



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

FADAS DO TIPO ELTS EVIDENCIANDO O ACOPLAMENTO ATMOSFÉRICO-ESPACIAL

Ighia Gandra Linares

Relatório de Iniciação Científica do
programa PIBIC, orientado por Dra. Eliah
Fernanda de Maria São Sabbas Tavares.

INPE
São José dos Campos
Agosto, 2024

RESUMO

‘Efeitos Sinalizadores do Acoplamento Eletrodinâmico Atmosférico e Espacial (FADAS)’ são um conjunto de fenômenos atmosférico-espaciais produzidos por campos elétricos de nuvens de tempestades e de relâmpagos que se divide em dois tipos principais: os Eventos Luminosos Transientes (ELTs) e as Emissões de Alta Energia de Tempestades (ALETs). As ALETs incluem os Flashes de Raios Gama Terrestres (FGTs), os feixes de elétrons e pósitrons, e de nêutrons, gerados a partir desses FGTs. Os ELTs são plasmas de curta duração e baixa luminosidade na média e alta atmosfera. Fazem parte desse grupo os sprites e halos, produzidos a partir de campos quase-eletrostáticos das nuvens de tempestades estabelecidos após as descargas elétricas dos relâmpagos com intensidade suficiente para gerá-los. Também fazem parte dos ELTs os jatos azuis, jatos gigantes e precursores azuis, cujos mecanismos de geração se assemelham aos da formação de relâmpagos, e os elves, que são resultado da interação de pulsos eletromagnéticos de relâmpagos com a base da ionosfera. O objetivo deste trabalho foi estudar ELTs e tempestades geradoras de ELTs observados simultaneamente do solo pela Rede Colaborativa para a Investigação de Eventos Luminosos Transientes e de Emissões de Alta Energia de Tempestades (Rede LEONA) e do espaço pelo experimento Atmosphere-Space Interactions Monitor (ASIM) a bordo da Estação Espacial Internacional ou, na ausência de simultaneidade, estudar ELTs e as tempestades geradoras de ELTs observados pela Rede LEONA e pelo ASIM na mesma noite e/ou na mesma região. A metodologia envolveu: (a) encontrar observações de ELTs coincidentes entre a Rede LEONA e o ASIM; (b) desentrelaçar os vídeos dos ELTs gravados com as câmeras da Rede LEONA nas noites coincidentes, e tratar as imagens para obter um bom campo de estrelas para cada ELT observado utilizando o software MATLAB; (c) estimar a latitude e a longitude dos ELTs registrados utilizando o software StarStereo; (d) estudar a evolução dos sistemas convectivos geradores dos ELTs analisando dados no infravermelho do satélite GOES-16. Este trabalho inclui os resultados da análise de ELTs e de suas respectivas tempestades geradoras observadas em 2 noites nas quais a Rede LEONA e o ASIM coletaram dados no mesmo período em diferentes regiões do Brasil. Características dos ELTs e das tempestades, como sua evolução temporal e espacial, serão apresentadas ao decorrer deste trabalho.

PALAVRAS-CHAVE: Efeitos Sinalizadores do Acoplamento Eletrodinâmico Atmosférico e Espacial (FADAS). Tempestades. Sistemas Convectivos de Mesoescala. Atividade Elétrica. Relâmpagos.

LISTA DE FIGURAS E TABELAS

	Pág.
1.1 - Perfil vertical de temperatura média da atmosfera	8
1.2 - Perfil vertical de pressão e densidade médias da atmosfera	9
1.3 - Circuito elétrico global	11
1.4 - Variação no perfil vertical da ionosfera em regiões intertropicais ao longo de um dia	11
2.1 - Distribuição de ozônio nas troposfera e estratosfera	13
2.2 - Uma nuvem bigorna clássica sobre a Europa	13
2.3 - Movimentação de cargas dentro de uma partícula de gelo influenciada por distintos gradientes de temperatura e umidade do meio	14
3.1 - Representação simplificada da evolução do mecanismo de Townsend para regime de streamer	16
3.2 - Comparação entre a propagação de líderes positivos (esquerda) e negativos (direita)	18
4.1 - Tipos de raios produzidos por uma nuvem de tempestade	19
4.2 - Etapas de um raio NS-	20
5.1 - Primeira imagem colorida de um sprite	21
5.2 - Desenho esquemático da estrutura de um sprite (esquerda) em função do observado em dados de vídeo (direita).	22
5.3 - Registro de elve acima de uma tempestade sobre a Rússia com uma câmera de vídeo de baixa luminosidade	23
5.4 - Registro de um elve (a), um sprite acima de uma tempestade ativa (b) e um halo acima de uma tempestade ativa (c).	24
5.5 - Registro de um precursor azul	24
5.6 - Registro de um jato azul	25
5.7 - Registro de um jato gigante	25
5.8 - Estrutura elétrica (simplificada) de uma nuvem de tempestade	26
5.9 - Comparação entre um relâmpago IN bipolar, um relâmpago NS-, um JA+ e um JG-	27
8.1 - Campo de visada de uma lente.	29
8.2 - Processo de desentrelaçamento e redimensionamento em MATLAB do quadro (a) do vídeo relativo à tempestade gravada em câmera Wide em Anillaco na noite 08-09/11/2019.	30
8.3 - Campos de estrelas gerados pela soma em MATLAB de 200 quadros em (a) e 2030 quadros em (b), provenientes do vídeo relativo à tempestade gravada em câmera Wide em Anillaco na noite 08-09/11/2019.	31
8.4 - Seção Star do software StarStereo durante a manipulação de um campo de estrelas.	32
8.5 - Seção Stereo do software StarStereo durante a manipulação de um campo de estrelas.	33
8.6 - Imagens geradas pelo cálculo da área estimada do foco de uma tempestade a partir do mapa de temperatura do canal 13 do GOES-16 entre 23:50 e 23:59 de 08/11/2019 UTC.	34
9.1 - À esquerda, mapa de temperatura de brilho infravermelho do canal 13 do satélite GOES-16 na noite 02/11/2019 entre 02:00 e 02:09 UTC. Ampliação da	35

imagem à direita, acima, sobre o SCM da tempestade que gerou o ELT, abaixo, sobre a região específica em que foi registrado o ELT pelo ASIM, cuja localização é marcada por um círculo vermelho.	
9.2 - Recorte do mapa de temperatura de brilho infravermelho do canal 13 do satélite GOES-16 na noite 01/11/2019 entre 12:00 e 12:09 UTC.	36
9.3 - À esquerda, mapa de calor do GOES-16 entre 21:40 e 21:49 em 01/11/2019 UTC. À direita, conjunto de imagens geradas pelo cálculo da área estimada do SCM que gerou o ELT observado pelo ASIM em 19.798° S, 50.303° W, às 02:01:00 UTC.	37
9.4 - Evolução de um grupo de sprites observados às 01:09:09 UTC pela estação Anillaco.	38
9.5 - Evolução de um grupo de sprites observados às 01:15:32 UTC pela estação Anillaco.	38
9.6 - Evolução de um grupo de sprites observados às 01:18:52 UTC pela estação Anillaco.	39
9.7 - Evolução de um grupo de sprites coluna observados às 01:24:37-38 UTC pela estação Anillaco.	40
9.8 - Evolução de um grupo de sprites coluna observados às 04:42:04-05 UTC pela estação Anillaco.	41
9.9 - Evento não identificado ao centro da imagem, observado às 01:03:56 UTC pela estação Anillaco. O evento teve duração de um quadro único (16,7 ms).	41
9.10 - Evento não identificado observado às 01:27:48 UTC pela estação Anillaco. Uma ampliação da imagem que destaca o evento é fornecida à direita.	42
9.11 - Na primeira fileira, quadro com o evento não identificado observado às 02:11:04 8125ms UTC pela estação Anillaco. Uma ampliação da imagem que destaca o evento é fornecida à direita. Nas fileiras inferiores, sequência de quadros imediatamente anteriores e posteriores para evitar que o evento pudesse ser confundido com uma estrela.	42
9.12 - Secção do mapa de calor do canal 13 do GOES-16 no dia 08/11/2019 entre 16:50 e 16:59 UTC.	44
9.13 - À esquerda, mapa de calor do canal 13 do GOES-16 no dia 08/11/2019 entre 22:50 e 22:59 UTC. Ampliação da imagem à direita, acima, sobre a umidade que contorna a Cordilheira dos Andes e, abaixo, sobre o foco da tempestade de interesse.	44
9.14 - À esquerda, mapa IR do GOES-16 entre 23:50 e 23:59 em 08/11/2019 UTC. À direita, conjunto de imagens geradas pelo cálculo da área estimada do SCM (acima) e tempestade individual (abaixo) que gerou o ELT observado pelo ASIM às 23:35:30 UTC, em 50.171° W, 14.487° S.	45

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	6
1.1. PERFIS PARA A ANÁLISE DA ATMOSFERA	6
1.1.1 PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA	6
1.1.2 PERFIL VERTICAL DE PRESSÃO E DENSIDADE.....	8
1.1.3 PERFIL DE CONDUTIVIDADE	9
2. FORMAÇÃO E ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS DE TEMPESTADE	11
2.1. PROCESSOS MECÂNICOS E TERMODINÂMICOS	11
2.2 PROCESSOS DE ELETRIFICAÇÃO	12
3. QUEBRA DA RIGIDEZ DIELÉTRICA DO AR E FORMAÇÃO DE PLASMAS ATMOSFÉRICOS.....	14
3.1 MECANISMO DE TOWNSEND.....	14
3.2 FORMAÇÃO DE STREAMERS	15
3.3 FORMAÇÃO DE LÍDERES.....	16
4. RELÂMPAGOS.....	17
5. EVENTOS LUMINOSOS TRANSIENTES	20
5.1 SPRITES E HALOS	20
5.2 EMISSIONS OF LIGHT AND VLF PERTURBATIONS FROM ELECTROMAGNETIC PULSE SOURCE: ELVES.....	22
5.3 JATOS AZUIS, JATOS GIGANTES E PRECURSORES AZUIS.....	23
6. EMISSÕES DE ALTA ENERGIA DE TEMPESTADES	26
7. OBJETIVOS	27
8. METODOLOGIA	27
9. RESULTADOS	34
9.1 NOITE 01-02/11/2019	34
9.2 NOITE 08-09/11/2019	37
10. CONCLUSÕES.....	45
11. REFERÊNCIAS.....	46

1. INTRODUÇÃO

Há pelo menos três décadas observa-se um acoplamento das distintas regiões da atmosfera através de sua atividade elétrica. Na atmosfera inferior, formam-se tempestades por processos mecânicos que explicam a eletrificação das nuvens. O tipo mais comum de nuvem de tempestade geradora de relâmpagos é a cumulonimbus. A agregação de nuvens cumulonimbus isoladas pode originar uma tempestade maior que alcança extensões horizontais capazes de ultrapassar de 10 a 20 vezes sua altura. Tais tempestades são conhecidas como Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Os SCMs são os principais produtores das emissões de curta duração e baixa luminosidade na média atmosfera conhecidas como Eventos Luminosos Transientes (ELTs), que incluem *jatós*, *elves*, *halos* e *sprites* (DA SILVA, 2011; OLIVEIRA, 2023). Além dos ELTs, emissões de fótons altamente energizados já foram observadas na atmosfera superior com origem em tempestades da baixa atmosfera (FISHMAN et al., 1994). Flashes de Raios Gama Terrestres (FGTs), feixes de pares elétron- pósitron, emissões de nêutrons de 10 a 30 MeV compõem as Emissões de Alta Energia de Tempestades (ALETs) (SÃO SABBAS, 2013; DINIZ, 2016). O conjunto de ALETs e ELTs, fenômenos atmosférico-espaciais produzidos por campos elétricos de nuvens de tempestades e de relâmpagos, denomina-se: ‘Efeitos sinalizadores do Acoplamento eletrodinâmico Atmosférico e espacial’, comumente abreviado por ‘FADAS’ (SÃO SABBAS et al., 2019).

1.1. PERFIS PARA A ANÁLISE DA ATMOSFERA

A atmosfera terrestre pode ser estudada a partir de diferentes aspectos e, para tal, ser separada em camadas para meros fins didáticos. Uma das possibilidades envolve como o gradiente térmico vertical médio atmosférico. Outras divisões baseiam-se em sua composição química e em seu perfil de condutividade elétrica, por exemplo. São exploradas nas subseções seguintes essas três categorizações, mas utilizaremos como base comum uma divisão em 3 grandes regiões: a *atmosfera inferior*, a *média atmosfera* e a *atmosfera superior*.

1.1.1 PERFIL VERTICAL DE TEMPERATURA

A atmosfera inferior, que neste contexto é sinônimo de *troposfera*, se estende do solo até a *tropopausa*. Na tropopausa, o gradiente originalmente negativo de temperatura muda e passa a ser positivo, ou seja, ao invés da temperatura diminuir com a altitude ela passa a aumentar. Esse limite localiza-se em altitudes próximas de 17 km entre os trópicos e em altitudes próximas de 10 km nas regiões extratropicais. O mínimo de temperatura média na tropopausa tropical pode atingir valores tão baixos quanto $-80\text{ }^{\circ}\text{C}$ (WALLACE e HOBBS, 2006, Cap 1.3.4).

A média atmosfera é a camada que se inicia acima da tropopausa e inclui a *estratosfera* e a *mesosfera*. O ar estratosférico retém a maior parte da camada de ozônio. Devido à absorção de radiação ultravioleta solar pelas moléculas de ozônio, a estratosfera é caracterizada por um gradiente positivo de temperatura e se estende desde a tropopausa até ~50 km de altitude, onde ocorre o máximo local de temperatura, entorno de $0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Esse

máximo delimita a estratosfera, e caracteriza a *estratopausa*. Acima da estratopausa a temperatura média atmosférica decai novamente. Essa região é conhecida como *mesosfera*. A temperatura volta a diminuir até um valor mínimo, próximo de $-90\text{ }^{\circ}\text{C}$, o que caracteriza a *mesopausa*. A mesopausa por si só atualmente pode ser encarada como uma camada de transição, com limite inferior em $\sim 80\text{ km}$ e superior em $\sim 100\text{ km}$ de altitude (XU et al, 2007). Acima da mesopausa, o gradiente de temperatura torna-se positivo novamente, caracterizando o início da *termosfera*, principalmente devido a processos de fotodissociação das moléculas de oxigênio e nitrogênio diatômico e de fotoionização em função da absorção da radiação solar direta (WALLACE e HOBBS, 2006, Cap 1.3.4).

A atmosfera superior é definida pela termosfera e pela *exosfera*. Essa classificação serve para indicar a região de transição entre a Terra e o espaço. As moléculas atmosféricas mais leves já não são suficientemente presas pela gravidade terrestre e acabam se desligando do planeta devido a ação de outras forças. Por este motivo, torna-se difícil analisar o perfil vertical de temperatura da atmosfera superior, dado que o livre caminho médio de colisão intermolecular excede 1 m (WALLACE e HOBBS, 2006, Cap 1.3.4).

A Figura 1.1 resume através de uma representação simplificada o perfil de temperatura média da atmosfera de acordo com a altitude, sendo indicadas as pausas respectivas de cada camada.

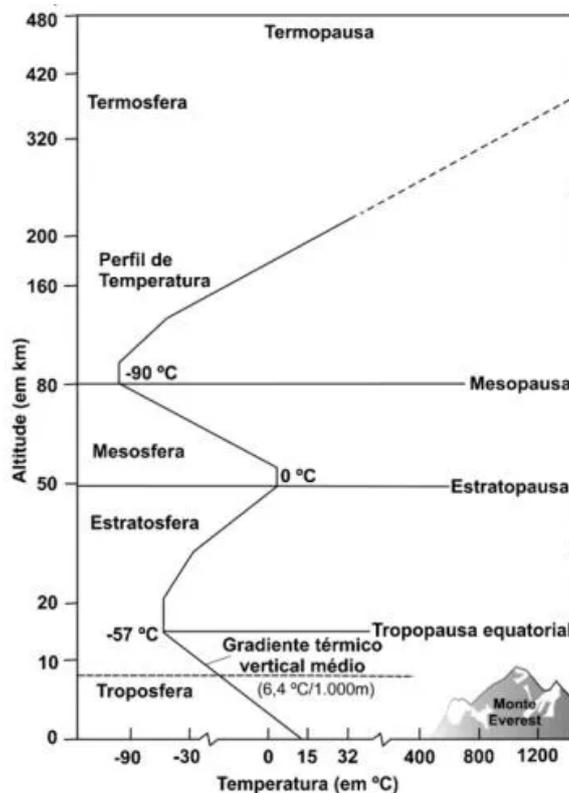


Figura 1.1 - Perfil vertical de temperatura média da atmosfera. A linha tracejada na termosfera representa a impossibilidade de se estipular uma temperatura média para regiões de ar extremamente rarefeito.

Fonte: Adaptado de [CHRISTOPERSON \(2012\)](#).

1.1.2 PERFIL VERTICAL DE PRESSÃO E DENSIDADE

A partir da distribuição vertical de sua composição química média, podemos repartir a atmosfera em duas outras camadas alternativas.

A região inferior, denominada *homosfera*, vai do solo até o que chamamos de *turbopausa*, a ~105 km de altitude. Essa primeira camada é caracterizada pela distribuição praticamente homogênea dos gases atmosféricos de acordo com a altitude. Gases mais densos, como os que são compostos por átomos de oxigênio e nitrogênio (O_2 , CO_2 , N_2), se acumulam nos primeiros 80km-100km a partir do solo e representam cerca de 99% da massa atmosférica. Por se tratar de moléculas mais pesadas, elas são mais fortemente atraídas para o solo pela ação da gravidade do planeta. Gases mais leves, como hidrogênio e hélio (H , H_2 , He), podem se distribuir em uma região maior da atmosfera, ocupando tanto a homosfera quanto a camada acima dela, a *heterosfera*. A turbopausa tem esse nome pois indica o limite da região em que um regime turbulento influencia predominantemente a distribuição dos gases na atmosfera. Assim, ela simboliza a transição entre as camadas da homosfera e da heterosfera (WALLACE e HOBBS, 2006, Cap 1.3.4 e 3.2.2).

