



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**PESQUISAS SOBRE AS TEMPESTADES PRODUTORAS DE FADAS
DETECTADAS COM A REDE COLABORATIVA LEONA.**

Caio Lucas Teixeira Ferraz de Oliveira

Relatório de Iniciação Científica do programa PIBIC, orientado pela Dra. Eliah Fernanda de Maria São Sabbas Tavares e coorientado pela Dra. Maria de Souza Custódio.

INPE

São José dos Campos

Fevereiro, 2023



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

**PESQUISAS SOBRE AS TEMPESTADES PRODUTORAS DE FADAS
DETECTADAS COM A REDE COLABORATIVA LEONA.**

Caio Lucas Teixeira Ferraz de Oliveira

Relatório de Iniciação Científica do
programa PIBIC, orientado pela Dra. Eliah
Fernanda de Maria São Sabbas Tavares e
coorientado pela Dra. Maria de Souza
Custódio.

INPE

São José dos Campos

Fevereiro, 2023

RESUMO

A atmosfera está dividida em camadas apenas para fins didáticos, na realidade as camadas atmosféricas são acopladas de diferentes formas, uma delas é eletrodinâmica. Os fenômenos que evidenciam esse acoplamento são denominados EFeitos Sinalizadores do Acoplamento EletroDinâmico Atmosférico e Espacial (FADAS). As FADAS compreendem-se pelos Eventos Luminosos Transientes (ELTs) e pelas Emissões de Alta Energia de Tempestades (ALETs). Os ELTs mais conhecidos são os Sprites, Elves, Halos, Jatos Azuis e Jatos Gigantes, sendo os Sprites os mais estudados até então. As ALETs conhecidas atualmente são as emissões de nêutrons, os Flashes de Raio Gama Terrestres (FGTs), Raios-X e emissões de pares elétron-pósitron. Os campos elétricos e eletromagnéticos dos relâmpagos e das nuvens de tempestades, ou cumulonimbus, e suas associações, são a principal fonte desses fenômenos. O objetivo principal deste trabalho foi entender a geração dos ELTs estudando o ciclo de vida de três Sistemas Convectivos (SCs) que produziram os eventos observados com a Rede Colaborativa LEONA nas noites 13-14/12/2018, 28-29/10/2019 e 01-02/11/2019. Para isso foram analisados: (1) mapas da temperatura do topo das nuvens observada no infravermelho (IR) pelo satélite GOES-16 nas três noites; (2) dados de relâmpagos detectados pela rede BrasilDAT, e; (3) mapas sinóticos da reanálise ERA5. Os resultados encontrados estão de acordo com o anteriormente relatado na literatura científica: os ELTs foram observados predominantemente sobre a região estratiforme dos três sistemas, adjacentes aos núcleos convectivos, sendo os dois primeiros Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) e o segundo um SC de menor porte. Foram observados mais ELTs acima dos SCMs, cujas máximas extensões foram de 501.029 km² e 316.515 km², respectivamente, do que sobre o SC menor, que atingiu apenas 74.557 km². Foram observados, respectivamente, 438, 461 e 33 ELTs sobre esses sistemas. Os ELTs ocorreram durante o máximo da região convectiva dos três SCs, demonstrando o papel fundamental da região convectiva na eletrificação das nuvens. Nos três sistemas, as regiões estratiformes sobre as quais os ELTs foram observados eram alguns graus Celsius mais quentes que os núcleos convectivos nos quais ocorreu a maioria dos relâmpagos Nuvem-Solo negativos (NS-) e Nuvem-Solo positivos (NS+). Nas três tempestades, a taxa total de NS-, 268 NS-/min, 69 NS-/min e 26 NS-/min, foi maior que a taxa total de NS+ na etapa de produção de ELTs, 100 NS+/min, 20 NS+/min e 6 NS+/min, respectivamente, dando suporte a hipótese de que a atividade elétrica representada pela taxa de NS- total influencia a produção de ELTs de forma mais significativa do que normalmente considerado. O ambiente sinótico no qual os sistemas dos dias 13-14/12/2018 e 28-29/10/2019 se desenvolveram foi caracterizado pelo acoplamento do Jato Subtropical de Altos Níveis (JSAN) com o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), e pela presença da Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA) acoplada ao escoamento do JBNAS, resultando na formação de tempestades intensas. Na noite em que ocorreu o sistema menor, 01-02/11/2019, não houve a presença do JBNAS e nem da BNOA, mas estava presente a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Nas três tempestades o escoamento responsável pelo transporte de umidade, o JBNAS nas duas primeiras noites e a ASAS na terceira, foi máximo durante a máxima extensão da região convectiva dos sistemas, dando suporte ao anteriormente relatado na literatura quanto à advecção de umidade pelo escoamento, sendo máxima durante a maior extensão das regiões convectivas.

PALAVRAS-CHAVE: Sprites. Eventos Luminosos Transientes (ELTs). Mesoescala. Sinótica. Relâmpagos. Tempestades. Eletricidade Atmosférica e Espacial.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Imagens de um grupo de sprites coletadas com uma câmera CCD (linha superior) mostrando a região observada com um telescópio (linha inferior) com algumas centenas de metros de extensão lateral, mostrando detalhes das ramificações e a intensidade de brilho em Kr (escala de cor). As colunas estão ordenadas cronologicamente (em ms) da esquerda para direita.	3
Figura 1.2: Imagens de um grupo de sprite com ~50 km de extensão horizontal coletada com uma câmera CCD (linha superior) mostrando a região observada com um telescópio (linha inferior) mostrando a estrutura fina das ramificações e a intensidade de brilho em kR (escala de cor).....	3
Figura 1.3: Esquema da transição de avalanche eletrônica para streamers.	7
Figura 1.3: Esquema da transição de avalanche eletrônica para streamers.	Error!
Bookmark not defined.	
Figura 1.4: Sequência de imagens com duração de 1 ms mostrando um elve na segunda e um halo na terceira.....	9
Figura 1.5: Exemplos de halos documentados em agosto de 1999 por pesquisadores da Universidade do Alaska Fairbanks (UAF), com o início de um sprite visível na terceira imagem.	10
Figura 1.6: Imagens monocromáticas do desenvolvimento de um Jato Gigante coletadas do observatório de Arecibo, Porto Rico.	10
Figura 1.7: Estágio de cumulus.	11
Figura 1.8: Etapa madura de uma cumulonimbus.	12
Figura 1.9: Etapas de eletrificação da nuvem segunda a teoria convectiva.	13
Figura 1.10: Mapa com as elevações do terreno na América do Sul. A Bacia da Prata é mostrada pelo traçado espesso.....	17
Figura 3.1: Mapa da localização das estações de observação da Rede LEONA sobreposto ao mapa de temperatura de brilho, infravermelho, do GOES-16. Os quadrados vermelhos são as localizações de cada estação e os círculos verdes são os alcances máximos de visão das estações.	21

Figura 3.2: Imagem de um quadro com seus campos ainda entrelaçados, mostrando um grupo de sprites gravados na noite 29/10/2019 às 03:26:13 UT. O terceiro e quarto números são os milissegundos do primeiro e segundo campos.	22
Figura 3.3: Primeiro e segundo campos do quadro da Figura anterior, desentrelaçados. Além da definição do horário preciso de cada campo, é possível notar a persistência da luminosidade de três elementos dos sprites documentados.	23
Figura 3.4: Mapa estelar ressaltando as estrelas do dia 29/10/2019 às 00:16:35 UTC. Os pontos verdes são pixels da CCD que estavam danificados.	24
Figura 3.5: Seção Star, do software StarStereo, utilizada nos ajustes do campo de estrelas calculado teoricamente através da sobreposição ao mapa estelar. Os pontos vermelhos são as estrelas “teóricas”.	24
Figura 3.6: Seção Stereo, do software StarStereo, utilizada para estimar ou triangular a geolocalização de eventos.	25
Figura 3.7: Mapa de temperatura de brilho IR, do canal 13 (10,35 μm), do GOES-16 no dia 29/10/2019 às 03:00 UTC. Em magenta estão representados os relâmpagos NS+ e em preto os relâmpagos NS-. As estrelas magentas são a localização das estações de observação da Rede LEONA que registraram os ELTs, e o cone vermelho é o campo de visada das câmeras.	26
Figura 4.1: Campo de vento em 250 hPa da reanálise ERA5. Os retângulos vermelhos são as regiões dos sistemas.	29
Figura 4.2: Campo de vento em 250 hPa. A cores indicam a intensidade do vento acima do limiar de Jato de Altos Níveis (>25 m/s). Os retângulos vermelhos são a localização da tempestade.	30
Figura 4.3: Campos de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) e espessura da camada (mgp), conforme dados de reanálise ERA5. O retângulo vermelho é a região do sistema.	31
Figura 4.4: Campo de vento e umidade específica (g/kg) em 850 hPa da reanálise ERA5. Os retângulos vermelhos são as regiões de trajeto dos sistemas e os retângulos pretos são as localizações dos Jatos de Baixos Níveis.	33
Figura 4.5: Grupo de sprites observado na madrugada do dia 14/12/2018. Os sprites duraram dois campos, ou seja, ~33 ms.	34

Figura 4.6: Desenvolvimento espaço-temporal do SCM gerador dos ELTs observados entre 00 UTC e 10 UTC de 14/12/2018. A temperatura IR medidas pelo canal 10,35 μm do GOES-16 está representada pela escala de cor, sobreposta a ela estão a localização dos NS+, em magenta, e dos NS-, em preto. Os ELTs estão representados como círculos verdes e o campo de visada da câmera desligada, em branco, e ligada, em vermelho. Os círculos verdes têm ~30 km, equivalente ao erro associado ao método de localização dos eventos.	36
Figura 4.7: Evolução temporal da taxa de ocorrência de ELTs, NS+, NS-, da cobertura geral ($T \leq -40 \text{ }^\circ\text{C}$) e convectiva ($T \leq -60 \text{ }^\circ\text{C}$) do MCS em 13-14/12/2018. As barras em vermelho marcam o início e o fim da gravação das câmeras.	37
Figura 4.8: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS+ do SCM produtor de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.	Error! Bookmark not defined.
Figura 4.9: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS- do SCM produtor de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.	38
Figura 4.10: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de sprites do SCM produtor de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.....	39
Figura 4.11: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de halos da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.....	39
Figura 4.12: Elve estriado observado na madrugada de 29/10/2019 às 02:13:48 UTC, com a Estação da Rede LEONA localizada em São Martinho da Serra, RS.	40
Figura 4.13: Desenvolvimento espaço-temporal do SCM gerador dos ELTs observados em 28-29/10/2019 entre 23 UTC e 03 UTC. A temperatura IR medidas pelo canal 10,35 μm do GOES-16 está representada pela escala de cor, sobreposta a ela estão a localização dos NS+, em magenta, e dos NS-, em preto. Os ELTs estão representados como círculos verdes e o campo de visada da câmera desligada, em branco, e ligada, em vermelho. Os círculos verdes estão na escala de ~30 km equivalente ao erro associado ao método de localização dos eventos.	42

Figura 4.14: Evolução temporal da taxa de ocorrência de ELTs, NS+, NS-, da cobertura geral ($T \leq -40 \text{ }^\circ\text{C}$) e convectiva ($T \leq -60 \text{ }^\circ\text{C}$) em 28-29/10/2019. As barras em vermelho marcam o início e o fim da gravação das câmeras.	43
Figura 4.15: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS- da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.....	44
Figura 4.16: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS+ da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.....	44
Figura 4.17: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de Sprites da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.	45
Figura 4.18: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de Elves da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.....	45
Figura 4.19: Grupo de sprites colunas observados na madrugada do dia 02/11/2019. Os sprites duraram dois campos de 16,7 ms.	46
Figura 4.20: Desenvolvimento espaço-temporal do SCM gerador dos ELTs observados em 01-02/11/2019 entre 23 UTC e 07 UTC. A temperatura IR medidas pelo canal 10,35 μm do GOES-16 está representada pela escala de cor, sobreposta a ela estão a localização dos NS+, em magenta, e dos NS-, em preto. Os ELTs estão representados como círculos verdes e o campo de visada da câmera desligada, em branco, e ligada, em vermelho. Os círculos verdes estão na escala de $\sim 30 \text{ km}$ equivalente ao erro associado ao método de localização dos eventos.	48
Figura 4.21: Evolução temporal da taxa de ocorrência de ELTs, NS+, NS-, da cobertura geral ($T_b \leq -40 \text{ }^\circ\text{C}$) e convectiva ($T_b \leq -60 \text{ }^\circ\text{C}$) em 01-02/11/2019. As barras em vermelho marcam o início e o fim da gravação das câmeras.	49
Figura 4.22: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS+ da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 01-02/11/2019.....	49

Figura 4.23: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS- da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 01-02/11/2019.....	50
Figura 4.24: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de Sprites da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 01-02/11/2019.	50

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
1.1.	Eventos Luminosos Transientes	2
1.1.1.	Sprites	2
1.1.1.1.	Formação dos Sprites	4
1.1.1.2.	Efeitos dos Sprites na atmosfera	8
1.1.2.	Emissões de Luz e Perturbações de Frequência Muito Baixa de Fontes de Radiação Eletromagnética – ELVEs	9
1.1.3.	Halos.....	9
1.1.4.	Jatos azuis e Jatos gigantes.....	10
1.1.	Tempestades: a fonte dos Eventos Luminosos Transientes.....	11
1.1.1.	Ciclo de vida individual de cumulonimbus	11
1.1.2.	Eletrificação de cumulonimbus	12
1.1.3.	Sistemas Convectivos de Mesoescala.....	14
1.2.	Sinótica básica da formação de SCMs na região da Bacia da Prata.....	16
	Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS).....	17
	Acoplamento do Jato de Altos Níveis (JAN) com o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS)	19
	Acoplamento do JBNAS com a Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA)	19
2	OBJETIVOS.....	20
3	METODOLOGIA.....	20
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	28
4.1.	Análise sinótica.....	28
4.2.	Tempestade de 13-14/12/2018.....	34
4.3.	Tempestade de 28-29/10/2019.....	40
4.4.	Tempestade de 01-02/11/2019.....	46

5	CONCLUSÃO.....	51
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	53

1 INTRODUÇÃO

A atmosfera é dividida em camadas para melhor compreensão de sua estrutura. Essa divisão pode ser feita utilizando-se três parâmetros: o perfil de temperatura, a composição química e a densidade eletrônica. Na realidade as camadas da atmosfera são todas interligadas, sobrepõem-se em diversas regiões e estão acopladas umas às outras por diversos processos físicos. O primeiro mecanismo de acoplamento “de baixo para cima” entre as camadas a ser descoberto foi o acoplamento mecânico nos anos 60, envolvendo transporte de energia da troposfera para a média e alta atmosfera na forma de ondas de gravidade.

Em 1989, a descoberta dos Sprites permitiu posteriormente a identificação da existência do acoplamento eletrodinâmico entre as camadas. O primeiro evento foi registrado de forma inesperada na noite entre 5 e 6 de julho de 1989 no estado de Minnesota, EUA (FRANZ et al., 1990), e foi denominado Sprite em 1994 (SENTMAN et al., 1995). Atualmente os fenômenos que demonstram esse acoplamento são denominados Efeitos Sinalizadores do Acoplamente EletroDinâmico Atmosférico e Espacial (FADAS). Dentre as FADAS há os Eventos Luminosos Transientes (ELTs) e as Emissões de Alta Energia de Tempestades (ALETs). Os ELTs são plasmas híbridos atmosférico-espaciais com emissões luminosas de curta duração, e ocorrem na média e alta atmosfera em função da atividade elétrica de nuvens de tempestade na troposfera. A luminosidade dos ELTs é de baixa intensidade, portanto eles não são visíveis de dia, apenas a noite, e raramente a olho nu; é necessária a utilização de câmeras de vídeo ou fotômetros com alta sensibilidade luminosa para a sua observação. Os ELTs mais estudados são os sprites, halos, jatos azuis, jatos gigantes e os elves. As ALETs documentadas até o momento são os Flashes de Raios Gama Terrestres (FGTs), as emissões de Raio-X, de pares elétrons-pósitrons e de nêutrons.

A diferença entre os Eventos Luminosos Transientes e as Emissões de Alta Energia de Tempestades é o fato de que os ELTs são plasmas, ou seja, são gases ionizados cujos átomos e moléculas apresentam respostas eletromagnéticas coletivas, e as ALETs são partículas energéticas, como fótons, elétrons acelerados até velocidades relativísticas, nêutrons e pósitrons. Os ELTs são gerados, por elétrons “frios” e acredita-se que as ALETs são geradas por elétrons relativísticos. Os resultados da interação entre um elétron frio e um átomo são a excitação ou ionização do átomo. Já as interações

entre elétrons relativísticos e átomos resultam, principalmente, no espalhamento Compton, na criação de pares, na emissão de fótons via interação Bremsstrahlung e na emissão de nêutrons.

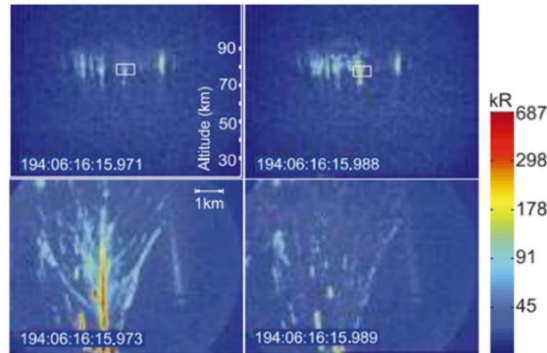
O presente trabalho foi centrado nos ELTs, em especial em eventos observados pela Rede Colaborativa na América Latina para a Investigação de Eventos Luminosos Transientes e Emissões de Alta Energia de Tempestades – Rede LEONA, do INPE. Três tempestades geradoras de ELTs, Sistemas Convectivos de Mesoescala, foram estudadas, com o objetivo de ajudar a avançar o entendimento sobre os fatores importantes para a geração de ELTs. Muito se tem estudado sobre a morfologia dos ELTs e mecanismos físicos, eletrodinâmicos, envolvidos na sua geração, entretanto o conhecimento sobre os sistemas convectivos que os geram ainda é escasso na literatura. Sendo assim, este trabalho possibilitou entender quais ambientes sinóticos são propícios para a geração de tais sistemas, assim como as regiões das nuvens que dão origem às descargas geradoras de ELTs, e as etapas do ciclo de vida que estão relacionadas a produção dos eventos, tendo o potencial de fundamentar no futuro a previsão de tais fenômenos, importantes para o clima terrestre e o clima espacial.

1.1. Eventos Luminosos Transientes

1.1.1. Sprites

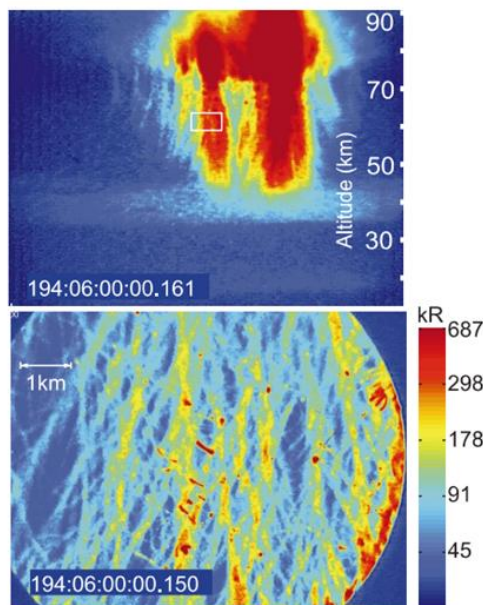
Os Sprites são ELTs que se estendem por toda a mesosfera. Segundo Sentman et al. (1995) a base e o topo do Sprite podem chegar até 40 km e 88 ± 5 km de altitude, respectivamente, eles podem atingir a base da ionosfera noturna. A extensão horizontal total dos sprites varia entre algumas centenas de metros (GERKEN et al. 2000), como na Figura 1.1, até ~40-60 km, como na Figura 1.2. A morfologia dos Sprites é bastante complexa, com uma grande quantidade de canais de plasma do tipo streamers, que se apresentam como ramificações, dificultando as tentativas de classificações morfológicas.

Figura 1.1: Imagens de um grupo de sprites coletadas com uma câmera CCD (linha superior) mostrando a região observada com um telescópio (linha inferior) com algumas centenas de metros de extensão lateral, contendo detalhes das ramificações e a intensidade de brilho em kR (escala de cor). As colunas estão ordenadas temporalmente da esquerda para direita.



Fonte: Adaptada de Gerken et al. (2000).

Figura 1.2: Imagens de um grupo de sprite com ~50 km de extensão horizontal coletada com uma câmera CCD (linha superior) mostrando a região observada com um telescópio (linha inferior) contendo a estrutura fina das ramificações e a intensidade de brilho em kR (escala de cor).



Fonte: Adaptada de Gerken et al. (2000).

A cor dos streamers muda gradualmente do vermelho para o azul, pois essas emissões em azul passam ser dominantes conforme a altitude diminui. Por serem emissões de maior energia que o vermelho, são mais rápidas e predominam em altitudes menores onde as colisões entre átomos são mais frequentes e as emissões vermelhas são desativadas colisionalmente (em inglês “quenched”). Nas regiões de transição e no topo, denominado cabelo (em inglês “hair”), as emissões são mais avermelhadas, pois o livre

caminho médio das partículas é maior, o que permite que ocorram emissões mais demoradas e de menor energia, que são mais abundantes e acabam por predominar.

1.1.1.1. Formação dos Sprites

Os sprites são predominantemente gerados por relâmpagos positivos Nuvem-Solo (NS+), podendo também ser gerados por relâmpagos negativos Nuvem-Solo (NS-), ou Intra-Nuvem (IN) em menor proporção. Os relâmpagos ocorrem quando o campo elétrico de uma nuvem carregada eletricamente (\vec{E}_{nuvem}) atinge um valor alto o suficiente para quebrar a rigidez dielétrica do ar. Tal campo elétrico é de cerca de 3×10^6 V/m (MATTOS, 2009). Quando isso ocorre, o ar passa a ser um condutor de corrente elétrica, e inicia-se uma descarga elétrica, o relâmpago, que ocorre de modo a diminuir a quantidade de cargas dentro da nuvem, e, portanto, o campo elétrico dentro dela e ao seu redor.

