

sid.inpe.br/mtc-mxx/aaaa/00.00.00.00-XXX

Portal do CPTEC de Previsão Imediata

Luiz A T Machado

Diego Pereira Enoré

Izabelly Carvalho Costa

Alan James Peixoto Calheiros

Enrique Vieira Mattos

Renato Galante Negri

Manual descritivo dos produtos que são utilizados no sistema de previsão imediata do CPTEC/INPE. Este documento é uma atualização do manual de previsão imediata.

URL do documento original:
<<http://urlib.net/xx/yy>>

INPE
São José dos Campos
2017

Esta ficha será revisada pelo SID.

Dados

Calheiros, AJP. Enoré, DP. Costa, IC. Mattos, EV. Machado, LAT.
Cutter SOS CHUVA - sistema de previsão imediata:
Descrição dos produtos / Alan James Peixoto Calheiros, Diego Pereira
Enoré
Enrique Vieira Mattos, Izabelly Carvalho Costa, Luiz Augusto Toledo
Machado - São José dos Campos: INPE, 2017.

Manual Técnico - Instituto
Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

1. Previsão. 2. convecção. 3. Nowcasting. 4. Satélite. 5. RADAR.
I. Sistema de Previsão Imediata: Descrição dos produtos

Internacionais de Catalogação na Publicação



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

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

RESUMO

Este documento tem como objetivo descrever as várias técnicas de *nowcasting* fazendo considerações sobre aplicabilidade e maneiras de compreender as informações fornecidas e visando a discussão e implementação das mesmas no ambiente do CPTEC. A Previsão Imediata, também denominada como *Nowcasting*, tem várias fases nas quais são utilizadas diversas ferramentas. Neste contexto serão consideradas quatro etapas: (i) A primeira fase, chamada de pré-convectiva, refere-se a momentos antes do surgimento das primeiras células convectivas sobre uma determinada área. (ii) A segunda fase, denominada de iniciação convectiva, é aquela quando as células de convecção já estão em desenvolvimento. (iii) Já a fase madura, os sistemas estão em pleno desenvolvimento e a definição das características de propagação e severidade são fundamentais no *nowcasting*. (iv) A quarta e última fase, é denominada sistema de previsão. As técnicas utilizam dados observados e informações provenientes das ferramentas de sensoriamento remoto por satélites e radares meteorológicos e ambientais. Além das instrumentações, as técnicas e equações que determinam o *nowcasting* são totalmente diferentes daquelas de previsão convencional. Este texto apresenta uma descrição geral das principais metodologias e consiste apenas na descrição dos possíveis produtos que farão parte do novo sistema de *nowcasting* do CPTEC.

Palavras-chave: Previsão. Convecção. *Nowcasting*. Satélite. Radar Meteorológico. Previsão Numérica de Tempo.

NOWCASTING SYSTEM: DESCRIPTION OF PRODUCTS

ABSTRACT

This guide presents several techniques of nowcasting being implemented at Center for Weather Forecasts and Climate Studies of National Institute of Space Research (CPTEC/INPE). The nowcasting it is also known as forecast of short time and can be divided into four steps: (i) The pre-convection stage, is associated to some minutes before the formation of first convective cells. (ii) The convective initiation, represents the stage of the cells growing. (iii) The maturation, represents the moment that the cells reached the maximum size. (iv) The fourth step, represents the nowcasting systems. The techniques of nowcasting discussed in this guides use observational data and information from remote sensing such as: satellite and radars. The instrumentation, techniques and equations used in nowcasting systems are very different those used in convectonal weather forecast. This guide presents a general description of principal techniques that will be included in the new nowcasting system at CPTEC/INPE.

Key words: Forecast. Convection. *Nowcasting*. Satellite. Weather Radar. NWP.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 - Diagrama esquemático da acurácia de diferentes metodologias de <i>nowcasting</i> em função do tempo de previsão.	16
Figura 2.1 - Tipo de tempestade em função de valores de CAPE e Cisalhamento.	18
Figura 2.2 - Diagrama de dispersão de sondagens representando supercélulas com tornados significativos (TOR), sem tornados significativos (SUP) e tempestades não-supercélulas (ORD). As curvas são linhas constantes de EHI. Os contornos de densidade de probabilidade são para probabilidade de $2 \times 10^{-7} \text{ (m}^2\text{s}^{-2}\text{Jkg}^{-1})^{-1}$ (linha fina), $1 \times 10^{-6} \text{ (m}^2\text{s}^{-2}\text{Jkg}^{-1})^{-1}$ (linha forte), e preto para TOR, cinza médio para SUP e cinza claro para ORD.	19
Figura 2.3 - Exemplo da interação entre a brisa e a frente de rajada observada através do Plan Position Indicator (PPI) de precipitação estimada pelo radar banda X do projeto CHUVA.	21
Figura A.1 – Representação esquemática das duas suposições feitas pelo método do TRL. (a) A suposição da ergodicidade diz que o observado $T - r_e$ pelo satélite em um dado tempo (t_0) para um conjunto de nuvens (C_1 , C_2 e C_3) sobre uma área é similar a evolução temporal (t_1 , t_2 e t_3) do $T - r_e$ de uma dada nuvem (C_0), em uma localização. (b) O r_e próximo do topo da nuvem é similar aquele dentro da nuvem na mesma altura enquanto a precipitação não cair através do volume da nuvem.	93
Figura A.2 – (a) Imagem NOAA/AVHRR de 9 de dezembro de 1997 às 09:00UTC e (b) análise da relação entre $T - r_e$ para as nuvens contidas na área predefinida na imagem de satélite. Estão plotados os 10 ^a , 25 ^a , 50 ^a , 70 ^a e o 90 ^a	

percentil do r_e para cada 1°C de intervalo. A mediana (50ª percentil) é a linha mais espessa.

95

Figura B.1 – Variação da área com o tempo com respeito ao tempo de vida total do SCM ($1/A * (\delta A / \delta t) * 10^{-6} s^{-1}$). Valores positivos (negativos) indicam crescimento (decaimento) do SCM.

100

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 - Produtos potenciais para serem implementados em <i>nowcasting</i> . Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas Pré-Convectivas.	37
Tabela 3.2 - Produtos potenciais para serem implementados em <i>nowcasting</i> . Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas de Iniciação.	37
Tabela 3.3 - Produtos potenciais para serem implementados em <i>nowcasting</i> . Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas de Convecção Madura.	38
Tabela 3.4 - Produtos potenciais para serem implementados em <i>nowcasting</i> . Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas de Sistemas de Previsão.	38
Tabela 3.5 - Valores dos índices Showalter e a condição de instabilidade associada.	42
Tabela 3. 6 – Valores estabelecidos para os parâmetros de tempo severo.	49
Tabela B.1 – Intervalo de temperatura para detecção e rastreamento dos SC.	97

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ATLAS	-	Airport Thunderstorm and Lightning Alerting System
ATNS	-	Sistema de Nowcasting de Trovoada para Aviação
CAPE	-	Convective Available Potential Energy
CAPPI	-	Constant Altitude Plan Position Indicator

CDW	-	Cloud Drift Winds
CFUVI	-	Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada
CINE	-	Convective INhibition Energy
CPTEC	-	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ρ_{HV}	-	Correlation Coefficient
DELITE	-	Detection of cloud Electrification and Lightning based on Isothermal Thunderstorm Echoes
DVIL	-	Densidade do Vertically Integrated Liquid
DZH	-	Zenithal Hydrostatic delay
DZW	-	Zenithal Wet delay
EHI	-	Energy Helicity Index
ForTraCC	-	Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters
GII	-	Global Instability Index
HydroTrack	-	Hydroestimator Tracking and Nowcaster
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISIS	-	Instrument de Suivi dans l'Imagerie Satelliteire
K_{DP}	-	specific differential phase
LFC	-	Level of Free Convection
LJ	-	Lightning Jump
LNB	-	Level of Neutral Bouyancy
LPA	-	Lightning Prediction Algorithm
MAPLE	-	McGill Algorithm for Precipitation Nowcasting by Lagrangian Extrapolation
MAXCAPP	-	Maximum Constant Altitude Plan Position Indicator
MBC	-	Meso-Beta Cores
MESH	-	máximo tamanho de granizo estimado
MLCAPE	-	Mean-Layer CAPE
MSG	-	Meteosat Second Generation
NSSL	-	National Severe Storms Laboratory
PNT	-	Previsão Numérica de Tempo
POH	-	Probabilidade de Granizo

POSH	-	Granizo Severo
IN		Relâmpago Intra-Nuvem
NS		Relâmpago Nuvem-Solo
RIN	-	Rear Inflow Notches
RUC	-	Rapid Update Cycle
SBCAPE	-	Surface-Based CAPE
SRH	-	Storm Relative Helicity
THESPA	-	Thunderstorm Environment Strike Probability Algorithm
TITAN	-	Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting
TRL	-	Técnica Rosenfeld e Lensky
TVS	-	Assinaturas de Vórtices Tornádicos
VAD	-	Velocity-Azimuth Display
VET	-	Variational Echo Tracking
VIL	-	Vertically Integrated Liquid
VVP	-	Velocity Volume Processing
Z _H	-	Horizontal Reflectivity
Z _{DR}	-	Differential Reflectivity
ZTD	-	Zenithal tropospheric Delay
WDSS	-	Warning Decision Support System

LISTA DE SÍMBOLOS

- A - Área em m²
- dBZ - Decibéis de Z

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 DEFINIÇÕES	15
2 ESTÁGIOS DOS SISTEMAS	17
2.1. Técnicas Pré-Convectivas	17
2.2. Iniciação Convectiva	20
2.3. Sistema Maduro	23
2.4. Sistemas de Previsão	30
2.4.1. Sistemas de Previsão Numérica	35
3 DESCRIÇÃO DOS PRODUTOS	36
A) Técnicas Pré-Convectivas	39
A1) Convective Available Potential Energy (CAPE)	39
A2) Shear weight	40
A3) Bulk Richardson Number	40
A4) GII	41
A5) Índice K	41
A6) Showalter	42
A7) Vorticidade Potencial Isobárica	42
A8) Energy Helicity Index (EHI)	43
A9) Convective INhibition Energy (CINE)	44
A10) Integrated Water Vapour (IWV)	44
A11) θ_e	46
A12) Gradiente da Temperatura Potencial Equivalente ($d(\theta_e)/dz$)	46
A13) Gradiente da Temperatura Potencial Equivalente Saturada ($d(\theta_{es})/dz$)	47
A14) Cloud Drift Winds (CDW) – WV, IR e VIS	47
A15) Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada (CFUVI)	48

A16) Campos previstos de CAPE e Shear	48
A17) Índice Combinado	49
A18) Lapse rate (dT/dz)	50
B) Iniciação Convectiva	51
B1) Imagem visível alta resolução	51
B2) PPI – 1º elevação	51
B3) Taxa de resfriamento do topo de nuvens	52
B5) Imagem Sandwich	53
B6) Diferença de Canais	53
B7) Técnica Rosenfeld e Lensky (TRL) (Anexo 1)	55
B8) IWV jump	55
B9) Divergência WV-IR	56
B10) Derivada da Fração Convectiva	57
C) Convecção Madura	57
C1) Taxa de expansão da área precipitante	57
C2) ForTraCC WV-IR	58
C3) $d(h_{top})/dt$	58
C4) VIL	58
C5) DVIL	59
C6) Altura de Waldvogel	59
C7) H35 dBZ	59
C8) Ice water content (IWC)	60
C9) Regiões com gelo pequeno	60
C10) Lightning jump	61
C11) ZDR e KDP	63
C12) Doppler V	65

C13) VVP, VAD	65
C14) Chuva Acumulada	67
C15) Probabilidade de Ocorrência de Descargas Elétricas	69
C16) Raios por Satélite	69
D) Sistemas de Previsão	72
D1) IR	72
D2) HydroTrack	72
D3) RADAR-CAPPI	73
D4) WV-IR	73
D5) Previsão de Relâmpagos por Satélite	74
D6) Previsão de Relâmpagos por Radar	75
D7) Previsão de Severidade	76
D8) NearCast θ_e	77
4 A FERRAMENTA NOWCASTING	78
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	81
ANEXO A - TRL	105
ANEXO B - ForTraCC	109

1 DEFINIÇÕES

Denomina-se previsão imediata de tempo (*nowcasting*, do inglês) (BROWNING, 1980), um conjunto de técnicas aplicadas para previsão de tempo para um período de até 6 horas e que sejam baseadas na utilização de técnicas de estimativas do estado do tempo futuro a partir de diferentes fontes de dados, como por exemplo, satélite e radar. A evolução das técnicas de *nowcasting* tem grande correlação com os avanços de áreas como sensoriamento remoto, computação e telecomunicações durante o pós 2ª Guerra Mundial.

Um previsor de tempo imediato utiliza diversas ferramentas provenientes de dados observacionais, modelos numéricos de previsão de tempo, técnicas de extrapolação utilizando dados de radar e satélite meteorológico, etc. A Figura 1.1 mostra a relação entre a acurácia dessas técnicas em função do tempo previsto (PIERCE et al., 2012). De uma forma geral, para previsões de até 6 horas, técnicas de extrapolação de dados de radar e satélite possuem maior acurácia do que aquelas que fazem o uso de modelos numéricos de mesoescala e escala sinótica. Atualmente, um esforço considerável é feito para a utilização de modelos de previsão do tempo em escalas espaciais menores do que 5-10 km (modelos regionais) e 1-4 km (escala convectiva). No entanto, este tipo de ferramenta ainda requer bastante fundamentação teórica, uma vez que, por ser uma técnica relativamente nova, iniciada nos anos 90 (LIN et al., 1993), possui ainda diversos desafios para sua implementação (como por exemplo uma densa plataforma de coleta de dados associadas a radar e

estações de superfície, supercomputadores para processar resultados em tempo hábil ao *nowcasting*, etc.). Essa gama de ferramentas aliada a análises de diversas variáveis meteorológicas, como mapas com distribuição espacial de parâmetros que indiquem áreas de instabilidade atmosférica, formam um conjunto de informações essenciais para tomada de decisões do previsor do tempo. Pensando na sequência cronológica da evolução dos sistemas convectivos os processos de monitoramento do *nowcasting* podem ser divididos em 4 fases. A primeira fase, chamada pré-convectiva, se refere a momentos antes do surgimento das primeiras células convectivas sobre uma determinada área, em que as principais informações são extraídas dos índices de instabilidade atmosférica. A segunda fase, denominada iniciação convectiva, é aquela quando as células de convecção já estão em desenvolvimento e podem ser observados a partir de radares e satélites meteorológicos. Já na fase madura, os sistemas estão em pleno desenvolvimento e a definição das características de propagação e severidade são fundamentais ao *nowcasting*. Por último estão os sistemas de previsão, que utilizam dados de sensoriamento remoto ou modelos numéricos para realizar a previsão imediata do tempo. Nas seções seguintes serão discutidas algumas metodologias e ferramentas de análise que podem ser utilizadas em cada fase do desenvolvimento.

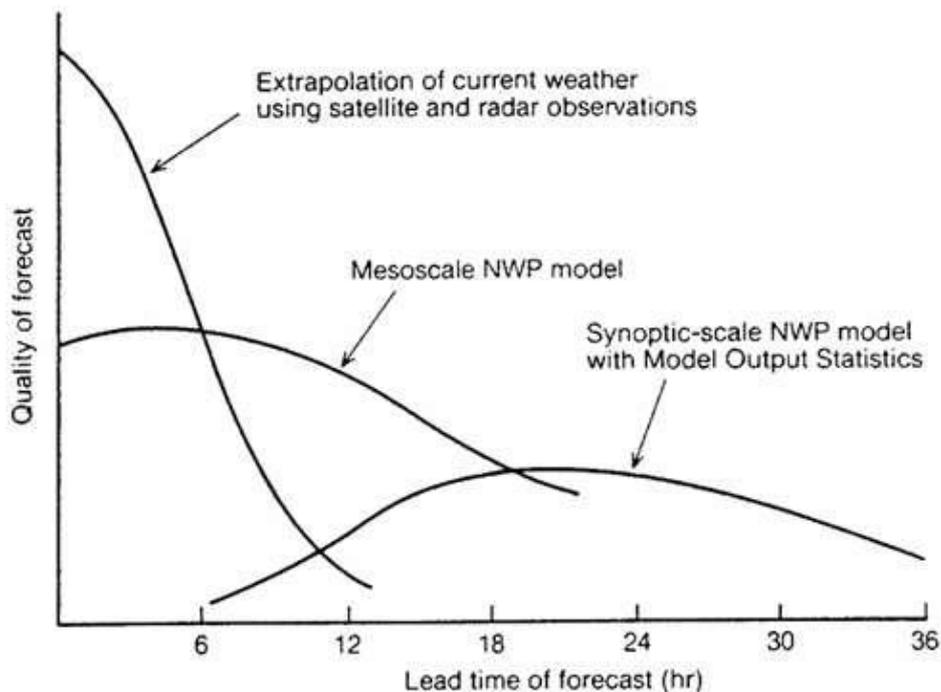


Figura 1.1 - Diagrama esquemático da acurácia de diferentes metodologias de *nowcasting* em função do tempo de previsão.

Fonte: Pierce et al. (2012).

2 ESTÁGIOS DOS SISTEMAS

2.1. Técnicas Pré-Convectivas

O primeiro passo para realizar uma previsão imediata é observar as condições pré-convectivas na região de interesse. A identificação de áreas propícias à ocorrência de eventos severos pode ser realizada a partir da análise de mapas que fornecem a distribuição espacial dos principais parâmetros meteorológicos. Essas informações aliadas a análises de cartas sinóticas fornecem a base para a delimitação de áreas propícias a ocorrência de eventos severos. Dois tipos de regiões devem ser analisados com atenção: regiões com alta probabilidade de ocorrência de tempestades e regiões que possuem alto acumulado de precipitação em um determinado período de tempo, já que esta informação associada ao tipo de superfície e de relevo são de grande importância para alertas de enchentes e deslizamento de encostas. Essas áreas são identificadas a partir da observação de parâmetros como índices de

instabilidade, cisalhamento do vento, convergência de umidade em baixos níveis, água precipitável e etc. Em termos de índices de instabilidade o Convective Available Potential Energy (CAPE), Convective INhibition Energy (CINE) e o número de Richardson (índice que relaciona o CAPE com cisalhamento do vento), são muito importantes indicadores de ocorrência de tempestades (BROOKS et al., 1993; BROOKS et al., 1994; MARKOWSKI et al., 1998b; WEISMAN; KLEMP, 1982; WEISMAN; ROTUNNO, 2000). A importância destes índices de instabilidade reside no fato que sistemas que crescem em uma região com forte cisalhamento do vento tendem a ser maiores e mais duradouros, pois a água condensada é advectada e contribui para a expansão do sistema.

Entretanto, quando o cisalhamento é fraco, estes sistemas tendem a crescer e se dissipar rapidamente. A Figura 2.1 mostra uma tabela que relaciona o valor do CAPE em função do cisalhamento. Nesta figura observa-se que quanto maior o CAPE e o cisalhamento, maior a probabilidade de ocorrência de tempo severo.

length of 0-6 km shear vector (kt)

		<20	20-45	>40
CAPE (J/kg)	<1000	ORDINARY	ORDINARY OR MULTICELL	ORDINARY OR SUPERCCELL
	1000-2500	ORDINARY WITH SOME PULSE SEVERE	MULTICELL	SUPERCCELL
	>2500	ORDINARY WITH SOME PULSE SEVERE	MULTICELL	SUPERCCELL

Figura 2.1 - Tipo de tempestade em função de valores de CAPE e Cisalhamento.

Fonte: Joe et al. (2012).

Um outro índice que também tem sido utilizado para identificar supercélulas e áreas propícias a ocorrência de tornado é o *Energy Helicity Index* (EHI), que é a combinação entre o CAPE e o *Storm Relative Helicity* (SRH) (RASMUSSEN; BLANCHARD, 1998) dado por:

$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{1.6 \times 10^5} \quad (2.1)$$

e

$$SRH = - \int_0^h \hat{c} \cdot (\hat{v} - \hat{c}) \frac{d\hat{v}}{dz} dz \quad (2.2)$$

Em que, V é a velocidade horizontal, c é o vetor de movimento da tempestade e h é a profundidade da camada de integração (normalmente 3 km).

Este índice é utilizado operacionalmente na previsão de supercélulas e tornado, no qual valores superiores a 1 indicam um potencial para a formação de supercélulas e a probabilidade aumenta ainda mais quando são observados valores maiores que 2. Na Figura 2.2 é mostrada uma climatologia desse índice, calculado a partir de 6793 sondagens coletadas entre 1946 e 1992, sempre às 0000 UTC. Esses índices também podem ser calculados a partir de sondagens derivadas de modelo de previsão numérica de tempo (PNT). Por exemplo, Thompson et al. (2004) utilizaram o modelo *Rapid Update Cycle* (RUC).

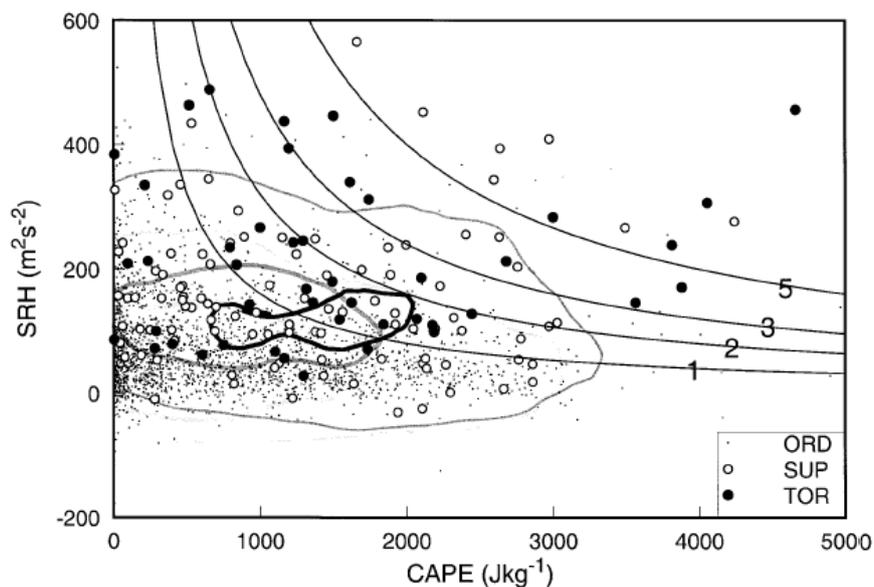


Figura 2.2 - Diagrama de dispersão de sondagens representando supercélulas com tornados significativos (TOR), sem tornados significativos (SUP) e tempestades não-supercélulas (ORD). As curvas são linhas constantes de EHI. Os contornos de densidade de probabilidade são para probabilidade de $2 \times 10^{-7} \text{ (m}^2\text{s}^{-2}\text{Jkg}^{-1}\text{)}^{-1}$ (linha fina), $1 \times 10^{-6} \text{ (m}^2\text{s}^{-2}\text{Jkg}^{-1}\text{)}^{-1}$ (linha forte), e preto para TOR, cinza médio para SUP e cinza claro para ORD.
 Fonte: Rasmussen e Blanchard (1998).

