

ADVERTIMENT. La consulta d'aquesta tesi queda condicionada a l'acceptació de les següents condicions d'ús: La difusió d'aquesta tesi per mitjà del servei TDX (www.tesisenxarxa.net) ha estat autoritzada pels titulars dels drets de propietat intel·lectual únicament per a usos privats emmarcats en activitats d'investigació i docència. No s'autoritza la seva reproducció amb finalitats de lucre ni la seva difusió i posada a disposició des d'un lloc aliè al servei TDX. No s'autoritza la presentació del seu contingut en una finestra o marc aliè a TDX (framing). Aquesta reserva de drets afecta tant al resum de presentació de la tesi com als seus continguts. En la utilització o cita de parts de la tesi és obligat indicar el nom de la persona autora.

ADVERTENCIA. La consulta de esta tesis queda condicionada a la aceptación de las siguientes condiciones de uso: La difusión de esta tesis por medio del servicio TDR (www.tesisenred.net) ha sido autorizada por los titulares de los derechos de propiedad intelectual únicamente para usos privados enmarcados en actividades de investigación y docencia. No se autoriza su reproducción con finalidades de lucro ni su difusión y puesta a disposición desde un sitio ajeno al servicio TDR. No se autoriza la presentación de su contenido en una ventana o marco ajeno a TDR (framing). Esta reserva de derechos afecta tanto al resumen de presentación de la tesis como a sus contenidos. En la utilización o cita de partes de la tesis es obligado indicar el nombre de la persona autora.

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tesisenxarxa.net) service has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized neither its spreading and availability from a site foreign to the TDX service. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service is not authorized (framing). This rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author



UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH

Tesis Doctoral

Departamento de Ingeniería Eléctrica

**ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD DE RAYOS
Y DE TORMENTAS RELACIONADAS CON
LA PRODUCCIÓN DE RAYOS GAMMA
TERRESTRES**

Ferran Fabró Tapia

Febrero de 2015



UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH

Programa de Doctorado en Ingeniería Eléctrica

**ANÁLISIS DE LA ACTIVIDAD DE RAYOS
Y DE TORMENTAS RELACIONADAS CON
LA PRODUCCIÓN DE RAYOS GAMMA
TERRESTRES**

Memoria presentada por **Ferran Fabró Tapia**
para optar al grado de Doctor en Ingeniería Eléctrica

Supervisor:

Joan Montanyà Puig

Departamento de Ingeniería Eléctrica
Universitat Politècnica de Catalunya

Febrero de 2015

Esta tesis ha sido respaldada por:

Beca BES-2010039605 de formación de personal investigador asociada al proyecto ASIM "ATMOSPHERE-SPACE INTERACTIONS MONITOR. CONTRIBUCION DE LA UPC" AYA2009-14027-C05-05 y en el marco de los proyectos "ASIM ATMOSPHERE-SPACE INTERACTIONS MONITOR. CONTRIBUCION DE LA UPC" AYA2011-29936-C05-04 y "ASIM ATMOSPHERE-SPACE INTERACTIONS MONITOR. CONTRIBUCION DE LA UPC" ESP2013-48032-C5-3-R

Ministerio de Economía y Competitividad (MINECO)

y también por:

Mobility support grant of Thunderstorm Effects on the Atmosphere-Ionosphere System (TEA-IS) of European Science Foundation (ESF) (09-RNP-101)

El científico no estudia la naturaleza por la utilidad que le pueda reportar; la estudia por el gozo que le proporciona, y este gozo se debe a la belleza que hay en ella... La belleza intelectual se basta a sí misma, y es por ella, más que quizá por el bien futuro de la humanidad, por lo que el científico consagra su vida a un trabajo largo y difícil.

Jules Henri Poincaré (29 de Abril 1854 – 17 de Julio 1912)

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecerle al Dr. Joan Montanyà haberme abierto las puertas a la investigación y haberme descubierto el apasionante mundo de los rayos y la electricidad atmosférica. Pero sobretodo por el apoyo que me ha brindado durante estos cuatro años y por todo lo que he podido aprender de él, que no ha sido poco. Sin su tutela esta tesis no hubiera sido posible.

A toda la gente del grupo de investigación les debo mucho. Especialmente a Oscar van der Velde y a David Romero por su entera disposición a ayudarme en todo lo que he necesitado. A Daniel Aranguren por acogerme unos días en Colombia durante el proceso de instalación del sensor LINET. A Víctor March por su ayuda con el modelo *streamer*. Y a Nicolau Pineda por ayudarme a tratar imágenes de satélite.

Quiero agradecer también a Martino Marisaldi y a Thomas Gjesteland por darme la oportunidad de colaborar con ellos en Italia y Noruega y descubrir otras formas de hacer ciencia. Especialmente a Martino porque sin los datos de AGILE esta tesis no sería lo que es.

A todas mis amigas y amigos, a los del Prat, a los que no lo son y a los "cool ones" de la facultad de Física, sobretodo por aguantar las bromas semánticas y reírse con alguna de vez cuando.

A toda mi familia. A mi madre, a mi padre, mi hermana y mi hermano por haberme apoyado en todo momento. Sin vosotros no sería quien soy.

Finalmente a Sheila, per dármelo todo i aguantar los momentos de estrés i agobio con tanta paciencia. Pero sobretodo por hacerme sentir tan especial.

Resumen

Las emisiones de rayos gamma terrestres (TGFs) se conocen desde hace apenas 20 años, pero desde el primer momento se vio claramente su relación con los rayos y tormentas. Los últimos estudios revelan que se podrían producir durante las primeras fases de los rayos en el interior de las nubes por un proceso que sería muy similar a la emisión de rayos X por rayos naturales observados desde suelo o por descargas en el laboratorio de alta tensión. El estudio de estos fenómenos ayudará a ampliar y completar los conocimientos sobre el fenómeno del rayo y de las descargas eléctricas.

En primer lugar se han comparado las distribuciones globales geográficas, mensuales y el ciclo diurno de TGFs y rayos. Se ha identificado una cuarta región de producción de TGFs a parte de las tres ya identificadas previamente. Con este análisis se ha contribuido principalmente a la confirmación de las correlaciones de los TGFs con la actividad de rayos y tormentas. Además, se ha visto que las ratios TGF/rayo varían en las distintas regiones. Es probable que esta variación se pueda explicar por las diferencias meteorológicas entre las regiones y no por diferencias regionales en la eficiencia de detección de rayos. Por primera vez se han analizado las condiciones meteorológicas y la actividad de rayos en aquellas situaciones en que un satélite con capacidad para detectar TGFs no los detectaba y se han comparado con aquellas situaciones en que si se detectaron. El objetivo es el de distinguir las mejores condiciones atmosféricas para su producción. Se ha determinado que los procesos de electrificación asociados a fuertes corrientes ascendentes y altos valores de CAPE pueden ser importantes para crear las mejores condiciones atmosféricas que favorezcan la generación de TGFs.

En la segunda parte se definió un criterio para la correlación temporal entre rayos y TGFs. Con este criterio se han identificado un total de 90 correlaciones en Sudamérica. En función de la diferencia temporal entre el rayo y el TGF se han agrupado en distintas categorías. Para cada una de ellas se ha intentado justificar la relación entre el TGF y el rayo en base a ejemplos de rayos detectados por una red VHF y a las teorías

de producción más aceptadas hasta la fecha. En 32 de estos casos de correlación se ha podido identificar y analizar la tormenta asociada. Se ha analizado la fase de desarrollo de la tormenta en el momento de la producción del TGF, la extensión vertical y la extensión horizontal. Se ha visto que las tormentas analizadas muestran preferencias para la producción de TGFs en las fases de desarrollo o madurez además de una gran extensión vertical. Esto concuerda con situaciones de fuertes corrientes ascendentes y altos valores de CAPE determinados en el estudio previo.

En la última parte se han analizado eventos registrados en la torre instrumentalizada del Nido del Águila en los Pirineos. Estos eventos corresponden a rayos naturales y radiación X. Se ha determinado que los líderes negativos parecen ser los únicos candidatos para la emisión de rayos X. Las teorías que soportan esta hipótesis, además, podrían explicar la producción de TGFs y, en concreto, los casos reportados en el estudio anterior. Se ha estudiado también si el aumento de la radiación de fondo de alta energía está asociado a la posible electrificación de las tormentas. En el caso analizado se ha asociado este aumento con los descendientes radiactivos del radón.

Publicaciones

A continuación se detallan los artículos escritos en el marco de esta tesis:

Artículos:

1. F. Fabró, J. Montanyà, M. Marisaldi, O. van der Velde, F. Fuschino (2015), **Analysis of global Terrestrial Gamma Ray Flashes distribution and special focus on AGILE detections over South America**, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, Volume 124, March 2015, Pages 10-20, ISSN 1364-6826, doi:10.1016/j.jastp.2015.01.009
2. J. Montanyà, F. Fabró, O. van der Velde, D. Romero, G. Solà, J. R. Hermoso, S. Soula, E. R. Williams, and N. Pineda (2014), **Registration of X-rays at 2500m altitude in association with lightning flashes and thunderstorms**, *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119, doi:10.1002/2013JD021011.

Participaciones en congresos:

1. F. Fabró, J. Montanyà, M. Marisaldi, O. van der Velde (2014), **Meteorological conditions conducing to TGF production over South America 2009-2012 period**, 2nd TEA-IS Summer School, June 23-27 2014, Collioure, France.
2. F. Fabró, J. Montanyà, O. van der Velde, N. Pineda, D. Aranguren, C. Morales, T. Gjestead, N. Østgaard, S. Soula (2014), **Thunderstorm analysis for a TGF/lightning coincidence case in Colombia**, XV International Conference on Atmospheric Electricity, Norman, OK, USA, 15–20 June 2014.
3. J. Montanyà, F. Fabró, V. March, O. van der Velde, G. Solà, D. Romero, (2014), **X-rays and microwave RF power from high voltage laboratory sparks**, XV International Conference on Atmospheric Electricity, Norman, OK, USA, 15–20 June 2014.
4. J. Montanyà, N. Pineda, O. van der Velde, G. Solà, O. Argemí, F. Fabró, (2014), **Basic lightning flash properties derived from lightning mapping ar-**

- ray data** , International Conference on Grounding and Earth, 6th International Conference on Lightning Physics and Effects, Manaus, Brazil, 12-16 May 2014.
5. F. Fabr3, J. Montanyà, O. van der Velde, M. Marisaldi, H.D. Betz, (2013), **Two lightning flashes correlated with detected terrestrial gamma-ray flashes: The UPC Colombia TGF Campaign**, European Geosciences Union General Assembly, Vienna, Austria, 7-12 Apr, 2013.
 6. J. Montanyà, O. van der Velde, N. Pineda, G. Solà, D. Romero, F. Fabr3, (2012), **Features of lightning discharges observed by high speed cameras and VHF/VLF total lightning mapping systems at the Ebro Valley**, 1st TEA-IS Summer School, Málaga, Spain, June 17-22, 2012.
 7. F. Fabr3, J. Montanyà, O. van der Velde, N. Pineda, G. Solà, D. Romero, (2012), **Summer Campaign. Ground-based correlation between energy electrons and X-ray count increase and lightning**, 1st TEA-IS Summer School, Málaga, Spain, June 17-22, 2012
 8. J. Montanyà, F. Fabr3, O. van der Velde, B. Hermoso, (2011), **Sprites and Elves as proxy of energetic lightning flashes in winter. What we can learn from mesosphere**, 3rd International Symposium on Winter Lightning (ISWL2011), (Japan), 2011.
 9. O. van der Velde, J. Montanyà, D. Romero, N. Pineda, R. Rico, F. Fabr3, G. Solà, V. March, S. Soula, (2011), **Results of the 2010-2011 lightning measurement campaigns in Spain**, 6th European Conference on Severe Storms, 2011.

Lista de símbolos y unidades

A, B	Átomos en estado fundamental	
A^+, B^-	Iones positivo y negativo	
γ	Símbolo del fotón	
e^-	Símbolo del electrón	
e	Carga del electrón	$1.602 \cdot 10^{19} \text{ C}$
ρ	Densidad	$[\text{kg}/\text{m}^3]$
ρ_{air}	Densidad del aire respecto al nivel del mar	$[\text{kg}/\text{m}^3]$
a	Aceleración	$[\text{m}/\text{s}^2]$
g	Gravedad	$9.8 \text{ m}/\text{s}^2$
T	Temperatura	$[\text{°C}]$
T_v	Temperatura virtual	$[\text{°C}]$
$CAPE$	Energía Potencial Convectiva Disponible	$[\text{J}/\text{kg}]$
N_e, N_p, N_n	Densidad de electrones, iones positivos y negativos	$[\text{m}^{-3}]$
n_e, n_p, n_n	Densidad normalizada de electrones, iones positivos y negativos	
\mathbf{U}_e	Velocidad media de los electrones	$[\text{m}/\text{s}]$
E, ε	Campo eléctrico	$[\text{V}/\text{m}]$
ν_i	Coefficiente de ionización por impacto	$[\text{s}^{-1}]$
ν_a	Coefficiente de <i>attachment</i>	$[\text{s}^{-1}]$
β_{ep}, β_{np}	Coefficiente de recombinación	$1.42 \cdot 10^{-17} \text{ m}^3/\text{s}$
μ_e, μ_n, μ_p	Movilidad de electrones, iones positivos y negativos	$[\text{m}^2/\text{Vs}]$
μ_e	Movilidad del electrón	$0.0549 \text{ m}^2/\text{Vs}$
ϵ_0	Permitividad eléctrica del vacío	$8.85 \cdot 10^{-12} \text{ C}/\text{Vm}$
D_e	Coefficiente de difusión	$0.0827 \text{ m}^2/\text{s}$
J_e, J_p, J_n	Densidad de corriente de electrones, iones positivos y negativos	$[\text{A}/\text{m}^2]$
ζ	Variación de la población de electrones,	$[\text{m}^{-3}\text{s}^{-1}]$

	iones positivos y negativos	
S^{ph} o $S(z)$	Término de fotoionización	$[\text{m}^{-3}\text{s}^{-1}]$
R_0	Longitud de ionización	$1.14 \cdot 10^{-6-1} \text{ m}$
ε_0	Campo de ionización por impacto característico	$2.77 \cdot 10^7 \text{ V / m}$
U_0	Velocidad de escala	$0.152 \cdot 10^7 \text{ m/s}$
τ	Tiempo de escala	$5.734 \cdot 10^{-13} \text{ s}$
ρ_0	Densidad de escala	$17.44 \cdot 10^{20} \text{ m}^{-3}$
f	Fuerza de frenado	$[\text{eV/m}]$
f_{min}	Fuerza mínima de frenado	$2.18 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air} \text{ eV/m}$
E_b	<i>Breakeven field</i>	$2.18 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air} \text{ eV/m}$
E_{th}	Campo umbral	$2.84 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air} \text{ eV/m}$
k	Energía cinética de un electrón	$[\text{eV}]$
κ	Energía de un electrón	$[\text{eV}]$
F	Fuerza neta ejercida sobre un electrón	$[\text{keV/m}]$
λ	Longitud de avalancha	$[\text{m}]$
N_0	Electrones <i>runaway</i> iniciales en una avalancha	$[\text{m}^{-3}]$
N_{RREA}	Electrones <i>runaway</i> finales en una avalancha	$[\text{m}^{-3}]$
d	Distancia de la fuente de un TGF al satélite	$[\text{km}]$
h	Altura del satélite	$[\text{km}]$
x	Distancia del subsatellite point a la fuente del TGF	$[\text{km}]$
R_l	Distancia de la cabeza del líder al detector	$[\text{km}]$
H	Altura de la cabeza del líder respecto al suelo	$[\text{km}]$
D	Proyección sobre el suelo de R_l	$[\text{km}]$
μ	Coefficiente de atenuación del aire	$[\text{m}^{-1}]$
r_l	Distancia radial	$[\text{km}]$

Lista de acrónimos

ADELE	<i>Airborne Detector for Energetic Lightning Emissions</i>
AGILE	<i>Astrorivelatore Gamma e Immagini Leggero</i>
ASI	<i>Agenzia Spaziale Italiana</i>
ASIM	<i>Atmospheric Space Interaction Monitor</i>
BATSE	<i>Burst and Transient Source Experiment</i>
CAPE	<i>Convective Available Potential Energy</i>
CC	Rayo nube-nube
CG	Rayo nube-tierra
CGRO	<i>Compton Gamma Ray Observatory</i>
CTA	<i>Cloud Top Altitude</i>
CTC	<i>Cloud Top Coverage</i>
DL	<i>Dart Leader</i>
ECMWF	<i>European Centre for Medium-Range Weather Forecasts</i>
EL	<i>Equilibrium Level</i>
EMP	Pulso electromagnético
FoV	<i>Field of View</i>
GBM	<i>Gamma-ray Burst Monitor</i>
GOES	<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
HF	<i>High Frequency</i>
IB	<i>Initial Breakdown</i>
IBP	<i>Initial Breakdown Pulse</i>
IC	Rayo intranube
ICLRT	<i>International Center for Lightning Research and Testing</i>
INPE	<i>Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais</i>
ITCZ	<i>Intertropical Convergence Zone</i>
ITF	Interferometría
LIS	<i>Lightning Imaging Sensor</i>
LF	<i>Low Frequency</i>

LFC	<i>Level of Free Convection</i>
LMA	<i>Lightning Mapping Array</i>
LST	<i>Local Solar Time</i>
MCAL	<i>Mini-Calorimeter</i>
MCS	<i>Sistema Convectivo de Mesoescala</i>
MDF	<i>Magnetic Finding Direction</i>
MMIA	<i>Modular Multispectral Imaging Array</i>
MSISE-90	<i>Mass Spectrometer and Incoherent Scatter Radar Extended Model</i>
MXGS	<i>Monitor X-ray and Gamma-ray Sensor</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
OI	<i>Optical Imaging</i>
OTD	<i>Optical Transient Detector</i>
PB	<i>Preliminary Breakdown</i>
RHESSI	<i>Reuven Ramaty High Energy Solar Spectroscopic Imagery</i>
RREA	<i>Relativistic Runaway Electron Avalanche</i>
RS	<i>Return Stroke</i>
SAA	<i>South Atlantic Anomaly</i>
SL	<i>Stepped Leader</i>
TEB	<i>Terrestrial Electron Beam</i>
TERA	<i>Thunderstorm Energetic Radiation Array</i>
TGF	<i>Terrestrial Gamma ray Flash</i>
TLE	<i>Transient Luminous Events</i>
TOA	<i>Time Of Arrival</i>
TOGA	<i>Time Of Group Arrival</i>
UTC	<i>Coordinated Universal Time</i>
VLF	<i>Very Low Frequency</i>
WWLLN	<i>World Wide Lightning Location Network</i>
XDDE	<i>Xarsxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques</i>

CONTENIDOS

Resumen	iii
Publicaciones	v
Lista de símbolos y unidades	vii
Lista de acrónimos	ix
1 Introducción	1
1.1 Objetivos	2
1.2 Contenidos de la Tesis	3
Referencias	4
2 Generalidades	5
2.1 Tormentas y rayos	5
2.1.1 Formación de las nubes de tormenta	6
2.1.2 Desarrollo de las nubes de tormenta	7
2.1.3 Estructura eléctrica y mecanismos de electrificación	9
2.1.4 Tipos de tormentas	11
2.1.5 Tormentas tropicales	13
2.1.6 El rayo	14
2.1.7 Los procesos <i>streamer</i> y líder	15
2.1.8 Procesos del rayo	17
2.1.9 Sistemas de localización de rayos	20

2.2	Electrones <i>runaway</i>	23
2.2.1	Electrones <i>runaway</i> de Wilson	23
2.2.2	<i>Relativistic Runaway Electron Avalanche</i>	25
2.2.3	Relativistic Feedback	28
2.3	Observaciones de TGFs	29
2.3.1	BATSE	29
2.3.2	RHESSI	31
2.3.3	AGILE	35
2.3.4	FERMI	36
2.3.5	ADELE	37
2.3.6	ASIM	37
2.4	Emisión de rayos X por rayos y tormentas	37
2.5	Mecanismos de producción	40
	Referencias	42
3	Condiciones meteorológicas generales asociadas a TGFs	57
3.1	Introducción	57
3.2	Análisis Global	57
3.2.1	Datos y metodología	58
3.2.2	Resultados y discusión	59
3.3	Análisis de las pasadas de AGILE sobre Sudamérica	64
3.3.1	Datos y metodología	64
3.3.2	Resultados y discusión	67
3.4	Conclusiones	74
	Referencias	77
4	Correlaciones de TGFs y rayos	79
4.1	Introducción	79
4.2	Datos y metodología	79
4.3	Resultados y discusión	82
4.3.1	Correlaciones	82

4.4 Conclusiones	97
Referencias	100
5 Rayos X asociados a rayos y tormentas	103
5.1 Introducción	103
5.2 Datos y metodología	104
5.3 Resultados y discusión	105
5.3.1 Líder positivo ascendente	105
5.3.2 Líder negativo ascendente	106
5.3.3 Líder negativo descendente	108
5.4 Radiación de fondo	114
5.5 Conclusiones	116
Referencias	119
6 Conclusiones	125
6.1 Aportaciones principales	126
6.2 Futuras líneas de investigación	128
Apéndices	131
A Gráficos de las correlaciones del Capítulo 4	133
B Analizador multicanal DP5G	199
C Modelo streamer de una dimensión	201
Referencias	211

1 | Introducción

El tema central de esta tesis es la observación de fenómenos de emisión de radiación de alta energía asociados a tormentas y rayos. A este campo relativamente moderno se le ha llamado física atmosférica de las altas energías, aunque es investigado tanto por físicos de las altas energías como por ingenieros eléctricos y meteorólogos. Las vías de investigación principales se dividen en cinco y son: la emisión de radiación X por rayos; emisión de radiación X por descargas de laboratorio de alta tensión; emisiones largas (más de 1 segundo) de radiación X por tormentas (*gamma ray glows*); emisiones cortas (menos de 1 milisegundo) de radiación gamma por rayos o tormentas conocidas como *Terrestrial Gamma ray Flash* (TGF); haces de electrones de altas energías emitidos por tormentas que se propagan siguiendo las líneas del campo magnético terrestre conocidos como *Terrestrial Electron Beams* (TEB).

Se puede considerar el nacimiento de este campo los trabajos del premio Nobel Charles Thomson Rees Wilson (*Wilson*, 1925, 1924). En estas publicaciones Wilson sentó las bases de lo que más tarde se llamó *runaway electrons*. Predijo que electrones acelerados por el campo eléctrico en el interior de las nubes de tormenta deberían ganar suficiente energía para vencer las pérdidas producidas por la interacción con el aire. Estos electrones se verían entonces acelerados hasta altas velocidades radiando energía. Muchas campañas y experimentos se desarrollaron con la intención de confirmar este fenómeno hasta los años 1990, pero los resultados no pudieron confirmar el fenómeno. Un ejemplo de uno de estos trabajos es *Suszcynsky et al.* (1996), del que además se recomienda la lectura porque resume de forma muy clara todas las investigaciones y trabajos previos en el campo.

Por conveniencia en esta tesis se utilizan los nombre en inglés de aquellos términos cuya traducción al castellano no es suficientemente precisa o consensuada.

1.1 Objetivos

Esta tesis se centra principalmente en el estudio de las emisiones de radiación X y gamma por rayos y tormentas. El objetivo principal es la identificación de las condiciones meteorológicas y de la actividad de rayos más favorables para la producción de TGFs. También se ha llevado a cabo el análisis de datos de correlaciones de rayos y tormentas asociados con TGFs. Finalmente también se investiga la radiación X observada desde suelo y relacionada con rayos y tormentas. Para ello, y en función de los datos a los que se tenía acceso, se han planteado los siguientes objetivos parciales:

- Comparar las distribuciones geográficas globales de TGFs y rayos.
- Comparar la distribución mensual y el ciclo diurno de TGFs y rayos en las tres regiones principales de producción de TGFs.
- Mediante el análisis de todas las pasadas del satélite de detección de TGFs AGILE sobre Sudamérica, comparar las situaciones con y sin detecciones para identificar las mejores condiciones meteorológicas para la producción de TGFs .
- Definir un criterio de correlación temporal entre TGFs y detecciones de rayos en VLF. Una vez seleccionadas las correlaciones discutir la posible relación entre TGF y detección VLF en función de los modelos y teorías actuales de producción de TGFs.
- Analizar las tormentas concretas asociadas a la detección de TGFs para determinar la fase de desarrollo de la tormenta, la extensión vertical y la extensión horizontal favorables para la generación de TGFs.
- Analizar los datos de coincidencias o no entre rayos y radiación de alta energía observada desde suelo para identificar el tipo de rayo más probable para la producción de alta energía.
- Determinar las posibles causas de los aumentos de radiación de fondo asociados a tormentas.

1.2 Contenidos de la Tesis

En el capítulo 2 de esta tesis se explican algunos conceptos importantes relacionados con las tormentas y el fenómeno del rayo necesarios para la lectura del documento. Se detallan también las observaciones principales y teorías desarrolladas referentes a los fenómenos de la física atmosférica de altas energías.

Los capítulos 3, 4 y 5 se centran en las investigaciones llevadas a cabo durante el desarrollo de esta tesis. El capítulo 3 presenta el análisis global de las distribuciones de TGFs y el análisis de las pasadas del satélite AGILE sobre Sudamérica. En el cuarto capítulo se presenta el criterio de correlación temporal entre TGFs y rayos, los casos identificados y el análisis de las tormentas asociadas. El capítulo 5 muestra los resultados de las observaciones de rayos y de radiación de alta energía realizadas en la torre del Nido del Águila (Catalunya - España).

Finalmente, en el capítulo 6 se presentan las conclusiones de esta tesis y se proponen futuras líneas de investigación relacionadas.

Referencias

Suszcynsky, D. M., R. Roussel-Dupre, and G. Shaw (1996), Ground-based search for X rays generated by thunderstorms and lightning, *J. Geophys. Res.*, *101*(D18), 23,505, doi:10.1029/96JD02134.

Wilson, C. T. R. (1924), The electric field of a thundercloud and some of its effects, *Proc. Phys. Soc. London*, *37*(1), 32D–37D, doi:10.1088/1478-7814/37/1/314.

Wilson, C. T. R. (1925), The Acceleration of β -particles in Strong Electric Fields such as those of Thunderclouds, *Math. Proc. Cambridge Philos. Soc.*, *22*(04), 534–538, doi:10.1017/S0305004100003236.

2 | Generalidades

2.1 Tormentas y rayos

El fenómeno natural del rayo ha fascinado a la humanidad desde tiempos muy antiguos, entre otras cosas por su gran poder y capacidad de destrucción. Es precisamente la gran capacidad de destrucción lo que llevó a la invención del primer sistema de protección contra el rayo, conocido como "punta de Franklin", en 1752. Fue en ese año cuando se tuvo la primera prueba experimental de que las nubes de tormenta contenían electricidad. En este experimento, que se llevó a cabo en Francia aunque fue propuesto por James Benjamin Franklin en Estados Unidos, se observaron pequeños chispazos en una barra de hierro aislada del suelo en presencia de una tormenta. Se recomienda la lectura de *Rakov and Uman* (2003) (Capítulo 1) para una revisión histórica del fenómeno.

En la última mitad del siglo XIX y primera mitad del XX se desarrolló la fotografía y espectroscopía de rayos. Uno de los instrumentos más importantes fue la cámara Boys que se basaba en un sistema de lentes en movimiento (*Boys, 1927*). Esta cámara permitió observar, por ejemplo, que los rayos negativos nube-tierra están formados al menos por un canal descendiente llamado líder (*downward leader*) y la subsiguiente descarga de retorno ascendente (*return stroke*). Por otro lado, en la primera mitad del siglo XX también se realizaron las primeras medidas de la corriente del rayo y de la estructura eléctrica de las nubes de tormenta (*Simpson and Scrase, 1937; Simpson and Robinson, 1941*). A continuación se presenta una breve revisión de los conceptos básicos referentes a las tormentas y al rayo. Para profundizar en estos temas se recomiendan las lecturas de *Rakov and Uman* (2003) (Capítulos 1-9) y *MacGorman and Rust* (1998) (Capítulos 3-8).

2.1.1 Formación de las nubes de tormenta

El elemento principal para la formación de tormentas es sin duda la convección en un entorno de inestabilidad atmosférica. Veamos cómo se define la inestabilidad atmosférica. La convección se encarga de restablecer la estabilidad en la troposfera mediante el transporte vertical de calor. La troposfera es la capa de la atmósfera que está en contacto con la superficie terrestre. Su altura varía mucho puesto que va de los 7 km en los polos a los 17 km en el ecuador. Se caracteriza además por tener un perfil decreciente de la temperatura con la altura. Los dos ingredientes principales para la existencia de convección son la humedad y el empuje. El empuje se da en la situación en que una parcela de aire caliente tiene una densidad ρ_1 menor que la del aire circundante ρ_2 . De este modo aparece un gradiente vertical de presiones que no se compensa con la fuerza de la gravedad, provocando el ascenso de la parcela con una aceleración a que depende directamente de la diferencia de densidades o de la diferencia de temperaturas:

$$a = g \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} = g \frac{T_{v_2} - T_{v_1}}{T_{v_1}} \quad (2.1)$$

T_v es la temperatura virtual, que es la temperatura que tendría el aire seco en las mismas condiciones de presión y densidad. A medida que la parcela sube se va enfriando hasta que queda en equilibrio con la temperatura del ambiente. En este punto el empuje se anula. La altura a la que esto sucede se llama nivel de equilibrio (*Equilibrium Level*, EL). El segundo elemento importante en la convección es la humedad que depende de la cantidad de vapor de agua. Si la parcela contiene vapor de agua y durante el ascenso se enfría lo suficiente para llegar a la saturación, parte del vapor se condensa en gotas de agua. En este proceso se libera calor latente y la parcela se enfría, con lo que el empuje sobre la parcela aumenta de nuevo. Es muy importante el momento en que se atraviesa la isoterma de 0°C . En este punto parte de las gotas de agua se congelan, pero muchas otras, que suelen ser las más pequeñas, siguen siendo líquidas a temperaturas incluso por debajo de los 0°C . Esta región en la que coexisten partículas de agua congelada y gotas de agua líquida, que puede llegar hasta la isoterma de -40°C , se llama región de fase mixta o *mixed phase region*.