Os processos mecânicos de formação das nuvens de tempestades, as cumulonimbus, envolvem convecção intensa dos hidrometeoros que as formam e separam cargas elétricas dentro da nuvem, que se organizam em camadas e são aproximadas por centros de carga (MENDES JR.; DOMINGUES, 2002). Simulações em experimentos laboratoriais realizados por Reynolds et al (1957) revelam que a separação de cargas no interior das nuvens pode ser explicada como resultado de colisão entre cristais de Graupel e cristais de gelo, sendo o cristal de Graupel um pequeno grânulo de gelo menor que o granizo (0,2 e 0,5 cm) formado por água super-resfriada depositava em um floco de neve. As cargas elétricas são armazenadas nos hidrometeoros, predominantemente nas gotículas de água, cristais de gelo e granizo.

A aproximação mais simples da estrutura de carga de uma cumulonimbus é dipolar, com um centro de cargas negativo abaixo do positivo, tendo sido identificada nas primeiras observações de 1916-1930 realizadas por Wilson (1916, 1921) e Simpson (1909,1927). A segunda mais simples é tripolar, na qual é considerado um pequeno centro de cargas positivo abaixo do centro negativo, tendo sido identificada em observações e simulações laboratoriais a partir de 1940 (KREHBIEL, 1986; WILLIAMS, 1989; TAKAHASHI, 1996; WILLIAMS, 1998; WILLIAMS, 2001). Existem também tempestades com estrutura multipolar, sendo observadas a partir de 1990 (MARSHALL e RUST, 1991; STOLZENBURG et al., 1998c).

Os relâmpagos NS+, aos quais os sprites estão geralmente associados, extinguem cargas positivas na nuvem, resultando numa carga líquida negativa dentro da nuvem que gera um campo elétrico quase-estático em direção à carga negativa excedente. Essa variação temporal da densidade de cargas e a variação espacial da corrente elétrica pode ser descrita pela Equação 1.1, chamada de equação da continuidade. Nas modelagens de geração de sprites (BELL; PASKO; INAN, 1995; SÃO SABBAS, 2003; da SILVA, 2011; da SILVA E SÃO SABBAS, 2013; LUQUE; EBERT, 2009, entre outras referências), a densidade de carga e de corrente são geralmente decompostas em 2 componentes, conforme a Equação (1.1) abaixo:

$$\frac{\partial(\rho_0 + \rho_1)}{\partial t} + \nabla \cdot (j_0 + j_1) = 0, \quad (1.1)$$

onde ρ_0 é a densidade de carga original do dipolo da nuvem, ρ_1 é a densidade de carga induzida na atmosfera, j_0 é a densidade de corrente elétrica original do relâmpago que descarrega um dos centros de carga da nuvem e j_1 é a densidade de corrente induzida na atmosfera. Sendo que a densidade de corrente depende da condutividade da atmosfera e do campo elétrico ($J = \sigma E$).

Na atmosfera acima da nuvem, em função da rarefação do ar com a altitude, esse campo negativo dura o tempo de relaxação no ar dessa região. Ele se estende até a base da ionosfera noturna com intensidade reduzida (de acordo com a Lei de Gauss) apontando em direção ao topo da nuvem, e é chamado de campo elétrico externo ($\vec{E}_{externo}$). Nessa região a nuvem e a ionosfera formam como que um capacitor de placas paralelas e na região onde os sprites são iniciados, ou seja, longe da nuvem, ele pode ser aproximado como um campo vertical.

A forma diferencial da Lei de Gauss é dada pela Equação 1.2, essa lei nos diz como o campo elétrico diverge da fonte, e que sua intensidade depende da densidade de carga da fonte.

$$\nabla \cdot E = \frac{(\rho_0 + \rho_1)}{\epsilon_0}, \quad (1.2)$$

onde $\epsilon_0 = 8,854 \times 10^{-12} \text{ H/m}$ é a constante de permissividade elétrica no vácuo.

A resposta da atmosfera ao $\vec{E}_{externo}$ é a deriva de elétrons livres para cima, com a velocidade vertical da deriva dada pela Equação 1.3.

$$W = -\mu_e e E_z = -(\mu_{e,0} E_{k,0}) \frac{E_z}{E_k}, \quad (1.3)$$

onde μ_e é a mobilidade eletrônica, E_z é o campo elétrico vertical em altitude, $\mu_{e,0}$ é a mobilidade eletrônica ao nível do mar, E_k é o campo elétrico a partir do qual ocorre a quebra da rigidez dielétrica do ar em altitude e $E_{k,0}$ é o campo elétrico limite da quebra de rigidez dielétrica ao nível do mar.

Esses elétrons livres, acelerados pelo campo elétrico externo, atingem energias iguais a ou maiores que limite necessário para ionização dos gases da atmosfera. O transporte, ou fluxo, desses elétrons é a corrente elétrica, que é dada pela Equação 1.4.

$$\vec{\Gamma}_e = \mu_e n_e \vec{E} - D_e \vec{\nabla} n_e, \quad (1.4)$$

onde n_e é a densidade de elétrons e D_e é o coeficiente de difusão eletrônica.

A densidade de elétrons sofre variações em função de ionizações e captura de elétrons por átomos neutros, processo chamado de junção eletrônica (em inglês “attachment”), conforme a Equação 1.5.

$$\frac{dn_e}{dt} = (\nu_i - \nu_a) n_e, \quad (1.5)$$

onde ν_i a frequência de ionização e ν_a a frequência de attachment.

Como os elétrons se movem muito mais rapidamente que os íons produzidos, eles deixam para trás uma camada de carga positiva. A densidade de íons positivos é dada pela Equação da continuidade 1.6.

$$\frac{\partial n_p}{\partial t} = \nu_i n_e, \quad (1.6)$$

onde n_p é a densidade de íons positivos.

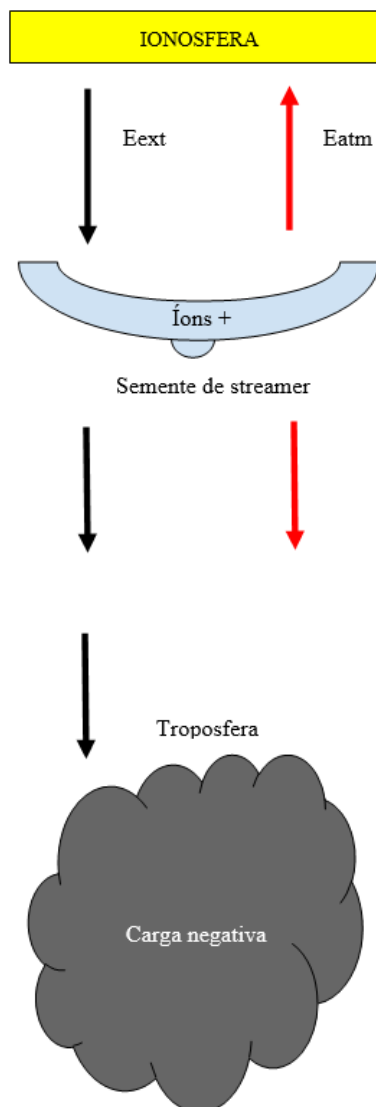
Há também átomos neutros cuja variação temporal da densidade também é descrita pela Equação da continuidade 1.7.

$$\frac{\partial n_n}{\partial t} = \nu_a n_e, \quad (1.7)$$

onde n_n é a densidade de átomos neutros.

A camada de carga positiva gera um campo elétrico atmosférico no sentido oposto ao campo elétrico externo em altitudes superiores à camada, cujo efeito é reduzir fortemente o campo na região acima dela e intensificar o campo elétrico externo abaixo dela, conforme mostrado na Figura 1.3 **Error! Reference source not found.**

Figura 1.3: Esquema da transição de avalanche eletrônica para streamers.



Fonte: autoria própria.

Quando o $\vec{E}_{externo}$ se torna maior que o limiar de quebra de rigidez dielétrica do ar acima de uma certa altitude, a taxa de produção de elétrons por ionização colisional ultrapassa a taxa de perda por attachment. Esses processos resultam num aumento local de densidade eletrônica, criando uma espécie de semente eletrônica. Desse modo, a equação da continuidade para os elétrons pode ser escrita da seguinte forma:

$$\frac{\partial n_e}{\partial t} = \vec{\nabla} \cdot (\mu_e n_e \vec{E} + D_e \vec{\nabla} n_e) + (v_i - v_a) n_e, \quad (1.8)$$

Note que a Equação 1.8 é a Equação 1.5 com o detalhamento da corrente eletrônica, ou seja, o transporte de elétrons, definido na Equação 1.4.

Essa camada de cargas positivas com as sementes de elétrons abaixo dela se movimenta para baixo, em direção à carga negativa dentro da nuvem, criando uma onda de ionização em direção a regiões de maior densidade neutra e menor condutividade. Em função disso, a frente de onda torna-se cada vez mais afunilada e comprimida, chegando a ter, segundo simulações de da Silva, (2011), ~300 m de raio. Num determinado ponto, as condições para criação de streamers são satisfeitas e os streamers são iniciados. Essas condições são: (1) $E > E_k$; (2) Uma semente de elétrons com densidade suficiente para iniciar os canais de plasma do tipo streamer; (3) A existências de elétrons livres à frente do streamer em quantidade suficiente para possibilitar a sua propagação (da SILVA e SÃO SABBAS, 2011). Podemos ver a representação da semente de streamers na Figura 1.3 **Error! Reference source not found.**

1.1.1.2. Efeitos dos Sprites na atmosfera

Um dos efeitos dos sprites na atmosfera, mostrado por diversos trabalhos de modelagem computacional (por exemplo ENELL et al., 2008a; SENTMAN et al., 2008) é a alteração da química da atmosfera local, com a produção de diferentes gases que normalmente não existiriam ali e/ou aumento da concentração de gases já existente. Por exemplo, a produção de NO e suas variações, NO_x , através da ionização do nitrogênio molecular via impacto de elétrons, Reação 1.1, seguida pela oxidação do nitrogênio atômico, Reação 1.2.



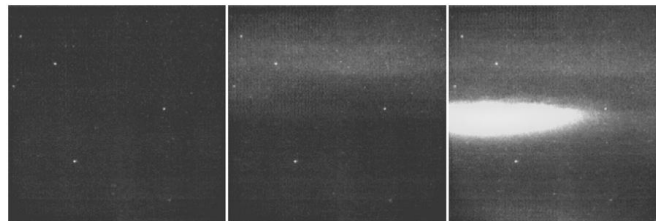
Os NO_x participam, em função da sua eventual precipitação, em ciclos catalíticos de destruição da camada de ozônio, O_3 , na estratosfera.

1.1.2. Emissões de Luz e Perturbações de Frequência Muito Baixa de Fontes de Radiação Eletromagnética – ELVEs

Descobertos e nomeados por Fukunishi et al., 1996, os elves possuem menor intensidade luminosa aparente do que os outros ELTs quando observados do solo, como na Figura 1.4, mas quando observados do espaço são bastante brilhantes e em 2008 se revelaram os mais frequentes dos ELTs (CHEN et al., 2008).

Os elves são os ELTs que possuem maior dimensão horizontal, em torno de 200-660 km (BARRINGTON-LEIGH; INAN, 1999). Eles são como um anel em expansão. Ocorrem em torno de 90 km de altitude, na base da ionosfera, e duram alguns μs . Além disso, são gerados pela excitação colisional dos átomos do plasma ionosférico pelo pulso eletromagnético das descargas de retorno do relâmpago de qualquer polaridade (da SILVA, 2011).

Figura 1.4: Sequência de imagens com duração de 1 ms mostrando um elve na segunda e um halo na terceira.

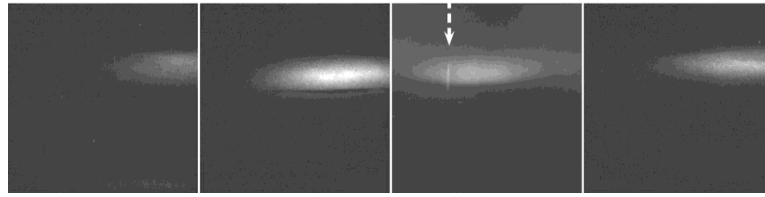


Fonte: Moudry et al. (2003).

1.1.3. Halos

Outro tipo de ELT é o halo. Os halos possuem luminosidade difusa, acontecem sozinhos ou acompanhando os sprites, na região do topo ou no meio da cabeça dos sprites. Eles são discoides, com 50 a 70 km de diâmetro, como na **Error! Not a valid bookmark self-reference.**, com duração de 2 a 10 ms (WESCOTT et al., 2001; BARRINGTON-LEIGH et al, 2001). Também são chamados de sprite-halos (da SILVA, 2011).

Figura 1.5: Exemplos de halos documentados em agosto de 1999 por pesquisadores da Universidade do Alaska Fairbanks (UAF), com o início de um sprite visível na terceira imagem.



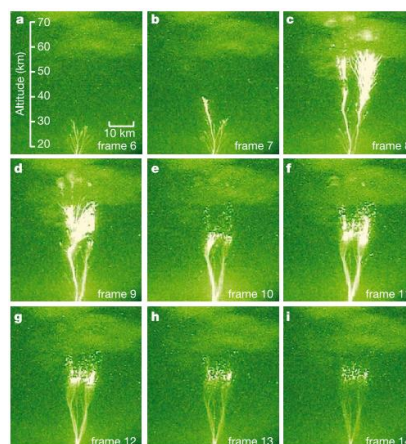
Fonte: Moudry et al. (2003).

1.1.4. Jatos azuis e Jatos gigantes

Segundo Pasko et al. (2002), são jatos de plasma com intensidade luminosa em torno de 500 kR, com duração de 200-300 ms. Os Jatos Azuis atingem uma altitude terminal de 40-50 km e uma velocidade de propagação em torno de 100 km/h. São gerados pela quebra de rigidez dielétrica devido ao campo elétrico entre as cargas da parte superior da nuvem e da camada de blindagem no topo da nuvem. O processo é análogo a formação de Nuvem-Solos (NS) (KREHBIEL et al. 2008).

Os jatos gigantes atingem 70-100 km de altitude, como na Figura 1.6, podendo chegar até a base da ionosfera. Ocorrem predominantemente na região tropical do planeta. Esses jatos se iniciam como relâmpagos Intra-Nuvem (IN), devido ao campo elétrico entre as cargas de médios e altos níveis, como um líder negativo que se propaga para cima e escapa da nuvem.

Figura 1.6: Imagens monocromáticas do desenvolvimento de um Jato Gigante coletadas do observatório de Arecibo, Porto Rico.



Fonte: Pasko et al. (2002).

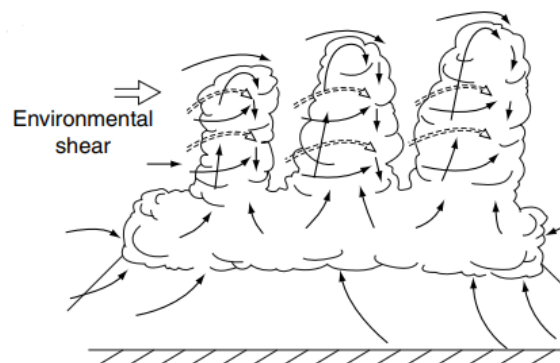
1.1. Tempestades: a fonte dos Eventos Luminosos Transientes

As nuvens que produzem relâmpagos e trovoadas são as cumulonimbus. Elas são nuvens de grande extensão vertical, sua base fica entre 300-3.000 m dependendo da umidade relativa próximo ao solo, e seu topo entre 9.000 e 24.000 m, dependendo da latitude e da altitude da tropopausa. Sua evolução local depende da presença de ar quente, umidade e um forte gradiente de temperatura vertical. Elas podem se deslocar de uma região para outra com velocidade de 100 km/h (VIANELLO; ALVES, 2006) ou mais (CÚMULO-NIMBOS, 2017).

1.1.1. Ciclo de vida individual de cumulonimbus

Segundo Byers (1951), há três fases de uma cumulonimbus: A fase de cumulus, a fase madura e a fase de dissipação. Durante da fase de cumulus, como na **Error! Reference source not found.**, existem intensos movimentos ascendentes. A convergência de ar úmido na camada limite e seus movimentos ascendentes alimentam a formação de torres de cumulus.

Figura 1.7: Estágio de cumulus.

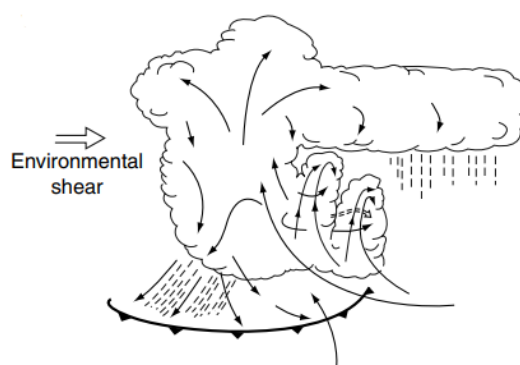


Fonte: Cotton; Bryan; Van den heever (2011).

Já na fase madura, há movimentos ascendentes, descendentes e precipitação. O resfriamento causado pela evaporação em baixos níveis forma uma “piscina” fria e uma frente com rajadas de vento (mesofrente) que avança e levanta o ar quente e úmido. Além disso, a divergência dos movimentos ascendentes no topo da nuvem e perto da tropopausa, causam a formação de uma região chama da bigorna. Em alguns casos pode estar presenta uma cúpula de nuvens indicando que os movimentos ascendentes foram intensos suficientes para empurrar a tropopausa para cima (overshooting), como na **Error! Reference source not found.**

Os movimentos ascendentes mais intensos se localizam na região mais fria da tempestade chamada de região convectiva, sendo a região onde ocorre a formação de cristais de gelo e granizo e de maior ocorrência de descargas elétricas, principalmente Nuvem-Solo negativas (NS-). A divergência dos movimentos ascendentes na tropopausa gera a formação da região estratiforme pelo material excedente. A região estratiforme é mais quente que a região convectiva e é adjacente à mesma. A maturidade do sistema é alcançada quando a cobertura geral de nuvens atinge o máximo de extensão.

Figura 1.8: Etapa madura de uma cumulonimbus.



Fonte: Cotton; Bryan; Van den heever (2011).

Na fase de dissipação, há diminuição da precipitação convectiva e aumento da precipitação leve e estratiforme da nuvem na bigorna. Essa etapa é caracterizada por movimentos descendentes na região inferior, mas ainda restam bolsões de ar ascendente, principalmente no centro da nuvem. Byers (1951) atribui a dissipação da tempestade ao fato de que a mesofrente está distante da tempestade originária, não podendo mais alimentar a tempestade.

1.1.2. Eletrificação de cumulonimbus

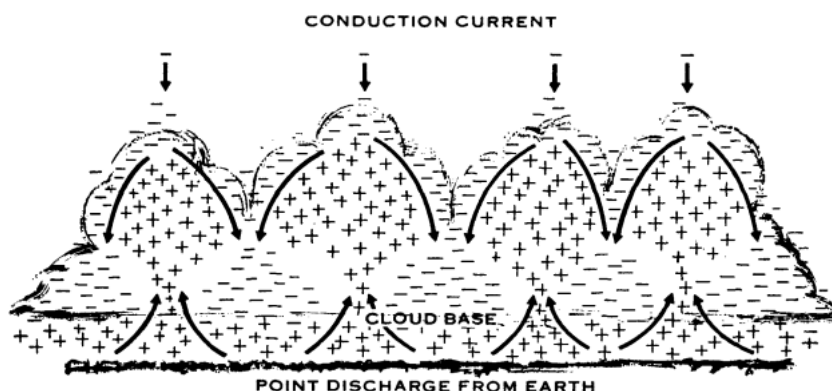
As teorias sobre eletrificação de nuvens ainda são pouco desenvolvidas. Atualmente as mais populares são a teoria de eletrificação por convecção e a teoria de eletrificação por indução (VONNEGUT, 1963).

A **teoria de eletrificação por convecção** nos diz que um campo elétrico de tempo bom estabelece uma concentração de íons positivos na troposfera inferior. No entanto, na formação de uma tempestade, as correntes ascendentes das *Cumulus* em

formação carregam as cargas positivas do ambiente da troposfera inferior até o interior da camada de nuvens, onde são aprisionadas em gotículas de água.

Na troposfera superior há elétrons e íons negativos livres, que são produzidos acima de 6 km pela radiação cósmica e a radiação ionizante do sol. À medida que as torres de cumulus carregadas positivamente atingem regiões onde a mobilidade dos elétrons e íons negativos livres é maior, logo a condutividade do ar é maior, as cargas positivas atraem esses elétrons e íons livres negativos que ficam aprisionados pelas partículas na fronteira da nuvem, fazendo com que o ar em volta do topo da nuvem fique carregado negativamente, como esquematizado na **Error! Reference source not found.**

Figura 1.9: Etapas de eletrificação da nuvem segundo a teoria convectiva.



Fonte: Vonnegut (1963).

Nessa etapa, supostamente a nuvem seria neutralizada, mas isso não é observado, uma vez que as correntes descendentes levam os íons negativos para baixo na nuvem, enquanto os movimentos ascendentes continuam a carregá-la positivamente. Sendo assim, o carregamento da nuvem continua a crescer exponencialmente e forma um dipolo positivo (VONNEGUT, 1963). No entanto, este mecanismo tem diversos pontos em aberto (MATTOS, 2009).

A **teoria de carregamento por indução** diz que o movimento descendente do granizo dentro da nuvem, numa região na qual há um campo elétrico resulta na indução de cargas elétricas no interior do granizo. Quando esse campo aponta para o solo a parte superior do granizo fica polarizada negativamente e a inferior positivamente. Quando um hidrometeoro menor colide e ricocheteia na parte superior, o hidrometeoro maior

(granizo) se torna carregado negativamente e o menor carregado positivamente. Em função da atuação da força de gravidade junto com as correntes de ar ascendentes, os pequenos hidrometeoros são arrastados para o topo da nuvem, enquanto os maiores são depositados na base da nuvem, com isso temos a polarização da nuvem (COTTON; BRYAN; VAN DEN HEEVER, 2011). Tal mecanismo de indução precisa de uma alta frequência de colisões entre as partículas, sendo essa condição mais bem satisfeita, e as colisões gelo-gelo são mais eficientes na eletrificação do que colisões água-água e gelo-água (ILLINGWORTH; LATHAM, 1977).