Na homosfera, o ar como um todo sofre um decaimento exponencial da densidade e da pressão média de acordo com a altitude, como ilustrado na Figura 1.2 (observe a escala utilizada):

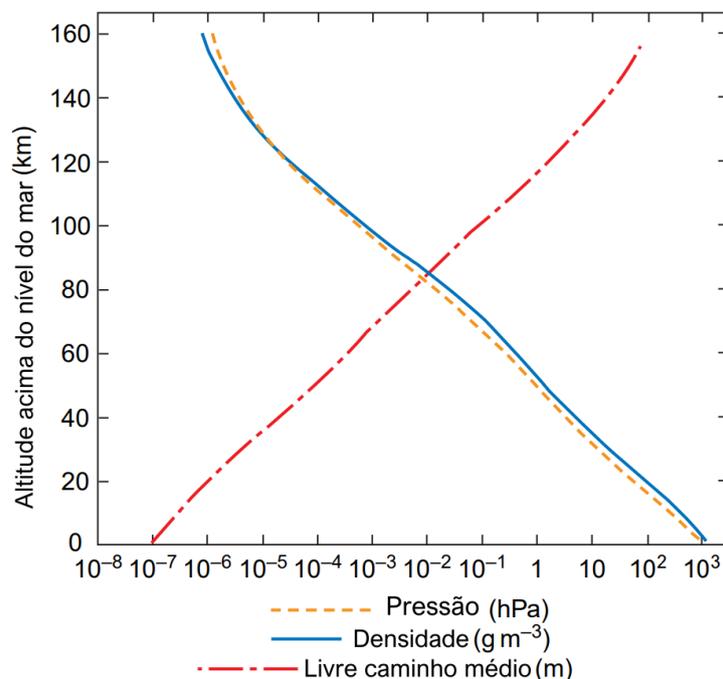


Figura 1.2 - Perfil vertical de pressão e densidade médias da atmosfera. A redução da força de atração gravitacional em maiores altitudes permite às moléculas um livre caminho médio cada vez maior. Acima de ~105 km, na homosfera, ele supera 1 m.

Fonte: Adaptado de [WALLACE e HOBBS \(2006\)](#).

A heterosfera, região acima da mesopausa, as espécies moleculares presentes são suficientemente móveis para que seu comportamento possa ser aproximado como se elas estivessem isoladas. Diferentemente da homosfera, nessa camada a distribuição dos gases não é mais homogênea. A partir da turbopausa, a densidade dos gases se torna um fator mais relevante para a separação das espécies moleculares de acordo com a altitude, e a distribuição deles na atmosfera deve ser analisada individualmente ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 1.3.4 e 3.2.2).

A distribuição dos gases nessas camadas é um fator relevante para o entendimento de como campos elétricos gerados por relâmpagos e nuvens de tempestade induzem ELTs na média atmosfera e afetam na propagação de ALETs. Devido ao aumento do livre caminho médio com a altitude, as moléculas e átomos na média atmosfera encontram-se cada vez mais livres para se deslocarem e blindarem mais rapidamente os efeitos gerados na troposfera. Isso por exemplo influencia diretamente o mecanismo de iniciação de sprites e halos (vide seção 5.1).

1.1.3 PERFIL DE CONDUTIVIDADE

Os fenômenos elétricos atmosféricos não estão isolados em nuvens de tempestade. A existência de um campo elétrico de tempo bom é apontada desde o século XVIII ([LE MONNIER, 1752](#)) e confirmada até hoje por estudos mais recentes ([HARRISON, 2011](#)). Esse campo, que quando próximo à superfície possui valor ~100 V/m apontando para o solo, é um indicador de que há uma eletrificação permanente do ar independentemente da existência de uma tempestade sobre o local de medição do campo ([ROBLE. e TZUR, 1986](#)).

Tempestades locais mantêm o campo de tempo bom em escala global. A partir de ~50 km de altitude, a condutividade atmosférica se torna tão alta que essa região pode ser comparada a uma superfície equipotencial condutora aproximadamente concêntrica com a Terra ([MUIR e SMART, 1981](#)). A observação de que esse sistema se assimilava a estrutura de um capacitor esférico foi primeiramente realizada sugerindo a comparação do solo e da região de alta condutividade na atmosfera com duas placas concêntricas separadas por uma diferença de potencial (DDP) de 200 kV (WILSON, 1929). Devido à alta condutividade dessa região da atmosfera conhecida como *ionosfera*. O aumento do potencial elétrico nas proximidades da nuvem é quase imediatamente comunicado às regiões de tempo bom da Terra através de correntes de fuga que se propagam na ionosfera. Isso eleva o potencial da ionosfera e permite a manutenção de uma DDP significativa entre ela e o solo em todo o planeta. Uma representação esquemática desse mecanismo se encontra apresentada na Figura 1.3.

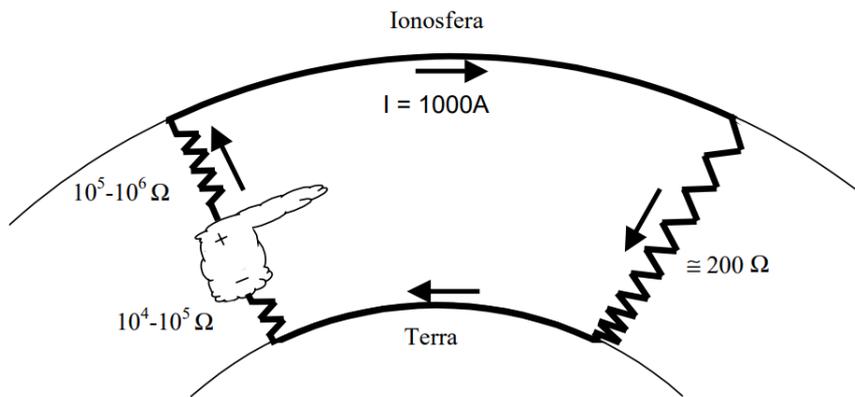


Figura 1.3 - Circuito elétrico global. As correntes de fuga positivas, geradas por nuvens de tempestade, se deslocam na ionosfera devido à sua alta condutividade. Elas atraem cargas negativas do solo, que haviam sido levadas à superfície por meio de relâmpagos e outros mecanismos.
 Fonte: [RYCROFT et al. \(2000\)](#), adaptado por [MEDINA \(2006\)](#).

Em regiões intertropicais o perfil vertical de densidade eletrônica da ionosfera costuma apresentar variações significativas entre os períodos diurno e noturno. Nessas baixas latitudes, uma *redução* da condutividade atmosférica é observada com o início da noite. A diminuição da incidência de luz faz com que partículas do ar atmosférico deixem de ser ionizadas por radiação solar. Essa incidência solar é uma das principais fontes de ionização natural em tais regiões. Com isso, os processos de ionização passam a ser iniciados apenas por meio de reações eletroquímicas, reduzindo consideravelmente a quantidade de íons e elétrons livres formados. Isso é um dos fatores responsáveis pela redução do tamanho da ionosfera durante a noite em tais regiões ([MEDINA, 2006](#)).

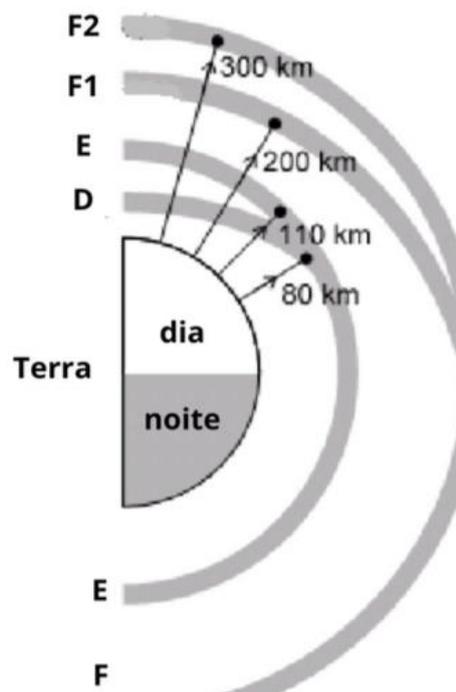


Figura 1.4 - Variação no perfil vertical da ionosfera em regiões intertropicais ao longo de um dia. A ionosfera é dividida em camadas que variam de acordo com o momento do dia, a sazonalidade e condições solares. São formadas tipicamente quatro grandes camadas durante o dia (D, E, F1 e F2), e elas se reduzem a apenas duas durante a noite (E e F). Uma análise detalhada sobre o tema pode ser encontrada em [BRADLEY e DUDENEY \(1973\)](#).

Fonte: Adaptado de [NAGARAJOO \(2009\)](#)

2. FORMAÇÃO E ELETRIFICAÇÃO DE NUVENS DE TEMPESTADE

A eletrificação das nuvens de tempestade desempenha o papel de preservar a DDP do capacitor esférico global resultante da interação entre a superfície da Terra e a ionosfera. Dessa forma, por mais que as cumulonimbus e SCMs se localizem na baixa atmosfera, seus efeitos não são isolados das demais camadas atmosféricas.

Este capítulo apresenta a dinâmica de formação e eletrificação de uma nuvem de tempestade.

2.1. PROCESSOS MECÂNICOS E TERMODINÂMICOS

Qualquer nuvem precisa de dois elementos básicos para se formar: calor e água. Próximo ao solo, onde há maior concentração de partículas, a superfície reflete mais a radiação infravermelha, isto é, calor, o que aquece as parcelas de ar próximas ao solo gerando uma expansão do ar. O ar quente e úmido sobe e vai sendo resfriado de forma adiabática. Enquanto ainda está com mais energia que o meio, o processo de convecção contínua, buscando estabelecer o equilíbrio termodinâmico. Nesse processo, o vapor acaba sendo condensado em gotículas de água e gelo, sustentados pela própria corrente ascendente ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 6).

Uma típica nuvem de tempestade pode atingir 18km de altitude nos trópicos e assume em seu topo o formato de bigorna (*anvil*). A camada de ozônio é a principal responsável por esse fenômeno, uma vez que causa uma inversão no gradiente de temperatura com a altitude. Como mostrado na Figura 2.1, ela se localiza na porção inferior da estratosfera e absorve e reflete para cima uma quantidade considerável de radiação solar, fazendo aumentar a temperatura a partir da tropopausa (ver Figura 1.1). Dessa maneira, a parcela de ar quente em ascensão atinge gradativamente um equilíbrio térmico com o entorno, reduzindo o empuxo que forçava a corrente a subir. Nesse cenário, os gases da corrente ainda se encontram com energia cinética. A corrente, no entanto, não possui mais as condições propícias para ascender. Por esse motivo e graças à conservação de energia, ocorre então um escoamento do ar quente para os lados, gerando o formato de bigorna em no topo da nuvem. A Figura 2.2 traz um registro de uma cumulonimbus que segue esse padrão em sua estrutura ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 1.3).

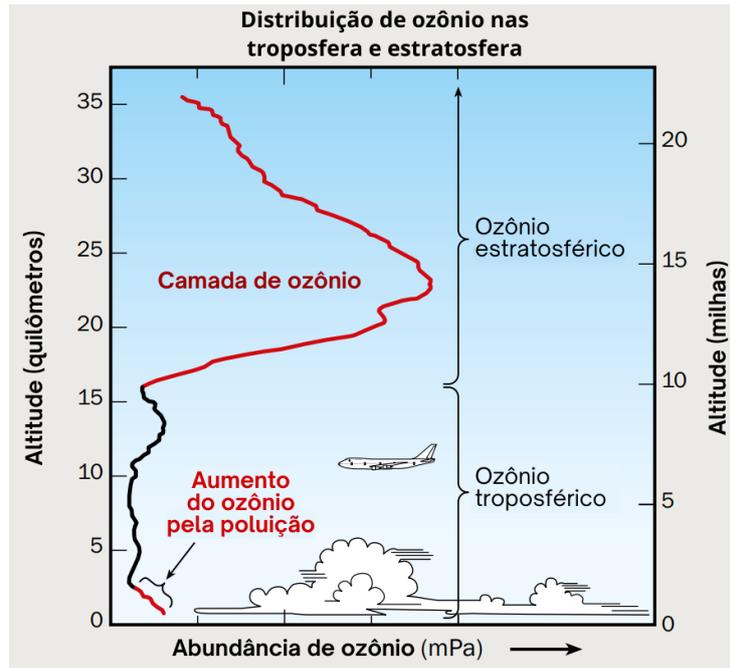


Figura 2.1 - Distribuição de ozônio nas troposfera e estratosfera. Observe que o início da camada de ozônio demarca o início da estratosfera, caracterizando a inversão do gradiente de temperatura, inicialmente negativo na troposfera.

Fonte: Adaptado de [HEGGLIN e FAHEY \(2010\)](#).



Figura 2.2 - Uma nuvem bigorna clássica sobre a Europa. Foto tirada por Hussein Kefel em 23 de junho de 2008, às 05:54:11. Registro realizado em viagem de Dubai para Londres. Câmera utilizada: Sony DSC-R1.

Fonte: [Wikimedia Commons](#).

2.2 PROCESSOS DE ELETRIFICAÇÃO

Um agente determinante para a eletrificação de uma nuvem é a *precipitação e ascensão de hidrometeoros*. A competição entre as correntes ascendentes e a gravidade desencadeia a colisão entre eles, que gera a separação de cargas. Essa teoria é uma das mais aceitas para justificar a taxa de geração de cargas em uma nuvem ([RAKOV e UMAN, 2003](#); [WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 6). A formação da estrutura elétrica da nuvem pode, ou não, ser norteadada pela atuação de um campo elétrico ambiente, externo. Há teorias que

defendem que esse campo elétrico é determinante na separação de cargas por parte dos hidrometeoros, o que caracterizaria o processo de *precipitação indutiva*. Se a influência do campo for considerada secundária, o processo em questão é dito *precipitação não-indutiva* ([KUETTNER et al., 1981](#)).

Hidrometeoros são, basicamente, partículas de gelo e água geradas durante a formação de uma tempestade. Conforme o vapor quente é deslocado pelas correntes ascendentes, ele condensa em gotículas de água e solidifica-se em cristais de gelo. Dependendo da força dessas correntes, a nuvem de tempestade atinge altitudes elevadas caracterizadas por isotermas cada vez mais frias. Isso dá origem a formações maiores e mais pesadas, como aglomerados de cristais de neve cobertos por gelo (*graupel*) e pedras irregulares de gelo conhecidas como granizo (*hailstones*). Sendo gradualmente mais difíceis de se sustentar pelas correntes ascendentes, eles precipitam com diferentes velocidades de queda de acordo com seu peso ([WALLACE e HOBBS, 2006](#), Cap 6).

A microfísica por trás do processo de eletrificação da nuvem se inicia na dissociação da água em íons H^+ e OH^- . Diferentes análises podem ser realizadas partindo dessa observação ([SCHECHTER et al., 1998](#); [HE et al., 2018](#)). A condensação do vapor na superfície dos hidrometeoros transfere calor latente, o que gera um gradiente de temperatura da parte interna à externa do hidrometeoro. Por seu tamanho e peso serem menores que os de hidroxilas OH^- , os prótons H^+ têm maior mobilidade. Dado o aumento de temperatura na superfície, eles migram para a região interna do hidrometeoro ([HE et al., 2018](#)).

A Figura 2.3 ilustra isso. Nela, observa-se (a) a condensação de vapor na superfície do hidrometeoro num ambiente com alta umidade no ar resultando em uma carga negativa na superfície da partícula. A imagem (b) indica o processo análogo quando o ar está seco, assim ocorre a sublimação. Isso resfria sua camada externa, induzindo a migração dos prótons H^+ para ela, deixando-a com cargas positivas ([HE et al., 2018](#)).



Figura 2.3 - Movimentação de cargas dentro de uma partícula de gelo influenciada por distintos gradientes de temperatura e umidade do meio.

Fonte: Adaptado de [HE et al., 2018](#).

O processo de eletrificação da nuvem se inicia nas regiões de transição, onde todos os tipos de hidrometeoros coexistem ([SCHECHTER et al., 1998](#); [GRACIAA et al., 2001](#); [BAKER et al., 2007](#); [HE et al., 2018](#)). Cristais de gelo e gotículas arrastados para cima pelas correntes ascendentes apresentam uma taxa de crescimento maior (através da

condensação do vapor) que graupel e granizo. Isso ocorre pois hidrometeoros mais pesados sofrem um aumento da temperatura na superfície quando em queda, dificultando a deposição do vapor, o que resulta em cargas negativas na superfície. Assim, granizo e graupel em precipitação originam o centro inferior negativo da nuvem, enquanto cristais de gelo em ascensão se tornam portadores de carga positiva, dando origem ao centro superior positivo dela ([WALLACE E HOBBS, 2006](#), Cap. 6.7; [HE et al., 2018](#)).

3. QUEBRA DA RIGIDEZ DIELÉTRICA DO AR E FORMAÇÃO DE PLASMAS ATMOSFÉRICOS

O ar atmosférico é um meio isolante elétrico. Para que ocorra um relâmpago, inicialmente é necessária a quebra da rigidez dielétrica (QRD) do ar. Com a QRD, forma-se um caminho condutor para a passagem de elétrons que pode evoluir para uma descarga elétrica (DE) que se autossustenta. Uma DE se auto-sustenta quando passa a crescer, aumentando sua propagação, através de seus mecanismos físicos próprios, como raios-X gerados durante o processo da descarga que criam ionização extra e pares elétron-pósitron (DWYER, 2003; 2012). A QRD depende da pressão atmosférica local, p , e da distância entre ânodo e cátodo a serem unidos pela descarga elétrica, d . A pressão é proporcional à quantidade de partículas presentes em uma unidade de volume da região, ou seja, à densidade volumétrica de partículas, N . O módulo do E_{ext} aplicado é também relevante para que se compreendam os processos que ocorrem após a QRD ([DA SILVA, 2011](#)).

3.1 MECANISMO DE TOWNSEND

O mecanismo de Townsend se inicia com no mínimo um elétron livre, conhecido como elétron-semente (*seed electron*). Esse elétron-semente sofre a influência de um E_{ext} forte o suficiente para acelerá-lo, fazendo com que colida com outras partículas. A colisão entre esse elétron acelerado e uma molécula neutra arranca dela um outro elétron, transformando-a num par elétron-íon positivo. Sendo E_{ext} forte o suficiente para sustentar o processo, mais elétrons se tornam livres, são acelerados e seguem ionizando o meio, gerando o que chamamos de *avalanche eletrônica*. Avalanches eletrônicas também podem ser sustentadas por outros meios de ionização, como a fotoionização. A formação de avalanches via ionização colisional por impacto de elétrons é a que caracteriza esse mecanismo ([DWYER e UMAN, 2014](#)).

A partir do valor crítico $\sim 10^8$ para a densidade volumétrica de elétrons no foco da avalanche (N_a), o campo elétrico gerado por eles (E_a) torna-se da ordem de E_{ext} . E_a costuma superar de 4 a 7 vezes o valor mínimo necessário para a QRD, permitindo que ela ocorra muito mais rapidamente. Durante tal transição, avalanches eletrônicas evoluem para streamers, sendo eles majoritariamente responsáveis pela DE ([DA SILVA, 2011](#)). A Figura 3.1 traz uma representação esquemática dessa transição.