Tabla 2.1: Inestabilidad atmosférica en función del valor de CAPE

CAPE (J/kg)	Inestabilidad
0	Estable
0-1000	Marginalmente inestable
1000-2500	Moderadamente inestable
2500-3500	Muy inestable
>3500	Extremadamente inestable

Con estos conceptos veamos como se puede determinar la inestabilidad atmosférica. Un buen modo es mediante el cálculo de la Energía Potencial Convectiva Disponible (*Convective Available Potential Energy*, CAPE), que como nos indica el nombre es un indicador de la cantidad de energía potencial de que dispone una parcela de aire para ser elevada. Esta se calcula mediante la integración de la aceleración de empuje entre el nivel de convección libre (*Level of Free Convection*, LFC), que se define como la altura a la que una parcela de aire que asciende se torna más cálida que la atmósfera circundante y experimenta empuje convectivo, y el nivel de equilibrio (EL):

$$CAPE = \int_{LFC}^{EL} g \frac{T_{v_2} - T_{v_1}}{T_{v_2}} dz \quad (2.2)$$

En función del valor de la CAPE, que se suele dar en unidades de J/kg, se puede definir la inestabilidad atmosférica como se muestra en la tabla 2.1.

2.1.2 Desarrollo de las nubes de tormenta

Respecto al desarrollo de la tormenta, podemos ver en la figura 2.1 las tres fases típicas en la vida de una tormenta que son la fase de *cúmulo*, la de *madurez* y la de *disipación* (*MacGorman and Rust*, 1998, Capítulos 7 y 8).

La etapa *cúmulo* o de desarrollo es aquella que se inicia por la convergencia de distintas parcelas de aire ascendente que convergen en una sola corriente ascendente en toda la célula, pudiendo llegar a los 30 m/s. En este momento empieza a llenarse la nube de partículas de agua y hielo. Algunas de las partículas son suficientemente grandes

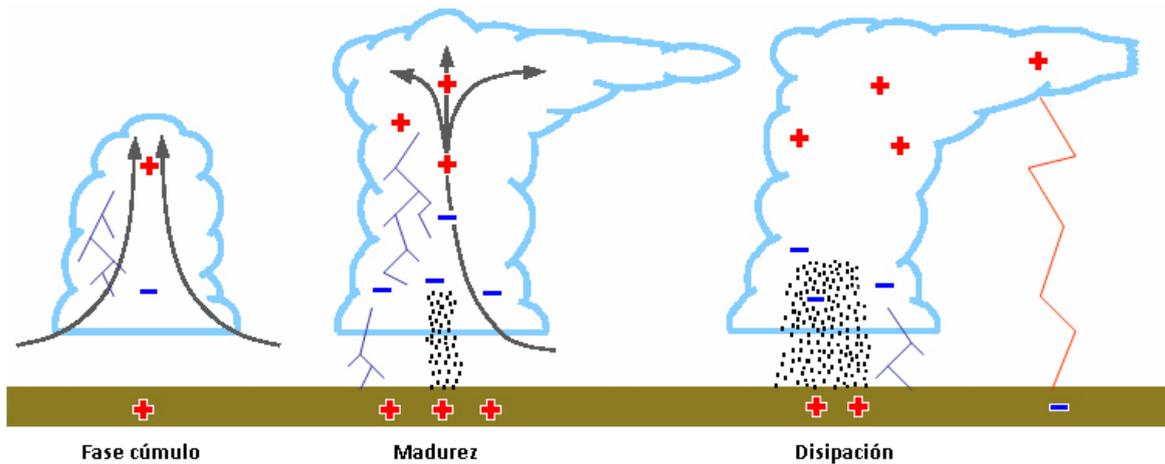


Figura 2.1: Fases de una tormenta (Fuente: Servei Meteorològic de Catalunya (meteocat.cat))

para precipitar. En esta fase ocurren los primeros rayos, sobre todo intra-nube, y la actividad de estos va creciendo poco a poco.

Se puede considerar que la etapa de *madurez* se inicia con la precipitación. En esta etapa la tormenta alcanza su máxima altitud y extensión vertical. También aparecen corrientes descendentes que producen flujos de aire a nivel de suelo. Además, si la nube alcanza la tropopausa (límite superior de la troposfera), la parte superior se extiende horizontalmente formándose un forma similar a la de un yunque. En esta fase empiezan los primeros rayos nube-suelo y la actividad total de rayos es máxima.

Finalmente, en el momento en que desaparecen las corrientes ascendentes y quedan sólo las descendentes, se inicia la etapa de *disipación* que enfría la nube. Cuando finaliza la precipitación así como estas corrientes, se completa esta etapa con el retorno de la temperatura de la nube a la temperatura ambiente y el final de la tormenta.

La convección o el ascenso del aire también se puede dar de forma forzada. Una de las maneras es mediante la orografía, es decir, cuando el aire se ve obligado a ascender al encontrarse con un obstáculo geográfico como puede ser una montaña. Si las condiciones del aire son las adecuadas se pueden formar tormentas. Otro mecanismo es mediante la interacción de frentes, es decir, el encuentro entre dos grandes masas de aire a distintas temperaturas que provoca el ascenso del aire caliente.

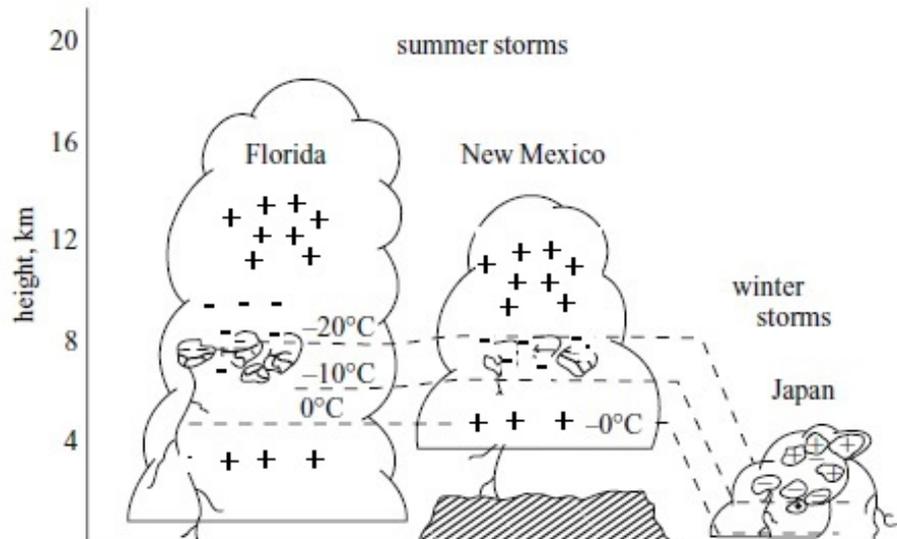


Figura 2.2: Representación esquemática de las localizaciones verticales de los centros de carga en diferentes en tres localizaciones distintas: Florida, Nuevo México y Japón (*Krehbiel, 1986*)

2.1.3 Estructura eléctrica y mecanismos de electrificación

La estructura eléctrica de la tormenta se ha estudiado desde principios del siglo XX. *Wilson* (1920) describió la estructura eléctrica de la nube como un dipolo, con una región de carga positiva en la parte superior y otra de carga negativa en la parte inferior. Sin embargo, más adelante, mediante la medida de campo eléctrico a través de sondeos, los trabajos de *Simpson and Scrase* (1937) y *Simpson and Robinson* (1941) fueron capaces de determinar una estructura tripolar que consta de una región de carga positiva en las capas superiores de la nube, otra región de carga negativa en la parte media y una tercera región de carga positiva mucho menor que las otras dos en la base de la nube. En la figura 2.2 podemos ver algunos ejemplos de esta estructura tripolar para tormentas en distintas zonas y épocas del año. Para llegar a esta estructura es necesario que la nube se electrifique mediante algún proceso. Existen tres mecanismos de electrificación diferenciados que son: el convectivo, el inductivo y el no inductivo. En este apartado se explica el proceso físico en que se basan aunque hay diferentes teorías para cada uno de ellos (*MacGorman and Rust, 1998, Capítulo 3*).

El mecanismo convectivo se basa en la suposición que existe una relación entre la convección y el proceso de electrificación de la nube de tormenta. Se propone que las fuertes corrientes convectivas ascendentes transportan iones positivos atrapados en la

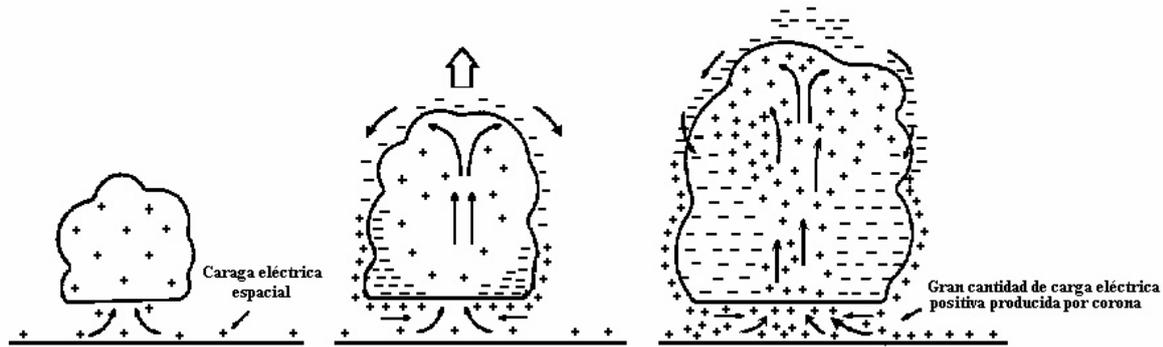


Figura 2.3: Esquema representativo del mecanismo convectivo de electrificación de la nube (MacGorman and Rust, 1998, Capítulo 3)

base de la nube por gotas de agua hacia capas superiores. En estas capas superiores se acumulan cargas negativas alrededor de la nube atrapadas por las partículas que la delimitan formando una pantalla eléctrica llamada *screening layer*. Estas cargas serían entonces absorbidas por corrientes descendentes acumulándose en las capas bajas. Algunas de los trabajos referentes a este mecanismo son los publicados por Vonnegut (1953), Vonnegut, B. and Botka (1959), Vonnegut (1963) y Moore and Holden (1989). En la figura 2.3 se ilustra este proceso.

El mecanismo de inducción es una de las teorías de electrificación de tormentas que primero se propuso (Elster and Geitel, 1913). En la figura 2.4 se muestra un esquema. En el mecanismo inductivo se supone que una partícula de agua cae en el seno del campo eléctrico de la nube de tormenta de modo que la carga de la partícula queda polarizada en sentido contrario. Partículas de agua más pequeñas que se mueven en dirección contraria transportadas por corrientes convectivas pueden colisionar con la partícula que desciende arrancándole parte de la carga positiva. De este modo se tiene que partículas con carga neta positiva se dirigen a las capas superiores mientras que partículas con carga neta negativa se mueven hacia la base de la nube. Este proceso se extendió a colisiones entre cristales de hielo y graupeles (bolitas de granizo) (Muhler-Hillebrand, 1954; Latham and Mason, 1962) y entre graupeles y gotas de agua de la nube (Aufdermaur and Johnson, 1972). Jennings (1975) sugirió que este proceso debía trabajar conjuntamente con otros puesto que no es capaz de producir todo el campo eléctrico observado durante una tormenta. Además, se demostró que no explica la

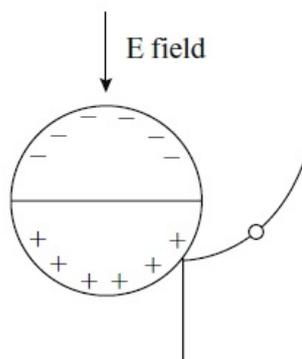


Figura 2.4: Esquema representativo del mecanismo inductivo de electrificación de la nube (Cooray, 2003, Capítulo 2)

existencia de partículas cargadas en edades tempranas de la tormenta (Marshall and Winn, 1982) ni la recuperación del campo eléctrico entre rayos (Winn et al., 1986). El último mecanismo, el no inductivo, se diferencia de los otros dos en que no requiere de un campo eléctrico externo. También se le conoce como *Graupel-ice mechanism* (Rakov and Uman, 2003, Capítulo 3). Un graupel que precipita captura gotas de agua de super-enfriadas que se congelan en su superficie mediante un proceso llamado *riming*. En este proceso de descenso, dependiendo de la temperatura de la parte de la nube en la que se encuentra la partícula, se produce transferencia de carga positiva o negativa entre el graupel y las partículas de hielo o gotas de agua de alrededor, en función de la temperatura ambiente T y del contenido de agua. La figura 2.5 muestra un esquema de este proceso. Algunas de la teorías propuestas sobre este proceso de transferencia de carga son las publicadas por Reynolds et al. (1957), Marshall et al. (1978), Takahashi (1978) y Jayaratne et al. (1983).

2.1.4 Tipos de tormentas

En función de la zona geográfica y la época del año las tormentas tienen distintas características. A grandes rasgos se pueden identificar tormentas tropicales, tormentas de latitudes medias y tormentas de invierno.

Las tormentas de invierno se caracterizan porque la isoterma 0°C está muy cercana al suelo con lo que la nube de tormenta está completamente inmersa en la región de

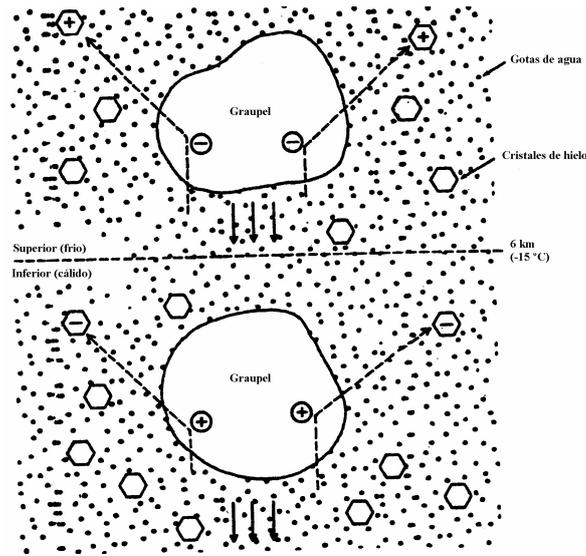


Figura 2.5: Esquema representativo del mecanismo no inductivo de electrificación de la nube de tormenta suponiendo $T = -15^\circ$ (Rakov and Uman, 2003, Capítulo 3)

fase mixta. Además, esto también provoca que la base de la nube esté muy cerca o en contacto con el suelo, con lo que la observación de rayos es difícil. Sin embargo está bien establecido que los rayos positivos prevalecen en este tipo de tormentas (Takeuti *et al.*, 1973).

Las tormentas de latitudes medias se caracterizan por tener una altura máxima de unos $\sim 12-14$ km, que es la altura de la tropopausa a estas latitudes. El origen de estas tormentas es, en muchas ocasiones, por el choque de frentes atmosféricos. Las tormentas tropicales se describen de forma más extendida en el siguiente apartado debido a que en gran parte de este trabajo se ha trabajado con datos de latitudes tropicales.

Por otro lado, las tormentas se pueden considerar, en función de su fuerza, como tormentas severas. El *U.S. National Weather Service* define las tormentas severas como aquellas que producen rachas de viento de más de 26 m/s o granizo con un diámetro de más de 1.9 cm.

Las tormentas se pueden clasificar también en función de su tamaño y duración como *multicell storms*, *supercell storms* o Sistemas Convectivos de Mesoescala (*Mesoscale Convective Systems*, MCS). Las *multicell storms* son simples agrupaciones de tormentas en diferentes estados de evolución con corrientes ascendentes en cada una de ellas que pueden coexistir y ser secuenciales o no (Browning *et al.*, 1976). Las *multicell storms*

son células tormentosas individuales con duraciones de 2 a 6 horas y con corrientes ascendentes en rotación con velocidades por encima de los 40 m/s (*Browning*, 1965). Finalmente, los MCS son un grupo de tormentas que interactúan entre ellas de modo que pueden tener extensiones horizontales de más de 2000 km y duraciones de más de 6 horas. *Zipser* (1982) definió los MCS bajo cuatro características: deben ser un grupo de tormentas, deben tener una duración superior a las 2 horas, la parte superior del yunque de las tormentas individuales se separa y las corrientes descendentes se pueden combinar para formar una zona de aire frío descendente en la baja troposfera.

2.1.5 Tormentas tropicales

El comportamiento general de la atmósfera en zonas tropicales viene determinado por una circulación cerrada de aire conocida como célula de Hadley. Esta circulación de aire está dominada por corrientes de aire del nordeste y sudeste como consecuencia del efecto Coriolis. Estas corrientes de aire provenientes de latitudes medias se encuentran cerca del ecuador obligando al aire húmedo y caliente a ascender estimulando la condensación y formación de nubes. Cuando llega a la tropopausa, este aire se desplaza hacia las latitudes medias donde desciende. La zona en que se produce el ascenso de aire es la llamada Zona de Convergencia Intertropical (*Intertropical Convergence Zone*, ITCZ). La ITCZ se mueve latitudinalmente a lo largo del año como consecuencia del movimiento aparente del Sol respecto de la Tierra, de modo que se sitúa en su posición más al norte en los meses de junio a agosto y en su posición más al sur en los meses de diciembre a febrero. Esta migración estacional es lo que provoca la existencia de las estaciones de lluvia o secas en las latitudes tropicales. En las tormentas muy cercanas, o en el interior de la ITCZ, la actividad de rayos es relativamente modesta con valores de CAPE que pueden llegar a los 1000 J/kg. Sin embargo, para las tormentas relativamente desplazadas de la ITCZ se puede llegar a valores de CAPE de más de 3000 J/kg y a una actividad de rayos de 60 rayos por minuto (*Cooray*, 2003)(Capítulo 1). La altitud máxima de las tormentas puede llegar a ser de 17 km.

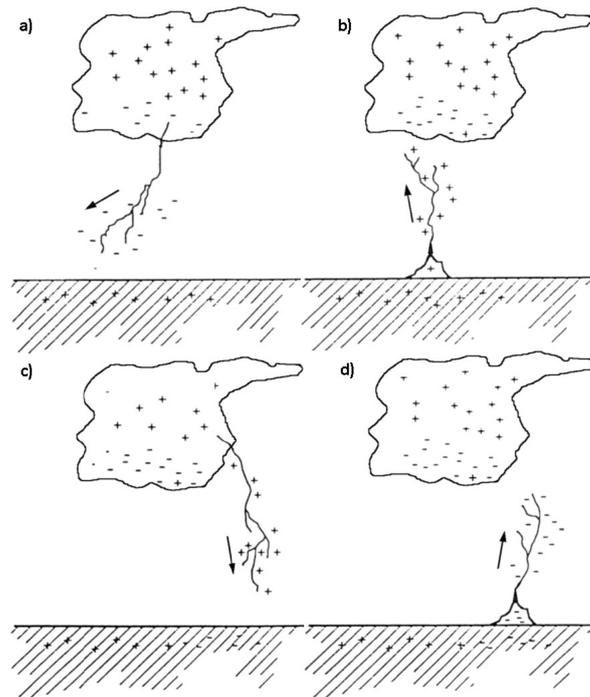


Figura 2.6: Clasificación de los rayos CG según Berger. a) Rayo negativo descendente, b) rayo negativo ascendente, c) rayo positivo descendente y d) rayo positivo ascendente (*Berger*, 1978)

2.1.6 El rayo

¹ En este apartado se describen brevemente el tipo de descargas eléctricas que suceden en una tormenta y algunas de sus características. Los primeros rayos que suelen aparecer en una célula tormentosa ocurren en el interior de la nube (intra-nube o *intracloud*, IC) o entre dos nubes (nube-nube o *cloud-to-cloud*, CC). Al cabo de unos minutos empiezan a aparecer las descargas entre la nube y el suelo (nube-tierra, *cloud-to-ground*, CG). La mayoría de rayos que ocurren, alrededor del 90%, son de tipo IC, mientras que el 10% restante son CG. La mayoría de CG transfieren carga negativa de la nube al suelo. Una forma de clasificar los CG es como lo hizo *Berger* (1978) según se indica en la figura 2.6. Hay cuatro tipos de rayos CG y se clasifican en función de si son ascendentes o descendentes, es decir el sentido de la transferencia de carga, y de la polaridad. El inicio de cualquier rayo es una descarga preliminar de ruptura, *preliminary breakdown* (PB) o *initial breakdown* (IB). El campo eléctrico para que se produzca

¹Se recomienda para una ampliar conocimientos y ver las teorías desarrolladas las lectura de *Rakov and Uman* (2003)

esta descarga de ruptura debería ser alrededor de $3 \cdot 10^6 \cdot \rho_{air}$ V/m (*Raether*, 1964) (ρ_{air} es la densidad del aire respecto la densidad del aire a nivel de mar en condiciones normales de presión y temperatura, 1 atm y 0). Sin embargo, las medidas de campo eléctrico en el interior de la tormenta han dado valores máximos de entre $3 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air}$ V/m y $6 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air}$ V/m. Por lo tanto, con los valores medidos a día de hoy de campo eléctrico en el interior de las nubes de tormenta no es posible que se inicie de forma natural una descarga eléctrica. La iniciación del rayo es todavía uno de los mayores problemas sin resolver de la física del rayo.

2.1.7 Los procesos *streamer* y líder

Supongamos un electrón libre situado en el seno de un campo eléctrico uniforme creado por dos electrodos planos, el cátodo negativamente y el ánodo positivamente. El electrón se mueve en dirección al ánodo en el sentido contrario de las líneas de campo. En su camino hacia el ánodo el electrón ionizará partículas de aire a su paso creando nuevos electrones libres que a su vez empezarán a moverse hacia el ánodo ionizando otras partículas y creando así nuevos electrones libres. Se forma entonces una avalancha de electrones. Debido a que la velocidad de los electrones es dos órdenes de magnitud mayor que la de las partículas ionizadas (10^7 m/s respecto 10^5 m/s) los electrones se acumulan en el frente de la avalancha mientras que las partículas ionizadas se pueden considerar estáticas. De modo que cuando la población de electrones alcanza un cierto valor se produce una distorsión del campo eléctrico debido a la separación de la carga. En este punto la avalancha avanza gracias al propio campo. Este proceso de avalancha con la correspondiente distorsión del campo se puede ver como una onda de ionización y es conocida como una descarga de tipo *streamer*. Este proceso fue descrito por primera vez por *Meek* (1940) y *Loeb and Meek* (1940) y desarrollada posteriormente por *Raether* (1964). Se recomienda también la lectura de *Raizer* (1991) (capítulos 1-5). En la figura 2.7 se muestra un esquema de una descarga tipo *streamer*. La zona con la acumulación de carga neta negativa se llama cabeza del *streamer*. En este caso en que los electrones se mueven en la misma dirección del avance de la cabeza del *streamer* se habla de *streamer* negativo. En el caso contrario, en que los electrones se mueven

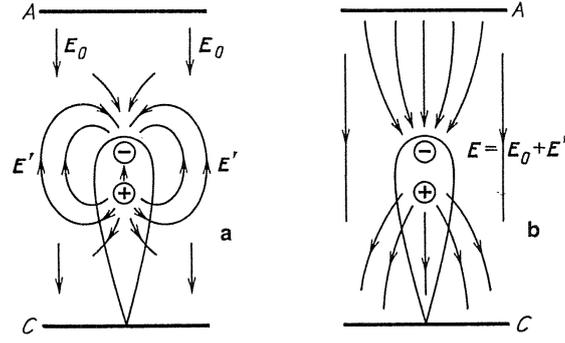


Figura 2.7: Avalancha tipo *streamer* entre dos electrodos planos (Raizer, 1991)

hacia la cabeza del *streamer*, es decir, en la dirección contraria al avance del *streamer*, la cabeza del *streamer* tendrá carga neta positiva y se habla de *streamer* positivo. Un método eficaz y sencillo para hacer una descripción de una descarga tipo *streamer* es utilizando un modelo cinético (Arrayás *et al.*, 2006). Este modelo se ha utilizado en esta tesis para realizar unas simulaciones en diferencia finitas y está explicado en el Apéndice C. Aquí se muestra como quedan las ecuaciones de evolución temporal para las densidades normalizadas de electrones, iones positivos y negativos y el campo eléctrico:

$$\frac{\partial n_e}{\partial \tau} = \nabla_{\mathbf{r}}(\mathbf{E}n_e + \nabla_{\mathbf{r}}^2(Dn_e)) + |\mathbf{E}| \cdot e^{-1/|\mathbf{E}|}n_e - \nu_a n_e - \nu_{ep}n_e n_p + S(z) \quad (2.3)$$

$$\frac{\partial n_p}{\partial \tau} = |\mathbf{E}| \cdot e^{-1/|\mathbf{E}|}n_p - \nu_{ep}n_e n_p - \nu_{np}n_n n_p + S(z) \quad (2.4)$$

$$n_n = n_p - n_e - \nabla_{\mathbf{r}} \cdot \mathbf{E} \quad (2.5)$$

$$\frac{\partial E}{\partial t} + En_e + \nabla_{\mathbf{r}}(Dn_e) = 0 \quad (2.6)$$

Una zona con muchos *streamers*, que se puede llamar corona, puede evolucionar en un líder o *leader*, que es un plasma cargado con una conductividad del orden de 10^4 S/m. La principal diferencia entre un líder y un *streamer* es que la conductividad del *streamer* es menor y el aire alrededor permanece como un aislante (Rakov and Uman, 2003, Capítulo 1).

Los modelos de *streamer* son muy importantes puesto que, como se verá en las siguientes secciones, existen teorías que proponen que la producción de electrones y radiación de alta energía tiene su origen en la cabeza de los *streamers* y los líderes. Algunos de estos

modelos son los propuestos por *Moss et al.* (2006) o *Celestin and Pasko* (2011).

2.1.8 Procesos del rayo

La descarga de ruptura

Como se ha indicado la descarga de ruptura y la iniciación del rayo es un fenómeno todavía sin resolver. Sin embargo existen múltiples investigaciones centradas en las emisiones de radio frecuencia durante los primeros 5-20 ms del rayo que se han asociado comúnmente al IB (*Shao and Krehbiel*, 1996). En general se caracterizan por un serie de pulsos (*IB pulses*, IBPs). Estos pulsos suelen ser bipolares con duraciones de 10-100 μ s (*Kitagawa and Brook*, 1960; *Krider et al.*, 1979; *Shao and Krehbiel*, 1996; *Betz et al.*, 2008). Los estudios más recientes muestran que el IB se inicia con un *break-down* positivo producido por *streamers* y una vez se acaba este proceso se inicia una líder negativo desde el inicio del canal positivo que se propaga en dirección contraria *Rison et al.* (2014).

A continuación se presentan brevemente los rayos CG descendentes, positivos y negativos, los rayos IC y los rayos iniciados artificialmente.