Há ainda o **efeito da temperatura de inversão**. Se a interação entre o cristal de gelo e o granizo for em altitudes em que a temperatura é inferior a temperatura de inversão, o cristal de gelo irá subir com carga positiva e o granizo irá descer com carga negativa. Se a interação ocorrer em altitudes em que a temperatura é superior a temperatura de inversão, o cristal de gelo irá subir com carga negativa e o granizo irá descer com carga positiva. O valor da temperatura de inversão está em torno de $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Este é um efeito apenas observado empiricamente e carece de fundamentação teórica (RODRIGUES; E. M. 2019).

1.1.3. Sistemas Convectivos de Mesoescala

Quando várias cumulonimbus se juntam em uma tempestade maior, elas são denominadas de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs). Esses sistemas são os mais prolíficos produtores de Eventos Luminosos Transientes identificados até o momento (LYONS et al. 1998; LYONS et al. 2003; SÃO SABBAS e SENTMAN, 2003; SÃO SABBAS et al. 2010; YANG et al. 2013). Os SCMs dominantes no planeta são as linhas de instabilidade, os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs) e os Vórtices Convectivos de Mesoescala (VCMs).

As linhas de instabilidade são identificáveis por uma linha de células convectivas vigorosas de cem a várias centenas de quilômetros. Já os CCMs foram definidos por Maddox (1980) como sendo um tipo especial de SCM. Eles são um aglomerado de cumulonimbus quase circular, a partir de critérios baseados em imagens de satélite no infravermelho (IR), como a área mínima de 100.000 km^2 para cobertura geral da nuvem, definida por um limiar de temperatura de brilho $T_b \leq -32\text{ }^{\circ}\text{C}$, a área mínima de 50.000 km^2 para a cobertura do interior convectivo, definida por um limiar

de $T_b \leq -52$ °C, excentricidade ≥ 0.7 e duração mínima de 6 h de ambas as áreas. Sistemas que atingem todos os limiares, exceto a excentricidade, são Sistemas Convectivos de Mesoescala não circulares.

Machado et al. (1998) estudaram os Sistemas Convectivos (SCs) em toda a América, com observações dos sistemas por imagem IR de satélite de maneira semiautomática. Eles observaram que o tempo médio de vida de um SC é cerca de 10 horas, mas sistemas na América do Sul podem durar em média ligeiramente mais, cerca de duas horas a mais, segundo Velasco e Fritsch (1987). As imagens IR de satélite são bastante utilizadas para o estudo de sistemas convectivos pois apresentam grande alcance espacial, além de serem de fácil acesso em comparação aos dados de radar.

Em função da diferença de características dos sistemas convectivos, devido a diferença de altitude da tropopausa ao redor do globo, os limiares de temperatura de brilho utilizados para estudá-los necessitam de uma análise detalhada, variando caso a caso, e não podem ser estabelecidos de forma absoluta. O limiar mais alto encontrado na literatura para definir a cobertura geral das nuvens do sistema é $T_b \leq -28$ °C. A maioria das nuvens de convecção profunda fica no nível de 450 mb, que corresponde a uma altura troposférica de 6-9 km em médias latitudes (MACHADO et al, 1998).

Velasco e Fritsch (1987) estudaram SCMs, na América do Sul, em duas estações quentes, utilizando um limiar de temperatura $T_b \leq -40$ °C, para definir a cobertura geral dos sistemas, e $T_b \leq -63$ °C para definir a região convectiva. São Sabbas et al. (2010) já utilizou $T_b \leq -54$ °C, para região convectiva, e $T_b \leq -34$ °C para a cobertura geral, no estudo de um sistema argentino. Azambuja (2013) e Mattos e Machado (2011) se basearam na metodologia de previsão de SCMs automatizada (ForTraCC) de Vila et al. (2008), considerando limiares de $T_b \leq -38$ °C e $T_b \leq -63$ °C para a cobertura geral e região convectiva, respectivamente, para estudar sistemas na América do Sul.

A literatura é escassa quanto aos trabalhos que buscam entender os sistemas convectivos e sua relação com a produção de ELTs, mas já houve alguns avanços. Lyons (1996) constatou que a região de produção dos Sprites fica na parte estratiforme do sistema. Lyons et al. (2003) confirmaram o papel importante da região estratiforme na produção de Sprites, e que a maioria deles é gerada por NS+ que se originam na região estratiforme. No entanto, Lyons et al. (2003) sugeriram que não é o número

absoluto de NS+ que está relacionado com a produção de Sprites, mas sim o número de NS+ com certas características específicas ainda não totalmente estabelecidas.

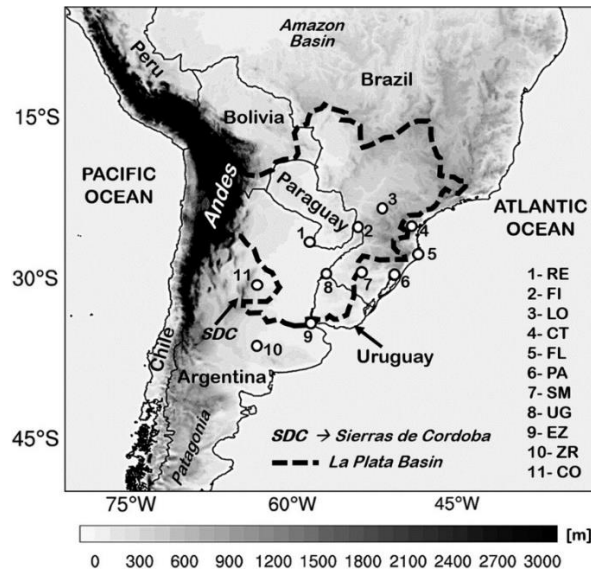
São Sabbas e Sentman (2003) confirmaram as observações de Lyons (1996) e Lyons et al. (2003) sobre a produção de sprites na região estratiforme dos SCM e verificaram que os NS+ geradores de Sprites ocorrem em regiões mais quentes que os NS+ não geradores de Sprites. Eles também notaram que na tempestade analisada a produção máxima de Sprites aconteceu quando a cobertura máxima de nuvens da região mais fria ($T_b \leq 52$ °C) foi atingida. No entanto, sugeriram que os NS- poderiam apresentar uma influência maior na produção de Sprites do que o relatado na literatura.

Yang et al. (2013) compararam duas tempestades produtoras de Sprites com uma tempestade que eles consideraram não produtora. Eles voltam a reforçar a ideia de que os NS+ produtores de Sprites ocorrem predominantemente na região estratiforme. Também notaram que as nuvens geradoras tiveram uma intensa convecção que foi capaz de gerar regiões estratiformes mais carregadas. Além disso, sugeriram que a corrente de pico média de NS+ em tempestades produtoras é maior do que as que não produzem sprites.

1.2. Sinótica básica da formação de SCMs na região da Bacia da Prata

As três tempestades estudadas neste trabalho ocorreram na região da Bacia da Prata, entre o sul do Brasil, Uruguai, Argentina e Paraguai. A Bacia da Prata é uma região banhada por rios que colaboram com a taxa de evaporação da região sendo um dos fatores para que o ambiente seja termodinamicamente propício para tempestades, como mostra o mapa geográfico da Figura 1.10.

Figura 1.10: Mapa com as elevações do terreno na América do Sul. A Bacia da Prata é mostrada pelo traçado espesso.



Fonte: Oliveira; Nascimento; Kannenberg (2018)

Através de uma revisão da literatura que retrata o ambiente sinótico da região, é possível perceber que as principais estruturas que influenciam a formação de sistemas convectivos e estratiformes na região são: (1) o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS) (MARENGO, 2002; MARENGO et al., 2004; SAULO; NICOLINI; CHOU, 2000; VERA et al., 2006); (2) o acoplamento do JBNAS com o Jato Subtropical de Altos Níveis (JSAN) (RAMOS et al., 2021); (3) e o acoplamento do JBNAS com a Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA) (SELUCHI; SAULO, 2012). Uma descrição detalhada desses mecanismos é apresentada a seguir.

Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS)

Um fator importante para a potencialidade da região em gerar tempestades é o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS). O JBNAS é um sistema de ventos com alta velocidade (>12 m/s) à 1 e 2 km acima da superfície (MARENGO, 2002; SAULO; NICOLINI; CHOU, 2000). Ao norte de 20°S é frequentemente observado entre 06:00 UTC e 12:00 UTC durante a estação quente. No entanto, ao sul de 20°S , é mais frequente entre 00:00 UTC e 06:00 UTC, durante a estação fria (MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006). O JBNAS é causado por diversos fatores, como o desvio de ventos alísios pela cadeia montanhosa dos Andes, gerado pela topografia e circulação

local, bem como pelas variações nos campos de pressão no norte da Argentina associados a perturbações transientes (VERA et al., 2006).

Há duas classes de Jatos de Baixos Níveis (JBN), os gerados na Camada Limite Planetária (CLP) e os que são causados por situações sinóticas. Os que estão na CLP podem ser causados pelo ciclo diurno de desacoplamento entre a Camada Limite Superficial (CLS) e a Camada de Mistura (CM) (BLACKADAR, 1957), gerando uma oscilação inercial das componentes do vento que produz o vento noturno máximo dentro da CLP. Também podem ser causados pela resposta do balanço térmico do vento a variações diurnas no gradiente de temperatura horizontal produzido pela inclinação do terreno (HOLTON, 1967). A classe de JBN gerada sinoticamente é modulada principalmente por gradientes de pressão horizontais intensos associados a distúrbios migratórios quando Jatos de Altos Níveis (JAN) induzem circulação ageostrófica transversal (HOECKER, 1963).

O JBNAS é um dos principais contribuintes para a formação de SCMs na bacia da prata. Nicolini et al. (2004) estudou 27 casos de SCMs na Bacia da Prata e encontrou uma correlação entre casos de SCMs e JBNAS que se estendem mais ao sul em cerca de 81% dos casos. Também encontraram que os SCMs são tipicamente noturnos e 70% dos sistemas teve a sua extensão máxima durante a fase de máximo do JBNAS. Além de transportar (advecção) umidade entre latitudes diferentes, o JBNAS também transporta momentum e umidade na vertical para altitudes maiores. Sendo assim, aumenta a disponibilidade de umidade na camada limite planetária e favorece a desestabilização da atmosfera (BERRI; INZUNZA, 1993; GUEDES; SILVA DIAS, 1984; JOHNSON; MAPES, 2001). Além, disso, o cisalhamento do vento característico do JBN favorece o desenvolvimento de perturbações de pressão dinâmicas que contribuem para a magnitude da flutuabilidade e da força de gradiente de pressão vertical, logo modulam as correntes de ar ascendentes dentro das células convectivas (JOHNSON; MAPES, 2001; ROTUNNO; KLEMP, 1982; WEISMAN, 1993). A Equação 1.9 descreve esse processo:

$$\frac{DW}{Dt} = - \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial P'}{\partial z} - g \frac{\rho'}{\bar{P}}, \quad (1.9)$$

onde $\frac{DW}{Dt}$ é a derivada total do movimento ascendente, $-\frac{1}{\bar{\rho}}\frac{\partial P'}{\partial z}$ é a força do gradiente vertical de pressão no estado perturbado e $g\frac{\rho'}{\bar{\rho}}$ é a flutuabilidade.

Bonner (1968) desenvolveu critérios (BC1) de identificação de JBNs nas Américas. O critério (BC1) para identificação de JBN apresenta as seguintes condições: (a) os ventos, predominantemente de norte, devem apresentar seu máximo de velocidade dentro do nível de 850 hPa, a magnitude máxima deve ser igual ou superior a 12 m/s, e (b) a velocidade do vento deve diminuir em pelo menos 6 m/s entre 850 hPa e 700 hPa (cisalhamento do vento).

Acoplamento do Jato de Altos Níveis (JAN) com o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS)

Um outro mecanismo desestabilizador frequente na região é o acoplamento do JAN com o JBNAS. Ramos et al. (2021) estudaram um sistema convectivo, na Bacia da Prata, que foi originado em um ambiente instável proporcionado pelo acoplamento. Uma corrente de vento intensa de oeste em médios níveis proporciona advecção fria e seca enquanto um vento intenso de baixos níveis proporciona advecção quente e úmida, logo, em função do gradiente de advecção de umidade e temperatura na intersecção dos eixos dos jatos e o cisalhamento vertical, há condições favoráveis para convecção. A intensidade da advecção é proporcional a ortogonalidade dos eixos dos dois jatos (FAWBUSH; MILLER, 1953, 1954; NEWTON, 1967).

Acoplamento do JBNAS com a Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA)

A Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA) é localizada mais ao sul que a Baixa do Chaco, em torno de 29°S junto à encosta dos Andes, conhecida também como Baixa Termo-orográfica. É uma depressão de origem térmica explicada pelo aquecimento da atmosfera baixa e média em função dos fluxos de calor sensível de superfície. É fortemente influenciada por sistemas transientes (sistemas frontais, cavados e cristas transientes) canalizados pelos Andes, em função da subsidência orográfica forçada pela cadeia dos Andes associada ao cavado transiente que vem do oceano pacífico. É quase permanente durante o verão e intermitente durante o inverno (SELUCHI; SAULO, 2012). O JBNAS pode ter sua circulação acoplada à circulação leste da baixa pressão, possibilitando advecção de umidade e calor para latitudes mais elevadas.

2 OBJETIVOS

O objetivo deste trabalho foi aprofundar o entendimento sobre a geração de Eventos Luminosos Transientes estudando o ciclo de vida de sistemas convectivos produtores de ELTs e as principais características relacionadas a essa produção. Os principais pontos investigados foram: (1) o ambiente sinótico que levou à formação de três sistemas produtores de ELTs; (2) As etapas do ciclo de vida desses sistemas; (3) As descargas elétricas Nuvem-Solo + e Nuvem-Solo – produzidas por esses sistemas; (4) As regiões das nuvens nas quais foram detectadas descargas NS+ e NS-; (5) Os tipos de ELTs resultantes da atividade elétrica desses sistemas; (6) As regiões das nuvens sobre as quais os ELTs foram observados.

3 METODOLOGIA

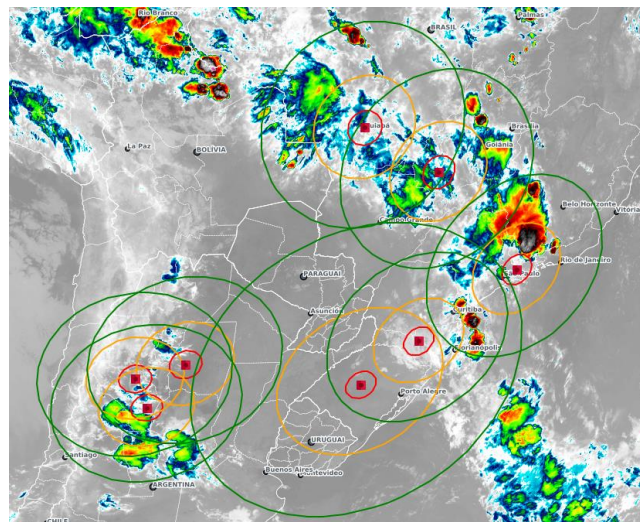
Para atingir os objetivos propostos, a metodologia envolveu a realização uma revisão bibliográfica geral sobre FADAS, e depois uma extensa revisão bibliográfica sobre ELTs, nuvens de tempestade, Sistemas Convectivos de Mesoescala e os sistemas sinóticos precipitantes. Depois, foram selecionadas as três tempestades que produziram ELTs observados pela Rede Colaborativa LEONA, as das noites 13-14/12/2018, 28-29/10/2019 e 01-02/11/2019. A escolha das duas primeiras noites foi com base na grande quantidade de ELTs observados, já a segunda foi em função da baixa quantidade de eventos para possibilitar a comparação de suas características com as de outros sistemas com alta produção de ELTs.

Foram estudados dados de ELTs coletados pela Rede LEONA, dados de descargas elétricas providos pela Rede Brasileira de detecção de Descargas Atmosféricas - BrasilDAT, imagens do canal infravermelho (10,35 μm) do satélite GOES-16 e campos sinóticos da reanálise ERA5. As imagens no infravermelho (IR) são coletadas pelo satélite GOES 16 no canal 13 (10,35 μm) numa frequência de uma imagem a cada 15 min para os dados até 2018 e uma imagem a cada 10 min de 2018 para cá, com uma resolução espacial de 2 km (SCHMIT et al., 2023). Os dados de satélite não tiveram o erro de paralaxe corrigido. Toda a análise dos dados foi realizada utilizando a linguagem de programação MATLAB.

A Rede LEONA é uma rede com 8 estações para observação de ELTs espalhadas em pontos estratégicos pela América do Sul, no momento abrangendo o sul

e sudeste do Brasil, Paraguai, Uruguai e noroeste da Argentina, e uma estação para observação de ALETs com um detector de nêutrons. As estações estão localizadas em Cuiabá (MT), Jataí (GO), São José dos Campos (SP), Fraiburgo (SC), São Martinho da Serra (RS), La Maria (Argentina), Anillaco (Argentina) e Chamental (Argentina), como mostra a Figura 3.1. Cada estação de observação de ELTs conta com câmeras WATEC WAT-902H2 ULTIMATE de alta sensibilidade luminosa, que gravam com uma taxa de 30 quadros por segundo (do inglês, 30 “frames per second”, ou 30 fps), portanto um quadro tem uma duração de ~33 ms. Cada quadro possui dois campos (do inglês “fields”) entrelaçados, constituídos por grupos de linhas pares e ímpares, que são gravadas em instantes diferentes, portanto cada campo tem uma duração de ~16,7 ms. Cada quadro recebe um carimbo temporal com dados de antenas GPS com uma acurácia temporal de 1 μ s. Quase todas as estações possuem duas câmeras, uma é chamada de “Wide” com um campo de visão maior, ~29° x 22°, e outra de “Narrow”, com um campo de visão menor, 15°x 11°, para maior detalhamento da estrutura dos ELTs. O equipamento IOTA faz o carimbo temporal com base numa antena receptora de GPS, que fornece o tempo com a precisão de 1 μ s.

Figura 3.1: Mapa da localização das estações de observação da Rede LEONA sobreposto ao mapa de temperatura de brilho, infravermelho, do GOES-16. Os quadrados vermelhos são as localizações de cada estação e os círculos verdes são os alcances máximos de visão das estações.



A BrasilDAT é uma rede de detecção de descargas atmosféricas operada pelo grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE. Ela fornece a latitude, longitude, o tipo (Nuvem-Solo ou Intra-Nuvem) e a polaridade da descarga. Esta rede utiliza

sensores de radiação eletromagnética que operam na frequência de 1 Hz a 12 MHz, e localiza os relâmpagos através da comparação do tempo que a onda gerada por um relâmpago leva para chegar em 3 ou mais sensores (MATTOS et al., 2017), essa técnica é denominada tempo de chegada. Naccarato et al. (2012) realizou uma avaliação preliminar da eficiência da rede comparando os dados por ela obtidos para relâmpagos que foram filmados com câmeras de alta velocidade, e encontrou uma eficiência de detecção de cerca de 88% para Nuvem-Solos (NS).

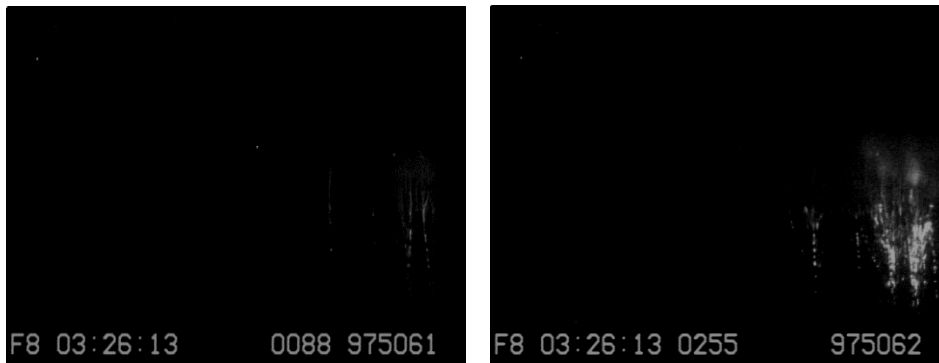
O estudo dos ELTs envolveu assistir e analisar os vídeos gravados com as câmeras da Rede LEONA durante as campanhas. Os ELTs foram identificados visualmente e depois foram recortados pequenos vídeos de 2-3 segundos com esses eventos. A morfologia dos eventos, ou seja, que tipo de ELT foi gravado, também foi identificada visualmente. A Figura 3.2 mostra um quadro com um grupo de sprites, como exemplo. Os campos de cada quadro foram desentrelaçados, como na Figura 4.3, utilizando-se o software Adobe Premier, para obter-se a maior precisão temporal possível para cada evento, conforme fornecida pelo carimbo temporal GPS.

Figura 3.2: Imagem de um quadro com seus campos ainda entrelaçados, mostrando um grupo de sprites gravados na noite 29/10/2019 às 03:26:13 UT. O terceiro e quarto números são os milissegundos do primeiro e segundo campos.



Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.

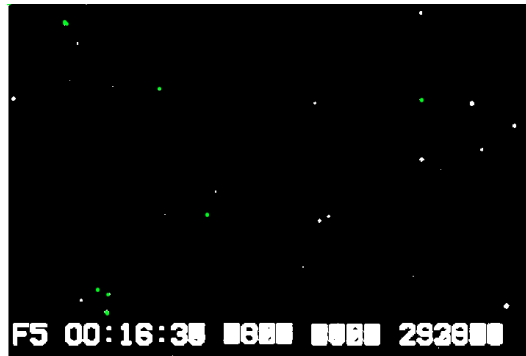
Figura 3.3: Primeiro e segundo campos do quadro da Figura anterior, desentrelaçados. Além da definição do horário preciso de cada campo, é possível notar a persistência da luminosidade de três elementos dos sprites documentados.



Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE, Tratamento pelo autor.