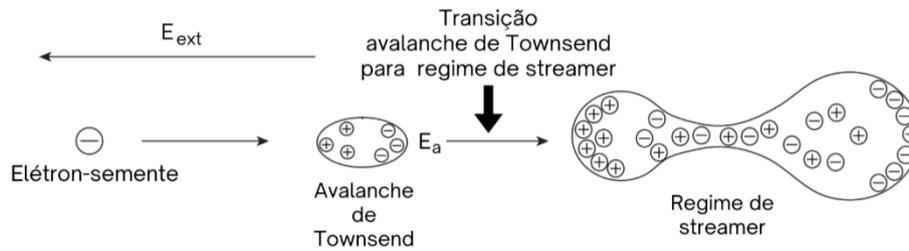


Figura 3.1 - Representação simplificada da evolução do mecanismo de Townsend para regime de streamer. Fonte: Adaptado de [CAI \(2018\)](#).

3.2 FORMAÇÃO DE STREAMERS

No regime de streamer é formado então um estreito canal de plasma quase-neutro, fracamente ionizado e a temperatura ambiente ([DA SILVA, 2011](#)). Por “quase-neutro” entende-se que há um certo equilíbrio entre a quantidade de cargas positivas e negativas ao longo do canal, mas não de forma exata. Ser “fracamente ionizado” indica que a quantidade de partículas neutras é superior à de íons e elétrons livres, ainda que os efeitos deles sejam relevantes. O plasma se encontrar “a temperatura ambiente” reforça a ideia de que as ionizações do ar atmosférico foram dadas a partir da atuação do E_{ext} . Para maiores esclarecimentos, a expressão não se refere à temperatura do próprio canal de plasma, e sim a do entorno.

É possível que o canal se propague de duas formas distintas, ou ambas ao mesmo tempo, sendo então classificado o streamer como negativo, positivo ou bipolar, respectivamente.

Streamers negativos propagam-se no sentido oposto a E_{ext} . As cargas do streamer produzem novas avalanches eletrônicas, iniciadas por fotoionização. Os fótons produzidos são capazes de arrancar elétrons das moléculas e dos átomos ao entorno, ionizando-os. Os elétrons livres se propagam à frente do streamer, no mesmo sentido dele, pois são repelidos para frente por conta do campo gerado pelo centro de cargas negativas do streamer, E_{cr^-} . Com isso, as novas avalanches abrem caminho para a propagação do canal do streamer, que avança em etapas ([DA SILVA, 2011](#)).

Streamers positivos propagam-se no mesmo sentido de E_{ext} . Seu foco de cargas positivas também produz avalanches eletrônicas por fotoionização, que são absorvidas pelo canal do streamer seguindo o mesmo sentido de E_{ext} . O trecho imediatamente seguinte pelo qual um streamer positivo avança sempre está pronto graças às avalanches absorvidas. Ao ocorrer a conexão entre elas e o canal, isso permite que o streamer avance sem a necessidade de possuir um campo tão intenso quanto E_{cr^-} . A soma entre o campo gerado pelo foco do streamer positivo, E_{cr^+} , com os E_a das avalanches absorvidas compensa a diferença entre E_{cr^-} e E_{cr^+} . Isso permite que o campo elétrico mínimo necessário para a formação de um streamer positivo seja inferior ao necessário para a formação de um streamer negativo, $E_{cr^+} < E_{cr^-}$ ([DA SILVA, 2011](#)).

Streamers bipolares, como o próprio nome indica, são compostos por ambas as polaridades. O canal avança concomitantemente em ambos os sentidos. Pelo foco de

carga líquida positiva, uma extremidade avança conforme o sentido de E_{ext} , pois absorve avalanches eletrônicas. Ao mesmo tempo, a outra extremidade promove diretamente a QRD do ar através de seu foco de cargas negativas, propagando esse foco contra o sentido de E_{ext} conforme abre caminho. Nada impede que um streamer bipolar adquira um sentido de propagação preferencial ([DA SILVA, 2011](#)).

A transição de streamer para líder ocorre quando é observado um aumento no comprimento do canal, bem como de sua condutividade elétrica e temperatura. A transição de streamer para líder ocorre tipicamente, quando o produto entre a pressão do canal e a abertura da fenda é maior que $133 \times 10^3 \text{ Pa} \times \text{m}$ ([DA SILVA, 2011](#)).

3.3 FORMAÇÃO DE LÍDERES

Um líder também pode ser positivo, negativo e bipolar. Líderes positivos se propagam no mesmo sentido de E_{ext} e possuem uma região difusa logo a frente do canal. Essa região se forma pela junção de vários streamers positivos, absorvidos pelo líder. Ela é comumente conhecida como “coroa de streamers”, pois trata-se de uma descarga corona. Devido à presença da coroa, o líder se propaga de forma mais suave pois a QRD do ar por onde o líder avança já foi iniciada pelos streamers que vêm ao seu encontro ([DA SILVA, 2011](#)).

A configuração dos líderes negativos é mais complexa. Para que o canal avance contra o sentido de E_{ext} , em sua ponta ele é precedido por três estruturas. Elas são, em ordem a partir do líder negativo: uma coroa de streamers positivos, um *líder espacial* (*space leader*), e uma coroa de streamers negativos. A coroa de streamers negativos é quem inicia a QRD do ar. Tendo um caminho formado para a passagem da corrente, uma parte avança (o líder espacial), mas a QRD não é suficiente para a propagação de todo o líder negativo. Além disso, por conta da alta concentração de elétrons do líder espacial, ele repele o líder negativo num primeiro momento. Após uma ionização suficiente do ar pela coroa negativa, o foco de elétrons do líder espacial se distancia da ponta do líder negativo. Com o caminho à frente ionizado e faltando elétrons, forma-se a descarga corona conectando o líder negativo ao espacial. Essa coroa de streamers é considerada “positiva” a partir do referencial do líder espacial, que é tido como um líder bipolar de menor dimensão. Ao ter seus elétrons atraídos pela coroa positiva, o líder negativo “dá um passo”, avançando ao encontro de onde antes estava o líder espacial, o que reinicia o processo ([DA SILVA, 2011](#)).

Líderes bipolares, assim como streamers bipolares, possuem ambas as polaridades e se propagam contra e a favor do sentido de E_{ext} ao mesmo tempo. Nada impede que um líder bipolar adquira um sentido de propagação preferencial. Pode-se realizar uma breve análise comparativa do tipo de propagação do líder (negativo ou positivo) através de registros fotográficos reunidos na Figura 3.2. O surgimento de líderes é tipicamente observado em relâmpagos.

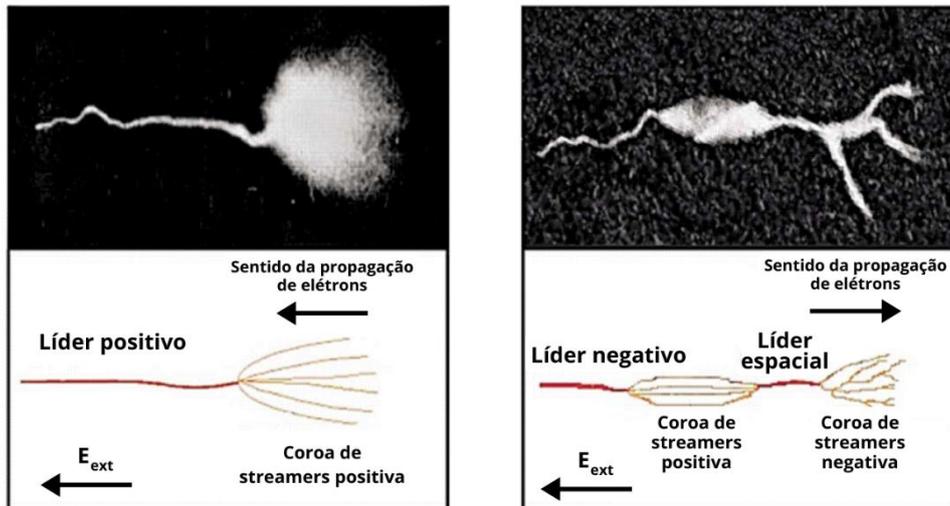


Figura 3.2 - Comparação entre a propagação de líderes positivos (esquerda) e negativos (direita).
 Fonte: Adaptado de [GALLIMBERTI et al. \(2002\)](#).

4. RELÂMPAGOS

Os relâmpagos podem ser definidos como faíscas elétricas muito extensas, sendo "muito extensas" significando maiores que aproximadamente 1 km ([DWYER e UMAN, 2014](#)). Um relâmpago tem duração típica de dezenas a poucas centenas de microssegundos ([MARSHALL, 2009](#)), e se propaga na troposfera.

A maioria dos relâmpagos pode ser separada em duas grandes categorias: as descargas que conectam a nuvem de tempestade com o solo e as que não fazem essa conexão. As primeiras são comumente chamadas de *raios* e estão ilustradas na Figura 4.1. A depender do sentido da corrente elétrica e do local onde ela se inicia, os raios recebem o nome de nuvem-solo positivos (NS+), nuvem-solo negativos (NS-), solo-nuvem positivos (SN+) e solo-nuvem negativos (SN-). Essas duas últimas classificações são normalmente referidas pelo nome de *raios ascendentes*. Relâmpagos que não realizam a conexão entre a nuvem de tempestade e o solo podem ocorrer descarregando uma região de uma nuvem em outra nuvem, descarregando uma região de uma nuvem em outra região da mesma nuvem, ou ainda descarregando uma região de uma nuvem no ar que a rodeia. Respectivamente, esses grupos são conhecidos por relâmpagos intranuvem (IN), relâmpagos nuvem-nuvem (NN) e relâmpagos nuvem-ar (NA) ([DWYER e UMAN, 2014](#)).

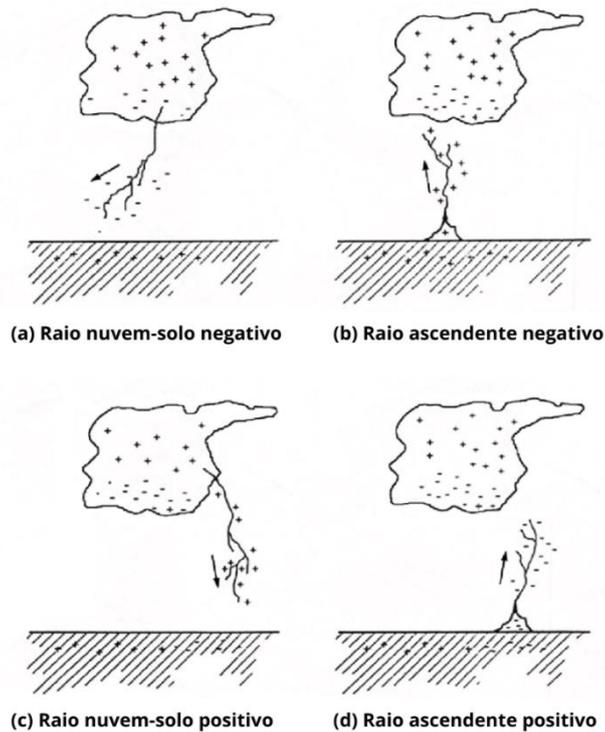


Figura 4.1 - Tipos de raios produzidos por uma nuvem de tempestade.
 Fonte: Adaptado de [RAKOV et al. \(2010\)](#).

A polaridade de um relâmpago ser positiva significa que o sentido da corrente elétrica é o sentido que for convencionalizado como sendo positivo. Raios NS+ são relâmpagos que se iniciam em uma região com um acúmulo de cargas positivas na nuvem. Essa região é responsável pela atração de elétrons livres do entorno. O canal do relâmpago é iniciado por uma QRD do ar ao redor que evolui em uma estrutura de líderes positivos. A corrente elétrica flui em direção ao solo, no sentido oposto à propagação dos elétrons. Esse canal em construção se propaga formando um caminho para a passagem de cada vez mais elétrons do ar até que ocorra a conexão com o líder conectante de polaridade oposta que sai do solo em direção ao líder que se propaga da nuvem para o solo, fechando assim o canal.

Um modelo simplificado para descrição das etapas de propagação da corrente no canal de um raio é composto por três estágios principais, conforme indicado na Figura 4.2. Na figura, em (a), o líder escalonado avança em direção ao solo gerando a repulsão de cargas negativas pela superfície próxima. Em (b), com a aproximação do líder escalonado, o campo gerado faz com que a descarga corona assumam uma direção preferencial, tornando-se um líder conectante que, em (c), liga-se ao líder escalonado formando uma descarga de retorno. Note que, estabelecida a conexão dos líderes, ramificações criadas anteriormente pelo líder escalonado deixam de se propagar, tendo suas cargas concentradas no caminho principal ditado pela descarga de retorno.

Para raios NS-, a QRD do ar é estabelecida no regime de líderes negativos, o que faz com que ela seja propagada de forma intermitente pela atmosfera. Essa primeira etapa é conhecida como *líder escalonado* e cada passo (*step*) do líder costuma durar uma média

de 1 μ s, demorando ~ 50 μ s para avançar mais. Cargas na atmosfera ao redor do canal influenciam a direção da QRD, levando o canal a formar as ramificações. As cargas no canal deslocam-se em direção ao solo em etapas a uma velocidade média de aproximadamente 100 km/s, gerando uma luminosidade fraca em uma região de 1 a 10 metros de diâmetro, onde a carga é depositada. Durante as etapas de 1 μ s a maior parte da luminosidade é produzida, enquanto nas pausas praticamente não há geração de luz (Dwyer e Uman, 2014).

Conforme o líder escalonado se aproxima do solo, a carga elétrica do canal gera um campo elétrico intenso entre a ponta do líder e o solo. Isso repele elétrons livres locais da superfície, gerando uma descarga corona positiva. A manutenção crescente do campo induz a QRD do ar próximo ao solo, resultando em descargas positivas ascendentes que se originam normalmente a partir de estruturas condutoras que se sobressaíam na superfície. Essas correntes ascendentes são chamadas de *líderes conectantes* e atingem normalmente entre 10 e 100 m de altitude (Dwyer e Uman, 2014).

A união do líder escalonado com um líder conectante faz com que seja produzida uma *descarga de retorno*. Em certas situações, a corrente da descarga de retorno pode alcançar valores na faixa de 100 a 300 kA. Este é o estágio mais intenso de um relâmpago, momento em que ocorre a emissão de energia eletromagnética em sua máxima potência (Dwyer e Uman, 2014).

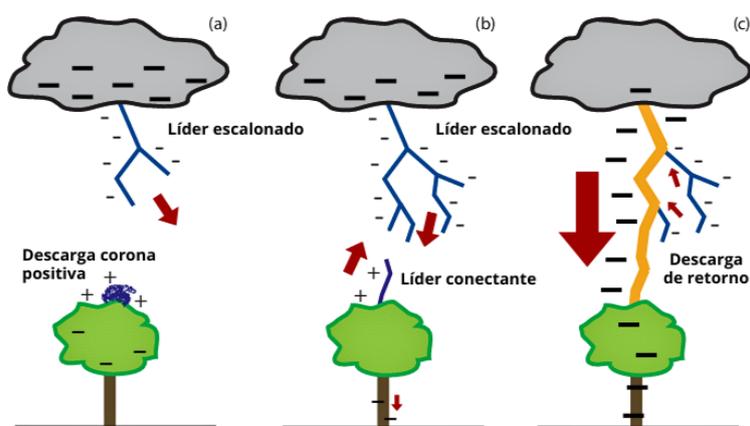


Figura 4.2 - Etapas de um raio NS-.
Fonte: Adaptado de KASPARIAN et al. (2008).

O relâmpago pode terminar após a descarga de retorno concluir-se, caracterizando um *relâmpago simples*, ou apresentar descargas múltiplas subsequentes. Quando há um percurso já ionizado pelo líder escalonado, outros líderes podem avançar em direção ao solo pelo canal. Esse reaproveitamento do canal denomina-se *líder subsequente*, ou *dart leader* em inglês. Durante esse estágio, a corrente costuma avançar sem pausas, caracterizando um *líder contínuo* (Dwyer e Uman, 2014).

Normalmente, no caso de raios NS+, a propagação se dá por meio de líderes contínuos desde o princípio ao invés de líderes escalonados. Isso pois tratam-se de líderes positivos, que estabelecem um regime de QRD de forma mais direta que líderes negativos (veja

seção 3.3). Geralmente, raios positivos são relâmpagos simples. Relâmpagos também podem assumir duas polaridades em seu canal de propagação, sendo chamados de *bipolares*. Estruturas como essa são observadas em JAs e JGs, por exemplo ([KREHBIEL et al., 2008](#)).

5. EVENTOS LUMINOSOS TRANSIENTES

Eventos Luminosos Transientes (ELTs) são emissões de curta duração e baixa luminosidade observadas na média e alta atmosfera. [Wilson \(1924\)](#) foi quem trouxe à comunidade científica a primeira análise teórica a respeito da atividade elétrica da média e alta atmosfera. O tema ganhou maior atenção apenas a partir da década de 90, graças à descoberta dos sprites por [Franz et al. \(1990\)](#). Sentman foi quem nomeou esses fenômenos como sprites cinco anos depois de sua descoberta (Sentman et al., 1995).

A tradução literal da palavra sprite para o português é duende. São Sabbas (1999), que realizou o primeiro trabalho sobre esses fenômenos no Brasil, optou por não traduzir o termo, uma vez que ele tinha ganhado um significado próprio, científico, diferente do original, e cunhou o termo sprite na língua portuguesa para designar esse fenômeno. A Figura 5.1 traz o primeiro registro em cores do fenômeno (Sentman et al., 1995). Os ELTs mais conhecidos atualmente são os sprites, halos, jatos azuis, jatos gigantes e elves. Os ELTs são uma consequência da atividade elétrica das nuvens de tempestade da troposfera.

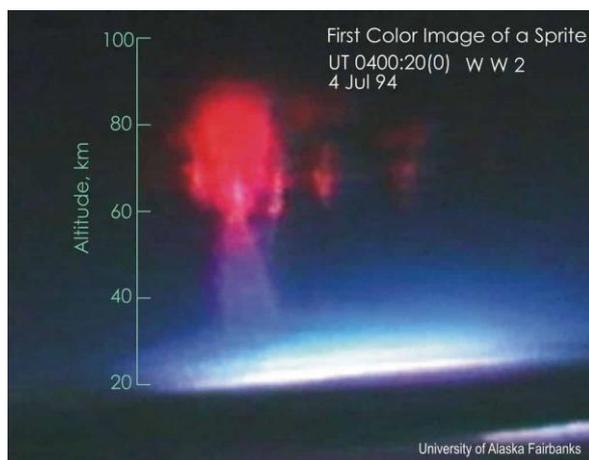


Figura 5.1 - Primeira imagem com cores reais de um sprite.

Fonte: [SENTMAN et al. \(1995\)](#).

