitaram o cálculo de ΔH ($H_{45} - H_0$). Para 9 casos, a razão para a não utilização foi que os mesmos estavam fora da área de estudo, ou seja, fora da área de cobertura do radar de Bauru. E, finalmente, em 8 casos o critério não foi atendido, pois no dia especificado, não houve a sondagem atmosférica no aeródromo Campo de Marte, impossibilitando o cálculo de H_0 .

Figura 8 – Formulário de preenchimento dos casos de granizo que atingiram a superfície na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru (IPMET/UNESP)

Informações sobre a Tempestade																																			
Nome: digite seu nome		Telefone: ddd num.fone																																	
Endereço:																																			
Bairro:	CEP:	Cidade:																																	
Local da Observação do granizo: endereço ou localização geográfica		Data da Tempestade: dd/mm/aa																																	
Tempestade começou as: hh:mm		O horário está correto dentro de: 1 minuto																																	
Granizo durou por: minutos.		Durante esse tempo: Granizo nunca parou ☐ número de vezes que o granizo voltou a cair foi Ou esse número de vezes é desconhecido ☐																																	
Tamanho do Granizo <table border="1"> <thead> <tr> <th>(mm)</th> <th>Maior</th> <th>Mais comum</th> <th>Menor</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>3 Arroz</td> <td>☐</td> <td>☐</td> <td>☐</td> </tr> <tr> <td>6 Ervilha</td> <td>☐</td> <td>☐</td> <td>☐</td> </tr> <tr> <td>15 Uva</td> <td>☐</td> <td>☐</td> <td>☐</td> </tr> <tr> <td>25 Noz</td> <td>☐</td> <td>☐</td> <td>☐</td> </tr> <tr> <td>35 Bola de golfe</td> <td>☐</td> <td>☐</td> <td>☐</td> </tr> <tr> <td>50 Ovo de galinha</td> <td>☐</td> <td>☐</td> <td>☐</td> </tr> <tr> <td>Maior</td> <td>☐</td> <td>☐</td> <td>☐</td> </tr> </tbody> </table>		(mm)	Maior	Mais comum	Menor	3 Arroz	☐	☐	☐	6 Ervilha	☐	☐	☐	15 Uva	☐	☐	☐	25 Noz	☐	☐	☐	35 Bola de golfe	☐	☐	☐	50 Ovo de galinha	☐	☐	☐	Maior	☐	☐	☐	Granizo Começou: Antes da chuva ☐ Ao mesmo tempo que a chuva ☐ Depois que a chuva começou ☐ O granizo maior começou: Antes dos menores ☐ Ao mesmo tempo que os menores ☐ Depois que os menores começaram ☐	
(mm)	Maior	Mais comum	Menor																																
3 Arroz	☐	☐	☐																																
6 Ervilha	☐	☐	☐																																
15 Uva	☐	☐	☐																																
25 Noz	☐	☐	☐																																
35 Bola de golfe	☐	☐	☐																																
50 Ovo de galinha	☐	☐	☐																																
Maior	☐	☐	☐																																
Observou-se Descargas Elétricas ocorrendo nas proximidades (isto é, trovão ouvido nos próximos 5 segundos): Sim ☐ Não ☐		Espaçamento aproximado do granizo no solo, em cm Ou, se o solo foi todo coberto, dar a profundidade do granizo em cm																																	
CONSIDERAÇÕES sobre o granizo, intermitência da queda do granizo, ventos, precipitação, horário e direção das descargas elétricas distantes, etc. 																																			

Fonte: <http://www.ipmetradar.com.br/2obsGranizo.php>

3.2 Radar meteorológico de Bauru

As informações de cada evento de granizo relatado são confrontadas com os dados coletados do radar meteorológico Doppler de Bauru/SP, banda S ($\lambda = 10,7$ cm), que pertence ao Centro de Meteorologia de Bauru (IPMET/UNESP), instalado nas coordenadas 22.35°S, 49.03°W e altitude de 624 metros. Dentre os produtos gerados pelo radar, neste trabalho, será utilizado o CAPPI (*Constant Altitude Plan Position*

Indicator), onde sua composição é feita programando-se a antena do radar para dar uma volta completa (360°) e mudar sua elevação em relação ao horizonte. Para cada elevação é extraído um anel de informações, cuja altura média corresponde a um valor preestabelecido de 3,5 km, com raio de cobertura de 240 km a partir do radar (Figura 9), adotado neste estudo. O tempo total de cada varredura é de 7,5 minutos, com 16 elevações da antena (de 0,3° até 45°), ou seja, em uma hora com ocorrência de chuva é possível obter até oito varreduras. As características do radar meteorológico de Bauru estão descritas na Tabela 1.

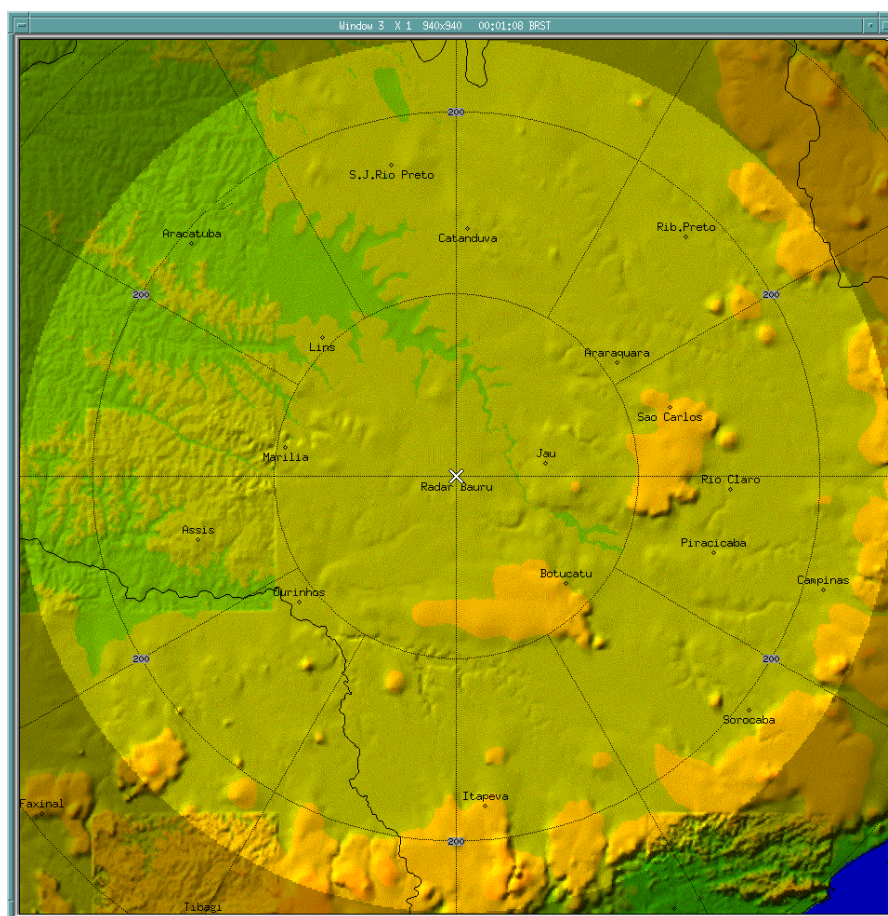
Tabela 1 – Características do radar meteorológico de Bauru/SP

Radar Meteorológico de Bauru (Banda-S)	
Potência transmitida	500 kW
Duração do pulso	0,8 μ s
Comprimento de onda	10,7 cm
Frequência de repetição de pulso	620 Hz
Diâmetro da antena	4,0 m
Largura do feixe	2,0°
Alcance	240 km

Para contrapor as informações apuradas no banco de dados (Observador Voluntário) com os dados do radar meteorológico adota-se o seguinte critério: - análise das varreduras do radar dentro do intervalo de uma hora antes e uma hora depois de cada evento de granizo relatado, com a finalidade de compensar a questão da precisão do relato de granizo, pois considera-se que a testemunha que presenciou o evento não tenha tamanha atenção a exatidão do horário de cada evento constatado no solo. Então, para cada evento relatado no banco de dados, é feita uma investigação através das imagens do radar de Bauru, para verificar se o evento realmente existiu (dentro do intervalo especificado). Em caso afirmativo, o caso em questão é analisado pelo sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo (TITAN).

Figura 9 – Área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP.

Raio de 240 km a partir de Bauru (Tarefa CAPPI)



3.3 TITAN

Após a verificação de cada caso, os dados de varredura do radar meteorológico de Bauru (de cada evento) são analisados pelo sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo (TITAN). Para ilustrar como é feita a análise de um caso constatado de granizo, será retratado o caso ocorrido no município de Piratininga, na região de Bauru (Figura 10). O evento em questão aconteceu no dia 27 de janeiro de 2014, às 15 horas e 29 minutos local (o horário na imagem segue o horário do Tempo Universal Coordenado (UTC)) e gerou granizo com 0,6 cm de diâmetro ao atingir a superfície. Observa-se na Figura 10 refletividades da ordem de 60 dBZ (cor rosa), que representa uma chuva considerada extrema, com uma taxa horária superior a 200 mm/h. A Figura 11 mostra um corte feito na tempestade, no sentido noroeste-sudeste (linha vermelha tracejada – Figura 10), que fornece uma seção vertical mostrando a altura que a

referida tempestade alcançou. Neste caso a altura da tempestade (topo) chegou a 12,1 km (Figura 11), que na imagem é a altura máxima do contorno da refletividade de 40 dBZ (técnica empregada pelo sistema TITAN para identificar o topo das tempestades).

Figura 10 - Imagem do TITAN representando o caso da tempestade do dia 27 de janeiro de 2014, no município de Piratininga/SP