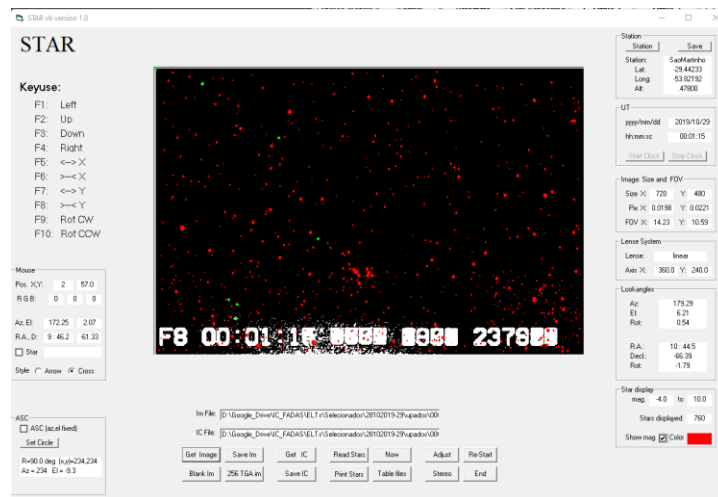
Para localizar os eventos foi necessário utilizar o software StarStereo, desenvolvido por Stenbeak-Nielsen et al. (1984) da Universidade do Alaska Fairbanks (UAF), e fornecido pela orientadora. Ele calcula o campo de estrelas teoricamente correspondente ao campo inserido no software utilizando um catálogo estelar e dados da observação fornecidos pelo usuário: (a) o azimute e elevação da câmera, (b) seu campo de visada vertical e horizontal, calculado com base no tamanho da CCD e características da lente da câmera que fez a observação, (c) e a geolocalização (latitude, longitude e altitude) da estação de observação. Para facilitar a identificação das estrelas presentes na imagem contendo um ELT, são somados numa única imagem todos os campos desentrelaçados imediatamente anteriores ao campo do evento antes do movimento das estrelas se tornar perceptível na imagem final. Um exemplo da imagem criada, chamada de mapa estelar, é apresentado na Figura 3.4. A **Error! Reference source not found.** exemplifica o ajuste de sobreposição do mapa estelar calculado pelo StarStereo na imagem no mapa estelar observado.

Figura 3.4: Mapa estelar ressaltando as estrelas do dia 29/10/2019 às 00:16:35 UTC. Os pontos verdes são pixels da CCD que estavam danificados.



Fonte: própria.

Figura 3.5: Seção Star, do software StarStereo, utilizada nos ajustes do campo de estrelas calculado teoricamente através da sobreposição ao mapa estelar. Os pontos vermelhos são as estrelas “teóricas”.

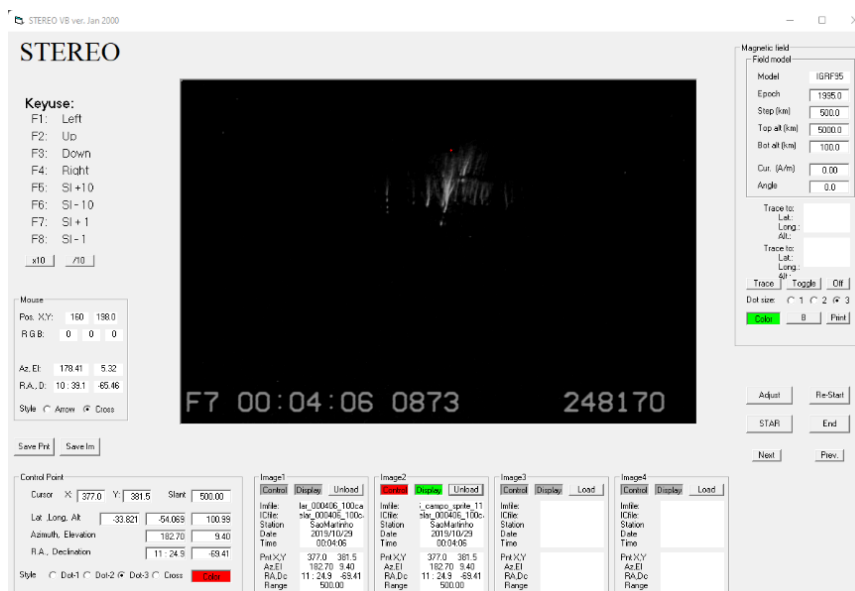


Fonte: própria.

Como não foi possível realizar observações de duas estações diferentes, não foi possível usar triangulação para obter a latitude, longitude e altitude exatas do ELTs. Dessa forma, foi necessário assumir o valor de um dos três parâmetros para poder-se realizar a estimativa dos outros dois. A altitude foi escolhida por ser o parâmetro que varia menos e por haver medidas trianguladas precisas disponíveis na literatura. Assumiu-se uma altitude de 88 km para o topo dos sprites, utilizando-se as medidas trianguladas por Sentman et al. (1995), e 100 km para o centro dos elves, seguindo-se a triangulação de Wescott et al. (2001). **A Error! Reference source not found.** mostra a

seção Stereo do programa, utilizada para estimar a latitude e longitude e triangular a geolocalização dos eventos quando dados de duas ou mais estações estão disponíveis.

Figura 3.6: Seção Stereo, do software StarStereo, utilizada para estimar ou triangular a geolocalização de eventos.



Fonte: própria.

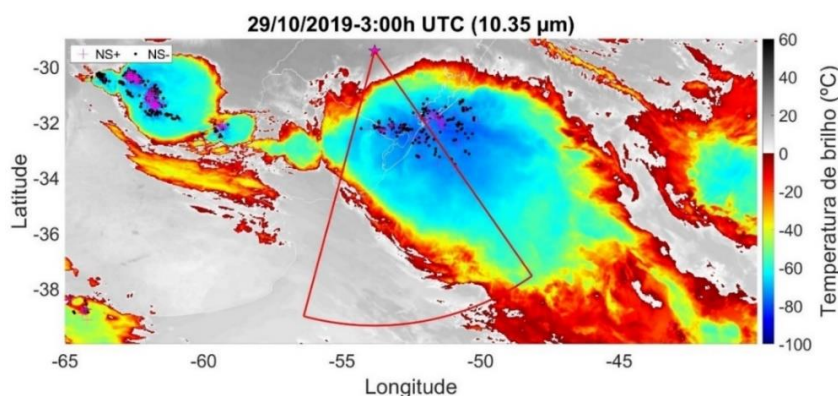
Os dados da noite de 2018 foram coletados durante a campanha de observação de ELTs parte do projeto internacional Detecção Remota de Processos de Eletrificação, Raios e Mesoescala/microescala com Observações de Campo – RELAMPAGO (em inglês, Remote sensing of Electrification, Lightning, And Mesoscales/microscale Processes with Adaptive Ground Observations) na Argentina, coordenado pelo Dr. Stephen Nesbitt, da Universidade de Illinois, EUA, que reuniu mais de 100 pesquisadores e alunos da Argentina, Brasil e Estados Unidos. Os dados de 2019 foram coletados durante a campanha específica do grupo de Acoplamento Eletrodinâmico Atmosférico e Espacial – ACATMOS, do INPE, coordenado pela orientadora, com a Rede LEONA.

Para compreender o processo de geração e eletrificação dos sistemas convectivos geradores desses ELTs, seu ciclo de vida e características que possam ser relevantes para a sua geração, o primeiro passo da metodologia foi identificar quais sistemas convectivos presentes nessas noites geraram os ELTs observados pela Rede LEONA. Para isso foram utilizadas as informações de apontamento das câmeras, ou seja, o azimute e elevação, registradas pelos pesquisadores e alunos que realizaram as

observações. O passo seguinte foi definir o horário de início e o fim do sistema convectivo assim como sua localização. Isso foi feito analisando-se a temperatura do topo das nuvens dos sistemas convectivos geradores de ELT registradas pelo satélite GOES-16 no infravermelho. Figuras com mapas de temperatura de brilho foram plotadas e vídeos foram criados com essas figuras para melhor entendimento da evolução espacial e temporal da tempestade. Inicialmente foram utilizados os dados com projeção geoestacionária e posteriormente as matrizes de geolocalização e de temperatura IR foram convertidas para a projeção retangular.

O horário de início da tempestade foi definido como o horário em que a nuvem convectiva que deu origem ao sistema apareceu pela primeira vez, e o horário em que o último núcleo convectivo se dissipou foi considerado como o horário final. Uma vez definidos os horários de início e fim das tempestades e a região geográfica na qual elas ocorreram, as localizações dos relâmpagos nuvem-solo positivos e negativos foram sobrepostas aos mapas IR para identificar sobre qual parte dos sistemas eles ocorreram. Como as imagens de satélite em 2018 e 2019 foram fornecidas a cada 15 e 10 minutos, respectivamente, escolheu-se sobrepor a localização de relâmpagos registrados até 7,5 e 5 minutos antes e depois do horário das imagens, respectivamente. **A Error! Reference source not found.** mostra um exemplo de mapa de temperatura de brilho criado.

Figura 3.7: Mapa de temperatura de brilho IR, do canal 13 (10,35 μm), do GOES-16 no dia 29/10/2019 às 03:00 UTC. Em magenta estão representados os relâmpagos NS+ e em preto os relâmpagos NS-. As estrelas magentas são a localização das estações de observação da Rede LEONA que registraram os ELTs, e o cone vermelho é o campo de visada das câmeras.



Fonte: própria.

Em seguida foram definidos limiares de temperatura de brilho para calcular a área da cobertura geral da tempestade e da região convectiva. A região de cobertura

geral foi definida como tendo temperatura de brilho $\leq -40^{\circ}\text{C}$ e para a região convectiva foi definido a temperatura de brilho $\leq -60^{\circ}\text{C}$, e os critérios de temperatura de Maddox para definição de SCMs foram adaptados para considerar esses valores. Os limiares foram escolhidos com base na revisão dos artigos de Velasco e Fritsch (1987), Maddox (1980), Machado et al. (1998), Vila et al. (2008) e São Sabbas (2010), apresentados na introdução. Posteriormente foi desenvolvido um algoritmo em MATLAB para calcular a área da tempestade em cada mapa IR utilizando-se esses limiares. O software se baseou na lógica de algoritmo de “floodfill” utilizado para preenchimento de áreas delimitadas sem o “vazamento” da contagem para outras regiões. Esse software realiza a contagem dos pixels delimitados pelo limiar de temperatura de brilho e a multiplica pela área equivalente de cada pixel. Também foram desenvolvidos softwares para calcular a quantidade de relâmpagos NS+ e NS- gerados pelos sistemas convectivos, e para identificar a temperatura do topo da nuvem no local onde ocorreu o relâmpago, conforme fornecido pela BrasilDAT. Foram estudados apenas os relâmpagos detectados dentro da cobertura geral do sistema, definida pelo limiar de temperatura de brilho $T_b \leq -40^{\circ}\text{C}$. Em função dos dados de temperatura passarem pela conversão da projeção satélite para a projeção retangular, foi utilizada a temperatura média dos quatro pixels imediatamente ao redor do pixel mais próximo da latitude e longitude da descarga elétrica. O mesmo procedimento foi utilizado para estimar a temperatura do topo das nuvens onde os ELTs ocorreram.

A análise sinótica foi feita através da análise de campos da reanálise do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) de quinta geração (ERA5) fornecidas pelo Climate Data Store (CDS). Esse conjunto de dados possui uma resolução temporal de uma hora cobrindo todo o globo, a resolução espacial horizontal é $0,25^{\circ} \times 0,25^{\circ}$ de tamanho de grade. A cobertura vertical é de 1000 hPa até 1 hPa, e o período disponível é de 1959 até o presente (HERSBACH et al., 2018).

Foram utilizadas as variáveis de Espessura da Camada (mgp) entre 1000 hPa e 500 hPa, umidade específica (g/kg) em 850 hPa, Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM), vento em 850 hPa e 250 hPa, Altura Geopotencial em 500 hPa. Os gráficos foram feitos para os horários anteriores e posteriores ao ciclo de vida da tempestade com o intervalo de uma hora. Vídeos com os campos foram gerados para melhor visualização dos ELTs. Na apresentação dos resultados foram mostrados apenas os

campos que evidenciavam melhor os padrões observados, descritos no texto, para melhor síntese deste trabalho.

Os índices CAPE (Convective Available Potential Energy) e CINE (Convective Inhibition Energy) foram calculados utilizando-se os dados de radiossondagem das três noites. Para isso, foram utilizadas todas as estações aéreas próximas da região dos sistemas cujos dados estavam disponíveis no site da Universidade de Wyoming. Verificou-se que apenas os dados da estação de Uruguaiana (RS) estavam disponíveis no horário dos sistemas.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1. Análise sinótica

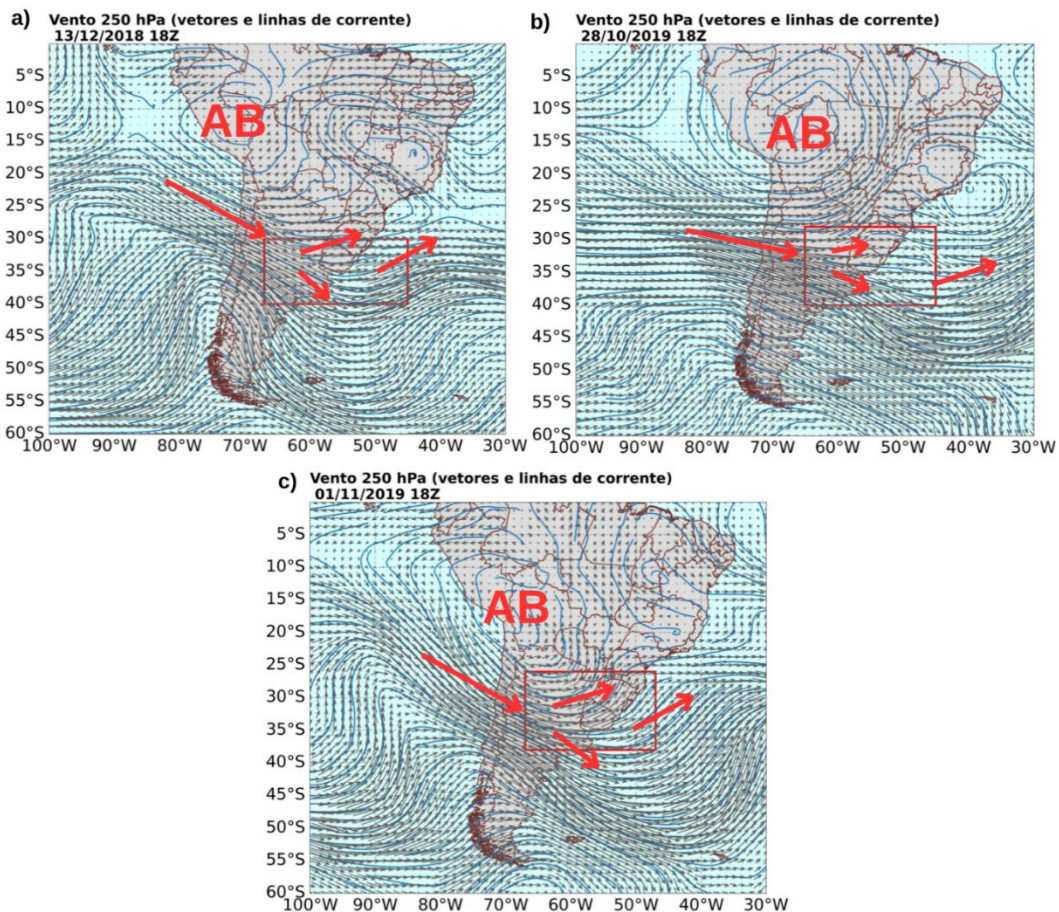
Foi realizada uma análise sinótica para os três sistemas convectivos produtores de ELTs para melhor entendimento do ambiente atmosférico que gerou tais sistemas. O CAPE, para as noites 13-14/12/2018 e 28-29/12/2019, atingiu respectivamente 3722,02 J/kg e 4442,37 J/kg às 00 UTC, e o CINE atingiu -131,07 J/kg e -347,59 J/kg nos mesmos horários. Estes valores altos de CAPE indicam que havia força de empuxo suficiente para sustentar os movimentos ascendentes intensos em ambos os sistemas. Os valores de CINE estavam relativamente altos indicando uma força de inibição de convecção intensa. Sendo assim, foi necessária a atuação de forçantes dinâmicas, como frentes frias, JSAN, JBNAS, entre outras, que rompessem a barreira de inibição para iniciar a convecção. Na noite 01-02/11/2019 o CAPE atingiu 813,91 J/kg, às 00 UTC, e o CINE atingiu -665,06 J/kg, às 00 UTC, ou seja, o empuxo era menor e a inibição maior, em comparação com os outros dois sistemas. Além disso, o CAPE e CINE eram quase equivalentes, o que explica a baixa intensidade dos movimentos ascendentes e da atividade convectiva.

Na noite de 13-14/12/2018 foi identificada a presença do Jato Subtropical de Altos Níveis (JSAN) em 250 hPa, como mostram as setas vermelhas da Figura 4.1a, com o mapa horário das 18 UTC. Os campos de intensidade do vento em 250 hPa da Figura 4.2, mostram que houve uma faixa de vento com intensidade maior que 25 m/s (cores azuis e verdes) e que, segundo Stronge Davis (2006), pode-se caracterizar o JSAN nos três casos. O JSAN pode provocar divergência em altos níveis, o que normalmente favorece a formação de regiões de baixa pressão no continente,

principalmente na região onde o ponto de divergência do núcleo do JSAN se encontra, isso favorece a formação de sistemas convectivos e tempestades isoladas nessa região.

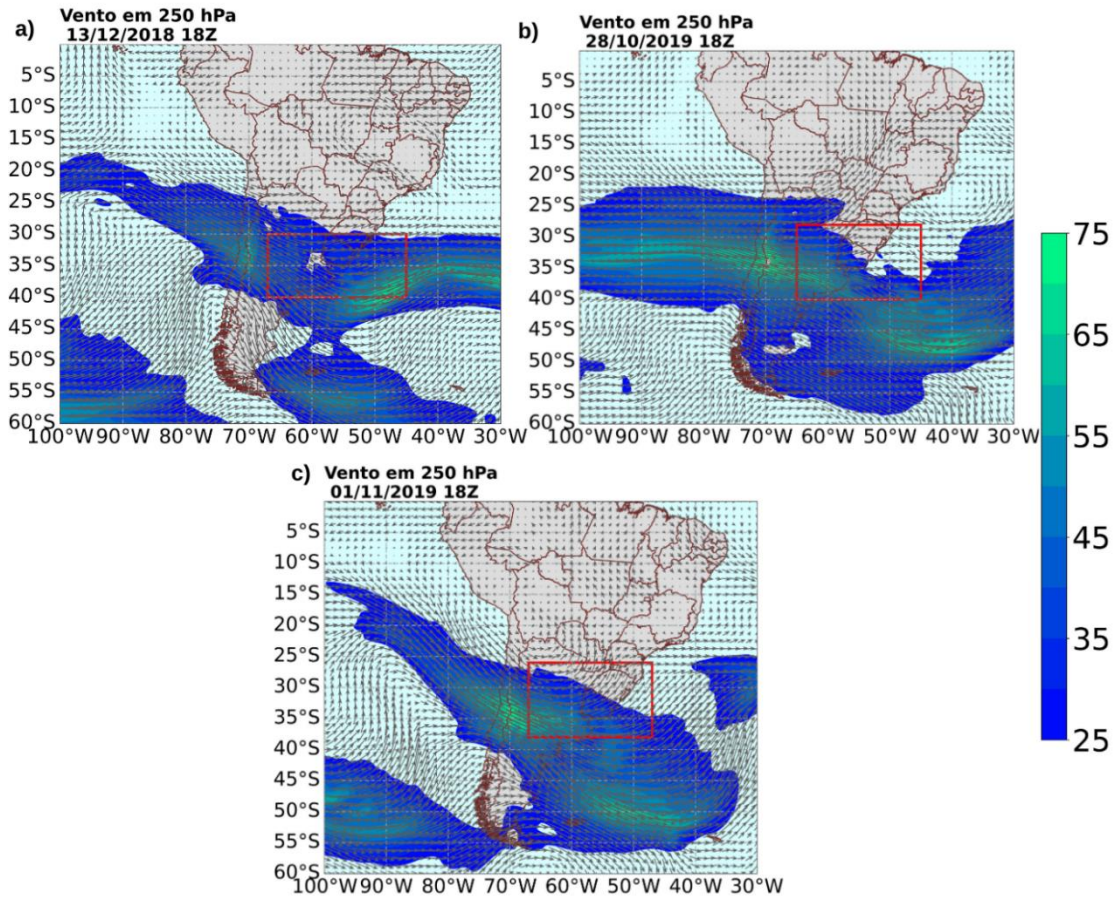
O mesmo padrão foi identificado na noite de 28-29/10/2019 no campo das 18 UTC (Figura 4.1b) e na noite de 01-02/11/2019, também no campo das 18 UTC (Figura 4.1c). Nos três casos havia uma dispersão e bifurcação do escoamento do JSAN na região de formação dos sistemas, o que indica a convergência de massa em baixos níveis que favorece o crescimento de instabilidades. Na noite de 28-29/10/2019 (Figura 4.1b) essa bifurcação foi mais intensa em função da presença de uma circulação anticiclônica sobre a Bolívia, Acre e Rondônia, denominada de Alta da Bolívia. Na noite de 01-02/11/2019 (Figura 4.1c) também ocorreu uma circulação anticiclônica de altos níveis intensificando a bifurcação do JSAN.

Figura 4.1: Campo de vento em 250 hPa da reanálise ERA5. Os retângulos vermelhos são as regiões dos sistemas.



Fonte: própria.