5.1 SPRITES E HALOS

Sprites são eventos de curta duração (alguns ms – algumas centenas de ms) que podem penetrar a base da ionosfera, chegando até ~105 km de altitude, e sua base se encontra em ~40-50 km de altitude. Segundo medições trianguladas, o topo de um sprite padrão ocorre em ~88 km de altitude ([SENTMAN et al., 1995](#)). Sprites podem ter de centenas de metros até ~50 km de extensão horizontal. Halos são discos de luminosidade difusa que ocorrem entre 60 e 90 km, chegam a ter 100 km de diâmetro, alguns km de extensão

vertical, e podem acontecer junto com sprites ou isoladamente. Sua duração varia entre 2 e 10 ms ([DA SILVA, C. L., 2011](#)). Sprites e halos se iniciam entre 70 e 90 km de altitude.

Os sprites podem ser do tipo coluna ou cenoura. Os sprites cenoura geralmente apresentam três regiões com características próprias. A parte superior (cabelo) é difusa e se assemelha a estrutura de halos. Há logo abaixo uma região de transição intermediária (cabeça) e após ela uma região denominada de tentáculos. A Figura 5.2 traz uma representação dessa estrutura. A maioria dos sprites é gerada por relâmpagos NS+ ([DA SILVA, 2011](#)).

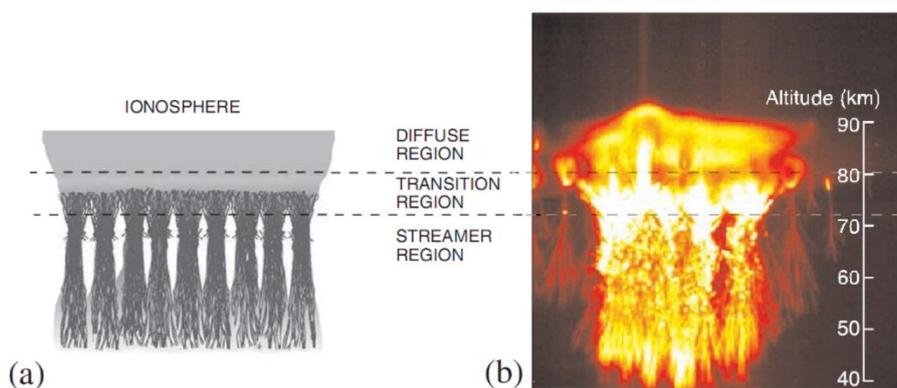


Figura 5.2 - Desenho esquemático da estrutura de um sprite (esquerda) em função do observado em dados de vídeo (direita).

Fonte: [PASKO e STENBAEK-NIELSEN \(2002\)](#).

O mecanismo de geração de halos é o muito semelhante ao que dá início aos sprites e se baseia na formação de um campo quase-eletrostático na atmosfera em cima da nuvem em função da carga que é extinta no interior da nuvem com a ocorrência de um relâmpago. [MIYASATO et al. \(2002\)](#) observou que 71% dos halos estudados por ela foram sucedidos por sprites. Isso sugere que sprite-halos ocorrem com tanta frequência quanto, ou possivelmente mais do que, halos individuais.

A formação de uma célula de tempestade clássica dura em média 30 minutos. A separação das cargas elétricas na nuvem evolui devagar o suficiente para que a atmosfera ao redor se reorganize, blindando o campo produzido pela tempestade, E_{ext} . Devido à blindagem, o E_{ext} é quase nulo acima de 20 km, caso não haja variações significativas nele. O tempo de reorganização das cargas que compõem a blindagem depende de N e varia com a altitude. Quanto mais alto, de um modo geral, menor é o valor de N , o que permite uma maior mobilidade aos elétrons livres. Isso os leva a restaurar o equilíbrio eletrostático da região prontamente, blindando E_{ext} , que sequer afeta o campo da média e alta atmosfera, E . Devido a curta duração de um relâmpago, o transporte de cargas que ele promove pode gerar alterações difíceis de serem blindadas prontamente pela atmosfera superior, acima da nuvem. Com isso, um E_{ext} é estabelecido nessa região, caso a variação de cargas na nuvem seja considerável e mais rápida que a capacidade da atmosfera de se reorganizar. Tais efeitos podem ser aproximados por campos QEs pois, em comparação à rapidez de propagação de um PEM, a variação promovida por E_{ext} é consideravelmente lenta.

Dependendo da amplitude da variação produzida por E_{ext} na média atmosfera, E pode superar o campo mínimo local para a QRD, E_k . Essa situação caracteriza as condições ideais para o surgimento de sprites e halos.

5.2 EMISSIONS OF LIGHT AND VLF PERTURBATIONS FROM ELECTROMAGNETIC PULSE SOURCE: ELVES

Em português, Emissões de Luz e Perturbações de Frequência Muito Baixa de Fontes de Radiação Eletromagnética, ou elves, são emissões de luz de baixíssima luminosidade, quando vistos do solo. Eles apresentam uma forma de anel na base da ionosfera e podem atingir até ~600 km. Elves são resultado direto do PEM dos relâmpagos. Um PEM, ao ser produzido e se propagar para cima, interage com o plasma da porção inferior da ionosfera ([MARSHALL, R. A., 2009](#)).

A Figura 5.3 ilustra um elve junto com dois grupos de sprites observados em Irbit, na Rússia. O registro foi realizado em 16 de agosto de 2018 e mostra um elve de ~300 km de extensão.



Figura 5.3 - Registro de elve acima de uma tempestade sobre a Rússia com uma câmera de vídeo de baixa luminosidade.

Direitos autorais da imagem: Ilya Jankowski. Disponível em: spaceweather.com.

A Figura 5.4 ilustra os três ELTs mencionados. O conjunto de observações foi realizado pelo instrumento ISUAL (Imager of Sprites and Upper Atmospheric Lightnings) a bordo do satélite FORMOSAT-2.



Figura 5.4 - Registro de um elve (a), um sprite acima de uma tempestade ativa (b) e um halo acima de uma tempestade ativa (c). O clarão em (c) é proveniente de um relâmpago, sendo o halo o brilho difuso logo acima. Fonte: [Chen et al. \(2008\)](#).

5.3 JATOS AZUIS, JATOS GIGANTES E PRECURSORES AZUIS

Os Jatos Azuis (JAs), Jatos Gigantes (JGs) e Precursores Azuis (PAs) são ELTs gerados a partir da própria nuvem de tempestade por um mecanismo similar ao da produção de relâmpagos. Eles se propagam para fora do topo da tempestade para cima, em direção à ionosfera, sendo os JGs capazes de atingi-la. As Figuras 5.5, 5.6 e 5.7 ilustram cada um dos fenômenos citados.



Figura 5.5 - Registro de um precursor azul. Fonte: [Edens, H. E. \(2011\)](#).



Figura 5.6 - Registro de um jato azul.

Fonte: [Wescott et al. \(2001\)](#).



Figura 5.7 - Registro de um jato gigante. Em imagens anteriores, capturadas por câmeras no solo, quase sempre é impossível ver o jato além da borda da nuvem de tempestade. As imagens do vídeo mostram claramente a parte superior da nuvem onde o jato emerge, o que geralmente fica oculto da vista.

Fonte: [Chris Holmes](#).

A estrutura da porção dos JAs, PAs e JGs mais próxima do ambiente da tempestade se assemelha à estrutura de relâmpagos convencionais. Conforme JAs e JGs ganham altitude, em função da diminuição da densidade do ar e baixa pressão, não há formação de líderes. Assim sendo, os jatos que alcançam altitudes mesosféricas apresentam uma transição no regime de plasma, que passa a ser de streamers ([KREHBIEL, P. et al., 2008](#); [DA SILVA, C. L., 2011](#)). Algumas são as diferenças entre os três fenômenos, iniciando na nuvem de tempestade, JAs têm altitude terminal de 40-50 km, JGs podem chegar a 70 km e PAs normalmente ficam restritos aos limites da tropopausa, a 20 km de altitude ([DA SILVA, C. L., 2011](#)).

Há algumas diferenças no processo de iniciação de cada um deles. Geralmente, tempestades têm uma estrutura elétrica dipolar dominante, com um centro de cargas negativas em níveis médios e um centro de cargas positivas em níveis superiores. Esses centros costumam estar acompanhados por camadas de blindagem (*screening layers*) que isolam a nuvem do meio exterior. Usualmente, observa-se uma camada de cargas positivas abaixo do centro negativo e uma camada de cargas negativas na borda superior da nuvem (NATIONAL RESEARCH COUNCIL, & GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE, 1986, p. 90-113). A Figura 5.8 traz um esboço do perfil descrito.

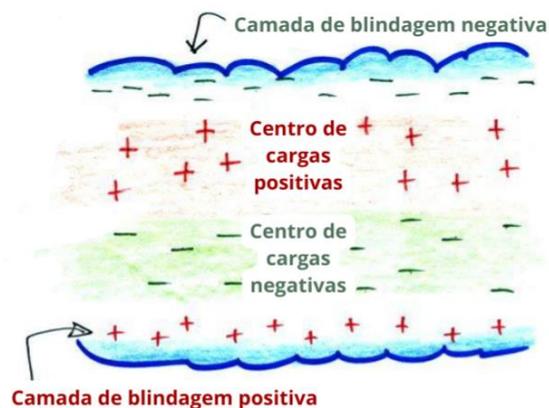


Figura 5.8 - Estrutura elétrica (simplificada) de uma nuvem de tempestade. O desenho ilustra o modelo dipolar de distribuição de carga, com dois centros principais de carga isolados do exterior da nuvem por camadas de blindagem elétrica.

Fonte: Department of Hydrology and Atmospheric Sciences of The University of Arizona.

Quando o campo elétrico atinge limiares críticos para o início da QRD, diversas modalidades de descargas atmosféricas podem ocorrer. A influência predominante de um raio NS- é a alteração abrupta da carga líquida na nuvem de tempestade, de negativa para positiva. Conseqüentemente, ocorre uma rápida mudança no potencial da nuvem para valores positivos, acompanhada pela intensificação do campo elétrico na região superior da tempestade. Esse mecanismo pode desencadear a QRD na porção superior da nuvem em questão de segundos, originando uma descarga que se propaga para cima. Caso a propagação logo se interrompa, um PA pode se formar. Ao atingir altitudes mais elevadas, tal evento pode ser interpretado como um JA, comumente de polaridade positiva. Embora jatos negativos também sejam concebíveis, sua ocorrência é esperada em nuvens de estrutura elétrica invertida. Uma hipótese que busca explicar a escassez de observações de JAs sugere que a frequência de processos de mistura nas regiões superiores de tempestades ativas seja grande. Isso se dá pelo fato de que turbulências podem promover uma mesclagem intensa entre a carga de blindagem e a região central de cargas positivas, potencialmente inibindo ou comprometendo o desenvolvimento da QRD e formação de líderes e streamers (KREHBIEL, P. et al., 2008).

Os jatos gigantes são iniciados como relâmpagos IN bipolares entre os centros de carga da nuvem. Segundo KREHBIEL (2008), o processo de JGs pode ser comparado ao dos conhecidos *bolt from the blue*, *BFB* ("relâmpago vindo do azul", em português). Um BFB é um relâmpago que parece se originar de uma área aparentemente sem nuvens, situada a uma distância considerável da tempestade. Mais detalhes sobre JGs e BFBs são explorados em KREHBIEL (2008).

A Figura 5.9 traz uma comparação entre 4 tipos de descargas elétricas produzidas por uma nuvem de tempestade que segue o modelo dipolo convencional de distribuição de cargas. Em (a), (b) e (c), temos no topo da nuvem uma camada de blindagem formada por cargas negativas (azul) seguida pelo centro positivo de cargas (vermelho), o centro negativo de cargas (azul) e a camada de blindagem positiva (vermelho). Em (d), a nuvem

segue a mesma distribuição de cargas com uma camada de blindagem negativa muito pequena, indicada apenas na legenda lateral. As descargas em azul são formadas por líderes negativos e as em vermelho por líderes positivos. A altitude terminal ilustrada na Figura não corresponde necessariamente a altitude terminal de JAs e JGs. Um estudo dessas descargas geradas por nuvens com polaridade invertida se encontra em DA SILVA (2011).

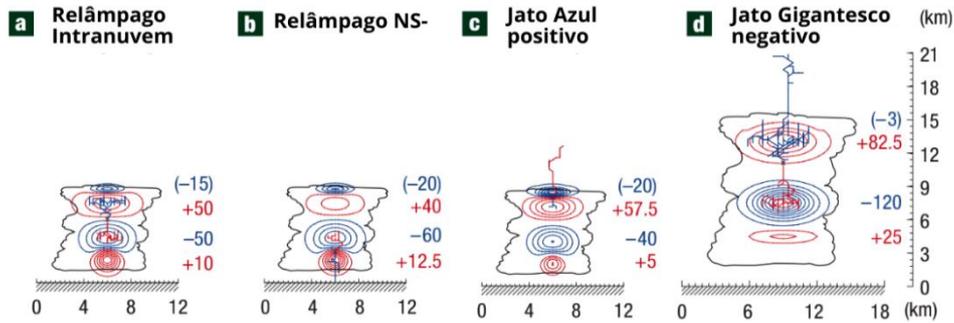


Figura 5.9 - Comparação entre um relâmpago IN bipolar, um relâmpago NS-, um JA+ e um JG-.
Fonte: Adaptado de KREHBIEL et al. (2008).

6. EMISSÕES DE ALTA ENERGIA DE TEMPESTADES

A atividade elétrica de tempestades também resulta na emissão de partículas altamente energizadas. Essa classe de fenômeno é denominada Emissões de Alta Energia de Tempestades, ALETs (ou em inglês, *HEETs*) e inclui a produção de raios-X, raios gama, emissões de nêutrons e pares elétron-positron (DINIZ, 2016).

Flashes de Raios Gama Terrestres (FGTs) são a subcategoria das ALETs mais estudada ao longo das últimas décadas. De acordo com a literatura mais recente, eles se originam no interior de nuvens de tempestade, a uma altitude entre 10 e 20 km, em associação com descargas IN+. Seu espectro de energia vai de ~20 keV a ~100 MeV, com duração de décimos de milissegundos. São estimados entre 100 a 1000 FGTs por dia no planeta (DWYER et al., 2010; TAVANI et al., 2011; SÃO SABBAS, 2013).

Os elétrons fugitivos, inicialmente propostos por Wilson em 1925, são essenciais para a formação de fenômenos como as avalanches relativas de elétrons fugitivos. Esses elétrons, acelerados por campos elétricos distorcidos a partir das nuvens de tempestade, adquirem velocidades relativas tão altas que emitem raios-X e raios gama por meio de bremsstrahlung. Os elétrons de uma tempestade tornam-se fugitivos quando a energia adquirida ao atravessar o campo elétrico exceder o que se perde por ionização e excitação atômica. Isso cria um fenômeno auto-sustentável em que novos elétrons fugitivos se acumulam continuamente (WILSON, 1925; DWYER, 2012; DWYER e UMAN, 2014).

A evolução dos elétrons fugitivos de Wilson é o modelo AEFR, que tem um mecanismo de retroalimentação relativística, em que o número de elétrons fugitivos cresce exponencialmente. Isso é possibilitado pelos fenômenos do espalhamento Møller e da produção de pares elétron-pósitron. Devido a este conjunto, raios γ , raios-X e pósitrons originados na avalanche inicial criam novos elétrons fugitivos, gerando uma nova avalanche e criando um ciclo. Esse ciclo devido à retroalimentação é a razão para a emissão intensa de radiação em fenômenos atmosféricos como FGTs, e é vital para entender relâmpagos e descargas atmosféricas (GUREVICH, MILIKH e ROUSSEL-DUPRE, 1992; BABICH, 1998; DWYER e BABICH, 2011; DWYER, 2012; DWYER e UMAN, 2014).

7. OBJETIVOS

A proposta original deste trabalho foi analisar os ELTs e suas tempestades geradoras oriundos de observações simultâneas realizadas pela Rede Colaborativa para a Investigação de Eventos Luminosos Transientes e de Emissões de Alta Energia de Tempestades (Rede LEONA) e pelo Atmosphere-Space Interactions Monitor (ASIM), um observatório climático acoplado à Estação Espacial Internacional (ISS). Para estudo da evolução das tempestades, foram consultados os mapas de temperatura de brilho no infravermelho dos canais 13 (10,30 μm) e 14 (11,20 μm) do satélite GOES-16. A Rede LEONA foi responsável pelo fornecimento registros gravados a partir do solo e o ASIM disponibilizou dados de ELTs vistos do espaço. Na ausência de observações simultâneas de um mesmo evento, este trabalho propôs-se a estudar os ELTs e a evolução de suas tempestades geradoras observados pela Rede LEONA e pelo ASIM na mesma noite e/ou na mesma região. Através dessa base de dados, este trabalho deu os passos iniciais para estimar a latitude e a longitude dos ELTs registrados, e também estudou a evolução dos seus sistemas convectivos geradores.

8. METODOLOGIA

Este trabalho teve como início uma revisão bibliográfica geral sobre a eletrificação e formação de uma tempestade, os processos de produção de descargas elétricas a partir delas, e finalmente, uma revisão acerca dos ELTs e das ALETs.

A fim de atingir os objetivos propostos, a metodologia envolveu, em primeira instância, buscar coincidências observacionais em localização e tempo de ELTs registrados entre a Rede LEONA e o ASIM. O ASIM disponibilizou 408 dados de ELTs registrados desde o dia 1 de janeiro de 2019 ao dia 31 de dezembro de 2019. Desse conjunto, os dados de 13 ELTs coincidiram com as noites em que houve campanha pela Rede LEONA. Uma análise posterior revelou que, devido ao alcance das estações da Rede LEONA e ao instante em que suas gravações foram iniciadas, somente 1 ELT registrado pelo ASIM poderia ter sido observado simultaneamente, através da estação em São Martinho da Serra (RS), na noite 01-02/11/2019. Além disso, foi identificado que a evolução de 1 tempestade geradora do ELT registrado pelo ASIM poderia ter sido gravada pela Rede

LEONA, através das estações São Martinho da Serra (RS) e Fraiburgo (SC), na noite 29-30/10/2019, porém estes vídeos não foram analisados. Este trabalho, por fim, deu maior ênfase ao estudo da evolução de duas tempestades, ocorridas na noite 08-09/11/2019, uma com registro de 5 sprites gravados pela Rede LEONA através da estação em Anillaco (Argentina), e a outra responsável pela geração do ELT acusado pelo ASIM na mesma noite, no norte de Goiás. Os dados da Rede LEONA foram coletados durante a campanha do grupo de Acoplamento Eletrodinâmico Atmosférico e Espacial – ACATMOS, do INPE, coordenado pela orientadora, com a Rede LEONA.

A Rede LEONA consiste em uma rede de atualmente 8 estações com câmeras WATEC WAT-902H2 ULTIMATE de alta sensibilidade luminosa para proporcionar o estudo de FADAS no sul do continente americano. Com uma taxa de 30 quadros por segundo, as câmeras produzem gravações onde cada quadro possui dois campos entrelaçados de linhas pares e ímpares. O entrelaçamento é uma técnica usada em sistemas de vídeo que divide cada quadro em dois campos gravados em instantes diferentes, aumentando nesse caso a resolução temporal para cerca de 16,7 ms. Cada quadro tem seu carimbo temporal em UTC inserido através de uma antena receptora de GPS com uma precisão de 1 μ s, o que permite uma análise mais precisa dos ELTs registrados ([OLIVEIRA, 2023](#)).