Além das técnicas supracitadas, ainda é possível determinar a estabilidade do ar em situações de céu claro através de estimativas de perfis de temperatura e umidade por satélite. Schmit et al. (2002) utilizaram essas estimativas de sondagens atmosféricas para monitorar mudanças na água precipitável e na estabilidade termodinâmica (utilizando CAPE e CINE) para prever a iniciação de tempestades em áreas sem nuvens. O produto de índices de instabilidade por satélite apresentado por Koenig e De Coning (2009), o *Global Instability Index* (GII), fornece um mapeamento das regiões mais instáveis e propícias à convecção em um prazo de 6 a 9 horas, obtido a partir das combinações de canais do satélite *Meteosat Second Generation* (MSG), auxiliando meteorologistas a focar o monitoramento em regiões específicas.

A quantidade de água precipitável também é muito importante na análise de probabilidade de ocorrência de tempestades, uma vez que esta informação

aliada à instabilidade atmosférica ajuda na identificação de potenciais áreas de convecção. Além disso, as observações de campos de convergência de umidade em baixos níveis podem delimitar regiões com possibilidade de convecção, uma vez que as tempestades tendem a se deslocar para essas regiões. As linhas de convergência em baixos níveis identificadas pelos campos de ventos de radares meteorológicos podem anteceder em dezenas de minutos a ocorrência de novos ecos de radar associados a convecção e no caso de eventos precipitantes associados a tempestades mais intensas este prazo pode chegar a até 90 minutos (ULANSKI; GARSTANG, 1978), e sua magnitude está associada com a intensidade da célula (GARSTANG; COOPER, 1981).

Estes foram alguns exemplos de técnicas que podem ser utilizadas para identificação de áreas pré-convectivas.

2.2. Iniciação Convectiva

A iniciação convectiva é um desafio, principalmente, para os modelos numéricos de previsão de tempo, já que os mesmos apresentam dificuldades em determinar onde e quando as tempestades ocorrerão, além da baixa densidade de dados observacionais em escala temporal e espacial para determinar as características termodinâmicas em baixos níveis, umidade na camada limite e inversões (MECIKALSKI et al., 2010).

Essa fase pode ser observada a partir de padrões de convergência à superfície através de linhas de convergência em imagens de radar, como pode ser observado na Figura 2.3, onde os valores azuis em linha estão associados a este tipo de sistema. Purdom (1976) salientou a importância de linhas convectivas induzidas pelo terreno, além de regiões de fusão de nuvens convectivas e a intersecção de duas linhas para a iniciação e manutenção de tempestades.

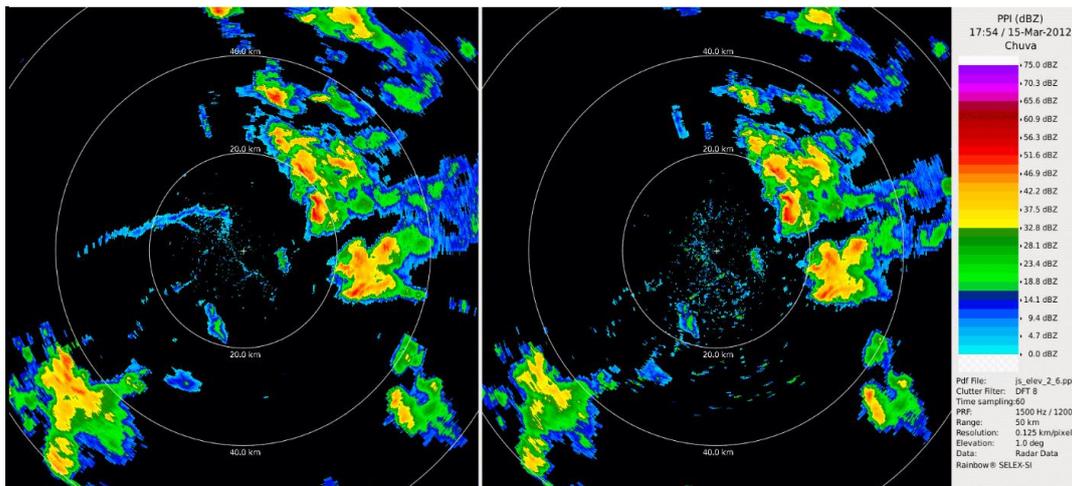


Figura 2.3 - Exemplo da interação entre a brisa e a frente de rajada observada através do *Plan Position Indicator* (PPI) de precipitação estimada pelo radar banda X do projeto CHUVA.

Roberts e Rutledge (2003) demonstraram a importância da razão de resfriamento do topo das nuvens através de imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) para determinar a intensidade da convecção, validado através de dados de radar. A razão de resfriamento antecipa em 15 minutos a primeira detecção de eco de radar de 10 dBZ e em 30 minutos a detecção de eco de 35 dBZ. Esses conceitos estão incorporados no sistema *Auto-Nowcaster*, que utiliza lógica *fuzzy* para combinar dados de satélites, radar, estações de superfície e modelos numéricos, que preveem em até uma hora a localização da iniciação convectiva (MUELLER et al., 2003).

Mecikalski et al. (2008) estudaram as características de canais ou diferenças de canais do satélite GOES que melhor antecipavam o início da convecção. Segundo os autores a diferença entre os canais 13,3 μm e 10,7 μm , que está associado com a profundidade de *updrafts* (correntes ascendentes), é o melhor indicativo de iniciação, seguido da glaciação do topo da nuvem, i.e., quando o topo alcança 0°C.

Rosenfeld e Lerner (2003) apud Rabin (2006) realizaram um estudo da estrutura microfísica para o acompanhamento de diferentes estágios de crescimento de nuvens. Através da estimativa do tamanho dos hidrometeoros no topo da nuvem pelo canal 3,7 μm , os autores encontraram uma relação entre o raio efetivo dos hidrometeoros e a temperatura do topo, sendo que a temperatura de glaciação do topo é diferenciada para tempestades severas. Para fortes correntes ascendentes, os hidrometeoros crescem menos e a glaciação ocorre a uma temperatura de topo mais fria se comparado a situações com fraca corrente ascendente. Os perfis de temperatura-raio efetivo podem determinar tipo das tempestades, sendo possível antecipar eventos severos em até 2 horas (ROSENFELD, 2008). Essa técnica inicialmente só pode ser aplicada a sensores com mais alta resolução espacial e sobre uma mesma amostragem, já que o conjunto de nuvens em uma cena representa um suposto ciclo de vida de uma nuvem sobre aquela região em específico. Problemas podem ser encontrados na definição do raio efetivo, uma vez que as formas e os tipos de hidrometeoros congelados podem assumir equações diferentes (MCFARQUHAR; HEYMSFIELD, 1998), o que não é considerado nestes estudos.

Segundo Adler e Fenn (1979), a taxa de resfriamento do topo de nuvens e a taxa de expansão da área das nuvens podem ser usadas para a classificação de tempestades. Uma vez que essas variáveis podem ser usadas para determinar a velocidade vertical e a divergência no topo das nuvens, essas informações tornam-se importantes na identificação da severidade dos sistemas convectivos. Tempestades severas apresentam maior taxa de resfriamento, maior taxa de crescimento e menor temperatura de topo, sendo possível, segundo os autores, antecipar em 30 minutos a ocorrência de tempo severo. Entretanto, as bigornas dessas tempestades podem mascarar a taxa de resfriamento e, portanto, provocar erros na estimativa de altura do topo da nuvem pela temperatura (ADLER et al., 1985). Eventos de granizo foram estudados por Reynolds (1980) e foram relacionados ao rápido crescimento da

nuvem e mínima temperatura de topo, principalmente, quando o topo é mais frio que a tropopausa.

Machado et al. (1998) determinaram diversas características morfológicas e radiativas dos sistemas convectivos de mesoescala (SCM) e segundo os autores a taxa de expansão da área do sistema é maior no início do ciclo de vida do sistema convectivo e decresce mais lentamente para sistemas maiores e com longos ciclos de vida, ou seja, a expansão da área dos SCM durante os seus estágios iniciais correlaciona-se de forma significativa com a duração, podendo ser utilizada como um parâmetro previsor do tamanho máximo e a duração do sistema.

2.3. Sistema Maduro

Quando o sistema já está em estágio de maturação, momento o qual apresenta fortes ventos e altos valores de taxa de chuva, diversos métodos podem ser aplicados para identificá-los e determinar sua severidade. A identificação de nuvens convectivas profundas pode ser realizada a partir da estimativa do vapor d'água injetado na estratosfera pelas fortes correntes ascendentes através da diferença de temperatura entre os canais do vapor d'água e da janela atmosférica no infravermelho termal (SCHMETZ et al., 1997). No domo (*overshooting*, do inglês) das nuvens convectivas de grande desenvolvimento vertical, a temperatura de brilho do canal do vapor d'água torna-se maior que a do canal de janela do infravermelho devido à emissão do vapor d'água observado em altos níveis, portanto, tornando-se possível o monitoramento de nuvens convectivas severas.

A observação de nuvens penetrativas por satélites meteorológicos foi primeiro estudado por McCann (1979). O domo não está diretamente relacionado com tornados, mas sua presença pode antecipar a ocorrência de ventos extremos na superfície. Para detecção do domo das nuvens penetrativas, Bedka (2010)

utilizou o gradiente entre a temperatura de brilho do infravermelho termal na janela atmosférica e a temperatura da tropopausa definida por modelos numéricos. Em contrapartida, Mikus e Strelec Mahović (2012) analisou quatro métodos de detecção do domo baseados em diferenças de canais no infravermelho e encontrou melhor desempenho para uma combinação das diferenças entre os canais centrados no 6,2 μm e 10,8 μm e na diferença do 9,7 μm com o 10,8 μm .

Áreas de grande reflectância no comprimento de onda de 3,7 μm em forma de plumas podem ser observadas na região da bigorna, que estão, em parte, associadas a tempo severo como mesociclones e granizo. Essas plumas se estendem a partir de um ponto próximo ao topo penetrativo e percorrem longas distâncias no sentido do fluxo em altos níveis (SETVAK; DOSWELL, 1991). Levizzani e Setvak (1996) sugeriram que as plumas são formadas por pequenos cristais de gelo que não tiveram tempo suficiente para crescer devido às fortes correntes ascendentes.

McCann (1983) observou temperaturas de brilho baixas em forma de “V” em torno de uma região quente em situações de tempestade severa. Essa região de temperaturas mais altas se deve ao ar estratosférico e à subsidência e a orientação do “V” ocorre na direção dos ventos em altos níveis. Portanto, o “V-shape” é o resultado de uma combinação de ventos fortes em altos níveis e topos penetrativos e que pode preceder em 30 minutos o tempo severo.

Os radares meteorológicos são ferramentas importantes para o *nowcasting* de tempestades, por fornecer uma visão tridimensional das tempestades e com alta resolução espaço-temporal das informações de precipitação e/ou outras propriedades físicas das nuvens, dependendo da sua sensibilidade.

Entre as assinaturas de granizo por radar, pode-se citar refletividade alta maior que 50 dBZ acima de 8 km de altura e alta refletividade (60 dBZ) em baixos níveis indicando ocorrência de granizo no solo (BURGESS; LEMON, 1990;

WITT, 1996 apud MOLLER, 2001). O *hail spike*, *frare echo* ou ainda *Three-body scatter signature* são assinaturas apresentadas nos estudos de Wilson e Reum (1986) e Zrníc (1987) que antecedem em 30 minutos o granizo no solo. O algoritmo de detecção de granizo utilizado pela *National Severe Storms Laboratory* (NSSL; WITT et al., 1998) calcula a probabilidade de granizo (POH), granizo severo (POSH) e máximo tamanho de granizo estimado (MESH). Esse algoritmo utiliza a extensão do eco de 45 dBZ acima do nível de congelamento.

Para detecção de *downbursts*, algoritmos que utilizam dados de radar, como o utilizado pelo NSSL, baseiam-se na convergência em níveis médios determinada pela velocidade Doppler (EILTS et al., 1996 apud MOLLER, 2001). Przybylinski, Gery e Wright (1985) apud Moller (2001) identificaram região de fraco eco (*weak echo channels* ou *Rear Inflow Notches*, do inglês, RIN) que precedem a distorção em forma de arco na refletividade radar relacionadas com fortes ventos descendentes. Lemon e Burgess (1993) identificaram uma região profunda de convergência na interface do *updraft* e *downdraft* de uma supercélula associada a *downburst*. Dotzek e Friedrich (2009), utilizando radar de dupla polarização, verificaram que o derretimento de hidrometeoros pequenos congelados é o processo que mais contribui para a iniciação de *downbursts*, seguido da evaporação de gotas líquidas e de arrasto de hidrometeoros por granizos grandes. Neste trabalho, os autores listam quatro mecanismos para a formação e/ou intensificação de *downbursts*: (i) camada limite planetária bem misturada com perfil termodinâmico próximo ao perfil adiabático (ou duas camadas quase adiabáticas separadas na vertical); (ii) diminuição da umidade relativa em direção ao solo na camada de mistura; (iii) evaporação de gotas de nuvem e/ou chuva, ou derretimento de hidrometeoros congelados e (iv) presença de ventos intensos acima do nível de formação do *downdraft*, pois esse pode transferir o momento verticalmente de cima para baixo. No estudo mencionado foi endossado a importância de realizar-se a classificação de hidrometeoros através dos dados de radar para encontrar a camada com granizos pequenos e/ou *graupel* molhados. A

identificação dessa camada em um ambiente operacional pode ser fundamental para a antecipação e localização de possíveis *downdrafts*.

Os tipos de circulação, detectados por radar, associados à ocorrência de tornados são os mesociclones e as assinaturas de vórtices tornádicos (TVS; BROWN et al., 1978). Os mesociclones estão associados à *updrafts* em rotação, possuem diâmetro de 10 km ou menos, alta velocidade rotacional associada ao diâmetro, extensão vertical maior que 4 km e persistência mínima de 2 *scans* (varreduras) (MOLLER, 2001). Os TVSs possuem dois perfis de velocidade sobrepostos, um pequeno associado ao tornado e o maior acima associado ao mesociclone (BURGESS, 1993). Para sua classificação, são definidos critérios de persistência, extensão vertical e cisalhamento de modo semelhante aos critérios de mesociclone, sendo o cisalhamento o mais importante (MOLLER, 2001). Além desses dois tipos de circulação associados a tornados, há tornados de difícil identificação que ocorrem em menor escala. Esses tornados são menos duradouros e intensos e são identificáveis por radar a partir de assinaturas de mesociclones não-associados à supercélulas (BURGESS, 1993).

As condições dinâmicas das nuvens podem ser estudadas através das estimativas de vento pelos radares. Duas técnicas podem ser utilizadas: i) A técnica *Velocity Azimuth Display* (VAD) (LHERMITTE; ATLAS, 1961; BROWNING et. al, 1968) permite a recuperação do vento considerando a velocidade radial e o azimute, proporcionando o cálculo do campo de divergência do vento. Por outro lado, ii) a técnica de recuperação conhecida como *Velocity Volume Processing* (VVP, WALDTEUFEL; CORBIN, 1979; BOCCIPPIO, 1995) supõe um campo de vento linear ao longo do domínio. Ao contrário do VAD, com a técnica VVP é possível escolher um parâmetro do campo de vento para recuperar a partir do radar e assim determinar as funções básicas correspondentes para criar um modelo de regressão.

O *Vertically Integrated Liquid* (VIL) é um importante parâmetro que estima o conteúdo de água líquida integrada verticalmente calculado a partir de dados de refletividade de radar (GREENE; CLARK, 1972). A equação 2.3 mostra o cálculo de VIL (M'), em que M é o conteúdo de água líquida, h' é altura em metros e Z é a refletividade radar em $\text{mm}^6 \text{m}^{-3}$. O VIL é uma variável importante para a previsão imediata de tempo, uma vez que está relacionada com a intensidade dos sistemas convectivos. Alguns autores, como Amburn e Wolf (1997), estimaram limiares de VIL associando-os a presença de tempo severo. Neste trabalho, estimou-se que tempestades com valor de VIL maior do que $3,5 \text{ g m}^{-3}$ possuem maior probabilidade de precipitar granizo na superfície. Nota-se que, como se trata de uma variável integrada, ela mostra o potencial do sistema em gerar precipitação e há a possibilidade de antecipação da ocorrência de chuva na superfície.

$$M' = \int_{Z_{\text{min}}}^{Z_{\text{max}}} M' = 3.44 \times 10^{-6} \int_{Z_{\text{min}}}^{Z_{\text{max}}} Z^{\frac{4}{7}} dz \quad (3)$$

Radares polarimétricos são ferramentas de suma importância em *nowcasting*, uma vez que, por permitirem a identificação do tipo e das características dos hidrometeoros, as medidas de variáveis polarimétricas podem ser importantes para o estudo de eletrificação em nuvens, taxas de chuva para diferentes tipos de precipitação e a própria calibração do instrumento. De acordo com MacGorman e Rust (1998), o principal mecanismo para formação de descargas elétricas são as frequentes colisões entre o *graupel* e os cristais de gelo das nuvens. O efeito geral dessas colisões é armazenar cargas elétricas opostas no *graupel* e nos cristais que, como possuem densidades diferentes, se acumulam em regiões diferentes das nuvens gerando a separação de cargas necessárias para as descargas elétricas. Lund et al. (2009) realizaram medidas com radares polarimétricos na banda S e C e sensores de descargas elétricas que suportam essa afirmação. Neste estudo, os autores encontraram uma camada de *graupel* logo abaixo da região de iniciação das descargas, além de

refletividade diferencial (*differential reflectivity*, Z_{DR} do inglês) negativa (indicativo de cristais alinhados na vertical, possivelmente devido à orientação do campo elétrico) e fase diferencial específica (*specific differential phase*, K_{DP} do inglês) negativa (outro indicativo da orientação dos cristais de gelo). Como comentado anteriormente, a presença de *graupel* e de granizos pequenos também é importante para a antecipação de eventos de *downbursts* e estas propriedades polarimétricas ajudam a identificar esses padrões.

Entre os sistemas que realizam previsão a curto prazo destacam-se o *Generating Advanced Nowcasts for Deployment in Operational Land Surface Flood Forecasting* do U.K. MetOffice (PIERCE et al., 2000) e o *Auto-Nowcaster* da NCAR (MUELLER et al., 2003; ROBERTS, 2006). PIERCE et al. utiliza dados de radar, satélite e modelo numérico de mesoescala para análise do movimento e desenvolvimento subsequente da convecção baseado em ciclo de vida conceitual. O *Auto-nowcaster* utiliza radar, satélite, observações e modelos de previsão numérica e possui regras de iniciação através das linhas de convergência detectadas pelo sistema, além de regras de decaimento, como exemplo considerar como dissipada as células menores que um determinado limiar e longe da linha de convergência (WILSON et al., 1998; WILSON; MEGENHARDT, 1997).

Uma das formas mais simples de detecção de sistemas severos é analisar a atividade elétrica do mesmo. Redes de detecção de raios são utilizadas no conceito de *nowcasting* para estimar regiões de convecção e fortes correntes ascendentes que podem produzir a quantidade de gelo necessária para a eletrificação das nuvens, sendo muito útil na identificação de tempo severo (SCHULTZ et al., 2009). Albrecht et al. (2012) observaram que o aumento da atividade elétrica no interior das tempestades está correlacionado com a produção de granizo, assim como a sua dissipação também produz uma rápida diminuição desta atividade. Gremillion (1999) identificou que valores de refletividade radar de 40 dBz no nível de -10°C precedem em 7,5 minutos a

ocorrência de descarga elétrica da nuvem para o solo, que são as maiores causas de danos à sociedade. Utilizando radar de dupla polarização, Lund (2009) verificou que, na região elevada da nuvem acima de 7 km de altura, as descargas iniciam entre as regiões de *graupel* e cristais de gelo, com refletividade entre 35 e 47,5 dBZ. Entre 3 e 6 km, as descargas começam acima das camadas de derretimento ou congelamento, estando associado à formação de *graupel*. Knapp (1994) avaliou a ocorrência de descargas elétricas em tempestades que provocaram tornados e encontraram um “pico-intervalo-pico” nas descargas nuvem-solo com a polarização.

A máxima frequência de relâmpagos ocorre um pouco antes da fase madura dos sistemas convectivos (MATTOS; MACHADO, 2011). Tradicionalmente sua ocorrência é registrada poucos minutos após se observar refletividades acima de 35-45 dBZ no nível de $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ (6 km) (DYE et al., 1989; VINCENT et al., 2003; WOLF, 2006; YANG; KING, 2010; MOSIER et al., 2011). Mais recentemente, alguns estudos têm mostrado que radares de dupla polarização permitem uma melhor previsão dos relâmpagos. A ocorrência de relâmpagos é precedida pela evolução de valores positivos de Z_{DR} e K_{DP} na camada entre 0° e -15°C para valores negativos (JAMESON et al., 1996; WOODARD et al., 2012; MATTOS et al., 2016b). Adicionalmente, na camada glaciada das tempestades (acima de -40°C), valores negativos de K_{DP} indicam alto potencial de ocorrência de relâmpagos (MATTOS et al., 2016a; 2016b). Os resultados de Medina e Machado (2017) sugeriram que a combinação dos seguintes parâmetros: i) $Z_H > 35\text{ dBZ}$ (entre 0°C e -40°C), ii) $K_{DP} > 0^{\circ}\text{km}^{-1}$ (entre 0°C e -15°C), iii) $K_{DP} < 0^{\circ}\text{km}^{-1}$ (entre -15°C e -40°C), iv) $\rho_{HV} < 0.9$ (entre 0°C e -15°C) e v) $Z_{DR} < 0\text{ dB}$ (entre 0°C e -40°C) indicam com razoável destreza a probabilidade de um sistema precipitante se tornar severo.

Atualmente, a Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT) é composta por 56 sensores trabalhando na faixa do LF (*Low Frequency* – 100 a 450 kHz) cobrindo 11 estados brasileiros, localizados na

regiões sul, sudeste, centro-oeste e parte da região nordeste do Brasil. Esta rede detecta os dois tipos de relâmpagos Intra-Nuvem (IN) e Nuvem-Solo (NS) com eficiência de detecção superior a 80% próximo a região metropolitana de São Paulo.

2.4. Sistemas de Previsão

A previsão de deslocamento da célula pode ser realizada através da extrapolação do vetor deslocamento (NOEL; FLEISHER, 1960 apud WILSON, 1998). É possível assumir estado estacionário, ou seja, sem mudança no tamanho ou intensidade, ou considerar o aumento através de tendência linear. A fusão e a separação de células são problemas recorrentes nas técnicas de extrapolação devido aos erros que causam na previsão de deslocamento das células.

Utilizando-se de duas ou mais imagens sucessivas de radar é possível rastrear células através de técnicas de sobreposição (MOREL et al., 1997), projeção de centroide (JOHNSON et al., 1998), minimização de função de custo (DIXON; WIENER, 1993), otimização do erro da posição e longevidade (LAKSHMANAN et al., 2010), sobreposição seguido de função de custo global (HAN et al., 2009) e através do *Variational Echo Tracking* (VET; BELLON et al., 2010).