El rayo negativo CG descendente

Después de la descarga de ruptura, el proceso del rayo negativo descendente (-CG), continúa con la aparición de un líder de tipo escalonado o *stepped leader* (SL). El SL es un canal de plasma cargado negativamente que avanza desde el centro de carga negativo donde se ha producido la descarga de ruptura hacia el suelo en intervalos discretos de tiempo. Es por esta razón que se le conoce como SL. Cada avance o *step* suele tener una longitud de unos 50 m, una duración de unos 1 μ s y un intervalo de tiempo entre ellos de 50 μ s. La velocidad media del SL es de $2 \cdot 10^5$ m/s. Se trata pues, de un proceso que retira carga negativa de la nube y la deposita a lo largo de un canal conductor en pulsos de corriente de 1 kA. Se suelen producir ramificaciones del canal principal del SL que no llegan a contactar con el suelo. El proceso completo del SL suele tener una duración de unas decenas de milisegundo. En la figura 2.8 se

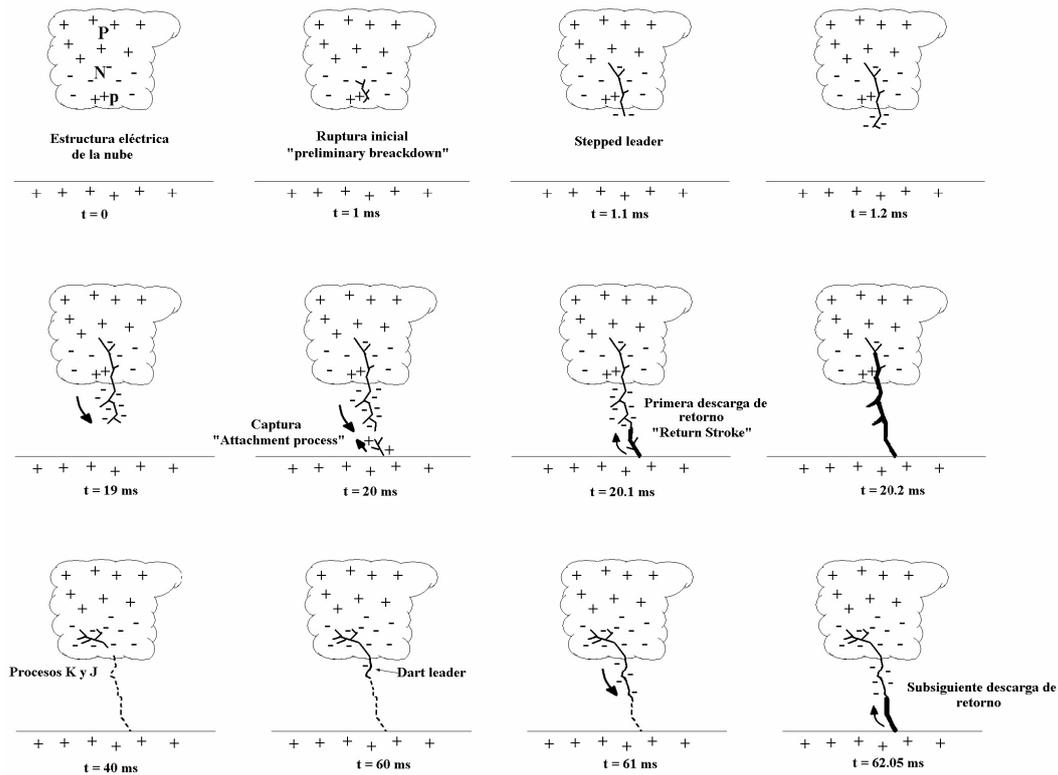


Figura 2.8: Evolución temporal de todos los procesos que se producen en una descarga CG negativa típica (adaptado de *Uman* (1980))

muestra la evolución temporal de una descarga CG negativa típica. Cuando el SL se aproxima a tierra, el campo eléctrico a nivel suelo supera el valor disruptivo del aire. Esto provoca la aparición de líderes ascendentes, sobretodo en objetos por encima del nivel suelo y de formas afiladas o puntiagudas, que pueden conectar con el SL. Este proceso de captura se conoce como *attachment process*. Cuando esto se produce se conecta el canal iniciado en la nube con el suelo y se inicia la descarga de retorno o *return stroke* (RS). El RS se puede entender como la propagación de una onda en una línea de transmisión que conecta la nube con el suelo y que transporta toda la carga situada a lo largo del SL y sus ramas hacia el suelo en forma de una fuerte corriente. El valor medio de la corriente es de unos 30 kA, con máximos de 100 kA, y de una duración de unas decenas de μs . Una vez finalizado el RS puede finalizar el rayo o puede continuar con otros procesos. En caso que continúe, el siguiente proceso es el conocido como *dart leader* (DL), un proceso similar al SL, pero continuo. Durante el RS y el DL se producen los procesos conocidos como *J-processes* y *K-processes* (o

recoil streamers). Básicamente son descargas transitorias en el interior de la nube que drenan carga hacia la zona superior del canal. Cuando el DL se acerca al suelo se produce de nuevo el *attachmente process* y una nueva descarga RS, conocida como *subsequent stroke*. El proceso del DL y el RS que lo sigue se puede repetir varias veces. Al número de RS que tiene un rayo se le llama multiplicidad. El pico de corriente del RS que sigue a un DL suele ser inferior al del primer RS. Otro proceso que se puede producir son las componentes de corriente continua. Pueden aparecer después del RS en el mismo canal y se trata de una corriente continua de centenares de amperios y una duración de decenas a centenares de milisegundos. Sobre esta componente continua suelen aparecer unas perturbaciones de unos pocos milisegundos de duración conocidas como *M-components*.

El rayo positivo CG descendente

El rayo positivo descendente (+CG) se caracteriza por transportar carga positiva de la nube al suelo (figura 2.6). Se inicia después de la descarga de ruptura también con un líder. Usualmente el líder de los +CG avanza de forma continua, aunque en algunos casos también lo hace a intervalos como el SL. Debido a que su ocurrencia es mucho menor que la de los -CG, se tiene un menor conocimiento de este tipo de rayo. Los líderes positivos se mueven hacia el suelo a una velocidad media de entre $4 \cdot 10^5$ m/s y $2.4 \cdot 10^6$ m/s, que aumenta cuando se acerca al suelo. Los electrones en este caso se mueven hacia la cabeza del líder. No suelen presentar ramificaciones. Como en el caso de los -CG, después del proceso de captura se produce el RS. En general, en los +CG se produce sólo un RS. La media de la intensidad de corriente de los +CG es como la de los -CG, alrededor de 30 kA, pero los valores máximos pueden llegar a los 300 kA. El RS de los +CG tiene típicamente componente continua. A pesar que los +CG tienen una ocurrencia mucho menor que los -CG existen cuatro situaciones en que su actividad puede superar a la de los -CG: la fase de disipación de una tormenta aislada, las tormentas de invierno, las regiones estratiformes de los MCS y algunas tormentas formadas sobre bosques en llamas o zonas contaminadas por humo.

El rayo intra-nube

Los rayos IC comprenden tres tipos de descarga que son las que suceden en el interior de una nube, entre dos nubes y entre la nube y el aire. Este tipo de rayo se ha estudiado mucho menos que los CG por la dificultad de obtener imágenes y de medir corrientes. Sin embargo el desarrollo de sistemas de localización de muy alta frecuencia (*Very High Frequency*, VHF) han permitido en los últimos años aumentar el conocimiento respecto este tipo de descargas eléctricas atmosféricas. Se cree que estas descargas se inician entre los centros de carga positivo y negativo principales de la nube y que se propaga en forma de bi-líder, un líder negativo ascendente hacia el centro de carga positivo y un líder positivo descendente hacia el centro de carga negativo. Esta etapa finaliza cuando se pierde la conexión entre los dos centros de carga. La siguiente etapa y final es un transporte de carga negativa desde regiones periféricas de la nube hasta la zona donde se inició la descarga que se llama *J-connection*.

Rayos iniciados por cohetes

Los rayos iniciados de forma artificial por cohetes se conocen como *rocket triggered lightning*. Se arrastra un cable conectado a tierra mediante un cohete lanzado en dirección vertical hacia una tormenta alcanzando varios centenares de metros como se muestra en la figura 2.9. Cuando el cable se encuentra a unos 300 metros de altura se inicia un líder positivo ascendente en la punta, que al conectar con la nube se convierte en una corriente continua. Cuando esta cesa por el mismo canal desciende un líder igual que el DL de los -CG seguido por un RS. Esta etapa es prácticamente igual que en un -CG. Una de las principales instalaciones para el estudio del rayo es el *International Center for Lightning Research and Testing* (ICLRT) de la *University of Florida* y el *Florida Institute of Technology* (Rakov et al., 2005).

2.1.9 Sistemas de localización de rayos

emisión de radiación tanto en LF/VLF como VHF

En esta tesis se han utilizado o se mencionan datos de distintas redes de localización de

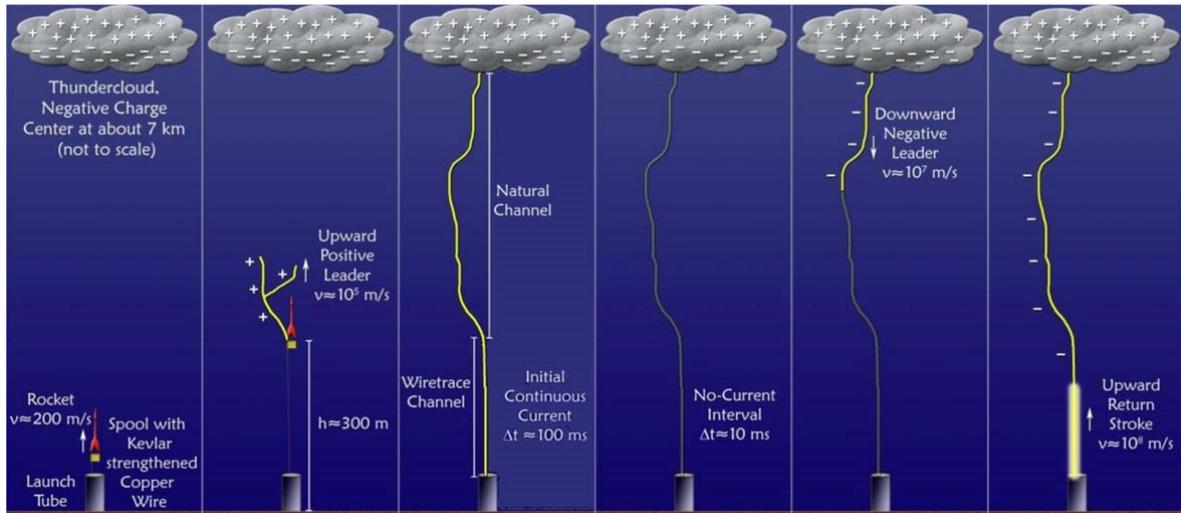


Figura 2.9: Esquema y procesos que ocurren durante un rayo iniciado por un cohete (*Dwyer and Uman, 2014*)

rayos. Por eso se hace una breve presentación de los métodos que utilizan para localizarlos. Primero, hay que tener claro que los distintos procesos del rayo emiten radiación electromagnética a distinta frecuencia. Los procesos tipo líder emiten principalmente en VHF mientras que los RS emiten principalmente en baja frecuencia (*Low Frequency, LF*) y muy baja frecuencia (*Very Low Frequency, VLF*). Los IB o IBPs emiten tanto en VHF como LF/VLF. Las señales emitidas en LF/VLF son comúnmente conocidas como *sferic* (*Rakov and Uman, 2003, Capítulo 13*). Los principales métodos utilizados para la localización de rayos son los siguientes:

- *Magnetic Direction Finding* (MDF): Se basa en 2 antenas circulares y ortogonales entre sí orientadas al nordeste y al suroeste que miden el campo magnético de la fuente mediante la tensión inducida en cada antena. De este modo se puede determinar la dirección de donde proviene el campo. Mediante la instalación de varias antenas se puede determinar la localización del rayo.
- *Time Of Arrival* (TOA): Formado por diversas antenas que mediante la determinación del tiempo de llegada de la señal electromagnética pueden localizar la fuente. Pueden trabajar en distintos rangos de frecuencia. Los que trabajan en VHF se usan principalmente para el análisis del desarrollo temporal y espacial de los rayos mientras que los que trabajan en VLF se usan principalmente para localizar la descarga de retorno (CG). El uso de una red de antenas MDF también

puede utilizar TOA para localizar.

- Interferometría (ITF): Se basa en diversas antenas separadas entre ellas múltiplos de la longitud de onda. Mediante la diferencia de fase entre la señales recibidas en cada antena, se localiza la elevación y el azimut de la fuente.
- Detección óptica desde satélites *Optical Imaging* (OI): Basado principalmente en la detección de luz desde sensores localizados en satélites.

Las redes usadas en esta tesis o de las que se ha hecho mención, el método de localización que utilizan y los rangos de frecuencia en que trabajan son los siguientes:

- *World Wide Lightning Location Network* (WWLLN): Red de detección de rayos en VLF que utiliza el método TOA aunque con alguna variación conocido como *Time Of Group Arrival* (TOGA) (*Dowden et al., 2002*).
- LINET es una red de detección de rayos desarrollada en la Universidad de Múnich que utiliza los métodos de TOA y MDF en rango de VLF (*Betz, 2004*).
- *Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques atmosfèriques* XDDE: Red de 5 interferómetro VHF (modelos: Vaisala LS8000 y Vaisala TLS200) operada por el *Servei Meteorològic de Catalunya*.
- *Lightning Mapping Array* (LMA) es una red de corto alcance que utiliza TOA en VHF (*Rison et al., 1999*)
- *Lightning Imaging Sensor/Optical Transient Detector* (LIS/OTD): Instrumentos ópticos de detección de rayos desde el espacio instalados en el satélite MicroLab-1 (*Christian, 2003*)

En esta tesis se han usado también datos de *Ebro Valley Laboratory*, además de participar en la instalación de instrumentos de observación (<http://lrg.upc.edu/facilities/ebro-valley>) (figura 2.10). Este observatorio de rayos se sitúa en el nordeste de España. Consta de una serie de cámaras para la observación de *Transient Luminous Events*

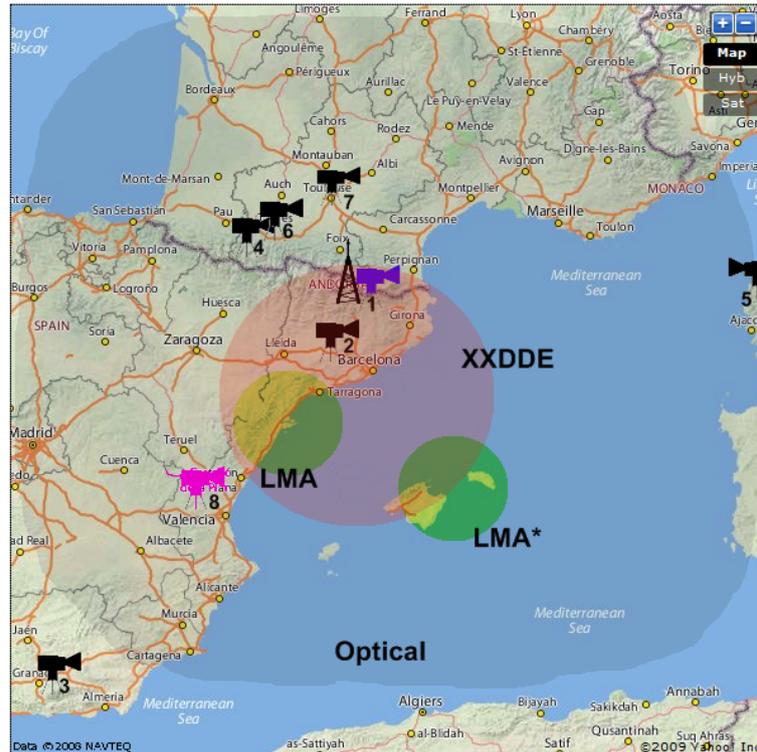


Figura 2.10: Localización geográfica del *Ebro Valley Laboratory* y situación de los instrumentos de observación.

(TLEs)² y rayos, una red LMA en el delta del Ebro, una torre instrumentalizada a gran altura para la observación de rayos naturales y alta energía y un interferómetro VHF 3D. Además se encuentra dentro del área de observación de LINET y de la red de detección de rayos de cuatro interferómetros VHF *Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques atmosfèriques* (XDDE) del Servicio Meteorológico de Catalunya que localiza en 2-D (altura y azimut) actividad IC.

2.2 Electrones *runaway*

2.2.1 Electrones *runaway* de Wilson

C.T.R. Wilson es especialmente conocido por la invención de la cámara de niebla o *cloud chamber* con la que descubrió la ionización de partículas en la atmósfera (*Wilson*,

²Los TLEs son unos tipos de descargas eléctricas que se producen por encima de las nubes tormentas a alturas entre los 20 y 100 km. Algunas de estas descargas son los *sprites*, *elves* o distintos tipos de *jets* (*Williams*, 2001)

1901). La observación de trazas de electrones en la cámara de niebla lo llevó a predecir los electrones *runaway* (*Wilson*, 1925). Estos electrones se verían acelerados por los campos eléctricos del interior de las tormentas de modo que la fuerza ejercida sobre ellos podría vencer la fuerza de frenado. Por lo tanto, se acelerarían alcanzando grandes velocidades emitiendo radiación de alta energía por efecto *bremsstrahlung*, que es la radiación de fotones resultante de la deceleración ejercida por los campos eléctricos de los átomos (*Bethe and Heitler*, 1934). Se recomienda la lectura del artículo publicado por *Williams* (2010), en el que se revisan las publicaciones de C.T.R. Wilson referentes al tema de los electrones *runaway*.

Una partícula cargada que atraviesa un medio pierde a su paso energía al interactuar con el mismo. Puede perder energía por ionización (transferencia de parte de su energía a los electrones de los átomos del medio) o por efecto *bremsstrahlung*. La frecuencia de la radiación emitida por efecto *bremsstrahlung* depende directamente de la energía cinética perdida por la deceleración. Así pues, las partículas cargadas que atraviesan un medio sienten una fuerza que las frena a la que llamamos fuerza de frenado f y que depende de la energía cinética de las partículas. En el caso de los electrones, si tienen una energía cinética $k < 10$ MeV, la fuerza de frenado está dominada principalmente por la ionización mientras que para energías $k > 10$ MeV por el efecto *bremsstrahlung*. *Bethe and Heitler* (1934) determinaron que las partículas tienen una energía mínima para poder interactuar mediante ionización con el medio. En el caso de los electrones esta energía es de 1 MeV, y la fuerza de frenado que experimentan en este caso la fuerza mínima de frenado que experimenta por ionización, $f_{min} = 2.18 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air}$ eV/m. En este caso si encuentran en el seno de un campo eléctrico de $E_b = 2.18 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air}$ V/m, este ejerce una fuerza sobre los electrones eE_b igual a la fuerza de frenado con lo que perderán toda su energía y se acabarán frenando. A este campo se le llama campo de equilibrio o *breakeven field*. Recordemos del apartado anterior que campos eléctricos de esta magnitud e incluso superior han sido medidos en el interior de nubes tormenta. La fuerza total experimentada por los electrones será por lo tanto la diferencia entre la fuerza de frenado f y la fuerza ejercida por el campo: $F = eE - f$. Por lo tanto, podemos ver que para electrones suficientemente energéticos acelerados en el seno de

campos eléctricos en el interior de nubes de tormenta se pueden dar dos situaciones:

- $E < E_b$. En este caso, como f_{min} es la mínima fuerza de frenado que puede experimentar un electrón, la fuerza neta que experimenta es $F < 0$ con lo que acaba perdiendo toda la energía.
- $E > E_b$. En este caso, como la fuerza de frenado f depende de la energía cinética inicial del electrón, podrá ser mayor o menor que la fuerza ejercida por el campo eléctrico. Si $F = eE - f < 0$, el electrón, igual que en el caso anterior pierde toda su energía. Pero si $F = eE - f > 0$ el electrón experimenta una fuerza neta positiva por lo que va a ganar energía en su camino en el seno del campo eléctrico. A estos electrones se les llama *runaway electrons*.

En la figura 2.11 se muestra un resumen de estas situaciones en un gráfico de la fuerza neta F experimentada para un electrón en el seno de un campo eléctrico E en función de la energía cinética inicial k . Se muestra también el valor de la fuerza ejercida por el campo eléctrico eE . Vemos pues como para que un electrón pueda ser *runaway* se debe encontrar en el seno de un campo eléctrico $E > E_b$ y que $eE - f > 0$. Esto se da siempre que la energía cinética inicial del electrón sea $k > k_{th}$. Estos electrones con grandes energías cinéticas son llamados *seed electrons*. Pueden ser generados mediante fuentes externas, como los rayos cósmicos o decaimiento radiactivos, o por el llamado *thermal runaway* o *cold runaway*. En este trabajo lo llamaremos *thermal runaway*. El *thermal runaway* (Moss et al., 2006) es la creación de electrones *runaway* sin la participación de efectos externos como pueden ser las colisiones con otras partículas de alta energía. Esto sucede para campos eléctricos por encima de $E_c \sim 3 \cdot 10^7 \cdot \rho_{air}$ V/m (figura 2.11). Este campo es 10 veces superior al campo de ruptura del aire y puede existir en periodos muy breves de tiempo en las puntas de los líderes (Raether, 1964).

2.2.2 *Relativistic Runaway Electron Avalanche*

Gurevich et al. (1992) mostró que añadiendo el proceso de la dispersión de Moller (*Moller scattering*), que son procesos de dispersión por la interacción entre dos electrones, se produce una reacción de avalancha y muchos más electrones *runaway* son

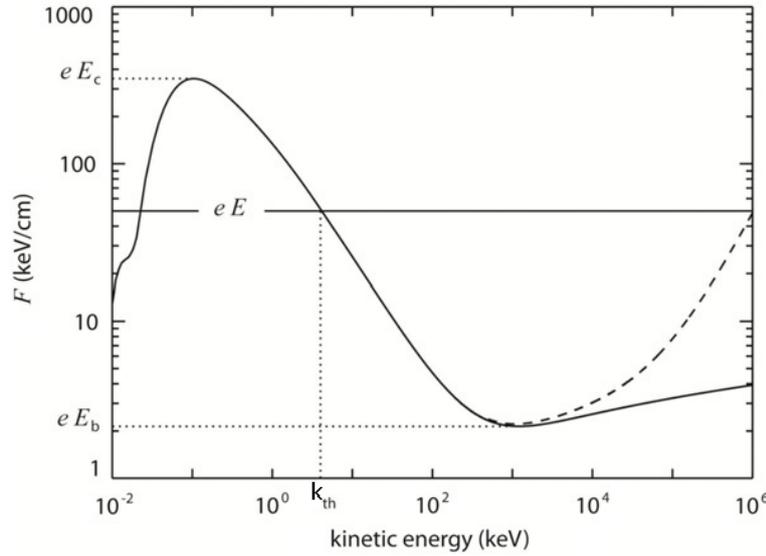


Figura 2.11: Fuerza de frenado efectiva F que sufre un electrón con una energía cinética inicial k en el aire en condiciones estándar de temperatura y presión (0° C y 10^5 Pa) en el seno de un campo eléctrico E (Dwyer et al., 2004)

producidos por cada electrón *runaway* inicial³. Este proceso fue llamado *Relativistic Runaway Electron Avalanche* (RREA) (Gurevich et al., 1992). Muchos han sido los trabajos de simulación que se han llevado a cabo sobre el proceso de RREA. Se ha mostrado que si se introducen los procesos de *Moller scattering* y la dispersión de Coulomb (*Coulomb scattering*, dispersión de los electrones por la interacción con los núcleos atómicos), las trayectorias de los electrones no son lineales. Esto provoca que el umbral del campo eléctrico para la producción de electrones *runaway* y RREA es un 30% mayor que el *breakeven field* E_b . Este campo umbral o *threshold* es $E_{th} = 2.84 \cdot 10^5 \cdot \rho_{air}$ V/m. En la figura 2.12 se muestra la simulación de una avalancha completa. Se observan las trayectorias de los electrones *runaway* en el seno de un campo eléctrico vertical hacia abajo de 375 kV/m (entre las dos líneas verticales) iniciado por 10 electrones. Se puede ver como a partir de 10 electrones se produce la avalancha y se crean muchos más electrones *runaway*. Algunas de las características principales de una avalancha RREA son la longitud de la avalancha o el espectro de energías de los electrones. La

³Parece que Wilson, en 1925 ya se dio cuenta de este efecto, llamándolo *snowball effect* (Williams, 2010)

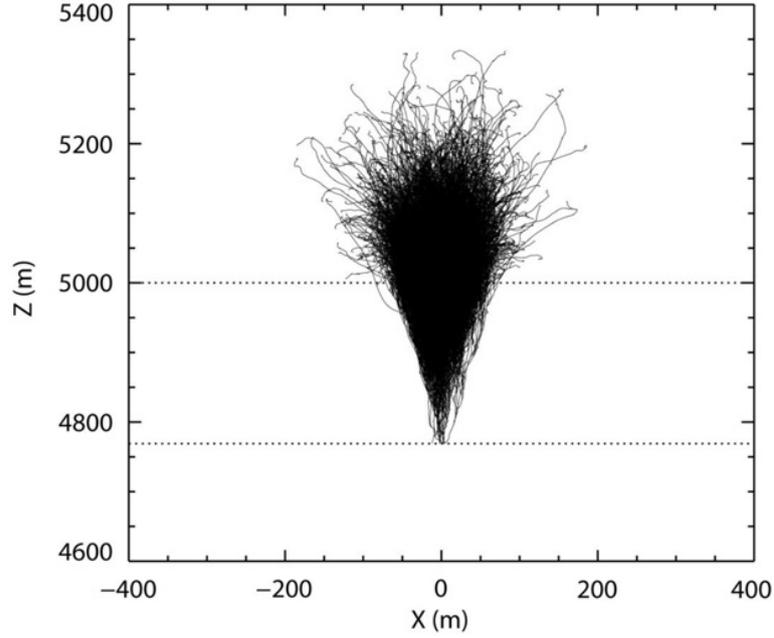


Figura 2.12: Simulación de Monte Carlo de una avalancha de electrones RREA en el seno de un campo eléctrico de 375 kV/m (entre las dos líneas punteadas horizontales y hacia abajo) en el interior de una nube a 5 km de altitud. Las líneas negras son las trayectoria de los electrones (*Dwyer et al.*, 2010).

longitud de la avalancha, λ , se ha estimado que es (*Dwyer*, 2003):

$$\lambda \approx \frac{7.3 \text{ MeV}}{eE - f_{min}} \quad (2.7)$$

En la figura 2.13 se muestran los resultados para distintas simulaciones. El número de electrones *runaway* en una avalancha viene descrito por una a ley exponencial (*Dwyer and Cummer*, 2013),

$$dN_{RREA} = N_0 \frac{dz}{\lambda} \quad (2.8)$$

de modo que el número total de electrones *runaway* para una avalancha que empieza en una longitud 0 y termina en L partiendo de un número inicial de electrones *runaway* N_0 es:

$$N_{RREA} = N_0 \exp\left(\int_0^L \frac{dz}{\lambda}\right) \quad (2.9)$$

Si consideramos que la energía ganada por una electrón *runaway* que recorre una distancia z en el seno de un campo eléctrico constante es $\kappa = z(eE - f)$ y que el número de electrones que atraviesan una distancia entre z y $z + dz$ es $N_0 \exp((L - z)/\lambda) Dz/\lambda$,

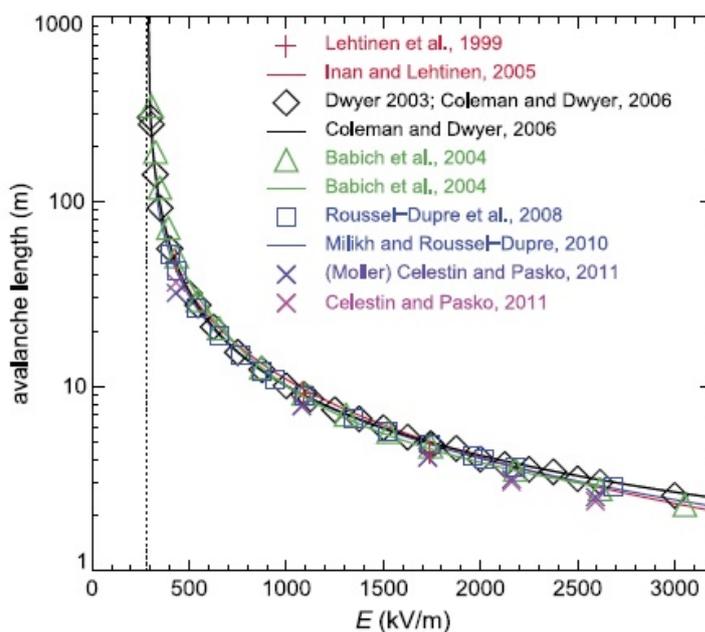


Figura 2.13: Resultados de distintas simulaciones para la longitud de avalancha (*Dwyer et al., 2012*).

se puede determinar el número de electrones por unidad de energía (el espectro) de la siguiente forma:

$$\frac{N_{RREA}}{d\kappa} = \frac{N_{RREA}}{7.3 \text{ MeV}} \exp\left(\frac{-\kappa}{7.3 \text{ MeV}}\right) \quad (2.10)$$

En la figura 2.14 se muestran los resultados de simulaciones de distintas publicaciones para el espectro de los electrones *runaway*.

2.2.3 Relativistic Feedback

Dwyer (2003) introdujo un elemento en el proceso RREA de modo que la creación de electrones *runaway* sería mucho mayor por la creación de múltiples avalanchas. Se trata de tener en cuenta la creación de positrones y fotones y la interacción de estos con los electrones *runaway* y el aire. Los fotones podrían crear nuevos electrones *runaway* en su avance, y parte de ellos podrían propagarse hasta el inicio de la avalancha y producir nuevos electrones *runaway* que iniciarían nuevas avalanchas. Con la creación de positrones por la descomposición de fotones en un electrón y un positrón se podría dar la misma situación. Estos procesos se llaman respectivamente llamados *X-ray feedback* y *positron feedback*. El nombre del proceso global es *relativistic feedback* y se

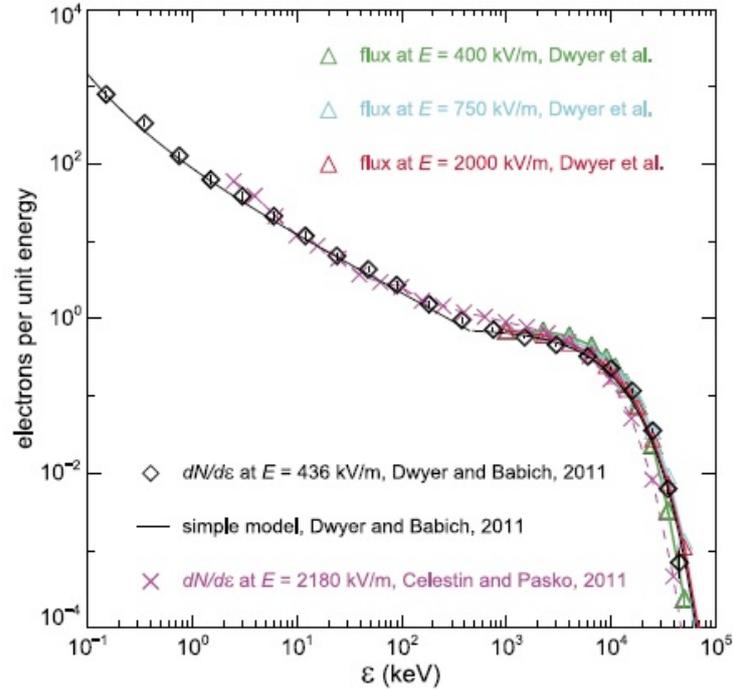


Figura 2.14: Resultados de las simulaciones de Monte Carlo para distintos modelos del espectro de energía de los electrones producidos por RREA (Dwyer et al., 2012).

muestra en la figura 2.15.