Tipicamente, cada estação conta com duas câmeras: uma com uma lente de distância focal 12.5mm, chamada Wide (tradução: amplo), e outra com uma lente de distância focal 25mm, chamada Narrow (tradução: estreito). A distância focal de uma câmera quando associada ao tamanho do sensor dela em cada direção fornece o campo de visada da câmera, ou em inglês, o *field of view* (FOV) para cada direção. Para que se obtenha o tamanho do sensor, multiplicamos o número de pixels efetivos pelo tamanho da célula unitária em cada direção (X e Y). Esses são dados encontram-se no manual da câmera. O cálculo do FOV da câmera se baseia na relação entre os triângulos em cinza retratados pela Figura 8.1. Temos que metade da dimensão do sensor em uma direção dividida pela distância focal (representada na imagem por f) corresponde à metade da dimensão do campo nessa mesma direção dividida pela distância entre a lente e o campo observado. Com isso, o ângulo de abertura da câmera em cada direção, o FOV, é obtido como duas vezes o arco (representado na imagem em vermelho por 2α) cuja tangente é o tamanho do sensor dividido por $2f$. Uma câmera com menor FOV fornece maior ampliação da imagem que captura, retornando mais detalhes do ELT observado. Se, por outro lado, o FOV for grande, mais luz entra no sensor e mais campo se captura. Por este motivo, quanto menor for f , maior será o valor do FOV resultante, o que justifica os nomes Wide e Narrow para as câmeras.

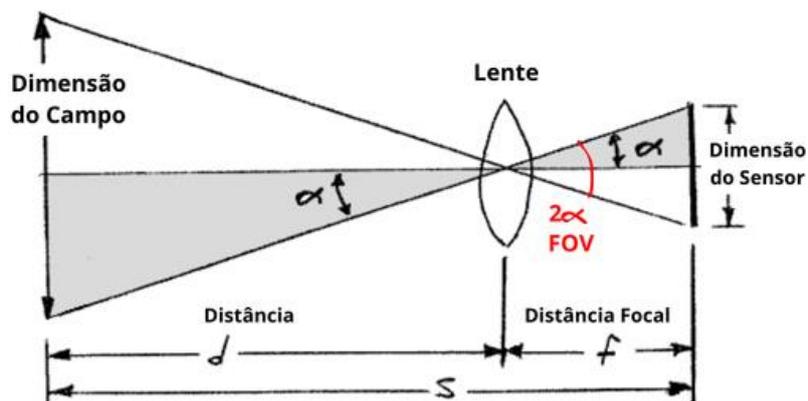


Figura 8.1 - Campo de visada de uma lente.
 Fonte: Adaptado de WAYNE. Último acesso em 30 de julho de 2024.

As estações da Rede LEONA estão localizadas em Anillaco (Argentina), CCST/São José dos Campos (SP), Chamental (Argentina), Cuiabá (MT), Fraiburgo (SC), Jataí (GO), La María (Argentina) e São Martinho da Serra/Santa Maria (RS). A escolha da distribuição geográfica das estações visou contemplar a Bacia do Prata, localizada no sul da América do Sul, que tem as tempestades mais severas do mundo. “Rios aéreos” provenientes da transpiração da Amazônia são transportados para o sul devido à presença da Cordilheira dos Andes, que serve como barreira e guia dessas correntes de ar quente e úmido para regiões no sudeste/sul do Brasil, noroeste da Argentina, Uruguai, Paraguai, a região da Bacia do Prata. Frentes frias de ar polar encontram esse ar quente e úmido nessa região, e o choque térmico funciona como mais uma forçante que facilita os processos de geração de tempestades (SÃO SABBAS et al., 2010).

Após a seleção das noites de interesse, o trabalho consistiu em tratar as gravações das câmeras da Rede LEONA por meio do software MATLAB, para que os vídeos pudessem ser desentrelaçados, a imagem fosse redimensionada e a soma dos quadros obtidos formasse um campo de estrelas para cada ELT registrado. A Figura 8.2 apresenta um conjunto de cinco imagens do passo a passo inicial desenvolvido em MATLAB para o desentrelaçamento e redimensionamento dos quadros. Em (a), é possível observar um quadro ainda entrelaçado, contendo informações do horário do vídeo UTC e logo a seguir o tempo em milissegundos do quadro de linhas pares e o tempo em milissegundos do quadro de linhas ímpares. Ao ser simplesmente desentrelaçado, são obtidos os quadros par e ímpar indicados por (b) e (c) respectivamente que antes estavam sobrepostos. A fim de redimensionar o quadro desentrelaçado para manter a proporção do vídeo original, utilizou-se em MATLAB o método *bicubic*, onde cada novo pixel adicionado para compor a imagem é calculado usando uma função cúbica que considera um bloco de pixels ao redor. Com isso, obtém-se os quadros finais (d) e (e), relativos às linhas pares e ímpares, respectivamente.



Figura 8.2 - Processo de desentrelaçamento e redimensionamento em MATLAB do quadro (a) do vídeo relativo à tempestade gravada em câmera Wide em Anillaco na noite 08-09/11/2019.
 Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE. Tratamento pela autora.

Um campo de estrelas refere-se a uma região específica do céu que contém um grande número de estrelas visíveis que serve para identificar com maior precisão a localização da tempestade em análise através do software StarStereo. Eles são obtidos também em MATLAB pela soma de todos os quadros, desentrelaçados e redimensionados, de um intervalo de tempo do vídeo. O processo utilizado compara, pixel a pixel, o valor dos pixels de um quadro com o valor dos pixels da soma de quadros, de modo a escolher o maior valor. Este procedimento mantém os pixels brilhantes e preserva os pixels escuros do vídeo. O ELT (ou evento a ser estudado) serve como referencial central para a determinação do intervalo de tempo que seleciona os quadros a serem somados. Os tempos anterior e posterior a ele consideram o número máximo de quadros que pode ser somado antes que as estrelas, devido ao movimento de rotação da Terra, deixem de ser pontos e passem a aparecer como linhas na imagem resultante. Foi observado que esse intervalo máximo, considerando que o operador da câmera não tenha alterado a posição dela durante o recorte do vídeo analisado, costuma ser da ordem de 26 segundos, comportando aproximadamente 1500 quadros desentrelaçados. A Figura 8.3 traz a comparação de alguns campos: (a) gerado pela soma de 200 quadros, (b) gerado pela soma de 2030 quadros, ultrapassando um pouco esse intervalo. É possível notar em (b) o movimento aparente das estrelas na forma de pequenas linhas.

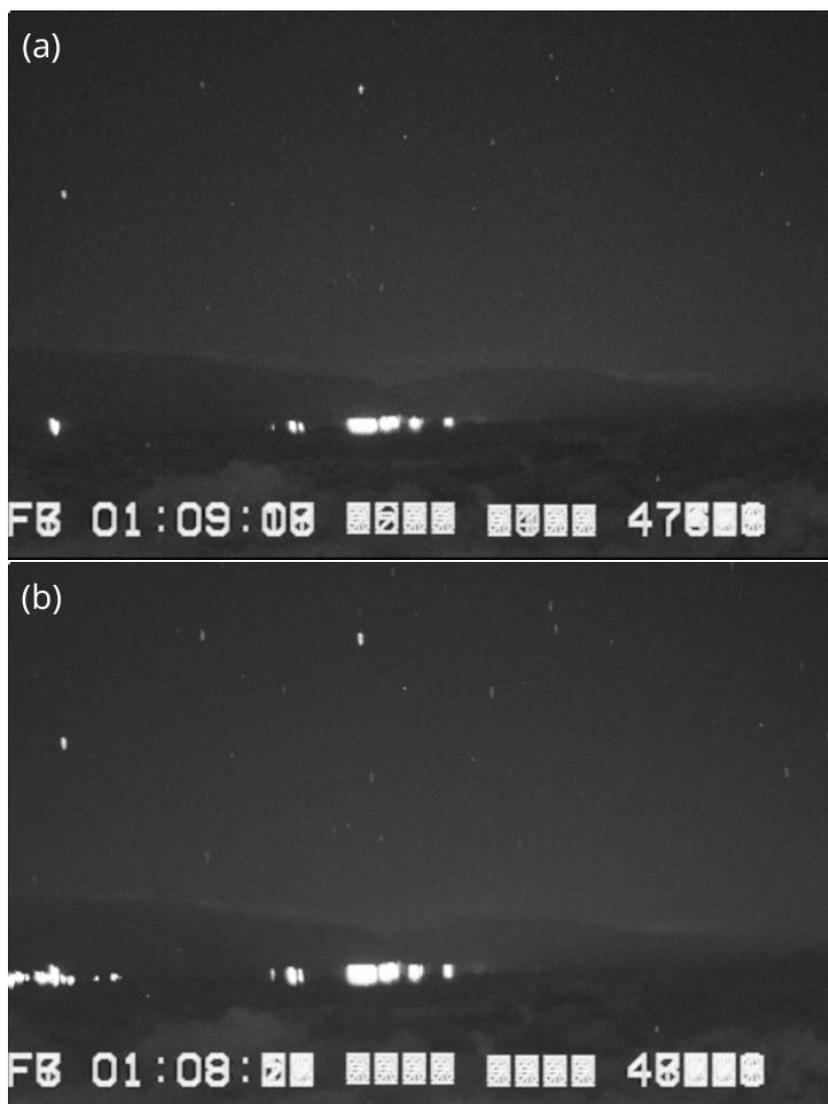


Figura 8.3 - Campos de estrelas gerados pela soma em MATLAB de 200 quadros em (a) e 2030 quadros em (b), provenientes do vídeo relativo à tempestade gravada em câmera Wide em Anillaco na noite 08-09/11/2019. Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE. Tratamento pela autora.

O software StarStereo foi desenvolvido na Universidade do Alaska Fairbanks (UAF) e fornecido pela orientadora deste projeto para ser usado para mapeamento preciso do céu noturno de imagens provenientes de observações que partissem do solo. Ao se abrir um campo de estrelas na seção Star, o usuário se deparará com uma aba semelhante à da Figura 8.4. As estrelas do campo teórico são marcadas pelo software em vermelho.

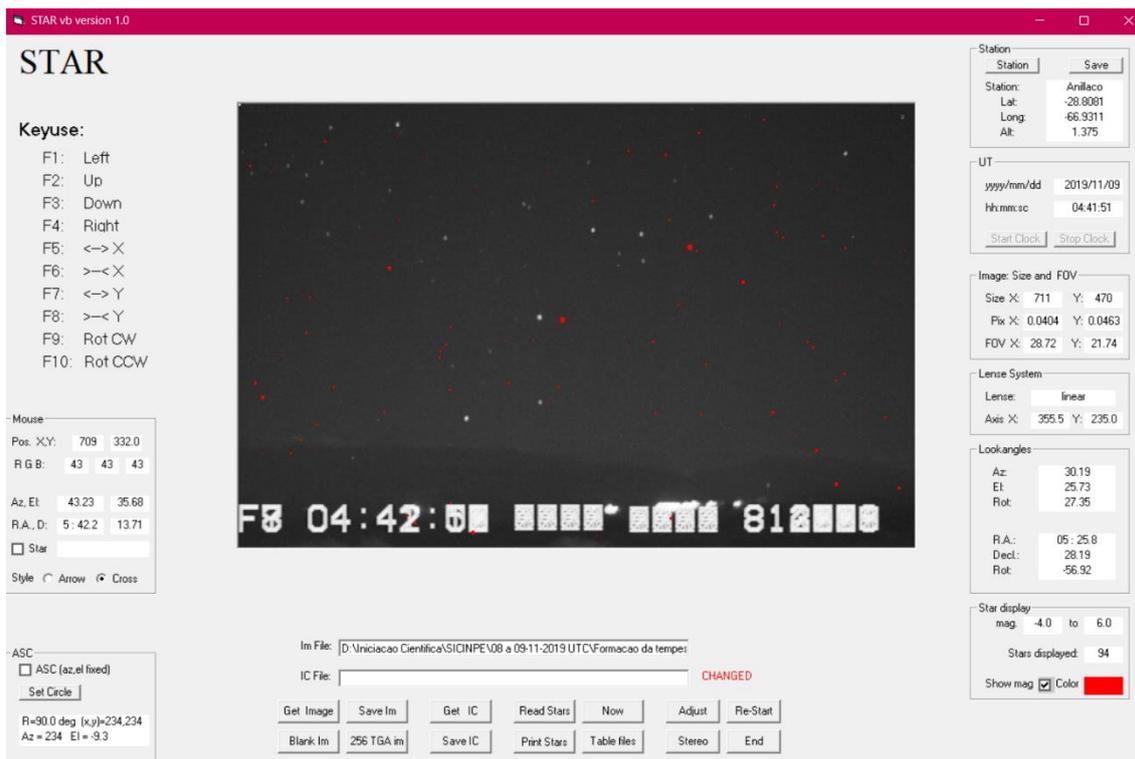


Figura 8.4 - Seção Star do software StarStereo durante a manipulação de um campo de estrelas.
Fonte: própria.

Obtendo-se na seção Star o azimute e inclinação que fornecem o melhor *fit*, o software salva o arquivo IC com esses dados associados ao campo fornecido para o cálculo na seção Stereo da localização do ELT que foi referencial central do intervalo do vídeo. Um dos métodos da Rede LEONA é realizar observações simultâneas da tempestade a partir de diferentes estações, utilizando triangulação para obter a latitude, longitude e altitude exatas dos ELTs registrados. Essa técnica não é utilizada se não houver observações simultâneas de no mínimo duas estações diferentes. Nesse caso, a fim de preservar uma maior precisão dos resultados, assume-se que o topo dos sprites atinge uma altitude de 88 km, seguindo os dados discutidos ao longo da seção 5.1. Assim, é possível estimar latitude e longitude dos ELTs observados por meio do software StarStereo através da seção Stereo, como indicado na Figura 8.5.

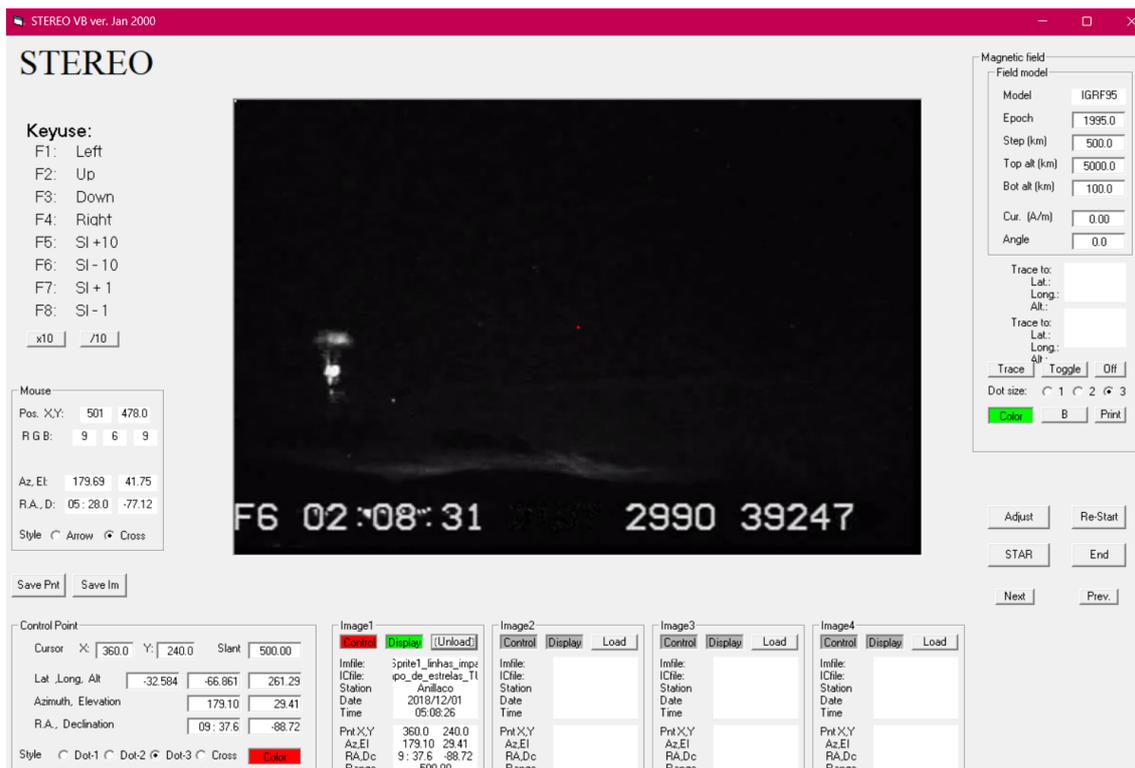


Figura 8.5 - Seção Stereo do software StarStereo durante a manipulação de um campo de estrelas.
Fonte: própria.

A etapa final deste trabalho envolveu o estudo da evolução dos sistemas convectivos geradores dos ELTs por meio dos dados no infravermelho do satélite GOES-16. O GOES-16 é um satélite sensor de imagem geostacionário de alta resolução temporal. A precisão dos dados do satélite foi aprimorada graças ao sistema Imager Avançado de Linha de Base (ABI), que melhora significativamente as características espaciais, temporais e radiométricas em relação aos modelos anteriores. O canal 13 do GOES-16 opera na faixa de $10,30 \mu\text{m}$ (infravermelho), sendo utilizado principalmente para detecção de temperatura da superfície e das nuvens. Variação das cores nas imagens geradas vai de cinza ao roxo, representando diferentes faixas de temperatura. Regiões da cor cinza e branco indicam áreas mais quentes, azul e verde representam temperaturas médias, e amarelo, vermelho e roxo as temperaturas mais frias associadas a nuvens altas e tempestades severas. Os mapas de calor fornecidos pelo satélite em 2019 tiveram intervalos de 10 minutos entre si e cada pixel ABI equivale a uma área de aproximadamente 10 km^2 (XU et al., 2021).

Através da manipulação dos mapas de calor no software MATLAB, foi possível estimar a área do foco das tempestades responsáveis pela produção dos ELTs registrados pelo ASIM. O código desenvolvido realiza um processamento de imagem que permite ao usuário selecionar manualmente a região de interesse através de um recorte, facilitando o desenho de um contorno ao redor da área desejada e gerando uma máscara binária para identificar essa região. A imagem é então modificada para destacar a área interna ao contorno com uma cor a escolha do usuário, enquanto a região externa é preenchida com branco. A quantidade de pixels dentro do contorno é calculada e, com base na área por

pixel ABI do satélite GOES-16, estima-se a área total da tempestade. Uma exemplificação das imagens geradas nesse passo a passo é apresentada na Figura 8.8 abaixo. Ela representa as imagens geradas no processo de obtenção da área do foco de tempestade geradora do ELT observado pelo ASIM na noite 08-09/11/2019, em 50.171° W, 14.487° S.