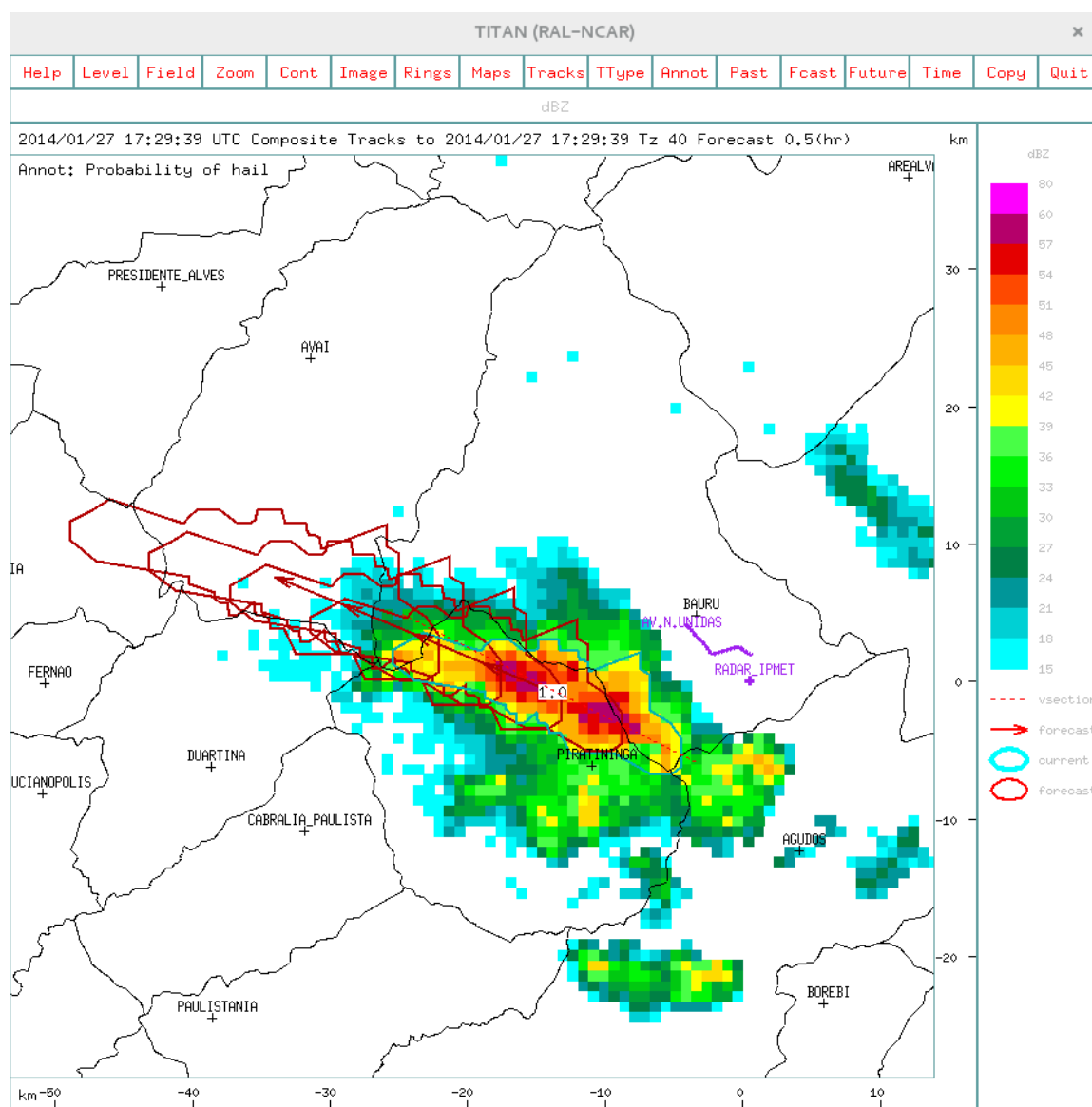
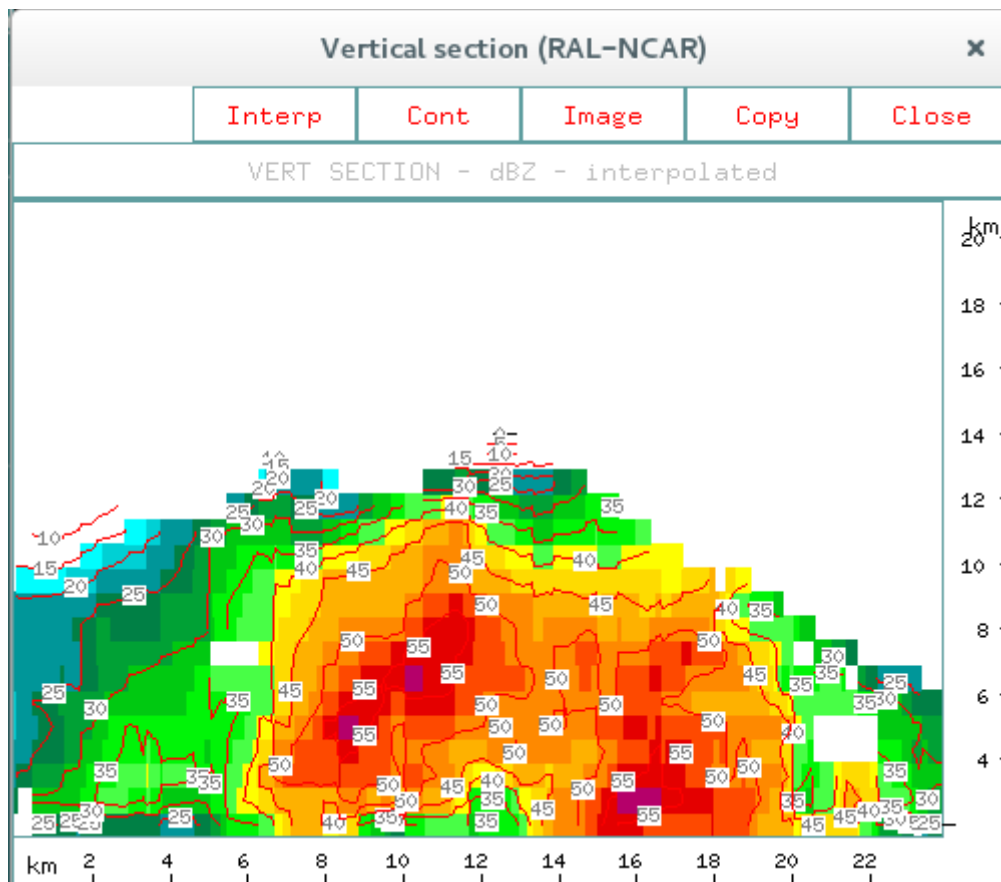


Figura 11 - Imagem do TITAN representando a seção vertical do caso da tempestade do dia 27 de janeiro de 2014, no município de Piratininga/SP



3.4 Técnica de Waldvogel (Cálculo de ΔH)

Para o cálculo da probabilidade de granizo na superfície utiliza-se a metodologia usada por Waldvogel et al. (1979), durante um experimento de modificação de tempo na região Central da Europa, utilizando um radar banda X ($\lambda = 3$ cm), através da sementeira de nuvens para supressão do granizo. O intuito deste estudo era o de encontrar uma maneira simplificada de identificar qual célula de tempestade seria capaz de gerar granizo. O cálculo baseia-se na diferença entre a altura máxima da refletividade de 45 dBZ (H_{45}), obtidas do radar meteorológico, e a altura do nível de congelamento (H_0) da sondagem atmosférica, ambas medidas em quilômetros (km). Neste trabalho a diferença entre H_{45} e H_0 será chamada de ΔH , conforme equação 1. O resultado obtido no experimento retratou que a probabilidade de ocorrência de granizo cresce drasticamente com o aumento de ΔH .

$$\Delta H = H_{45} - H_0 \quad (1)$$

A informação sobre a altura máxima da refletividade de 45 dBZ (H_{45}), de cada caso estudado, é proveniente das varreduras do radar meteorológico de Bauru. Para a altura do nível de congelamento (H_0) utiliza-se as sondagens do aeródromo Campo de Marte (SBMT - 83779), no município de São Paulo, pertencente ao Ministério da Aeronáutica. Este aeródromo é o mais próximo da região de estudo, que operacionalmente lança duas radiossondas por dia (12 UTC e 00 UTC) (<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>). É importante destacar, que para os eventos reportados até as 15 horas (local), foram utilizadas as sondagens das 12 UTC e para os episódios relatados após as 15 horas (local), usaram-se as sondagens das 00 UTC para representar a altura da isoterma de zero graus na região do evento em questão, no intuito de representar as condições reais da atmosfera nesse período do dia.

A Figura 12 ilustra um exemplo de uma sondagem atmosférica, do aeródromo Campo de Marte, no dia 11 de janeiro de 2014 às 22 horas local (00Z). Para a obtenção da altura do nível de congelamento ($T = 0^{\circ}\text{C}$), é necessário a leitura de duas colunas da sondagem: - A segunda coluna (círculo azul), que corresponde a altura em metros (HGHT) e a terceira coluna (círculo vermelho), que corresponde a temperatura em graus celsius da altura correspondente (TEMP). Então, extrai-se a informação da altura do nível de congelamento (H_0) onde a temperatura atinja zero graus. E essa altura é utilizada no cálculo de ΔH , conforme a equação 1. Neste caso, a altura do nível de congelamento é de 4,53 km.

Com o conhecimento da altura máxima da refletividade de 45 dBZ (H_{45}) e da altura do nível de congelamento (H_0) de cada caso, obtêm-se os valores de ΔH para cada evento de granizo. A finalidade desta análise é o de determinar o valor de ΔH , a partir do qual é previsto a ocorrência de granizo, nas células de tempestades detectadas pelo radar meteorológico de Bauru.

O enfoque desta pesquisa é exatamente o cálculo de ΔH , desta forma o tópico do cálculo da probabilidade de granizo, exposto por Waldvogel em seu método, não será objeto deste estudo.

Figura 12 – Sondagem atmosférica do aeródromo Campo de Marte (SBMT – 83779) do dia 11 de janeiro de 2014 às 22 horas (local)

83779 SBMT Marte Civ Observations at 00Z 11 Jan 2014

PRES hPa	HGHT m	TEMP C	DWPT C	RELH %	MIXR g/kg	DRCT deg	SKNT knot	THTA K	THTE K	THTV K
1000.0	102									
932.0	722	24.0	19.3	75	15.36	100	6	303.2	349.0	306.0
927.0	771	24.1	17.1	65	13.40	115	13	303.8	343.9	306.2
925.0	791	24.2	16.2	61	12.68	115	13	304.1	342.1	306.4
907.0	963	23.4	15.9	63	12.66	110	11	304.9	343.1	307.3
893.0	1099	22.8	15.6	64	12.65	90	13	305.7	343.8	308.0
867.0	1357	21.6	15.1	67	12.62	85	17	307.0	345.3	309.3
850.0	1530	20.8	14.8	69	12.61	90	14	307.9	346.3	310.2
836.0	1674	20.3	12.7	62	11.19	90	11	308.8	343.1	310.9
823.0	1809	19.8	10.8	56	9.98	87	10	309.7	340.5	311.6
759.0	2494	14.8	6.3	57	7.95	70	3	311.6	336.4	313.1
700.0	3179	9.8	1.8	57	6.27	5	9	313.3	333.2	314.5
656.0	3716	5.6	1.3	74	6.45	11	10	314.4	335.0	315.7
628.0	4072	3.4	-3.9	59	4.58	15	10	315.9	330.8	316.8
613.0	4269	2.2	-6.8	51	3.77	21	11	316.7	329.1	317.4
603.0	4401	1.1	-6.9	55	3.80	25	11	316.9	329.4	317.6
593.0	4536	0.0	-7.0	59	3.83	17	12	317.1	329.8	317.9
584.0	4659	-0.6	-6.2	66	4.16	10	12	317.8	331.5	318.6
569.0	4867	-1.7	-4.7	80	4.77	26	11	318.9	334.6	319.8
556.0	5051	-2.8	-8.8	64	3.57	40	10	319.7	331.7	320.4
543.0	5239	-3.9	-12.9	50	2.62	45	10	320.6	329.5	321.1
510.0	5734	-4.7	-28.7	13	0.71	60	11	325.4	328.0	325.5
500.0	5890	-5.3	-26.3	17	0.90	50	10	326.5	329.8	326.7
493.0	6000	-5.9	-22.9	25	1.24	35	11	327.1	331.6	327.3
481.0	6188	-7.5	-22.8	28	1.29	10	13	327.5	332.1	327.7
461.0	6511	-10.2	-22.5	36	1.37	20	14	328.1	333.1	328.3
444.0	6796	-12.6	-22.2	44	1.46	0	19	328.6	333.9	328.9
429.0	7058	-14.8	-22.0	54	1.53	5	20	329.0	334.6	329.3
404.0	7514	-18.7	-21.7	77	1.68	5	15	329.7	335.8	330.0
400.0	7590	-19.3	-21.6	82	1.71	10	15	329.8	336.0	330.2
396.0	7665	-20.1	-21.9	86	1.68	15	14	329.7	335.8	330.1
383.0	7912	-21.3	-22.1	93	1.71	70	12	331.3	337.5	331.6
372.0	8127	-22.3	-24.9	79	1.37	77	12	332.8	337.8	333.0
311.0	9412	-32.5	-36.2	69	0.56	120	10	336.0	338.2	336.1
300.0	9670	-34.5	-38.5	67	0.46	110	6	336.6	338.5	336.7
267.0	10474	-41.1	-46.9	53	0.21	0	0	338.5	339.3	338.5
264.0	10552	-41.7	-47.7	52	0.19	330	1	338.6	339.4	338.7
250.0	10920	-44.7	-50.7	51	0.15	185	8	339.5	340.1	339.5
237.0	11272	-47.9	-53.4	53	0.11	200	11	339.9	340.4	339.9
226.0	11586	-50.7	-55.7	55	0.09	196	11	340.2	340.6	340.2
209.0	12088	-54.7	-61.0	46	0.05	190	12	341.7	341.9	341.7
200.0	12370	-56.9	-63.9	41	0.04	200	10	342.5	342.7	342.5
191.0	12660	-58.5	-65.5	40	0.03	204	12	344.5	344.6	344.5
188.0	12759	-57.5	-65.9	33	0.03	205	13	347.7	347.8	347.7
183.0	12929	-55.7	-66.7	24	0.03	184	17	353.2	353.4	353.3
181.0	12998	-56.1	-67.7	22	0.02	175	18	353.7	353.8	353.7
172.0	13317	-58.0	-72.1	15	0.01	160	26	355.8	355.9	355.8

Fonte: <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

3.5 Diferenças entre os climas da região central da Europa e do estado de SP

Para aplicar o limiar para $H_{45} - H_0$ (ΔH) é necessário conhecer as diferenças entre o clima da região central da Europa, onde a metodologia de Waldvogel et al. (1979) foi desenvolvida, e o clima do estado de São Paulo, região de estudo deste trabalho. Portanto, alguns aspectos dos climas das duas regiões serão descritos, com o propósito de entender as diferenças entre o limiar descrito para a região central da Europa e o limiar proposto para o estado de São Paulo, nesta pesquisa.