Um exemplo de sistema contendo informações detalhadas das tempestades foi elaborado pelo Canadá, o *Canadian Radar Decision Support* (CARDS). Esse sistema integra 8 radares canadenses e 12 americanos. Compostos e tabela de produtos *Storm Cell Identification and Tracking* (SCIT) são exibidos ao mesmo tempo na tela de forma que o meteorologista pode detalhar uma escala de células as tempestades isoladas. Além dessa função, o sistema possui um conjunto de produtos como *Constant Altitude Plan Position Indicator* (CAPPI), MAXCAPPI, Echo Top, DVIL (densidade do VIL), entre outros, que podem ser utilizados para tomadas de decisões. O CARDS utiliza lógica *fuzzy* para

ranquear tempestades, cujos limiares para classificação em fraco, moderado, forte e severo são configuráveis (LAPCZAK, 1999).

O *Forecasting and Tracking the Evolution of Cloud Clusters* (ForTraCC) é um método de identificação e acompanhamento/rastreamento de sistemas convectivos, através de dados de satélite (canal infravermelho – 10,8 μm), fornecendo informações a respeito das características físicas e morfológicas dos sistemas convectivos identificados (baseado na temperatura do topo da nuvem), durante o seu ciclo de vida, com até 120 minutos de antecedência (VILA et al., 2008).

Ao invés do critério convencional que utiliza a técnica de identificação dos sistemas convectivos através de limiares, Shukla et al., (2012) propuseram uma técnica objetiva no critério de distribuição de fontes (denominada de *Source Apportionment*, SA) para rastreamento de sistemas convectivos utilizando critérios de busca na vizinhança para identificar pixels contíguos. Em geral, a técnica consiste em atribuir as contribuições de diferentes fontes para um local de interesse, definindo critérios para reconhecimento de um determinado sistema convectivo, tal como Temperatura de brilho mínima ($T_{b\text{min}}$), considerado como fonte inicial na implementação do algoritmo.

O *Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis and Nowcasting* (TITAN), desenvolvido pela NCAR, é uma técnica de limiar simples para a identificação dos núcleos de tempestades. O sistema leva em consideração a fusão e separação através de algoritmos geométricos, além do crescimento e decaimento baseado no passado da célula. Em vez de basear-se em sobreposição para acompanhar células, o TITAN baseia-se na minimização da função de custo, por exemplo, na distância e/ou diferença de área entre células (DIXON; WIENER, 1993).

O *Hidro-Nowcaster* (SCOFIELD et al., 2004) baseia-se no movimento de núcleos Meso-Beta (Meso-Beta Cores, MBC) que são centros frios inseridos

em Sistemas Convectivos de Mesosescala (SCM), partindo do pressuposto que a propagação de um SCM ocorre em função do movimento desses MBCs. A escala espacial desses núcleos varia entre 10 e 100 km, enquanto a escala temporal é de 1 a 10 horas. Os MBCs possuem características mais conservativas comparáveis aos núcleos de precipitação detectados por radar. Através de técnica de extrapolação semelhante às exemplificadas anteriormente, a previsão quantitativa de precipitação é feita pelo *Hydro-Estimator* (modelo de estimativas de precipitação por satélite no infravermelho).

Um método automatizado para a construção de um banco de dados dos sistemas convectivos foi projetado por Morel e Senesi (2002) e é chamado de *Instrument de Suivi dans l'Imagerie Satelliteire* (ISIS). O algoritmo utiliza a evolução no tempo do chamado gradiente periférico de temperatura de brilho do sistema de nuvem. O método de rastreamento ISIS é baseado na sobreposição dos sistemas de nuvem a partir de uma imagem para a seguinte, com melhoria que leva em conta um movimento estimado de nuvens para calcular a sobreposição. E também suaviza instabilidades devido ao limiar de temperatura.

O *Thunderstorm Environment Strike Probability Algorithm* (THESPA. DANCE, 2010) fornece o *nowcasting* por probabilidade da tempestade atingir determinado local através de distribuição Gaussiana bivariada de velocidade e direção.

A performance de muitos desses algoritmos decai rapidamente nos primeiros 30 minutos por causa do curto ciclo de vida médio das tempestades de cerca de 20 minutos para células simples (FOOTE; MOHR, 1979). Refinamentos foram desenvolvidos nas técnicas de extrapolação como o COTREC (Li et al., 1993), *Variational Echo Tracking* (VET; BELLON et al., 2010) e *optical flow* (BOWLER et al., 2006). O COTREC consiste na definição de vetores de deslocamento por correlação cruzada usando equação da continuidade

bidimensional. Isto minimiza a divergência da velocidade derivada dos blocos adjacentes. O VET é utilizado pelo *McGill Algorithm for Precipitation Nowcasting by Lagrangian Extrapolation* (MAPLE) para a determinação do campo de vento. A previsão de deslocamento do MAPLE é feita a partir da advecção lagrangiana das células (BELLON et al., 2010). O *optical flow*, assim como o VET, obtém o campo de velocidade advectiva através do *optical flow constraint equation*.

O algoritmo *Detection of cloud Electrification and Lightning based on Isothermal Thunderstorm Echoes* (DELITE) seleciona dados de radar e outros parâmetros mais relevantes para os processos microfísicos que antecedem a eletrificação de uma nuvem cumulus. Isto inclui a refletividade do radar em níveis constantes de temperatura (0°C, -10°C e -20°C), o perfil de temperatura da troposfera (a partir de qualquer um modelo numérico de tempo ou os últimos dados disponíveis de radiossondagem), o Echo Top e o VIL. A iniciação de relâmpago nuvem-solo é esperada se os limites prescritos sejam excedidos.

O *Warning Decision Support System* (WDSS) possui diversos algoritmos de detecção de tempo severo. Ressaltam-se os algoritmos de detecção e rastreamento de células através de centroide, detecção de granizo, probabilidade de granizo e granizo severo (diâmetro maior que 1,9 cm), divergência no topo, detecção de mesociclones, cisalhamento, ventos intensos, *downbursts*, helicidade e tornados nas proximidades de tempestades (EILTS 1996; LAKSHMANAN, 2007).

A utilização da técnica do coeficiente de correlação cruzada define o vetor vento a partir do deslocamento das nuvens através de uma janela de busca para determinar a melhor correlação entre duas imagens consecutivas (LEESE et al., 1971). Ainda, Carvalho e Jones (2001) utilizaram uma técnica de rastreio baseada na máxima correlação espacial, enquanto Shukla e Pal (2012) utilizaram um critério de busca na vizinhança para selecionar pixels contíguos.

Neste último, o crescimento de sistemas é baseado em um modelo de curva de ciclo de vida de sistemas convectivos de mesoescala.

Entre outros sistemas automáticos de rastreamento de células destacam-se: O *Lightning Prediction Algorithm* (LPA), desenvolvido pela *Weather Decision Technologies Inc.* (WDT), prevê a extensão aérea das descargas elétricas para uma hora de antecedência, através das informações de saídas do *Storm Predictor* (algoritmo que prevê o movimento e evolução de tempestades, que podem ser visualizados através do radar em até 4 horas, a cada 5 minutos) com as informações de raios e modelo numérico ou dados de sondagens para fornecer previsões de queda de raios que podem provocar desastres em até 60 minutos. O LPA contém três categorias de raios – alto, moderado e potencial.

O *Airport Thunderstorm and Lightning Alerting System* (ATLAS), abrange o Aeroporto Internacional de Hong Kong (HKIA). Ele combina rapidamente informações de relâmpagos nuvem-solo atualizadas, a refletividade radar e as informações de vento TREC para *nowcasting* de descargas atmosféricas usando um esquema de advecção semi-lagrangiano modificada. Dependendo da distância prevista do HKIA, o ATLAS gera automaticamente alertas RED (1 km) ou AMBER (5 km). O ATLAS é equipado com dois algoritmos de Ensemble (*Weighted Ensemble* e *Time Lagged Ensemble*), para levar em consideração o desenvolvimento rápido de um relâmpago (transiente e esporádico).

O Sistema de *Nowcasting* de Trovoada para Aviação (ATNS) foi desenvolvido para prever o movimento de tempestades e ajudar a gestão do tráfego aéreo local nas próximas horas (LI; WONG, 2010). É adotada uma abordagem de *blended* para aumentar o tempo da previsão e capturar o desenvolvimento e a dissipação das tempestades. O modelo NWP utilizado é um modelo não-hidrostático com resolução de 5 km (LI et al., 2005; WONG et al., 2012). Dados de refletividade radar são inseridos no modelo através do sistema de assimilação de dados LAPS (ALBERS et al., 1996) e o vento radial do radar

Doppler e ventos de radar 3D são assimilados através do sistema de assimilação de dados JnoVA-3DVAR (HONDA et al., 2005) para melhorar o campo de umidade inicial e campos de vento, respectivamente.

2.4.1. Sistemas de Previsão Numérica

A utilização de modelos de previsão numérica de tempo (PNT) para *nowcasting* iniciou-se nos anos 90 (LIN et al., 1993) com experimentos focados na previsão de tempestades convectivas. A habilidade destes modelos está relacionada à escala da forçante meteorológica associada. Estudos mostraram que a acurácia desse tipo de técnica para previsão de eventos convectivos forçados pela grande escala é satisfatória, no entanto, ainda há grandes dificuldades na previsão de convecção local (PIERCE, et al., 2012).

A utilização da PNT para previsão imediata do tempo requer a disponibilidade de observações de dados de alta resolução temporal e espacial, principalmente, de radar e satélites geoestacionários. De uma forma geral, as técnicas de *nowcasting* usam informações de radar e satélite para produzir previsões de chuva, nuvens e tempo associado. Métodos variacionais (3D-Var e 4D-Var) e modelos ensemble com filtros de Kalman (SUN, 2005b) para assimilação de dados estão sendo utilizados ou estudados por diversos centros de previsão de tempo no mundo (BOWLER et al., 2006; BALLARD et al., 2011; VENDRASCO et al., 2016).

A maioria dos trabalhos em PNT estão relacionados à assimilação de dados de vento radial e refletividade radar. Um dos grandes desafios dessas técnicas é alcançar a acurácia observadas nas primeiras duas horas por modelos de previsão imediata do tempo que utilização de técnicas de extrapolação. A grande limitação de técnicas de PNT para *nowcasting* está relacionada à disponibilidade de dados com alta resolução temporal e espacial, que diminui a acurácia dos modelos principalmente para longos períodos de tempo e próximo

as bordas do domínio da previsão (SUN, 2005a; SUN et al., 2010). No entanto, apesar desses problemas há grandes benefícios relacionados à utilização de PNT para *nowcasting*, principalmente pelo fato da formulação dos modelos, equações dinâmicas e parametrizações físicas, poderem prever evoluções não-lineares de elementos do tempo e particularmente o crescimento e decaimento de sistemas precipitantes. Além disso, a união das informações de radares deve ser utilizada quando inter-calibradas, uma vez que problemas como diferenças de frequência e resolução espacial dos radares pode ser uma grande fonte de erros (SUN et al., 2010).

3 DESCRIÇÃO DOS PRODUTOS

As tabelas abaixo mostram os produtos para uma das fases pré-definidas: (i) Técnicas Pré-Convectivas, (ii) Técnicas de Iniciação, (iii) Técnicas de Convecção Madura e (iv) Técnicas de Sistemas de Previsão. A seguir serão descritos cada produto de quatro fases, detalhando-se os dados utilizados e a metodologia empregada.

Tabela 3.1 - Produtos potenciais para serem implementados em *nowcasting*. Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas Pré-Convectivas.

	Produto	Fase	Dados
A1)	CAPE	1	Radiossonda, modelo
A2)	<i>Shear weight</i>	1	Radiossonda, modelo
A3)	<i>Bulk Richardson Number</i>	1	Radiossonda, modelo
A4)	GII	1	MSG
A5)	Índice K	1	Radiossonda, modelo
A6)	<i>Showalter</i>	1	Radiossonda, modelo
A7)	Vorticidade Potencial	2	Radiossonda, modelo
A8)	EHI (<i>Energy Helicity Index</i>)	1	Radiossonda, modelo
A9)	CINE	1	Radiossonda, modelo
A10)	IWV	1	MSG e radiossonda

A11)	Tetae	1	Radiossonda
A12)	D(Tetae)/dz	1	Radiossonda
A13)	D(Tetaes)/dz	1	Radiossonda
A14)	CDW – WV, IR e VIS	1	GOES
A15)	Convergência de umidade	2	Metar
A16)	Campos de CAPE vs Shear	1	Modelo
A17)	Índice Combinado	1	Modelo
A18)	dT/dz	2	Modelo, Radiossonda
A19)	Storm Relative Helicity	1	Modelo, Radiossonda
A20)	Severe Weather Threat (SWEAT)	1	Modelo, Radiossonda
A21)	Total Totals	1	Modelo Radiossonda

Tabela 3.2 - Produtos potenciais para serem implementados em *nowcasting*. Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas de Iniciação.

	Produto	Fase	Dados
B1)	Imagem visível	1	GOES, MSG
B2)	PPI – menor elevação	1	Radar
B3)	ForTraCC Diagnóstico	1	GOES – IR
B4)	Imagem <i>Sandwich</i>	1	GOES
B5)	Diferenças de Canais	2	MSG, GOES
B6)	TRL	2	GOES, MSG
B7)	IWV jump	2	GPS
B8)	Divergência WV-IR	2	GOES, MSG
B9)	Derivada da Fração Convectiva	2	Radar, satélite

Tabela 3.3 - Produtos potenciais para serem implementados em *nowcasting*. Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas de Convecção Madura.

	Produto	Fase	Dados
C1)	<i>ForTraCC Radar</i>	1	Radar

C2)	<i>ForTraCC WV-IR</i>	1	GOES
C3)	VIL	1	Radar
C4)	DVIL	1	Radar
C5)	Waldvogel	1	Radar
C6)	H 35dBZ	1	Radar
C7)	<i>Ice size, polarization, IWC</i>	2	Polar microwave
C8)	<i>Small ice regions</i>	2	GOES – MSG
C9)	<i>Lightning jump</i>	2	Brasildat
C10)	<i>Zdr, kdp: warm, mixed1 e 2</i>	2	Radar polarimétrico
C11)	<i>Doppler V</i>	1	Radar
C12)	<i>Conv, Wind VVT, VAD</i>	2	Radar polarimétrico
C13)	<i>Rainfall integration satellite</i>	2	GOES – GPM
C14)	<i>Rainfall radar integration</i>	1	Radar
C15)	Probabilidade de Ocorrência de Descargas Elétricas	2	GOES
C16)	Raios por Satélite	1	GOES

Tabela 3.4 - Produtos potenciais para serem implementados em *nowcasting*. Os produtos foram divididos em função da técnica a que referem. Esta tabela refere-se aos produtos das Técnicas de Sistemas de Previsão.

N.	Produto	Fase	Dados
D1)	ForTraCC – IR	1	GOES
D2)	ForTraCC – Hydrotrack	2	NASA
D3)	ForTraCC – Radar CAPPI	1	Radar
D4)	ForTraCC – WV-IR	1	GOES
D5)	Previsão de Relâmpagos	1	GOES
D6)	Previsão de Relâmpagos	1	Radar polarimétrico
D7)	Previsão de Severidade	1	Radar polarimétrico
D8)	Nearcast Tetae	2	Polar – GOES (GOES-R)

A) Técnicas Pré-Convectivas

A1) Convective Available Potential Energy (CAPE)

Descrição: É a Energia Potencial Disponível para Convecção. Para uma dada parcela, a CAPE avalia a energia necessária para ascendê-la vertical e (pseudo-) adiabaticamente do *Level of Free Convection* (LFC) até o *Level of Neutral Bouyancy* (LNB) (WILLIAMS; RENNO, 1993). A CAPE não possui, em sua formulação, o nível exato para iniciar a ascensão da parcela, diferentemente de outros índices, como o Índice de *Showalter* (que define a ascensão a partir de 850 hPa). Para a CAPE, há diversas formas de definir o nível ou a parcela inicial: superfície (*Surface-Based CAPE* – SBCAPE) nível mais instável nos primeiros 300 hPa, média de temperatura e temperatura do ponto de orvalho nos primeiros 500 m, média nos primeiros 50 hPa, média nos primeiros 100 hPa (*Mean-Layer CAPE*, MLCAPE), etc. (CRAVEN et al., 2002).

$$\text{Equação: } CAPE = \int_{p_{LFC}}^{p_{LNB}} \frac{g}{g_p} \frac{T_p - T_a}{T_p} dp \quad (3.1)$$

Em que, g é a aceleração da gravidade, T_p e T_a em °C referem-se, respectivamente, às temperaturas de uma parcela de ar e do ambiente.

Dados: Radiossonda e modelos.

A2) Shear weight

Descrição: é o cisalhamento do vento ponderado pelo peso (densidade), entre os níveis da superfície e 850 hPa ou da superfície e 500 hPa.

$$\text{Equação: } SW = \frac{\rho_{850} \rho_{850} - \rho_{surf} \rho_{surf}}{(\rho_{850} + \rho_{surf})} \quad (3.2)$$

OU,

$$\frac{\rho_{500} U_{500}^2 - \rho_{surf} U_{surf}^2}{\frac{(\rho_{500} + \rho_{surf})}{2}} = \dots \quad (3.3)$$

Em que, U_{surf} , U_{850} e U_{500} são as velocidades do vento em superfície, 850 hPa e 500 hPa e ρ_{surf} , ρ_{850} e ρ_{500} são as densidades em superfície, 850 hPa e 500 hPa.

Dados: Radiossonda e modelos.

A3) Bulk Richardson Number

Descrição: É uma relação entre a energia potencial disponível e a energia cinética disponível, calculado como uma razão entre o CAPE na superfície e a diferença do vento ao quadrado, entre a superfície (U_{surf}) e 700 hPa (U_{700}), ponderado pela densidade (ρ_{surf} e ρ_{700}).

$$\text{Equação: } R_i = \frac{\text{CAPE}}{[\frac{1}{2}(\frac{\rho_{700} U_{700}^2 - \rho_{surf} U_{surf}^2}{\frac{(\rho_{700} + \rho_{surf})}{2}})]^2} \quad (3.4)$$

Dados: Radiossonda e modelo.

A4) GII

Descrição: Produto criado a partir de combinações de canais do infravermelho do satélite MSG (Meteosat de segunda geração) da EUMETSAT para avaliar o potencial convectivo da atmosfera, fornecendo um diagnóstico da instabilidade do ar sobre áreas pré-convectivas, isto é, sem nuvens. Os índices gerados são os índices K e *Lifted*.

Equação: Índice K (descrito no próximo tópico) e

$$Lifted = T_{500} - T_{(\text{próximo à superfície, elevada à 500 hPa})} \quad (3.5)$$

Dados: MSG (produto atualmente disponibilizado pela GEONETCast no formato Buffer).

A5) Índice K

Descrição: Quanto maior for o *lapse rate* da temperatura (primeiro termo entre parênteses na equação) e a quantidade e extensão da camada de umidade (termo entre parênteses à direita na equação), maior será o valor de K, indicando também maior probabilidade de ocorrência de tempestades.

$$\text{Equação: } K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}) \quad (3.6)$$

Em que, T é a temperatura do ar e T_d é a temperatura do ponto de orvalho nos níveis de 850, 700 e 500 hPa.

Dados: Radiossonda, modelo, satélites polares, produto GII (EUMETSAT).

A6) Showalter

Descrição: Mede a estabilidade estática da atmosfera local. Assim, se a parcela de ar é mais fria que o ambiente, a atmosfera será considerada estável. Em contrapartida, se a parcela é mais quente do que o ambiente, então o ambiente será considerado instável, aumentando o potencial para o desenvolvimento de sistemas convectivos (SHOWALTER, 1947).

$$\text{Equação: } IS = T_{500} - T'_{500} \quad (3.7)$$

T'_{500} = temperatura obtida pelo levantamento da parcela de ar em 850 hPa.

Tabela 3.5 - Valores dos índices Showalter e a condição de instabilidade associada.

Índice Showalter	
Valores positivos	Condição de estabilidade
0 até -4	Condição de instabilidade
-4 até -7	Grande instabilidade
-8 ou menos	Extremamente instável

Dados: perfis atmosféricos de radiossonda, modelo e satélites polares (NOAA, NPP, MODIS, AIRS, etc).

A7) Vorticidade Potencial Isobárica

Descrição: A vorticidade potencial (VP) é a circulação absoluta que está entre duas superfícies isobáricas. No interior da tropopausa, os valores de VP são normalmente baixos. Contudo, VP aumenta rapidamente a partir da troposfera para a estratosfera devido a significativa variação da estabilidade estática. VP é conservada seguindo a parcela de ar, na medida em que se pode negligenciar efeitos diabáticos e de fricção. Dessa forma, os benefícios em se usar VP é que podemos compreender a atmosfera em ambos termos termodinâmicos e dinâmicos. Além disso, podemos citar duas vantagens principais da vorticidade potencial (Lait, 1994):

- Conservação
- Invertibilidade

Segundo Butchart e Remsberg (1986), a vorticidade potencial isobárica pode ser aproximada como:

$$\zeta_p = -\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial p} \quad (3.8)$$

sendo, g aceleração devido à gravidade, θ temperatura potencial, $\zeta_a = \zeta + f$ é a vorticidade absoluta, ζ vorticidade relativa, f vorticidade planetária (parâmetro de coriolis), com $f = 2\Omega \sin\phi$ e ϕ a latitude.

Dados: modelo e satélite.

A8) Energy Helicity Index (EHI)

Descrição: Utilizado para identificar supercélulas e áreas propícias à ocorrência de tornado é a combinação entre o CAPE e o *Storm Relative Helicity* (SRH) (RASMUSSEN; BLANCHARD, 1998).

Equação:
$$EHI = \frac{CAPE \cdot SRH}{1.6 \times 10^5}, \quad (3.9)$$

e

$$SRH = - \int_0^h \zeta \cdot (V - c) \cdot \frac{\partial V}{\partial z} dz \quad (3.10)$$

Em que, V é a velocidade horizontal, c é o vetor de movimento da tempestade e h é a profundidade da camada de integração (normalmente 3 km).

Dados: perfis atmosféricos de radiossonda e modelo.

A9) Convective INhibition Energy (CINE)

Descrição: Representa o trabalho necessário para se elevar uma parcela de ar da superfície até seu nível de convecção espontânea (NCE; HOUZE, 1993), ou seja, indica um obstáculo à convecção por haver falta de flutuação próximo à superfície. Se CINE = 0, as tempestades se formam espontaneamente e não costumam ser severas. Para CINE > 20 J/kg, existe alguma inibição que pode ser vencida por um levantamento forçado.

Equação:
$$CINE = \int_{z_{NCE}}^{z_{top}} \frac{(\rho_{amb} - \rho_{par})}{\rho_{amb}} dz \quad (3.11)$$

Em que T_{vp} e T_{va} são, respectivamente, a temperatura virtual de uma parcela de ar e do ambiente.

Dados: Radiossonda e modelos.