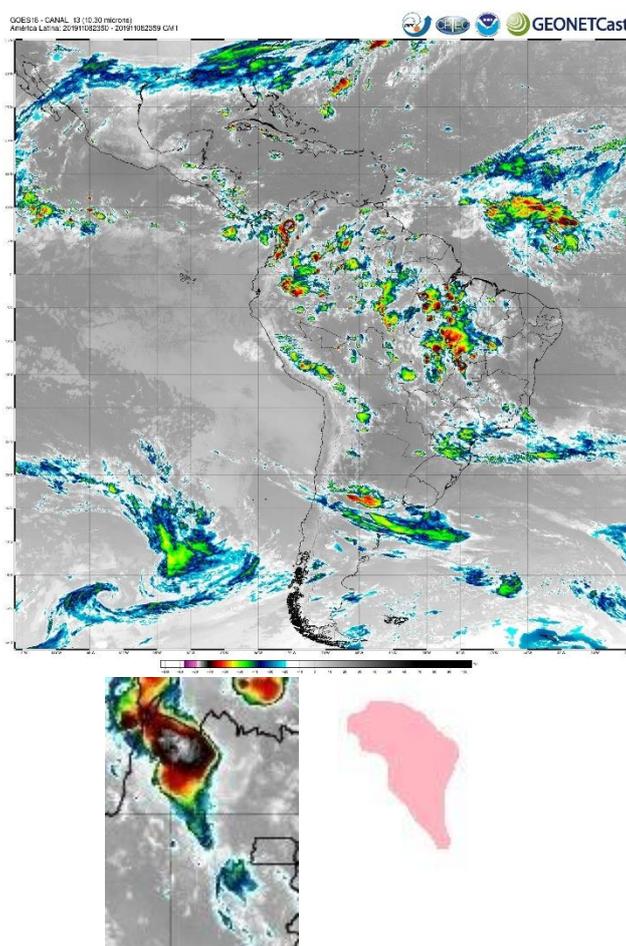


Figura 8.6 - Imagens geradas pelo cálculo da área estimada do foco de uma tempestade a partir do mapa de temperatura do canal 13 do GOES-16 entre 23:50 e 23:59 de 08/11/2019 UTC.

Fonte: Banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, DSA, CPTEC/INPE. Tratamento pela autora.

9. RESULTADOS

9.1 NOITE 01-02/11/2019

Na noite de 01-02/11/2019, a Rede LEONA gravou 32 ELTs com a estação de São Martinho da Serra (RS), todos classificados como sprites. A tempestade ocorreu entre o Uruguai e o Rio Grande do Sul (Brasil), a gravação foi iniciada às 01:30 UTC e concluída às 08:10 UTC. Os ELTs foram registrados entre 03:30 UTC e 08:00 UTC. Comparados os dados da estação com o registro do ELT pelo ASIM, em 19.798° S, 50.303° W, às 02:01:00 UTC, foi possível concluir que os eventos foram gerados por sistemas

convectivos distintos, apesar da coincidência temporal e proximidade espacial. Analisando a localização do ELT detectado pelo ASIM em função da localização das tempestades ativas durante o seu instante de ocorrência, não foi possível identificar uma tempestade a qual o evento estivesse associado, conforme mostrado na Figura 9.1. A figura mostra a localização fornecida pelo ASIM, representada por um círculo vermelho na parte inferior direita da Figura 9.1: nesta latitude e longitude o sensor ABI do satélite GOES-16 não detectou nenhuma nuvem de tempestade. Com esse resultado, este trabalho sugere duas hipóteses para explicar a ocorrência: (1) há algum erro na estimativa de localização ou no registro do instante de ocorrência do ELT detectado pelo ASIM; (2) os dados fornecidos pelo ASSIM estão corretos e o ELT ocorreu realmente em 19.798° S, 50.303° W, às 02:01:00 UTC, gerado por um relâmpago NS+ do tipo *bolt from the blue*, mencionado na seção 5.3. Um relâmpago *BFB* é um relâmpago que atinge uma área aparentemente sem nuvens, distante da tempestade, sendo capaz de produzir o campo QE gerador de sprites em regiões da atmosfera superior sem que haja uma tempestade subjacente. Independentemente de qual das duas hipóteses esteja correta este é um resultado importante deste trabalho que merece uma investigação profunda em trabalhos futuros.

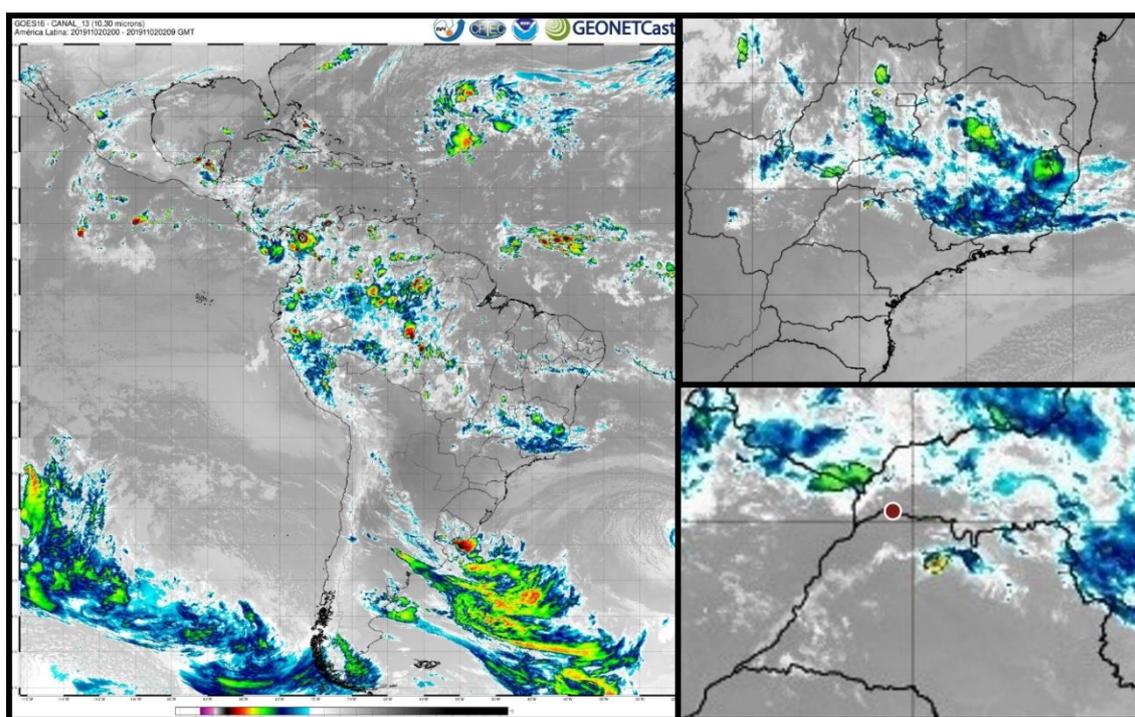


Figura 9.1 - À esquerda, mapa de temperatura de brilho infravermelho do canal 13 do satélite GOES-16 na noite 02/11/2019 entre 02:00 e 02:09 UTC. Ampliação da imagem à direita, acima, sobre o SCM da tempestade que gerou o ELT, abaixo, sobre a região específica em que foi registrado o ELT pelo ASIM, cuja localização é marcada por um círculo vermelho.

Fonte: Banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, DSA, CPTEC/INPE.

O SCM ao qual a tempestade individual que deu origem ao ELT observado pelo ASIM já estava presente na região no dia 01/11/2019 UTC, com baixa intensidade convectiva, como é indicado pela região branca dentro do contorno da elipse vermelha na Figura 9.2.

A análise da evolução do SCM foi feita com base nos mapas de temperatura de brilho infravermelho do canal 13 do satélite GOES-16.

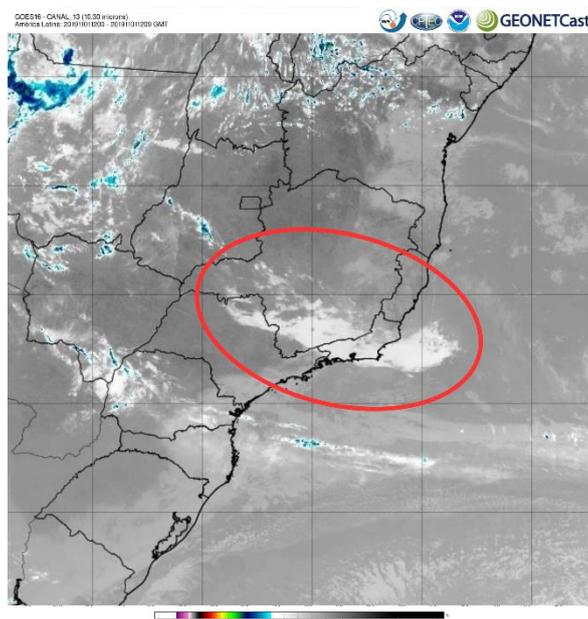


Figura 9.2 - Recorte do mapa de temperatura de brilho infravermelho do canal 13 do satélite GOES-16 na noite 01/11/2019 entre 12:00 e 12:09 UTC.

Fonte: Adaptado do banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, DSA, CPTEC/INPE.

O ciclo de vida do SCM durou aproximadamente 28 horas, tendo se dissipado praticamente por completo e dado início a um novo ciclo aproximadamente às 17:00 do dia 02/11/2019 UTC com os remanescentes de umidade dele. A área do SCM foi calculada no seu momento de maior atividade, no intervalo entre 21:40 e 21:49 do dia 01/11/2019 UTC. Ela foi estimada a partir da região rosa, na direita inferior da Figura 9.3, que foi obtida a partir do contorno desenhado manualmente sobre a área colorida da Figura 9.3 na direita superior. A área estimada foi igual a aproximadamente 295510 km².

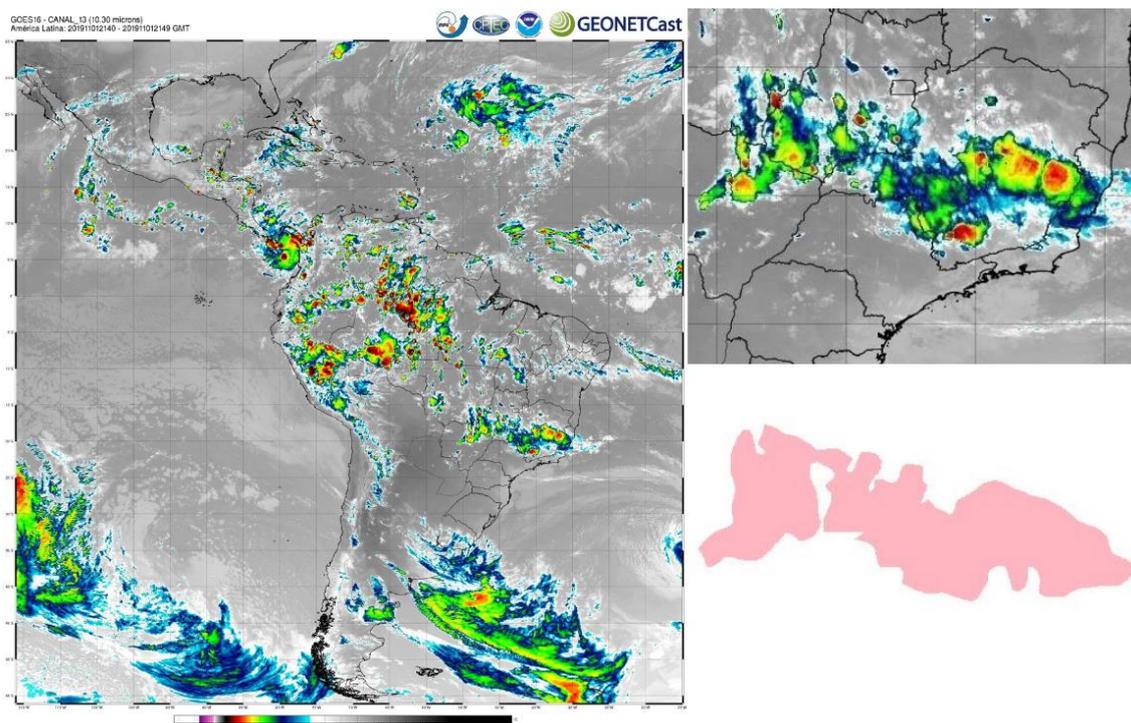


Figura 9.3 - À esquerda, mapa de calor do GOES-16 entre 21:40 e 21:49 em 01/11/2019 UTC. À direita, conjunto de imagens geradas pelo cálculo da área estimada do SCM que gerou o ELT observado pelo ASIM em 19.798° S, 50.303° W, às 02:01:00 UTC.

Fonte: Banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, DSA, CPTEC/INPE. Tratamento pela autora.

9.2 NOITE 08-09/11/2019

Na noite de 08-09/11/2019, a Rede LEONA realizou uma gravação entre às 00:51:51 UTC até às 04:56:55 UTC pela estação de Anillaco (Argentina) com registro de 5 ELTs classificados como sprites e 3 eventos desconhecidos. Os grupos de sprites identificados são apresentados abaixo, nas Figuras 9.4 a 9.8. Os eventos não identificados são apresentados nas Figuras 9.9 a 9.11.



Figura 9.4 - Evolução de um grupo de sprites observados às 01:09:09 UTC pela estação Anillaco.
 Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.

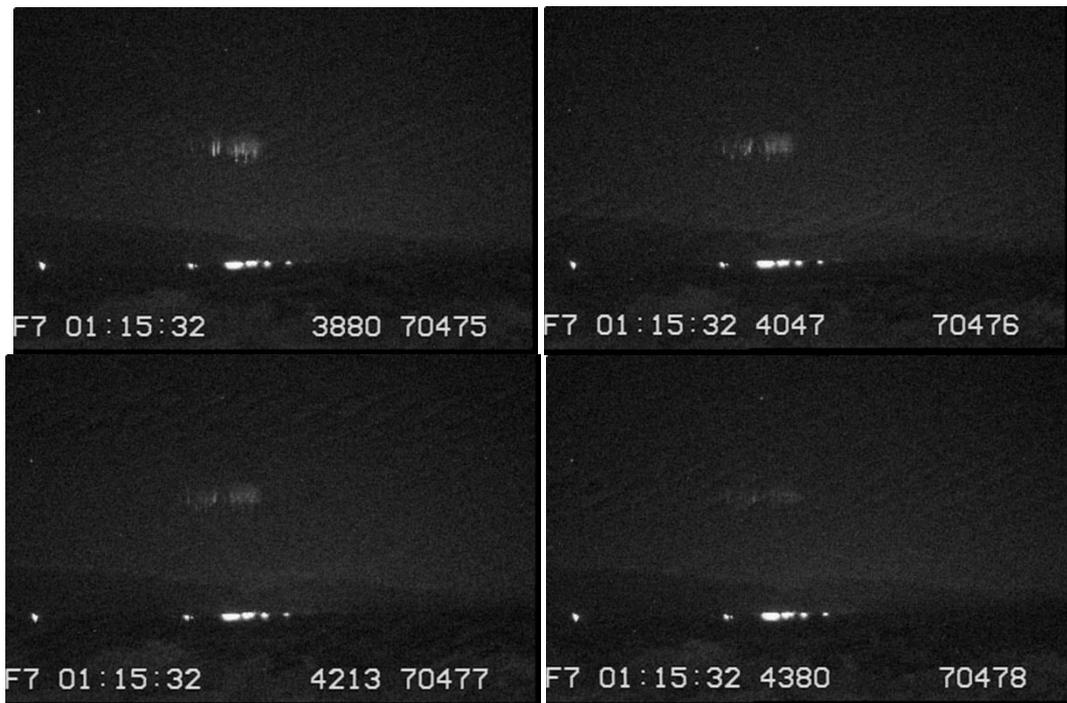


Figura 9.5 - Evolução de um grupo de sprites observados às 01:15:32 UTC pela estação Anillaco.
 Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.

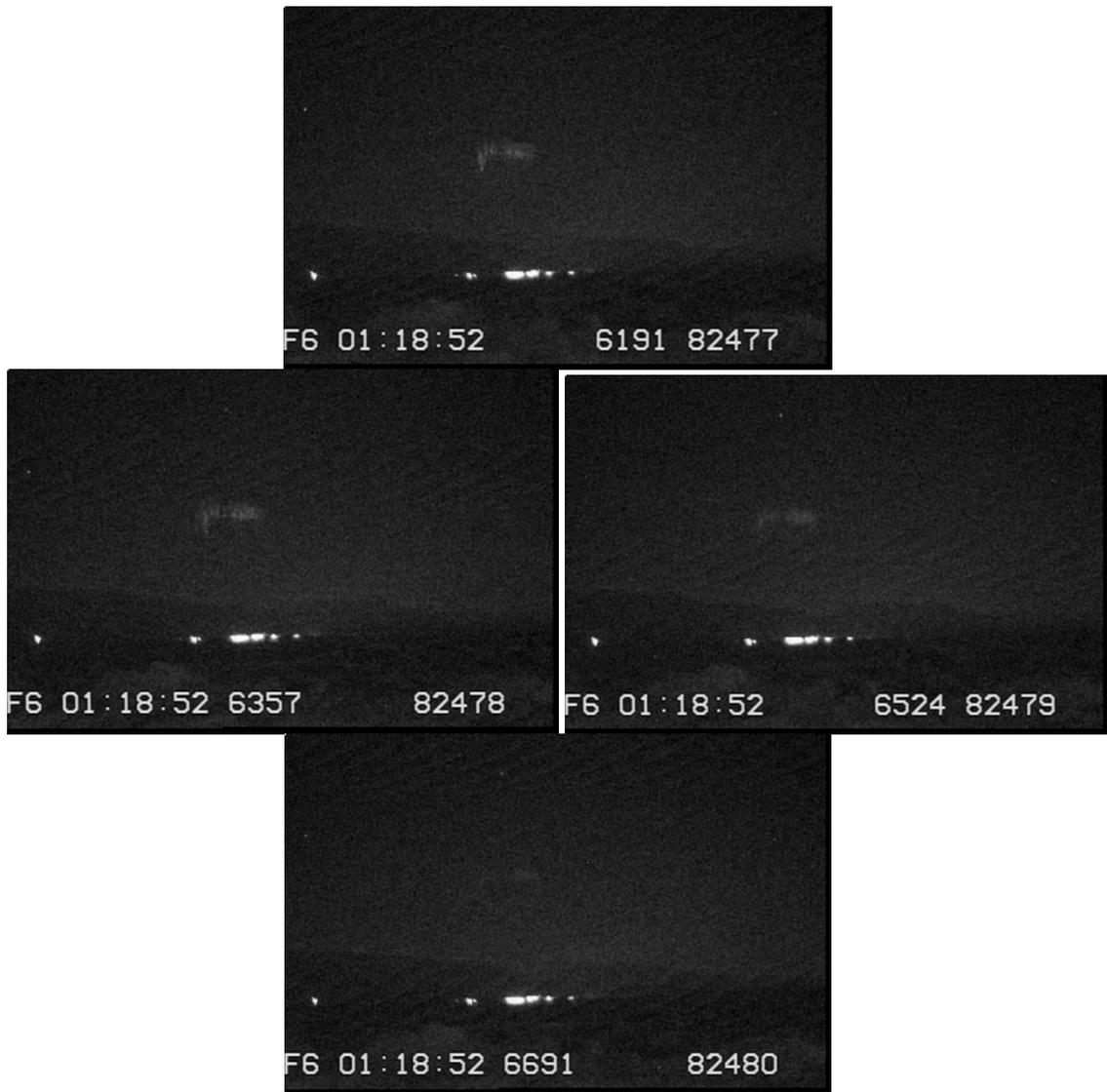


Figura 9.6 - Evolução de um grupo de sprites observados às 01:18:52 UTC pela estação Anillaco.
Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.