2.3 Observaciones de TGFs

2.3.1 BATSE

El *Compton Gamma Ray Observatory* (CGRO) era un observatorio espacial de la *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) que orbitaba a 450 km de altitud, con una inclinación de 28° con cuatro instrumentos dedicados al estudio de emisiones de alta energía espacial y que estuvo activo entre los años 1991 y 2000. Sorprendentemente, uno de estos instrumentos, el *Burst and Transient Source Experiment* (BATSE) realizó unas medidas de unas emisiones de radiación gamma muy breves provenientes de la Tierra. Estas son las primeras detecciones de TGFs (Fishman et al., 1994). Este instrumento consistía en ocho módulos de observación idénticos, cada uno de ellos localizado en cada una de las esquinas del satélite, formados por un detector de NaI(Tl) de unos 2000cm^2 de área sensitivos a fotones de 20 keV a 2 MeV. El espectro de los TGFs

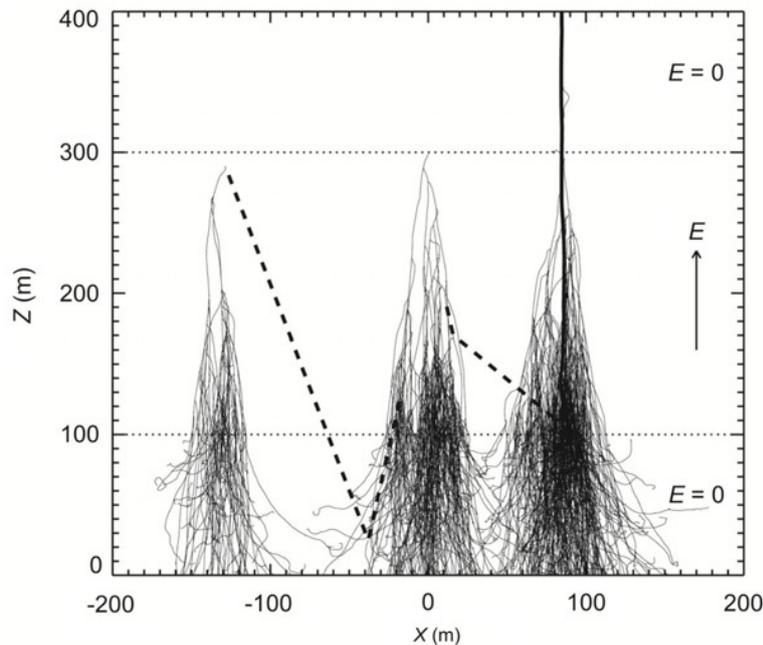


Figura 2.15: Ejemplo de una avalancha RREA y las subsiguientes avalanchas por *relativistic feedback mechanism*. Las líneas negras representan las trayectorias de los electrones *runaway*, las líneas a trazos trayectoria de fotones y la línea negra vertical un positrón (Dwyer, 2003).

observados por BATSE es muy diverso, con eventos de 1 hasta 7 pulsos y duraciones de menos de 10 ms. En la figura 2.16 se muestran los perfiles de los TGFs observados por BATSE reportados en *Fishman et al.* (1994). En este artículo, *Fishman et al.* (1994) ya indicó la asociación entre los TGFs y las tormentas. Debido a que algunos de los fotones que llegaban a BATSE tenían energías por debajo de 50 keV se propuso que los TGFs deberían ser producidos a alturas por encima de los 30 km lo que llevó a relacionarlos directamente con los *sprites*, descubiertas sólo unos años atrás (*Franz et al.*, 1990).

Más tarde, *Inan et al.* (1996) reportó dos tormentas activas muy cerca a dos TGFs detectados por BATSE, además que en uno de los casos un *sferic* ocurrió en ± 1 ms del tiempo del TGF. *Cohen et al.* (2006) reportó tres nuevos casos de coincidencia entre *sferics* y TGFs de los 76 TGFs detectados por BATSE en sus nueve años de vida. *Cohen et al.* (2006) indicó también que en los casos en que se da coincidencia entre TGF y una descarga eléctrica, el TGF ocurre entre 1 y 3 ms después del *stroke*. Como consecuencia de este descubrimiento se desarrollaron algunas teorías que pudieran explicar el origen de este fenómeno. La relación con rayos, y en concreto con los

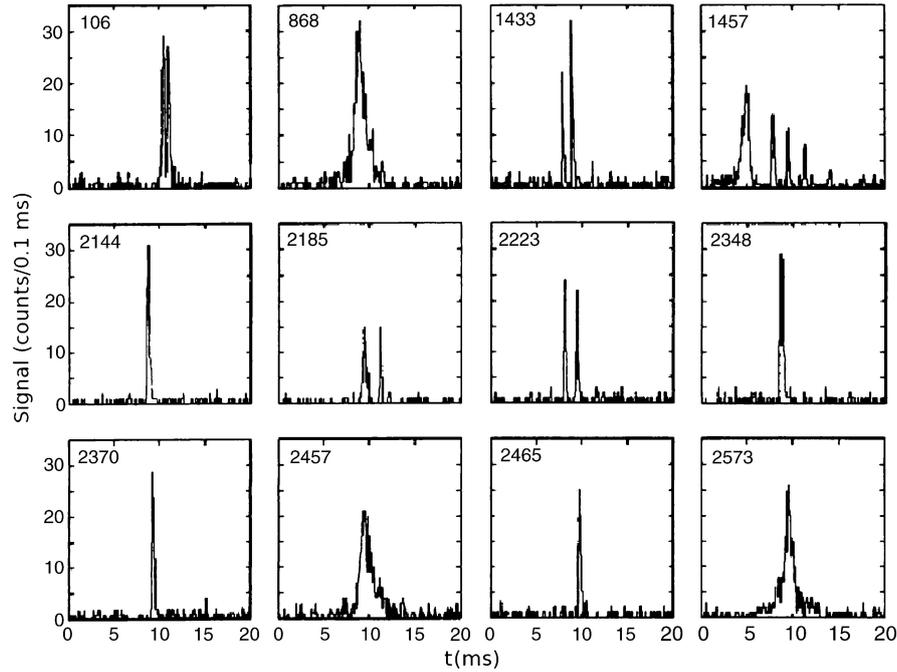


Figura 2.16: Perfiles temporales de los TGFs observados por BATSE (*Fishman et al.*, 1994). *strokes*, hizo pensar que pudieran estar producidos del mismo modo que los *sprites*. Este proceso se basaba en electrones *runaway* acelerados por encima de los 40 km por campos cuasi-electrostáticos producidos después de un rayo (*Lehtinen et al.*, 1996; *Roussel-Dupré and Gurevich*, 1996; *Lehtinen et al.*, 1997). Esta teoría requería que el rayo relacionado con el TGF transportara una cantidad de carga muy grande (*Lehtinen et al.*, 1999), alrededor de dos órdenes de magnitud mayor que las medidas en rayos correlacionados con TGFs publicadas más adelante (*Cummer*, 2005), lo que sugirió que la altitud de producción de los TGFs debía ser cercana a la zona transporte de carga.

2.3.2 RHESSI

El 5 de febrero del año 2002 fue lanzado el *Reuven Ramaty High Energy Solar Spectroscopic Imager* (RHESSI), un pequeño satélite de la NASA para el estudio de rayos X y radiación gamma, que orbitando a una altura de ~ 600 km con una inclinación de 38° , todavía está activo hoy en día. El instrumento que transporta está formado por 9 detectores de Germanio que pueden detectar fotones provenientes de cualquier dirección (*Smith et al.*, 2002; *Lin et al.*, 2003). La principal diferencia y mejora respecto

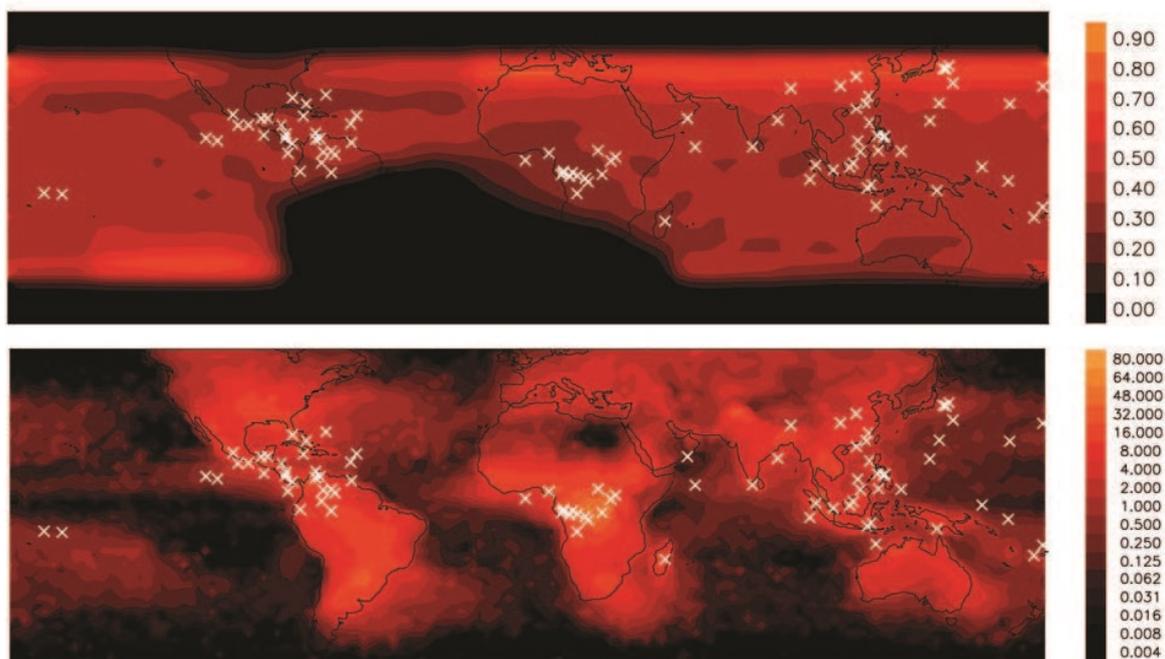


Figura 2.17: Posiciones de RHESSI para los 86 TGFs detectados publicados por *Smith et al.* (2005) (cruces). La imagen superior muestra también la distribución esperada de TGFs si su producción geográfica fuera uniforme sobre la Tierra. La imagen inferior muestra la distribución global de rayos (*Smith et al.*, 2005).

de BATSE es que puede observar radiación gamma más energética, de hasta 20MeV, y que no requiere de un *trigger* externo para almacenar los datos, aunque no es capaz de localizar los TGFs (*Smith et al.*, 2005). Un inconveniente de RHESSI es que el reloj puede no ser constante con lo que se debe tener en cuenta una cierta incertidumbre. *Grefenstette et al.* (2009) determinó que el reloj de RHESSI tenía un retraso de 1.8 ms. *Smith et al.* (2005) publicó los resultados de seis meses de observaciones en el que reporta un total de 86 TGFs, lo que incrementa en más de dos órdenes de magnitud los resultados de BATSE. Se estimó un total de 50 eventos al día y una altitud de producción alrededor de los 25 km. Además, como se puede ver en la figura 2.17, la ocurrencia de TGFs se concentra principalmente en zonas tropicales y en clara correlación con la ocurrencia geográfica de rayos, sobretodo en las conocidas como las tres chimeneas de producción de rayos, en América, África y el sudeste asiático. RHESSI ha detectado desde su lanzamiento más de 2000 TGFs (*Gjesteland et al.*, 2012). *Cummer* (2005) reportó un total de 26 correlaciones de rayos con TGFs. 13 de éstos fueron detectados en una ventana temporal de $-3/+1$ ms de detecciones de *+CG strokes* localizados a menos

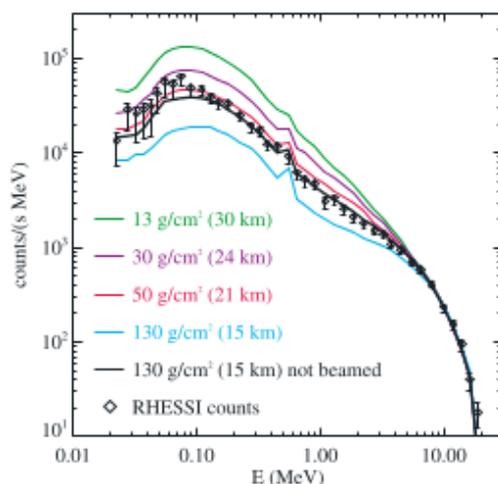


Figura 2.18: Espectro de RREA a diferentes alturas comparado con el espectro sumado de 289 TGFs de RHESSI (*Dwyer and Smith, 2005*).

de 300 km de la posición de RHESSI en el momento de la detección. El hecho que no todos los TGFs fueran correlacionados con CG *strokes* abría la puerta a pensar que podían estar relacionados con rayos IC. En 2005 se propuso un modelo que demostraba que la fuente de TGFs podían ser los pulsos electromagnéticos (EMP) producidos por CG *strokes* con picos de corriente de entre 450 y 700 kA (*Inan, 2005*), pero la rara ocurrencia de estos rayos en comparación con la alta ocurrencia de TGFs publicada en *Smith et al. (2005)* hizo que esta teoría fuera desestimada. *Dwyer and Smith (2005)* llevaron a cabo una serie de simulaciones de Monte Carlo para calcular el espectro de los TGFs para poder determinar la altura de producción. Demostraron que cuando la altura estaba entre los 15 y los 21 km los espectros coincidían con los datos de RHESSI (figura 2.18). Esta altura fue corroborada por otros modelos posteriores (*Carlson et al., 2007*). Por otro lado, mediante una análisis de la atenuación de la radiación gamma a través de la atmósfera y la polaridad de los rayos, *Williams et al. (2006)* propuso que los TGFs debían estar producidos por +IC. Los TGFs producidos a gran altura serían los que escaparían de forma más fácil a la atenuación atmosférica alcanzando los instrumentos de observación de los satélites. Esta teoría concuerda con la mayor observación de TGFs en los trópicos donde la altura de la tropopausa y los topes nubosos pueden alcanzar los 17 km, que es además un altura en acuerdo con la predicha por los modelos anteriores. Así pues, aparecieron los procesos eléctricos intra-nube como los más prob-

ables para la producción de TGFs. Más adelante, mediante el estudio del espectro de TGFs y simulaciones de Monte Carlo y tomando estas alturas como las más probables, diversos análisis determinaron que los fotones de los TGFs debían ser emitidos en un cono con un ángulo mitad de unos $\sim 30^\circ - 40^\circ$ (*Ø stgaard et al.*, 2008; *Hazelton et al.*, 2009; *Gjesteland et al.*, 2011). Diferentes análisis de correlaciones de TGFs con rayos han ayudado a apoyar la teoría de producción por procesos +IC, específicamente con las primeras fases de estos procesos (*Stanley et al.*, 2006; *Lu et al.*, 2010; *Shao et al.*, 2010; *Lu et al.*, 2011; *Marshall et al.*, 2013). Por otro lado *Collier et al.* (2011) analizó 93 correlaciones de TGFs de RHESSI con rayos determinando que la mayoría de los rayos ocurrían a menos de 500 km de la posición del satélite. Debido a la relación directa de los TGFs con los rayos y las tormentas, algunos investigadores decidieron analizar más concretamente otros aspectos meteorológicos que pudieran estar relacionados con la producción de este fenómeno. Esta tesis se ha enfocado principalmente en estos aspectos meteorológicos y por ello se detallan a continuación los resultados de dos de estos estudios. *Smith et al.* (2010) hizo dos análisis diferenciados. En el primero comparó la ocurrencia geográfica global y estacional de TGFs con los mapas de rayos de LIS/OTD. El resultado principal fue que existen diferencias regionales en la ratio de producción TGF/rayo, como que es mayor en África en comparación con las otras dos chimeneas, como se puede ver en la figura 2.19. *Smith et al.* (2010) sugirió que las diferencias meteorológicas regionales podrían jugar un papel importante en la producción de TGFs además de determinar que los TGFs ocurren en correlación con valores altos de la tropopausa. En el segundo análisis se fijó la fase de evolución de 51 tormentas en que se produjo un TGF determinando que los TGFs tienden a ocurrir cuando la producción de rayos está en declive, es decir, en fases de disipación. El segundo estudio realizado por *Splitt et al.* (2010) también se centró en el análisis de algunos factores relevantes de sistemas tormentosos. Del análisis de 805 detecciones de TGF entre marzo de 2002 y diciembre de 2007 se determinó que el mínimo y el máximo diario en la ocurrencia de TGFs, a las 0900 LST y a las 1500 LST son consistentes en relación con el ciclo diario de tormentas. Además determinó una buena correlación con la migración estacional de la ITCZ. También analizó la CAPE en las localizaciones

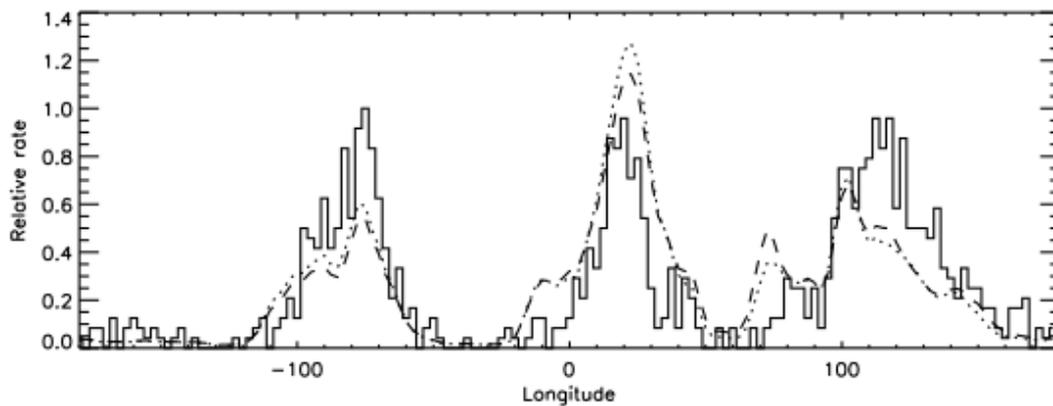


Figura 2.19: Distribución longitudinal sumada sobre todas las latitudes de TGFs (*Smith et al.*, 2010).

de RHESSI en el momento de las detecciones en comparación con valores de CAPE de 805 localizaciones tropicales aleatorias para las mismas horas de las detecciones, resultando que los valores de la CAPE eran mayores para los casos de los TGFs. Del análisis de 29 tormentas concretas que produjeron TGF determinó unas alturas de los topos nubosos de entre 13.6 y 17.3 km. Finalmente, el análisis de la capa mixta de una tormenta reveló una altura elevada de la misma.

2.3.3 AGILE

El *Astrorivelatore Gamma a Immagini Leggero* (AGILE) es una misión espacial de la *Agenzia Spaziale Italiana* (ASI). Fue lanzado el 23 de abril de 2007 y situado en una órbita de 2.5° de inclinación y 550 km de altura (*Marisaldi et al.*, 2010). El instrumento encargado de la detección de TGFs se llama *Mini-Calorimeter* (MCAL) (*Labanti et al.*, 2009), está formado por cristales de CsI y es sensible a la detección de fotones de entre 0.35 y 100 MeV. Los primeros resultados mostraron eventos de hasta 40 MeV (*Marisaldi et al.*, 2010) además de una distribución geográfica y un ciclo diurno de acuerdo con las detecciones de RHESSI. *Marisaldi et al.* (2010) publicó 8 detecciones de TGF de AGILE geolocalizadas en un máximo de 600 km de la posición del satélite. *Fuschino et al.* (2011) comparó las distribuciones geográficas de los TGFs de AGILE y las distribuciones de rayos de LIS/OTD encontrando resultados similares a

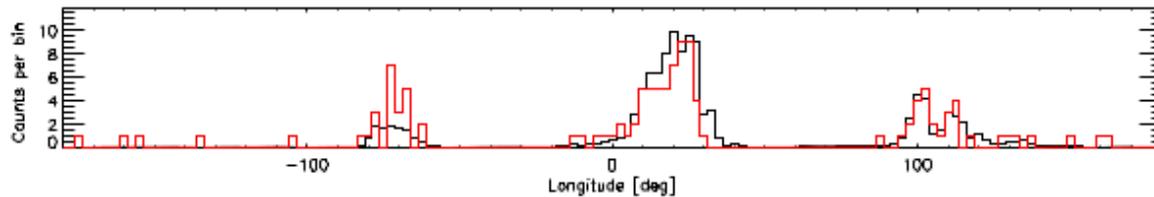


Figura 2.20: Distribuciones longitudinales sumadas sobre todas las latitudes de los TGFs detectados por AGILE (rojo) y los rayos detectados por LIS/OTD (negro) (*Fuschino et al.*, 2011).

los de RHESSI (*Smith et al.*, 2010) como se puede ver en la figura 2.20 en comparación con la figura 2.19. Se estimó una producción de 220-550 TGFs/día. *Tavani et al.* (2011) publicó el espectro sumado de 130 eventos detectados por el MCAL mostrando que podía llegar 100 MeV, lo que difiere totalmente de los modelos de producción de electrones *runaway*. En 2014 *Marisaldi et al.* (2014) publicó el primer catálogo oficial de TGFs de AGILE.

2.3.4 FERMI

El Fermi *Gamma Ray Space Telescope* fue lanzado el 11 de junio de 2008 con una inclinación de 25.6° a una altura de 560 km (*Briggs et al.*, 2010). La observación de TGFs se realiza mediante el uso del instrumento *Gamma-ray Burst Monitor* (GBM) que consiste en 12 centelleadores de NaI que apuntan a diferentes direcciones con un rango de medición que va de 8 keV a 1 MeV, y 2 centelleadores de germanato de bismuto (BGO) con un rango de medición de 200 keV a 40 MeV (*Briggs et al.*, 2010). Del mismo modo que BATSE, FERMI tiene un sistema de trigger que se dispara cuando las detecciones superan significativamente la radiación de fondo. *Connaughton et al.* (2010) encontró 15 correlaciones de TGFs detectados por FERMI con detecciones de WWLLN de un total de 50 analizados. *Cummer et al.* (2011) encontró correlaciones de dos TGFs con señales LF. Determinó que los procesos más rápidos, que deberían estar producidos por procesos *stepped leader*, no tenía correlación temporal con el TGF, mientras que otros procesos más lentos si estaban correlacionados. Lo que se sugirió es que estos procesos LF más lentos eran detecciones del TGF en sí mismas. *Dwyer et al.* (2012) investigó las corrientes que deberían producir los TGFs demostrando que deberían emitir señales significativas en las bandas de VLF y LF y sugirió que muchas

de las correlaciones hasta la fecha entre rayos y TGF eran en realidad detecciones de las emisiones LF y VLF de los propios TGFs. *Connaughton et al.* (2013) también apoyó esta teoría mostrando que para los TGFs más breves la correlación con detecciones WWLLN se da para el 50% del tiempo mientras que para los más largos sólo durante el 10% del tiempo. Otras publicaciones de recomendada lectura sobre detecciones de TGF por FERMI son *Marshall et al.* (2013) y *Cummer et al.* (2014)

2.3.5 ADELE

El *Airborne Detector for Energetic Lightning Emissions* es un detector de TGFs diseñado para ir a bordo de aviones. *Smith et al.* (2011a) publicó la detección de un TGF simultáneamente con una descarga +IC a una distancia de unos 10 km, aunque para un total de 1213 rayos ocurridos en una distancia también de 10 km de ADELE no hubo ninguna detección de TGF (*Smith et al.*, 2011b).

2.3.6 ASIM

Está planeado para 2016 el lanzamiento y acoplamiento a la Estacional Espacial Internacional del *Atmospheric Space Interaction Monitor* (ASIM) por parte de la Agencia Espacial Europea. Uno de los instrumentos principales de esta misión es el *Monitor X-ray and Gamma-ray Sensor* (MXGS) para la detección de TGFs, con capacidad de detectar radiación de hasta 20 MeV. La principal característica de este instrumento es la capacidad de localizar los TGFs, con un error de 5 km, lo que permitirá un estudio mucho más preciso de los realizados hasta la fecha de la fuente de este fenómeno y de las características de las tormentas en que se producen. ASIM también contará con el *Modular Multispectral Imaging Array* (MMIA) que es un instrumento pensado para el estudio de TLEs.

2.4 Emisión de rayos X por rayos y tormentas

Moore et al. (2001) reportó las primeras evidencias de radiación energética durante la fase del *stepped leader* de rayos CG en los experimentos en *South Baldy Peak* a 3288

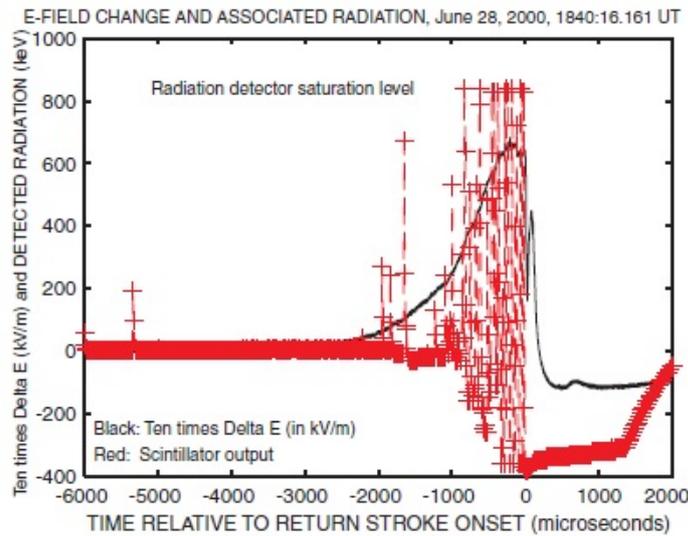


Figura 2.21: Variación del campo eléctrico atmosférico y radiación de alta energía detectada (Moore *et al.*, 2001).

metros sobre el nivel del mar (msnm) en Nuevo Méjico. Mediante el uso de detectores de NaI(Tl) observó pulsos de radiación del orden de MeV y de duración de 1 - 2 ms antes del inicio del *return stroke* para tres rayos cercanos -CG, sugiriendo la relación entre los procesos de *stepping* y la fuente de radiación. Un ejemplo de estos casos se puede ver en la figura 2.21. Dwyer *et al.* (2003, 2004) encontró emisión de radiación de alta energía durante las fases *stepped* de *dart-leader* en distintos ensayos de *rocket triggered lightning*. Además, encontró en un estudio posterior que la emisión de rayos X por rayos naturales coincidía con la fase de *stepped leader*. Estos resultados fueron ampliados por Howard *et al.* (2008), que midió simultáneamente los rápidos campos eléctricos dE/dt producidos por *stepped leader* de -CG descendentes simultáneamente con detecciones de rayos X. En concreto determinó que las fuentes de rayos X y los cambios bruscos de campo eléctrico de los *stepped leader* se encuentran co-localizados en 50 metros en el espacio, además que los rayos X se emiten en $0.1 - 1.3\mu s$ después de los cambios de campo eléctrico. El mismo año, Yoshida *et al.* (2008) reportó observaciones de rayos X durante líderes ascendentes tanto positivos como negativos. Por otro lado, Saleh *et al.* (2009) realizó una serie de experimentos en el observatorio natural *The Thunderstorm Energetic Radiation Array* (TERA) desarrollado en 2005 en el ICLRT. Esta nueva instalación consistía en un conjunto de 24 estaciones formadas cada una por un detector de NaI(Tl) y un detector de LaBr₃. Determinó que la radiación

se emitía de forma isotrópica, lo cual difiere de los resultados publicados por *Howard et al.* (2010) en que la radiación parece ser emitida de forma colimada en la dirección de propagación del líder. *Howard et al.* (2010) también encontró que una serie de pulsos de dE/dt que ocurren justo antes del *return stroke* que llamó *leader burst pulses* son una de las mayores fuentes de emisión de rayos X. *Montanyà et al.* (2012) reportó mediciones de campos eléctricos en correlación con rayos X para un -CG cercano. *Schaal et al.* (2013) encontró que la radiación emitida por rayos naturales parecía provenir de una fuente extendida, lo que es consistente con distintas ramas *stepped leader* de un -CG emitiendo radiación. *Mallick et al.* (2012) reportó una serie de observaciones en las que notó que no todos los líderes de un mismo rayo producían radiación del mismo modo que no todos los *steps* de un mismo líder lo hacían. También reportaron que la energía de la radiación parecía estar relacionada con la corriente pico del *stroke* más que con la amplitud de los pulsos dE/dt del líder además que los *subsequent strokes* parecían ser más prolíficos en la emisión de rayos X.

Es importante destacar también las detecciones de radiación X y radiación gamma con duraciones que van desde el segundo al minuto (*Torii et al.*, 2009; *Chilingarian et al.*, 2010; *Gurevich et al.*, 2013). La energía de estas detecciones parece estar modulada por el campo eléctrico de las tormentas (*Chilingarian et al.*, 2010). La mayoría de estas medidas se han hecho cerca de las nubes de tormenta, en observatorios a gran altura por encima de los 3000 metros (*Suszcynsky et al.*, 1996; *Torii et al.*, 2009) o en zonas de Japón con nubes de tormenta invernales muy cercanas al suelo (*Suszcynsky et al.*, 1996; *Torii et al.*, 2009, 2011). Este fenómeno se conoce generalmente *gamma ray glow* (*Dwyer et al.*, 2012).