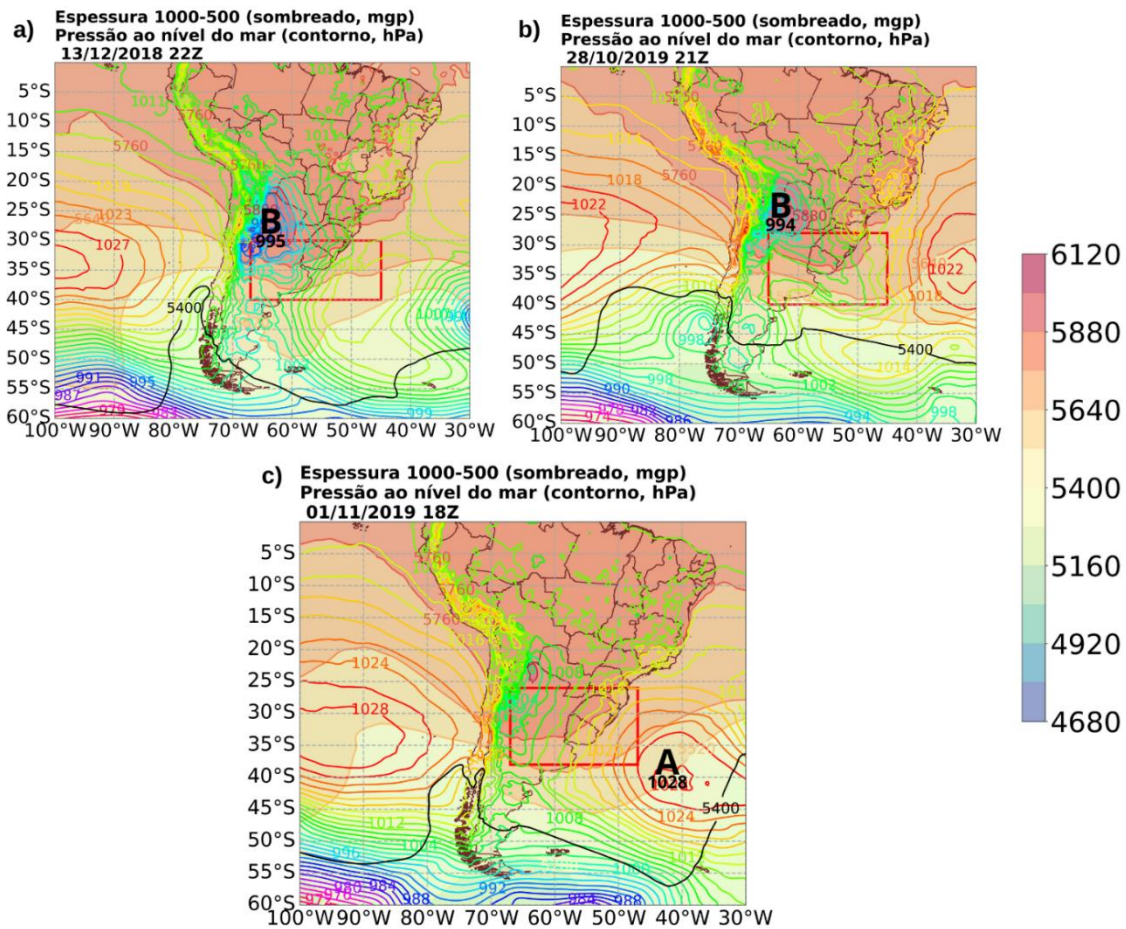
Figura 4.2: Campo de vento em 250 hPa. As cores indicam a intensidade do vento acima do limiar de Jato de Altos Níveis (>25 m/s). Os retângulos vermelhos são a localização da tempestade.



Fonte: própria.

Os campos de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) e espessura da camada (mgp) das noites 13-14/12/2019 (Figura 4.3a) e 28-29/10/2019 (Figura 4.3b) indicaram a presença da Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA). O período total entre 01-02/11/2019 não apresentou a BNOA em função do menor aquecimento da região, indicado pela menor área da espessura da camada de 5880 mgp, como mostrado o campo das 18 UTC na Figura 4.3c. Na noite de 28-29/10/2019, a pressão mínima atingida pela BNOA foi de 994 hPa às 21 UTC quando o sistema estava em desenvolvimento (Figura 4.3b). Já na noite de 13-14/12/2018, a pressão mínima atingida pela BNOA foi de 995 hPa às 22 UTC (Figura 4.3a).

Figura 4.3: Campos de Pressão ao Nível Médio do Mar (PNMM) e espessura da camada (mcp), conforme dados de reanálise ERA5. O retângulo vermelho é a região do sistema.



Fonte: própria.

Os campos de vento e umidade específica em 850 hPa nas noites de 13-14/12/2018 e 28-29/10/2019 mostram uma corrente de vento meridional que se intensifica próximo ao horário das tempestades. Na noite de 13-14/12/2018 a intensidade máxima da corrente foi de 13,6 m/s às 06:00 UTC, como mostra a Figura 4.4a próxima ao horário em que a região convectiva atingiu seu máximo de extensão às 05:30 UTC. Na noite de 28-29/10/2019, o vento atingiu o máximo de 10-11 m/s às 02 UTC do dia 29/10 (Figura 4.4b), quando o sistema também atingiu o máximo da área convectiva. Esse resultado condiz com a relação entre o horário de máxima intensidade do JBNAS com o horário de máximo das áreas das regiões convectivas dos sistemas encontrada por NICOLINI et al. (2004). Somente a corrente em 850 hPa na noite de 13-14/12/2018 satisfaz rigorosamente todos os critérios de Bonner para a identificação do JBNAS. Entretanto, como a diferença dos ventos em 850 hPa com o limiar de Bonner

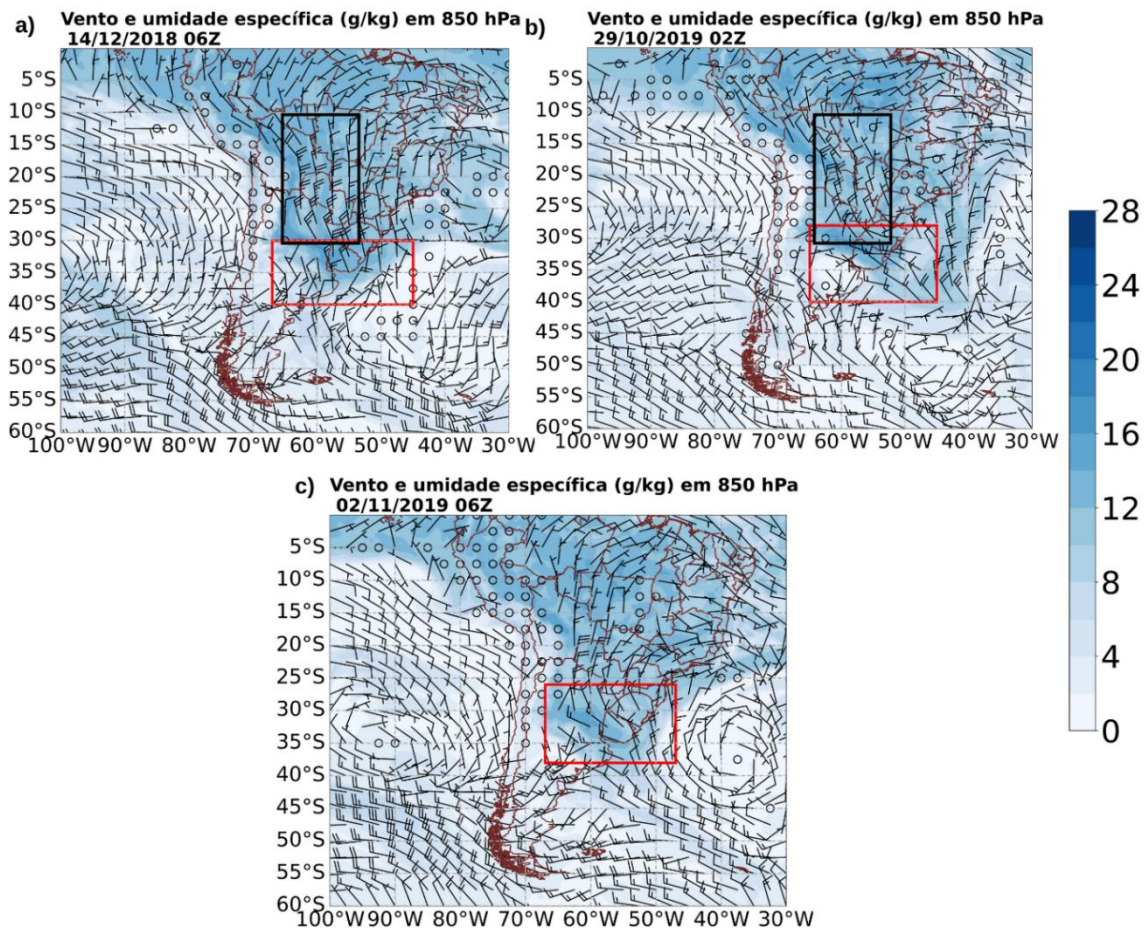
foi de apenas 1-2 m/s na noite de 28-29/10/2019, e todos os outros critérios foram satisfeitos, bem como foram observados os efeitos associados ao JBNAS na região de formação do SC gerador de ELTs, essa corrente meridional também foi considerada como JBNAS.

No período entre 01-02/11/2019 os ventos em 850 hPa atingiram apenas 5-7 m/s na maior parte do tempo de vida da tempestade; eles eram um ramo do escoamento da circulação anticiclônica da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Mesmo sem a configuração clara do JBNAS, os ventos atingiram sua magnitude máxima, 10 m/s, no horário em que a região convectiva do sistema atingiu o máximo de extensão, às 07 UTC do dia 02/11. Esse mesmo padrão é relatado na literatura para JBNAS e observado nos JBNAS dos casos citados anteriormente, como pode ser visto na imagem das 06 UTC do dia 02/11 (Figura 4.4c).

Ambos os escoamentos meridionais de norte em 850 hPa (Jatos) ajudaram a transportar umidade específica para as regiões dos sistemas. Para o sistema da noite de 13-14/12/2018, havia ~18 g/kg disponíveis para a iniciação do sistema. Para a da noite 28-29/10/2019, a umidade disponível chegou à ~18 g/kg às 02 UTC de 29/10. E para a da noite 01-02/11/2019, chegou à 16 g/kg às 18 UTC de 02/11. Tais valores de umidade são maiores que os encontrados por ANABOR et al. (2008) e SÃO SABBAS et al. (2010) nesta região (~11 g/kg) para a formação dos sistemas.

Na noite de 13-14/12/2018, comparando Figura 4.1a e Figura 4.4a a circulação do JBNAS e do JSAN estavam quase ortogonais, isso resulta no acoplamento do JSAN e o JBNAS, o que intensifica a convecção na região. Nos outros casos não houve a caracterização clara do JBNAS, e, portanto, desse acoplamento. Entretanto, na noite de 28-29/10/2018 a velocidade da corrente meridional, 10-11 m/s, estava muito próxima do limiar de caracterização do JBNAS, que é 12 m/s, portanto pode-se dizer que a dinâmica instabilizadora do acoplamento também estava presente nessa noite. Outro fator importante para as noites 13-14/12/2018 e 28-29/10/2019 foi a circulação da BNOA, identificada anteriormente nas Figura 4.3a e b, acoplada à circulação do JBNAS. Isso possibilitou ao jato transportar umidade e temperatura para a região de iniciação do sistema.

Figura 4.4: Campo de vento e umidade específica (g/kg) em 850 hPa da reanálise ERA5. Os retângulos vermelhos são as regiões de trajeto dos sistemas e os retângulos pretos são as localizações dos Jatos de Baixos Níveis.



Fonte: própria.

Em resumo, os sistemas que contribuíram para a formação dos sistemas convectivos das noites de 13-14/12/2018 e 28-29/10/2019 foram o JSAN, JBNAS, BNOA. Além disso, ocorreram os acoplamentos JBNAS-JSAN e JBNAS-BNOA, que favoreceram o desenvolvimento de sistemas com intensa atividade convectiva, consequentemente altamente eletrificados e com grande capacidade de produzir Eventos Luminosos Transientes. O sistema da noite da noite de 01-02/11/2019 sofreu influências da convergência em baixos níveis provocados pelo JSAN e pelo transporte de umidade da ASAS, entretanto não houve a caracterização nem da BNOA e nem do JBNAS, portanto o ambiente sinótico não era favorável ao desenvolvimento de convecção intensa, o que foi constatado pela formação de um sistema convectivo menor com menor ocorrência de relâmpagos e produção de ELTs.

4.2. Tempestade de 13-14/12/2018

Na noite de 13-14/12/2018, na região entre o Uruguai, Rio Grande do Sul (Brasil) e Argentina, 438 ELTs foram observados com a estação da Rede LEONA em Anillaco, Argentina. Dentre esses 438 ELTs, 409 eram Sprites e 29 Halos. A Figura 4.5 mostra um exemplo, com as imagens já desentrelaçadas, de um grupo de sprites observados nessa noite. Os eventos foram observados entre 03:00 UTC e 07:15 UTC do dia 14/12/2018. As gravações foram realizadas com a câmera da estação de Anillaco das 01:30 UTC até 07:30 UTC.

Figura 4.5: Grupo de sprites observado na madrugada do dia 14/12/2018. Os sprites duraram dois campos, ou seja, ~33 ms.



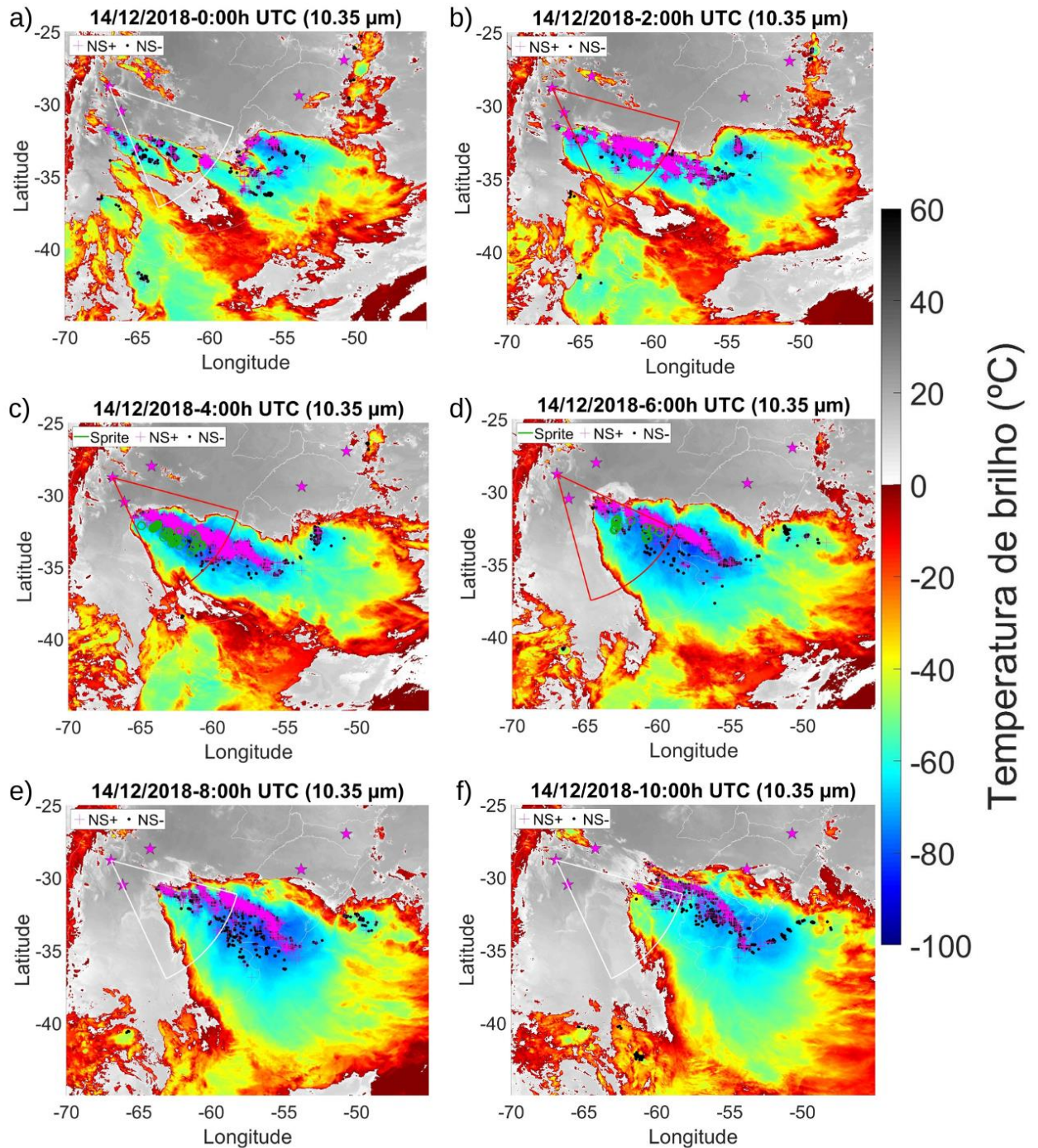
Fonte: própria.

Todos os ELTs foram gerados por um único sistema convectivo que teve início às 21:30 UTC do dia 13/12/2018 e terminou às 19:15 UTC do dia 14/12/2018. Na Figura 4.6 estão mostradas algumas etapas do desenvolvimento espacial e temporal do sistema. Nota-se que os ELTs ocorreram predominantemente sobre a região estratiforme, próxima à região convectiva.

A Figura 4.7 mostra a evolução temporal da área convectiva ($T_b \leq -60$ °C), da cobertura geral ($T_b \leq -40$ °C) de nuvens, do número de ELTs observados, e das descargas nuvem-solo positivas (NS+) e negativas (NS-). Nota-se que o aumento da cobertura geral de nuvens entre 00:00 UTC e 00:15 UTC, resultou da junção de três sistemas convectivos nesse horário, como é possível verificar comparando a Figura 4.6a e a Figura 4.6b. O sistema atingiu o máximo da região convectiva, de 501.029 km², às 05:30, e a sua máxima extensão ($T_b \leq -40$ °C), de 1.282.100 km², foi atingida às 07:15 UTC. O pico de ELTs observados, sendo a maioria de Sprites, ocorreu quando a região convectiva atingiu o máximo de extensão e antes da maturidade do sistema,

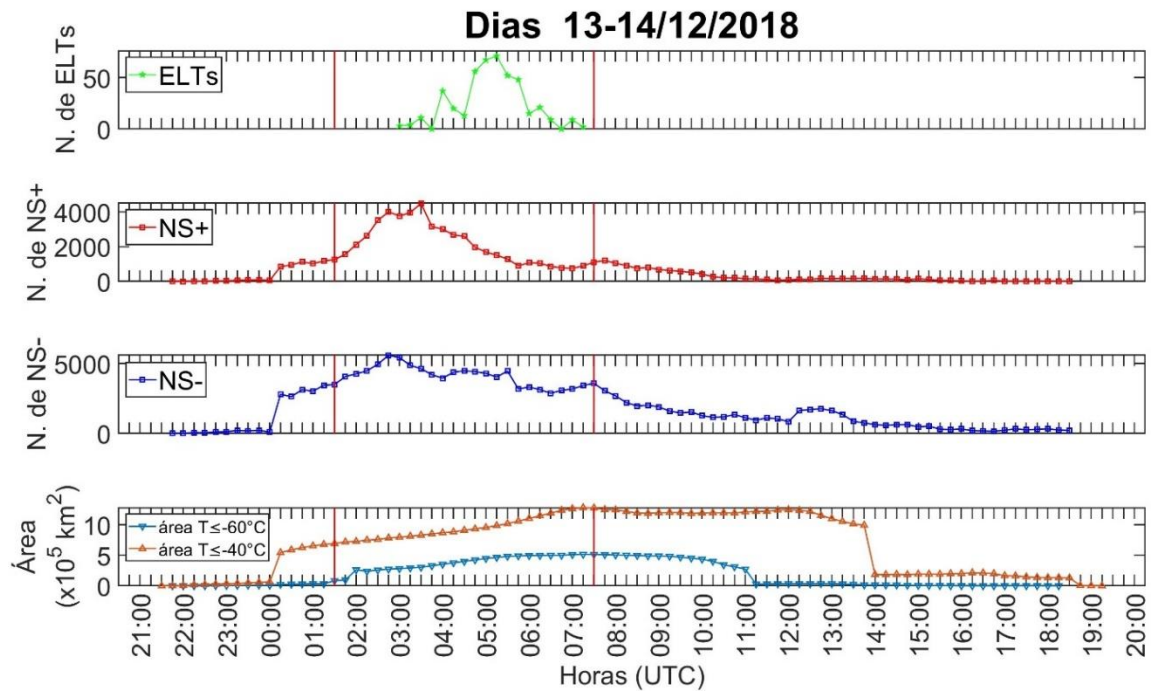
confirmando os resultados de LYONS [1996], LYONS et al. [2003] e de SÃO SABBAS e SENTMAN [2003].

Figura 4.6: Desenvolvimento espaço-temporal do SCM gerador dos ELTs observados entre 00 UTC e 10 UTC de 14/12/2018. A temperatura IR medida pelo canal 10,35 μm do GOES-16 está representada pela escala de cor, sobreposta a ela estão a localização dos NS+, em magenta, e dos NS-, em preto. Os ELTs estão representados como círculos verdes e o campo de visada da câmera desligada, em branco, e ligada, em vermelho. Os círculos verdes têm ~ 30 km, equivalente ao erro associado ao método de localização dos eventos.



Fonte: própria.

Figura 4.7: Evolução temporal da taxa de ocorrência de ELTs, NS+, NS-, da cobertura geral ($T \leq -40^\circ\text{C}$) e convectiva ($T \leq -60^\circ\text{C}$) do MCS em 13-14/12/2018. As barras em vermelho marcam o início e o fim da gravação das câmeras.



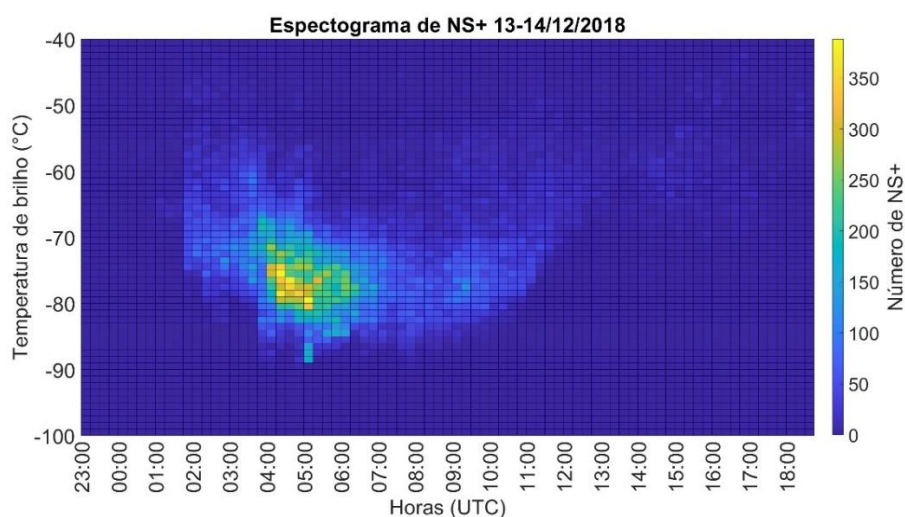
Fonte: própria.