A região central da Europa, mais precisamente o setor central da Suíça (na cidade de Lucerna – 47° N de latitude), onde o radar banda X foi instalado durante o experimento de Waldvogel et al. (1979), o clima tem características de continental úmido de verão fresco (Dfb – Classificação de Koppen-Geiger), sem diferenças significativas no volume precipitado entre as estações do ano (BONAN, 2008), com um total anual em torno de 1170 mm. Os valores médios de temperatura oscilam entre 20°C nos meses mais quentes do ano (junho e julho) e perto de 0°C nos meses mais frios (dezembro e janeiro) (METEOSWISS, 2019). A região está localizada bem próxima do lado norte dos Alpes (com altitude máxima de 4810 m). A proximidade do Maciço Alpino funciona como um gatilho para a convecção, potencializando a instabilidade convectiva e favorecendo a formação de tempestades severas, retratado na alta incidência de granizo nessa região (PUNGE, et al., 2014).

O clima na maior parte da área de cobertura do radar meteorológico de Bauru, no interior paulista é caracterizado por ser quente no verão e seco no inverno (Aw – Classificação de Koppen-Geiger), com precipitação anual compreendida entre 1500 e 1900 mm. Para exemplificar o clima de um município da área de estudo, é utilizado o clima de São Carlos para descrever as condições climáticas encontradas na área de cobertura do radar de Bauru. A média anual de precipitação é de 1558 mm, com valores médios em torno de 300 mm em janeiro e 30 mm no mês de julho. As médias de temperaturas variam entre 22,7°C, em janeiro, e 22,9°C, em fevereiro, e 17,1°C, em junho, e 17,2°C em julho (INMET, 2019).

3.6 Casos de granizo não-severos ($D < 1,9$ cm) e severos ($D \geq 1,9$ cm)

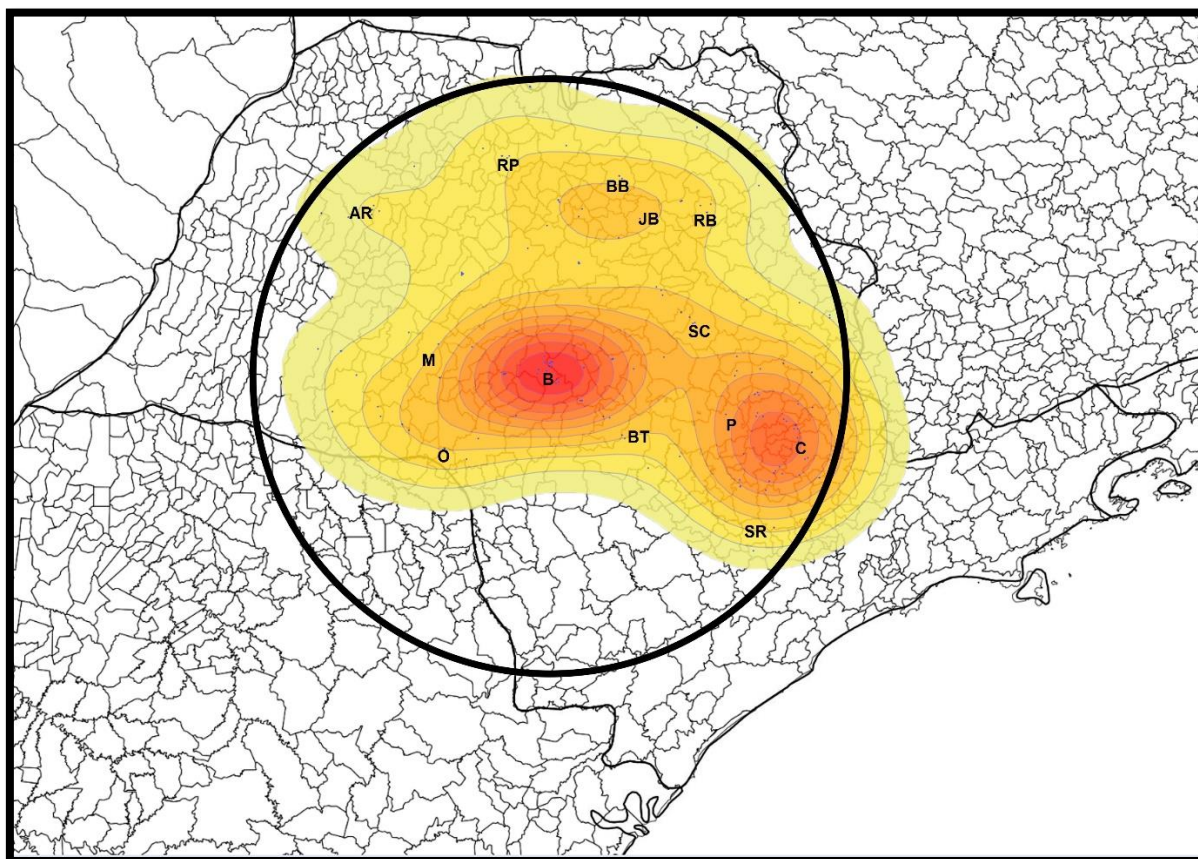
A caracterização da severidade de uma tempestade baseia-se em 3 pilares (JOHNS & DOSWELL, 1992; MOLLER, 2001): (a) ocorrência de tornado; (b) ocorrência de fortes rajadas de vento com velocidades superiores a 26 m/s (92,6 km/h) e (c) existência de granizo na superfície com diâmetro igual ou superior a 1,9 cm ($D \geq 1,9$ cm). Para se adequar ao enfoque desta pesquisa, os eventos de granizo que atingiram a superfície, na área de estudo, são separados em duas categorias: $D < 1,9$ cm e $D \geq 1,9$ cm. O objetivo desta classificação é o de encontrar limiares para os eventos considerados severos ($D \geq 1,9$ cm), que constituem grandes danos para a vegetação, tais como a perda acentuada de área foliar e a dilaceração de folhas, flores e caules (PELTZER & WILSON, 2006; TARTACHNYK & BLANKE, 2008).

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 Variabilidade espacial dos eventos

A distribuição espacial dos 175 eventos de granizo reportados no banco de dados “Observador Voluntário” do IPMET/UNESP, dentro da área de cobertura do radar meteorológico de Bauru, nas estações chuvosas examinadas (2008-2018), é apresentada na Figura 13, onde o círculo preto representa o raio de abrangência da tarefa quantitativa (CAPPI) do radar de Bauru/SP. Municípios em destaque: AR (Araçatuba), B (Bauru), BB (Bebedouro), BT (Botucatu), C (Campinas), JB (Jaboticabal), M (Marília), O (Ourinhos), P (Piracicaba), RB (Ribeirão Preto), RP (São José do Rio Preto), SC (São Carlos) e SR (Sorocaba). Observa-se duas regiões com máxima ocorrência de granizo: 1ª) região de Bauru e 2ª) região metropolitana de Campinas.

Figura 13 – Distribuição espacial dos eventos de granizo relatados, nas dez estações chuvosas (2008-2018), na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP



A região de maior incidência é a região de Bauru, no setor central paulista, onde cerca de 35% dos casos foram relatados (num raio aproximado de 100 km de Bauru).

Uma das causas é a atuação dos sistemas meteorológicos presentes no estado de São Paulo, durante o período chuvoso, aumentando as condições de instabilidade na região, agindo como disparo da convecção. O que possibilita a ascensão do ar úmido próximo à superfície para níveis mais elevados da troposfera, favorecendo a condensação do vapor d'água, com a liberação de calor latente, que intensifica ainda mais a convecção (processo conhecido como retroalimentação positiva), a ponto de atingir e ultrapassar o nível de congelamento, produzindo assim o granizo (JOHNS & DOSWELL III, 1992; EDWARDS & THOMPSON, 1997). E isto é uma das evidências da formação de uma tempestade severa. Outros indícios da concepção de uma tempestade severa, estão associados à ocorrência de chuvas e ventos fortes e tornado (MENEZES, 1998; MOLLER, 2001; FIGUEIREDO, 2005; SILVA DIAS, 2011).

Um outro fator na análise chama a atenção, que também pode explicar a alta incidência na região de Bauru, é a presença do IPMET/UNESP no município de Bauru. A instituição possui uma história de 45 anos de utilização do instrumento radar meteorológico, e tem um papel fundamental na prestação de serviço à comunidade do interior paulista, alertando a população quando da ocorrência de eventos severos. Ademais, o IPMET/UNESP tem um papel pioneiro no Brasil na utilização de um sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo (TITAN), que além do cálculo de outros parâmetros relacionados as tempestades, efetua também o cálculo da probabilidade de ocorrência de granizo (metodologia de Waldvogel, et al., 1979). Portanto, o amplo conhecimento dos serviços prestados pelo IPMET/UNESP, e sua vasta divulgação pelos órgãos de imprensa, principalmente nessa região, facilita uma maior participação dos usuários, refletindo no grande número de relatos de granizo na superfície, num raio de cerca de 100 km de Bauru.

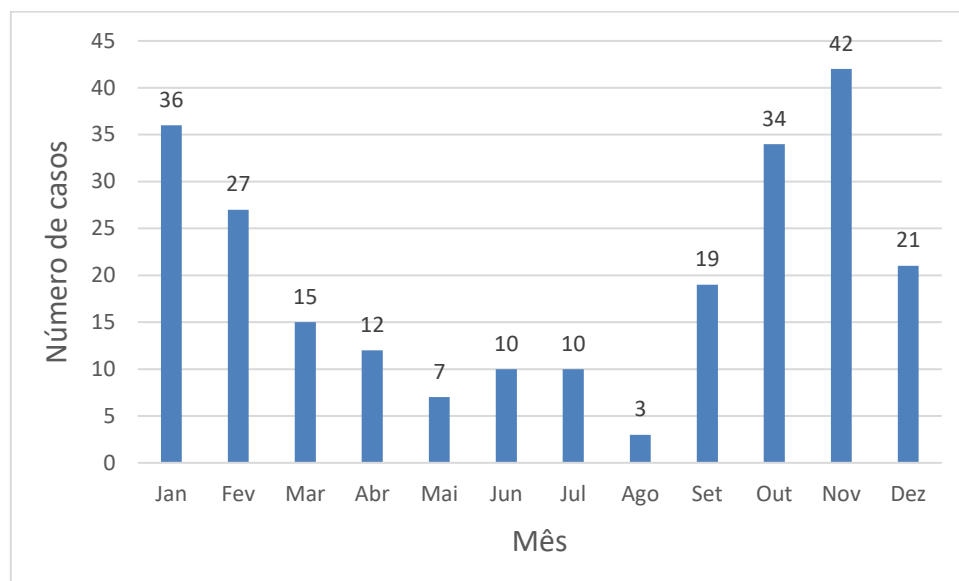
A segunda região de maior incidência é a região de Campinas (com aproximadamente 25% dos casos reportados), onde o relevo tem um papel primordial para o desenvolvimento de tempestades neste setor do estado. Verifica-se que a leste do município de Campinas, há regiões com altitudes superiores a 900 metros, indicando a presença de montanhas, que favorece a instabilidade convectiva e formação e o desenvolvimento de tempestades, funcionando como um gatilho para a convecção. No setor a oeste do município de Campinas há uma ampla região com altitudes em torno de 600 metros, indicando a existência de uma região de vale. Esta configuração permite que a convecção possa ser estimulada pela combinação de

fatores como movimento ascendente sobre uma zona frontal (frente fria), pelo aquecimento diurno (REBOITA et al., 2010) e também por um obstáculo físico no relevo, indicada pela presença de montanhas (JOHNS & DOSWELL, 1992; POCAKAL, 2011; DE LA TORRE et al. 2015). Estudos anteriores mostram que esta região do estado é a de maior incidência de tempestades na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru (FIGUEIREDO, 2005; HELD & ESCOBEDO, 2010). Nacaratto et al. (2003), fez um estudo sobre a climatologia da distribuição espacial das descargas elétricas atmosféricas no estado de São Paulo. A conclusão do trabalho foi de que a região de Campinas é a região de maior incidência de descargas elétricas no estado de São Paulo.

Observa-se ainda na Figura 13, que nas regiões mais ao sul e a extremo oeste da área de cobertura do radar de Bauru, são constatados poucos eventos no banco de dados. Entretanto, isso não significa que estas regiões sejam menos suscetíveis ao granizo. Uma das suposições é do pouco conhecimento do serviço prestado pelo IPMET/UNESP, e da existência do formulário que pode ser preenchido no site da instituição, relatando os eventos de granizo. O que pode ser feito para corrigir este problema, não só nestas regiões do estado, é complementar o banco de dados, com outras fontes de informações, como exemplo, dados das estações meteorológicas de superfície instaladas no estado de São Paulo. O objetivo é o de aumentar a base de dados para o estudo do granizo, e com isso aprimorar o conhecimento da frequência do fenômeno na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru.