Finalmente debemos tener en cuenta también el efecto del radón ^{222}Rn sobre la radiación de fondo medida. El radón es un elemento gaseoso que se produce en el suelo y migra hacia el aire donde se desintegra mediante la emisión de partículas alfa. En su desintegración, algunos de sus productos que son sólidos pueden adherirse a partículas de aire que pueden llegar a ser gotas de agua, que precipitan sobre los detectores donde siguen emitiendo radiación y aumentando así la radiación de fondo medida durante periodos de precipitación (*Suszcynsky et al.*, 1996; *Mallick et al.*, 2012).

2.5 Mecanismos de producción

Dwyer (2004) comparó el espectro de la radiación emitida por *rocket triggered lightning* medidos en *Dwyer et al.* (2004) que estaba por debajo de los 250 keV, con el esperado por la radiación emitido por los electrones relativistas creados por RREA, que da una energía media de 7.3 MeV. Estableció que el RREA no podía ser por si solo la fuente creación de electrones *runaway*. Sugirió que el proceso de *thermal runaway* era el responsable de la creación de electrones de alta energía. Diversos modelos se desarrollaron demostrando que el campo eléctrico en los frentes de los líderes pueden crear una población significativa de electrones *runaway* que pueden ser acelerados posteriormente hasta altas energías (MeV) (*Moss et al.*, 2006; *Gurevich et al.*, 2007; *Celestin and Pasko*, 2011; *Xu et al.*, 2014). Estos modelos también son candidatos a explicar observaciones de rayos en descargas de laboratorio (*March and Montanyà*, 2010, 2011). Como se ha introducido anteriormente este mecanismo requiere un campo eléctrico 10 veces superior al campo de ruptura del aire, que produciría electrones energéticos (2–8keV) en las zonas *streamer* del frente del líder (*Moss et al.*, 2006). Estos electrones podrían ser acelerados a altas energías por el proceso llamado *strong runaway breakdown* en los campos del *stepped leader* (*Gurevich et al.*, 2007). Además, *Celestin and Pasko* (2011) demostró como el aumento exponencial de *streamers* bajo fuertes campos eléctricos puede producir electrones de energías cercanas a los 100 keV que pueden ser acelerados hasta los MeV en los campos eléctricos producidos por *stepped leaders* negativos. También cabe destacar la teoría desarrollada por *Cooray et al.* (2010), que propone que la alta temperatura y baja densidad de los canales atravesados por DL favorecen el *thermal runaway*, respaldada por los resultados presentados por *Mallick et al.* (2012). Así pues la teoría más probable para la producción de radiación X por rayos y descargas de laboratorio parece ser la producción de electrones *runaway* por *thermal runaway* acelerados por otros campos eléctricos menores (*Wilson runaway*). Respecto al producción de TGFs se ha visto anteriormente como diversas teorías han sido desestimadas (*Lehtinen et al.*, 1996, 1999; *Inan*, 2005). Hoy en día se aceptan principalmente dos teorías. La primera tiene en cuenta el *relativistic feedback* mientras

Tabla 2.2: Mecanismos de electrones *runaway* (Adaptado de *Dwyer and Uman* (2014)).

Mecanismo	Referencia	# <i>Runaway</i> e^-	Aplicaciones
Wilson <i>runaway</i>	<i>Wilson</i> (1925)	1/semilla	Rayos y descargas de laboratorio combinadas con <i>thermal runaway</i>
RREA	<i>Gurevich et al.</i> (1992)	10^5 /semilla	TGFs combinado con <i>thermal runaway</i>
<i>Relativistic feedback</i>	<i>Dwyer</i> (2003)	10^{18} /semilla	TGFs
<i>Thermal runaway</i>	<i>Gurevich</i> (1961)	10^{11} /semilla	Rayos y descargas de laboratorio combinado con Wilson <i>runaway</i> . TGFs combinado con RREA

que la segunda es similar a las teorías desarrolladas para la observación de radiación X producida por rayos explicadas justo arriba *Dwyer et al.* (2008). El primer método desarrollado por *Dwyer et al.* (2008, 2012) demuestra que el *relativistic feedback* genera un número de electrones *runaway* y una duración total del evento perfectamente consistente con los TGFs. Por otro lado, el segundo método sugiere que se crean electrones *runaway* por *thermal runaway* en los frentes de líderes que pueden producir posteriormente una avalancha RREA en el seno del campo eléctrico de la nube (*Dwyer et al.*, 2008, 2010) o en el mismo campo eléctrico del rayo (*Carlson et al.*, 2009, 2010; *Celestin and Pasko*, 2011; *Mallios et al.*, 2013). Las detecciones de TGFs durante fases iniciales de +IC (*Stanley et al.*, 2006; *Lu et al.*, 2010; *Shao et al.*, 2010; *Lu et al.*, 2011; *Marshall et al.*, 2013) sugieren que tanto los rayos X observados durante las fases finales de *stepped leader* descendentes como el TGF podrían ser consecuencia del mismo fenómeno: radiación bremsstrahlung emitida por electrones relativísticos creados por *thermal runaway* en los fuertes campos de la cabeza de un líder negativo. En la tabla 2.2 se muestra un resumen de los distintos métodos que pueden producir electrones *runaway* y que fenómenos explican.

Referencias

- Arrayás, M., M. A. Fontelos, and J. L. Trueba (2006), Photoionization effects in ionization fronts, *J. Phys. D. Appl. Phys.*, *39*(24), 5176–5182, doi:10.1088/0022-3727/39/24/013.
- Aufdermaur, A. N., and D. A. Johnson (1972), Charge separation due to riming in an electric field, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *98*(416), 369–382, doi:10.1002/qj.49709841609.
- Berger, K. (1978), Blitzstorm-Parameter von Aufwärtsblitzen, *Bull. Schweiz. Electrotech.*, *69*, 353–360.
- Bethe, H., and W. Heitler (1934), On the Stopping of Fast Particles and on the Creation of Positive Electrons, *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, *146*(856), 83–112, doi:10.1098/rspa.1934.0140.
- Betz, H.-D. (2004), Lightning detection with 3-D discrimination of intracloud and cloud-to-ground discharges, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(11), L11,108, doi:10.1029/2004GL019821.
- Betz, H.-D., T. C. Marshall, M. Stolzenburg, K. Schmidt, W. P. Oettinger, E. Defer, J. Konarski, P. Laroche, and F. Dombai (2008), Detection of in-cloud lightning with VLF/LF and VHF networks for studies of the initial discharge phase, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(23), L23,802, doi:10.1029/2008GL035820.
- Boys, C. V. (1927), Progressive Lightning, *Nature*, *119*(3005), 816–816, doi:10.1038/119816b0.
- Briggs, M. S., et al. (2010), First results on terrestrial gamma ray flashes from the Fermi Gamma-ray Burst Monitor, *J. Geophys. Res.*, *115*(A7), A07,323, doi:10.1029/2009JA015242.
- Browning, K., J. Frankhauser, J.-P. Chalon, P. Eccles, R. Strauch, F. Merrem, D. Musil, E. May, and W. Sand (1976), Structure of an Evolving Hailstorm Part V: Synthesis

- and implications for Hail Growth and Hail Suppression, *Mon. Weather Rev.*, *104*(5), 603–610, doi:10.1175/1520-0493(1976)104<0603:SOAEHP>2.0.CO;2.
- Browning, K. A. (1965), The Evolution of Tornadic Storms, *J. Atmos. Sci.*, *22*(6), 664–668, doi:10.1175/1520-0469(1965)022<0664:TEOTS>2.0.CO;2.
- Carlson, B. E., N. G. Lehtinen, and U. S. Inan (2007), Constraints on terrestrial gamma ray flash production from satellite observation, *Geophys. Res. Lett.*, *34*(8), L08,809, doi:10.1029/2006GL029229.
- Carlson, B. E., N. G. Lehtinen, and U. S. Inan (2009), Terrestrial gamma ray flash production by lightning current pulses, *J. Geophys. Res.*, *114*, A00E08, doi:10.1029/2009JA014531.
- Carlson, B. E., N. G. Lehtinen, and U. S. Inan (2010), Terrestrial gamma ray flash production by active lightning leader channels, *J. Geophys. Res.*, *115*(A10), A10,324, doi:10.1029/2010JA015647.
- Celestin, S., and V. P. Pasko (2011), Energy and fluxes of thermal runaway electrons produced by exponential growth of streamers during the stepping of lightning leaders and in transient luminous events, *J. Geophys. Res.*, *116*(A3), A03,315, doi:10.1029/2010JA016260.
- Chilingarian, A., et al. (2010), Ground-based observations of thunderstorm-correlated fluxes of high-energy electrons, gamma rays, and neutrons, *Phys. Rev. D*, *82*(4), 043,009, doi:10.1103/PhysRevD.82.043009.
- Christian, H. J. (2003), Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector, *J. Geophys. Res.*, *108*(D1), 4005, doi:10.1029/2002JD002347.
- Cohen, M. B., U. S. Inan, and G. Fishman (2006), Terrestrial gamma ray flashes observed aboard the Compton Gamma Ray Observatory/Burst and Transient Source Experiment and ELF/VLF radio atmospheric, *J. Geophys. Res.*, *111*(D24), D24,109, doi:10.1029/2005JD006987.

- Collier, A. B., T. Gjesteland, and N. Østgaard (2011), Assessing the power law distribution of TGFs, *J. Geophys. Res.*, *116*(A10), A10,320, doi:10.1029/2011JA016612.
- Connaughton, V., et al. (2010), Associations between Fermi Gamma-ray Burst Monitor terrestrial gamma ray flashes and sferics from the World Wide Lightning Location Network, *J. Geophys. Res.*, *115*(A12), A12,307, doi:10.1029/2010JA015681.
- Connaughton, V., et al. (2013), Radio signals from electron beams in terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *118*(5), 2313–2320, doi:10.1029/2012JA018288.
- Cooray, V. (Ed.) (2003), *The Lightning Flash*, IET, The Institution of Engineering and Technology, Michael Faraday House, Six Hills Way, Stevenage SG1 2AY, UK, doi:10.1049/PBPO034E.
- Cooray, V., J. Dwyer, V. Rakov, and M. Rahman (2010), On the mechanism of X-ray production by dart leaders of lightning flashes, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, *72*(11-12), 848–855, doi:10.1016/j.jastp.2010.04.006.
- Cummer, S. A. (2005), Measurements and implications of the relationship between lightning and terrestrial gamma ray flashes, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(8), L08,811, doi:10.1029/2005GL022778.
- Cummer, S. A., G. Lu, M. S. Briggs, V. Connaughton, S. Xiong, G. J. Fishman, and J. R. Dwyer (2011), The lightning-TGF relationship on microsecond timescales, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(14), n/a–n/a, doi:10.1029/2011GL048099.
- Cummer, S. A., M. S. Briggs, J. R. Dwyer, S. Xiong, V. Connaughton, G. J. Fishman, G. Lu, F. Lyu, and R. Solanki (2014), The source altitude, electric current, and intrinsic brightness of terrestrial gamma ray flashes, *Geophys. Res. Lett.*, pp. n/a–n/a, doi:10.1002/2014GL062196.
- Dowden, R. L., J. B. Brundell, and C. J. Rodger (2002), VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites, *J. Atmos. Solar-Terrestrial Phys.*, *64*(7), 817–830, doi:10.1016/S1364-6826(02)00085-8.

- Dwyer, J. R. (2003), A fundamental limit on electric fields in air, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(20), 2055, doi:10.1029/2003GL017781.
- Dwyer, J. R. (2004), Implications of x-ray emission from lightning, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(12), L12,102, doi:10.1029/2004GL019795.
- Dwyer, J. R., and S. A. Cummer (2013), Radio emissions from terrestrial gamma-ray flashes, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *118*(6), 3769–3790, doi:10.1002/jgra.50188.
- Dwyer, J. R., and D. M. Smith (2005), A comparison between Monte Carlo simulations of runaway breakdown and terrestrial gamma-ray flash observations, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(22), L22,804, doi:10.1029/2005GL023848.
- Dwyer, J. R., and M. A. Uman (2014), The physics of lightning, *Phys. Rep.*, *534*(4), 147–241, doi:10.1016/j.physrep.2013.09.004.
- Dwyer, J. R., et al. (2003), Energetic radiation produced during rocket-triggered lightning., *Science*, *299*(5607), 694–7, doi:10.1126/science.1078940.
- Dwyer, J. R., et al. (2004), Measurements of x-ray emission from rocket-triggered lightning, *Geophys. Res. Lett.*, *31*(5), n/a–n/a, doi:10.1029/2003GL018770.
- Dwyer, J. R., Z. Saleh, H. K. Rassoul, D. Concha, M. Rahman, V. Cooray, J. Jerauld, M. A. Uman, and V. A. Rakov (2008), A study of X-ray emission from laboratory sparks in air at atmospheric pressure, *J. Geophys. Res.*, *113*(D23), D23,207, doi:10.1029/2008JD010315.
- Dwyer, J. R., D. M. Smith, M. A. Uman, Z. Saleh, B. Grefenstette, B. Hazelton, and H. K. Rassoul (2010), Estimation of the fluence of high-energy electron bursts produced by thunderclouds and the resulting radiation doses received in aircraft, *J. Geophys. Res.*, *115*(D9), D09,206, doi:10.1029/2009JD012039.
- Dwyer, J. R., D. M. Smith, and S. A. Cummer (2012), High-Energy Atmospheric Physics: Terrestrial Gamma-Ray Flashes and Related Phenomena, *Space Sci. Rev.*, *173*(1-4), 133–196, doi:10.1007/s11214-012-9894-0.

- Elster, J., and H. Geitel (1913), Zur Influenztheorie der Niederschlags-elektrizitat, *Phys. Z.*, *14*, 1287.
- Fishman, G. J., et al. (1994), Discovery of intense gamma-ray flashes of atmospheric origin., *Science*, *264*(5163), 1313–6, doi:10.1126/science.264.5163.1313.
- Franz, R. C., R. J. Nemzek, and J. R. Winckler (1990), Television image of a large upward electrical discharge above a thunderstorm system., *Science (80-.)*, *249*(4964), 48–51, doi:10.1126/science.249.4964.48.
- Fuschino, F., et al. (2011), High spatial resolution correlation of AGILE TGFs and global lightning activity above the equatorial belt, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(14), n/a–n/a, doi:10.1029/2011GL047817.
- Gjesteland, T., N. Ø stgaard, A. B. Collier, B. E. Carlson, M. B. Cohen, and N. G. Lehtinen (2011), Confining the angular distribution of terrestrial gamma ray flash emission, *J. Geophys. Res.*, *116*(A11), A11,313, doi:10.1029/2011JA016716.
- Gjesteland, T., N. Ø stgaard, A. B. Collier, B. E. Carlson, C. Eyles, and D. M. Smith (2012), A new method reveals more TGFs in the RHESSI data, *Geophys. Res. Lett.*, *39*(5), n/a–n/a, doi:10.1029/2012GL050899.
- Grefenstette, B. W., D. M. Smith, B. J. Hazelton, and L. I. Lopez (2009), First RHESSI terrestrial gamma ray flash catalog, *J. Geophys. Res.*, *114*(A2), A02,314, doi:10.1029/2008JA013721.
- Gurevich, A. (1961), ON THE THEORY OF RUNAWAY ELECTRONS, *Sov. Phys. JETP*, *12*(5), 904–912.
- Gurevich, A., G. Milikh, and R. Roussel-Dupre (1992), Runaway electron mechanism of air breakdown and preconditioning during a thunderstorm, *Phys. Lett. A*, *165*(5-6), 463–468, doi:10.1016/0375-9601(92)90348-P.
- Gurevich, A., K. Zybin, and Y. Medvedev (2007), Runaway breakdown in strong electric field as a source of terrestrial gamma flashes and gamma bursts in lightning leader steps, *Phys. Lett. A*, *361*(1-2), 119–125, doi:10.1016/j.physleta.2006.05.063.

- Gurevich, A. V., et al. (2013), Cosmic rays and thunderstorms at the Tien-Shan mountain station, *J. Phys. Conf. Ser.*, *409*(1), 012,234, doi:10.1088/1742-6596/409/1/012234.
- Hazelton, B. J., B. W. Grefenstette, D. M. Smith, J. R. Dwyer, X.-M. Shao, S. A. Cummer, T. Chronis, E. H. Lay, and R. H. Holzworth (2009), Spectral dependence of terrestrial gamma-ray flashes on source distance, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(1), L01,108, doi:10.1029/2008GL035906.
- Howard, J., M. A. Uman, J. R. Dwyer, D. Hill, C. Biagi, Z. Saleh, J. Jerauld, and H. K. Rassoul (2008), Co-location of lightning leader x-ray and electric field change sources, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(13), L13,817, doi:10.1029/2008GL034134.
- Howard, J., M. A. Uman, C. Biagi, D. Hill, J. Jerauld, V. A. Rakov, J. Dwyer, Z. Saleh, and H. Rassoul (2010), RF and X-ray source locations during the lightning attachment process, *J. Geophys. Res.*, *115*(D6), D06,204, doi:10.1029/2009JD012055.
- Inan, U. S. (2005), Production of terrestrial gamma-ray flashes by an electromagnetic pulse from a lightning return stroke, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(19), L19,818, doi:10.1029/2005GL023702.
- Inan, U. S., S. C. Reising, G. J. Fishman, and J. M. Horack (1996), On the association of terrestrial gamma-ray bursts with lightning and implications for sprites, *Geophys. Res. Lett.*, *23*(9), 1017–1020, doi:10.1029/96GL00746.
- Jayarathne, E. R., C. P. R. Saunders, and J. Hallett (1983), Laboratory studies of the charging of soft-hail during ice crystal interactions, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *109*(461), 609–630, doi:10.1002/qj.49710946111.
- Jennings, S. G. (1975), Charge separation due to water drop and cloud droplet interactions in an electric field, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *101*(428), 227–233, doi:10.1002/qj.49710142806.
- Kitagawa, N., and M. Brook (1960), A comparison of intracloud and cloud-to-

- ground lightning discharges, *J. Geophys. Res.*, *65*(4), 1189–1201, doi:10.1029/JZ065i004p01189.
- Krehbiel, P. R. (1986), *The electrical structure of thunderstorms, The Earth's Electrical Environment, Studies in Geophysics*, National Academy Press, Washington D.C.
- Krider, E. P., C. D. Weidman, and D. M. LeVine (1979), The temporal structure of the HF and VHF radiation Produced by intracloud lightning discharges, *J. Geophys. Res.*, *84*(C9), 5760, doi:10.1029/JC084iC09p05760.
- Labanti, C., et al. (2009), Design and construction of the Mini-Calorimeter of the AGILE satellite, *Nucl. Instruments Methods Phys. Res. Sect. A Accel. Spectrometers, Detect. Assoc. Equip.*, *598*(2), 470–479, doi:10.1016/j.nima.2008.09.021.
- Latham, J., and B. Mason (1962), Electrical charging of hail pellets in a polarizing electric field, *Proc. R. Soc. Ser. A, Math. Phys. Eng. Sci.*, *A266*(1326), 387–401.
- Lehtinen, N. G., M. Walt, U. S. Inan, T. F. Bell, and V. P. Pasko (1996), γ -Ray emission produced by a relativistic beam of runaway electrons accelerated by quasi-electrostatic thundercloud fields, *Geophys. Res. Lett.*, *23*(19), 2645–2648, doi:10.1029/96GL02573.
- Lehtinen, N. G., T. F. Bell, V. P. Pasko, and U. S. Inan (1997), A two-dimensional model of runaway electron beams driven by quasi-electrostatic thundercloud fields, *Geophys. Res. Lett.*, *24*(21), 2639–2642, doi:10.1029/97GL52738.
- Lehtinen, N. G., T. F. Bell, and U. S. Inan (1999), Monte Carlo simulation of runaway MeV electron breakdown with application to red sprites and terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res.*, *104*(A11), 24,699, doi:10.1029/1999JA900335.
- Lin, R. P., B. R. Dennis, and A. O. Benz (Eds.) (2003), *The Reuven Ramaty High-Energy Solar Spectroscopic Imager (RHESSI)*, Springer Netherlands, Dordrecht, doi:10.1007/978-94-017-3452-3.
- Loeb, L. B., and J. M. Meek (1940), The Mechanism of Spark Discharge in Air at Atmospheric Pressure. I, *J. Appl. Phys.*, *11*(6), 438, doi:10.1063/1.1712792.

- Lu, G., et al. (2010), Lightning mapping observation of a terrestrial gamma-ray flash, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(11), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GL043494.
- Lu, G., S. A. Cummer, J. Li, F. Han, D. M. Smith, and B. W. Grefenstette (2011), Characteristics of broadband lightning emissions associated with terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res.*, *116*(A3), A03,316, doi:10.1029/2010JA016141.
- MacGorman, D. R., and W. D. Rust (1998), *The Electrical Nature of Storms*.
- Mallick, S., V. A. Rakov, and J. R. Dwyer (2012), A study of X-ray emissions from thunderstorms with emphasis on subsequent strokes in natural lightning, *J. Geophys. Res.*, *117*(D16), D16,107, doi:10.1029/2012JD017555.
- Mallios, S. A., S. Celestin, and V. P. Pasko (2013), Production of very high potential differences by intracloud lightning discharges in connection with terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *118*(2), 912–918, doi:10.1002/jgra.50109.
- March, V., and J. Montanyà (2010), Influence of the voltage-time derivative in X-ray emission from laboratory sparks, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(19), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GL044543.
- March, V., and J. Montanyà (2011), X-rays from laboratory sparks in air: The role of the cathode in the production of runaway electrons, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(4), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GL046540.
- Marisaldi, M., et al. (2010), Detection of terrestrial gamma ray flashes up to 40 MeV by the AGILE satellite, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E13, doi:10.1029/2009JA014502.
- Marisaldi, M., et al. (2014), Properties of terrestrial gamma ray flashes detected by AGILE MCAL below 30MeV, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *119*(2), 1337–1355, doi:10.1002/2013JA019301.
- Marshall, B. J. P., J. Latham, and C. P. R. Saunders (1978), A laboratory study of charge transfer accompanying the collision of ice crystals with a simulated hailstone, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *104*(439), 163–178, doi:10.1002/qj.49710443912.

- Marshall, T., M. Stolzenburg, S. Karunarathne, S. Cummer, G. Lu, H.-D. Betz, M. Briggs, V. Connaughton, and S. Xiong (2013), Initial breakdown pulses in intracloud lightning flashes and their relation to terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*(19), 10,907–10,925, doi:10.1002/jgrd.50866.
- Marshall, T. C., and W. P. Winn (1982), Measurements of charged precipitation in a New Mexico thunderstorm: lower positive charge centers, *J. Geophys. Res.*, *87*(C9), 7141, doi:10.1029/JC087iC09p07141.
- Meek, J. (1940), A Theory of Spark Discharge, *Phys. Rev.*, *57*(8), 722–728, doi:10.1103/PhysRev.57.722.
- Montanyà, J., O. van der Velde, V. March, D. Romero, G. Solà, and N. Pineda (2012), High-speed video of lightning and x-ray pulses during the 2009–2010 observation campaigns in northeastern Spain, *Atmos. Res.*, *117*, 91–98, doi:10.1016/j.atmosres.2011.09.013.
- Moore, C., and D. Holden (1989), Anomalous electric field associated with clouds growing over a source of negative space charge, *J. Geophys. Res.*, *94*, 13,127–13,134.
- Moore, C. B., K. B. Eack, G. D. Aulich, and W. Rison (2001), Energetic radiation associated with lightning stepped-leaders, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(11), 2141–2144, doi:10.1029/2001GL013140.
- Moss, G. D., V. P. Pasko, N. Liu, and G. Veronis (2006), Monte Carlo model for analysis of thermal runaway electrons in streamer tips in transient luminous events and streamer zones of lightning leaders, *J. Geophys. Res.*, *111*(A2), A02,307, doi:10.1029/2005JA011350.
- Muhler-Hillebrand, D. (1954), Charge generation in thunderclouds by collision of ice crystals with graupel falling through a vertical electric field, *Tellus*, *6*, 361–381.
- Østgaard, N., T. Gjesteland, J. Stadsnes, P. H. Connell, and B. Carlson (2008), Production altitude and time delays of the terrestrial gamma flashes: Revisiting

- the Burst and Transient Source Experiment spectra, *J. Geophys. Res.*, *113*(A2), A02,307, doi:10.1029/2007JA012618.
- Raether, H. (1964), Electron avalanches and breakdown in gases.
- Raizer, Y. P. (1991), *Gas discharge physics*, Springer.
- Rakov, V. A., and M. A. Uman (2003), *Lightning: Physics and Effects*, 687 pp., Cambridge University Press.
- Rakov, V. A., M. Uman, and K. Rambo (2005), A review of ten years of triggered-lightning experiments at Camp Blanding, Florida, *Atmos. Res.*, *76*(1-4), 503–517, doi:10.1016/j.atmosres.2004.11.028.
- Reynolds, S. E., M. Brook, and M. F. Gourley (1957), THUNDERSTORM CHARGE SEPARATION, *J. Meteorol.*, *14*(5), 426–436, doi:10.1175/1520-0469(1957)014<0426:TCS>2.0.CO;2.
- Rison, W., R. J. Thomas, P. R. Krehbiel, T. Hamlin, and J. Harlin (1999), A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, *26*(23), 3573–3576, doi:10.1029/1999GL010856.
- Rison, W., P. Krehbiel, M. Stock, H. Edens, X.-M. Shao, R. Thomas, and M. Stanley (2014), Interferometric Observations of Lightning Initiation, in *AGU Fall Meet. San Fr. 15 -19 December 2014*.
- Roussel-Dupré, R., and A. V. Gurevich (1996), On runaway breakdown and upward propagating discharges, *J. Geophys. Res.*, *101*(A2), 2297, doi:10.1029/95JA03278.
- Saleh, Z., et al. (2009), Properties of the X-ray emission from rocket-triggered lightning as measured by the Thunderstorm Energetic Radiation Array (TERA), *J. Geophys. Res.*, *114*(D17), D17,210, doi:10.1029/2008JD011618.
- Schaal, M. M., J. R. Dwyer, H. K. Rassoul, J. D. Hill, D. M. Jordan, and M. A. Uman (2013), The angular distribution of energetic electron and X-ray emissions

- from triggered lightning leaders, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*(20), 11,712–11,726, doi:10.1002/2013JD019619.
- Shao, X. M., and P. R. Krehbiel (1996), The spatial and temporal development of intracloud lightning, *J. Geophys. Res.*, *101*(D21), 26,641, doi:10.1029/96JD01803.
- Shao, X.-M., T. Hamlin, and D. M. Smith (2010), A closer examination of terrestrial gamma-ray flash-related lightning processes, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E30, doi:10.1029/2009JA014835.
- Simpson, G., and G. D. Robinson (1941), The Distribution of Electricity in Thunderclouds, II, *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, *177*(970), 281–329, doi:10.1098/rspa.1941.0013.
- Simpson, G., and F. J. Scrase (1937), The Distribution of Electricity in Thunderclouds, *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, *161*(906), 309–352, doi:10.1098/rspa.1937.0148.
- Smith, D., et al. (2002), The RHESSI Spectrometer, *Sol. Phys.*, *210*(1-2), 33–60, doi:10.1023/A:1022400716414.
- Smith, D. M., L. I. Lopez, R. P. Lin, and C. P. Barrington-Leigh (2005), Terrestrial gamma-ray flashes observed up to 20 MeV., *Science*, *307*(5712), 1085–8, doi:10.1126/science.1107466.
- Smith, D. M., B. J. Hazelton, B. W. Grefenstette, J. R. Dwyer, R. H. Holzworth, and E. H. Lay (2010), Terrestrial gamma ray flashes correlated to storm phase and tropopause height, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E49, doi:10.1029/2009JA014853.
- Smith, D. M., et al. (2011a), A terrestrial gamma ray flash observed from an aircraft, *J. Geophys. Res.*, *116*(D20), D20,124, doi:10.1029/2011JD016252.
- Smith, D. M., et al. (2011b), The rarity of terrestrial gamma-ray flashes, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(8), n/a–n/a, doi:10.1029/2011GL046875.

- Splitt, M. E., S. M. Lazarus, D. Barnes, J. R. Dwyer, H. K. Rassoul, D. M. Smith, B. Hazelton, and B. Grefenstette (2010), Thunderstorm characteristics associated with RHESSI identified terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E38, doi:10.1029/2009JA014622.
- Stanley, M. A., X.-M. Shao, D. M. Smith, L. I. Lopez, M. B. Pongratz, J. D. Harlin, M. Stock, and A. Regan (2006), A link between terrestrial gamma-ray flashes and intracloud lightning discharges, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(6), L06,803, doi:10.1029/2005GL025537.
- Suszcynsky, D. M., R. Roussel-Dupre, and G. Shaw (1996), Ground-based search for X rays generated by thunderstorms and lightning, *J. Geophys. Res.*, *101*(D18), 23,505, doi:10.1029/96JD02134.
- Takahashi, T. (1978), Riming Electrification as a Charge Generation Mechanism in Thunderstorms., *J. Atmos. Sci.*, (35), 1536–1548, doi:10.1175/1520-0469(1978)0352.0.CO;2.
- Takeuti, T., M. Nakano, M. Nagatani, and H. Nakada (1973), On lightning discharges in winter thunderstorms, *J. Met. Soc. Japan*, *51*, 494–496.
- Tavani, M., et al. (2011), Terrestrial Gamma-Ray Flashes as Powerful Particle Accelerators, *Phys. Rev. Lett.*, *106*(1), 018,501, doi:10.1103/PhysRevLett.106.018501.
- Torii, T., T. Sugita, S. Tanabe, Y. Kimura, M. Kamogawa, K. Yajima, and H. Yasuda (2009), Gradual increase of energetic radiation associated with thunderstorm activity at the top of Mt. Fuji, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(13), L13,804, doi:10.1029/2008GL037105.
- Torii, T., T. Sugita, M. Kamogawa, Y. Watanabe, and K. Kusunoki (2011), Migrating source of energetic radiation generated by thunderstorm activity, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(24), n/a–n/a, doi:10.1029/2011GL049731.
- Uman, M. A. (1980), *The Lightning Discharge*, 377 pp.