A10) Integrated Water Vapour (IWV)

Descrição: A integração IWV é uma aplicação multidisciplinar com grande potencial para o monitoramento da concentração do vapor de água atmosférico. Com relação ao GPS, devido ao tipo de comportamento dos gases que compõem a troposfera, que para fins geodésicos pode ser considerada como sendo a camada próxima à superfície com até 50 km de altura, o *Zenithal Tropospheric Delay* (ZTD) pode ser dividido em duas componentes: a úmida (*Zenithal Wet Delay*, DZW), formada pela influência do vapor de água, e a hidrostática (*Zenithal Hydrostatic Delay*, ZHD), formada pela influência dos demais gases que compõem a atmosfera.

Equações:

Radiossonda e sondagens de satélites:

$$\Delta t = \int_0^z \rho_v(z) dz \quad (3.12)$$

Em que, ρ_v é a densidade do vapor e z a altura.

GPS:

$$\Delta t = (2.27671422 \cdot 10^{-3}) \frac{P_0}{1 - 0.0026 \cos^2 \phi - 0.00028 h} \quad (3.13)$$

Em que, a componente hidrostática depende apenas da densidade do ar atmosférico e, por isso, se considerado o equilíbrio hidrostático, seus valores podem ser determinados a partir de medidas de pressão a superfície (P_0), da latitude do local (ϕ) e da altitude (h) em quilômetros.

Assim, ao tomar um valor do atraso zenital troposférico obtido a partir das observações de GPS e subtrair o atraso troposférico da componente hidrostática chega-se no valor do atraso zenital da componente úmida (DZW). A relação entre os valores do DZW e a quantidade de vapor de água atmosférico (IWV) existente no momento em que foram feitas as observações

GPS é função da temperatura média troposférica (T_m). Essa relação pode ser expressa pela seguinte equação:

$$\text{GPS} = \text{GPS}_0 \frac{10^6}{\text{GPS}_0 [k'_2 + \frac{k_3}{T_m}]} \quad (3.14)$$

Em que, $R_w = 461,5181 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ é a constante específica para o vapor de água $k'_2 = 22,10 \text{ K hPa}^{-1}$ e $k_3 = 373900 \text{ hPa}^{-1}$ são as constantes da refratividade atmosférica cujos valores foram determinados experimentalmente. Os valores de T_m podem ser aproximados a partir de medidas de temperaturas efetuadas à superfície. Mais informações acerca deste método podem ser encontradas em Sapucci et al. (2007).

Dados: radiossonda, GPS, satélites polares (EOS, NPP, NOAA, etc).

A11) θ_e

Descrição: Conservação da temperatura potencial após todo o vapor d'água ser condensado em um processo de ascensão vertical e retirado através da precipitação.

Equação: $\theta_e = \theta \left(\frac{p_0}{p} \right)^{\frac{L_e}{C_p \theta_0}}$ (3.15)

Em que, L_E é o calor latente de evaporação, C_p calor específico à pressão constante, θ é a temperatura potencial e R_s constante específica do ar seco.

Dados: radiossonda, modelo e satélites polares.

A12) Gradiente da Temperatura Potencial Equivalente ($d(\theta_e)/dz$)

Descrição: A diferença de temperatura potencial equivalente (θ_e) determina a existência ou não de instabilidade potencial. No caso desta última

existir, a diferença deve ser negativa, tanto maior quanto maior for a instabilidade. A temperatura potencial equivalente ainda combina a temperatura e a umidade, sendo tanto maior quanto maiores forem estas variáveis. A vantagem do seu uso não somente faz referência à instabilidade, mas também na identificação de massas de ar. Geralmente é calculado entre a superfície e 850 hPa, entre 850 hPa e 700 hPa e entre 700 e 500 hPa. Da mesma forma, e considerando a importância que este valor tem em baixos níveis, também se calcula entre a superfície e 950 hPa e entre 950 hPa e 850 hPa.

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0, \frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0: \text{estabilidade}$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0, \frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0: \text{instabilidade}$$

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} > 0, \frac{\partial \theta_e}{\partial p} < 0: \text{instabilidade potencial}$$

Dados: Radiossonda, modelos numéricos e satélites polares.

A13) Gradiente da Temperatura Potencial Equivalente Saturada ($d(\theta_{es})/dz$)

Descrição: É um caso especial de θ_e que assume uma parcela de ar saturada θ_{es} (isto é, $r=r_{sat}$ na equação para θ_e) e assim representa o valor máximo teórico. Ambos, θ_{es} e θ_e são casos especiais de θ , representando a liberação de calor latente devido à condensação do vapor de água, elevando uma parcela a uma nova temperatura e pressão através de um processo pseudoadiabático. Assim, θ_{es} é conservado por um processo adiabático úmido reversível. A relação entre os tipos de temperatura potencial pode ser descrito como (glossário meteorológico – *American Meteorological Society*):

$r = r_{sat}$ (ambiente saturado): $\theta_e = \theta_{es}$,

$r = 0$ (ambiente seco): $\theta_e = \theta$, e

$0 < r < r_{sat}$ (parcela úmida não saturada): $\theta < \theta_e < \theta_{es}$.

No caso da camada atmosférica estar saturada, o parâmetro apropriado é a variação vertical de θ_{es} (VAREJÃO-SILVA, 2009):

$$\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} > 0: \text{estabilidade}$$

$$\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} = 0: \text{neutralidade}$$

$$\frac{\partial \theta_{es}}{\partial z} < 0: \text{instabilidade}$$

Dados: radiossonda, modelos numéricos e satélites polares.

A14) *Cloud Drift Winds (CDW) – WV, IR e VIS*

Descrição: este algoritmo permite estimar vento em quase todos os níveis da atmosfera durante o período diurno e noturno a cada 15 minutos. Utiliza imagens dos canais: visível, infravermelho próximo, vapor de água e infravermelho do satélite GOES.

Dados: satélite GOES.

A15) *Convergência do Fluxo de Umidade Verticalmente Integrada (CFUVI)*

Descrição: consiste de dois termos: um termo proporcional a convergência do vetor vento horizontal e um segundo termo que é proporcional a advecção de umidade. O primeiro termo frequentemente é maior. Ele está associado levantamento forçado (*forced lifting*). A combinação dos dois termos formam o ingrediente necessários para convecção que normalmente não levado em conta nos indicadores de tempestades (van Zomeren, 2007).

Consideramos neste trabalho que CFUVI corresponde a integração dos entre os níveis de 1000 hPa e 850 hPa, conforme:

$$\text{CFUVI} = -\frac{1}{\sigma} \int_{850}^{1000} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \sigma \, dz. [10^{-5} \text{ kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}]$$

(3.16)

Nesta equação, q é a umidade específica, u e v são as componentes zonal e meridional do vento, respectivamente, p é a pressão e g é a aceleração devido a gravidade. Os termos mencionados acima são determinados resolvendo a parte entre parênteses, sendo assim:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\rho \partial \rho}{\partial x} = \left[-\rho \frac{\partial \rho}{\partial x} - \rho \frac{\partial \rho}{\partial y} \right] + \left[-\rho \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} + \frac{\partial \rho}{\partial y} \right) \right] \quad (3.17)$$

A primeira parte entre colchetes corresponde ao termo de advecção e a segunda ao termo de convergência.

Dados: modelos.

A16) Campos previstos de CAPE e Shear

Descrição: previsões destes índices para seis tempos, com intervalo de 2 horas.

Dados: saídas dos modelos numéricos.

A17) Índice Combinado

A combinação de índices, proposta por Bender (2012), utiliza informações de CAPE, índice de levantamento (LI), denominador do número de Richardson volumétrico (DNRV), helicidade relativa entre 0 e 3 km de altura (HRT3), índice de energia-helicidade (IEH) e o parâmetro de supercélula (SUP) com a finalidade de promover uma interpretação mais simples para reconhecimento das regiões com potencial de tempo severo.

O índice combinado é obtido da seguinte forma:

1. É calculado por pontuações, onde o valor mínimo é 0 (zero) e o máximo é 8 (oito).
2. Para cada parâmetro foram escolhidos valores limites, considerados conducentes a tempo severo, conforme apresentado na tabela abaixo.
3. Para cada parâmetro que confirmar sua condição será adicionado 1 (um) ponto.
4. Será adicionado um ponto extra se CAPE, IL, DNRV e HRT3 ultrapassarem

seus valores limites. Caso isso não ocorra será adicionado 1 ponto extra se CAPE, DNRV e HRT3 ultrapassarem seus valores limites. Por último, caso as duas possibilidades anteriores não se confirmarem, será adicionado 1 ponto extra se IL, DNRV e HRT3 ultrapassarem seus valores limites (a escolha destes índices utilizados na adição dos pontos extras foi baseada na hipótese de que as tempestades mais intensas possuam as três características: instabilidade, cisalhamento e helicidade).

Tabela 3.6 – Valores estabelecidos para os parâmetros de tempo severo.

Parâmetro de Tempo Severo	Condição
CAPE	$> 2000 \text{ J Kg}^{-1}$
IL	$< -2^{\circ}\text{C}$
DNRV	$> 20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
HRT3	$< -150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$
IEH	< -2
SUP	< -1

A18) Lapse rate (dT/dz)

Descrição: Relação entre diferenças de temperatura em determinados níveis ou camadas da atmosfera. Instabilidade condicional é o parâmetro mais apropriado para identificar regiões favoráveis para convecção já que ela é função apenas da variação de temperatura com a altura. Em *nowcasting*, convecção profunda requer a presença de um lapse rate condicionalmente instável, de modo que as parcelas adiabaticamente elevadas a partir da camada limite planetária torna-se mais flutuante do que o ambiente ao redor.

A19) Storm Relative Helicity (SRH)

Descrição: É uma medida do potencial para fluxo ascendente ciclônico se movendo à direita de supercélulas e é calculada para camadas de 1 e 3 km acima da superfície. Não existe um limiar claro para SRH para prever supercélulas, já que a formação de supercélulas parece estar relacionado mais fortemente ao cisalhamento vertical de uma camada profunda. Valores elevados de 0-3 km (maiores do que 250 m²/s²) e 0-1 km de SRH (maiores do que 100 m²/s²), contudo, sugere um aumento na possibilidade de tornados em supercélulas. Para SRH, valores elevados são geralmente melhores, mas não existe um limite claro entre supercélulas não-tornádicas e tornádicas.

A20) Severe Weather Threat (SWEAT)

Descrição: Avalia o potencial de tempo severo combinando diversos parâmetros em apenas um índice. Estes parâmetros incluem umidade e baixo nível (ponto de orvalho em 850 mb), instabilidade (Total Totals), velocidade do vento em médios e baixos níveis (500 e 850 mb) e advecção de ar quente (mudando entre 850 e 500 mb). Os limiares utilizados para este índice são:

- ≥ 250 : Possibilidade de tempestade severa
- > 400 : Possibilidade de tornado.

A21) TOTAL TOTALS

Descrição: Soma de dois índices de instabilidade: Vertical Totals (VT), dado pelo lapse rate entre os níveis de 850 e 500 hPa e o Cross Totals (CT), dado pela diferença do nível de umidade em 850 hPa e a temperatura em 500 hPa. Este índice é útil para avaliar o entranhamento de ar frio na troposfera média, sendo relevante para previsão de eventos severos associados a queda de granizo. Os limiares considerados para este índice são:

- $TT < 44$: convecção não-provável
- $44 < TT < 50$: Possibilidade de tempestade
- $51 < 52$: Tempestades severas e isoladas
- $53 < TT < 56$: muito disperso
- $TT > 56$: tempestades severas dispersas.

B) Iniciação Convectiva

B1) Imagem visível alta resolução

Descrição: Imagens no canal do visível durante o período diurno a cada 15 minutos (GOES-13) com resolução espacial de 1 km.

Dados: Satélite GOES.

B2) PPI – 1º elevação

Descrição: *Plan Position Indication* obtido a partir dos radares meteorológicos a cada 10 minutos ou menos, dependendo do radar. É utilizado para apresentar as varreduras do radar, ou seja, apresenta os sinais recebidos em um sistema de coordenadas polares com elevação fixa.

Dados: Radares meteorológicos.

B3) Taxa de resfriamento do topo de nuvens

Descrição: Pode ser usada para a identificação da severidade dos sistemas convectivos, uma vez que as tempestades severas apresentam maiores valores desta variável, devido principalmente às fortes correntes ascendentes. Já que esta última pode ser relacionada a velocidade vertical do topo da nuvem, que segundo Adler e Fenn (1979) podem ser estimadas utilizando a razão entre a taxa de resfriamento e o *lapse rate* do ambiente. Entretanto, a bigorna da tempestade pode mascarar a taxa de resfriamento e, portanto, provocar erros na estimativa de altura do topo da nuvem pela temperatura (ADLER et al., 1985). Eventos de granizo foram estudados por Reynolds (1980) e foram relacionados ao rápido crescimento da nuvem e mínima temperatura de topo, principalmente, quando o topo é mais frio que a tropopausa.

Equação:
$$A_{\text{esf}} = \frac{d(T_{\text{ir}})}{dt}$$

(3.18)

Em que, $d(T_{\text{ir}})$ é a variação da temperatura do sistema convectivo entre duas imagens de satélite consecutivas e dt é o intervalo de tempo entre essas imagens de satélite.

Dados: Temperatura de brilho no infravermelho do satélite GOES.

B4) Taxa de expansão do topo das nuvens

Descrição: Com relação a severidade das tempestades, a taxa de expansão do topo das nuvens está associada a divergência em altos níveis devido ao grande fluxo de massa na vertical e define a tendência de crescimento de um sistema convectivo.

Equação:
$$A_e = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} \text{ ou,} \quad (3.19)$$

$$A_e = \frac{dA}{A dt} \quad (3.20)$$

Em que, $A (r)$ é a área (raio) do sistema rastreado, esse parâmetro é indicativo do crescimento (ou decréscimo) relativo do sistema com respeito a sua área média em um intervalo de tempo δt (tipicamente ½ hora, GOES-13). Se o valor é positivo, o sistema está em processo de expansão, se o valor é próximo de zero o sistema atingiu a maturação e, se o valor for negativo, o sistema está em fase de dissipação.

Dados: Temperatura de brilho no infravermelho, satélite GOES.

B5) Imagem Sandwich

Descrição: Este produto combina duas imagens em uma imagem de saída usando um método de “*layer blending*”, uma função avançada disponível

em alguns editores gráficos. A combinação pode ser realizada com imagens na banda visível com um campo de temperatura de brilho na janela atmosférica do infravermelho melhorada. Este produto pode ser aplicado para determinar nuvens convectivas profundas e seus detalhes tais como *overshooting*, características *cold-U/V* e *cold-ring*, plumas e outros.

Dados: Satélites GOES e MSG.

B6) Diferença de Canais

Descrição: Essencialmente, o monitoramento de tempestades usando diferentes bandas do infravermelho (IR) e combinações entre elas (análise muticanal) é capaz de descrever e aumentar a compreensão das propriedades físicas de topos de nuvens convectivos incluindo temperatura, pressão, altura, raio efetivo da partícula, glaciação e outras características como cold-U/V shape, etc. Lina (2017) realizou uma análise de 4 campos calculados a partir da diferenciação de 5 canais no infravermelho (6.2, 7.3, 8.7, 10.8 e 12 μm). São eles:

Diferença entre (6.2 - 7.3) μm : tem algumas características como demonstrar a diferença entre conteúdo de vapor de água na baixa e alta troposfera e assim pode obter indicação alto nível de umidade e profundidade da nuvem. Adicionalmente, quando o resultado da diferença gradualmente se aproxima de zero indica crescimento de nuvens cúmulos (ROESLI et al. , 2007; MATTHEE; MECIKALSKI , 2013)

Diferença entre (6.2 - 10.8) μm : a temperatura de brilho do canal de 10.8 μm normalmente é maior do que no canal de 6.2 μm , assim a diferença entre ambos normalmente é negativo. Todavia, encontra-se que sobre topos de nuvens em altos níveis, a temperatura de brilho na canal WV pode ser maior do que o canal IR em 6 a 8 K, assim valores positivos deste campo demonstra correspondência com topos de nuvens convectivas que estão na tropopausa ou

sobre ela (*overshooting*) (ACKERMAN, 1996; SCHMETZ et al., 1997; MECIKALSKI; BEDKA, 2006).

Triespectral [(8.7 – 10.8) – (10.8 – 12.0)] μm : é um indicador de glaciação.

Diferenças de canais como (10.8 – 12.0) μm é maior que a diferença (8.7 – 10.8) μm em nuvens líquidas, mas (10.8 – 12.0) μm é menor que (8.7 – 10.8) μm em nuvens de gelo. Conseqüentemente, nuvens líquidas apresentarão valores negativos para a combinação triespectral, enquanto que nuvens de gelo apresentarão valores positivos (STRABALA; ACKERMAN, 1994; MATTHEE; MECIKALSKI, 2013).

Canal 10.8 μm : tem como característica estar relacionada a profundidade da nuvem. Este canal é “frio” em regiões de intensas correntes ascendentes (ROESLI et al., 2007; MECIKALSKI; BEDKA, 2006; MATTHEE; MECIKALSKI, 2013).

Dados: Satélites GOES e MSG.

B7) Técnica Rosenfeld e Lensky (TRL) (Anexo 1)

Descrição: Rosenfeld e Lensky (1998) introduziram uma técnica (Técnica Rosenfeld e Lensky, TRL) que apresenta um ganho na compreensão dos processos de formação de precipitação e que pode ser utilizada na classificação da severidade dos sistemas convectivos e podem apresentar indícios utilizados para antecipar a formação de tempestades a partir dos perfis microfísicos. Eles investigaram a evolução de r_e (o raio efetivo da gota no topo das nuvens) com a temperatura em nuvens convectivas, inferindo informações sobre o processo de formação de precipitação das nuvens. Segundo os autores, a dependência do r_e na temperatura do topo (T) para nuvens

convectivas em desenvolvimento podem revelar a evolução das partículas que compõem a nuvem e conseqüentemente os vários processos microfísicos que conduzem a formação de precipitação.

Dados: Satélites.

B8) IWV *jump*

Descrição: A alta resolução temporal obtida com GPS-IWV permite a avaliação da alta frequência da variabilidade e sua relação com eventos de precipitação intensa. Esta variabilidade está provavelmente associada com mudanças repentinas na advecção horizontal de vapor de água e/ou convergência de umidade. A série de GPS-IWV mostra um padrão bem definido antes da ocorrência de precipitação. Existem fortes oscilações, predominantemente positiva, gerando um aumento significativo no conteúdo de vapor de água total até que um pico máximo seja alcançado. Subseqüentemente, uma forte redução no GPS-IWV é observada e depois de poucos minutos, a precipitação inicia. Aqui este padrão é chamado de GPS-IWV *jumps*, que difere de *lightning jumps*, porque, neste caso, o padrão compreende não somente um *jump* mas uma sucessão de pequenos *jumps* que geralmente complementam uma crista preponderante na série IWV antes do evento precipitante (SAPUCCI et al., 2016).

Dados: GPS.

B9) Divergência WV-IR

Descrição: O vento é estimado utilizando imagens obtidas a partir da combinação entre os canais em 6,7 e 10,2 μm do imageador do GOES. Esta combinação é utilizada para isolar os topos de nuvens localizados na alta troposfera, visando detectar os fluxos horizontais nessa camada. Os campos

de vento obtidos são interpolados espacialmente e permitem inferir a divergência horizontal do vento, associando-a aos fluxos horizontais de massa e, conseqüentemente, prever, em curtíssimo prazo, a evolução de sistemas convectivos intensos (NEGRI et al., 2014).

Dados: canais em 6.7 e 10.2 μm do satélite GOES.

B10) Derivada da Fração Convectiva

Descrição: Este produto destina-se a analisar a evolução das tempestades usando dados de radar de dupla polarização e observações de satélite co-localizados. Os dados de radar serão utilizados para complementar um modelo conceitual do ciclo de vida da tempestade construído por análise de multicanais, a fim de ajudar na descrição das características microfísicas específicas da estrutura vertical e das características da circulação de mesoescala, em toda a evolução da tempestade.

Dados: Imagens de satélite e radares meteorológicos.

C) Convecção Madura

C1) Taxa de expansão da área precipitante

Descrição: Assim como no B3), exceto pelo fato que a área (ou o raio) analisada é associada a refletividade radar para um certo limiar, o método identifica a evolução do sistema de chuva a partir da expansão da área e a relaciona à fase de vida do evento rastreado. É aproximadamente zero durante a fase madura e é negativo durante a fase de dissipação.

Equação:
$$\sigma = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt} \text{ ou,} \tag{3.21}$$

$$\sigma = \frac{d \ln A}{dt} \tag{3.22}$$

Dados: volumétrico dos radares.

C2) ForTraCC WV-IR

Descrição: Detalhes deste produto podem ser obtidos na próxima fase (Sistemas de Previsão).

Dados: Satélites geoestacionários.

C3) $d(h_{top})/dt$

Descrição: descreve o ciclo de vida e a intensidade dos sistemas convectivos. h_{top} é a altura do topo do eco. Essa derivada pode ser associada ao movimento vertical no interior da camada de nuvem definida para um limiar utilizado. Por exemplo, dh_{top}/dt negativo, ilustra que um sistema precipitante teve um movimento descendente, por outro lado um dh_{top}/dt positivo ilustra um movimento ascendente. A magnitude deste sinal pode ser um previsor do comportamento da célula precipitante no instante futuro.

Dados: Volumétrico dos radares.

C4) VIL

Descrição: Conteúdo de água líquida integrada verticalmente, é um parâmetro normalmente utilizado para identificar sistemas convectivos profundos com possibilidade de causar tempestades severas acompanhadas por queda de granizo.

$$\text{Equação: } W_{liq} = \sum 3.44 \cdot 10^{-6} \left[\frac{(T_n + T_{n+1})}{2} \right]^{\frac{4}{7}} \Delta z_n \text{ [kg m}^{-2}\text{]}$$

(3.23)

Em que, Z_i (mm^6m^{-3}) é a refletividade no nível i e Δh é a espessura da camada, em metros.

Dados: Volumétrico dos radares.

C5) DVIL

Descrição: É a divisão do VIL pelo topo do eco (metros) criando um VIL normalizado. O quociente é multiplicado por 1000 para produzir g m^{-3} . Gomes e Held (2004) utilizaram o radar Doppler de Bauru para estudar a utilização do parâmetro DVIL (considerando o topo do eco de 10 dBZ) como indicador para tempestades potencialmente severas na área central do Estado de São Paulo. Concluíram que os valores de DVIL entre 2.3 e 3.3 g.m^{-3} poderia ser associado a tempestades produzindo ventos intensos e granizo, enquanto que para limiares de DVIL $> 3.3 \text{ g.m}^{-3}$, poderia ser emitido um alerta de tempestade extremamente severa.

$$\text{Equação: } \text{DVIL} = \left(\frac{\text{VIL}}{\text{Z}_{\text{topo}}} \right) \cdot 1000$$

(3.24)

Dados: volumétrico dos radares.

C6) Altura de Waldvogel

Descrição: diferença de altura entre o nível de 45 dBZ e o nível de congelamento (0°C) (WALDVOGEL, 1979), expressa em metros.

Dados: Volumétrico dos radares.