4.2 Eventos mensais e ciclo diurno

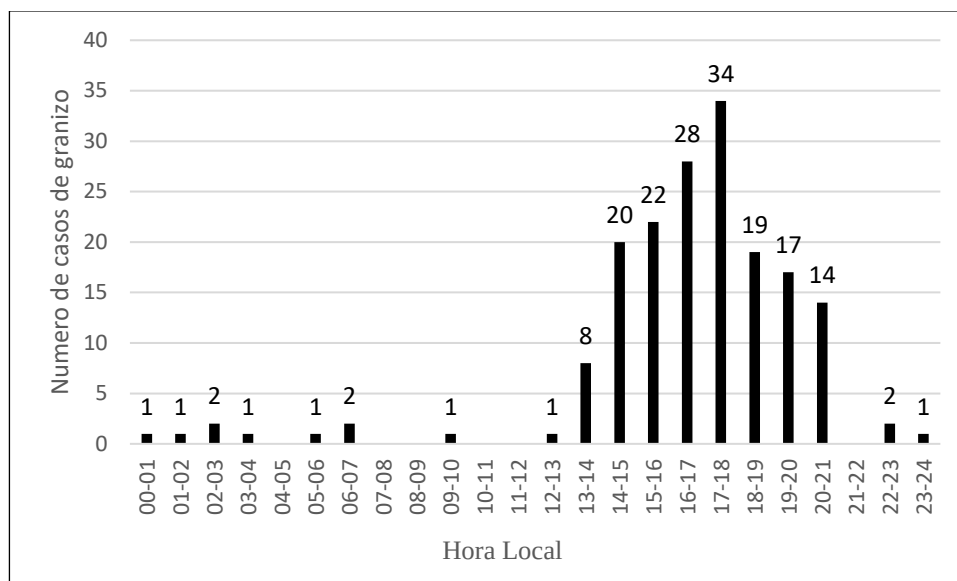
O período chuvoso no estado de São Paulo, compreende os meses de outubro a março (COELHO et al., 2016), onde aproximadamente 74% dos eventos de granizo foram reportados no banco de dados “Observador Voluntário” entre outubro de 2008 e março de 2018, ou seja, 175 casos aconteceram no período úmido e 61 ocorrências no período seco (abril a setembro). Portanto, verifica-se o pico de atividade convectiva neste período do ano (outubro a março), refletindo no elevado número de tempestades severas, indicado pelas ocorrências de granizo (Figura 14).

Figura 14 – Frequência mensal dos eventos de granizo (out/2008 a mar/2018)

Os meses de novembro, janeiro e outubro apresentaram o maior número de registros de granizo, com 42, 36 e 34 episódios respectivamente. Verifica-se então, que no início da primavera e no início do verão, encontra-se o período de maior atividade de granizo no estado de São de Paulo, o mesmo resultado identificado por Frisby e Sanson (1967) na parte tropical brasileira. Em outras partes do mundo, o pico de ocorrência é observado entre o final da primavera e o início do verão (TUOVINEN et al., 2009; PARASCHIVESCU et al., 2011; KALKHOVEN et al., 2017; LUKACH et al., 2017; STRŽINAR & SKOK, 2018). Já na região sul do Brasil, o auge de ocorrência de granizo é verificado entre o final do inverno e o início da primavera (MARTINS et al., 2017). Por outro lado, os meses de março, com 15 episódios, e dezembro com 21 registros, tiveram o menor número de casos da estação chuvosa.

A distribuição horária dos eventos de granizo está disposta na Figura 15, onde observa-se que 87,5% dos casos ocorre entre o período das 14 horas e 21 horas (local) indicando uma decisiva influência do aquecimento solar, conforme demonstram estudos em outras regiões do mundo (TUOVINEN et al., 2009; BAL, et al., 2014; RIGO & LLASAT, 2016; LUKACH et al., 2017) e no Brasil (MARTINS et al., 2017). É notório que no período da tarde ocorre a maior incidência da radiação solar, e consequentemente os maiores valores de temperatura (PORFÍRIO et al., 2012). Esse fator provoca aumento no déficit de saturação, tornando maior a demanda evaporativa do ar, aumentando os índices de evapotranspiração (PEREIRA et al., 2002), contribuindo assim para os maiores índices de instabilidade neste período do dia.

Figura 15 – Distribuição horária dos eventos de granizo relatados, que atingiram o solo, nas dez estações chuvosas, na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP



O estado de São Paulo encontra-se no período chuvoso, nessa época do ano, o que acarreta no elevado teor de umidade em baixos níveis da troposfera, que é um dos fatores desencadeadores das tempestades (NASCIMENTO, 2005; MEZHER et al., 2012). A presença de ar quente e úmido em baixos níveis estabelece o suprimento de umidade essencial para a convecção (JOHNS & DOSWELL III, 1992; MOLLER, 2001), favorecendo o levantamento do ar próximo à superfície, transportando consigo ar úmido para níveis mais elevados da troposfera. Isto gera a condensação do vapor d'água e a consequente formação da nuvem.

Nota-se também um pico máximo de ocorrência entre 17 horas e 18 horas (local), com 34 episódios, que representa aproximadamente 19% dos eventos reportados. Em outros estados da região sudeste do Brasil, a maioria dos casos ocorre entre o período das 16 horas e 20 horas (MARTINS et al., 2017). Verifica-se uma clara conexão com o ciclo diurno de convecção térmica. Observa-se ainda que poucos eventos de granizo (cerca de 7%) foram relatados nos períodos da madrugada e manhã, assim como no final do período da noite.

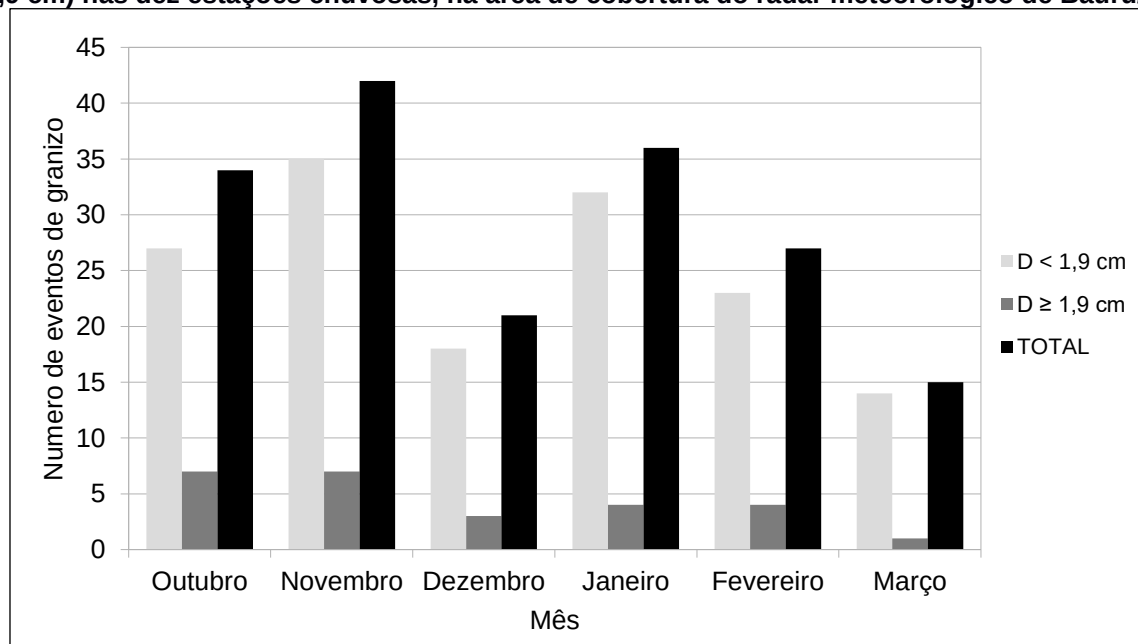
4.3 Classificação do diâmetro do granizo

A distribuição mensal dos eventos em função do diâmetro do granizo ao atingir a superfície é descrita na Figura 16. Os eventos de granizo foram classificados como: - episódios com diâmetros abaixo de 1,9 cm ($D < 1,9$ cm) e iguais ou superiores a 1,9 cm ($D \geq 1,9$ cm). Constata-se que em 85,1% dos casos o diâmetro do granizo é menor

que 1,9 cm, com 53,7% dos eventos ocorridos na primavera e 46,3% no verão. Para os eventos com $D \geq 1,9$ cm, que representa 14,9% do total, a primavera é a estação com maior ocorrência de casos com 65,4%, enquanto o verão apresenta 34,6% dos episódios. A explicação para a primavera apresentar maior número de casos de granizo, baseia-se no fato de ser uma estação de transição entre um período mais seco (inverno) e um período mais úmido (verão). Sendo assim, as tempestades desenvolvem-se num ambiente de maior contraste de temperatura e umidade, gerando condições favoráveis para a formação de tempestades com maior grau de severidade (ANSELMO, 2015), constatados pelos casos de granizo relatados.

Todos os eventos conceituados como severos ($D \geq 1,9$ cm), neste trabalho, apresentam potencial para gerar sérios danos as culturas atingidas (BAL et al., 2014). Dentro do âmbito dos casos severos, 22,2% apresentam diâmetros iguais ou superiores a 5,0 cm. Salieta-se que a coleta dos dados no formulário do “Observador Voluntário” (Figura 8) apresenta uma limitação no quesito do tamanho do granizo. Esse formulário exibe 7 categorias, para o relato do diâmetro do granizo ao atingir a superfície. A limitação encontra-se no preenchimento da última categoria, que somente apresenta a opção maior que 5,0 cm, impossibilitando ao usuário relatar o real diâmetro do granizo, dificultando assim a comparação dos dados apresentados nesta pesquisa, em relação aos valores extremos de outras regiões do mundo.

Figura 16 – Frequência mensal dos eventos de granizo não-severos ($D < 1,9$ cm) e severos ($D \geq 1,9$ cm) nas dez estações chuvosas, na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP



Em relação ao número total de eventos, os meses de primavera apresentam 55,4 % dos casos e 44,6% ocorrem nos meses de verão. Ainda considerando a Figura 16, verifica-se que os meses de outubro e novembro mostram o maior número de eventos severos de granizo, de acordo com o limiar de $D \geq 1,9$ cm, descrito por Johns & Doswell, (1992). Um dos motivos apontados para este fato é a menor altura do nível de congelamento ($T=0^{\circ}\text{C}$) no início da estação chuvosa (LUKACH et al., 2017), conforme constatado nos valores médios da Tabela 2. Levando em consideração que os topos médios das tempestades alcançam maiores valores nestes meses, o granizo terá um espaço maior para se desenvolver e ganhar tamanho antes de precipitar. E isto é potencializado pelo maior contraste de temperatura e umidade observado no início da primavera, criando condições favoráveis à ocorrência de tempestades severas.

Tabela 2 – Valores médios mensais para a altura do nível de congelamento ($T=0^{\circ}\text{C}$) e para os topos das tempestades, com seus respectivos desvios padrões

	Média (Desvio Padrão) de $T=0^{\circ}\text{C}$ (km)	Média (Desvio Padrão) dos Topos das tempestades (km)	Números de eventos
Outubro	4,47 (0,27)	10,74 (1,58)	34
Novembro	4,43 (0,26)	11,06 (1,98)	42
Dezembro	4,57 (0,27)	9,98 (1,45)	21
Janeiro	4,53 (0,32)	10,62 (1,42)	36
Fevereiro	4,64 (0,25)	10,29 (1,52)	27
Março	4,70 (0,26)	10,48 (2,20)	15

Foi feita a análise da variância (ANOVA), com o uso do teste F, entre as médias mensais da altura do nível de congelamento ($T=0^{\circ}\text{C}$) (Tabela 3) e dos topos das tempestades (Tabela 4). O propósito deste teste é o de descobrir se as médias mensais, dos parâmetros analisados, são estatisticamente diferentes. O teste foi realizado com nível de significância de 0,05. As médias de $T=0^{\circ}\text{C}$ são estatisticamente diferentes (hipótese nula não é verdadeira $\rightarrow p < 0,05$), ou seja, o valor-p é de 0,0042. Já no caso dos topos das tempestades as médias são estatisticamente iguais (hipótese nula é verdadeira $\rightarrow p \geq 0,05$) com o valor-p de 0,2191.