- Vonnegut, B. (1953), Possible mechanism for the formation of thunderstorm electricity, *Bull. Am Meteorol. Soc.*, *34*, 378–381.
- Vonnegut, B. (1963), Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity, *Meteor. Monogr.*, *5*, 224–241.
- Vonnegut, B., C. M., and A. Botka (1959), Preliminary results of an experiment to discriminate initial precedence of organized electrification and precipitation in thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, *64*, 347–357.
- Williams, E., et al. (2006), Lightning flashes conducive to the production and escape of gamma radiation to space, *J. Geophys. Res.*, *111*(D16), D16,209, doi:10.1029/2005JD006447.
- Williams, E. R. (2001), Sprites, elves, and glow discharge tubes, *Phys. Today*, *54*(11), 41–47, doi:10.1063/1.1428435.
- Williams, E. R. (2010), Origin and context of C. T. R. Wilson’s ideas on electron runaway in thunderclouds, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E50, doi:10.1029/2009JA014581.
- Wilson, C. (1901), On the ionisation of atmospheric air, *Proc. R. Soc. . . .*
- Wilson, C. (1920), Investigations on lightning discharges and on the electric field of thunderstorms, *Phil. Trans. Roy. Soc. A*, *221*, 73–115.
- Wilson, C. (1925), The Acceleration of β -particles in Strong Electric Fields such as those of Thunderclouds, *Math. Proc. Cambridge Philos. Soc.*, *22*(04), 534–538, doi:10.1017/S0305004100003236.
- Winn, W., W. Amai, A. Blyth, and J. Dye (1986), Downdrafts at the tops of thunderclouds, in *23rd Conf. Radar Meteorol. Cloud Phys.*, pp. J253–J255.
- Xu, W., S. Celestin, and V. P. Pasko (2014), Modeling of X-ray emissions produced by stepping lightning leaders, *Geophys. Res. Lett.*, *41*(20), 7406–7412, doi:10.1002/2014GL061163.

-
- Yoshida, S., T. Morimoto, T. Ushio, Z.-I. Kawasaki, T. Torii, D. Wang, N. Takagi, and T. Watanabe (2008), High energy photon and electron bursts associated with upward lightning strokes, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(10), L10,804, doi:10.1029/2007GL032438.
- Zipser, E. (1982), Use of a conceptual model of the life-cycle of mesoscale convective systems to improve very-short-range forecasts, *Nowcasting*.

3 | **Condiciones meteorológicas generales asociadas a TGFs**

3.1 Introducción

En esta sección se presentan dos análisis distintos. En primer lugar una comparación global de los TGFs detectados por los satélites RHESSI y AGILE y en segundo lugar un análisis de las condiciones atmosféricas para todas las pasadas del satélite AGILE sobre Sudamérica. Esta parte es especialmente interesante porque se analizan por primera vez las condiciones atmosféricas para situaciones de observación del satélite AGILE sin detección de TGFs y se comparan con situaciones de detección de TGFs.

3.2 Análisis Global

Para realizar un análisis global de la ocurrencia de TGFs se ha analizado la distribución geográfica global, la distribución mensual y el ciclo diurno de los TGFs detectados por AGILE y RHESSI en comparación con los datos de rayos de WWLLN. El objetivo principal es el de encontrar diferencias regionales en la producción de TGFs que se puedan explicar por factores meteorológicos. A continuación se muestran los datos, la metodología empleada y los resultados.

3.2.1 Datos y metodología

Detecciones TGFs de RHESSI y AGILE

Se han utilizado datos de detecciones de RHESSI y AGILE para el período de marzo de 2009 a julio de 2012. La razón de utilizar este período es porque es el correspondiente al catálogo oficial de detecciones de AGILE (*Marisaldi et al.*, 2014). Los datos utilizados de RHESSI son los proporcionados por el catálogo on-line de David M. Smith (<http://sprg.ssl.berkeley.edu/dsmith>). Se han utilizado un total de 283 detecciones de TGFs entre marzo de 2009 y julio de 2012. Por otro lado, de AGILE se han analizado un total 308 TGFs con energías máximas de 30MeV detectados en el período de marzo de 2009 a julio de 2012.

Detecciones de rayos de la red WWLLN

Para el mismo período se han utilizado las localizaciones de rayos de la red de detección de rayos (WWLLN) (*Rodger et al.*, 2006). WWLLN es una red VLF de modo que es mucho más eficiente para rayos CG que para rayos IC. Los datos de esta red se han seleccionado para los intervalos de latitudes cubiertos por ambos satélites: $\pm 44^\circ$ para RHESSI y $\pm 8^\circ$ para AGILE. En los datos de WWLLN se proporciona también la eficiencia geográfica relativa de la red (*Hutchins et al.*, 2012). Esta eficiencia relativa se ofrece en matrices de $360^\circ \times 180^\circ$. Cada elemento de cada matriz proporciona la eficiencia de la red en una latitud y una longitud en una hora de un día determinado de modo que se cubre toda la geografía de la tierra. Así para cada día se proporcionan un total de 24 matrices de 360×180 . Con estos datos se han normalizado y corregido los datos para cada día y para cada hora. Éstos datos existen desde el 14 de abril de 2009. El gráfico correspondiente a la distribución longitudinal de RHESSI, AGILE y WWLLN de la figura 3.1 presenta datos del 14 de abril de 2009 al 31 de julio de 2012. De este modo el análisis está teniendo en cuenta la eficiencia de detección de la red en cada región en función de la densidad de sensores así como la variación en el tiempo a medida que se añaden más a la red. Por otro lado, para los gráficos 3.3 y 3.4 de la distribución latitudinal y el ciclo diurno, los datos van de marzo de 2009 a julio de

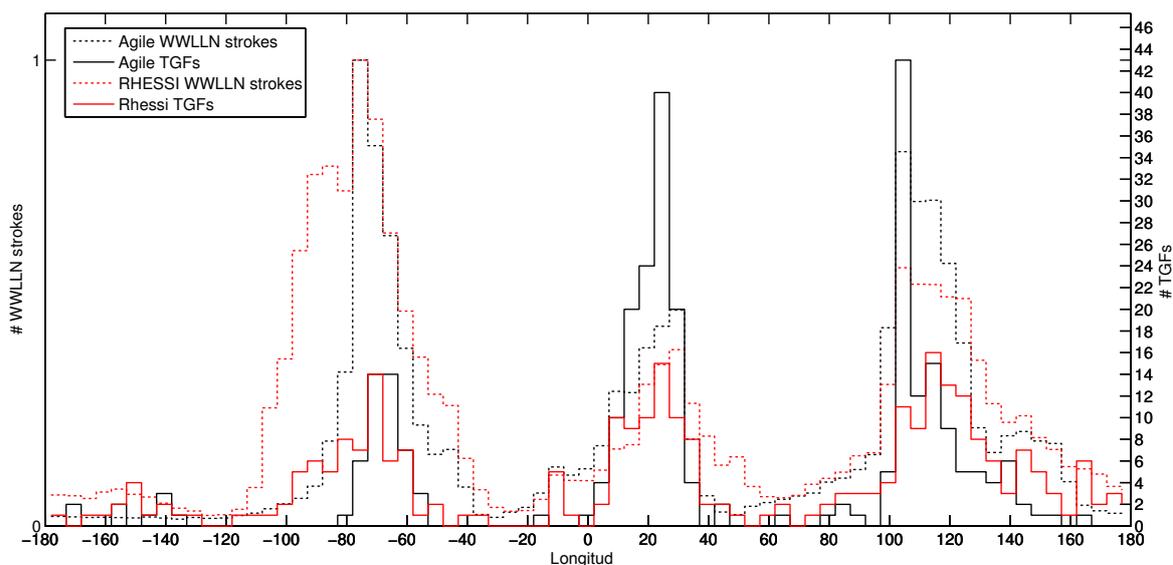


Figura 3.1: Distribución longitudinal para el periodo abril 2009 - julio 2012 las detecciones WWLLN para la región de cobertura de AGILE (line negra a trazos), TGFs de AGILE (línea negra), detecciones WWLLN para la región de cobertura de RHESSI (línea roja a trazos) y TGFs de RHESSI (línea roja).

2012 mientras que para los gráficos mensuales de la figura 3.5 los datos van de marzo de 2009 a febrero de 2012 con el fin de analizar tres años completos.

3.2.2 Resultados y discusión

En la figura 3.1 se muestra la distribución longitudinal para 294 y 283 TGFs detectados por AGILE y RHESSI respectivamente y las detecciones de rayos de WWLLN para el periodo de abril de 2009 a julio de 2012. Como se ha dicho anteriormente, los datos de WWLLN se han corregido con la eficiencia relativa de la red (*Hutchins et al., 2012*). Se identifican fácilmente en la figura 3.1 las tres principales regiones continentales de producción de TGFs que son América, África y Asia mencionadas en diversas publicaciones (*Smith et al., 2005; Splitt et al., 2010; Smith et al., 2010*). Además, una cuarta región se puede identificar sobre el Pacífico. Esta región ya apareció previamente en *Collier et al. (2011)* aunque no se mencionaba. A pesar de que esta región es mucho menos activa que las otras tres, las distribuciones de detecciones de TGFs y WWLLN muestran un máximo relevante comparado con otras zonas oceánicas.

La ratio de TGF y rayos es claramente menor sobre América comparado con las dos otras regiones continentales, África y Asia, tanto para RHESSI como para AGILE. Este

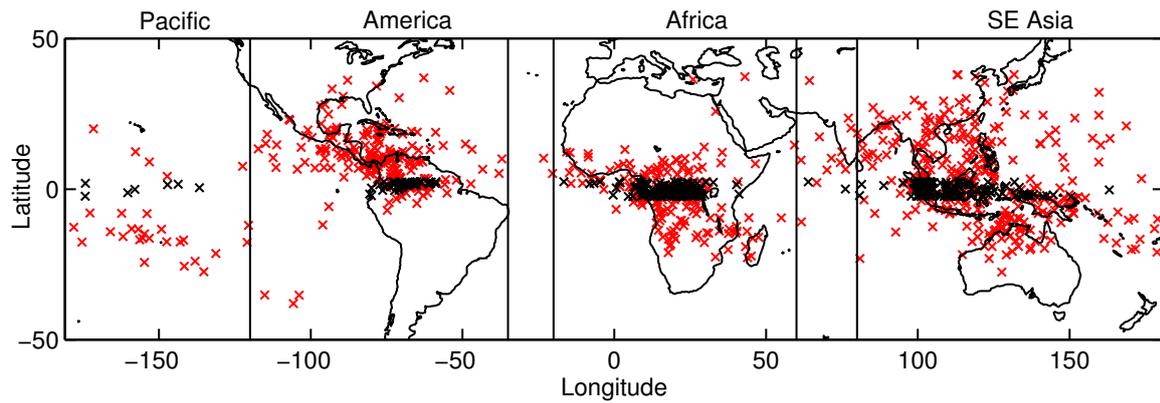


Figura 3.2: Distribución geográfica para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 de los TGFs de RHESSI (cruces rojas) y los TGF de AGILE (cruces negras). Las líneas verticales indican los límites longitudinales utilizados para el análisis de cada región

resultado difiere de forma clara con los resultados publicados en *Smith et al.* (2010) (RHESSI) y *Fuschino et al.* (2011) (AGILE) en que se muestra una ratio TGF/rayos claramente mayor sobre América. *Fuschino et al.* (2011) tomó datos de rayos solamente para la región de la inclinación de AGILE, de -2.5° a 2.5° de latitud, mientras que aquí se ha considerado de -8° a 8° de latitud, que cubre toda la región en que el satélite puede detectar TGFs. Sin embargo, tanto *Smith et al.* (2010) como *Fuschino et al.* (2011) tomaron datos de LIS/OTD que es mucho más eficiente para IC que WWLLN. Se puede observar en la figura 3.1 que los cuatro picos correspondientes a AGILE son estrechos mientras que RHESSI tiene diversos picos para cada región y más anchos. Esto se debe a la diferencia en la inclinación de los satélites. Como se puede observar en la figure 3.2 RHESSI escanea un rango de latitudes mayor, lo que resulta en más regiones continentales y costeras para un rango mayor de longitudes donde la ocurrencia de TGF y rayos es mayor.

En la figura 3.2 se muestran los límites longitudinales utilizados para el análisis latitudinal, del ciclo diario y mensual de las detecciones TGF de RHESSI para cada una de las cuatro zonas de producción por separado. Estos límites en las longitudes corresponden a los mínimos en la distribución de la figura 3.1 y son de -180° a -120° para el Pacífico, de -120° a -35° para América, de -20° a 60° para África y de 80° a 180° para Asia. La figura 3.3 muestra la distribución latitudinal para cada mes del año para cada una de las 4 regiones de producción de TGFs en un gráfico tipo *boxplot*

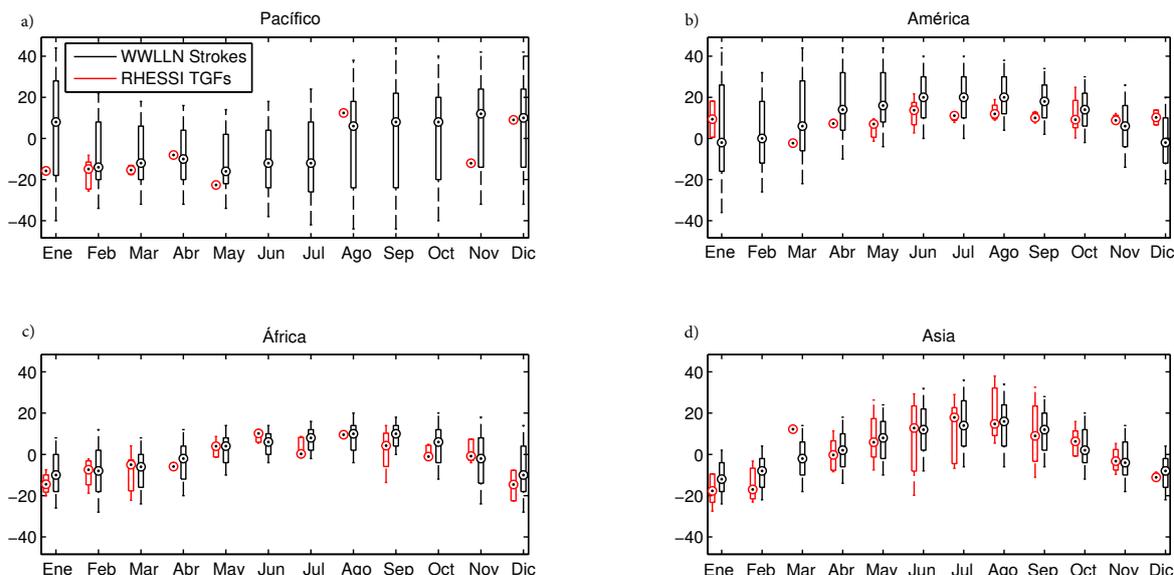


Figura 3.3: Gráfico boxplot mensual para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 de la distribución latitudinal para las detecciones de WWLLN (negro) y los TGFs de RHESSI (rojo). El círculo indica la mediana, la caja el 50% de los datos y los marcadores externos el 95% de los datos.

para el periodo de 2009 a 2012 ¹.

En la figura 3.3 solamente se han analizado las detecciones de RHESSI ya que AGILE tiene una inclinación demasiado pequeña para este tipo de estudio. Desde un punto de vista general se puede observar que las detecciones de TGF siguen la misma migración latitudinal a lo largo del año que la ITCZ, situándose en los meses de junio-agosto en su posición más al norte y en los meses de diciembre-febrero en su posición más al sur. Este resultado coincide exactamente con el publicado por *Splitt et al.* (2010). Además, se observa como las medianas, en las 4 regiones no se sitúan simétricamente respecto del Ecuador, sino que están desplazadas hacia el norte del mismo modo que la ITCZ. Se observa también que las detecciones de WWLLN siguen la misma migración aunque su distribución está más dispersa, así como el déficit de TGFs en Norte América publicado en *Smith et al.* (2010).

Si nos fijamos en cada una de las regiones de forma individual se puede ver que para la región del Pacífico los TGFs se detectaron en un intervalo de latitudes menor mientras que las detecciones de rayos están muy dispersas. Las detecciones en América se ven

¹Importante ver que para éste *boxplot* no se ha tenido en cuenta el número total de TGFs, solamente la mediana y la dispersión sobre la latitud.

claramente afectadas por la Anomalía del Atlántico Sur ² (*South Atlantic Anomaly*, SAA). Cuando la ITCZ se sitúa en su posición más al sur la distribución de TGFs se estrecha claramente. Las distribuciones tanto de rayos como de TGFs en África se ven claramente limitadas al norte por el desierto del Sáhara. Finalmente, para la región de Asia se pueden observar detecciones TGF para un amplio intervalo de latitudes en todos los meses, aunque para las regiones por encima de 20° o debajo de -20° se observan menos de los esperados por la distribución de rayos. Esto se podría explicar debido a que por encima o debajo de estas latitudes la altitud de la tropopausa es menor con lo que los TGFs se producen a menos altura donde una mayor densidad atmosférica dificulta su escape (*Williams et al.*, 2006; *Smith et al.*, 2010).

En la figura 3.4 se muestran los ciclos diurnos para los TGFs de AGILE, de RHESSI y las detecciones de WWLLN en las cuatro regiones analizadas para el período de marzo de 2009 a julio de 2012. En las cuatro se observa que tanto las detecciones de WWLLN como los TGFs de AGILE y RHESSI siguen el ciclo diurno tropical de precipitación (*Diurnal Tropical Cycle of Precipitation*, DTCP) (*Asnani*, 1993), que está dominado por un máximo por la tarde y otro máximo menos pronunciado a primera hora de la mañana. Si se analiza cada una de las regiones se ve en primer lugar que la región del Pacífico es difícil de analizar debido al bajo número de TGFs. En las otras tres regiones las distribuciones de TGFs de RHESSI tienen dos picos, el más pronunciado en el atardecer y el menos pronunciado a primeras horas de la mañana. En América los picos son muy claros. El máximo en la tarde coincide con el máximo de las detecciones de WWLLN mientras que el de primeras horas de la mañana coincide con mínimo de las detecciones de WWLLN. El mismo comportamiento se observa en la figura 3.4 para RHESSI y WWLLN en Asia y África. La coincidencia de este pico secundario en las detecciones de TGFs con el mínimo de WWLLN fue reportado por *Splitt et al.* (2010). En las detecciones de AGILE también se observa el pico principal durante la tarde coincidente con el pico predominante de las detecciones WWLLN. En Sudamérica se observan muy pocos TGFs durante la noche y primeras horas de la

²En esta región los satélites artificiales que orbitan a unos cientos de kilómetros de la Tierra se ven afectados por una fuerte radiación de los cinturones de Van Allen (*Van Allen, J. A., Ludwig, G. H., Ray, E. C. and McIlwain*, 1958)

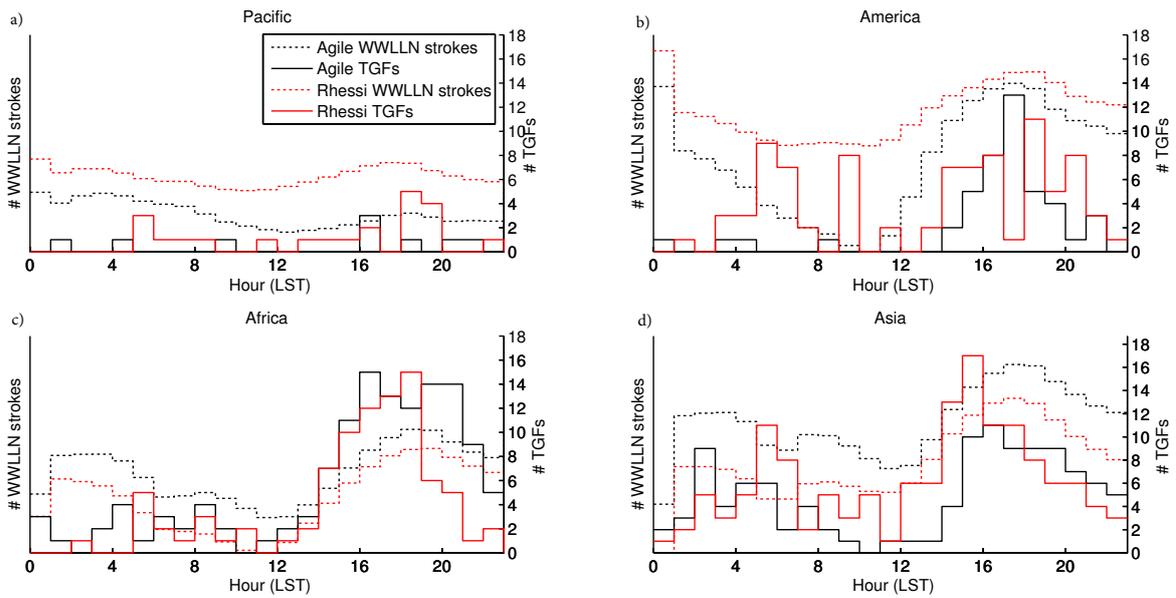


Figura 3.4: Ciclo diurno para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 para las 4 regiones de producción de TGFs. Detecciones WWLLN para la región de cobertura de AGILE (línea negra a trazos), TGFs de AGILE (línea negra), detecciones WWLLN para la región de cobertura de RHESSI (línea roja a trazos) y TGFs de RHESSI (línea roja).

mañana. Finalmente, en África se observa un pico de TGFs de AGILE durante la noche pero no coincide con el pico secundario de detecciones de WWLLN a las 2 LST. Como se podrá ver en las siguiente sección, la producción de TGFs parece estar directamente afectada por la presencia de valores altos de CAPE que suelen ser máximos durante la tarde como consecuencia de la radiación solar.

Finalmente, para el análisis de la distribución mensual se puede ver en la figura 3.5 que la distribución de las detecciones de AGILE tiene picos en los meses de marzo-mayo y setiembre-noviembre que corresponden precisamente con los meses del año en que la ITCZ cruza el ecuador. La distribución de los TGFs detectados por RHESSI es mucha menos plana debido a que la mayor inclinación del satélite hace que se vea menos influenciado por el efecto de la migración anual de la ITCZ. Lo que si se observa claramente es que durante los meses de diciembre-febrero en que la ITCZ se encuentra en su situación más al sur las detecciones en América son prácticamente inexistentes debido de nuevo al efecto de la SAA.

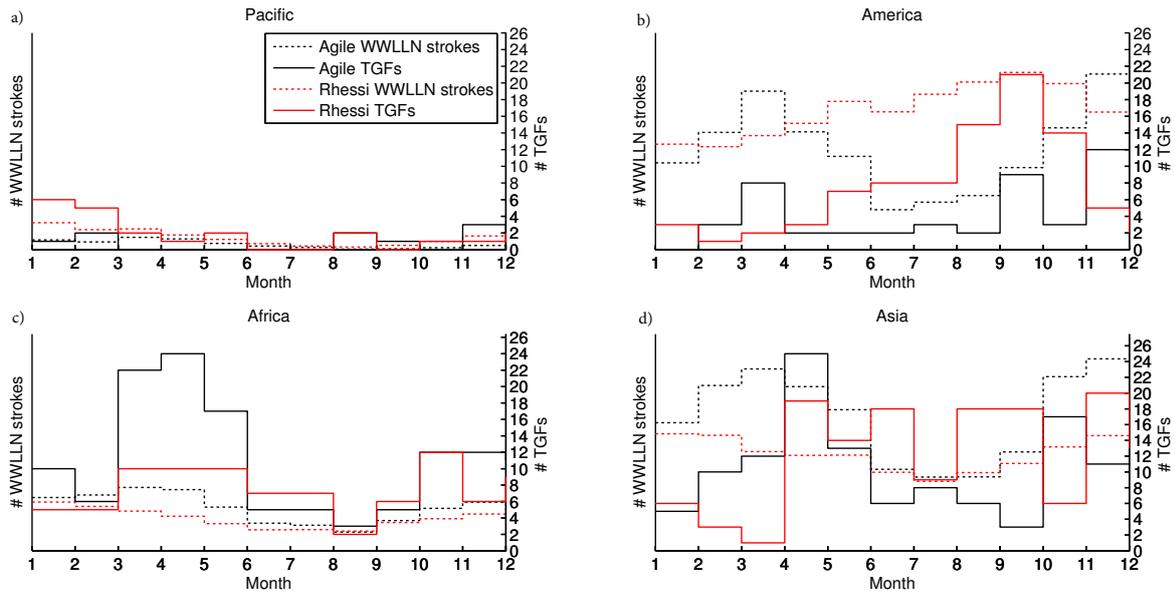


Figura 3.5: Distribución mensual para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 para las 4 regiones de producción de TGFs. Detecciones WWLLN para la región de cobertura de AGILE (línea negra a trazos), TGFs de AGILE (línea negra), detecciones WWLLN para la región de cobertura de RHESSI (línea roja a trazos) y TGFs de RHESSI (línea roja).

3.3 Análisis de las pasadas de AGILE sobre Sudamérica

En este apartado presentamos los resultados del análisis de las pasadas del satélite AGILE sobre América. Se han analizado un total de 15951 pasadas de marzo de 2009 a julio de 2012. Se han analizado en cada pasada caso cinco parámetros característicos de las condiciones atmosféricas que son el número de tormentas, el número de *strokes*, la CAPE, la altura de los topes nubosos (*Cloud Top Altitude*, CTA) y la el área cubierta por nubes por debajo de los -70° (*Cloud Top Coverage*, CTC). El objetivo de este apartado es el de comparar los valores de estos parámetros para situaciones en que el satélite detecta TGFs y situaciones en que no lo hace.

3.3.1 Datos y metodología

AGILE y GOES-East

Los datos de las pasadas han sido proporcionados por el equipo de AGILE de la ASI. Para cada una de las pasadas se tiene la latitud y tiempo (en UTC) cuando el satélite se encuentra sobre -90° y -45° de longitud. De este modo para cada una de las pasadas

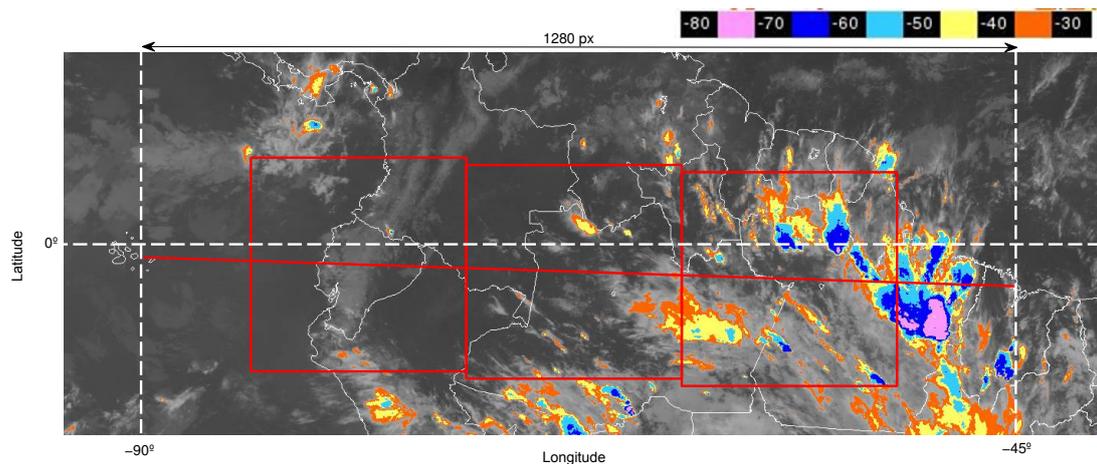


Figura 3.6: Ejemplo de una pasada de AGILE analizada. La línea roja indica la órbita del satélite y los cuadrados negros, que tienen 280 píxeles de lado (1230 km), son los FoV utilizados para el análisis.

tenemos dos posiciones del satélite y sus tiempos correspondientes, t_1 para -90° y t_2 para -45° . Por otro lado, también se han utilizado imágenes del canal 4 de infrarrojo, que corresponden al rango de longitudes de onda infrarroja de $10.20 \mu m - 11.20 \mu m$, del satélite meteorológico GOES-East, proporcionadas por el *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais* (INPE) de Brasil (<http://satelite.cptec.inpe.br>). Estas imágenes proporcionan la temperatura de los topos de las nubes en un rango coloreado que va de $-30^\circ C$ a $-80^\circ C$ en intervalos de $10^\circ C$ (figura 3.6). Este satélite geosíncrono se encuentra en 0° latitud y -75° longitud a unos 35800 km sobre la superficie de la Tierra y escanea desde esta posición la mitad del globo terrestre visible. Solo se han podido obtener imágenes de este satélite para un total de 8577 pasadas de AGILE de las 15951 analizadas. En la figura 3.6 se muestra el método utilizado para el análisis de cada una de las pasadas de AGILE.