C7) H35 dBZ

Descrição: Altura máxima do eco de 35 dBZ dos radares (S e X).

Dados: Volumétrico dos radares.

C8) Ice water content (IWC)

Descrição: *Ice water content* (IWC) é a massa de gelo por unidade de volume de ar atmosférico. Pode variar de 0.0001 g/m³ em cirrus finos a 1 g/m³ dentro de núcleos convectivos.

Equação:
$$IWC = 1000 \rho_{ice} \frac{3}{7} \left(\frac{5.28 \times 10^{-18} R^{0.7}}{720} \right)^4 (N_0)^{-3}$$

(3.25)

Em que, R é a refletividade em mm⁶m⁻³, ρ_{ice} é a densidade do gelo (917 kgm⁻³) e N_0 é o parâmetro do intercepto da distribuição exponencial inversa para o gelo (4x10⁶ m⁻⁴). Maiores detalhes podem ser encontrado em Wang et al. (2002).

Dados: Satélites.

C9) Regiões com gelo pequeno

Descrição: Uma área com aumento na refletividade no canal infravermelho de 3.9 μm nas imagens diurnas do SEVIRI/MSG podem algumas vezes ser observadas sobre topos de nuvens de tempestades, que indicam presença de gelo pequeno. Isto pode ser causado por diferentes mecanismos: por exemplo, por fortes correntes ascendentes no interior da tempestade e/ou presença de cirrus acima da nuvem. Este fenômeno indica possível severidade de tempestade e seu rápido desenvolvimento. Este fenômeno pode ainda ser evidenciado usando composições RGB.

Dados: Satélites GOES e MSG.

C10) Lightning jump

Descrição: *Lightning Jump* (LJ) é o súbito aumento do número de relâmpagos totais (intra-nuvem e nuvem-solo) antecedendo ocorrências de tempo severo, podendo ser explicada através da relação entre a dinâmica e microfísica no processo de eletrificação das nuvens. Tipicamente após aproximadamente 24 min de atingido o máximo de relâmpagos totais é esperado a ocorrência de rajadas de vento, micro-explosões, granizo, tornados e precipitação intensa. Com isso o LJ é um indicador precoce do fortalecimento das correntes ascendentes dentro de uma tempestade.

Como calcular: Os algoritmos de LJ são classificados em três tipos:

(a) Média Móvel:

O primeiro passo é calcular a média da frequência de relâmpagos num intervalo de 2 minutos, através da equação:

$$FR_{avg}(t_i) = \frac{FR(t_i) + FR(t_{i+1})}{2}$$

(3.26)

Em que, $FR(t_i)$ e $FR(t_{i+1})$ são as quantidades de relâmpagos totais num intervalo de 1 min nos tempos t_i e t_{i+1} e FR_{avg} (em relâmpagos por min) é a média da frequência de relâmpagos em intervalos de 1 min. Assim, FR_{avg} é calculado a cada 2 min. Uma média móvel ponderada é determinada através dos três mais recentes FR_{avg} , ou seja, nos últimos 6 min, determinada pela equação:

$$FR(t_{i+2})' = \frac{1}{3} [FR_{avg}(t_{i+2}) + \frac{2}{3} FR_{avg}(t_{i+1}) + \frac{1}{3} FR_{avg}(t_i)]$$

(3.27)

Em que, $FR_{avg}(t_i)$, $FR_{avg}(t_{i+1})$ e $FR_{avg}(t_{i+2})$ são calculados através da equação (1). Assim que o próximo período for calculado, isto é $FR_{avg}(t_{i+3})$, então uma tendência no número total de relâmpagos em t_4 , chamada aqui de DFRDT, é calculada pela equação:

$$DFRDT = \frac{FR_{avg}(t_{i+3}) - FR_{avg}(t_{i+2})}{FR_{avg}(t_{i+3}) - FR_{avg}(t_{i+2})} \quad (3.28)$$

O desvio padrão de DFRDT é calculado usando os três mais recentes DFRDT após 10 minutos de dados de relâmpagos totais coletados. A média do valor mais recente do desvio padrão de DFRDT com o anterior é calculada para obter um novo valor limite de LJ. Uma tendência é considerada um *jump* e é emitido um alerta, uma vez que o valor de DFRDT excede um sigma do desvio padrão médio, e o alerta termina quando DFRDT cair para zero. As duas variações desse algoritmo está apenas no tempo de duração do alerta, onde um utiliza 30 minutos e o outro 45 minutos.

(b) Limites pré-estabelecidos:

Este algoritmo foi desenvolvido por Schultz et al. (2009) e é baseado na climatologia de tempestades severa e não-severa, envolvendo um processo de 2 passos. No primeiro passo a frequência de raios da tempestade é monitorada e comparada com a climatologia de picos de frequência de raios de tempestades severas. Se a tempestade mostrar um pico igual ou superior à climatologia de tempestades severas, ou seja, maior que 10 raios por minuto, o segundo passo é ativado. No segundo passo, o valor de DFRDT (calculado através da equação 3) é comparado com a climatologia de DFRDT de tempestades severas, e se esse valor ultrapassar o percentil de 90% da climatologia (ou seja, 8 raios por segundo ao quadrado) o alerta é gerado. A segunda variante deste algoritmo é considerar o limite do percentil de 93% da climatologia de DFRDT (ou seja, 10 raios por segundo ao quadrado).

(c) Sigma:

O algoritmo *sigma* (σ = desvio padrão) também foi desenvolvido por Schultz et al. (2009), sendo uma variante do algoritmo de Gatlin (2006), porém nesta versão há uma menor suavização dos dados e um limite maior para o *jump*, o que gera uma menor taxa de alarmes falsos. As frequências de 1-minuto de raios são calculadas a partir da equação (1) e valores similares de DFRDT são calculados a partir dos totais dessas médias de 1-minuto. O cálculo do desvio padrão é realizado usando os últimos 5 períodos mais recentes (isto é, os últimos 10 minutos), sem incluir o período de interesse. A seguir é considerada a variação de 2σ da média móvel para que um comportamento anormal de raios seja identificado. O valor 2σ foi escolhido através de um processo de tentativa e erro para reduzir o número de alarmes falsos e também manter uma alta probabilidade de detecção de casos severos. Finalmente, um limite de 10 raios por minuto também é utilizado no processo decisório a fim de eliminar comportamentos associadas às tempestades não-severas e a estágios não-severos de tempestades severas. Assim, neste algoritmo, um *jump* ocorre quando o valor de DFRDT excede o limite de 2σ , e termina quando cair para zero. A segunda variante deste algoritmo é considerar o limite de 3σ ao invés de 2σ .

Dados: Dados de relâmpagos totais (intra-nuvem e nuvem-solo) da rede de relâmpagos BrasilDAT.

C11) Z_{DR} e K_{DP}

Descrição: A refletividade diferencial (Z_{DR}) representa a razão entre a energia retroespalhada de um pulso polarizado horizontalmente e pulso polarizado verticalmente. Este parâmetro indica a forma do hidrometeoro e varia conforme a orientação do hidrometeoro. A refletividade diferencial é independente da calibração e da concentração total, mas pode depender de

como a concentração é distribuída entre diferentes tamanhos. Além disso, a refletividade diferencial não está imune aos efeitos de propagação (STRAKA et al., 2000). Define-se como:

$$\text{Equação: } Z_{DR} = 10 \log \left(\frac{Z_H}{Z_V} \right) \quad (3.29)$$

Em que, Z_H e Z_V são os fatores de refletividade linear do radar na polarização horizontal e vertical, respectivamente. Z_{DR} é medida em decibéis.

A relação dos tipos de hidrometeoros e valores de Z_{DR} são mostrados abaixo.

Para:

$Z_{DR} > 0$ $Z_H > Z_V$ (gotas e algumas gotículas oblatas)

$Z_{DR} \sim 0$ $Z_H \sim Z_V$ (gotas esféricas pequenas)

$Z_{DR} < 0$ $Z_H < Z_V$ (graupel e partículas de gelo com eixo maior na vertical (gotas prolatas)).

Descrição: A fase diferencial específica (K_{DP}): Segundo Straka et al. (2000) a fase diferencial Z_{DR} é a única variável de propagação que é fácil de medir e de usar. Em um volume preenchido com hidrometeoros orientados horizontalmente como chuva ou cristais de gelo, uma onda polarizada horizontalmente tem mudanças de fase maiores e se propaga mais lentamente do que uma onda polarizada verticalmente, o oposto é válido para hidrometeoros orientados verticalmente. O Z_{DR} é simplesmente a diferença entre as fases dos pulsos polarizados horizontalmente e verticalmente a uma dada distância. Como a fase diferencial aumenta com a distância do radar, recomenda-se normalizá-la com relação à distância, esta normalização é conhecida como fase diferencial específica K_{DP} . As vantagens da utilização de K_{DP} para estimar as taxas de precipitação de hidrometeoros é que o K_{DP} (ZRNÍĆ; RYZHKOV, 1996): 1) independe da calibração receptor/transmissor, 2) independe da atenuação, 3) menos sensível do que Z_H ou Z_V em relação as variações de distribuições de tamanho, 4) imune a bloqueio parcial do feixe, e

5) não influenciado pela presença de hidrometeoros estatisticamente isotrópicos, tais como granizos orientados aleatoriamente.

Para:

- $Z_{\text{ob}} > 0$ hidrometeoros oblatos
- $Z_{\text{ob}} \sim 0$ gotas esféricas pequenas
- $Z_{\text{ob}} < 0$ hidrometeoros prolatos

Equação: $Z_{\text{ob}} = \frac{1}{2} \frac{Z}{Z_{\text{ob}}} Z_{\text{ob}}$ (3.30)

Dados: Volumétrico dos radares polarimétricos.

C12) Doppler V

Descrição: Além das medidas do fator refletividade do radar, alguns radares meteorológicos conseguem inferir a velocidade de propagação radial dos alvos amostrados. Basicamente, os alvos em movimento mudam a frequência do sinal que é proporcional à sua velocidade de deslocamento. Sendo que os radares Doppler conseguem medir as mudanças de fase nas frequências de micro-ondas.

Equação: $Z = \frac{Z}{Z}$ (3.31)

Dados: volumétrico dos radares.

C13) VVP, VAD

Descrição Velocity-Volume Processing (VVP): Assumindo um campo de vento linear ao longo do domínio, é obtida uma estimativa da velocidade

horizontal média e da divergência a partir do campo de vento linear que melhor se ajusta aos dados de velocidade radial em volumes previamente delimitados.

Como calcular (Algoritmo do *Rainbow*): Este algoritmo determina o perfil vertical do vento centrado acima da localização do radar. Vários parâmetros exibidos separadamente são derivados dos dados volumétricos em coordenada polar da velocidade radial média: velocidade e direção da componente horizontal do vento, componentes do vento (u,v,w) nas direções dos três eixos (x,y,z), divergência, deformação, cisalhamento, divergência horizontal e vertical, divergência 3D, cisalhamento vertical e o desvio padrão da análise de regressão do VVP.

Dados: volumétrico dos radares (uso do algoritmo).

Descrição: *Velocity-Azimuth Display (VAD)*: é a velocidade radial média versus o ângulo azimutal para uma elevação e alcance fixos. A velocidade radial média é representada como uma onda senoidal em função do azimute. A amplitude e a fase da curva senoidal representam a velocidade e a direção na altitude da medida e o deslocamento da curva senoidal a partir da velocidade zero é a medida da velocidade terminal das partículas (LHERMITTE; ATLAS, 1961).

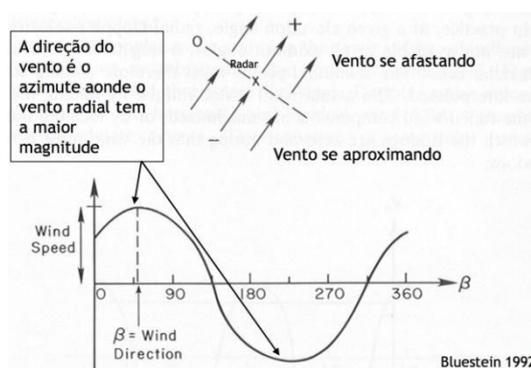


Figura 3.1 - Ilustração esquemática demonstrando o método Velocity-Azimuth Display (VAD).
Fonte: Adaptada de Lhermittee Atlas (1961).

Como calcular:

- Equação básica para uma elevação (BLUESTEIN, 1992):

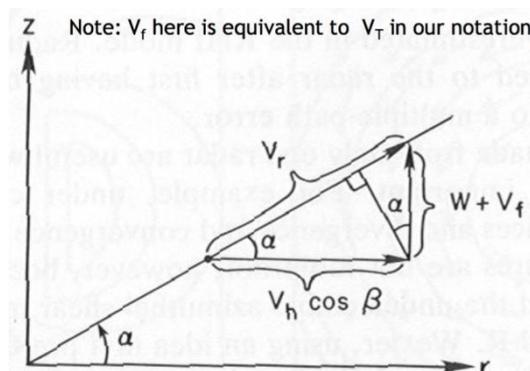


Figura 3.2 – Ilustração esquemática da reprojeção dos vetores velocidade do método Velocity-Azimuth Display (VAD).
Fonte: Lhermittee Atlas (1961).

Em que, V_r = velocidade radial Doppler; V_h = vetor do vento horizontal; α = ângulo elevação; V_f = velocidade terminal das partículas; w = velocidade vertical do vento; β = ângulo do azimute; e $V_f = w - V_t$; $V_r = V_h \cos(\beta) \cos(\alpha) + (w + V_t)$;

- **Algoritmo do Rainbow:** O algoritmo começa com um volume ou uma única elevação do conjunto de dados brutos de velocidade e realiza a análise para cada elevação do alcance indicado. Para cada uma das elevações são calculadas as seguintes variáveis: velocidade radial média, desvio padrão e o número de *bins* considerados.

Dados: volumétrico dos radares (uso do algoritmo).

C14) Chuva Acumulada

Descrição: Enchentes e inundações são eventos frequentes em regiões tropicais, principalmente devido às condições ambientais e sócio-econômicas. Diversos trabalhos usam limiares de chuva acumulada para prever áreas de

ocorrência desses eventos (MONTESARCHIO et al., 2009; ÁVILA et al., 2015), além de deslizamentos. Contudo, a baixa densidade das redes de sensores de chuva impossibilita uma análise espacial sobre determinadas regiões, o que é de suma importância, uma vez que a precipitação apresenta alta variabilidade espacial e temporal. Neste sentido, o uso de sensoriamento remoto por radares e satélites meteorológicos têm um papel importante em aumentar as áreas de observações e o número de medidas. Entretanto, existem limitações nas estimativas de ambos os equipamentos que devem ser levadas em consideração. No caso de sensores ativos, como os radares, as relações que usam a refletividade radar para estimar a precipitação não representam todos os tipos de chuva, pois os diferentes sistemas precipitantes (convectivo, estratiforme e quente) apresentam diferentes características microfísicas. Diferentemente das técnicas associadas aos radares, aquelas que utilizam a radiação passiva medida pela maioria dos satélites meteorológicos, aumentam o campo amostral, definindo uma melhor cobertura de nuvens. Contudo, estes métodos tendem a ser menos precisos, uma vez que as relações entre a T_b medida e a chuva estimada segue equações empíricas sobre o continente e que podem não distinguir o sinal da precipitação oriunda dos diferentes tipos de chuva, maiores detalhes podem ser encontrados em Calheiros (2013). Além do sensoriamento remoto da atmosfera e observações, previsões numéricas da precipitação acumulada também podem ser utilizadas para o propósito de definir regiões de eventos severos.

Dados: O CPTEC disponibiliza as estimativas de chuva tanto por satélites meteorológicos (Hidroestimador, 3B42, etc), como por radares a partir de diversas metodologias. Diversos modelos numéricos (Eta, BRAMS, WRF, BAM, etc) podem ser utilizados para prever a chuva acumulada.

C15) Probabilidade de Ocorrência de Descargas Elétricas

Descrição: A probabilidade de ocorrência de descargas elétricas é baseada nos trabalhos de Schmetz et al. (1997) e Kurino (1997), que mostraram que as diferenças positivas entre os canais do WV (6.47–7.02 μm) e janela atmosférica (IR) (10.2–11.2 μm) podem estar relacionadas com topos de nuvens com convecção profunda ou nuvens penetrativas. São consideradas nuvens penetrativas aquelas que seu topo consegue penetrar nas camadas da tropopausa, injetando umidade na estratosfera, essas nuvens apresentam grande atividade convectiva, tendo em vista a sua profundidade e grande quantidade de gelo, principal responsável pela criação de forte campo elétrico no interior da nuvem. Como o canal IR está situado na faixa da janela atmosférica, apresenta pouca absorção e o valor medido representa a emissão do alvo (topo da nuvem). Já o canal WV se situa no centro da faixa de absorção do vapor d'água. Logo, a diferença entre a temperatura de brilho dos canais WV e IR, de uma forma geral, sempre será negativa, a menos nos casos de nuvens penetrativas que injetam vapor d'água na estratosfera e que apresentam uma temperatura maior que a da tropopausa. Nestes casos, a diferença WV-IR passa a ser positiva e indica a presença de nuvens com forte atividade elétrica e convectiva com considerável quantidade de gelo.

Dados: Imagens dos satélites GOES e MSG nos canais do IR e WV.

C16) Raios por Satélite

Descrição: Este produto realiza o diagnóstico de relâmpagos nuvem-solo para cada sistema convectivo usando imagens de satélite no canal infravermelho. O dado de saída consiste num arquivo binário contendo a quantidade de relâmpagos nuvem-solo diagnosticada para cada sistema convectivo identificado pelo algoritmo ForTraCC (VILA et al., 2008).

Como é determinado: O diagnóstico de relâmpagos nuvem-solo utiliza as propriedades físicas dos sistemas convectivos determinadas pelo algoritmo ForTraCC e uma equação empírica que relaciona estas propriedades e os raios. Esta equação foi proposta por Mattos e Machado (2016) sendo expressa por:

Equação:

$$+0.0048 * (SIZE) - 1.84902 * (DSIZE) * TMIN9 = 413.07 + 0.0173926 * (3.32)$$

Em que, *SIZE* é o tamanho dos sistemas convectivos em número de pixels, *DSIZE* é a taxa de expansão normalizada em $10^{-6}s^{-1}$ e *TMIN9* é temperatura média dos nove pixels mais frios em Kelvin.

Para cada sistema convectivo identificado pelo algoritmo ForTraCC utiliza-se as propriedades calculadas e aplica-se a relação empírica descrita anteriormente, assim gerando estimativa de relâmpagos nuvem-solo. Como esta relação foi montada baseada na rede RINDAT sobre o estado de São Paulo, a estimativa de relâmpagos nuvem-solo é limitada a região Sudeste do Brasil.

Dados:

- 1) Imagens retangulares do canal infravermelho (10,8 μm) do satélite GOES.
- 2) Algoritmo ForTraCC: Clusters (formato binário) e arquivos Família (formato ascii).

C17) STARNET (Observação de Raios à superfície):

Descrição: rede de detecção de descargas elétricas STARNET (*Sferics Timing and Ranging NETWORK*) é um sistema que consiste de um conjunto de antenas receptoras que operam na frequência VLF (Very Low Frequency, 7 -

15 kHz) e detectam ruídos de rádio emitidos por descargas elétricas na atmosfera. Esses ruídos são denominados “*sferics*” e podem alcançar milhares de quilômetros nesse intervalo de frequência, se propagando no guia de onda delimitado pela superfície da terra e pela ionosfera. Os produtos da rede possibilitam o monitoramento de tempestades severas com alta resolução temporal (5 minutos).

C18) GLM (Geostationary Light Mapper):

Descrição: o GLM é um detector óptico transiente que opera na faixa do infravermelho próximo e que pode obter mudanças momentâneas em uma cena, indicando a presença de raios. O GLM mede atividade totais de raios (intranuvem, entre-nuvens e nuvem-solo) continuamente sobre as Américas e regiões de oceano adjacentes com resolução espacial quase-uniforme de aproximadamente 10 km. O objetivo desta ferramenta é fornecer informação crítica a previsores, permitindo-os focar no desenvolvimento de tempestades severas antes destas tempestades produzirem fortes ventos, granizo e até tornados. Isso porque, tempestades exibem um aumento significativo na quantidade de raios totais, frequentemente minutos antes do radar detectar o potencial para tempestades severas.

O produto disponibilizado corresponde a densidade de flashes/raios em um intervalo de 5 minutos. Um flash consiste de um a múltiplos pulsos ópticos em um intervalo de tempo e distância específicos. Para o algoritmo do GLM, um flash foi definido como um conjunto de grupos sequencialmente separados no tempo por não mais do que 330 ms e no espaço por não mais do que 16.5 km em uma distância euclidiana ponderada. Note que para dois (ou mais) grupos para serem considerados partes do mesmo flash, qualquer dois eventos em dois grupos podem encontrar os espaçamentos de 330 ms e 16.5 km. Em outras palavras, o algoritmo GLM não pode usar os centróides dos grupos para determinar se dois (ou mais) grupos são partes do mesmo flash.

Dados: GLM - GOES16

D) Sistemas de Previsão

O *Forecasting and Tracking of the evolution of the Cloud Clusters* (ForTraCC) é um algoritmo que determina as trajetórias e o ciclo de vida dos SC, além de realizar prognósticos baseados no passado de cada sistema identificado (ANEXO B).

D1) IR

Descrição: Inicialmente o sistema foi desenvolvido para utilizar imagens de satélite geostacionário no canal infravermelho como fonte base de informações sobre o topo das nuvens. Uma vez que esses dados de satélite permitem observar e/ou quantificar características da nebulosidade. A extrapolação da convecção baseia-se na análise estatística dos dados históricos do ciclo de vida dos SC. Já a previsão realizada baseia-se na propagação e evolução das condições de nebulosidade (radiâncias). Para cada uma destas extrapolações, existe uma base física que é explicada por Vila et al. (2008) e no Anexo 2 deste documento.

O algoritmo foi originalmente desenvolvido para análise de Tb, mas devido a sua sofisticação nada o impede de utilizar outras variáveis, principalmente as que tem uma relação com Tb, como por exemplo, a precipitação.

D2) HydroTrack

Descrição: O *Hydroestimator Tracking and Nowcaster* (HydroTrack) é a junção dos dois modelos apresentados anteriormente (ForTraCC-Hidroestimador), cujo o objetivo é realizar prognósticos a curtíssimo prazo da precipitação levando em consideração as estruturas de precipitação ao invés das características da nuvem, como no ForTraCC. O Hidroestimador (SCOFIELD et al., 2001) é uma versão atualizada do Autoestimador (Vicente, 1998), atualmente operacional na Divisão de Satélite e Sistemas Ambientais

(DSA/CPTEC/INPE). Esse modelo utiliza a temperatura de brilho (T_b) do canal infravermelho do satélite GOES para estimar a taxa de precipitação baseada numa relação não-linear de regressão de potência.

Como citado no Anexo B, o modelo de previsão necessita de informações sobre a tendência de crescimento e desenvolvimento dos sistemas precipitantes, portanto, é necessário construir curvas que representam a expansão/dissipação em função do ciclo de vida das células de chuva. Essa relação baseia-se na variável $1/A^*(\delta A/\delta t)$, supracitada, em que A no ForTraCC é a área do sistema convectivo, e no HydroTrack é a área da precipitação associada ao mesmo sistema convectivo. Maiores detalhes podem ser encontrados em Calheiros (2008).