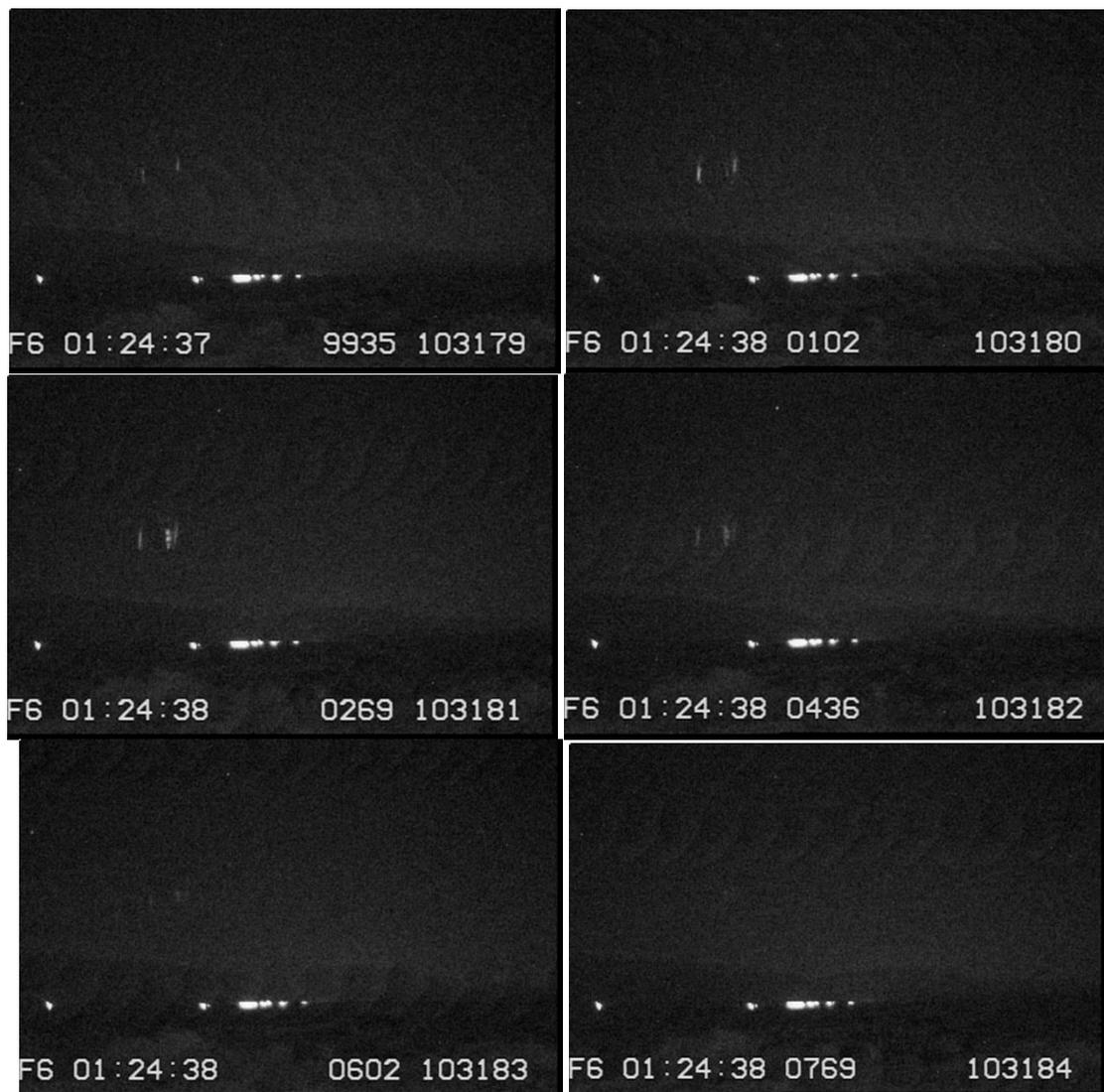


Figura 9.7 - Evolução de um grupo de sprites coluna observados às 01:24:37-38 UTC pela estação Anillaco. Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.

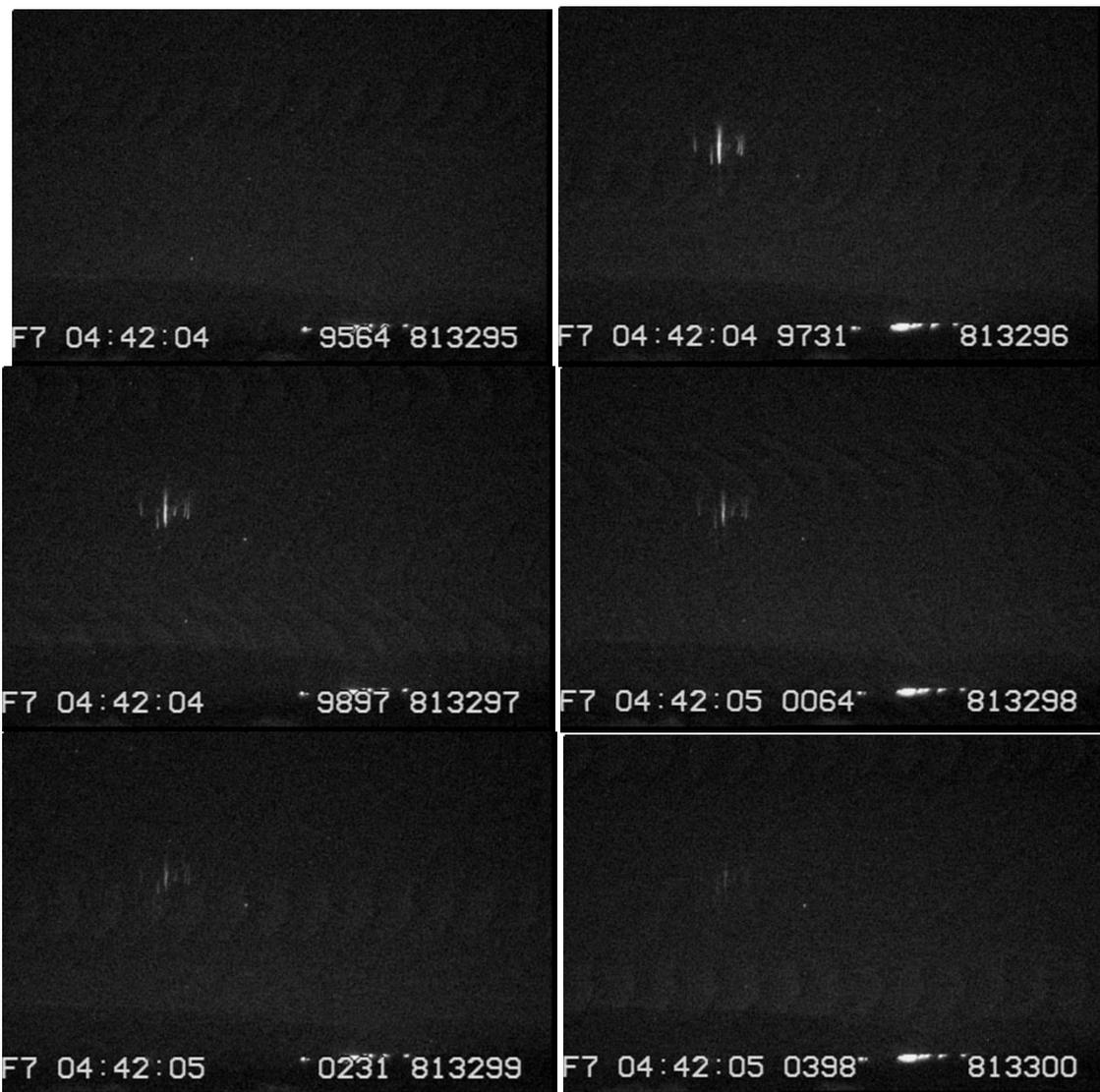


Figura 9.8 - Evolução de um grupo de sprites coluna observados às 04:42:04-05 UTC pela estação Anillaco.
 Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.



Figura 9.9 - Evento não identificado ao centro da imagem, observado às 01:03:56 UTC pela estação Anillaco. O evento teve duração de um quadro único (16,7 ms).
 Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.



Figura 9.10 - Evento não identificado observado às 01:27:48 UTC pela estação Anillaco. Uma ampliação da imagem que destaca o evento é fornecida à direita.
 Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.

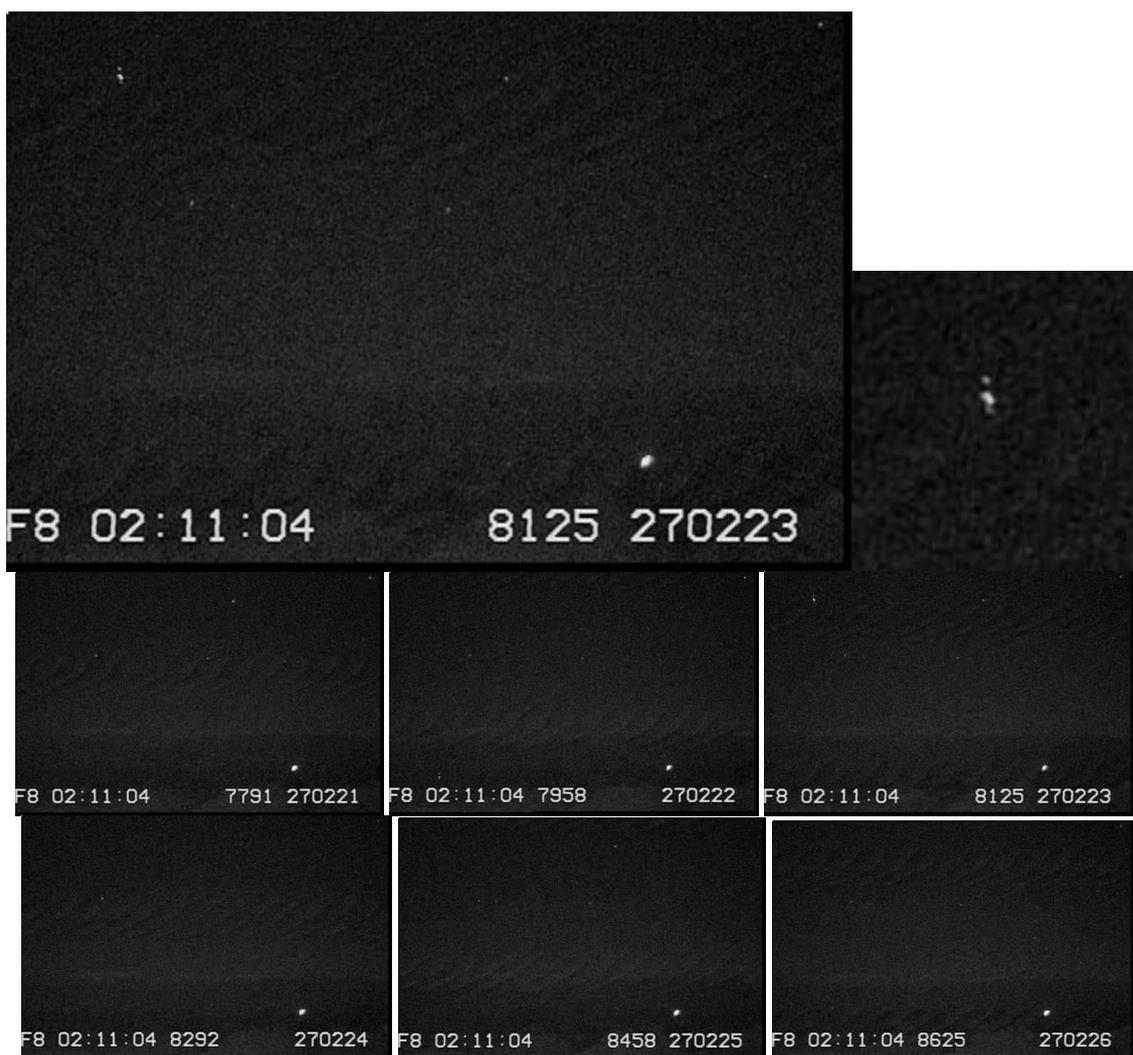


Figura 9.11 - Na primeira fileira, quadro com o evento não identificado observado às 02:11:04 8125ms UTC pela estação Anillaco. Uma ampliação da imagem que destaca o evento é fornecida à direita. Nas fileiras inferiores, sequência de quadros imediatamente anteriores e posteriores para evitar que o evento pudesse ser confundido com uma estrela.

Fonte: São Sabbas, Rede LEONA/INPE.

A massa de umidade responsável pela formação da tempestade geradora dos ELTs capturados pela Rede LEONA teve início ao longo da Cordilheira dos Andes, às 14:30 UTC do dia 08/11/2019. A presença da Cordilheira dos Andes atua como uma barreira natural que guia os “rios aéreos” provenientes da transpiração da Amazônia para o sul, transportando esses fluxos de ar quente e úmido para regiões de baixa pressão, onde se encontram com frentes frias de ar polar, resultando em um choque térmico significativo e, logo, a formação de tempestades. Esse episódio é um exemplo que serve para corroborar a hipótese que levou a Rede LEONA a posicionar suas estações nessas localizações, confirmando a eficácia da estratégia de posicionamento de suas estações (SÃO SABBAS et al., 2019). O foco de tempestade especificamente envolvido na produção dos ELTs gravados começou a se formar no norte da Argentina aproximadamente às 15:30 UTC do dia 08/11/2019, e se dispersou praticamente por completo às 04:30 UTC do dia 09/11/2019, atingindo seu ápice aproximadamente às 22:50 UTC do dia 08/11/2019, com área estimada cerca de 10040 km² seguindo o método descrito na seção 8. A alta convecção do foco da tempestade durou até aproximadamente às 03:00 UTC do dia 09/11/2019. A Figura 9.12 mostra uma secção do mapa de calor com esse estado de formação inicial um pouco mais avançado e perceptível, no dia 08/11/2019 entre 16:50 e 16:59 UTC, evidenciando o surgimento dos “rios aéreos” ao longo da Cordilheira dos Andes e o início da formação do foco de tempestade causador dos ELTs gravados em Anillaco. A Figura 9.13 apresenta o mapa de calor relativo a esse intervalo em que o foco da tempestade esteve em seu estado máximo.

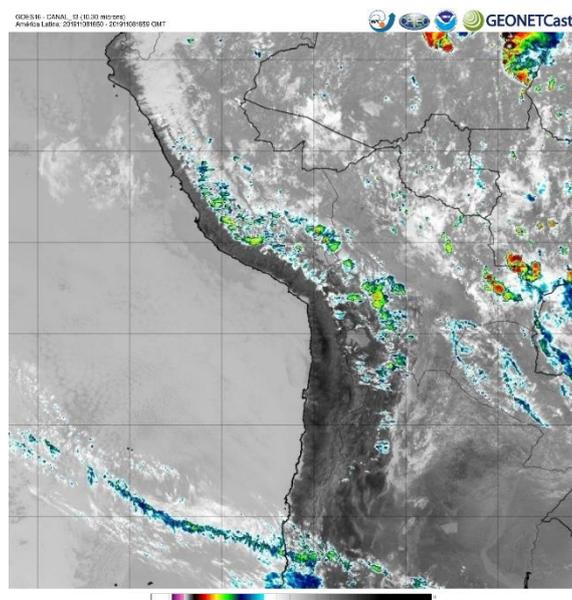


Figura 9.12 - Seção do mapa de calor do canal 13 do GOES-16 no dia 08/11/2019 entre 16:50 e 16:59 UTC. Fonte: Banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, DSA, CPTEC/INPE. Recorte pela autora.

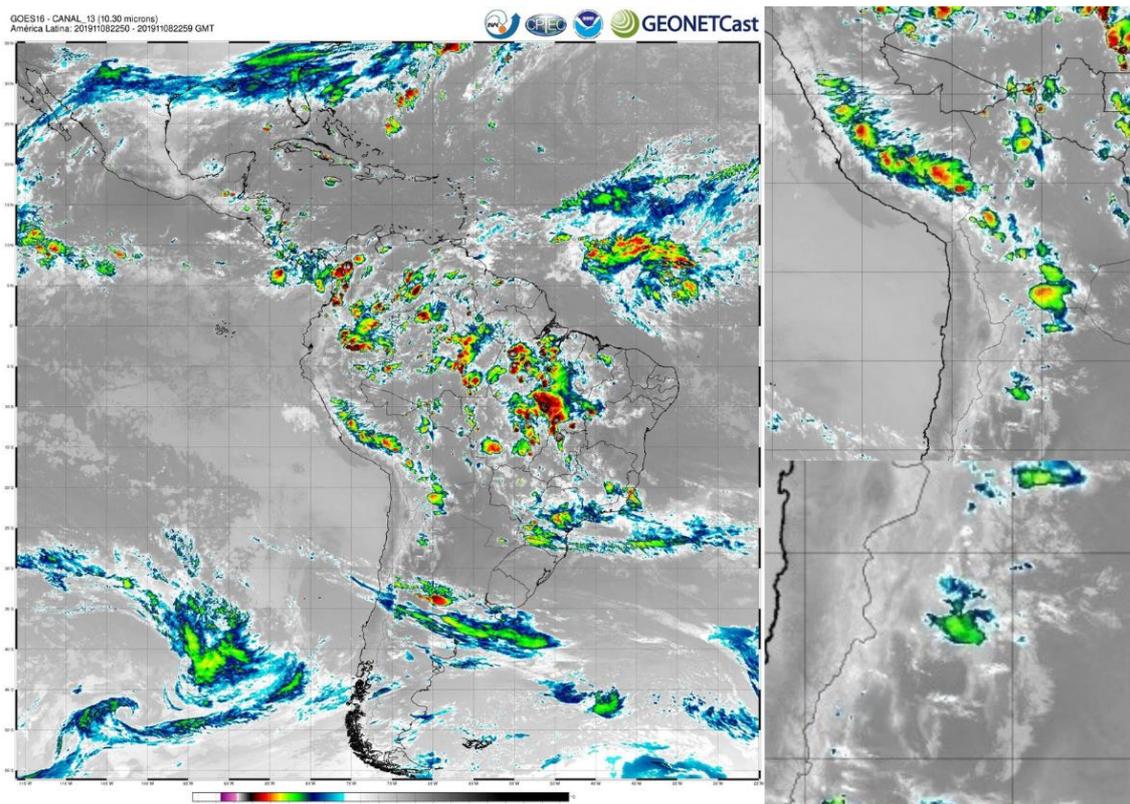


Figura 9.13 - À esquerda, mapa de calor do canal 13 do GOES-16 no dia 08/11/2019 entre 22:50 e 22:59 UTC. Ampliação da imagem à direita, acima, sobre a unidade que contorna a Cordilheira dos Andes e, abaixo, sobre o foco da tempestade de interesse.