O período da produção de ELTs na etapa de máximo da região convectiva do SCM, e a sua localização predominante na região estratiforme demonstram uma influência significativa da região convectiva na eletrificação do sistema, pois os intensos movimentos ascendentes da região convectiva divergem no topo da nuvem (tropopausa) transportando os hidrometeoros carregados positivamente para as regiões adjacentes, ou seja, regiões estratiformes.

A Figura 4.7 também mostra que a taxa de NS- (268 NS-/min) foi maior que a taxa de NS+ (100 NS+/min) quando ocorreu o pico de produção de eventos (~ 5 ELTs/min). No início da tempestade tanto os relâmpagos NS+ e NS- ocorreram em regiões da nuvem com temperatura de brilho mais quentes que as encontradas nas etapas posteriores do desenvolvimento. Com a intensificação da atividade convectiva do sistema ao longo do seu desenvolvimento, a temperatura de brilho média das principais regiões onde foram detectados os NS-, ou seja, os núcleos convectivos, esfriaram, como mostra o espectrograma da **Error! Reference source not found.** e Figura 4.9. Foi nessa fase, de máxima convecção, que ocorreu o pico da atividade elétrica da nuvem.

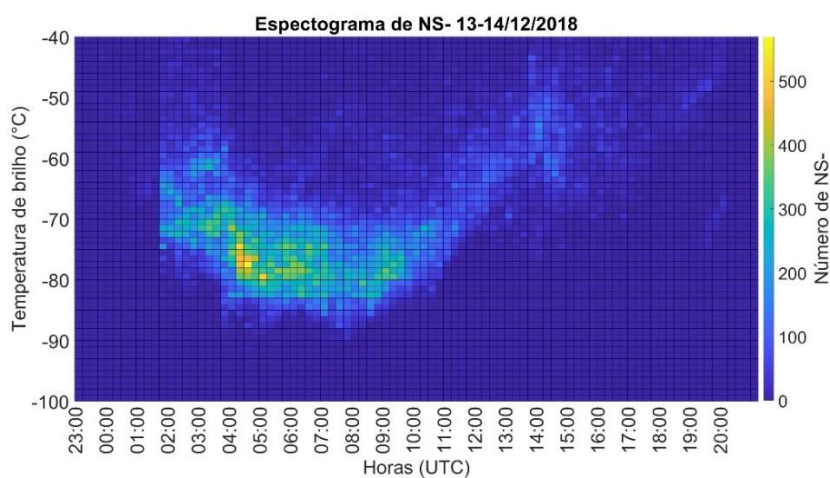
Às 09:00 UTC a temperatura de brilho do topo das nuvens começou a aumentar e a região convectiva começou a se dissipar. O sistema convectivo satisfaz os critérios de área convectiva e cobertura geral de nuvens de Maddox das 23:45 UTC, do dia 13/12/2018, às 15:00 UTC do dia 14/12/2018, portanto por 15h, satisfazendo também o critério de duração mínima. O único critério que não foi satisfeito foi o de excentricidade, pois o sistema teve uma excentricidade em torno de 0,57. Sendo assim, esse sistema produtor de ELTs não pode ser considerado um CCM, em função de seu formato alongado (excentricidade), e é considerado um Sistema Convectivo de Mesoescala (SCM).

Figura 4.8: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS+ do SCM produtor de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.



Fonte: própria.

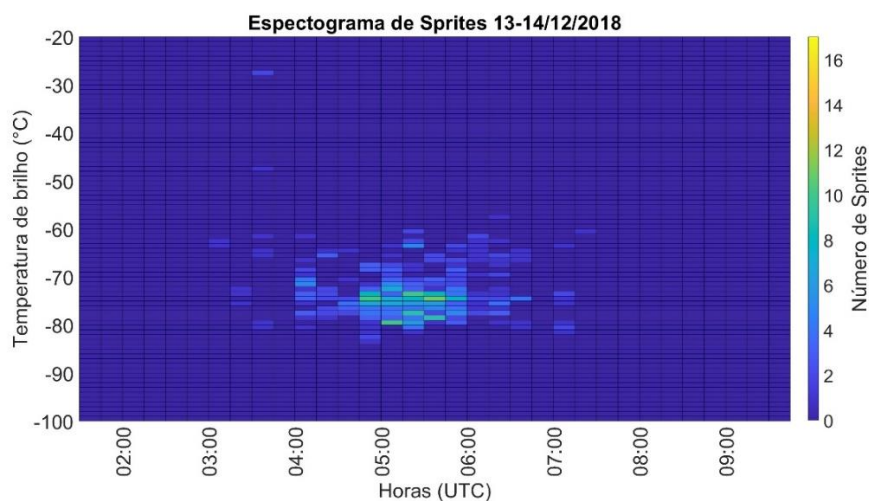
Figura 4.9: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS- do SCM produtor de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.



Fonte: própria.

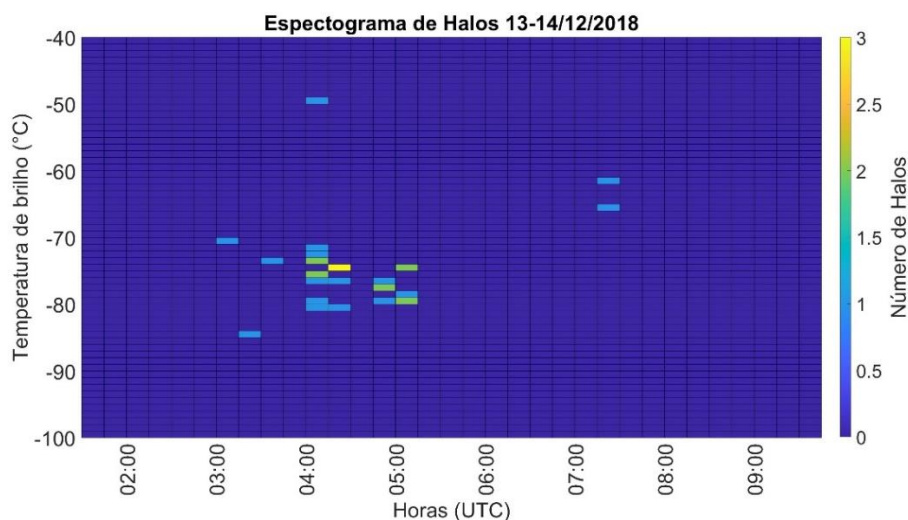
Os espectrogramas da evolução das temperaturas de brilho de sprites e halos mostram que as regiões estratiformes acima das quais eles foram observados eram mais quentes que as regiões onde os NS+ e NS- foram detectados. Conforme pode ser observado na Figura 4.6, essas regiões, estratiformes, estavam próximas dos núcleos convectivos nos quais se concentrou a ocorrência de relâmpagos nuvem-solo negativos e positivos. Uma porção pequena de NS+ ocorreu nas regiões estratiformes, dentre eles estão os possíveis geradores dos Sprites observados com a Rede LEONA.

Figura 4.10: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de sprites do SCM produtor de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.



Fonte: própria.

Figura 4.11: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de halos da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 13-14/12/2018.



Fonte: própria.

4.3. Tempestade de 28-29/10/2019

Na noite de 28-29/10/2019, na região entre o Uruguai, Rio Grande do Sul (Brasil) e Argentina, 461 ELTs foram observados com a estação da Rede LEONA em São Martinho da Serra, Rio Grande Sul, Brasil. Dentre esses 461 ELTs, 451 eram Sprites, 9 eram elves e 1 era Halo. Os eventos foram observados entre 23:00 UTC e 04:10 UTC. A câmera da estação de São Martinho da Serra permaneceu gravando das 23:00 UTC até 05:20 UTC. A Figura 4.12 mostra um dos elves observados na campanha, acredita-se que as estrias que aparecem no elve sejam originárias de perturbações causadas por ondas de gravidade. As ondas de gravidade são ondas de pressão no ar, cuja força restaurativa é a gravidade, e podem ser geradas pela oscilação da tropopausa em função do movimento oscilatório de núcleos convectivos de sistemas com convecção intensa, ventos passando por cima de montanhas e outras fontes menos significativas.

Figura 4.12: Elve estriado observado na madrugada de 29/10/2019 às 02:13:48 UTC, com a Estação da Rede LEONA localizada em São Martinho da Serra, RS.

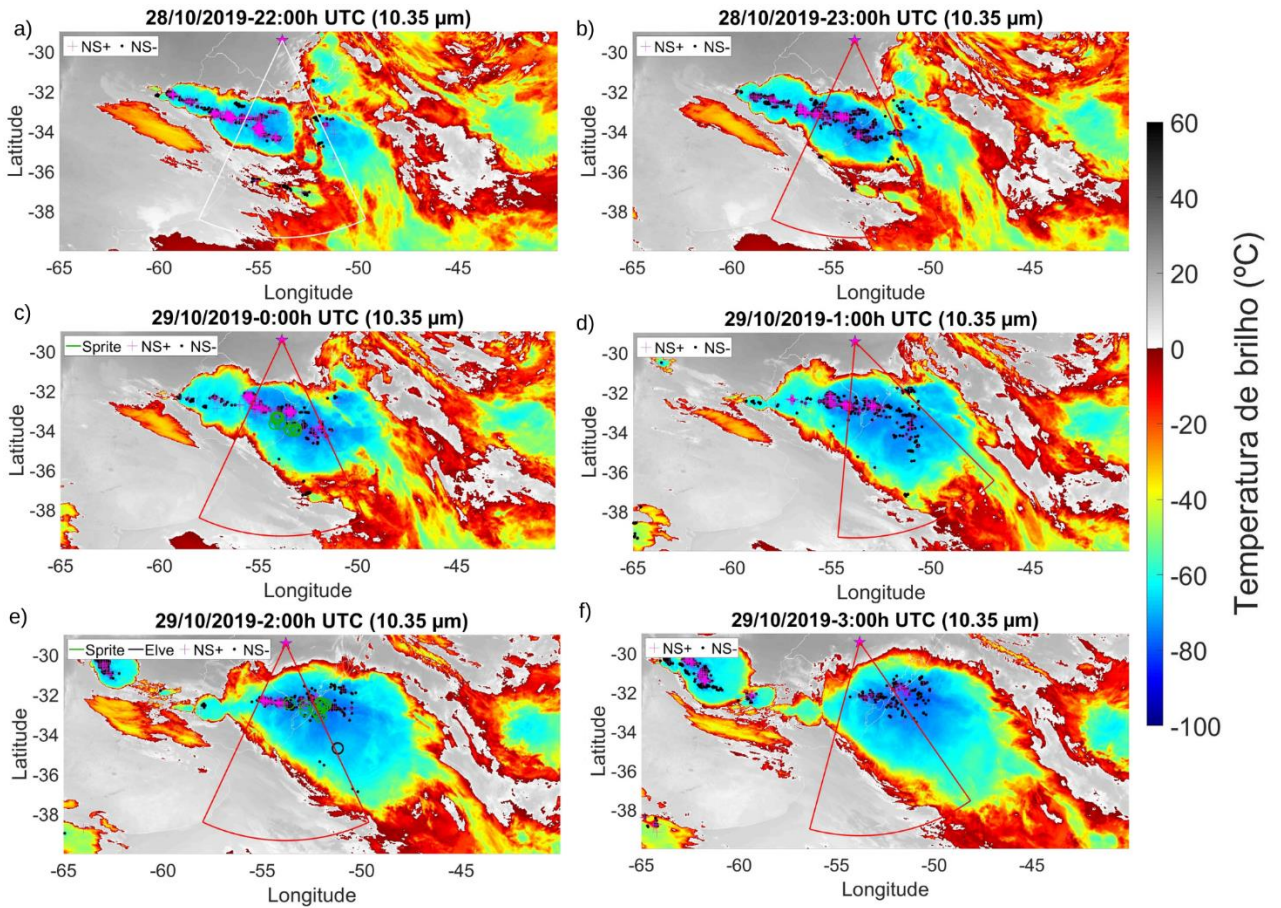


Fonte: própria.

O sistema teve início às 17:45 UTC do dia 28/10/2019 e terminou às 11:10 UTC do dia 28/10/2019. Na Figura 4.13 estão mostradas algumas etapas do desenvolvimento espacial e temporal do sistema. Neste SCM os ELTs também ocorreram predominantemente na região estratiforme, adjacente às regiões convectivas mais intensas, os núcleos convectivos, evidenciados por terem as temperaturas mais frias e maior atividade elétrica das nuvens.

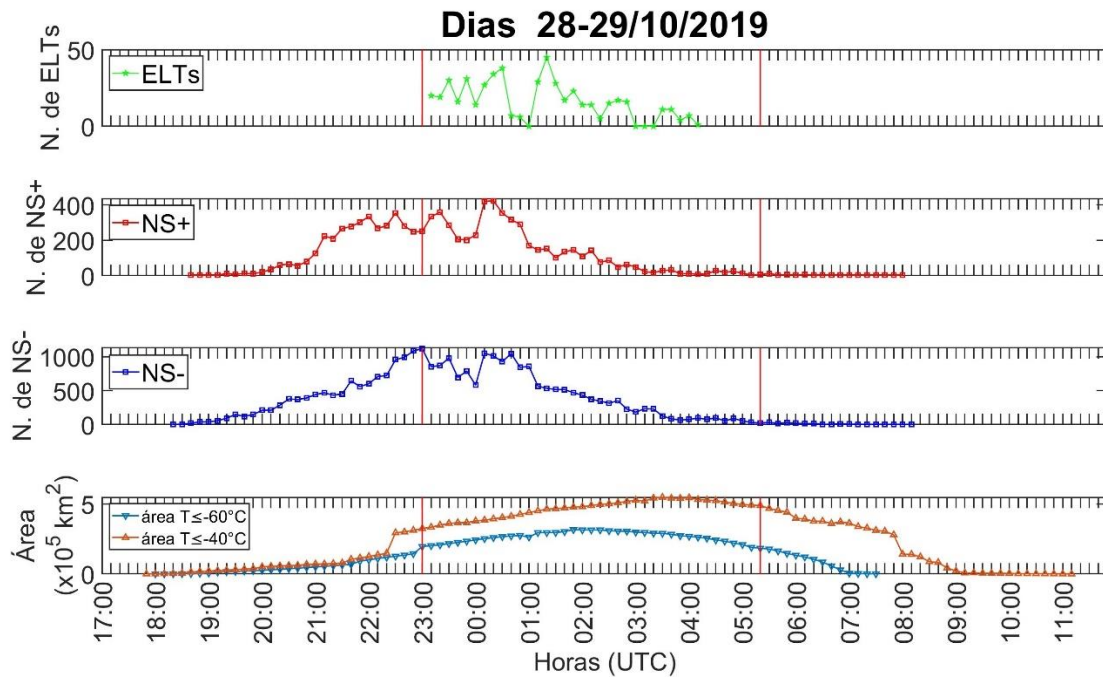
A Figura 4.14 mostra a evolução temporal do número de ELTs, NS+, NS- e da área do sistema. A região convectiva do sistema atingiu a área máxima, de 316.515 km², às 02:00 UTC, iniciando o processo de dissipação que aumentou a região estratiforme. O sistema convectivo atingiu a maturidade com a máxima extensão da cobertura geral, de 547.680 km², às 03:30 UTC. Sendo assim, os ELTs foram observados predominantemente na etapa de máximo da região convectiva e anteriormente à maturidade do sistema. Analogamente, a taxa de NS-, ~69 NS-/min, era maior que a de NS+, ~20 NS+/min, quando os ELTs foram produzidos. O sistema satisfaz os critérios de área convectiva e cobertura geral de nuvens de Maddox das 21:40 UTC, do dia 28/10/2019, às 06:40 UTC do dia 29/10/2019, portanto por 9h, satisfazendo também o critério de duração mínima. O único critério que não foi satisfeito foi o de excentricidade, pois o sistema teve uma excentricidade em torno de 0,50. Sendo assim, esse sistema produtor de ELTs não pode ser considerado um CCM, por causa de seu formato alongado (excentricidade), mas pode ser considerado um SCM por causa da duração e tamanho.

Figura 4.13: Desenvolvimento espaço-temporal do SCM gerador dos ELTs observados em 28-29/10/2019 entre 23 UTC e 03 UTC. A temperatura IR medidas pelo canal 10,35 μm do GOES-16 está representada pela escala de cor, sobreposta a ela estão a localização dos NS+, em magenta, e dos NS-, em preto. Os ELTs estão representados como círculos verdes e o campo de visada da câmera desligada, em branco, e ligada, em vermelho. Os círculos verdes têm ~ 30 km, equivalente ao erro associado ao método de localização dos eventos.



Fonte: própria.

Figura 4.14: Evolução temporal da taxa de ocorrência de ELTs, NS+, NS-, da cobertura geral ($T \leq -40$ °C) e convectiva ($T \leq -60$ °C) em 28-29/10/2019. As barras em vermelho marcam o início e o fim da gravação das câmeras.



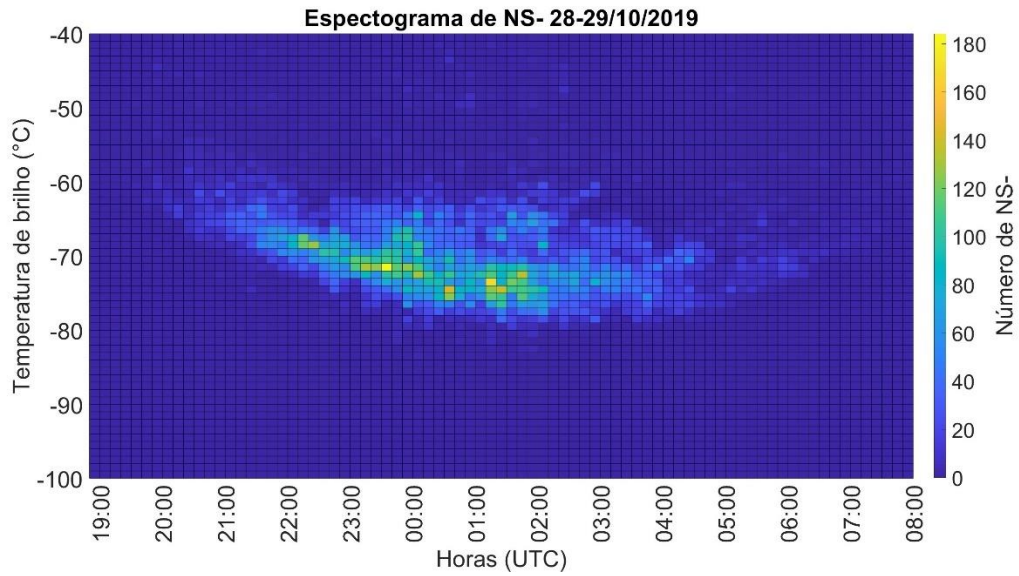
Fonte: própria.

Os espectrogramas da Figura 4.15 e Figura 4.18 mostram a evolução da temperatura de brilho das regiões onde foram detectados, respectivamente, NS- e NS+ ao longo da vida do sistema, indicando que as descargas estão distribuídas, em sua maioria, nas regiões com temperaturas de brilho mais baixas dos sistema, ou seja, nos núcleos convectivos. No início do sistema, as descargas são detectadas em regiões com topos de nuvens mais quentes. Conforme os núcleos convectivos amadurecem, os relâmpagos são detectados em regiões com topos cada vez mais frios, e conforme o sistema começa a decair essas temperaturas voltam a aumentar, como mostra o padrão dinâmico dos espectrogramas.

Segundo o espectrograma da Figura 4.17, os Sprites foram observados sobre regiões com temperaturas de brilho médias mais quentes que os relâmpagos NS+ e NS-, i.e., região estratiforme e durante a etapa com maior atividade convectiva do sistema, 00:00 – 05:00 UTC. O espectrograma da evolução das temperaturas de brilho das regiões sobre as quais os elves foram observados, Figura 4.18, mostra que os mesmos ocorreram sobre uma região mais ampla do sistema, ou seja, mais distribuído ao longo

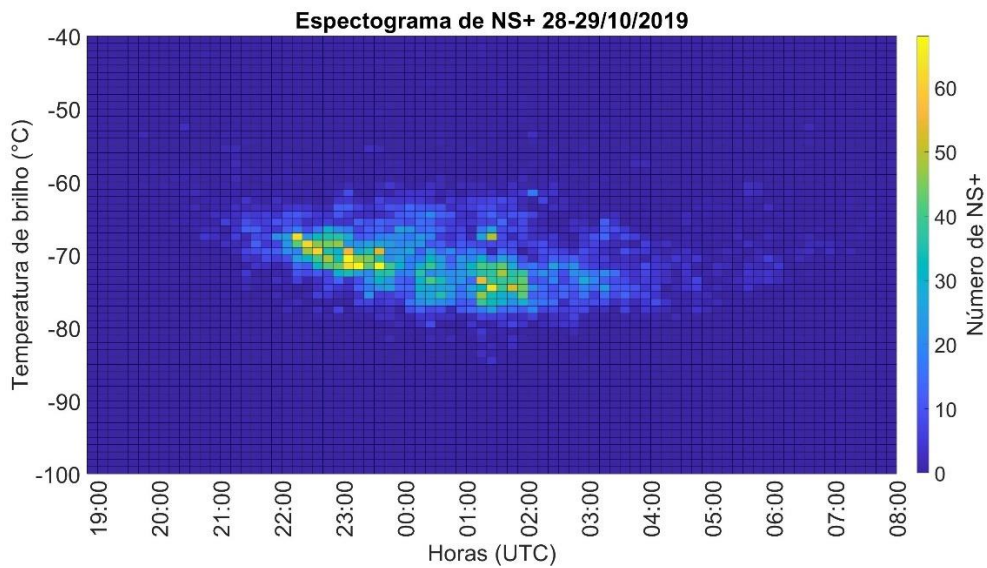
da cobertura da nuvem. Nessa noite foi detectado apenas um Halo, sobre a região com temperatura de brilho de -74°C .

Figura 4.15: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS- da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.