Tabela 3 – Análise de variância (ANOVA) utilizando teste F entre as médias mensais da altura do nível de congelamento ($T=0^{\circ}\text{C}$)

Fonte da variação	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Entre grupos	1,351888653	5	0,270378	3,578232	0,004207	2,267299
Dentro dos grupos	12,84550907	170	0,075562			
Total	14,19739773	175				

Tabela 4 – Análise de variância (ANOVA) utilizando teste F entre as médias mensais dos topos da tempestades

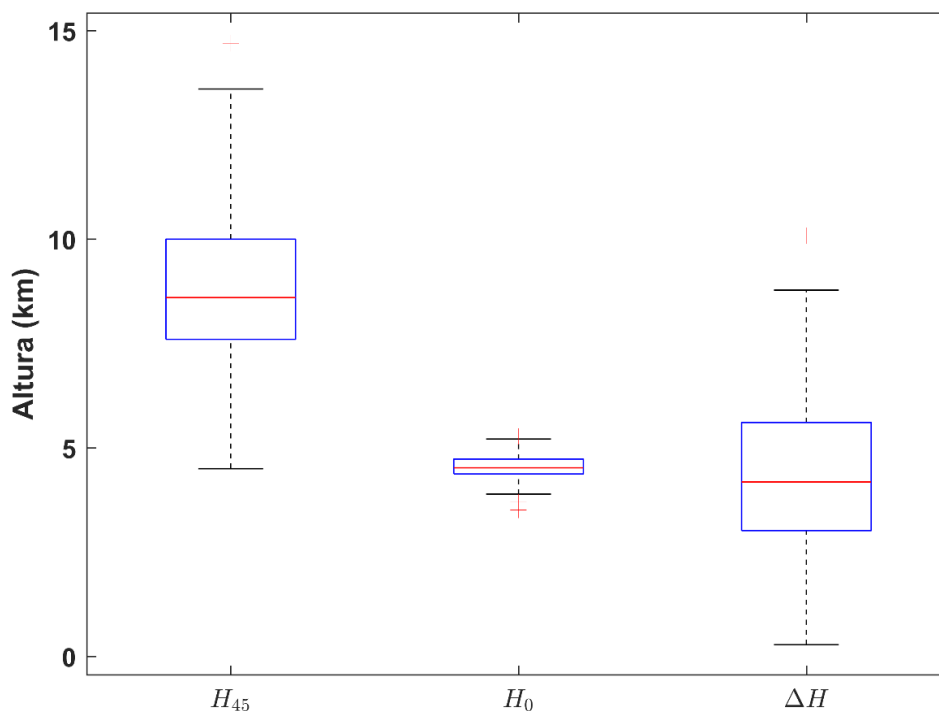
Fonte da variação	SQ	gl	MQ	F	valor-P	F crítico
Entre grupos	20,33916089	5	4,067832	1,420781	0,219122	2,267299
Dentro dos grupos	486,7262937	170	2,863096			
Total	507,0654545	175				

4.4 Variabilidade de H_{45} , H_0 e ΔH

A variabilidade dos parâmetros H_{45} , H_0 e ΔH é representada na Figura 17, onde a linha central horizontal (vermelha) dentro da caixa representa a mediana p_{50} (50º percentil). A borda superior da caixa representa o quartil p_{75} (75º percentil) e a borda inferior da caixa corresponde ao quartil p_{25} (25º percentil). Os “wiskers” (bigodes) no topo de cada caixa se estendem até o maior valor de altura abaixo de $p_{75} + 1,5 \text{ IQR}$, onde IQR é a amplitude interquartil dado por $p_{75} - p_{25}$. Os “wiskers” na parte inferior da caixa são valores acima de $p_{25} - 1,5 \text{ IQR}$.

Nota-se que H_0 tem menor variabilidade dos valores em relação a H_{45} , com altura média em torno de 4,53 km (mediana de 4,52 km), com desvio padrão de 0,28 km. Já o parâmetro H_{45} tem média em torno de 8,76 km (mediana de 8,6 km), com desvio padrão de 1,87 km. Quanto a ΔH percebe-se que apresenta uma grande variabilidade, com valor mínimo próximo de zero e valor máximo próximo de 9,0 km, sendo o valor médio de 4,23 km (mediana de 4,17 km), com desvio padrão de 1,89 km. Então, observa-se que mesmo para valores pequenos de ΔH , verifica-se a ocorrência de granizo na superfície. O menor valor encontrado para ΔH foi de 0,28 km. Além deste valor foram identificados mais 5 casos com $\Delta H < 1 \text{ km}$.

Figura 17 - Boxplot de H_{45} , H_0 e ΔH em função da altura (km) de todos os casos



Efetuada a separação dos casos entre $D < 1,9$ cm (granizo não-severo) (Figura 18) e $D \geq 1,9$ cm (granizo severo) (Figura 19), verifica-se que a média de ΔH , dos casos considerados não severos é de 4,16 km (mediana de 4,13 km), com desvio padrão de 1,83 km. Já para os casos classificados como severos a média para ΔH é de 4,94 km (mediana de 5,1 km), com desvio padrão de 1,82 km. Constata-se que a média dos topos das tempestades dos casos classificados como não-severos é de 10,55 km com desvio padrão de 1,69 km. Já para os episódios considerados severos a média é de 10,93 km com desvio padrão de 1,73 km.

Figura 18 – Boxplot dos casos considerados não-severos ($D < 1,9$ cm)

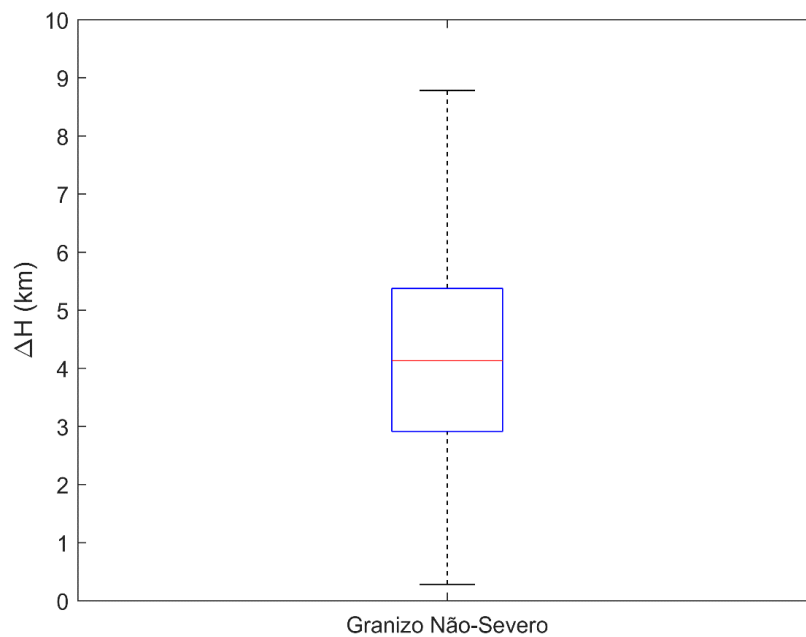
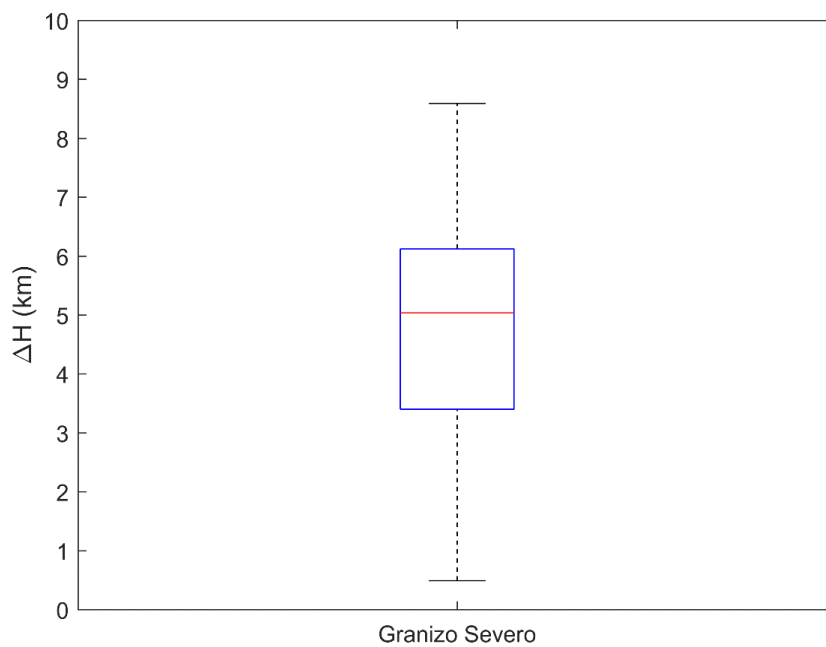


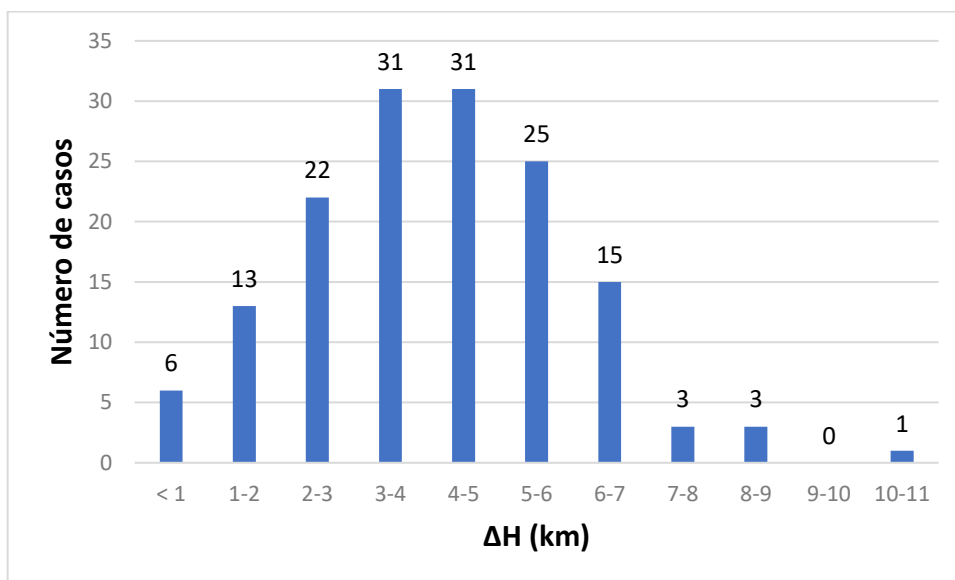
Figura 19 – Boxplot dos casos classificados como severos ($D \geq 1,9$ cm)



A Figura 20 retrata a distribuição de classe para os valores de ΔH , para os casos não-severos ($D < 1,9$ cm). Entre 3 e 5 km verifica-se o pico de casos, com aproximadamente 41% de todos os eventos não-severos reportados no banco de

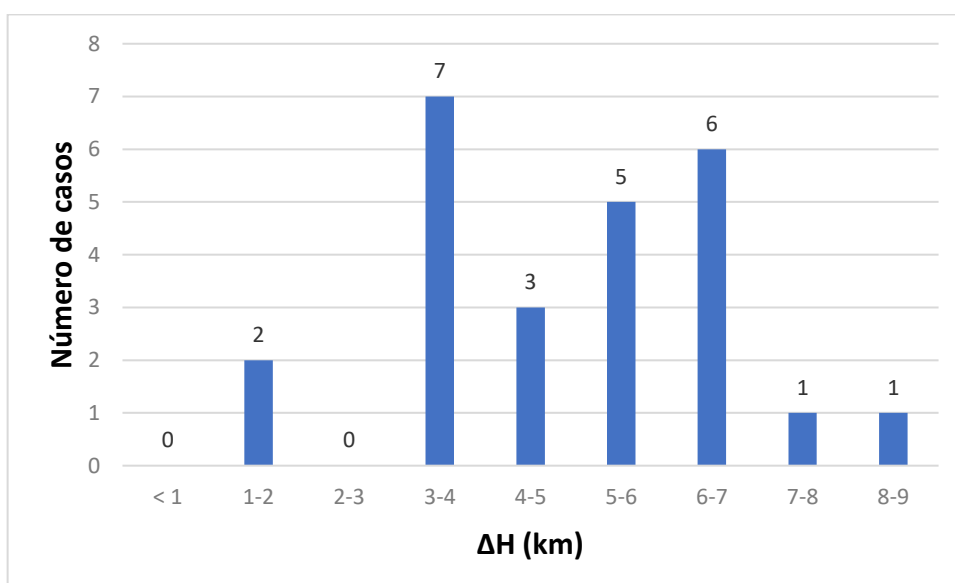
dados. Para alturas inferiores a 3 km observam-se 27% dos eventos referidos como não-severos.