D3) RADAR-CAPPI

Descrição: O ForTraCC-Radar parte do mesmo princípio do HydroTrack, só que os dados assimilados são as refletividades medidas por radares meteorológicos, cujo o limiar é geralmente de 20 dBZ, que segundo Marshall e Gun (1952) é aproximadamente 0,5 mm/h de precipitação. Ou seja, o ForTraCC acompanha estruturas precipitantes em campos de refletividade a uma altura constante próxima a superfície (CAPPI, aproximadamente 3 km). O ForTraCC-Radar, devido a sua melhor resolução espacial ($2 \times 2 \text{ km}^2$), quando comparado ao ForTraCC e o HydroTrack que utilizam dados de satélite ($4 \times 4 \text{ km}^2$), consegue monitorar o rápido crescimento inicial das estruturas precipitantes no radar, o que favorece sua previsão.

D4) WV-IR

Descrição: O ForTraCC-Tempestade Severa tenta rastrear as nuvens “penetrativas”, isto é, nuvens com convecção profunda que alcançam a tropopausa, cuja ocorrência de descargas elétricas sobre o continente é frequentemente observada. Neste caso, o ForTraCC ao invés de assimilar

temperaturas no IR, ele baseia-se nas diferenças positivas entre os canais do vapor d'água (WV, 6.47–7.02 μm) e janela atmosférica no infravermelho (IR, 10.2–11.2 μm), que estão relacionadas com topos de nuvens com convecção (SCHMETZ et al., 1997; KURINO, 1997), para realizar a detecção dos sistemas.

D5) Previsão de Relâmpagos por Satélite

Descrição: Este produto realiza a previsão de relâmpagos para cada sistema convectivo usando imagens de satélite no canal infravermelho. São geradas as previsões de raios para 30, 60, 90 e 120 min. O dado de saída consiste num arquivo binário contendo a quantidade de raios prevista para cada sistema convectivo identificado pelo algoritmo ForTraCC (VILA et al., 2008).

Como é determinado: A previsão de raios utiliza as propriedades físicas dos sistemas convectivos previstas pelo algoritmo ForTraCC e uma equação empírica que relaciona estas propriedades e os raios. Esta equação foi proposta por Mattos e Machado (2016) sendo expressa por:

Equação:

$$+0.0048 * (SIZE) - 1.84902 * (DSIZE) TMIN9 = 413.07 + 0.0173926 * \quad (3.33)$$

Em que, *SIZE* é o tamanho dos sistemas convectivos em número de pixels, *DSIZE* é a taxa de expansão normalizada em 10^{-6}s^{-1} e *TMIN9* é temperatura média dos nove pixels mais frios em Kelvin.

Para cada previsão do algoritmo ForTraCC destas propriedades, aplica-se a relação empírica, assim gerando a previsão de raios. Como esta relação foi montada baseada na rede RINDAT sobre o estado de São Paulo, a previsão de raios é limitada a região Sudeste do Brasil.

Dados:

- 1) Imagens retangulares do canal infravermelho (10,8 μm) do satélite GOES.
- 2) Algoritmo ForTraCC: Clusters (formato binário) e arquivos Família (formato ascii).

D6) Previsão de Relâmpagos por Radar

Descrição: Este produto realiza a previsão de relâmpagos sobre a área de um radar polarimétrico. O dado de saída é um arquivo binário contendo o diagnóstico de relâmpagos para cada sistema precipitante da imagem atual e para a imagem de previsão. Os sistemas são classificados como: a) Sem relâmpagos (SR), b) Baixa (BAIXA), c) moderada (MOD) e d) alta (ALTA) frequência de relâmpagos.

Como é determinado: O dado principal de entrada são os *Plan Position Indicator* (PPIs) de: a) refletividade (Z_H), b) refletividade diferencial (Z_{DR}), c) fase diferencial específica (K_{DP}) e d) coeficiente de correlação (ρ_{HV}) e o algoritmo ForTraCC. Para cada sistema precipitante identificado pelo ForTraCC, calcula-se o percentil de 50 % para Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} para as camadas: quente (acima de 0°C), mista 1 (entre 0° e -15°C), mista 2 (entre -15° e -40°C) e glaciada (entre -40° e -65°C). Existe uma tabela de referência que consta o típico valor do p50% esperado para cada camada da nuvem e para cada classe de relâmpagos (SR, BAIXA, MOD e ALTA). Assim compara-se cada valor calculado para o p50% com aqueles da tabela de referência. Para cada camada da nuvem a classe de relâmpago que tiver o p50% calculado mais próximo daquela da tabela, será a classe de relâmpago escolhida para aquela camada. A classe de relâmpagos mais frequente contabilizada entre

todas as camadas será aquela considerada para o sistema precipitante. Para a previsão mantem-se a frequência de relâmpagos para a imagem seguinte.

Dados:

- 1) Dados volumétricos (PPIs em diferentes elevações) de:
 - a) refletividade, b) refletividade diferencial, c) fase diferencial específica e d) coeficiente de correlação.
- 2) Clusters (formato binário) e arquivos Família (formato ascii) gerados pelo ForTraCC.

D7) Previsão de Severidade

Descrição: Este produto indica qual a probabilidade de um sistema precipitante se tornar severo. O dado de saída é um arquivo binário diagnóstico e de previsão contendo uma escala de porcentagem de 0 a 100 %, onde se considera: a) (0-33%) Baixa (BAIXA), b) (33-66%) moderada (MOD) e c) (66-100%) alta (ALTA) probabilidade de severidade.

Como é determinado: Para cada sistema precipitante identificado pelo ForTraCC e usando os dados tridimensionais das variáveis polarimétricas (isto é, os dados de PPIs de Z_H , Z_{DR} , K_{DP} e ρ_{HV} reprojados para uma grade retangular) calculam-se os seguintes parâmetros:

- 1) $Z_H > 35$ dBZ na camada de fase mista (entre 0°C e -40°C);
- 2) $K_{DP} > 0^\circ\text{km}^{-1}$ na camada de fase mista 1 (entre 0°C e -15°C);
- 3) $K_{DP} < 0^\circ\text{km}^{-1}$ na camada de fase mista 2 (entre -15°C e -40°C);
- 4) $\rho_{HV} < 0.9$ na camada de fase mista 1 (entre 0°C e -15°C);
- 5) $Z_{DR} < 0$ dB na camada de fase mista (entre 0°C e -40°C);

Para cada parâmetro calcula-se a fração de *pixels* da camada considerada que ultrapassou os valores citados acima. Além disso, calcula-se a variação desta fração entre as imagens consecutivas (conhecida também como a derivada temporal da fração de *pixels*). Assim, ao todo temos 10 “variáveis” calculadas (isto é, 5 variáveis associadas à fração de *pixels* e 5 associadas a variáveis desta fração entre as imagens consecutivas). Em seguida determinam-se quantas das “10 variáveis” ultrapassaram certos valores críticos pré-determinados, constante numa tabela. A quantidade de variáveis que ultrapassaram o limiar dividido pela quantidade de variáveis total (como são 10 variáveis será dividido por 10) expressa à porcentagem relativa daquele sistema precipitante se tornar severo. Para a previsão mantem-se esta probabilidade para a imagem seguinte.

Dados:

- 1) Dados volumétricos (PPIs) de:
 - a) refletividade, b) refletividade diferencial, c) fase diferencial específica e d) coeficiente de correlação.
- 2) Clusters (formato binário) e arquivos Família (formato ascii) gerados pelo ForTraCC.

D8) NearCast θ_e

Descrição: O *NearCast* fornece previsões com antecedência de 1-6 horas do desenvolvimento de tempestade. O sistema *NearCasting* usa uma abordagem baseada em trajetória que preserva grandes gradientes e máximos e mínimos observados nos dados, bem como a utilização de sucessivas inserções de dados em tempo real do GOES, para revalidar/rever projeções anteriores a cada hora. Em um estudo de caso feito para um tornado, ocorrido na Polônia, os campos de temperatura e umidade não foram suficientes para fornecer informações sobre o conteúdo total de energia térmica em baixos níveis do ambiente pré-convectivo. Para este caso, foi calculada θ_e , tornando a

fonte de energia térmica para a formação da tempestade mais aparente. Segundo Petersen et al. (2010) os dois dos principais ingredientes para o desenvolvimento rápido e contínuo da convecção severa são: 1) o desenvolvimento de instabilidade convectiva (θ_e diminuindo com a altura ou aumentando com a pressão) e 2) uma fonte abundante de suporte térmico em baixo nível.

4 A FERRAMENTA NOWCASTING

Os produtos desenvolvidos e/ou implementados a partir da lista acima são compilados em uma página WEB (nowcasting.cptec.inpe.br) criada especificamente para auxiliar meteorologistas em ambientes operacionais (figura X). As características gerais da página são:

- Produtos divididos em quatro partes correspondentes aos estágios do *Nowcasting*.
- Possibilidade de exibir apenas um dos estágios ao clicar duas vezes sobre o nome de uma das fases.
- Animar os campos de satélite e modelo.
- Exibir janela com informações temporais dos produtos e aplicar transparência aos mesmos.
- Na fase pré-convectiva, exibir informações de limiares para os índices de instabilidade tanto para radiossondagem quanto para modelos.
- Exibir barra de cores para todos os produtos.
- Ferramenta de desenho para delimitar áreas com possibilidade de tempestade severa.
- Gerar relatório com imagens.

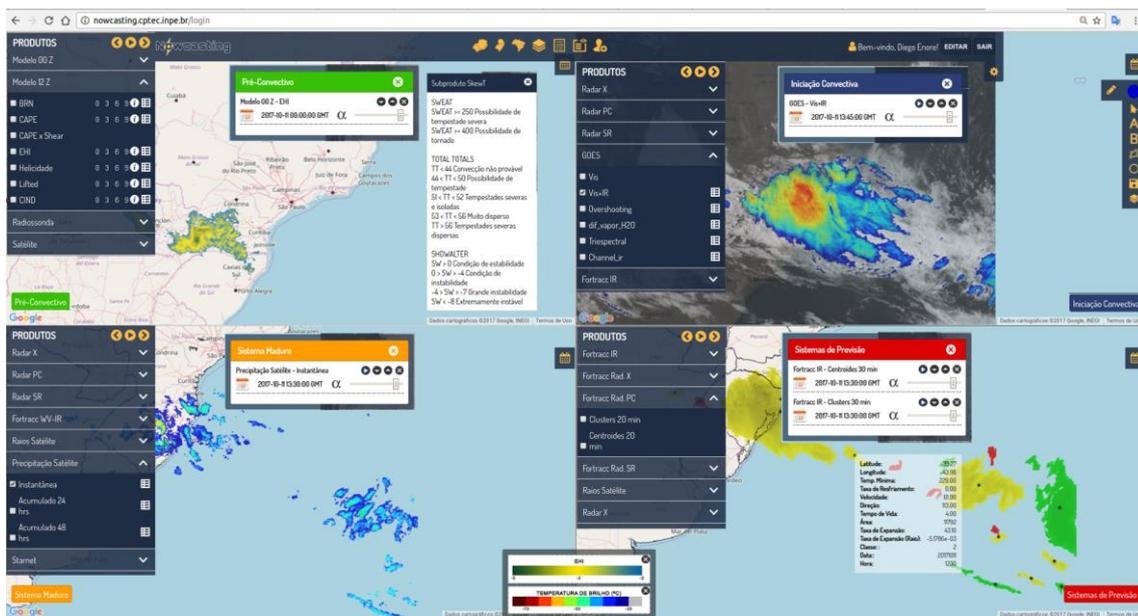


Figura 3.3 – Página de produtos nowcasting.

Na fase pré-convectiva, são exibidas informações de radiossonda (figura 3.4) para as estações listadas na tabela (3.7), informações de CAPE x Shear para as saídas do modelo das 0Z e 12 Z (figura 3.5a) e radiossonda (figura 3.5b). A figura X1 mostra um gráfico Skew-T, hodógrafa com velocidade do vento para 7 níveis da atmosfera bem como informações de diversos índices de instabilidade. A medida que algum destes índices atinge o limiar mínimo indicando tempestade eles recebem uma cor padrão:

- Verde: para apenas um limiar;
- Laranja: dois limiares;
- Vermelho: três ou mais.

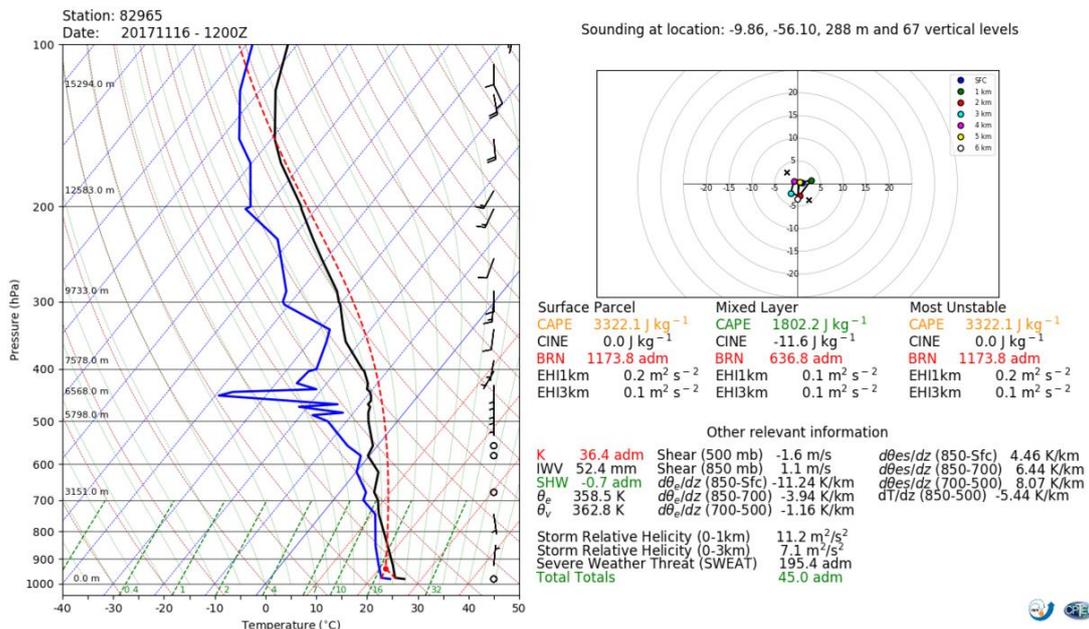


Figura 3.4 – Exemplo do produto Skew-T de uma radiossondagem da fase pré-convectiva.

As informações de Cape x Shear são geradas tanto para os locais de lançamento das radiossondagens como as saídas do modelo ETA-5km, sendo este último incluindo mapas horários com os tipos de tempestades em função de CAPE e cisalhamento do vento, como demonstrado na figura 2.1.

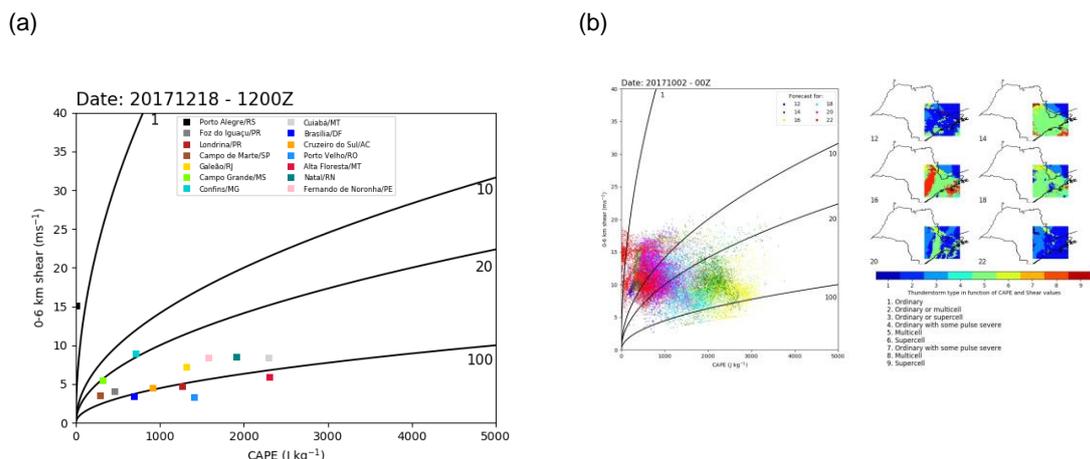


Figura 3.5 – Gráfico Cape x Shear para (a) radiossondagens e (b) saídas do modelo ETA-5km.

Tabela 3.7 - Informações de todas as radiossondagens utilizadas.

ID	Local	Latitude	Longitude
83971	Porto alegre	-30.00	-51.18
83827	Foz do Iguaçu	-25.51	-54.58
83768	Londrina	-23.33	-51.13
83779	São Paulo	-23.52	-46.63
83746	Rio de Janeiro	-22.81	-43.25
83612	Campo Grande	-20.46	-54.66
83566	Confins	-19.62	-43.57
83362	Cuiabá	-15.65	-56.10
83378	Brasília	-15.86	-47.93
83208	Vilhena	-12.70	-60.10
82705	Cruzeiro do Sul	-07.62	-72.67
82824	Porto Velho	-08.76	-63.91
82965	Alta Floresta	-09.86	-56.10
82397	Fortaleza	-03.77	-38.50
82599	Natal	-05.91	-35.25
82400	Fernando de Noronha	-03.85	-32.41

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACKERMAN, S. Global satellite observations of negative brightness temperature differences between 11 and 6.7 μm . **American Meteorological Society**, v. 53, n. 19, p. 2803–2812, 1996. 8, 34

ADLER, R. F.; FENN, D. D. Thunderstorm intensity as determined from satellite data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, n. 4, p. 502-517, 1979.

ADLER, R. F.; MARKUS, M. J.; FENN, D. D. Detection of severe Midwest thunderstorms using geosynchronous satellite data. **Monthly weather review**, v. 113, n. 5, p. 769-781, 1985.

ALBERS, S.; MCGINLEY, J.; BIRKENHEUER, D.; SMART, J. The Local Analysis and Prediction System (LAPS): Analyses of clouds, precipitation, and temperature, **Weather Forecasting**, v.11, p.273-287. 1996:

ALBRECHT, R.; MORALES, C.; MATTOS, E.; BISCARO, T.; MACHADO, M.; ANSELMO, E.; NEVES, J. Tempestades e tempo severo durante o experimento CHUVA-GLM Vale do Paraíba. In: XVII CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 2012, Gramado. **Proceedings...** Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2012.

AMBURN, S. A.; WOLF, P. L. VIL density as a hail indicator. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 473-478, 1997.

ATKINS, N. T.; WAKIMOTO, R. M.; WECKWERTH, T. M. Observations of the sea-breeze front during CaPE. Part II: Dual-Doppler and aircraft analysis. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 4, p. 944-969, 1995.

ÁVILA, A. D., CARVAJAL, Y. E.; JUSTINO, F. Representative rainfall thresholds for flash floods in the Cali river watershed, Colombia, Nat. Hazards **Earth Syst. Sci. Discuss.**, 3, 4095-4119, 2015.

BALLARD, S.; ZHIHONG, L.; SIMONIN, D.; BUTTERY, H.; CHARLTON-PEREZ, C.; GAUSSIAT, N.; HAWKNESS SMITH, L. Use of radar data in NWP-based nowcasting in the MetOffice. In: EIGHTH INTERNATIONAL

SYMPOSIUM ON WEATHER RADAR AND HYDROLOGY, 2011, Exeter. Proceedings... Exeter, 2011.

BEDKA, K. et al. Objective satellite-based detection of overshooting tops using infrared window channel brightness temperature gradients. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 2, p. 181-202, 2010.

BELLON, A. et al. McGill Algorithm for precipitation nowcasting by Lagrangian extrapolation (MAPLE) applied to the South Korean radar network. Part I: Sensitivity studies of the variational echo tracking (VET) technique. **Asia-Pacific Journal of Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 3, p. 369-381, 2010.

BENDER, A. Eventos de tempo severo associado às linhas de instabilidade sobre o Estado de São Paulo. 2012. 105p. **Dissertação (Mestrado em Ciências)**, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2012.

Bluestein, H.B., 1992: Principles of Kinematics and Dynamics. Vol. I, Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes. Oxford University Press, 431 pp.

BOCCIPPIO, D. J. A diagnostic analysis of the VVP single-Doppler retrieval technique. **Journal Atmospheric and Oceanic Technology**, v.12.2, p.230-248, 1995.

BOWLER, N. E.; PIERCE, C. E.; SEED, A. W. STEPS: A probabilistic precipitation forecasting scheme which merges an extrapolation nowcast with downscaled NWP, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 132, p. 2127-2155, 2006.

BROOKS, H. E., C. A. DOSWELL III, and R. B. WILHELMSON. On the role of mid-tropospheric winds in the evolution and maintenance of low-level mesocyclones. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 126-136. 1994.

BROOKS, H. E., C. A. DOSWELL III, and R. DAVIES-JONES. Environmental helicity and the maintenance and evolution of low-level mesocyclones. *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction and Hazards* (Geophys. Monogr. 79), C. Church, Ed., Amer. Geophys. Union, 97-104. 1993.

BROWN, R. A.; LEMON, L. R.; BURGESS, D. W. Tornado detection by pulsed Doppler radar. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 1, p. 29-38, 1978.

BROWNING, K. A.; WEXLER, R. The determination of kinematic properties of a wind field using a single Doppler radar. **Journal of Applied Meteorology**, v.7, p.105-113, 1968.

BURGESS, D.; LEMON, L. Severe thunderstorm detection by radar. *Radar in meteorology* (A 90-39376 17-47). Boston, MA, **American Meteorological Society**, 1990, p. 619-647, 1990.

BURGESS, D. WB.; DONALDSON, R. J.; DESROCHERS, P. R. Tornado detection and warning by radar. *The tornado: Its structure, dynamics, prediction, and hazards*, p. 203-221, 1993.

BUTCHART, N.; REMSBERG, E. E. The area of the stratospheric polar vortex as a diagnostic for tracer transport on an isentropic surface, **J. Atmos. Sci.** v. 43, p. 1319-1339, 1986.

CALHEIROS, A. J. P. Propriedades radiativas e microfísicas das nuvens continentais: uma contribuição para a estimativa da precipitação de nuvens quentes por satélite. 2013. 180p. Tese (Doutorado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2013.

CALHEIROS, A. J. P. Sistema de previsão imediata da precipitação: O Hydrotrack. 2008. 129p. (INPE-15331-TDI/1371). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2008.

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C. A satellite method to identify structural properties of mesoscale convective systems based on the maximum spatial correlation tracking technique (MASCOTTE). **Journal of Applied Meteorology**, v. 40, n. 10, p. 1683-1701, 2001.

CECIL, D. J. et al. Three years of TRMM precipitation features. Part I: Radar, radiometric, and lightning characteristics. **Monthly Weather Review**, v. 133, n. 3, p. 543-566, 2005.