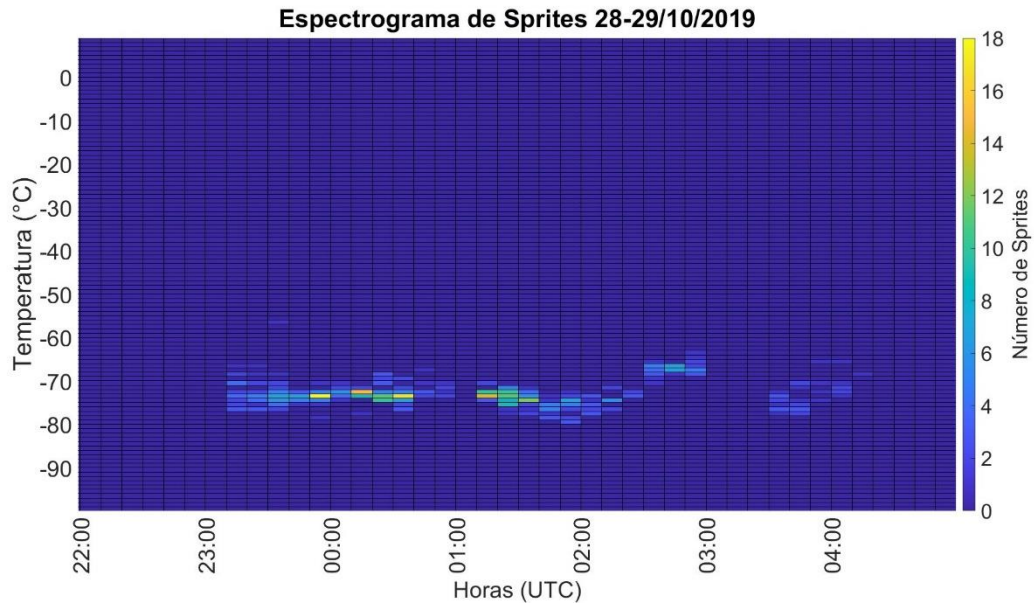
Fonte: própria.

Figura 4.16: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS+ da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.



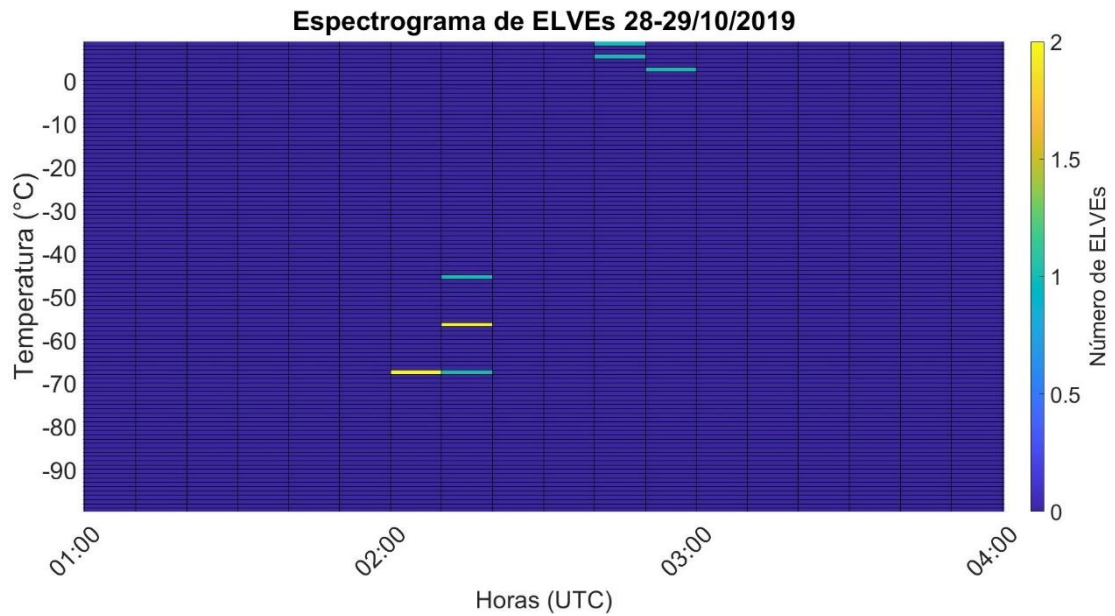
Fonte: própria.

Figura 4.17: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de Sprites da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.



Fonte: própria.

Figura 4.18: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de Elves da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 28-29/10/2019.



Fonte: própria.

4.4. Tempestade de 01-02/11/2019

Na noite de 01-02/11/2019, na região entre o Uruguai e Rio Grande do Sul (Brasil) foram observados com a estação de observação de São Martinho da Serra, Brasil, 32 ELTs, sendo todos sprites. A Figura 4.19 mostra um exemplo de um grupo de sprites observados na campanha. Os Eventos foram observados entre 03:30 UTC e 08:00 UTC do dia 29/10/2019. A câmera da estação de São Martinho permaneceu gravando das 01:30 UTC até 08:10 UTC.

Figura 4.19: Grupo de sprites coluna observados na madrugada do dia 02/11/2019. Os sprites duraram dois campos de 16,7 ms.



Fonte: própria.

No gráfico da

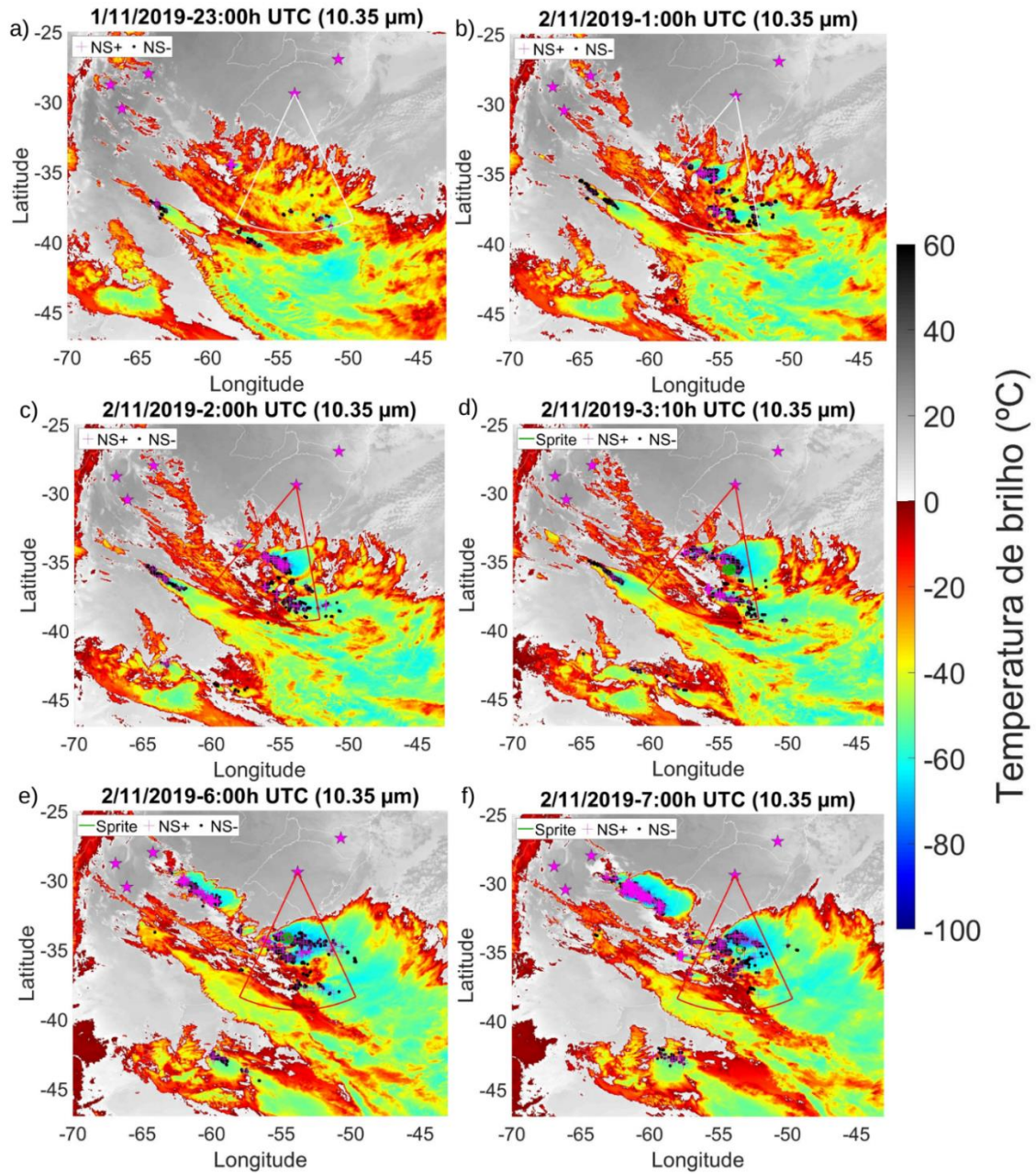
Figura 4.21 está a quantidade de ELTs, NS+, NS-, área da região de cobertura geral ($T_b \leq -40$ °C) e convectiva ($T_b \leq -60$ °C). Neste sistema a atividade convectiva representada pela área da região convectiva foi menos intensa do que nos sistemas anteriores, sua área máxima ($T_b \leq -60$ °C) foi de 74.557 km² às 07:00 UTC do dia 02/11. Ainda assim, os eventos ocorreram predominantemente durante a etapa de máximo da região convectiva. Nota-se que taxa de NS-, ~26 NS-/min, permaneceu acima da taxa de NS+, ~6 NS+/min, analogamente às tempestades anteriores. O sistema convectivo atingiu a máxima extensão de 377.060 km², às 11:40 UTC. Ele satisfaz os critérios de área convectiva e cobertura geral de nuvens de Maddox das 04:50 UTC, do dia 02/11/2019, às 09:00 UTC do dia 02/11/2019, portanto por 04h e 20 min, não satisfazendo o critério de duração mínima. O critério de excentricidade também não foi satisfeito. Sendo assim, esse sistema produtor de ELTs não pode ser considerado nem um CCM nem um SCM.

A baixa produtividade de ELTs desse sistema pode ser associada a menor intensidade convectiva, vista pelo padrão do CAPE e CINE na análise sinótica feita

anteriormente e pela menor área convectiva, que não foi capaz de eletrificar o sistema suficientemente para produzir descargas elétricas com o momento de carga necessário para produção dos eventos.

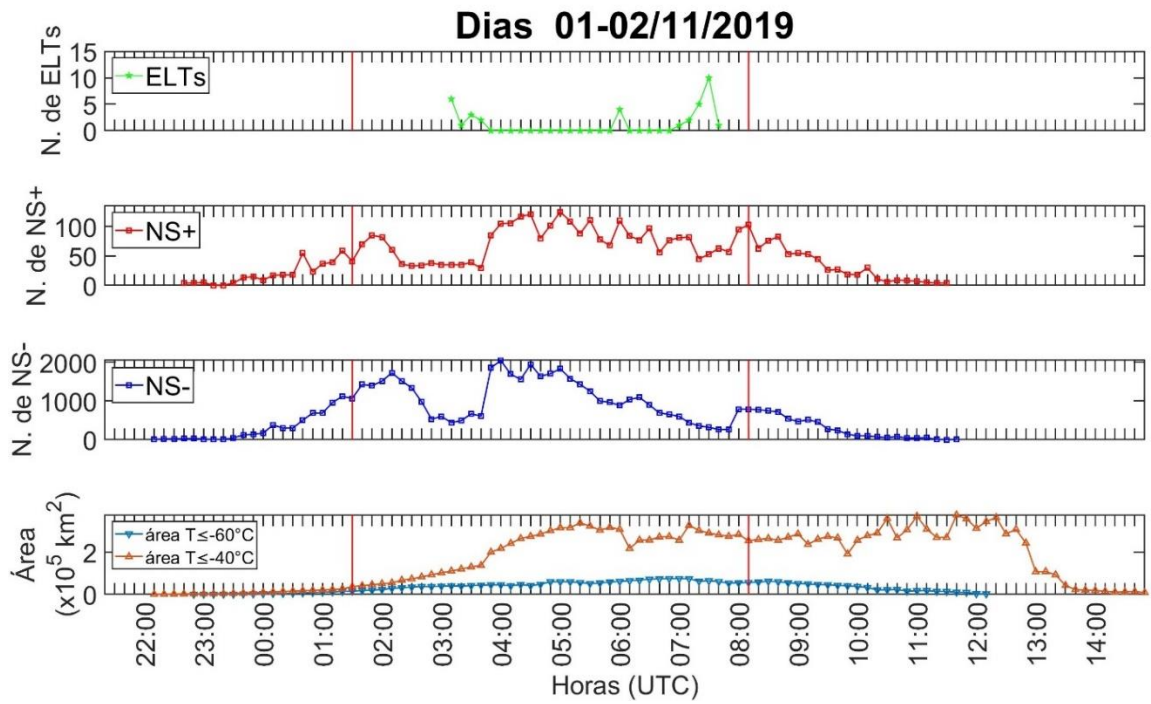
Na Figura 4.20 estão os mapas de temperatura de brilho mostrando a evolução espacial do sistema que surgiu dentro de um sistema maior já em fase da dissipação. A tempestade se iniciou sobre a fronteira sudoeste do Uruguai e se deslocou para leste em direção ao oceano. A Figura 4.22 mostra o espectrograma dos NS+ e as temperaturas de brilho das regiões da nuvem em que foram encontrados. Os relâmpagos NS+ e NS- foram detectados em regiões mais quentes, estando mais distribuídos ao longo da cobertura da nuvem do que nos sistemas anteriores, assim como os Sprites. No entanto, os Sprites foram observados em áreas mais quentes que ambas as descargas, ou seja, na região estratiforme. As descontinuidades observadas no espectrograma de NS-, na Figura 4.23 às 04:10 UTC e 08:30 UTC, são resultado do aumento repentino de NS- detectados em regiões mais frias e quentes da nuvem.

Figura 4.20: Desenvolvimento espaço-temporal do SCM gerador dos ELTs observados em 01-02/11/2019 entre 23 UTC e 07 UTC. A temperatura IR medidas pelo canal 10,35 μm do GOES-16 está representada pela escala de cor, sobreposta a ela estão a localização dos NS+, em magenta, e dos NS-, em preto. Os ELTs estão representados como círculos verdes e o campo de visada da câmera desligada, em branco, e ligada, em vermelho. Os círculos verdes têm ~ 30 km equivalente ao erro associado ao método de localização dos eventos.



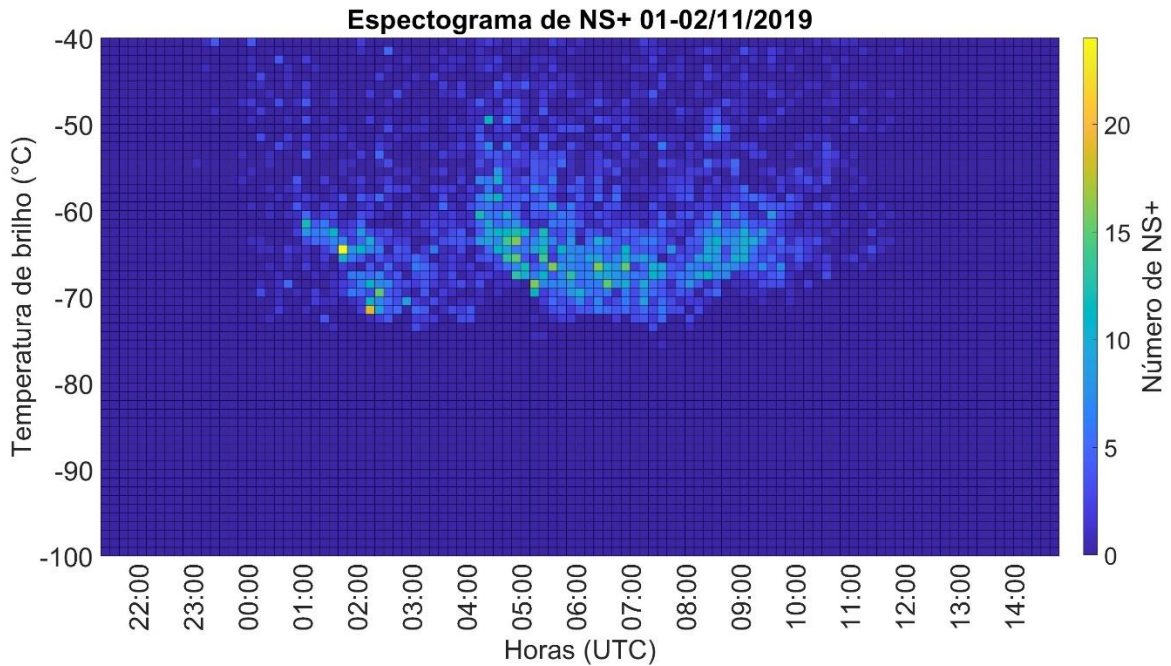
Fonte: própria.

Figura 4.21: Evolução temporal da taxa de ocorrência de ELTs, NS+, NS-, da cobertura geral ($T_b \leq -40$ °C) e convectiva ($T_b \leq -60$ °C) em 01-02/11/2019. As barras em vermelho marcam o início e o fim da gravação das câmeras.



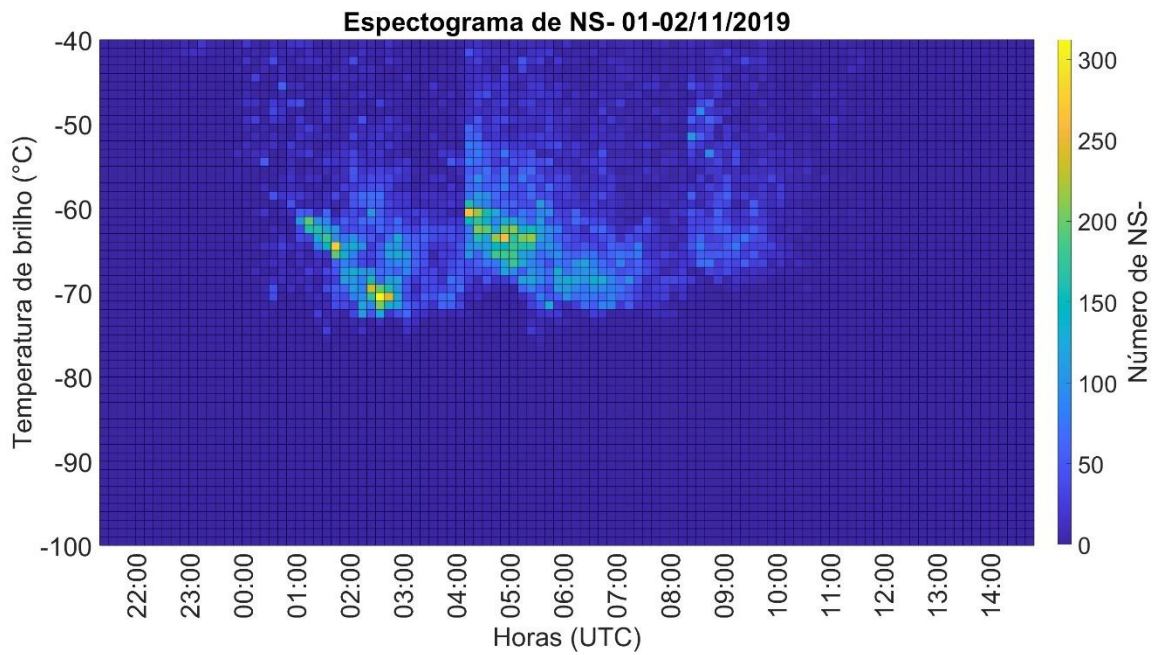
Fonte: própria.

Figura 4.22: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS+ da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 01-02/11/2019.



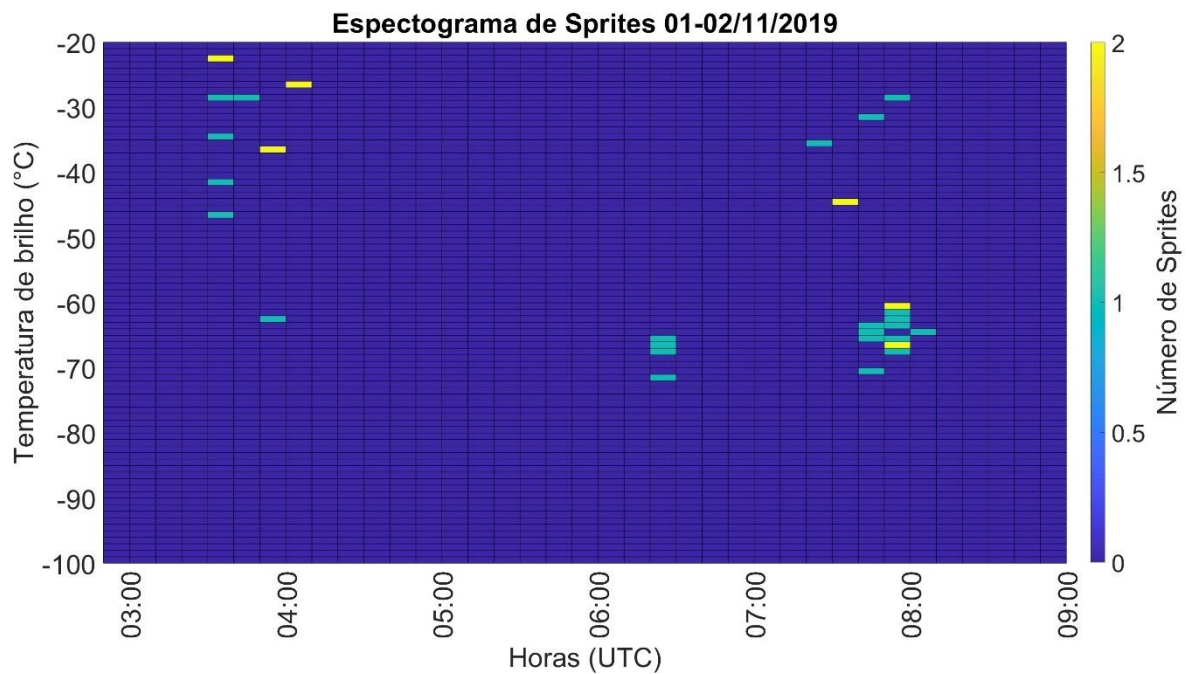
Fonte: própria.

Figura 4.23: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de NS- da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 01-02/11/2019.



Fonte: própria.

Figura 4.24: Espectrograma da evolução temporal da temperatura da região de ocorrência de Sprites da tempestade produtora de ELTs observados com a Rede LEONA em 01-02/11/2019.



Fonte: própria.