Se han tomado cuatro puntos geográficos de referencia para determinar una función que transforme las coordenadas geográficas en las coordenadas de píxeles de cada una de las imágenes. De este modo se tiene que cada pasada de AGILE, de -90° a -45° longitud, corresponde a ~ 1120 píxeles (4995 km ya que 1° longitud ~ 111 km en el ecuador). De esto se deduce que las imágenes de GOES-East utilizadas tienen una resolución del píxel de $4.4 \times 4.4 \text{ km}^2$. Para hacer el mismo análisis para todas las pasadas, se ha implementado en tres cuadrados de 1230 km de lado equidistantes a

los paralelos -90° y -45° (figura 3.6). De este modo, para las pasadas de AGILE sin detección de TGF, cada una de las variables se analiza en el interior del cuadrado en el tiempo en que el satélite se encuentra cruzando el mismo. Se ha llamado a estos cuadrados AGILE *Field of View* (FoV). Veamos como se ha determinado el tiempo que AGILE emplea para cruzar cada FoV. Conociendo t_1 y t_2 y aproximando la pasada de AGILE a una línea recta, lo que es razonable dada que la inclinación de satélite es muy pequeña, se pueden calcular los tiempos t_i ($i = 1, 2, 3$) en que AGILE se encuentra en el centro de cada FoV: $t_i = t_2 + (t_2 - t_1)/4$, el tiempo total t_t que se requiere para cruzar el FoV, $t_t = (t_2 - t_1)/4$ y los tiempos t_{en_i} y t_{ex_i} en que el satélite entra y sale de cada FoV, $t_{en_i} = t_i - t_t/2$ y $t_{ex_i} = t_i + t_t/2$. Para las pasadas en que el satélite detecta un TGF se ha analizado solo un FoV centrado en la posición del satélite en el momento de la detección. En total se han analizado 47853 AGILE FoV sin detección de TGF y 44 con detección de TGF.

Altura y cobertura de topes nubosos

El análisis de topes nubosos se ha realizado a partir de las imágenes del canal 4 del satélite GOES-East, presentadas en el apartado anterior. Para cada FoV se ha calculado el área de topes nubosos con temperatura por debajo de los -70°C contando los píxeles de los colores correspondientes a estas temperaturas. Este cálculo nos da una aproximación del área total cubierta por tormentas con topes nubosos cercanos a la tropopausa. Por otro lado, debido a que los sondeos meteorológicos son escasos en los trópicos, se ha trabajado con modelos i reanálisis para otras variables. Para determinar la altura de los topes nubosos se ha empleado el modelo MSISE-90 (<http://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/atmos/msise.html>). Para cada uno de los FoV se ha asumido una atmósfera en equilibrio. El modelo MSISE-90 proporciona un perfil vertical de la temperatura en una atmósfera en equilibrio para cualquier punto deseado de la geografía terrestre. En este caso se ha utilizado el centro de cada FoV en el momento preciso en que AGILE se encontraba en esa posición, de modo que comparado con las temperaturas de la imagen del satélite GOES-East se ha podido identificar la máxima altura de los topes nubosos en cada FoV. Sólo se han podido obtener imágenes

para un total 8577 pasadas de AGILE, con lo que los análisis de CTC y CTA se han analizado 25731 FoV sin detección de TGF y 23 con detección.

Rayos y tormentas

Para realizar el análisis de rayos y tormentas se han utilizado datos de WWLLN. Para el número de *strokes* en cada FoV se han contado el número de detecciones de WWLLN dentro de cada FoV entre t_{eni} y t_{exi} . Para el cálculo del número de tormentas se ha utilizado el siguiente criterio para la construcción de las mismas. Se han determinado el número de *strokes* en el interior de cada FoV en el intervalo de tiempo de $t_{eni} - 20$ a $t_{exi} + 20$. Se ha considerado una tormenta si existían al menos cinco *strokes* separados del centro del grupo como máximo 1° . Para la construcción de las tormentas se ha utilizado la función *Unweighted Pair Groups with Arithmetic Mean* del paquete de *clustering* del software comercial MATLAB R2012b (The MathWorks Inc., 2012).

CAPE

Finamente, los datos de la CAPE se han obtenido de los reanálisis del *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF, <http://www.ecmwf.int>). Los datos tienen una resolución espacial de $0.7^\circ \times 0.7^\circ$ y una resolución temporal de 3 horas. Para cada FoV, se ha tomado el máximo valor en el interior del cuadrado de CAPE previo a la pasada. Este valor estará entre 0 horas y 3 horas previas a la pasada. Debido a que la CAPE es eliminada al ritmo en que las tormentas reestabilizan el ambiente, se ha utilizado en valor anterior que nos da las condiciones previas de las tormentas que producen o no TGFs.

3.3.2 Resultados y discusión

Se han eliminado del análisis todos aquellos FoV sin detección de TGFs y sin tormentas. Se ha considerado que estos casos podían desviar los resultados. Así, un 61% del total de FoVs sin detección de TGF contenían al menos una tormenta.

De los datos analizados, un total de 44 TGF han sido detectados por AGILE durante un tiempo total de observación de ~ 2550 horas. Este tiempo se ha obtenido multiplica-

Tabla 3.1: Percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 de los 5 parámetros meteorológicos analizados para las pasadas de AGILE con detección de TGF y sin detección de TGF (estos entre paréntesis).

Percentile	TGF (Non TGF)				
	# Strokes	# Storms	CAPE (J/kg)	CTA (km)	CTC (km ²)
10 %	12 (2)	5(2)	0(0)	14(13)	21304(232)
25 %	27 (5)	9(3)	2588(1606)	15(13)	26746(639)
50 %	59 (13)	14(5)	3444(2371)	16(16)	46774(2749)
75 %	205 (34)	20(8)	4008(3197)	17(17)	57422(10667)
90 %	277(70)	26(13)	4651(4064)	17(17)	91972(27654)

ando el tiempo medio sobre cada FoV, 3.2 minutos, por el número total de FoVs. En este tiempo de 2550 horas, AGILE se ha visto expuesto a un total de 838708 *strokes* detectados por WWLLN. Si se considera que WWLLN tiene una eficiencia global de alrededor del $\sim 10\%$ *Virts et al.* (2013), se tiene que AGILE detecta 1 TGF cada 191000 *strokes* y 58 horas de exposición. Esta ratio es claramente menor al obtenido por *Fuschino et al.* (2011) utilizando datos de LIS/OTD. Sin embargo, en el cálculo aquí presentado no se ha tenido en cuenta la diferente probabilidad de detección dada por la diferente distancia al *subsatellite point* de AGILE. Por otro lado, la densidad de *strokes* ($\text{stroke km}^2 \text{ yr}^{-1}$) es dos órdenes de magnitud mayor en Sudamérica que en Europa (*Abarca et al.*, 2010). Esto significa que para un satélite de las mismas características de AGILE, sobre Europa necesitaría unas 5800 horas (~ 242 días) de exposición para detectar un TGF, sin tener en cuenta la contribución adicional de las condiciones meteorológicas. Esto sugiere que para los instrumentos de observación espaciales diseñados para la detección de TGFs en latitudes medias se requiere una gran área de detección.

En la tabla 3.1 se muestran los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 de las cinco variables meteorológicas analizadas en cada FoV para los casos con detección de TGF y los casos en que no se ha detectado TGF. Por otro lado, la tabla 3.2 muestra los percentiles para los FoV sin detección de TGF, para las mismas variables, correspondientes a los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 de los FoV con detección de TGF.

Las figuras de la 3.7 a la 3.11 muestran el ciclo diurno y la distribución mensual de cada

Tabla 3.2: Percentiles de los cinco parámetros meteorológicos analizados de las pasadas de AGILE sin detección de TGF correspondientes a los valores de los percentiles 10, 25, 50, 75 y 90 de las pasadas de AGILE con detección de TGF

TGF Percentile	Non TGF Percentiles				
	# Strokes	# Storms	CAPE	CTA	CTC
10 %	49%	46%	0%	31%	87%
25 %	69%	76%	57%	38%	90%
50 %	87%	91%	81%	40%	97%
75 %	99%	98%	89%	64%	97%
90 %	99%	99%	95%	64%	99%

una de las variables para los casos sin detección de TGF en histogramas acumulados con cuatro categorías. Cada una de las categorías corresponde a los valores de los cuartiles y la mediana de los casos con detección de TGF. De este modo se puede ver si el ciclo diurno y la distribución mensual de las variables para los casos sin detección de TGF concuerdan con los vistos en las figuras 3.4 y 3.5. Vamos a ver los resultados para cada una de las variables.

Rayos y tormentas

El 75% de los TGFs se detectó cuando AGILE había estado expuesto a más de 80 *strokes*/minuto (27 *strokes* en 3.2 minutos y eficiencia de WWLLN $\sim 10\%$ (*Virts et al.*, 2013) y 9 tormentas (tabla 3.1). En la tabla 3.2 se ve que esta situación que se corresponde con el 75% de los TGFs detectados representa menos del 31% de los AGILE FoV sin detección de TGF, lo que significa que los TGFs se detectan cuando AGILE está expuesto a un número de *strokes*/minuto y de tormentas elevados y no típicos. Esto se debe a que cuanto más alto es el número de *strokes* y de tormentas también es más alta la probabilidad de detectar un TGF. Además, en las figuras 3.7 y 3.8 se puede observar que el número de *strokes* y tormentas de los FoV de AGILE sin detección de TGF correspondientes al valor del 75% de los casos con TGF detectado tienen un máximo muy claro durante la tarde. La distribución de estos valores extremos coincide con la de TGFs de la figura 3.4. Del mismo modo también coinciden las distribuciones

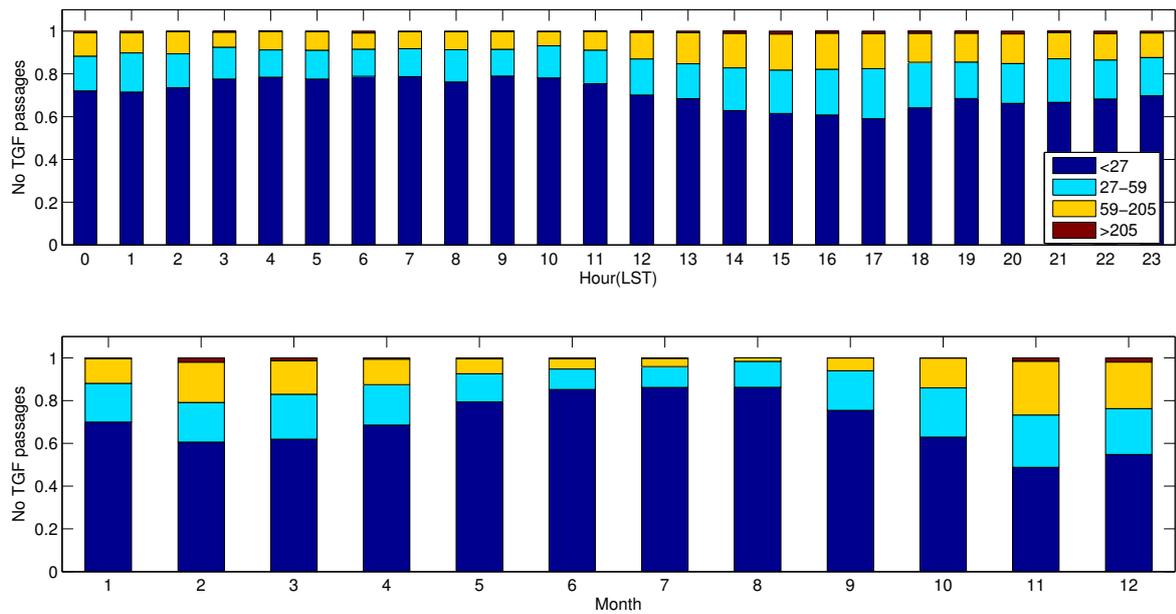


Figura 3.7: Número de *strokes*. Ciclo diurno (superior) y distribución mensual (inferior) del número de *strokes* de las pasadas de AGILE sin detección de TGF para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 sobre América. Los valores de los 4 rangos corresponden a los cuartiles de las pasadas de AGILE con detección de TGF (tabla 3.1)

mensuales con la figura 3.5.

CAPE

La tabla 3.1 muestra que el 75% de los TGFs detectados ocurrieron con valores previos de CAPE mayores que 2588 J/kg. Este valor corresponde al 43% de los FoV de AGILE sin TGFs detectados. La figura 3.9 muestra que estos FoV de AGILE con valores por encima de 2588 J/kg tienden a acumularse durante la tarde pero no tienen una preferencia mensual clara. Estos resultados refuerzan lo visto en la sección anterior que los TGFs se detectan preferentemente durante la tarde cuando los efectos de la radiación solar hasta ese momento del día resultan en valores altos de CAPE. Por lo tanto se puede decir que la CAPE juega un papel importante en promover las mejores condiciones atmosféricas para la producción de TGFs. Esto podría explicar las diferencias regionales en la ratio TGF/stroke presentadas en la sección anterior. Un estudio más detallado referente a las diferencias meteorológicas regionales sería necesario. Es importante también ver que los mayores valores de CAPE se dan a las 15 LST (figura 3.9) mientras que el pico de detecciones de TGFs se da a las 17 LST

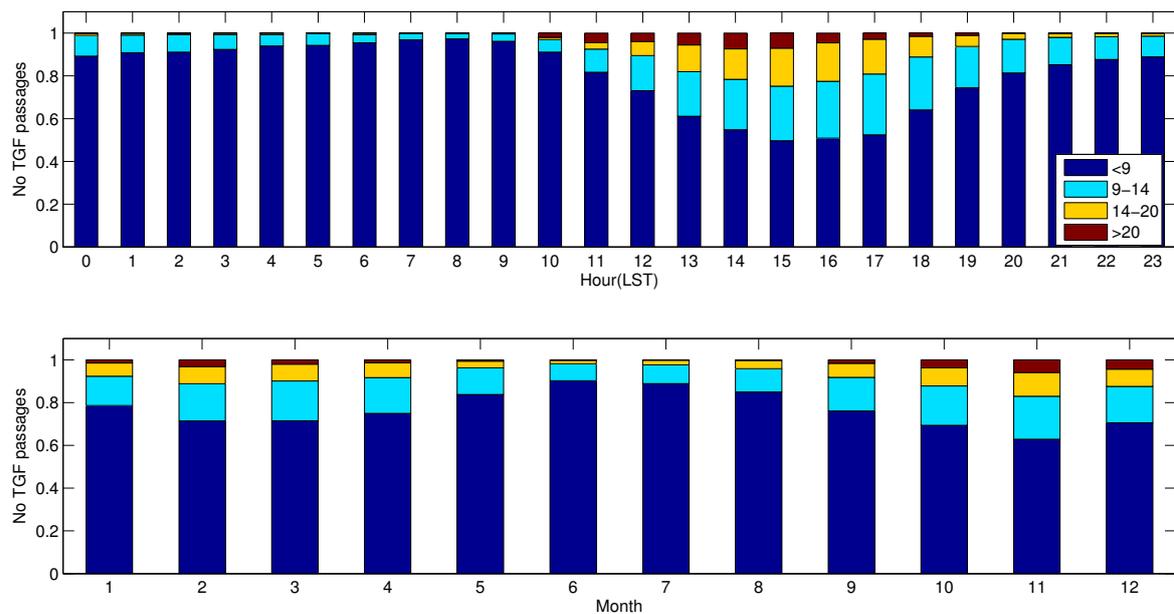


Figura 3.8: Número de tormentas. Ciclo diurno (superior) y distribución mensual (inferior) del número de tormentas de las pasadas de AGILE sin detección de TGF para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 sobre América. Los valores de los 4 rangos corresponden a los cuartiles de las pasadas de AGILE con detección de TGF (tabla 3.1)

(figura 3.4). Este retraso se puede deber precisamente a la evolución temporal de las tormentas conducidas por valores altos de CAPE. De hecho se puede ver también en la figura 3.4 que el pico de la distribución de rayos se da a las 17 LST.

CTA

El 50% de los TGFs se detectaron con valores de CTA >16 km (tabla 3.1). Por otro lado, CTA >16 km representa un 60% del total de los FoV de AGILE sin detecciones de TGF (tabla 3.1) lo que significa que esta altura es bastante típica para las tormentas en los trópicos. En el análisis del ciclo diurno y la distribución mensual en la figura 3.10 se puede observar que hay un pico en la tarde que se corresponde con la máxima radiación solar. *Williams et al.* (2006) propuso que los TGFs producidos a alta altitud o cerca de la tropopausa deberían experimentar un menor atenuación atmosférica con lo que llegarían más fácilmente a la altura de los detectores en los satélites. Los resultados obtenidos aquí muestran claramente que las tormentas con altos topes nubosos son muy típicas en los trópicos con lo que si fuera un factor determinante para la producción de TGFs se esperarían muchas más detecciones. No se puede confirmar que el CTA sea

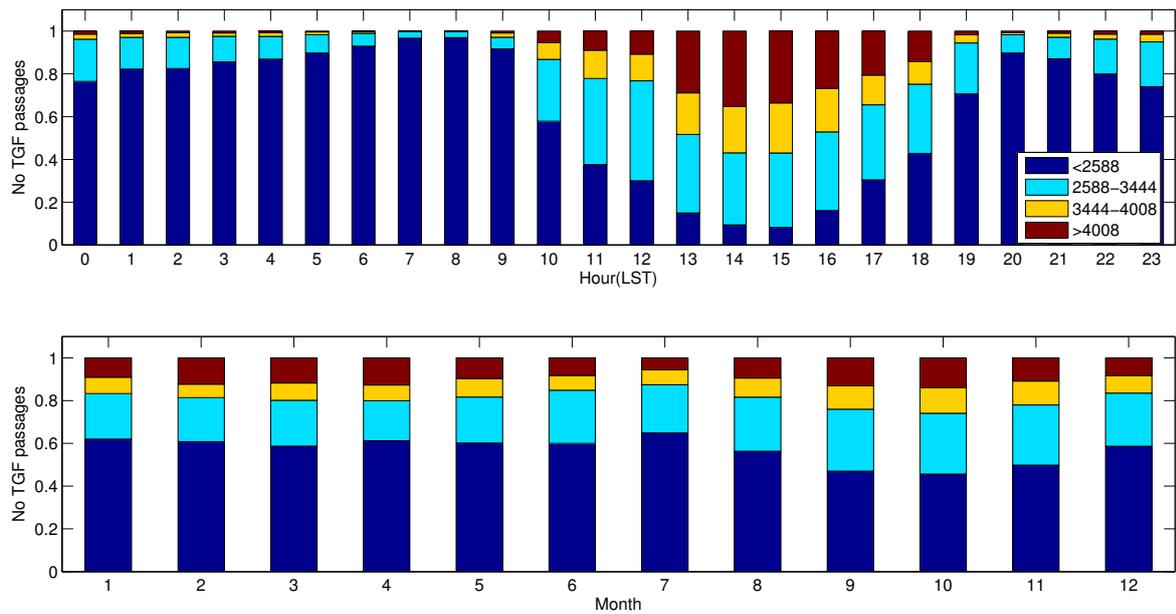


Figura 3.9: CAPE. Ciclo diurno (superior) y distribución mensual (inferior) de la CAPE de las pasadas de AGILE sin detección de TGF para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 sobre América. Los valores de los 4 rangos corresponden a los cuartiles de las pasadas de AGILE con detección de TGF (tabla 3.1)

un factor clave para la detección de TGFs. Sin embargo parece importante (notar que la mayoría de TGFs se detectan cuando CTA es mayor de 14 km) pero conjuntamente con altos valores de CAPE y actividad de rayos.

CTC

Respecto a la CTC se puede ver en la tabla 3.1 que el 75% de los TGFs detectados se corresponden con situaciones en que los topos nubosos de temperaturas por debajo de los -70°C cubrían más de 26000 km². Estos valores representan sólo el 10% (tabla 3.2) del total de FoV de AGILE analizados sin detección de TGFs, con lo que se puede decir que los TGFs se han detectado en condiciones no típicas. Además, estos casos ocurren más a menudo durante la tarde y en los meses de marzo a mayo y de setiembre a noviembre (figura 3.10). Estas distribuciones coinciden con el ciclo diurno y la distribución mensual de TGFs (figuras 3.4 y 3.5).

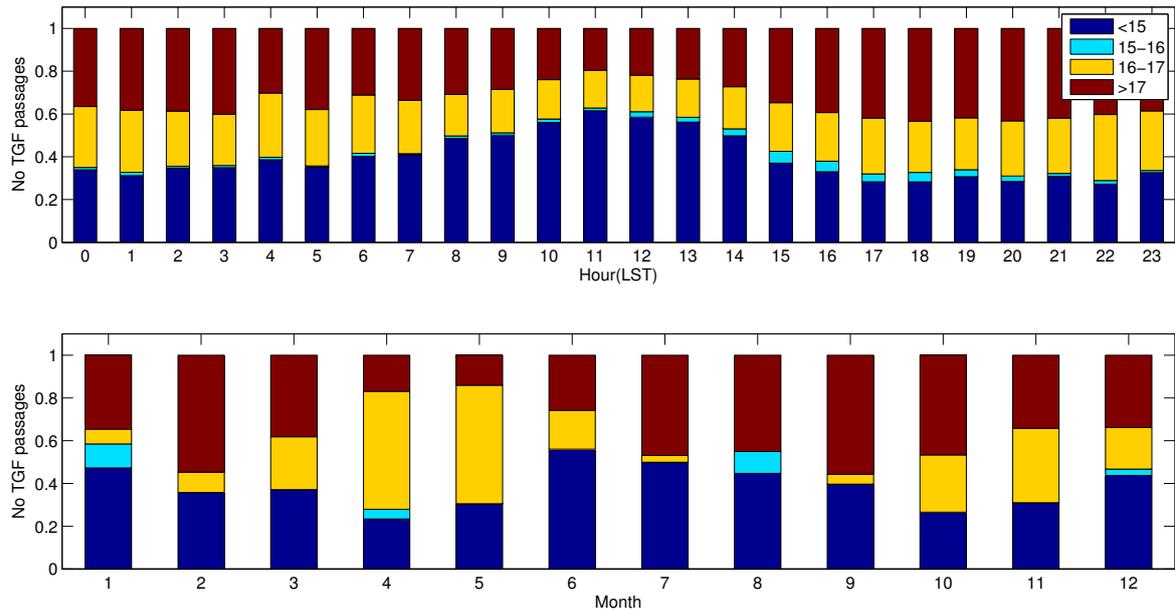


Figura 3.10: CTA. Ciclo diurno (superior) y distribución mensual (inferior) de la CTA de las pasadas de AGILE sin detección de TGF para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 sobre América. Los valores de los 4 rangos corresponden a los cuartiles de las pasadas de AGILE con detección de TGF (tabla 3.1)

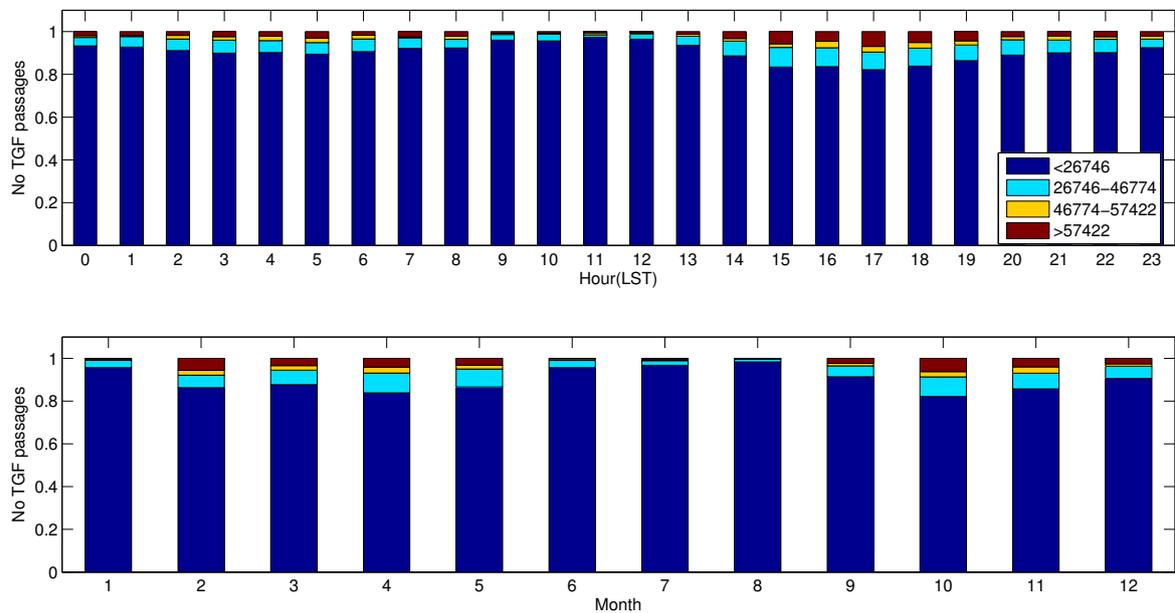


Figura 3.11: CTC. Ciclo diurno (superior) y distribución mensual (inferior) de la CTC de las pasadas de AGILE sin detección de TGF para el periodo de marzo de 2009 a julio de 2012 sobre América. Los valores de los 4 rangos corresponden a los cuartiles de las pasadas de AGILE con detección de TGF (tabla 3.1)

Resumen

Se ha mostrado que el 75% de los TGFs detectados por AGILE sobre Sudamérica en el período de marzo de 2009 a julio de 2012 sucedieron bajo valores de CAPE > 2588 J/kg, ocurrencia de strokes > 80 strokes/minuto, número de tormentas > 9 y CTC > 26000 km² (tabla 3.1). Estos valores típicos de tormentas tropicales ligeramente desplazadas de la ITCZ (*Cooray, 2003, Capítulo 1*) lo que es consistente con la migración estacional de los TGFs detectados por AGILE sobre Sudamérica (figuras 3.4 and 3.5) y con los FoV de AGILE sin detección de TGFs (figuras 3.7 - 3.11). Por otro lado, los valores de CAPE > 2000 J/kg están a menudo relacionados con fuertes corrientes ascendentes que son importantes en la separación de cargas en la capa mixta lo que sugiere que una fuerte electrificación de la capa mixta a una altura alta de la nube (*elevated charge mechanism (MacGorman et al., 1989)*) puede jugar un papel relevante en la producción de TGFs. Además, más del 50% de los TGFs se detectaron posteriormente a valores de CAPE por encima de 3000 J/kg (tabla 3.1), lo que es un valor alto incluso en el trópico. El hecho de que los TGFs se detecten cuando el número de rayos y tormentas es alto se puede explicar por la mayor probabilidad de encontrar una de las tormentas en la fase favorable para la producción de TGFs. Finalmente, la altitud de las tormentas aparece como un factor importante pero no principal.

También se ha visto que la razón del bajo número de detecciones de TGF fuera de los trópicos se puede deber precisamente a que todas estas condiciones que parecen favorecer su producción son poco típicas fuera de las regiones tropicales. Además, se ha mostrado que un detector con las mismas características del MCAI sobre Europa necesitaría ~ 113 días de exposición para detectar un TGF.

3.4 Conclusiones

A continuación se sintetizan las principales conclusiones y observaciones de este capítulo. Para el análisis global de detecciones de TGF de RHESSI y AGILE comparado con las detecciones de WWLLN:

- Detección de una nueva pero débil región de producción TGFs sobre la región

tropical del Pacífico.

- La ratio TGF/rayo para los TGFs de AGILE y RHESSI es diferente del esperado comparado con *Fuschino et al. (2011)* para AGILE y *Smith et al. (2010)* para RHESSI, siendo menor en América que en África y Asia. Sin embargo estas ratios se han calculado con un método distinto y se refieren principalmente a CG *strokes*.
- La ocurrencia geográfica de TGFs en las tres principales zonas de producción de rayos siguen perfectamente el movimiento estacional de la ITCZ, como ya se había publicado previamente (*Splitt et al., 2010*).
- Los TGFs exhiben un ciclo diurno en todas las regiones continentales con picos durante la tarde lo que sugiere que los efectos de la radiación solar en la producción de CAPE y tormentas convectivas ayudan en la creación de las condiciones ideales para su generación.

Para el análisis de las pasadas de AGILE para el periodo 2009-2012 sobre Sudamérica se ha concluido lo siguiente::

- Los TGFs detectados por AGILE se producen bajo condiciones de alto número de rayos, tormentas, alta CAPE y alta CTC que son atípicas incluso en los trópicos. Estas condiciones se dan preferentemente durante la tarde y en los meses del año en que la ITCZ cruza la zona de cobertura de AGILE.
- Los valores altos de CAPE bajo los que se detectan los TGFs sugieren que los procesos de electrificación asociados a fuertes corrientes ascendentes son importantes para crear las mejores condiciones atmosféricas para la producción de TGFs.
- Un alto número de tormentas bajo AGILE aumenta la probabilidad de encontrar a una de ellas en la fase de evolución más favorable para la producción de TGFs. Además, un número alto de rayos bajo el satélite también aumenta la probabilidad de detección de TGFs.

- La altura de los topes nubosos (CTA) (*Williams et al.*, 2006) no es el factor principal para la detección de TGFs a la altura de los satélites. Sin embargo parece importante junto a valores altos de CAPE y actividad de rayos.
- La preferencias detectadas para la producción de TGFs muy atípicas fuera de regiones tropicales y la comparación de las densidades anuales de strokes en Sudamérica y Europa han mostrado que la para la detección de TGFs en Europa puede ser clave el área efectiva de los detectores.