Fonte: Banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, DSA, CPTEC/INPE. Recorte pela autora.

A tempestade geradora do ELT observado pelo ASIM às 23:35:30 UTC na noite 08-09/11/2019, em 50.171° W, 14.487° S, também foi analisada a partir dos mapas de temperatura de brilho infravermelho do canal 13 do satélite GOES-16. Durante o intervalo de 23:30 a 23:39 UTC do dia 08/11/2019, foi estimada a área do sistema convectivo individual que gerou o ELT, bem como a área aproximada do Sistema Convectivo de Mesoescala no qual ele estava inserido. A área aproximada do sistema individual foi 23.000 km^2 e a área aproximada do SCM foi 490.000 km^2 seguindo o método descrito na seção 8. As imagens correspondentes à tempestade individual e ao seu SCM gerador seguem na Figura 9.14. O primeiro núcleo convectivo desse SCM nasce na fronteira entre o Maranhão e o Piauí às 04:10 do dia 08/11/2019 UTC. Sua evolução até o estado de atividade em que ocorreu o ELT registrado levou cerca de 19 horas e 25 minutos. O SCM tem sua taxa de crescimento superada pela taxa de dissipação a partir de 04:40-49, 09/11/2019 UTC, e o foco da tempestade que gerou o ELT é praticamente completamente dissipado em 10:30-39, 09/11/2019 UTC. Em outras palavras, a tempestade individual que gerou o ELT levou cerca de 28 horas e 20 minutos de vida. O SCM, por outro lado, volta a ter sua taxa de crescimento maior que a de dissipação em 17:30-39, 09/11/2019, iniciando um novo ciclo de vida ao adentrar a fronteira leste do Amazonas.

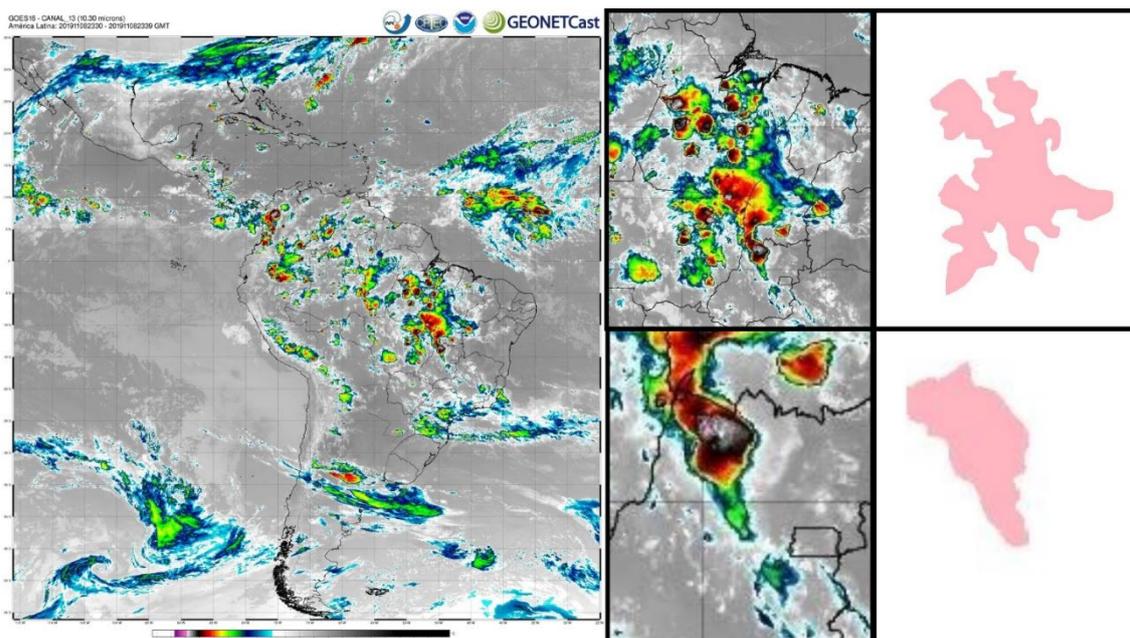


Figura 9.14 - À esquerda, mapa IR do GOES-16 entre 23:50 e 23:59 em 08/11/2019 UTC. À direita, conjunto de imagens geradas pelo cálculo da área estimada do SCM (acima) e tempestade individual (abaixo) que gerou o ELT observado pelo ASIM às 23:35:30 UTC, em 50.171° W, 14.487° S.

Fonte: Banco de dados da Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, DSA, CPTEC/INPE. Tratamento pela autora.

10. CONCLUSÕES

Neste trabalho, foi apresentada uma revisão das FADAS e contextualização dos fenômenos a partir de um estudo da composição e divisão da atmosfera por parâmetros de temperatura, densidade, pressão e condutividade. As variações no perfil vertical da atmosfera surtem em efeitos diretos no desenvolvimento dos ELTs e das ALETs, bem como de suas nuvens de tempestade geradoras.

A transição na estrutura dos canais de plasma de jatos, que se propagam via líderes em menores altitudes e logo adequam-se ao regime de streamers, ou a mudança no padrão difuso da cabeça de um sprite para seus tentáculos, por exemplo, são explicadas pelo decaimento exponencial da densidade e da pressão média de acordo com a altitude, como visto ao longo deste trabalho. Outros fatos observacionais, como a altitude terminal de JGs e sprites, bem como o movimento descendente de elves e halos, são explicados pelo perfil de condutividade atmosférico, mais especificamente pela blindagem elétrica gerada pela ionosfera, conforme seções anteriores.

Os mecanismos de iniciação dos ELTs e ALETs são decorrentes, em sua maioria, de gatilhos gerados por relâmpagos e impactos da atividade elétrica de nuvens de tempestade na média atmosfera. Os modelos PEM e QE geradores desses fenômenos são amplamente discutidos ao longo da seção 5.1.1 e os tipos mais frequentes de relâmpagos associados com as FADAS são abordados na seção 4. Um estudo do processo de formação da

estrutura de um relâmpago, necessário para a identificação do gatilho exato de geração de ALETs envolvendo energias ~100 MeV de origem ainda desconhecida, é apresentado ao longo das seções 3 e 4.

Este trabalho também permitiu evidenciar a eficácia do posicionamento estratégico das estações da Rede LEONA, validando a hipótese que motivou suas localizações. A formação da tempestade da noite 08-09/11/2019 observada pela estação de Anillaco ocorreu na região da Bacia do Prata devido à presença da Cordilheira dos Andes, que atua como uma barreira natural guiando os “rios aéreos” provenientes da Amazônia para regiões de baixa pressão. O encontro desses “rios aéreos” com frentes frias de ar polar gera processos convectivos responsáveis pela geração de tempestades muito ativas, ambiente propício para a alta produção de relâmpagos e FADAS. Como resultado disso, foram observados 5 grupos de ELTs ocorridos durante a etapa de alta convecção e eletrificação do sistema.

Em trabalhos futuros, será de grande interesse dar continuidade à análise dos vídeos registrados pelas estações São Martinho da Serra (RS) e Fraiburgo (SC) da Rede LEONA na noite 29-30/10/2019, a fim de se investigar se de fato houve coincidência de dados e a gravação registrou a evolução da tempestade geradora do ELT apontado pelo ASIM. Adicionalmente, seria valioso realizar uma investigação mais aprofundada sobre a latitude e longitude dos 5 ELTs identificados no vídeo de Anillaco (Argentina), na noite 08-09/11/201, considerando que a verificação dos campos estelares em relação aos campos teóricos da seção Star do software StarStereo foi uma etapa que permanece pendente. Esta análise detalhada permitirá uma confirmação mais precisa da localização dos ELTs e a validação dos modelos teóricos envolvidos, cumprindo o objetivo original deste trabalho. Por fim, seria de grande interesse coletar mais informações sobre os dados de ELTs obtidos pelo ASIM até o presente momento e, se possível, determinar as trajetórias futuras da ISS para o registro de próximas tempestades pelo ASIM. Com essa informação, seria viável coordenar a realização de medições simultâneas pelas estações da Rede LEONA das tempestades geradoras associadas, proporcionando uma visão mais abrangente e precisa dos ELTs e os seus sistemas convectivos geradores.

11. REFERÊNCIAS

BABICH, L. P. et al. New data on space and time scales of relativistic runaway electron avalanche for thunderstorm environment: Monte Carlo calculations. *Physics Letters A*, v. 245, n. 5, p. 460-470, 1998.

BAKER, B., et al., 1987 The Influence of Diffusional Growth Rates On the Charge Transfer Accompanying Rebounding Collisions Between Ice Crystals and Soft Hailstones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2007.

BARRINGTON-LEIGH, C. P.; INAN, U. S. Elves triggered by positive and negative lightning discharges. *Geophysical Research Letters*, 1999.

BARRINGTON-LEIGH, C. P., et al. Identification of sprites and elves with intensified video and broadband array photometry.
Journal of Geophysical Research: Space Physics, 2001.

BLANC, E. Space observations of Transient Luminous Events and associated emissions in the upper atmosphere above thunderstorm areas.
Comptes Rendus Geoscience, 2010.

BRADLEY, P. A. e DUDENEY, J. R. A simple model of the vertical distribution of electron concentration in the ionosphere.
Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, v. 35, n. 12, p. 2131-2146, 1973.

CAI, Q. Lightning initiation due to hydrometeor collisions in thunderclouds.
Dissertação (Doutorado) — The Pennsylvania State University, 2018.

CHEN, A. B. et al. Global distributions and occurrence rates of transient luminous events.
J. Geophys. Res., v. 113, n. A08306, 2008.

CHRISTOPHERSON, R. W. Geossistemas: Uma Introdução à Geografia Física.
Bookman Editora, 2012.

DINIZ, G. S. High Energy Emissions from Thunderstorms: HEETs, from photons to neutrons toward the ground.
Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

DWYER, J. R. A fundamental limit on electric fields in air.
Geophysical Research Letters, v. 30, n. 20, 2003.

DWYER, J. R. Implications of X-ray emission from lightning.
Geophysical Research Letters, v. 31, n. 12, 2004.

DWYER, J. R. et al. Estimation of the fluence of high-energy electron bursts produced by thunderclouds and the resulting radiation doses received in aircraft.
Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 115, n. D9, 2010.

DWYER, J. R. e BABICH, L. P. Low-energy electron production by relativistic runaway electron avalanches in air.
Journal of Geophysical Research: Space Physics, v. 116, n. A9, 2011.

DWYER, J. R. The relativistic feedback discharge model of terrestrial gamma ray flashes.
Journal of Geophysical Research: Space Physics, v. 117, n. A2, 2012.

DWYER, J. R. e UMAN, M. A. The physics of lightning.
Physics Reports, v. 534, n. 4, p. 147-241, 2014.

EDENS, H. E. Photographic and lightning mapping observations of a bluestarter over a New Mexico thunderstorm.
Geophys. Res. Lett.,38, L17804, 2011.

EISBERG, R. e RESNICK, R. Quantum physics of atoms, molecules, solids, nuclei, and particles, 2^a ed.
John Wiley & Sons, Inc., cap. 2, 1985.

FISHMAN, G. J. et al. Discovery of intense gamma-ray flashes of atmospheric origin.
Science, v. 264, n. 5163, p. 1313-1316, 1994.

FRANZ, R. C. et al. Television image of a large upward electrical discharge above a thunderstorm system.
Science, 1990.

FUKUNISHI, H., et al. Elves: Lightning-induced transient luminous events in the lower ionosphere.
Geophysical Research Letters, 1996.

GALLIMBERTI, I. et al. Fundamental processes in long air gap discharges.
Comptes rendus. Physique, v. 3, n. 10, p. 1335-1359, 2002.

GRACIAA, A., et al. Charge transfer between colliding hydrometeors: Role of surface tension gradient.
Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2001.

GUREVICH, A. V.; MILIKH, G. M. e ROUSSEL-DUPRE, R. Runaway electron mechanism of air breakdown and preconditioning during a thunderstorm.
Physics Letters A, v. 165, n. 5-6, p. 463-468, 1992.

HARRISON, R. G. Fair weather atmospheric electricity.
Journal of Physics: Conference Series. IOP Publishing, vol. 301, n° 1, p. 012001, 2011.

HE, Y. et al. Towards the Understanding of Ice Crystal-Graupel Collision Charging in Thunderstorm Electrification.
Preprints, 2018.

HEGGLIN, M. I. e FAHEY, D. W. Twenty questions and answers about the ozone layer: 2010 update.
Scientific assessment of ozone depletion, p. 4.1-4.64, 2010.

KASPARIAN, J. et al. Progress towards lightning control using lasers.
Journal of the European Optical Society-Rapid publications, v. 3, 2008.

KREHBIEL, P. et al. Upward electrical discharges from thunderstorms.

Nature Geosci 1, p. 233–237, 2008.

KUETTNER, J. P., et al. Thunderstorm Electrification — Inductive or Non-Inductive? Journal of the Atmospheric Sciences, 1981.

LE MONNIER, L. G. Observations sur l'électricité de l'air. Mem. Acad. Sci., 2: 223, 1752.

LIN, Y. T. et al. Lightning return stroke models. Journal of Geophysical Research: Oceans, v. 85, n. C3, p. 1571-1583, 1980.

LYONS, W. A. Characteristics of luminous structures in the stratosphere above thunderstorms as imaged by low-light video. Geophysical Research Letters, 1994.

MARSHALL, R. A. Very low frequency radio signatures of transient luminous events above thunderstorms. Stanford University, 2009.

MEDINA, R. L. R. Construção de um instrumento para a medida e estudo do campo elétrico da atmosfera. Dissertação (Mestrado) — Universidade Federal de Pelotas, 2006.

MIYASATO, R. et al. Statistical characteristics of sprite halo events using coincident photometric and imaging data. Geophys. Res. Lett., v. 29, n. 21, p. 2033, 2002.

MUIR, M. S. e SMART, C. A. Diurnal variations in the atmospheric electric field on the South Polar ice-cap. Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics, v. 43, n. 2, p. 171-177, 1981.

NAGARAJOO, K. GPS Ray Tracing to show the effect of ionospheric horizontal gradient to L 1 and L 2 at ionospheric pierce point. 2009 International Conference on Space Science and Communication. IEEE, p. 216-220, 2009.

NATIONAL RESEARCH COUNCIL & GEOPHYSICS STUDY COMMITTEE. The Earth's electrical environment. National Academies Press, 1986.

OLIVEIRA, C. L. T. F. Pesquisas sobre as tempestades produtoras de fadas detectadas com a rede colaborativa LEONA. Relatório de pesquisa (Iniciação Científica) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2023.

PASKO, V. P., et al. Sprites produced by quasi-electrostatic heating and ionization in the lower ionosphere.

Journal of Geophysical Research: Space Physics, 1997.

PASKO, V. P. e STENBAEK-NIELSEN, H. C. Diffuse and streamer regions of sprites. Geophysical research letters, v. 29, n. 10, p. 82-1-82-4, 2002.

RAKOV, V. A. e UMAN, M. A. Lightning: physics and effects. Cambridge university press, 2003.

RAKOV, V. A., et al. Lightning parameters for engineering applications (keynote speech). 2010 Asia-Pacific international symposium on electromagnetic compatibility. IEEE, p. 1120-1123, 2010.

RYCROFT, M. J. et al. The global atmospheric electric circuit, solar activity and climate change. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, v. 62, n. 17-18, p. 1563-1576, 2000.

SÃO SABBAS, E. F. M. T., et al. TLEs Detected with LEONA Network during RELAMPAGO Campaign: Preliminary Results. AGU Fall Meeting Abstracts, v. 2019, p. AE31B-3099, 2019.

SÃO SABBAS, E. F. M. T. ACATMOS Group in Brazil and LEONA Team in South America for Collaborative Research of TLEs and HEETs in South America. International Cosmic Ray Conference, v. 33, p. 1377, 2013.

SCHECHTER, R.S.; GRACIAA, A. e LACHAISE, J. The Electrical State of a Gas/Water Interface. Journal Of Colloid And Interface Science, 1998.

SENTMAN, D. D. e WESCOTT, E. M. Observations of upper atmospheric optical flashes recorded from an aircraft. Geophysical Research Letters, 1993.

SENTMAN, D. D. et al. Preliminary results from the Sprites94 aircraft campaign: 1. Red sprites. Geophysical Research Letters, v. 22, n. 10, p. 1205-1208, 1995.

TAVANI, M. et al. Terrestrial Gamma-Ray Flashes as powerful particle accelerators. Physical Review Letters, 106 (1) : 018501, 2011.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. Atmospheric science: an introductory survey. Elsevier, v. 92, 2006.

WESCOTT, E. M. et al. New evidence for the brightness and ionization of blue starters and blue jets.

Journal of Geophysical Research: Space Physics, v. 106, n. A10, p. 21549-21554, 2001.

WILSON, C. T. R. The electric field of a thundercloud and some of its effects.
Proceedings of the Physical Society of London, 1924.

WILSON, C. T. R. The acceleration of β -particles in strong electric fields such as those of thunderclouds.
Mathematical Proceedings of the Cambridge Philosophical Society, v. 22, n. 4, Cambridge University Press, 1925.

WILSON, C. T. R. et al. Some thundercloud problems.
Journal of the Franklin Institute, v. 208, n. 1, p. 1-12, 1929.

XU, J. et al. Mesopause structure from Thermosphere, Ionosphere, Mesosphere, Energetics, and Dynamics (TIMED)/Sounding of the Atmosphere Using Broadband Emission Radiometry (SABER) observations.
Journal of Geophysical Research 112, 2007.

XU, W. et al. Improvements in high-temporal resolution active fire detection and FRP retrieval over the Americas using GOES-16 ABI with the geostationary Fire Thermal Anomaly (FTA) algorithm.
Science of Remote Sensing, 2021, 3: 100016.