CECIL, D. J. Passive microwave brightness temperatures as proxies for hailstorms. **Journal Applied Meteorology Climatology**, v.48, p.1281-1286, 2009.

CECIL, D. J. Relating passive 37-GHz scattering to radar profiles in strong convection. **Journal Applied Meteorology Climatology**, v.50, p.233-240, 2011.

CHANDRASEKAR, V.; KERÄNEN, R.; LIM, S.; MOISSEEV, D. Recent advances in classification of observations from dual polarization weather radars. **Atmospheric Research**, v.119, p.97-111, 2011.

CRAVEN, J. P.; JEWELL, R. E.; BROOKS, H. E. Comparison between observed convective cloud-based heights and lifting condensation level for two different lifted parcels. **Weather Forecasting**, v.17, p.885-890, 2002.

CROOK, N. Andrew. Sensitivity of moist convection forced by boundary layer processes to low-level thermodynamic fields. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 8, p. 1767-1785, 1996.

DIXON, M.; WIENER, G. TITAN: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting-A radar-based methodology. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 10, n. 6, p. 785-797, 1993.

Dance, S., E. Ebert, and D. Scurrah, 2010: Thunderstorm Strike Probability Nowcasting. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, 27, 79–93, <https://doi.org/10.1175/2009JTECHA1279.1>

DOTZEK, N.; FRIEDRICH K. Downburst-producing thunderstorms in southern Germany: Radar analysis and predictability, **Atmospheric Research**, v. 93, p. 457-473, 2009.

DYE, J. E.; WINN, W. P.; JONES, J. J.; BREED, D. W. The electrification of New Mexico thunderstorms. Part 1: Relationship between precipitation development and the onset of electrification. **Journal of Geophysical Research**, v.94, p.8643-8656, 1989.

EILTS, M. D. et al. Damaging downburst prediction and detection algorithm for the WSR-88D. In: 18th CONFERENCE ON SEVERE LOCAL STORMS, 1996, San Francisco. Proceedings... San Francisco: Amer. Meteor. Soc., 1996.

Foote, G.B.; Mohr, C.G. Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado: Part VI. Post hoc stratification by storm intensity and type, **J. Appl. Meteorol.**, 18 (1979), pp. 1589-1600

GARSTANG, M.; COOPER, H. J. The role of near surface outflow in maintaining convective activity. In: Nowcasting: Mesoscale observations and short-range prediction, p. 161, 1981.

GATLIN, P. Severe weather precursors in the lightning activity of Tennessee Valley thunderstorms. 2006. 87 p. Master Degree Thesis. The University of Alabama in Huntsville.

GOLDING, B. W. Nimrod: A system for generating automated very short range forecasts. **Meteorological Applications**, v.5, p.1-16, 1998.

GOMES, A. M. e HELD, G. Determinação do Parâmetro Densidade VIL para Alerta de Tempestades. Anais XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, (CD ROM), SBMET, Fortaleza, 12 p., 2004.

GREENE, D. R.; CLARK, R. A. Vertically integrated liquid water-A new analysis tool. **Monthly Weather Review**, v. 100, n. 7, p. 548-552, 1972.

GREMILLION, M. S.; ORVILLE, R. E. Thunderstorm characteristics of cloud-to-ground lightning at the Kennedy Space Center, Florida: A study of lightning initiation signatures as indicated by the WSR-88D. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 5, p. 640-649, 1999.

HAN, Lei et al. 3D convective storm identification, tracking, and forecasting-An enhanced TITAN algorithm. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 26, n. 4, p. 719-732, 2009.

Honda, Y., M. Nishijima, K. Koizumi, Y. Ohta, K. Tamiya, T. Kawabata, and T. Tsuyuki, 2005: A pre-operational variational data assimilation system for a non-hydrostatic model at the Japan Meteorological Agency: Formulation and preliminary results. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, 131, 3465-3475.

HOUZE, R. A. Jr. Clouds Dynamics. International Geophysics Series. v.53. 606 p., 1993.

IWABUCHI, T., ROCKEN, C., LUKES, Z., MERVART, L., JOHNSON, J., KANZAKI, M. PPP and Network True Real-time 30 sec Estimation of ZTD in Dense and Giant Regional GPS Network and the Application of ZTD for Nowcasting of Heavy Rainfall. In: 19th INTERNATIONAL TECHNICAL MEETING OF THE SATELLITE DIVISION OF THE INSTITUTE OF NAVIGATION (ION GNSS 2006), 2006, Fort Worth. **Proceedings...** Fort Worth, 2006.

JAMESON, A. R.; MURPHY, M. J.; KRIDER, E. P. Multiple-parameter radar observations of isolated Florida thunderstorms during the onset of electrification. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, v.35, p.343-354, 1996.

JOE, P., et al. Automated Processing of Doppler Radar Data for Severe Weather Warnings, Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications, Dr. Joan Bech (Ed.), ISBN: 978-953-51-0496-4, InTech, doi: 10.5772/39058, 2012.

JOHNSON, J. T. et al. The storm cell identification and tracking algorithm: An enhanced WSR-88D algorithm. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 2, p. 263-276, 1998.

KNAPP, D. I. Using cloud-to-ground lightning data to identify tornadic thunderstorm signatures and nowcast severe weather. **Natl. Wea. Dig.**, v. 19, n. 2, p. 35-42, 1994.

KOBAYASHI, T.; MASUDA, T. Changes in Cloud Optical Thickness and Cloud Drop Size Associated with Precipitation Measured with TRMM Satellite. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.87, p.593-600, 2009.

KOENING, M.; CONING, E. The MSG Global instability indices product and its use as a nowcasting Tool. **Weather and Forecasting**. 24. 272-285. 2009.

KREHBIEL, P. R., THOMAS, R. J., RISON, W., HAMLIN, T., HARLIN, J., DAVIS, M., GPS-based mapping system reveals lightning inside storms. **Eos, Trans. Amer. Geophys. Union**, v.81, p.21-25, 2000.

KUMMEROW, C. et al. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 15, n. 3, p. 809-817, 1998.

KURINO, T. A satellite infrared Technique for estimating "Deep/Shallow" precipitation. **Adv. Space Res.**, v.19, p.511-514, 1997.

LAIT, L. R. An alternative form for Potential Vorticity. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 51, n. 12, p. 1754-1759, 1994.

LAKSHMANAN, V. et al. The warning decision support system-integrated information. **Weather and Forecasting**, v. 22, n. 3, p. 596-612, 2007.

LAKSHMANAN, V.; SMITH, T. An objective method of evaluating and devising storm-tracking algorithms. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 2, p. 701-709, 2010.

LAPCZAK, S. et al. The Canadian National Radar Project. In: 29th International Conference on Radar Meteorology, p. 327-330, 1999.

LEESE, J. A.; NOVAK, C. S.; CLARK, B. B. An automated technique for obtaining cloud motion from geosynchronous satellite data using cross correlation. **Journal of Applied Meteorology**, v. 10, n. 1, p. 118-132, 1971.

LEMON, L. R.; BURGESS, D. W. Supercell associated deep convergence zone revealed by a WSR-88D. In: 26th INTERNATIONAL CONF. ON RADAR METEOROLOGY, 1993, Norman. **Proceedings...**Norman, 1993..

LENNON, C., MAIER, L., Lightning mapping system, in Proceedings of the International Aerospace and Ground Conference 7 on Lightning and Static Electricity, pp. 89-1 to 89-10, NASA Conf. Publ. 3106, 1991.

Lensky, I. M.; Rosenfeld, D. The time-space exchangeability of satellite retrieved relations between cloud top temperature and particle effective radius. **Atmospheric Chemistry and Physics**, v. 6. pp. 2887-2894, 2006.

LEVIZZANI, V.; SETVÁK, M. Multispectral, high-resolution satellite observations of plumes on top of convective storms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 3, p. 361-369, 1996.

LHERMITTE, R. M.; ATLAS, D. Precipitation motion by pulse Doppler radar. Proc. Ninth Weather Radar Conf., 1961.

LIN, Y., RAY, P. ; JOHNSON, K. Initialization of a modelled convective storm using Doppler radar derived fields. **Monthly Weather Review**, v.121, p. 2757-2775, 1993.

LI, P. W.; WONG, W. K.; LAI, E. S. T. A New Thunderstorm Nowcasting System in Hong Kong. In: WMO/WWRP INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON NOWCASTING AND VERYSHORT-RANGE FORECASTING, 2005, Toulouse. **Proceedings...**Toulouse, 2005.

LI, P. W.; WONG, W. K. Development of an advanced aviation nowcasting system by including rapidly updated NWP model in support of air traffic management. In: 14TH CONFERENCE ON AVIATION, RANGE AND AEROSPACE METEOROLOGY, 2010, Atlanta. **Proceedings...** Atlanta, 2010.

LUND, N. R. et al. Relationships between lightning location and polarimetric radar signatures in a small mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 12, p. 4151-4170, 2009.

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

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. The convective system area expansion over Amazonia and its relationships with convective system life duration and high-level wind divergence. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 4, pp. 714-725, 2004.

MCCANN, D. W. On overshooting-collapsing thunderstorm tops. In: Preprints 11th Conf. Severe Local Storms, Amer. Meteor. Soc., Kansas City. 1979. p. 427-432.

MCCANN, D. W. The enhanced-V: A satellite observable severe storm signature. **Monthly Weather Review**, v. 111, n. 4, p. 887-894, 1983.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. The Electrical Nature of Storms. Oxford University Press, 422 pp., 1998.

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

MADHULATHA, A., RAJEEVAN, M.; RATNAM, M. V. BHATE, J.; NAIDU, C. V. Nowcasting severe convective activity over southeast India using ground-based microwave radiometer observations. **Journal of Geophysical Research**, v.118, 2013.

MARKOWSKI, P.M., E.N. RASMUSSEN, and J.M. STRAKA: The Occurrence of Tornadoes in Supercells Interacting with Boundaries during VORTEX-95. **Wea. Forecasting**, 13, 852–859. 1998.

MATTHEE, R.; MECIKALSKI, J. Geostationary infrared methods for detecting lightning-producing cumulonimbus clouds. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 118, n. 12, p. 6580–6592, 2013. ISSN 21698996. 2, 7, 11, 12, 33, 34

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T.; WILLIAMS, E. R. Thunderstorm electrification and X-band polarimetric radar. Thunderstorm electrification life cycle. Submetido para *Journal of Geophysical Research*, 2016.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T.; WILLIAMS, E. R., ALBRECHT, R. I. Thunderstorm electrification and X-band polarimetric radar: Lightning frequency. Submetido para *Journal of Geophysical Research*, 2016.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v.99, p.377-390, 2011.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. A Model for Cloud-to-Ground Lightning Nowcasting Using Infrared Satellite Images. In: XIV International Conference on Atmospheric Electricity, 2011, Rio de Janeiro. Proceedings...Rio de Janeiro, 2011.

MCFARQUHAR, G. M.; HEYMSFIELD, A. J. The definition and significance of an effective radius for ice clouds. **Journal Atmospheric Science**, 55, 2039-2052, 1998.

MECIKALSKI, J.; BEDKA, K. Forecasting convective initiation by monitoring the evolution of moving cumulus in daytime goes imagery. *Monthly Weather Review*, v. 134, p. 49–78, 2006. ISSN 0027-0644. 7, 10, 33, 34

MECIKALSKI, J. R.; BEDKA, K. M.; PAECH, S. J.; LITTEN, L. A. A statistical evaluation of GOES cloud-top properties for nowcasting convective initiation. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 4899-4914, 2008.

MECIKALSKI, J. R.; MACKENZIE, W. M.; KÖNIG, M.; MULLER, S. Cloud-top properties of growing cumulus prior to convective initiation as measured by Meteosat Second Generation. Part I: Infrared fields. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 49, n. 3, p. 521-534, 2010.

MECIKALSKI, J.; LI, X.; CAREY, L.; MCCAUL, E. W.; COLEMAN, T. Regional comparison of goes cloud-top properties and radar characteristics in advance of first-flash lightning initiation. *Monthly Weather Review*, v. 141, p. 55–74, 2013. ISSN 0027-0644. 2, 12

MEDINA, B. L.; MACHADO, L. A. T. . Dual polarization radar Lagrangian parameters: a statistics-based probabilistic nowcasting model. **NATURAL HAZARDS** (DORDRECHT. ONLINE), v. 89, p. 705-721, 2017.

Michaelides, S. C. *Precipitation: Advances in Measurement, Estimation and Prediction*. 540 p.p. Springer, Berlin.

MIKUŠ, P.; MAHOVIĆ, N. S. Satellite-based overshooting top detection methods and an analysis of correlated weather conditions. **Atmospheric Research**, v.123, p.268-280, 2012.

MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. **Meteorological Monographs**, v. 28, n. 50, p. 433-480, 2001.

MONTESARCHIO, V.; LOMBARDO, F.; NAPOLITANO, F. Rainfall thresholds and flood warning: an operative case study. **Nat. Hazards Earth Syst. Sci.**, 9, 135-144, doi:10.5194/nhess-9-135-2009, 2009.

MOREL, C.; ORAIN, F.; SENESI, S. Automated detection and characterization of MCS using the meteosat infrared channel. In: PROC. METEO. SATELLITE DATA USERS CONF., p.213-220, 1997.

MOREL, C.; SENESI, S. A climatology of mesoscale convective systems over Europe using satellite infrared imagery. I: Methodology. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 128, n. 584, p. 1953-1971, 2002.

MOSIER, R. M.; SCHUMACHER, C.; ORVILLE, R. E.; CAREY, L. D. Radar nowcasting of cloud-to-ground lightning over Houston, Texas. **Weather and Forecasting**, 2011. v.26, p.199-212, 2011.

MUELLER, C. et al. NCAR auto-nowcast system. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 4, p. 545-561, 2003.

NAKAJIMA, T. Y.; NAKAJIMA, T. Wide-area determination of cloud microphysical properties from NOAA AVHRR measurements for fire and astex regions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, p.4043–4059, 1995.

NAKAJIMA, T.; KING, M. D. Determination of the optical thickness and effective particle radius of clouds from reflected solar radiation measurements. part i: Theory. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.47, p.1878-1893, 1990.

NEGRI, R. G.; MACHADO, L. A. T.; BORDE, R. Inner convective system cloud-top wind estimation using multichannel infrared satellite images. **International Journal of Remote Sensing**, v.35.2, p.651-670, 2014.

NOEL, T. M.; FLEISHER, A. The linear predictability of weather radar signals. **Research report** (Massachusetts Institute of Technology. Weather Radar Research (Project)), no. 34, Cambridge, M.I.T. Dept. of Meteorology, Weather Radar Research, 1960.

PETERSEN, R., AUNE, R.; RINK, T. Objective short-range forecasts of the pre-convective environment using SEVIRI data. In: EUMETSAT CONFERENCE, 2010, Cordoba. **Proceedings...Cordoba**, 2010.

Pierce, C. E.; Hardaker, P. J.; Collier, C. G.; Haggett, C. M. GANDOLF: A system for generating automated nowcasts of convective precipitation. **Meteorological Applications**, v. 7, n. 4, p. 341-360, 2000.

PIERCE, C., ALAN SEED, SUE BALLARD, DAVID SIMONIN AND ZHIHONG LI (2012). Nowcasting, Doppler Radar Observations - Weather Radar, Wind Profiler, Ionospheric Radar, and Other Advanced Applications, Dr. Joan Bech (Ed.), ISBN: 978-953-51-0496-4, InTech, Available from: <http://www.intechopen.com/books/doppler-radar-observations-weather-radar-wind-profiler-ionospheric-radar-and-other-advanced-applications/nowcasting>
POEHLER, H., LENNON, C., Lightning detection and ranging system (LDAR): System description and performance objectives, **Technical Report** TM-74105, NASA, 1979.

PRZYBYLINSKI, R. W.; GERY, W. J.; WRIGHT, J. E. The reliability of the bow echo as an important severe weather signature. National Oceanic and Atmospheric Administration, National Weather Service [Central Region], 1985.

PURDOM, J. F. W. Some uses of high-resolution GOES imagery in the mesoscale forecasting of convection and its behavior. **Monthly Weather Review**, v. 104, n. 12, p. 1474-1483, 1976.

RABIN, R. M. Nowcasting thunderstorm intensity from satellite: a review. 2006.

RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, A. O. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. **Weather and Forecasting**. 13. 1148-1164. 1998

REYNOLDS, D. W. Observations of damaging hailstorms from geosynchronous satellite digital data. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 3, p. 337-348, 1980.

ROBERTS, R. D.; BURGESS, D.; MEISTER, M. Developing tools for nowcasting storm severity. **Weather and Forecasting**, v. 21, n. 4, p. 540-558, 2006.

ROBERTS, R. D.; RUTLEDGE, S. Nowcasting storm initiation and growth using GOES-8 and WSR-88D data. **Weather and Forecasting**, v. 18, n. 4, p. 562-584, 2003.

ROSENFELD, Daniel et al. Satellite detection of severe convective storms by their retrieved vertical profiles of cloud particle effective radius and thermodynamic phase. **Journal of Geophysical Research**, v. 113, n. D4, p.1984-2012, 2008.

ROSENFELD, D.; LERNER, A. Satellite multispectral identification of severe storms and their nowcasting by the microstructure of the pre-storm clouds. In: 2003 EUMETSAT METEOROLOGICAL SATELLITE CONFERENCE, 2003. **Proceedings...**, 2003.

ROSENFELD, D.; LENSKY, I. M. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.79, p.2457-2476, 1998.

ROESLI, H.; ROSENFELD, D.; KERKMANN, J.; KOENIG, M.; LUTZ, H. Msg/seviri channel 4 short-wave ir channel @ 3.9 μm ir 3.9 tutorial. In: . [S.I.]: EUMETSAT - Distant Learning Lecture, 2007. 33

RISON, W.; THOMAS, R. J.; KREHBIEL, P. R.; HAMLIN, T.; HARLIN, J. A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in New Mexico. **Geophysical Research Letters**, v.26, p.3573-3576, 1999.

SAPPUCCI, L. F.; MACHADO, L. A. T.; SOUZA, E. M.; CAMPOS, T. B. GPS-IWV jumps: A nowcasting application. Submitted 2016

SAPPUCCI, L. F.; MONICO, J. F. G.; MACHADO, L. A. T.; HERDIES, D. L.; SOUZA, R. A. F. Assimilação do IWV-GPS: Otimização das estimativas do atraso zenital troposférico em tempo real. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.25(3), p.267-279, 2007.

Setvák, M., and C.A. Doswell (1991) The AVHRR channel 3 cloud top reflectivity of convective storms. **Mon. Weather Rev.**, 119, 841-847.

SCHMIT, T. J. et al. Validation and use of GOES sounder moisture information. **Weather and Forecasting**, v. 17, n. 1, p. 139-154, 2002.

SCHMETZ, J. et al. Monitoring deep convection and convective overshooting with METEOSAT. **Advances in Space Research**, v. 19, n. 3, p. 433-441, 1997.

SCHMETZ, J., TJEMKES, S. A.; GUBE, M.; VAN DE BERG, L. Monitoring deep convection and convective overshooting. **Advances in Space Research**, v.19, p.433-441, 1997.

Schultz, C. J.; Petersen, W. A.; Carey, L. D. Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.48, p.2543-2563, 2009.

SCOFIELD, R. A.; KULIGOWSKI, R. J.; DAVENPORT, J. C. The use of the Hydro- Nowcaster for mesoscale convective systems and the Tropical Rainfall Nowcaster (TRaN) for landfalling tropical systems. In: Prepr. Symposium on Planning, Nowcasting, and Forecasting in the Urban Zone, 2004. **Proceedings...**, 2004.

SCOFIELD, R. A. Comments on A quantitative assessment of the NESDIS Auto-Estimator. **Weather and Forecasting**, v. 16, n. 2, pp. 277-278, 2001.

SETVÁK, M.; DOSWELL, C. A. The AVHRR Channel 3 Cloud Top Reflectivity of Convective Storms. **Monthly Weather Review**, v. 119, p. 841, 1991.

Showalter, A. K. A stability index for forecasting thunderstorms. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 34, p.250-252, 1947.

SHUKLA, B. P.; PAL, P. K. A source apportionment approach to study the evolution of convective cells: An application to the nowcasting of convective weather systems. **Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing**, v. 5, n. 1, p. 242-247, 2012.

SMITH E.; ASRAR, G.; FURUHAMA, Y.; GINATI, A.; KUMMEROW, C.; LEVIZZANI, V.; MUGNAI, A.; NAKAMURA, K.; ADLER, R.; CASSE, V.; CLEAVE, M.; DEBOIS, M.; DURNING, J.; ENTIN, J.; HOUSER, P.; IGUCHI, T.; KAKAR, R.; KAYE, J.; KOJIMA, M.; LETTENMAIER, D.P.; LUTHER, M.; MEHTA, A.; MOREL, P.; NAKAZAWA, T.; NEECK, S.; OKAMOTO, K.; OKI, R.; RAJU, G.; SHEPHERD, M.; STOCKER, E.; TESTUD, J.; WOOD, E.F. The international global precipitation measurement (GPM) program and mission: An overview. In: LEVIZZANI, V.; TURK, F.J. (eds.). *Measuring precipitation from space: EURAINSAT and the future*. Kluwer Academic Publishers, 2007.

SPENCER, R. W.; GOODMAN, H. M.; HOOD, R. E. Precipitation retrieval over land and ocean with the SSM/I: Identification and characteristics of the scattering signal. **Journal of Atmospheric and Oceanic Technology**, v. 6, n. 2, p. 254-273, 1989.

STRABALA, K.; ACKERMAN, S. Cloud properties inferred from 8-12 μm . **Journal of Applied Meteorology**, v. 33, p. 212–229, 1994. 8, 34

Straka, J. M.; Zrnic, D. S.; Ryzhkov, A. V. Bulk Hydrometeor Classification and Quantification using polarimetric radar data: Synthesis of relations. **Journal of Applied Meteorology**. v. 39. p. 1341-1372. 2000

STRAUSS, C., STEPHANY, S., CAETANO, M. A Ferramenta EDDA de Geração de Campos de Densidade de Descargas Atmosféricas para Mineração de Dados Meteorológicos. In: XXXIII CONGRESSO NACIONAL DE MATEMÁTICA APLICADA E COMPUTACIONAL, 2010, **Proceedings...**, 2010.

SUN, J. Initialization and numerical forecasting of a supercell storm observed during STEPS. **Monthly Weather Review**, v.133, p. 793-164, 2005.

SUN, J. Convective-scale assimilation of radar data: progress and challenges, **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.31, p. 3439-3463, 2005.

SUN, J., CHEN, M.; ANG, Y. A frequent-updating analysis system based on radar, surface, and mesoscale model data for the Beijing 2008 Forecast Demonstration Project. **Weather and Forecasting**, v.25, p. 1715-1735, 2010.

ULANSKI, S. L.; GARSTANG, M. The role of surface divergence and vorticity in the life cycle of convective rainfall. Part I: Observation and analysis. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.38 35, p. 1047-1062, 1978.