Figura 20 – Distribuição de classe dos casos não-severos ($D < 1,9$ cm) em função de ΔH



Já para os casos considerados severos ($D \geq 1,9$ cm) nota-se que somente 8% dos casos encontram-se abaixo de 3 km (Figura 21). A maior faixa de casos para os eventos severos está compreendida entre 3 e 4 km, com 28% dos episódios, seguido da faixa entre 6 e 7 km, com 24% das ocorrências.

Figura 21 – Distribuição de classe dos casos severos ($D \geq 1,9$ cm) em função de ΔH

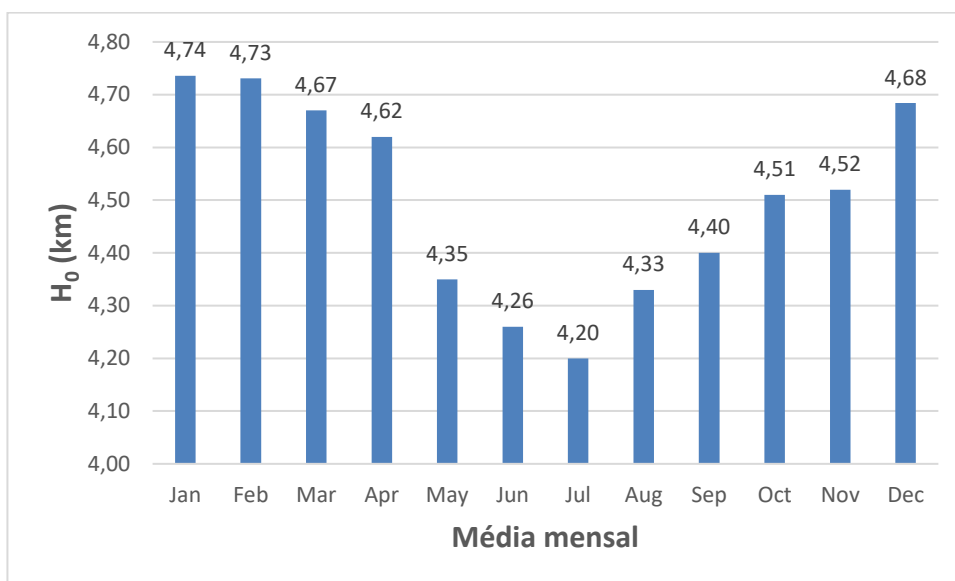


É necessário entender o comportamento da altura do nível de congelamento (H_0) entre as regiões do estado de São Paulo (no limite da região tropical) e a região central da Europa (latitudes médias). O parâmetro H_0 entra no cálculo de ΔH e tem papel fundamental para entender as diferenças entre o limiar encontrado na região central da Europa e o limiar que será aplicado no estado de São Paulo.

Harris et al. (2000) mostraram que na faixa tropical, o campo de H_0 é plano e aproximadamente simétrico em relação a linha do Equador, com valores médios de cerca de 5,0 km. Nas regiões de maiores latitudes a tendência é de diminuição dos valores de H_0 . Na faixa de 20° a 25° de latitude, na América do Sul, os valores médios giram em torno de 4,0 a 4,75 km. Já para a faixa da latitude de 45° N (região central da Europa) os valores de H_0 variam entre 2,0 km (inverno) e 3,0 km (verão).

Para verificar o resultado encontrado por Harris et al. (2000) foi feita uma análise da climatologia da altura do nível de congelamento (H_0) para a região do estado de São Paulo, com a utilização das sondagens atmosféricas do aeródromo de Campo de Marte (SBMT - 83779), no município de São Paulo. O período estudado compreende os anos de 2001 a 2018. A Figura 22 apresenta os valores médios mensais no período aludido. Verifica-se que os menores valores estão entre os meses de maio e setembro, época do ano mais seca e com temperaturas mais amenas. Já no início da estação chuvosa, observa-se valores de 4,51 km (outubro) e 4,52 km (novembro). Esses valores são os menores observados durante o período chuvoso, que vai de outubro a março. A média anual de H_0 para a região de estudo é de 4,5 km, corroborando o resultando encontrado por Harris et al. (2000).

Figura 22 – Valores médios mensais para a altura do nível de congelamento (H_0) para o aeródromo Campo de Marte (SBMT – 83779), no município de São Paulo



4.5 Aplicando o limiar para ΔH

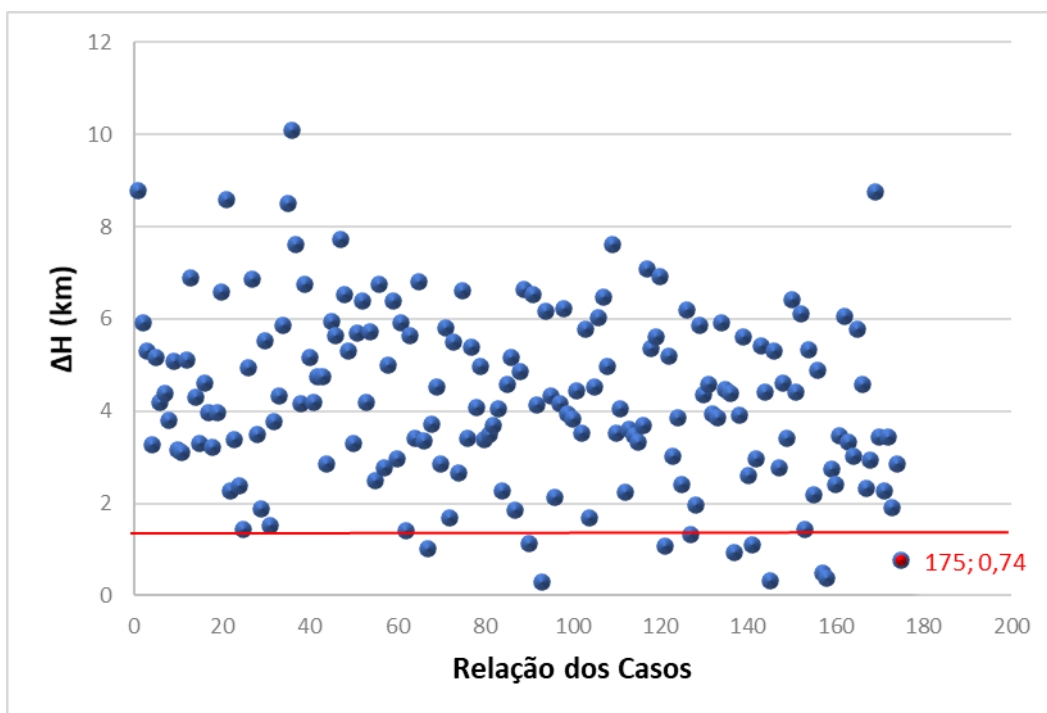
No experimento realizado por Waldvogel et al. (1979), na região central da Europa, foi identificado um patamar (inferior) a partir do qual ocorria a precipitação de granizo nas tempestades desta região do planeta. O patamar, ou limiar, para a ocorrência de granizo dava-se quando as refletividades de 45 dBZ (H_{45}) eram verificadas a alturas maiores ou iguais a 1,4 km, acima do nível de congelamento (H_0), ou seja, em todas as tempestades que geraram granizo, na região central da Europa, o valor de ΔH alcançou ao menos 1,4 km.

Esse valor foi considerado como o patamar (limiar) inferior de sua amostra. O experimento de modificação de tempo, com o lançamento de foguetes contendo iodeto de prata, tinha o intuito de suprimir o granizo na tempestade identificada pelo radar, com potencial para a ocorrência do fenômeno, segundo o limiar de $\Delta H \geq 1,4$ km. Com a utilização dessa informação, conseguiu-se salvar 4,5% dos foguetes, que seriam lançados nas tempestades, com o objetivo da supressão do granizo. Esses foguetes seriam desperdiçados, pois as células de tempestades nestes casos, não iriam formar granizo, considerando o critério empregado. O que ocasiona uma relevante economia para a operação do experimento.

Aplicando-se o limiar de $\Delta H \geq 1,4$ km a amostra analisada, nesta pesquisa, aproximadamente 6,5% dos casos comprovados de granizo que atingiram a

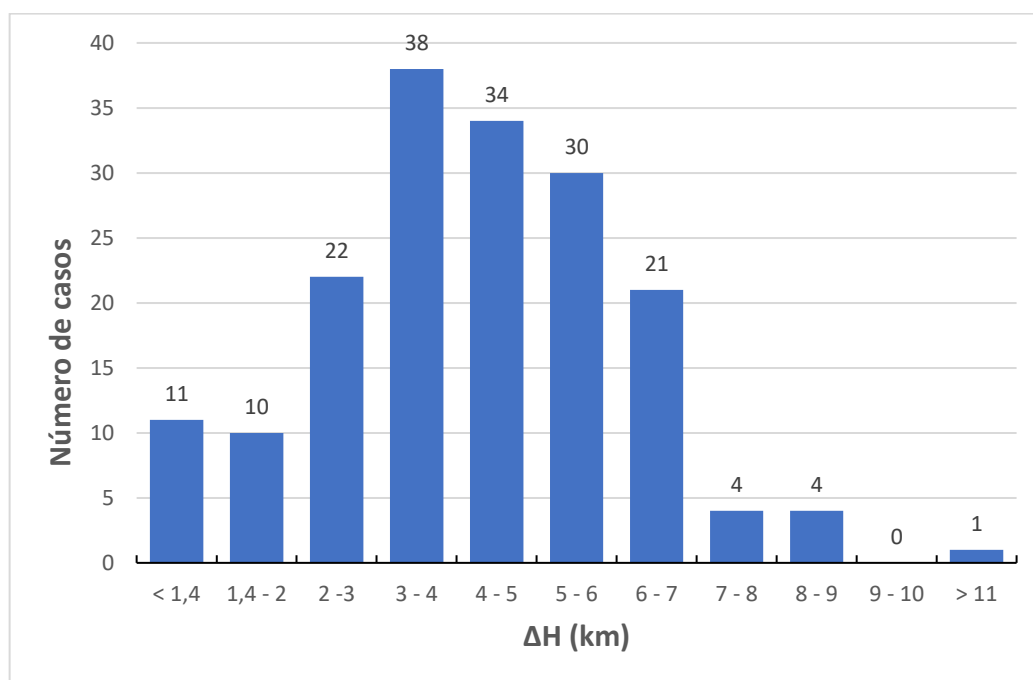
superfície, não seriam considerados. A Figura 23 apresenta a distribuição de todos os eventos reportados no banco de dados em função de ΔH , durante as 10 estações chuvosas estudadas (2008 a 2018). Cada ponto representa um par ordenado, sendo o eixo das abscissas caracterizando o número do evento e o eixo das ordenadas indicando o valor de ΔH (km). Como exemplo, é destacado o par ordenado (175; 0,74) em vermelho no gráfico, sendo o valor 175 o número do caso em questão, e 0,74 o valor de ΔH para o evento. A linha vermelha representa o limiar de 1,4 km, sendo que os valores abaixo dessa linha seriam desconsiderados como eventos de granizo. Portanto, é necessário aplicar um valor que se ajuste às condições climáticas da região de estudo.

Figura 23 – Distribuição dos casos de granizo em função de ΔH . A linha vermelha no gráfico representa o limiar de 1,4 km



Dentro do universo dos casos que não seriam computados (11 episódios), 18% se enquadrariam como evento severo ($D \geq 1,9$ cm). Constata-se ainda, que aproximadamente 60% de todos os casos estão compreendidos entre a faixa de 3 e 6 km (Figura 24).