5 CONCLUSÃO

Foram observados 892 Sprites, 9 Elves e 30 Halos sobre as três tempestades. Muito embora as observações espaciais tenham mostrado que os elves são os ELTs mais produzidos, eles apresentaram menor frequência de observação do solo do que os Sprites e Halos, em função da absorção das emissões dos elves pelo oxigênio presente na atmosfera. As duas tempestades que produziram a maior quantidade de Eventos Luminosos Transientes foram as que atingiram maior desenvolvimento convectivo. Elas ocorreram nas noites de 13-14/12/2018 e 28- 29/12/2019 e eram Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs). A tempestade da noite de 01-02/11/2019 era menor e sua duração não foi suficiente para poder ser classificada como tal. Em todos os três Sistemas Convectivos, os ELTs ocorreram predominantemente sobre a região estratiforme, conforme anteriormente reportado de forma ampla na literatura.

Os ELTs, cuja maioria foi de Sprites, ocorreram durante a etapa de máximo da região convectiva e anterior à maturidade do sistema. Isso demonstra a importância da região convectiva na eletrificação do sistema e, portanto, na geração dos ELTs. Sabe-se que as correntes ascendentes no interior das nuvens convectivas normalmente começam a divergir quando atingem a tropopausa e, como conservam momentum, transportam os cristais de gelo leves que formam o topo das nuvens, e possuem carga positiva, para as regiões estratiformes. Acredita-se que esses hidrometeoros formam um reservatório de carga positiva, o que possibilita uma alta ocorrência de NS+ com o potencial de gerar sprites acima dessa região. Os resultados deste trabalho confirmam estas hipóteses.

Observou-se que os ELTs, de um modo geral, ocorreram durante o período em que a taxa de ocorrência de NS- foi maior do que a taxa de ocorrência de NS+ em todas as noites, 268 NS-/min x 100 NS+/min, 69 NS-/min x 20 NS+/min, e 26 NS- /min x 6 NS+/min, respectivamente. Este resultado dá apoio à hipótese de São Sabbas e Sentman (2003) e São Sabbas et al. (2010) de que a atividade elétrica total da tempestade, representada pela taxa de ocorrência de NS-, pode ter uma influência maior na produção de ELTs do que comumente relatado na literatura.

Os sprites foram detectados sobre regiões com temperatura de brilho alguns graus Celsius maior do que a região na qual ocorreram os NS- nos dois SCMs. E no sistema menor os ELTs ocorreram sobre uma região com alguns graus Celsius maior

que os ELTs dos SCM. Os Elvês foram observados sobre diferentes regiões do sistema, não tendo uma região predominante.

No primeiro caso, da noite de 13-14/12/2018, o ambiente sinótico contava com todas as principais estruturas dinâmicas geradoras de instabilidade atmosférica favoráveis à convecção relatadas na introdução: o Jato de Baixos Níveis da América do Sul, um cavado de altos níveis à oeste dos Andes, e o Jato Subtropical de Altos Níveis (JSAN). Além disso, contou com a presença da Baixa do Noroeste da Argentina (BNOA) que estendeu o escoamento do JBNAS para o sul, para a região na qual o SCM se desenvolveu, e o acoplamento do JBNAS com o JSAN, o que intensificou a instabilidade.

No segundo caso, da noite 28-29/10/2019, o ambiente contava com essas mesmas estruturas. A corrente meridional identificada não atendeu rigorosamente o critério de Bonner de velocidade para a caracterização do JBNAS, pois era 1-2 m/s mais lenta, entretanto, atendeu todos os outros critérios e gerou os mesmos efeitos de instabilidade dinâmica do JBNAS com o transporte de umidade e temperatura para a região de formação do SCM, portanto foi tratada como JBNAS.

No terceiro caso, da noite 01-02/11/2019, o ambiente sinótico não contou nem com o JBNAS nem com a BNOA; só estavam configurados o JSAN e a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). A umidade necessária para a formação da tempestade foi suprida pela circulação da ASAS. A ausência do JBNAS, com seu transporte de calor e umidade, do acoplamento com a BNOA e com o JSAN foram as causas identificadas da formação de um Sistema Convectivo de menor porte.

Todos os casos apresentaram uma defluência e bifurcação do escoamento do JSAN acima (250 hPa) da região do sistema em todas as etapas de vida dos sistemas, que se desfez na dissipação dos sistemas. Os ventos do JBNAS ou das circulações responsáveis por transportar umidade, como a ASAS no terceiro caso, atingiram o máximo de intensidade quando a região convectiva atingiu o máximo de extensão, conforme anteriormente relatado na literatura.

Em trabalhos futuros seria interessante realizar uma análise mais aprofundada da estrutura microfísica dos sistemas através de imagens de radar que, por sua vez, são

pouco acessíveis na região da Bacia da Prata. Tal análise pode revelar características importantes para melhorar o entendimento dos processos de eletrificação da tempestade.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; DE MORAES, O. L. L. Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Events over Southeastern South America. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 136, n. 8, p. 3087–3105, 2008.

AZAMBUJA, R. da Rosa. **Caracterização de tempestades produtoras de Sprites na América do Sul**. 2013. INPE, São José do Campos, 2013. Disponível em: <sid.inpe.br/mtc-m19/2013/01.14.12.18-TDI>. Acesso em: 3 jun. 2022.

BARRINGTON-LEIGH, C. P.; INAN, U. S. Elves triggered by positive and negative lightning discharges. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 26, n. 6, p. 683–686, 1999.

BARRINGTON-LEIGH, C. P., INAN, U. S., e STANLEY, M. Identification of sprites and elves with intensified video and broadband array photometry, *J. Geophys. Res.*, 106(A2), 1741–1750. 2001 doi:[10.1029/2000JA000073](https://doi.org/10.1029/2000JA000073).

BELL, T. F.; PASKO, V. P.; INAN, U. S. Runaway electrons as a source of red sprites in the mesosphere. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 22, n. 16, p. 2127–2130, 1995. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/95GL02239>>. Acesso em: 25 set. 2022.

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

BLACKADAR, A. K. Boundary Layer Wind Maxima and Their Significance for the Growth of Nocturnal Inversions. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], v. 38, n. 5, p. 283–290, 1957.

BLUESTEIN, H. **Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes: Volume II: Observations and Theory of Weather Systems**. [s.l.] : Oxford University Press, 1993. v. 2

BONNER, W. D. CLIMATOLOGY OF THE LOW LEVEL JET. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200493\(1968\)096<0833:COTLLJ>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200493(1968)096<0833:COTLLJ>2.0.CO;2)>

BYERS, H. R. Thunderstorms. Em: **Compendium of Meteorology**. Boston, MA: American Meteorological Society, 1951. p. 681–693.

CHEN, A. B.; KUO, C.-L.; LEE, Y.-J.; SU, H.-T.; HSU, R.-R.; CHERN, J.-L.; FREY, H. U.; MENDE, S. B.; TAKAHASHI, Y.; FUKUNISHI, H.; CHANG, Y.-S.; LIU, T.-Y.; LEE, L.-C. Global distributions and occurrence rates of transient luminous events. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, [s. l.], v. 113, n. A8, p. n/a-n/a, 2008.

COTTON, W. R.; BRYAN, G.; VAN DEN HEEVER, S. C. Cumulonimbus Clouds and Severe Convective Storms. Em: **International Geophysics**. [s.l: s.n.]. v. 99p. 315–454.

CÚMULO-NIMBO, Atlas Internacional da Nuvem, 2017, Seção 2.5.2.10. Disponível em: <<https://cloudatlas.wmo.int/en/observation-of-clouds-from-aircraft-descriptions-cumulonimbus.html>>. Acesso em: 15 jan. 2023.

ENELL, C.-F.; ARNONE, E.; ADACHI, T.; CHANRION, O.; VERRONEN, P. T.; SEPPÄLÄ, A.; NEUBERT, T.; ULICH, T.; TURUNEN, E.; TAKAHASHI, Y.; HSU, R.-R. Parameterisation of the chemical effect of sprites in the middle atmosphere. **Annales Geophysicae**, [s. l.], v. 26, n. 1, p. 13–27, 2008. Disponível em: <<https://angeo.copernicus.org/articles/26/13/2008/>>

FAWBUSH, E. J.; MILLER, R. C. The Tornado Situation of 17 March 1951 *. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], v. 34, n. 4, p. 139–145, 1953.

FAWBUSH, E. J.; MILLER, R. C. The Types of Airmasses in Which North American Tornadoes Form. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], v. 35, n. 4, p. 154–165, 1954.

FRANZ, R. C.; NEMZEK, R. J.; WINCKLER, J. R. Television Image of a Large Upward Electrical Discharge Above a Thunderstorm System. **Science**, [s. l.], v. 249, n.

4964, p. 48–51, 1990. Disponível em:
<<https://www.science.org/doi/10.1126/science.249.4964.48>>

FUKUNISHI, H.; TAKAHASHI, Y.; KUBOTA, M.; SAKANOI, K.; INAN, U. S.; LYONS, W. A. Elves: Lightning-induced transient luminous events in the lower ionosphere. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 23, n. 16, p. 2157–2160, 1996.

GERKEN, E. A.; INAN, U. S.; BARRINGTON-LEIGH, C. P. Telescopic imaging of sprites. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 27, n. 17, p. 2637–2640, 2000. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2000GL000035>>

GUEDES, R. L.; SILVA DIAS, M. A. F. A study of severe storms associated with the subtropical jet in South America. **Brazilian Meteorology Congress**, [s. l.], p. 289–296, 1984.

HOECKER, W. H. THREE SOUTHERLY LOW-LEVEL JET SYSTEMS DELINEATED BY THE WEATHER BUREAU SPECIAL PIBAL NETWORK OF 1961. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 91, n. 10, p. 573–582, 1963.

HOLTON, J. R. The diurnal boundary layer wind oscillation above sloping terrain. **Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography**, [s. l.], v. 19, n. 2, p. 199, 1967.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Biavati, G., Horányi, A., Muñoz Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Rozum, I., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Dee, D., Thépaut, J-N. (2018): **ERA5 hourly data on pressure levels from 1959 to present**. Copernicus Climate Change Service (C3S) Climate Data Store (CDS), 10.24381/cds.bd0915c6.

ILLINGWORTH, A. J.; LATHAM, J. Calculations of electric field growth, field structure and charge distributions in thunderstorms. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, [s. l.], v. 103, n. 436, p. 281–295, 1977. Disponível em: <<https://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49710343606>>

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale Processes and Severe Convective Weather. Em: **Severe Convective Storms**. Boston, MA: American Meteorological Society, 2001. p. 71–122.

LUQUE, A.; EBERT, U. Emergence of sprite streamers from screening-ionization waves in the lower ionosphere. **Nature Geoscience**, [s. l.], v. 2, n. 11, p. 757–760, 2009. Disponível em: <<http://www.nature.com/articles/ngeo662>>

LYONS, W. A. Sprite observations above the U.S. High Plains in relation to their parent thunderstorm systems. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, [s. l.], v. 101, n. D23, p. 29641–29652, 1996. Disponível em: <http://doi.wiley.com/10.1029/96JD01866>

LYONS, W. A.; NELSON, T. E.; WILLIAMS, E. R.; CRAMER, J. A.; TURNER, T. R.; **Enhanced Positive Cloud-to-Ground Lightning in Thunderstorms Ingesting Smoke from Fires**. 1998. Disponível em: <<https://pubmed.ncbi.nlm.nih.gov/9756479/>>

LYONS, W. A.; NELSON, T. E.; WILLIAMS, E. R.; CUMMER, S. A.; STANLEY, M. A. **Characteristics of Sprite-Producing Positive Cloud-to-Ground Lightning during the 19 July 2000 STEPS Mesoscale Convective Systems**. [s.l: s.n.].

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**, [s. l.], v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 1998. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200493\(1998\)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200493(1998)126<1630:LCVOMC>2.0.CO;2)>

MADDOX, R. A. Mesoscale Convective Complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, [s. l.], v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980. Disponível em: <<http://www.jstor.org/stable/26221473>>

MARSHALL, T. C.; RUST, W. D. On abandoning the thunderstorm tripole-charge paradigm. **J. Geophys. Res.** 1996.

MARENGO, J. A. The South American low-level jet east of the Andes during the 1999 LBA-TRMM and LBA-WET AMC campaign. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 107, n. D20, p. 8079, 2002.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the Low-Level Jet East of the Andes as Derived from the NCEP–NCAR Reanalyses: Characteristics and Temporal Variability. **Journal of Climate**, [s. l.], v. 17, n. 12, p.

2261–2280, 2004. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442\(2004\)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/1520-0442(2004)017<2261:COTLJE>2.0.CO;2)>

MENDES JR., O.; DOMINGUES, M. O. Introdução à eletrodinâmica atmosférica. **Revista Brasileira de Ensino de Física**, [s. l.], v. 24, n. 1, p. 3–19, 2002. Disponível em: <http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S180611172002000100002&lng=pt&tlng=pt>

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T.; WILLIAMS, E. R.; GOOFMAN, S. J.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J. C. Electrification life cycle of incipient thunderstorms, *Journal of Geophysics Research*, p. 4670-4697, 2017. Disponível em: <https://doi.org/10.1002/2016JD025772>

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A. T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems, *Atmospheric Research*, p. 377-390, v. 99, 2011. Disponível em: <<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2010.11.007>>

MATTOS, E.V. Relação das propriedades físicas das nuvens convectivas com as descargas elétricas, INPE, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://mtc-m16c.sid.inpe.br/col/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2009/04.01.13.07/doc/publicacao.pdf>>

NEWTON, C. W. Severe Convective Storms. Em: [s.l: s.n.]. p. 257–308.

NICOLINI, M.; A. C. SAULO. Eta characterization of the 1997-1998 warm season Chaco jet cases. **Sixth Int. Conf. on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography**, [s. l.], 2000.

NICOLINI, M.; P. SALIO; J. C. TORRES; E. J. ZIPSER. The relationship between South American low level jet events with the formation and maintenance of mesoscale convective systems. **14th Int. Cont. on Clouds and Precipitation**, [s. l.], p. 13–16, 2004.

NACCARATO, K., SARAIVA, A. C. V., SABO, M. M. F. e SCHUMANN, C. First performance analysis of BrasilDat total lightning network in southeastern Brazil. 2012.

OLIVEIRA, M. I.; NASCIMENTO, E. L.; KANNENBERG, C. A New Look at the Identification of Low-Level Jets in South America. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 146, n. 7, p. 2315–2334, 2018.

PASKO, V. P.; STANLEY, M. A.; MATHEWS, J. D.; INAN, U. S.; WOOD, T. G. Electrical discharge from a thundercloud top to the lower ionosphere. **Nature**, [s. l.], v. 416, n. 6877, p. 152–4, 2002.

KREHBIEL, P. R. “The electrical structure of thunderstorms”. **The Earth`s electrical environment**, p. 90-113, 1986.

KREHBIEL, P. R.; RIOUSSET, J.A.; PASKO, V. P.; THOMAS, R.J.; RISON, W.; STANLEY, M. A.; EDENS, H. E. Upward electrical discharges from thunderstorms. **Nature Geoscience**, v. 1, p. 233-237, 2008.

RAMOS, E. C. P.; NUNES, A. B.; MACHADO, C. Study of a Mesoscale Convective Complex associated with the coupling between jets in South America. [s.l: s.n.]. Disponível em: <<https://periodicos.ufpe.br/revistas/rbgfe>>.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B. The Influence of the Shear-Induced Pressure Gradient on Thunderstorm Motion. **Monthly Weather Review**, [s. l.], v. 110, n. 2, p. 136–151, 1982.

REYNOLDS, S. E.; BROOK, M.; GOURLEY, F. M. Thunderstorm charge separation. **Journal of meteorology**, v. 14, p. 426-436, 1957. Disponível em: [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1957\)014<0426:TCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1957)014<0426:TCS>2.0.CO;2)

SILVA, C. L. Mecanismo de iniciação de sprites. 2011. **INPE**, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/395MT45>>. Acesso em: 1 jun. 2022.

SÃO SABBAS, F. T.; SENTMAN, D. D. Dynamical relationship of infrared cloudtop temperatures with occurrence rates of cloud-to-ground lightning and sprites. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 30, n. 5, p. n/a-n/a, 2003. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2002GL015382>>

SÃO SABBAS, F. T.; TAYLOR, M. J.; PAUTET, P.-D.; BAILEY, M.; CUMMER, S.; AZAMBUJA, R. R.; SANTIAGO, J. P. C.; THOMAS, J. N.; PINTO, O.; SOLORZANO, N. N.; SCHUCH, N. J.; FREITAS, S. R.; FERREIRA, N. J.; CONFORTE, J. C. Observations of prolific transient luminous event production above a mesoscale convective system in Argentina during the Sprite2006 Campaign in Brazil.

Journal of Geophysical Research: Space Physics, [s. l.], v. 115, n. A11, p. n/a-n/a, 2010. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/2009JA014857>>

SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. **Climate Dynamics**, [s. l.], v. 16, n. 10–11, p. 867–881, 2000.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do Noroeste Argentino e Baixa do Chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [s. l.], v. 27, n. 1, p. 49–60, 2012.

SENTMAN, D. D.; STENBAEK-NIELSEN, H. C.; MCHARG, M. G.; MORRILL, J. S. Plasma chemistry of sprite streamers. **Journal of Geophysical Research**, [s. l.], v. 113, n. D11, p. D11112, 2008.

SENTMAN, D. D.; WESCOTT, E. M.; OSBORNE, D. L.; HAMPTON, D. L.; HEAVNER, M. J. Preliminary results from the Sprites94 Aircraft Campaign: 1. Red sprites. **Geophysical Research Letters**, [s. l.], v. 22, n. 10, p. 1205–1208, 1995. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/95GL00583>>

SILVA, C. L. **Mecanismo de iniciação de sprites**. 2011. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, [s. l.], 2011.

STRONG, C.; DAVIS, R. E. Variability in the altitude of fast upper tropospheric winds over the Northern Hemisphere during winter, J. Geophys. Res. Disponível em: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2005JD006497>.

SIMPSON, G. C. On the Wilson-Gerdien theory of thunderstorm electricity. **The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science**, v. 17, p. 619-634. 1909. Disponível em: <https://doi.org/10.1080/14786440408636635>.

SIMPSON, G. C. The mechanism of a thunderstorm. **The Royal Society**, v. 114, 1927. Disponível em: <https://doi.org/10.1098/rspa.1927.0048>.

STOLZENBURG, M.; MARSHALL, T. C. Charged precipitation and electric field in two thunderstorms. **Journal Geophysical Research**. 1998. Disponível em: <https://doi.org/10.1029/98JD01675>.

SCHMIT, T. J., GRIFFITH, P., GUNSHOW, M. M., DANIELS, J.M., GOODMAN, S. J., LEBAIR, W. J. 2017. A Closer Look at the ABI on the GOES-R Series, *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 98, p. 681-698, 2023. Disponível em: <<https://doi.org/10.1175/BAMS-D-15-00230.1>>

TAKAHASHI, T.; TAJIRI, T.; SONOI, Y. Charges on Graupel and Snow Crystals and the Electrical Structure of Winter Thunderstorms. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 56, p. 1561-1578, 1999. Disponível em: <[https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1999\)056<1561:COGASC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1999)056<1561:COGASC>2.0.CO;2)>.

UCCELLINI, L. W.; JOHNSON, D. R. The Coupling of Upper and Lower Tropospheric Jet Streaks and Implications for the Development of Severe Convective Storms. *Monthly Weather Review*, [s. l.], v. 107, n. 6, p. 682–703, 1979. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200493\(1979\)107<0682:TCOUAL>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200493(1979)107<0682:TCOUAL>2.0.CO;2)>

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. *Journal of Geophysical Research*, [s. l.], v. 92, n. D8, p. 9591, 1987. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JD092iD08p09591>>

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C. B.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O.; SALIO, P.; SAULO, C.; SILVA DIAS, M. A.; DIAS, P. S.; ZIPSER, E. The South American Low-Level Jet Experiment. *Bulletin of the American Meteorological Society*, [s. l.], v. 87, n. 1, p. 63–78, 2006.

VIANELLO, R.; ALVES, A. *Meteorologia Básica e Aplicações*. [s.l: s.n.].

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*, [s. l.], v. 23, n. 2, p. 233–245, 2008. Disponível em: <<https://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/2007WAF2006121.1>>

VONNEGUT, B. Some Facts and Speculations Concerning the Origin and Role of Thunderstorm Electricity. Em: *Severe Local Storms*. Boston, MA: American Meteorological Society, 1963. p. 224–241.

WEISMAN, M. L. The Genesis of Severe, Long-Lived Bow Echoes. **Journal of the Atmospheric Sciences**, [s. l.], v. 50, n. 4, p. 645–670, 1993. Disponível em: <[http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200469\(1993\)050<0645:TGOSLL>2.0.CO;2](http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/15200469(1993)050<0645:TGOSLL>2.0.CO;2)>

WESCOTT, E. M.; STENBAEK-NIELSEN, H. C.; SENTMAN, D. D.; HEAVNER, M. J.; MOUDRY, D. R.; SABBAS, F. T. S. Triangulation of sprites, associated halos and their possible relation to causative lightning and micrometeors. **Journal of Geophysical Research: Space Physics**, [s. l.], v. 106, n. A6, p. 10467–10477, 2001.

WILLIAMS, E. R. The positive charge reservoir for sprite-producing lightning. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, v. 60, p. 689-692, 1998. Disponível em: [https://doi.org/10.1016/S1364-6826\(98\)00030-3](https://doi.org/10.1016/S1364-6826(98)00030-3).

WILLIAMS, E. R. The tripole structure of thunderstorms. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 94, 1989. Disponível em: <<https://doi.org/10.1029/JD094iD11p13151>>.

WILLIAMS, E. R. The electrification of severe storms. *Severe Convective Storms. Meteorological Monographs. American Meteorological Society*. 2001. Disponível em: <<https://doi.org/10.1007/978-1-935704-06-513>>.

WILSON, C. T. R. On some determinations of the sign and magnitude of electric discharges in lightning flashes. *The Royal Society*, v. 92, i. 644, 1916. Disponível em: <<https://doi.org/10.1098/rspa.1916.0040>>.

WILSON, C. T. R. Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms, v. 221, i. 582-593, 1921. Disponível em: <<https://doi.org/10.1098/rsta.1921.0003>>.

YANG, J.; YANG, M.; LIU, C.; FENG, G. Case studies of sprite-producing and non-sprite-producing summer thunderstorms. **Advances in Atmospheric Sciences**, [s. l.], v. 30, n. 6, p. 1786–1808, 2013.