THOMPSON, R. L., EDWARDS, R., MEAD, C. M. An update to the supercell composite and significant tornado parameters. In: Preprints, 22nd Conf. Severe Local Storms, Hyannis, EUA, Amer. Met. Soc., em mídia digital, 2004. (Disponível em http://ams.confex.com/ams/11aram22sls/techprogram/paper_82100.htm).

van ZOMEREN, J.; van DELDEN, A. Vertically integrated moisture flux convergence as a predictor of thunderstorms. **Atmospheric Research**, v. 83, p. 435 - 445, 2007.

VAREJÃO-SILVA, M. A. Meteorologia e Climatologia: versão digital, Recife: INMET, 2005. Disponível em: <http://www.icat.ufal.br/laboratorio/clima/data/uploads/pdf/METEOROLOGIA_E_CLIMATOLOGIA_VD2_Mar_2006.pdf>. Acesso em 12 dez. 2016.

Vendrasco, E.P.; SUN, J. ; Herdies, D L ; ANGELIS, C. F. . Constraining a 3D-Var Radar Data Assimilation System with Large-scale Analysis to Improve

Short-range Precipitation Forecast. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 55, p. 673-690, 2016.

VICENTE, G. A.; SCOFIELD, R. A.; MENZEL, W. P. The operational GOES infrared rainfall estimation technique. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 9, pp. 1883-1898, 1998.

VILA, D. A.; MACHADO L. A. T. Shape and radiative properties of convective systems observed from infrared satellite images. **International Journal of Remote Sensing**, v. 25, no 00, p.1-16, 2004.

VILA, D.A.; MACHADO, L. A. T; LAURENT, H; VELASCO, I. Forecast and Tracking the Evolution of Cloud Clusters (ForTraCC) Using Satellite Infrared Imagery: Methodology and Validation. **Weather and Forecasting**, v. 23, n. 2, p. 233–245, 2008.

VINCENT, B. R.; CAREY, L. D.; SCHNEIDER, D.; KEETER, K.; GONSKI, R. Using WSR-88D reflectivity data for the prediction of cloud-to-ground lightning: A North Carolina study. **Nat. Wea. Digest**, v.27, p.35-44, 2003.

WALDTEUFEL, P.; CORBIN, H. On the analysis of single-Doppler radar data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18.4, p.532-542, 1979.

WECKWERTH, T. M.; WILSON, J. W.; WAKIMOTO, R. M. Thermodynamic variability within the convective boundary layer due to horizontal convective rolls. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 5, p. 769-784, 1996.

Waldvogel, A., B. Federer, and P. Grimm, 1979: Criteria for the Detection of Hail Cells. **J. Appl. Meteor.**, 18, 1521–1525.

Wang, Z., and K. Sassen, 2002: Cirrus cloud microphysical property retrieval using lidar and radar measurements. Part I: Algorithm description and comparison with in situ data. **J. Appl. Meteor.**, 41, 218–229.

WEISMAN, M., KLEMP, J. B. The dependence of numerically-simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Mon. Wea. Rev.**, v. 110, p. 504-520, 1982.

WEISMAN, M. L.; ROTUNNO. The use of vertical wind shear versus helicity in interpreting supercell dynamics. **J. Atmos. Sci.**, 57, 1452-1472. 2000.

Williams, E. and N. Renno, 1993: An Analysis of the Conditional Instability of the Tropical Atmosphere. **Mon. Wea. Rev.**, 121, 21–36.

WILSON, J. W. et al. Nowcasting thunderstorms: A status report. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 10, p. 2079-2099, 1998.

WILSON, J.; CARBONE, R. Nowcasting with Doppler radar: The forecaster-computer relationship. In: Nowcasting II, Mesoscale Observations and Very-Short-Range. Weather Forecasting, 1984. p. 177.

WILSON, J. W.; MEGENHARDT, D. L. Thunderstorm initiation, organization, and lifetime associated with Florida boundary layer convergence lines. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 7, p. 1507-1525, 1997.

WILSON, James W.; MUELLER, Cynthia K. Nowcasts of thunderstorm initiation and evolution. Weather and forecasting, v. 8, n. 1, p. 113-131, 1993.

WILSON, J. W.; REUM, D. The hail spike: Reflectivity and velocity signature. In: Preprints, 23rd CONFERENCE ON RADAR METEOROLOGY, 1986, Snowmass, **Proceedings...** Snowmass: Amer. Meteor. Soc., 1986.

WILSON, J. W.; SCHREIBER, W. E. Initiation of convective storms at radar-observed boundary-layer convergence lines. **Monthly Weather Review**, v. 114, n. 12, p. 2516-2536, 1986.

Witt, A.; Eilts, M. D.; Stumpf, G. J.; Johnson, J. T.; Mitchell, E. W.; Thomas, An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88D. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 2, p. 286-303, 1998.

WITT, A. The relationship between low-elevation WSR-88D reflectivity and hail at the ground using precipitation observations from the VORTEX project. In: 18th Conference on Severe Local Storms, 1996, San Francisco. **Proceedings...** San Francisco: Amer. Meteor. Soc., p. 183-185.

WOLF, D. E.; HALL, D. J.; ENDLICH, R. M. Experiments in automatic cloud tracking using SMSGOES data. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, n. 11, p. 1219-1230, 1977.

WOLF, P. Anticipating the initiation, cessation, and frequency of cloud-to-ground lightning, utilizing WSR-88D reflectivity data. **NWA Electronic Journal of Operational Meteorology**, 2006.

WONG, W. K.; YEUNG, L. H. Y.; WANG, Y. C.; CHEN, M. Towards the Blending of NWP with Nowcast — Operation Experience in B08FDP. In: WMO Symposium on Nowcasting, 2009, Whistler. **Proceedings...** Whistler: 2009.

WOODARD, C. J.; CAREY, L. D.; PETERSEN, W. A.; ROEDER, W. P. Operational utility of dual-polarization variables in lightning initiation forecasting, *Electron. J. Oper. Meteor.*, v.13, p.79-102, 2012.

YANG, Y. H.; KING, P. Investigating the potential of using radar echo reflectivity to nowcast cloud-to-ground lightning initiation over Southern Ontario. **Weather and Forecasting**, v.25, p.1235-1248, 2010.

ZEA, L. E. R. Thunderstorms life cycle observation: satellite multi-channel model for warning system. version: 2017-08-04. 101 p. IBI: <8JMKD3MGP3W34P/3P7RM3E>. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2017. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3P7RM3E>>. Acesso em: 19 dez. 2017.

ZRNIĆ, D. S. Three-body scattering produces precipitation signature of special diagnostic value. **Radio Science**, v. 22, n. 1, p. 76-86, 1987.

Zrnic', D. S. and A. V. Ryzhkov, 1996: Advantages of rain measurements using specific differential phase. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, 13, 454–464.

ANEXO A - TRL

A Técnica Rosenfeld e Lensky (TRL) foi primeiramente aplicada para os dados do *Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR)*, mas também pode ser usada por outros sensores abordos de satélite de órbita baixa como o *Visible and Infrared Scanner (VIRS)* no TRMM e o MODIS nos Terra e Aqua. O parâmetro chave desse método é raio efetivo da gota no topo da nuvem, definido por:

$$r_e = \frac{\int_0^{\infty} r^3 n(r) dr}{\int_0^{\infty} r^2 n(r) dr} \quad (\text{A1.1})$$

Em que, $n(r)$ é a distribuição do tamanho das partículas e r o raio das mesmas. O r_e pode ser estimado por medidas de radiância em dois comprimentos de onda baseados na diferença de características de absorção da água, como o 0,75 e 2,16 μm ou o 3,7 μm (NAKAJIMA; KING, 1990), ou pelo 0,64 e 3,75 μm (NAKAJIMA; NAKAJIMA, 1995) usado por Kobayashi e Masuda (2009) para o TRMM/VIRS. No entanto, a análise quantitativa é feita apenas sobre nuvens espessas o suficiente para ter potencial precipitação. A reflectância no visível maior que 0,4 (ou 3,7 μm para noite) e a diferença entre os canais 11 e 12 μm (os menores valores são associados a nuvens mais espessas) são um dos critérios de identificação desses sistemas.

Neste trabalho, os autores analisaram os clusters de nuvens convectivas em diferentes graus de desenvolvimento vertical para inferir a evolução temporal de elementos de nuvens individual. Para isto, foi necessário assumir que propriedades de topos de nuvens observadas simultaneamente em diferentes estágios de seu crescimento vertical são similares as propriedades de uma simples nuvem como essa cresce através de várias alturas. Assim sendo, o raio efetivo da nuvem é uma propriedade conservativa para uma dada temperatura, enquanto não houver precipitação.

Para o uso do TRL, é necessário calcular a relação entre T versus r_e para cada cluster de nuvem determinado previamente, tal que para cada intervalo de 1°C a distribuição de r_e fosse obtida. Assim sendo, seria necessário definir uma janela contendo cluster de nuvens convectivas com elementos que representassem todo o estágio de crescimento, e a partir da distribuição de r_e calcula a mediana e outros percentis, a partir da análise da forma da mediana (50ª percentil, da curva T versus r_e) é possível encontrar as zonas microfísicas. Logo, o TRL é baseado em duas suposições:

- A evolução de r_e com a altura (ou T), observada por satélite em um dado tempo t_0 para um conjunto de nuvem sobre uma área (C_1 , C_2 e C_3) é similar a evolução temporal de $T - r_e$ (t_1 , t_2 e t_3) de uma dada nuvem em uma localização (C_0). Isto é a suposição da ergodicidade (intermutabilidade entre o domínio de tempo e espaço) (Figura A1.a);
- O r_e próximo ao topo da nuvem é similar aquele dentro da nuvem em uma mesma altura, entretanto precipitação não cai através deste volume de nuvem (Figura A1.b).

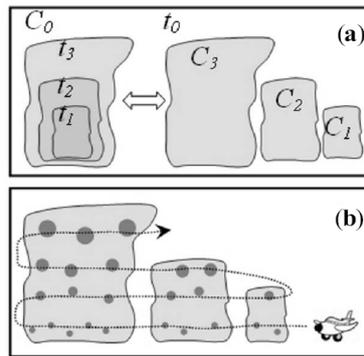


Figura A.1 – Representação esquemática das duas suposições feitas pelo método do TRL. (a) A suposição da ergodicidade diz que o observado $T - r_e$ pelo satélite em um dado tempo (t_0) para um conjunto de nuvens (C_1 , C_2 e C_3) sobre uma área é similar a evolução temporal (t_1 , t_2 e t_3) do $T - r_e$ de uma dada nuvem (C_0), em uma localização. (b) O r_e próximo do topo da nuvem é similar a aquele dentro da nuvem na mesma altura enquanto a precipitação não cair através do volume da nuvem.
 Fonte: Michaelides (2008).

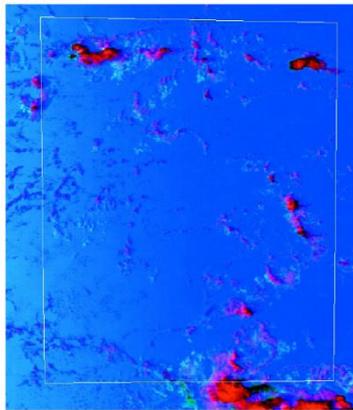
Lensky e Rosenfeld (2006) mostraram que nuvens sob a mesma condição dinâmica sobre a mesma área apresentam comportamento similar, o que confirma a suposição da ergodicidade. Rosenfeld mostrou que a evolução da microestrutura do topo de nuvens convectivas como função de T pode ser classificada dentro das cinco zonas verticais descritas abaixo, no entanto nem todas necessariamente precisam aparecer em um dado sistema de nuvens.

- Zona de crescimento de gotícula por difusão: Crescimento muito lento de gotículas de nuvens com profundidade acima da base da nuvem, indicada por rasa inclinação de $\frac{\partial r_e}{\partial T}$.
- Zona de crescimento de gotículas por coalescência: grande aumento da taxa de crescimento de gotículas $\frac{\partial r_e}{\partial T}$ em T mais quente do que a temperatura de congelamento, indicando rápido crescimento de gotas de nuvem com a profundidade acima da base da nuvem. Tal crescimento só pode ocorrer por coalescência de gotas.
- Zona de *rainout*: A zona onde r_e permanece estável entre 20 e 25 μm , provavelmente determinado por um máximo tamanho de gota que pode

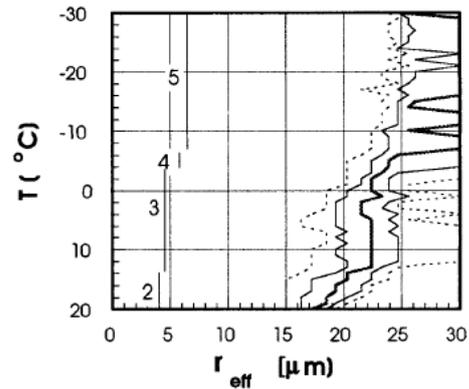
ser sustentado pela ascensão do ar próximo a topo da nuvem, onde as grandes gotas são precipitadas para os níveis mais baixos e podem cair como chuva da base da nuvem.

- Zona de fase de mistura: Uma zona de grande taxa de crescimento de gotículas, ocorrendo em $T < 0^{\circ}\text{C}$, devido à coalescência, tão bem como aos processos de formação de precipitação na fase de mistura. Portanto, as zonas de fase de mistura e coalescência são ambíguas na temperatura de congelamento. Pelo motivo de a primeira fase de gelo em nuvens continentais em crescimento aparecer tipicamente em $T < -10^{\circ}\text{C}$, e geralmente essas zonas são separadas em -10°C
- Zona de glaciação: Uma zona quase estável de r_e tendo um valor muito maior do que aquele da zona de *rainout* em temperaturas abaixo do congelamento, provavelmente determinado por um máximo tamanho de partículas de gelo que podem ser sustentadas próximas ao topo da nuvem, enquanto as maiores partículas foram precipitadas para os níveis mais baixos agregando e formando flocos de neve.

A Figura A.2 mostra um exemplo da técnica para TRL, onde na qual pode ser visualizada uma imagem NOAA/AVHRR de 9 de dezembro de 1997 às 09:00UTC com nuvens cúmulos e cumulonimbos crescendo sobre o ar marítimo do oceano Índico central. As cores vermelhas indicam grande absorção no $3,7\ \mu\text{m}$ associada a grandes partículas de nuvens em todas as alturas e a magenta já indica grandes gotas em temperaturas mais quentes ou em pequena profundidade. Na Figura A.2b, esse aspecto pode ser visto de forma quantitativa, onde r_e cresce rapidamente com a altura (ou T) e excede o limiar de $14\ \mu\text{m}$ nos níveis mais baixos observados, chegando um máximo de $23\ \mu\text{m}$ próximo a 13°C , sugerindo processo de formação de chuva quente. Além disso, o aumento de r_e em níveis superesfriados indica a formação da fase de gelo, principalmente quando este chega a seu valor máximo em -7°C . Notam-se na figura todos os processos enumerados do lado esquerdo da curva.



(a)



(b)

Figura A.2 – (a) Imagem NOAA/AVHRR de 9 de dezembro de 1997 às 09:00UTC e (b) análise da relação entre $T - r_e$ para as nuvens contidas na área predefinida na imagem de satélite. Estão plotados os 10^a, 25^a, 50^a, 70^a e o 90^a percentil do r_e para cada 1°C de intervalo. A mediana (50^a percentil) é a linha mais espessa.

Fonte: Rosenfeld e Lensky (1998).

ANEXO B - ForTraCC

O ForTraCC (*Forecasting and Tracking of the evolution of the Cloud Clusters*) é um aplicativo que se centra na determinação de trajetórias e ciclo de vida dos Sistemas Convectivos (SC), utilizando-se de imagens de satélite geoestacionário (GOES e METEOSAT) como base fundamental de dados. Atualmente na DSA/CPTEC utilizam-se operacionalmente as imagens GOES que são recebidas a cada 30 minutos em cinco canais sobre a América do Sul, as quais permitem observar e/ou quantificar características da nebulosidade. Devido a sua cobertura, resolução (4x4km) e frequência, sua utilização se torna essencial na aplicação do ForTraCC.

Os principais elementos que compõem os sistemas são: o método de detecção dos *clusters* de nuvens baseado em um limiar de temperatura ($T_b < 235$ K); o cálculo de parâmetros morfológicos e radiativos de cada sistema convectivo

detectado pelas informações anteriores da T_b do topo das nuvens; a técnica de sobreposição de áreas em imagens sucessivas com um tamanho mínimo de 150 pixels; construção do ciclo de vida de cada sistema convectivo; e a geração de imagens virtuais baseadas na evolução dos SC detectados nos passos anteriores. Uma análise mais detalhada sobre esses passos é descrita por Vila et al. (2008).

O processo de rastreamento é aplicado para dois limiares de T_b : 235K a 210K (Tabela A2.1). Tais limiares identificam a presença de sistemas convectivos (235K) sobre uma determinada região e suas células (210K) caracterizados por precipitação mais intensas. Em seguida, as imagens já processadas contêm três informações: ausência de SC, SC e CC (Célula Convectiva, torres de nuvens cumolimbus).

Tabela B.1 – Intervalo de temperatura para detecção e rastreamento dos SC.

Intervalo de Temperatura	Limiar Quente (K)	Limiar Frio (K)
Detecção Precoce SC	-	235
Rastreamento de SC	235	210

Fonte: Vila et al. (2008).

O ForTraCC baseia-se na extrapolação da convecção e na análise estatística dos dados históricos do ciclo de vida dos SC. A previsão realizada é em função da propagação e evolução das condições de nebulosidade (radiâncias). Para cada uma destas extrapolações, existe uma base física que é explicada a seguir.

O deslocamento do SC é baseado a partir do critério de identificação de um mesmo SC no instante “t” e nas imagens sucessivas em “t + δt ”, o cálculo inicial

da velocidade (em km/h) é gerado, considerando a diferença entre a posição do centro de massa do sistema em imagens sucessivas divididas pelo tempo entre as imagens. A partir do uso do GOES-13 esse tempo é de 30 minutos, para esse período um número mínimo de pixels é adotado para considerar a continuidade do SC. Usando o intervalo de tempo de 30 minutos, o número mínimo é de 150 pixels (aproximadamente 2400 km²). Alguns métodos de acompanhamento ou propagação no tempo são descritos abaixo.

O Sistema Novo ou de Geração Espontânea (N): é aquele SC que é identificado numa imagem e não está presente na imagem anterior ou não cumpre com o critério de mínima superposição dos SC.

A Continuidade (C): é aquele SC que é identificado numa imagem e está presente na imagem anterior, cumprindo o critério de mínima superposição dos SC.

O *Split* (S) ou Divisão: quando, no instante “t”, existe um sistema, que cumpre o critério de mínima superposição dos SC com dois ou mais sistemas no instante “t + δt ”, é tratado como uma “divisão” do SC ou um processo *split*. Neste caso, o sistema mais desenvolvido no instante “t + δt ” é considerado como a continuidade do SC do instante “t”.

O *Merge* (M) ou Adesão: é situação contrária à anterior. Quando no instante “t” existem dois ou mais SC que cumprem com o critério de mínima superposição com apenas um sistema no instante “t + δt ”, é tratado como uma “junção” ou um processo *merge*. Nesse caso, cada um dos SC no instante “t” é considerado como sendo a continuidade de diferentes famílias de sistemas.

Nos processos *split* ou *merge*, algumas vezes, a velocidade calculada não é realista, pois o centro de massa pode se modificar consideravelmente em função da agregação ou perda de um novo sistema convectivo. Porém, a velocidade é calculada como a média da velocidade dos sistemas próximos ao

sistema em foco. O critério de vizinhança utilizado considera um círculo de 2,5 graus de raio, centrado no centro de massa ou de quatro vezes o raio efetivo do sistema, ou o que for maior.

No caso de um sistema novo ou de geração espontânea, o critério de proximidade é utilizado para a estimativa da velocidade inicial do SC.

A partir do critério de identificação de um mesmo SC nos instantes “t + 2δt”, “t - δt” e “t” (três imagens sucessivas), é calculado o deslocamento previsto por meio do método da auto-correção dos vetores (VILA et al., 2008).

A tendência de crescimento baseia-se na análise da variável $1/A \cdot (\delta A / \delta t)$, onde A é a área do sistema convectivo. Esse parâmetro é indicativo do crescimento (ou decréscimo) relativo do sistema com respeito a sua área média em um intervalo de tempo δt (tipicamente ½ hora, GOES-13). Se o valor é positivo, o sistema está em processo de expansão, se o valor é próximo de zero o sistema atingiu a maturação e, se o valor for negativo, o sistema está em fase de dissipação.

O objetivo desta etapa é a geração de um modelo de ciclo de vida dos sistemas baseado na informação estatística de seu comportamento. Com base nos trabalhos de Machado e Laurent (2004), o modelo do ciclo de vida de um SC pode ser estimado a partir da equação.

$$A(t) = \alpha \cdot e^{at^2 + bt + c} \quad (A2.1)$$

Em que α, a, b e c são parâmetros a serem definidos de acordo com o tempo de vida total do sistema. Porém, os valores $1/A \cdot (\delta A / \delta t)$ são tipicamente uma função linear, descrita abaixo.

$$\frac{1}{A} \left(\frac{\partial A}{\partial t} \right) = m + b \quad (A2.2)$$

Os valores de m e b dependem do tempo de vida total do sistema. Um estudo estatístico agrupou os sistemas em quatro classes, de acordo com o tempo total de seu ciclo de vida: menor que 2 horas, entre 2 e 4 horas, 4 a 8 horas e mais que 8 horas. Para cada classe foi calculado o valor médio de expansão inicial, o instante em que o parâmetro $1/A * (\delta A / \delta t)$ esteve próximo a zero (máxima expansão) e o instante de dissipação do sistema. Como resultado observa-se na Figura B.1 um conjunto de curvas com o valor de $1/A * (\delta A / \delta t)$ para cada grupo considerado.

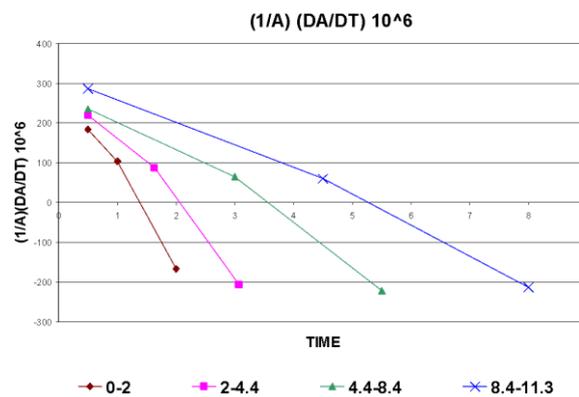


Figura B.1 – Variação da área com o tempo com respeito ao tempo de vida total do SCM ($1/A * (\delta A / \delta t) * 10^{-6} s^{-1}$). Valores positivos (negativos) indicam crescimento (decaimento) do SCM. Fonte: Vila e Machado (2004).

A primeira estimativa do tempo total do ciclo de vida é feita a partir da expansão inicial. De acordo com o trabalho de Machado e Laurent (2004), a área que o sistema terá nas próximas horas depende do valor do parâmetro de

expansão. Seu valor é calculado com base na expansão inicial do sistema e nas curvas apresentadas na Figura B.1.