Figura 24 – Distribuição de classe dos casos de granizo em função de ΔH



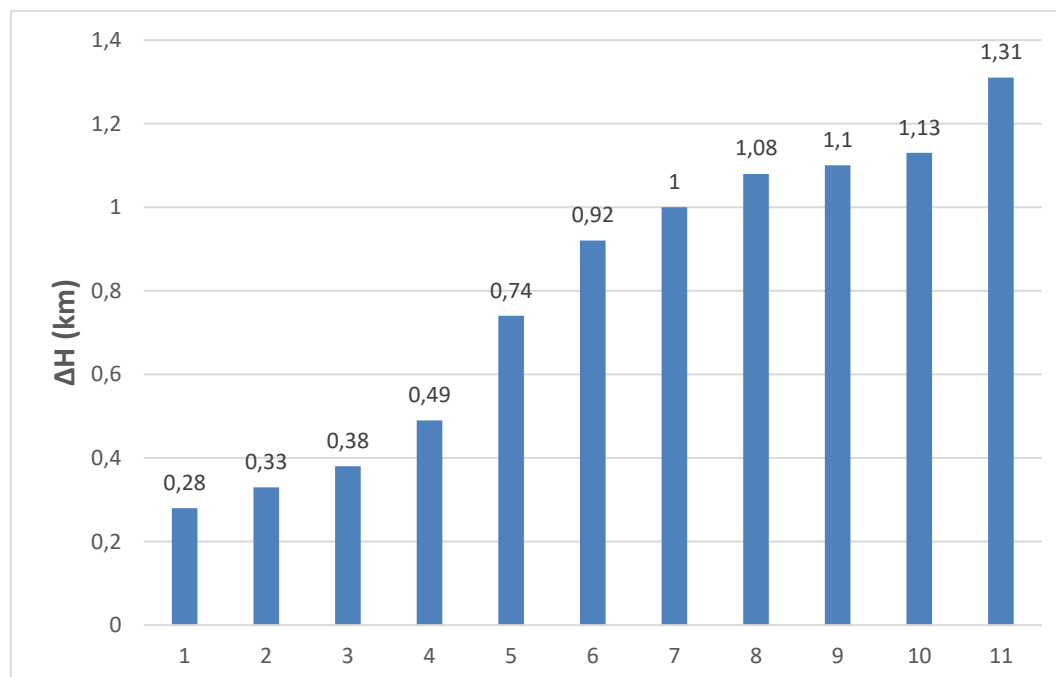
O limiar de $\Delta H \geq 1,4$ km é utilizado no sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo (TITAN), do IPMET/UNESP, desde dezembro de 2005. A aplicação do limiar proposto por Waldvogel et al. (1979), na área de cobertura do radar de Bauru, não leva em conta as condições climáticas da região de estudo. Desta forma, é necessário investigar qual o valor de ΔH , ajustado ao clima da região, a partir do qual é previsto granizo nas tempestades detectadas pelo radar no interior do estado de São Paulo. O objetivo desta análise é o de aperfeiçoar o sistema de alerta de granizo, gerado pelo TITAN, no setor de previsão e monitoramento do tempo do IPMET/UNESP.

As diferenças são marcantes entre o clima da região de estudo de Waldvogel e o clima do estado de São Paulo. A região central da Europa está situada numa faixa do globo terrestre conhecida como latitudes médias (entre 30° N e 60° N de latitude), com gradientes de temperatura e umidade diferentes dos encontrados no limite da faixa tropical, onde está situado o estado de São Paulo (entre 20° S e 25° S de latitude). Este fator impacta na dinâmica das tempestades de cada região. Por isso, faz-se necessário examinar no banco de dados “Observador Voluntário” os valores de ΔH e descobrir o limiar do granizo nas tempestades observadas (175 casos).

Analisando todos os 175 eventos, ocorridos no interior do estado de São Paulo, observa-se um limiar de $\Delta H \geq 0,28$ km para a ocorrência de granizo, ou seja, em todos os casos o valor de ΔH alcançou pelo menos 0,28 km, considerando como a verdade terrestre todos os testemunhos de granizo no solo. Esse valor é o que melhor se adequa às condições climáticas da região de estudo, no período chuvoso analisado, isto é, a partir deste valor são previstas ocorrências de granizo nas tempestades detectadas pelo radar meteorológico de Bauru/SP. A Figura 25 exibe todos os 11 valores que seriam desprezados se o limiar de $\Delta H \geq 1,4$ km fosse aplicado aos eventos de granizo nesta pesquisa. Constata-se que o valor mais baixo de ΔH é de 0,28 km.

Então, com a aplicação do limiar ajustado às condições climáticas da região de estudo, consegue-se o aprimoramento dos alertas de granizo, gerados pelo sistema de previsão de curtíssimo prazo (TITAN) do IPMET/UNESP, e disponibilizados para toda a população do interior do estado de São Paulo, em especial à comunidade agrícola paulista. Este resultado será implementado no sistema de previsão de curtíssimo prazo (TITAN) do IPMET/UNESP, o que favorecerá uma maior confiabilidade dos alertas gerados.

Figura 25 – Casos de granizo (que seriam desprezados) em função de ΔH , considerando o limiar de $\Delta H \geq 1,4$ km



5 CONCLUSÕES

Nesta pesquisa foi encontrado o limiar preditor para ocorrência de granizo na estação chuvosa (outubro a março), ajustado às condições climáticas do estado de São Paulo. O valor encontrado é de $\Delta H \geq 0,28$ km, ou seja, a partir desse valor são previstas ocorrências de granizo nas tempestades detectadas pelo radar meteorológico de Bauru/SP. Sem a aplicação deste limiar, 6,5% dos casos analisados não seriam considerados como eventos de granizo, considerando o limiar de $\Delta H \geq 1,4$ km proposto por Waldvogel, utilizado atualmente no setor operacional do IPMET/UNESP. O resultado encontrado será implementado no sistema de previsão de tempo de curtíssimo prazo (TITAN) do IPMET/UNESP, o que favorecerá uma maior confiabilidade dos alertas gerados para toda a população do interior paulista. O alerta pode ser dado, neste caso, com uma antecedência de até 30 minutos, dando a possibilidade para a população em geral adotar iniciativas na proteção de suas propriedades, e também para à comunidade agrícola precaver-se em relação aos possíveis prejuízos as suas culturas, equipamentos e propriedades. Esse novo valor de ΔH pode ser muito importante para utilização em centros operacionais, que não trabalham com sistemas de previsão de curtíssimo prazo, como alerta para a formação de tempestades com granizo.

A distribuição horária demonstra que 87,5% dos eventos ocorrem entre o período das 14 às 21 horas, com um pico máximo de ocorrência entre 17 e 18 horas, correspondendo a 19% dos episódios reportados. Esse resultado é importante, pois apresenta os horários preferencias para a ocorrência de granizo nas tempestades que ocorrem no interior paulista, em especial na área de cobertura do radar meteorológico de Bauru/SP.

As regiões de maior incidência de granizo, no interior do estado de São Paulo, são as regiões de Bauru e Campinas. A classificação segundo o diâmetro do granizo, ao atingir a superfície, indica que 85,1% dos casos são considerados como eventos não-severos ($D < 1,9$ cm) e 14,9% apontados como severos ($D \geq 1,9$ cm). Dos casos severos, aproximadamente 2/3 ocorrem na primavera.

E finalmente, as médias dos parâmetros analisados são as seguintes: – Para a altura do nível de congelamento (H_0) é de 4,53 km, com desvio padrão de 0,28 km. – Para a altura máxima da refletividade de 45 dBZ (H_{45}) é de 8,76 km, com desvio

padrão de 1,87 km. – Para ΔH , que é a diferença entre H_{45} e H_0 , a média é de 4,23 km, com desvio padrão de 1,89 km.

REFERÊNCIAS

- ALLEN, J. T.; TIPPETT, M. K.; SOBEL, A. H. An empirical model relating US monthly hail occurrence to large-scale meteorological environment. **Journal of Advances in Modeling Earth Systems**, v.7 (1), p.226-243, 2015.
- ALVES, L. M.; MARENGO, J. A.; CAMARGO JR.; CASTRO, C. Início da estação chuvosa na região sudeste do Brasil: Parte 1 – Estudos observacionais. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20 (3), p. 385-394, 2005.
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2005.
- ANSELMO, E. M. **Morfologia das tempestades elétricas na América do Sul**. 128 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2015.
- BAL, S. K.; SAHA, S.; FAND, B. B.; SINGH, N. P.; RANE, J.; MINHAS, P. S. Hailstorms: Causes, damage and post-hail management in agriculture. Technical Bulletin No 5, **National Institute of Abiotic Stress Management**, Malegaon, Baramati. 413 115. Pune, Maharashtra (India), 2014. 44 p.
- BARNES, G. Severe local storms in the tropics. In: DOSWELL III, C. A. (Ed.). **Severe Convective Storms**, Amer. Meteor. Soc., v. 28, n.50, p.359-432, 2001.
- BENTO, D. F. **Análise de queda de granizo em Guarulhos-SP e seus impactos socioeconômicos**. 2011. 62 f. Trabalho de Conclusão do Curso (Graduação em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Campus de Rio Claro – Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Rio Claro, 2011.
- BERLATO, M. A.; MELLO, R. W.; FONTANA, D. C. Risco de ocorrência de granizo no estado do Rio Grande do Sul. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, v.8, p.121-132, 2000.

BONAN, G. B. **Ecological Climatology: Concepts and Applications**. 2 ed. New York: Cambridge University Press, 2008. 545p.

BOUDEVILLAIN, B.; ANDRIEU, H. Assessment of Vertically Integrated Liquid (VIL) water content radar measurement. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.20, p.807-819, 2003.

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

BROWNING, K. A. Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds. **J. Atmos. Sci.**, v.21, p.634-639, 1964.

BYERS, H. R.; BRAHAM R. R. Jr. The Thunderstorm. Supt. of Documents, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1949. 287 p.

CAPOZZI, V.; PICCIOTTI, E.; MAZZARELLA, V.; BUDILLON, G.; MARZANO, F. S. Hail storm hazard in urban areas: identification and probability of occurrence by using a single-polarization X-band weather radar. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**. <https://doi.org/10.5194/hess-2016-177>, 2016.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in Southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v.15, p.2377-2394, 2002.

CAVALCANTE, I. F. A.; KOUSKY, V. E. **Frentes frias sobre o Brasil**. In: Tempo e Clima no Brasil. 1º Edição. São Paulo. Oficina de Textos, p.135-147, 2009

CECIL, D. J., Passive microwave brightness temperatures as proxies for hailstorms. **J. Appl. Meteorol. Climatol**, v.48 (6), p.1281-1286, 2009.

CECIL, D. J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a global climatology of severe hailstorms

as estimated by satellite passive microwave imagers. **Journal of Climate**, v.25, p.687-703, 2012.

CHANGNON, S. A. Temporal and spatial distributions of damaging hail in the continental United States. **Physical Geography**, v.29, p.341-350, 2008.

CHANGNON, S. A. Increasing major hail losses in the U.S. **Climatic Change**, v.96, p.161-166, 2009.

COELHO, C. A. S.; CARDOSO, D. H. F.; FIRPO, M. A. F. Precipitation diagnostics of an exceptionally dry event in São Paulo, Brazil. **Theoretical and Applied Climatology**, v.125, p.769-784, 2016.

COELHO, C. A. S.; OLIVEIRA, C. P.; AMBRIZZI, T.; REBOITA, M. S.; CARPENEDO, C. B.; CAMPOS, J. L. P. S.; TOMAZIELLO, A. C. N.; PAMPUCH, L. A.; CUSTÓDIO, M. S.; DUTRA, L. M. M. D.; ROCHA, R. P.; REHBEIN, A. The 2014 southeast Brazil austral summer drought: regional scale mechanisms and teleconnections. **Climate Dynamics**, v.46 (11-12), p.3737-3752, 2016.

DE LA TORRE, A.; PESSANO, H. HIERRO, R.; SANTOS, J. R.; LLAMEDO, P.; ALEXANDER, P. The influence of topography on vertical velocity of air in relation to severe storms near the Southern Andes Mountains. **Atmospheric Research**, v.156, p.91-101, 2015.

DIXON, M.; WIENER G. TITAN: Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting: a radar-based methodology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v.10, p.785-797, 1993.

EDWARDS, R.; THOMPSON, R. L. Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. **Weather Forecast**, v.13, p.277-285, 1997.

ETKIN, D., BRUN, S. Canada's hail climatology: 1977-1993. **Institute for Catastrophic Loss Reduction (ICLR)**, Research Paper Series N°14, 2001.

FARNELL, C.; RIGO, T.; PINEDA, N. Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. **Atmospheric Research**, v.183, p.130-141, 2017.

FIGUEIREDO, J. C. **Pluviometria para a região central do estado de São Paulo utilizando ecos de radar meteorológico**. 2005. 143 f. Tese (Doutorado em Agronomia / Energia na Agricultura) – Faculdade de Ciências Agronômicas, Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, Botucatu, 2005.

FIGUEIREDO, J. C.; PAZ, R. S. Nova classificação climática e o aspecto climatológico da cidade de Bauru/São Paulo. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2010, Belém/PA. **Anais**. Belém/PA: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.

FIGUEIREDO, J. C.; SCOLAR, J. Um estudo das trajetórias de sistemas convectivos sobre a América do Sul. In: VII Congresso Argentino de Meteorologia e VII Congresso Latino Americano e Ibérico de Meteorologia, 1996, Buenos Aires – Argentina. **Anais**, p.165-166, 1996.

FOOTE, G. B.; KNIGHT, C. A. Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado. Part I: Design and conduct of the experiment. **Journal of Applied Meteorology**, v.18, p.1526-1537. 1979.

FRAILE, R.; BERTHET, C.; DESSENS, J.; SÁNCHEZ, J. L. Return periods of severe hailfalls computed from hailpad data. **Atmospheric Research**, v.67-68, p.189-202, 2003.

FRISBY, E. M.; SANSOM, H. W. Hail incidence in the tropics. **Journal of Applied Meteorology**, v.6, p.339-354, 1967.

GEOTIS, S. G. Some radar measurements of hailstorms. **Journal of Applied Meteorology**, v.2, p.270-275, 1963.

GOMES, H. B. **Modelagem climática regional dos Complexos Convectivos de Mesoescala que atingem o sul-sudeste brasileiro**. 2007. 73 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 2007.

GREENE, D. R.; CLARK, R. A. Vertically integrated liquid water – A new analysis tool. **Monthly Weather Review**, v.100, p.548-552, 1972.

HARRIS, G. N. JR.; BOWMAN, K. P.; SHIN, DONG-BIN. Comparison of freezing-level altitudes from the NCEP reanalysis with TRMM precipitation radar brightband data. **Journal of Climate**, v.13 (23), p.4137-4148, 2000.

HELD, A. M. G.; ESCOBEDO, J. F. Climatologia de tempestades na área central do estado de São Paulo usando radar meteorológico. **Revista Energia na Agricultura**, Botucatu, v. 25, nº1, p.1-20, 2010.

ILIINE, V. M.; MINUZZI, R. B.; ROLIM, J. L. W. Climatologia da precipitação de granizo na região central do estado de Santa Catarina. In: XVI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2010, Belém. **Anais**. Belém: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2010.

INMET. Instituto Nacional de Meteorologia. **Normais Climatológicas do Brasil (1981-2010)**. Acesso em: 26 de outubro de 2019.
<http://www.inmet.gov.br/portal/index.php?r=clima/normaisClimatologicas>

JIN, H. G.; LEE, H.; LKHAMJAV, J.; BAIK, J. J. A Hail climatology in South Korea. **Atmospheric Research**, v.188, p.90-99, 2017.

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

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: DOSWELL III, C. A. (Ed.). **Severe Convective Storms**, Amer. Meteor. Soc. Monograph, v.28, n.50, p.71-122, 2001.

JOYCE, R. J. JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: a method that produces global precipitation estimative from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v.5 (3), p.487-503, 2004.

KLAASSEN, W. Radar observations and simulation of the melting layer of precipitation. **J. Atmos. Sci**, v.45, p.3741-3753, 1988.

KALKHOVEN, C.; DELDEN, A. V.; TLIM, S. Detecting and forecasting large hail in the Netherlands. Utrecht University. **Royal Netherlands Meteorological Institute**. August 7, 2017. 50 p.

KODAMA, Y. M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.71, p.581-610, 1993.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3 (1), p.231-271, 1988.

LEMON, L. R.; DOSWELL III, C. A. Severe thunderstorm evolution and mesocyclone structure as related to tornadogenesis. **Monthly Weather Review**, v.107, p.1184-1197, 1979.

LEMOS, C. F.; CALBETE, N. O. Sistemas frontais que atuaram no litoral de 1987-1995. **Climanálise**. Edição comemorativa 10 anos, 1996. (INPE-10717-PRE/6178).

LÓPES, L.; MARCOS, J. L.; SÁNCHEZ, J. L.; CASTRO, A.; FRAILE, R. CAPE values and hailstorms on northwestern Spain. **Atmospheric Research**, v.56, p.147-160, 2001.

LÓPES, L.; SÁNCHEZ, J. L. Discriminant methods for radar detection of hail. **Atmospheric Research**, v.93, p.358-368, 2009.

LUKACH, M.; FORESTI, L.; GIOT, O.; DELOBBE, L. Estimating the occurrence and severity of hail based on 10 years of observations from weather radar in Belgium. **Meteorological Applications**, v.6. Online publication date: 8-Mar-2017.

MAPA. Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento. **Relatórios Estatísticos**. Dados de indenizações – 2006 a 2017. Brasília. Acesso em: 26 de novembro de 2018. <http://www.agricultura.gov.br/assuntos/riscos-seguro/seguro-rural/relatorios-estatisticos>

MARCELINO, I. P. V. O; MENDONÇA, M.; RUDORFF, P. M. Ocorrências de granizo no estado de Santa Catarina. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE DESASTRES NATURAIS, 1., 2004, Florianópolis. GEDN/UFSC, 2004. p.795-805. CD-ROM.

MARTINS, J.A.; BRAND, V.S.; CAPUCIM, M.N.; FELIX, R.R.; MARTINS, L.D.; FREITAS, E.D.; GONÇALVES, F.L.T.; HALLAK, R.; SILVA DIAS, M.A.F.; CECIL, D.J. Climatology of destructive hailstorms in Brazil. **Atmospheric Research**, v.184, p.126-138, 2017.

MARWITZ, J. D. The Structure and Motion of Severe Hailstorms. Part II: Multicell Storms. **Journal of Applied Meteorology**, v.11, p.180-188, 1972.

MATHER, G. K.; TREDDENICK, D.; PARSONS, R. An observed relationship between the height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports. **Journal of Applied Meteorology**, v.15, p.1336-1340, 1976.

MELCÓN, P.; MERINO, A.; SÁNCHEZ, J. L.; LÓPEZ, L. GARCÍA-ORTEGA, E. Spatial patterns of thermodynamic conditions of hailstorms in southwestern France. **Atmospheric Research**, v.189, p.111-126, 2017.

MENEZES, W. F. **Tempestades severas: Um modelo para latitudes subtropicais**. 174 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo, 1998.

MEZHER, R.N.; DOYLE, M.; BARROS, V. Climatology of hail in Argentina. **Atmospheric Research**, v.114-115, p.70-82, 2012.

METEOSWISS. Federal Office of Meteorology and Climatology MeteoSwiss. Acesso em: 25 de outubro de 2019. https://www.meteoswiss.admin.ch/home/climate/swiss-climate-in-detail/annual-course-series.html?station=luz&filters=2016_2016

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. In: DOSWELL III, C. A. (Ed.). **Severe Convective Storms**, Amer. Meteor. Soc., v.28, n.50, p.433-480, 2001.

MORALES, C. A.; ANAGNOSTOU, E. N. Extending the capabilities of high frequency rainfall estimation from geostationary-based satellite infrared via a network of long-range lightning observations. **Journal of Hydrometeorology**, v.4, p.141-159, 2003.

NACCARATO, K. P.; PINTO JR, O.; PINTO, I. R. C. A. Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud-to-ground lightning density and polarity over large urban areas of southeastern Brazil. **Geophysical Research Letters**, v.30 (13), p.71-74, 2003.

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

NEWTON, C. W.; FANKHAUSER, J. C. Movement and propagation of multicellular convective storms. **Pure Appl. Geophys.**, v.113, p.747-764, 1975.

NISI, L.; AMBROSETTI, P.; CLEMENTI, L. Nowcasting severe convection in the Alpine region: The COALITION approach. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.140, p.1684-1699, 2014.

NISI, L.; MARTIUS, O.; HERING, A.; KUNZ, M.; GERMANN, U. Spatial and temporal distribution of hailstorms in the Alpine region: A long-term, high resolution, radar-based analysis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.142:697, p.1590-1604, 2016.

PARASCHIVESCU, M.; STEFAN, S.; BOGDAN, M. Verification of an algorithm (DWSR 2500C) for hail detection. **Atmósfera**, v.24(4), p.417-433, 2011.

PELTZER, D.A.; WILSON, S.D. Hailstorm damage promotes aspen invasion into grassland. **Canadian Journal of Botany** 84:1142-1147, 2006.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia: Fundamentos e aplicações práticas**. 1ª Edição. Guaíba/RS: Livraria e Editora Agropecuária Ltda, 2002. 478 p.

POCAKAL, D. Hailpad data analysis for the continental part of Croatia. **Meteorologische Zeitschrift**, v.20 (4), p.441-447, 2011.

PORFÍRIO, A. C. S.; DE SOUZA, J. L.; LYRA, G. B.; LEMES, M. A. M. An assessment of the global UV solar radiation under various sky conditions in Maceió-Northeastern Brazil. **Energy**, v.44, p.584-592, 2012.

PORTO, R. L.; PORTO, M. F. A.; PALERMO, M. A ressurreição do volume morto do Sistema Cantareira na Quaresma. **Revista DAE**, v.62(197), p.18-25, 2014. Doi:10.4322/dae.2014.131

PUNGE, H. J.; BEDKA, K.; KUNZ, M.; WERNER, A. A new physically based stochastic event catalog for hail in Europe. **Natural Hazards**, v.73 (3), p.1625-1645, 2014.

PUNGE, H. J.; KUNZ, M. Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: A review. **Atmospheric Research**, v.176-177, p.159-184, 2016.

QUADRO, M. F. L.; MACHADO, L. H. R.; CALBETE, S.; BATISTA, N. N. M.; SAMPAIO, G. Climatologia de precipitação e temperatura. **Climanálise**, Edição comemorativa 10 anos, 1996. (INPE 10717-PRE/6178).

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na América do Sul: Uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.25 (2), p.185-204, 2010.

ROCHA, R. P. **Simulação numérica de Sistema de mesoescala sobre a América do Sul**. 1992. 138 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Universidade de São Paulo (USP), São Paulo,

RIGO, T.; LLASAT, M. C. Forecasting using parameters for convective cells identified by radar. **Atmospheric Research**, v.169, p.366-376, 2016.

SÁNCHEZ, J. L.; LÓPEZ, L.; GARCÍA-ORTEGA, E.; GIL, B. Nowcasting of kinetic energy of hail precipitation using radar. **Atmospheric Research**, v.123, p.48-60, 2013.

SANTOS, A. F. **Padrões sinóticos de circulação atmosférica associados ao jato em baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes, na América do Sul**. 252 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2006.

SCOLAR, J.; FIGUEIREDO, J. C. Análise das condições sinóticas associadas a formação de Complexos Convectivos de Mesoescala. In: VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, 1990, Salvador. **Anais**. n.2, p.455-461, 1990.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão do tempo a curto prazo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.2, p.133-150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F. An increase in the number of tornado reports in Brasil. **Weather, Climate and Society**, v.3, p.209-217, 2011.

SIOUTAS, M.; MEADEN, T.; WEBB, J. D. C. Hail frequency, distribution and intensity in Northern Greece. **Atmospheric Research**, v.93, p.526-533, 2009.

SPERLING, V. B. **Processos físicos e elétricos das tempestades de granizo na região Sul do Brasil**. 187 f. Tese (Doutorado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2018.

STRŽINAR G.; SKOK G. Comparison and optimization of radar-based hail detection algorithms in Slovenia. **Atmospheric Research**, v.203, p.275-285, 2018.

TARTACHNYK, I.I.; BLANKE, M.M. Temperature, evapotranspiration and primary photochemical responses of apple leaves to hail. **Journal of Plant Physiology** 165:1847 – 1852, 2008.

TUOVINEN, J-P.; PUNKKA A-J.; RAUHALA, J.; HOHTI, H. Climatology of severe hail in Finland: 1930-2006. **Monthly Weather Review**. v.137, p.2238-2249, 2009.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v.92, p.9591-9613, 1987.

WALDVOGEL, A.; FEDERER, B.; GRIMM, P. Criteria for the detection of hail cells. **Journal of Applied Meteorology**, v.18, Issue 12, p.1521-1525, 1979.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. Characteristic of isolated convective storms. **Mesoscale Meteorology and Forecasting** - Edited by Peter S. Ray. American Meteorological Society. Chapter 15, p.331-358, 1986.

WIERINGA, J.; HOLLEMAN, I. If cannons cannot fight hail, what else? **Meteor. Zeitschrift**, v.15, p.659-669, 2006.

WILLIAMS, L. Hail and its distribution. Studies of the Army Aviation (V/STOL Environment). Army Engineer Topographic Laboratories Rep. 8, ETL-SR-73-3. 1973. 27 p.

WITT, A.; EILTS, M. D.; STUMPF, G. J.; JOHNSON, J. T.; MITCHELL, E. D.; THOMAS, K.W. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. **Weather and Forecasting**, v.13, p. 286-303, 1998.