Referencias

- Abarca, S. F., K. L. Corbosiero, and T. J. Galarneau (2010), An evaluation of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth, *J. Geophys. Res.*, *115*(D18), D18,206, doi:10.1029/2009JD013411.
- Asnani, G. C. (1993), *Tropical Meteorology, Volumen 1*, Published by G. C. Asnani, c/o Indian Institute of Tropical Meteorology, Pashan, Pune-411008, India. 1993.
- Collier, A. B., T. Gjesteland, and N. Ø stgaard (2011), Assessing the power law distribution of TGFs, *J. Geophys. Res.*, *116*(A10), A10,320, doi:10.1029/2011JA016612.
- Cooray, V. (Ed.) (2003), *The Lightning Flash*, IET, The Institution of Engineering and Technology, Michael Faraday House, Six Hills Way, Stevenage SG1 2AY, UK, doi:10.1049/PBPO034E.
- Fuschino, F., et al. (2011), High spatial resolution correlation of AGILE TGFs and global lightning activity above the equatorial belt, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(14), n/a–n/a, doi:10.1029/2011GL047817.
- Hutchins, M. L., R. H. Holzworth, J. B. Brundell, and C. J. Rodger (2012), Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network, *Radio Sci.*, *47*(6), n/a–n/a, doi:10.1029/2012RS005049.
- MacGorman, D. R., D. W. Burgess, V. Mazur, W. D. Rust, W. L. Taylor, and B. C. Johnson (1989), Lightning Rates Relative to Tornadic Storm Evolution on 22 May 1981, *J. Atmos. Sci.*, *46*(2), 221–251, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<0221:LRRTTS>2.0.CO;2.
- Marisaldi, M., et al. (2014), Properties of terrestrial gamma ray flashes detected by AGILE MCAL below 30MeV, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *119*(2), 1337–1355, doi:10.1002/2013JA019301.

- Rodger, C. J., S. Werner, J. B. Brundell, E. H. Lay, N. R. Thomson, R. H. Holzworth, and R. L. Dowden (2006), Detection efficiency of the VLF World-Wide Lightning Location Network (WWLLN): initial case study, *Ann. Geophys.*, *24* (12), 3197–3214, doi:10.5194/angeo-24-3197-2006.
- Smith, D. M., L. I. Lopez, R. P. Lin, and C. P. Barrington-Leigh (2005), Terrestrial gamma-ray flashes observed up to 20 MeV., *Science*, *307* (5712), 1085–8, doi:10.1126/science.1107466.
- Smith, D. M., B. J. Hazelton, B. W. Grefenstette, J. R. Dwyer, R. H. Holzworth, and E. H. Lay (2010), Terrestrial gamma ray flashes correlated to storm phase and tropopause height, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E49, doi:10.1029/2009JA014853.
- Splitt, M. E., S. M. Lazarus, D. Barnes, J. R. Dwyer, H. K. Rassoul, D. M. Smith, B. Hazelton, and B. Grefenstette (2010), Thunderstorm characteristics associated with RHESSI identified terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E38, doi:10.1029/2009JA014622.
- Van Allen, J. A., Ludwig, G. H., Ray, E. C. and McIlwain, C. E. (1958), Observation of High Intensity Radiation by Satellites 1958 Alpha and Gamma, *J. Jet Propuls.*, *28*(9), 588–592, doi:10.2514/8.7396.
- Virts, K. S., J. M. Wallace, M. L. Hutchins, and R. H. Holzworth (2013), Highlights of a New Ground-Based, Hourly Global Lightning Climatology, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *94* (9), 1381–1391, doi:10.1175/BAMS-D-12-00082.1.
- Williams, E., et al. (2006), Lightning flashes conducive to the production and escape of gamma radiation to space, *J. Geophys. Res.*, *111* (D16), D16,209, doi:10.1029/2005JD006447.

4 | Correlaciones de TGFs y rayos

4.1 Introducción

En este capítulo se presentan un total de 90 casos de TGFs correlacionados con detecciones de rayos en América. El proceso de producción de TGFs no está todavía del todo establecido. Sin embargo, se ha visto en el el Capítulo 2 que las últimas observaciones (*Stanley et al.*, 2006; *Lu et al.*, 2010; *Shao et al.*, 2010; *Lu et al.*, 2011; *Marshall et al.*, 2013) y modelos (*Celestin and Pasko*, 2011; *Mallios et al.*, 2013) parecen indicar que se podrían producir durante la fase inicial de un líder negativo ascendente. En esta parte de la tesis se muestran distintos tipos de correlación temporal entre rayo y TGF. Para cada una de ellas se presenta una hipótesis que pueda explicar la producción del TGF teniendo en cuenta los modelos presentados en el Capítulo 2. Además, para 32 de los casos de correlación se ha obtenido la fase de la tormenta correspondiente.

4.2 Datos y metodología

Los TGFs analizados son detecciones de RHESSI y AGILE y se han correlacionado con detecciones de rayos de LINET y WWLLN. La fase de la tormenta se ha podido analizar para aquellos casos en los que se tenía imágenes de satélite, en concreto del canal 4 de infrarrojo del GOES-East (igual que en el capítulo anterior). Para decidir que un rayo y un TGF están correlacionados se ha definido el criterio que presentamos a continuación. Las redes de detección de rayos utilizadas, LINET y WWLLN, trabajan en LF/VLF, por lo tanto, como se ha visto en el capítulo 2, las señales detectadas serán *strokes* o algún proceso del IB. Llamaremos a las detecciones *strokes* de forma genérica antes de hacer la discusión de los resultados. Por lo tanto, es difícil decidir que

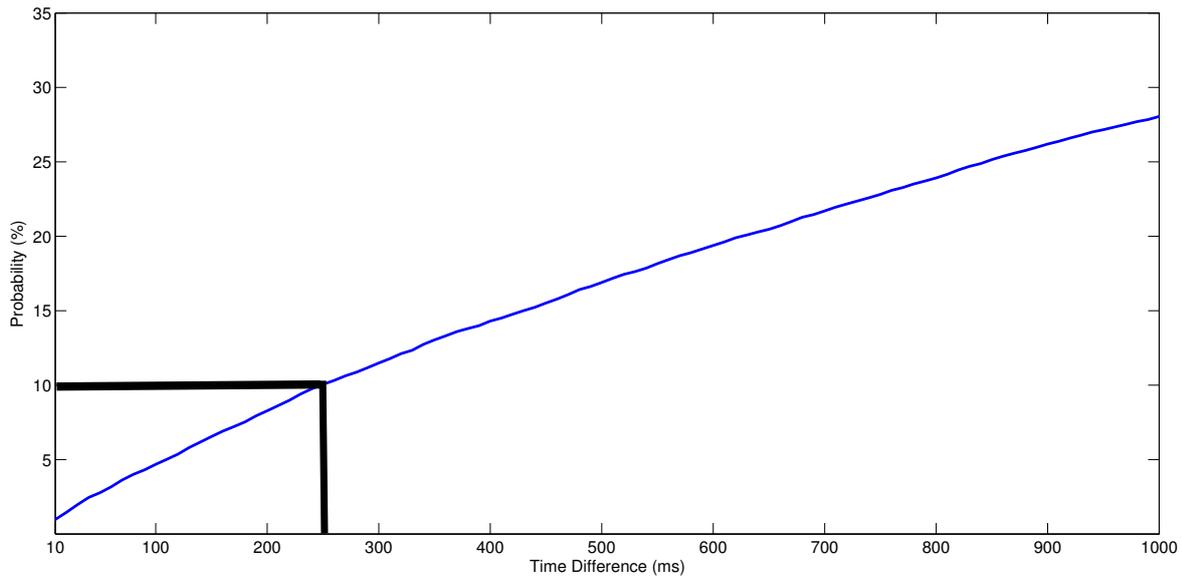


Figura 4.1: Probabilidad que un TGF y un *stroke* sean eventos aleatorios en función de la diferencia temporal.

diferencia temporal Δt entre el *stroke* y el TGF es la adecuada para poder considerar que puede existir una relación de causalidad entre ambos. Para ello se ha hecho una simple simulación que da la probabilidad que un evento aleatorio (en este caso un TGF) y un *stroke* sean sucesos independientes. Para cada uno de los TGFs de RHESSI se han seleccionado todos los *strokes* en un intervalo de tiempo de ± 5 minutos en un radio de 600 km alrededor del *subsatellite point* de RHESSI en el momento de detectar el TGF. Para cada caso se han generado un total de 100 eventos aleatorios dentro del tiempo de ± 5 minutos con precisión hasta el milisegundo. Así se ha podido determinar la diferencia temporal mínima entre cada evento y un *stroke*. El resultado de estas diferencias temporales se muestra en un histograma acumulado en la figura 4.1. Son un total de 100 casos para 194 TGFs, lo que resultan en un total de 19400 eventos. Se puede ver en la figura 4.1 que la probabilidad de que un TGF y un *stroke* separados temporalmente 250 ms sean sucesos independientes es del 10 %. Este es un tiempo plausible para la diferencia entre el inicio de un rayo y el primer *stroke* o el último *stroke* y el final de rayo. En la figura 4.2 se muestra un caso de rayo, detectado tanto por LMA y LINET en el *Ebro Valley Laboratory*, para el que la diferencia temporal entre el inicio del rayo y el *stroke* es de ~ 300 ms, mientras que la diferencia temporal entre el último *stroke* y el final del rayo es de ~ 250 milisegundos. Por lo tanto, viendo

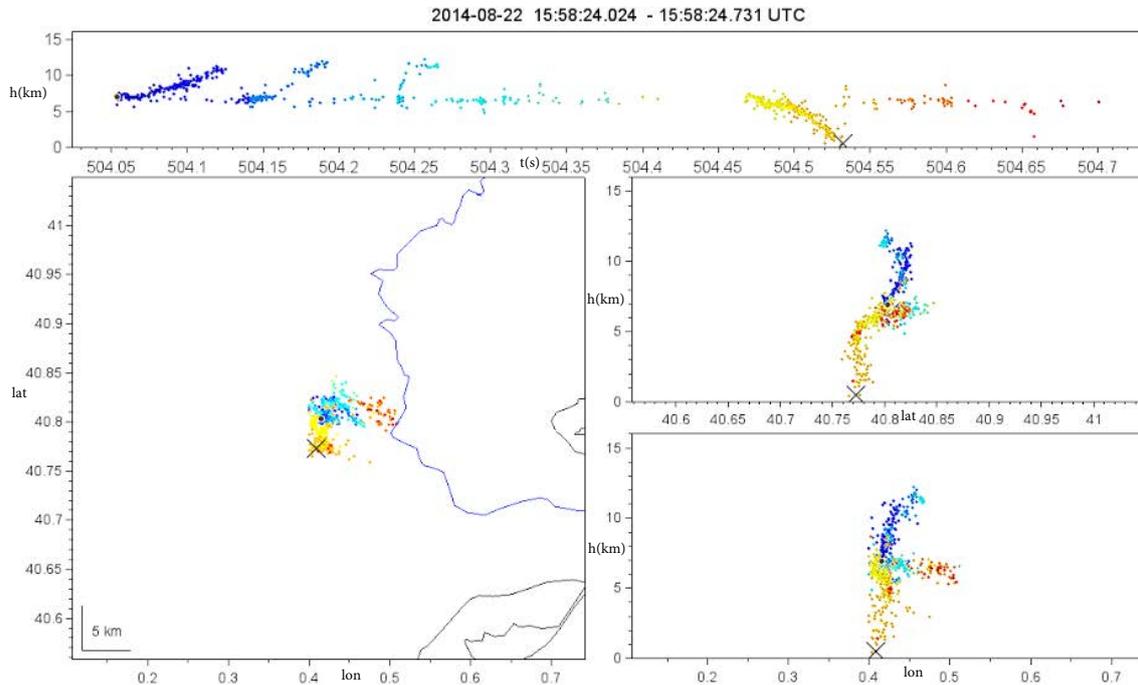


Figura 4.2: Rayo detectado por la red LMA (puntos de colores) y LINET de (cruz negra: polaridad negativa) en el *Ebro Valley Laboratory*. El punto negro indica el inicio del rayo.

que el ± 250 ms es un tiempo plausible para la diferencia temporal entre el inicio o el final del rayo y el *stroke*, y que la simulación ha resultado que para $\Delta t \leq 250$ ms entre un *stroke* y un TGF la probabilidad de no causalidad es del 10%, se ha escogido precisamente $\Delta t \leq 250$ ms como criterio para considerar que un TGF y un *stroke* pueden estar relacionados. Hay que tener en cuenta también que se ha corregido la diferencia temporal teniendo en cuenta un retraso en el reloj de RHESSI de 1.8 ms (*Grefenstette et al.*, 2009). A pesar de esta corrección, se ha considerado un nivel de incertidumbre de 2 ms para los casos de RHESSI. Para ambos satélites se debe corregir también el tiempo que tarda la luz recorrer la distancia $d = \sqrt{x^2 + h^2}$ desde el lugar emisión del TGF, a una distancia x del subsatellite point, hasta el satélite situado a una altura h , como se puede ver en la figura 4.3.

Por lo tanto, según el tiempo de correlación, se han clasificado los resultados en 4 tipos en función de la ocurrencia del TGF respecto del *stroke*: antes, después, entre dos *strokes* del mismo rayo o indeterminado. Para determinar la multiplicidad de cada rayo se ha considerado que la diferencia entre *strokes* no debía ser mayor de 60 ms (*Rakov and Uman*, 2003) y estar separados más de 10 km.

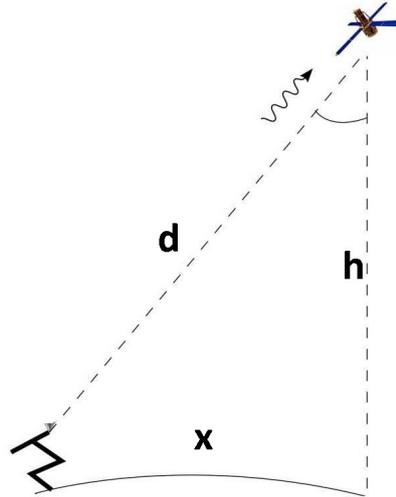


Figura 4.3: Esquema de la distancia que d que recorren los fotones del TGF producidos por *stroke* localizado a una distancia x del subsatellite point hasta llegar a la altura h del satélite.

En el siguiente apartado se discuten los resultados y se plantean una serie de hipótesis, a partir de observaciones de LMA del *Ebro Valley Laborator* y las teoría de producción explicadas en capítulo 2, para ver la viabilidad de cada caso de correlación. Además, como se ha dicho, para los casos de TGF en que se disponía de la imagen de GOES-East se ha podido seleccionar la tormenta que ha producido el rayo asociado al TGF para determinar la fase de la tormenta cuando se produce el TGF. Para determinar esta fase se han analizado dos factores. En primer lugar, la evolución temporal de la producción de rayos y en segundo lugar, la evolución temporal del área cubierta por los topes nubosos. Para analizar este segundo factor se cuentan los píxeles de cada temperatura (como en el capítulo anterior) para cada imagen de la tormenta y se muestra la evolución temporal del área total y el área cubierta por cada temperatura en un histograma acumulado.

4.3 Resultados y discusión

4.3.1 Correlaciones

En la tabla 4.1 se muestran los 90 casos de correlaciones de TGFs y rayos. De los 90 casos de correlaciones analizados 69 son correlaciones de RHESSI y WWLLN, 13

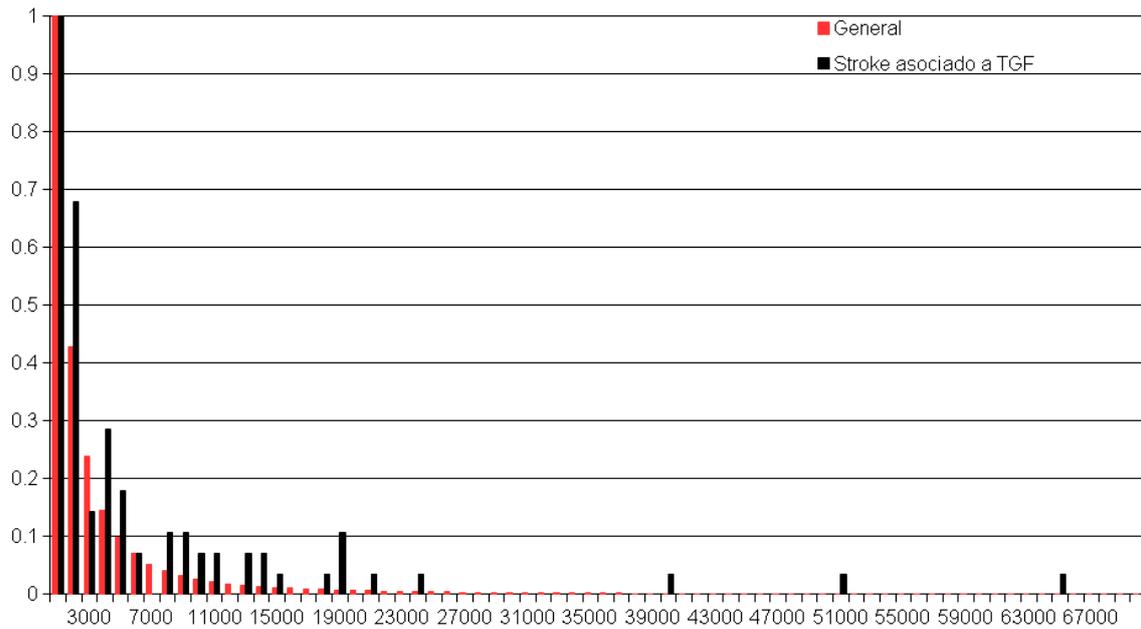


Figura 4.4: Distribución de la potencia de los *strokes* de WWLLN correlacionados con TGFs (negro) y distribución de la potencia de todos los *strokes* detectados por WWLLN en 2011.

de RHESSI y AGILE, 7 de AGILE y WWLLN y una de AGILE y LINET. 6 TGFs de RHESSI han sido correlacionados a la vez con WWLLN y LINET. De los rayos correlacionados 81 tienen multiplicidad 1, 9 multiplicidad 2 y sólo 1 multiplicidad 3. De las correlaciones con LINET, nueve de los *strokes* tienen corrientes positivas entre 8.8 kA y 107.4 kA, mientras que 5 tienen corrientes negativas entre -7.1 kA y -79 kA. La red WWLLN no determina la corriente de las descargas sino una potencia en valor absoluto función de la corriente (se recomienda la lectura de *Hutchins et al.* (2012) para ampliar el conocimiento acerca de como se determina esta potencia). Para determinar si los *strokes* que se presentan son o no muy energéticos se ha comparado la distribución de la potencia de los *strokes* correlacionados con TGF de este trabajo con la distribución de la potencia de todos los *strokes* localizados por WWLLN en 2011. El resultado se muestra en un histograma en la figura 4.4. Se puede ver que los *strokes* correlacionados siguen la misma distribución. WWLLN no diferencia entre CG e IC, y aunque LINET si lo hace no se ha tenido en cuenta. Vamos a suponer por lo tanto, que las detecciones son *strokes* CG o pulsos asociados al IB.

#	TGF Date - Time	TGF Lat	TGF Lon	Str Lat	Str Lon	D(km)	T diff (s)	T diff corr (s)	C/P	Sat - LLN
1	2009-02-11 17:26:49.304	-0.71	-64.56	-2.43	-65.89	242	0.000	-0.001		RH - W
2	2009-05-06 03:45:06.776	1.3	-72.17	-1.25	-70.09	367	0.002	0.002	7417.64	RH - W
3	2009-05-08 02:00:27.982	2.9	-61.24	3.07	-61.3	20	-0.001	-0.001	9699.61	RH - W
4	2009-06-03 14:29:10.499	16.12	-87.73	15.93	-88.64	100	0.000	-0.001	775.18	RH - W
5	2009-06-06 04:08:06.405	14.45	-89.09	12.77	-88.38	203	0.000	0.000	1582.91	RH - W
6	2009-06-16 08:55:11.804	0.78	-70.86	3.07	-73.49	388	0.000	-0.001	2394.15	RH - W
7	2009-07-25 12:22:25.582	30.39	-77.94	27.4	-78.44	336	0.000	-0.001	1210.07	RH - W
8	2009-07-29 03:38:24.333	10.16	-89.96	7.44	-89.34	310	0.000	-0.001	1074.96	RH - W
9	2009-08-02 12:02:03.654	4.23	-84.3	6.1	-80.63	457	-0.001	-0.002	984.84	RH - W
10	2009-08-07 05:01:22.564	35.57	-72.04	33.35	-75.34	390	-0.001	-0.002	50744.89	RH - W
11	2009-08-11 06:38:30.101	1.88	-60.4	1.53	-63.14	307	0.000	-0.001	13781.5	RH - W
12	2009-09-02 19:23:32.471	13.09	-60.63	14.99	-59.83	229	0.072	0.071	1043.32	RH - W
13	2009-09-07 07:12:34.665	4.66	-65.32	2.75	-66.14	232	0.000	0.000	8038.01	RH - W
14	2009-09-24 23:34:41.800	5.1	-71.21	6.76	-70.46	202	-0.001	-0.001	1789.14	RH - W
15	2009-09-27 09:42:30.185	8.7	-77.57	6.36	-78.51	280	-0.097	-0.097	3785.03	RH - W
16	2009-09-27 09:43:02.713	7.47	-76.07	6.7	-78.34	265	0.092	0.092	433.29	RH - W
17	2009-10-20 12:20:17.138	24.24	-48.6	21.19	-47.75	351	-0.001	-0.001	884.85	RH - W
	2009-10-20 12:20:17.138	24.24	-48.6	21.18	-47.74	352	0.016	0.015	291.75	RH - W
18	2009-12-22 17:58:16.979	13.85	-79.14	14.27	-77.89	143	0.000	-0.001	2027.59	RH - W
19	2010-02-25 23:04:22.022594	2.03	-72.23	0.9	-67.86	502	0.196	0.195	1792.83	AG - W
20	2010-03-02 20:22:43.101390	2.15	-68.22	2.35	-69.18	109	0.188	0.188	271.4	AG - W
21	2010-03-02 22:03:24.461481	2.44	-72.86	2.42	-70.41	272	0.097	0.097	454.39	AG - W

	2010-03-02 22:03:24.461481	2.44	-72.86	2.52	-70.39	275	0.121	0.120	360.88	AG - W
	2010-03-02 22:03:24.461481	2.44	-72.86	2.39	-70.4	273	0.174	0.173	455.07	AG - W
22	2010-03-07 00:39:43.689821	0.88	-69.56	-0.28	-71.49	251	0.250	0.250	438.27	AG - W
23	2010-06-06 15:30:02.594	3.94	-83.6	5.68	-81.91	270	0.000	0.000	3691.71	RH - W
24	2010-06-17 09:50:16.495	11.12	-81.8	10.11	-80.26	203	0.000	0.000	879.22	RH - W
25	2010-06-26 21:26:14.423	29.43	-79.92	30.81	-81.91	245	0.003	0.003	642.32	RH - W
26	2010-07-05 02:07:33.582	7.75	-82.55	8.9	-81.08	206	0.001	0.001	490.11	RH - W
27	2010-07-13 18:50:36.777	33.28	-79.88	32.88	-80.13	51	0.000	0.000	321.57	RH - W
28	2010-07-17 20:19:38.325	12.05	-88.67	14.78	-92.2	488	-0.001	-0.002	1110.78	RH - W
29	2010-08-19 05:01:12.281	17.22	-88.02	16.05	-87.86	131	0.000	0.000	1624.13	RH - W
30	2010-08-20 15:33:10.936	15.54	-31.67	12.86	-31.17	303	-0.001	-0.001	64417.77	RH - W
31	2010-08-31 23:18:57.507	7.12	-75.63	4.6	-72.61	436	-0.001	-0.001	12222.22	RH - W
32	2010-09-05 11:06:25.955	11.43	-79.04	9.91	-76.66	311	0.000	0.000	1416.58	RH - W
33	2010-09-06 19:34:58.869	18.21	-75.31	20.96	-73.81	344	0.000	0.000	4676.08	RH - W
34	2010-09-09 12:41:31.895	37.9	-60.86	37.75	-63.22	208	0.000	-0.001	12613.12	RH - W
35	2010-09-27 23:41:43.441	2.12	-74.26	1.33	-72.75	190	0.000	0.000	1479.13	RH - W
36	2010-10-11 19:32:34.612	18.87	-83.4	20.98	-81.8	289	0.000	-0.001	3835.25	RH - W
37	2010-10-24 22:17:28.386	11.09	-74.81	10.68	-74.64	49	0.003	0.003	1433.47	RH - W
38	2010-10-31 18:33:58.078	9.16	-63.17	7.72	-62.55	175	0.000	-0.001	831.78	RH - W
39	2010-11-18 00:31:37.878	8.53	-67.67	6.64	-66.98	225	0.000	-0.001	450.7	RH - W
40	2011-02-11 18:33:37.733684	2.36	-70.01	2.83	-69.6	70	0.171	0.170	364.71	AG - W
41	2011-02-16 17:54:14.675	2.54	-63.64	1.04	-64.85	214	0.000	-0.001	1426.25	RH - W
42	2011-03-30 00:06:35.024	-3.22	-71.82	-2.35	-71.68	98	0.000	-0.001	336.57	RH - W
43	2011-04-26 00:12:41.447	7.25	-73.04	7.98	-75.17	249	0.046	0.045	631.91	RH - W

	2011-04-26 00:12:41.447	7.25	-73.04	8	-75.1	242	0.072	0.072	1092.77	RH - W
44	2011-05-26 10:20:19.486	9.67	-70.09	11.78	-74.83	569	-0.003	-0.004	1023.81	RH - W
45	2011-05-31 08:17:56.851	9.57	-73.3	6.93	-74	304	0.001	0.001	1657.25	RH - W
46	2011-06-19 10:24:46.794	12.89	-85.24	12.07	-87.29	241	0.000	0.000	4865.33	RH - W
47	2011-06-26 20:18:16.697	9.56	-74.94	9.63	-78.33	372	0.000	-0.001	8502.18	RH - W
48	2011-09-01 14:08:39.651	7.57	-82.46	10.28	-81.11	336	0.000	-0.001	3719.13	RH - W
49	2011-09-01 14:09:21.698	9.14	-80.56	9.79	-80.94	84	0.036	0.036	3909.4	RH - W
50	2011-09-06 12:04:12.001	5.72	-87.45	7.83	-83.52	493	0.000	-0.001	17133.78	RH - W
51	2011-09-08 20:31:58.167	10.07	-71	9.33	-68.35	302	-0.001	-0.001	4347.42	RH - W
52	2011-09-11 08:25:53.548	8.21	-62.83	7.68	-65.44	294	0.000	0.000	9960.64	RH - W
53	2011-10-21 15:46:15.408	16.4	-77.7	18.32	-81.24	433	0.000	-0.001	14173.3	RH - W
	2011-10-21 15:46:15.408	16.4	-77.7	18.29	-81.27	434	0.048	0.048	141.61	RH - W
54	2011-10-24 22:26:28.382	10.31	-55.8	6.01	-54.56	497	-0.001	-0.002	18633.85	RH - W
55	2011-11-04 07:54:52.210	8.79	-64.32	6.84	-64.02	219	0.000	0.000	13641.42	RH - W
56	2011-11-25 01:14:30.739385	1.66	-67.43	2.87	-69	220	0.036	0.036	863.33	AG - W
57	2012-03-02 04:36:48.928124	-2.21	-80.01	-1.6	-79.29	105	0.217	0.217	946.15	AG - W
58	2012-04-29 23:29:01.940	8.69	-77.9	7.33	-76.7	201	0.000	-0.001	388.3	RH - W
	2012-04-29 23:29:01.940	8.69	-77.9	7.32	-76.69	203	-0.001	-0.001	22	RH - L
59	2012-04-30 09:43:28.220	5.47	-72.75	5.53	-74.69	215	0.000	0.000	5447.33	RH - W
	2012-04-30 09:43:28.220	5.47	-72.75	5.51	-74.68	213	0.000	0.000	25.5	RH - L
60	2012-05-25 12:08:19.698	12.59	-77.88	8.35	-75.32	549	0.044	0.043	8.8	RH - L
	2012-05-25 12:08:19.698	12.59	-77.88	8.32	-75.36	549	0.092	0.091	-7.1	RH - L
61	2012-06-20 22:53:06.547	3	-73.68	3.67	-77.35	415	0.000	-0.001	-45.4	RH - L
	2012-06-20 22:53:06.547	3	-73.68	3.7	-77.34	414	0.000	-0.001	3357.02	RH - W

62	2012-06-22 20:21:29.390217	2.29	-70.63	0.95	-71.8	198	0.095	0.094	29.9	AG - L
63	2012-06-23 08:52:25.655	8.23	-74.63	8.23	-74.64	1	-0.001	-0.001	19.4	RH - L
	2012-06-23 08:52:25.655	8.23	-74.63	8.28	-74.71	10	0.000	0.000	686.04	RH - W
64	2012-06-29 20:07:08.543	9.95	-84.17	9.59	-84.08	41	0.001	0.000	2228.24	RH - W
	2012-06-29 20:07:08.543	9.95	-84.17	9.67	-84.3	34	0.000	0.000	-44.1	RH - L
65	2012-07-08 02:01:54.979	10.95	-76.87	9.35	-76.33	188	0.002	0.002	23.3	RH - L
	2012-07-08 02:01:54.979	10.95	-76.87	9.34	-76.33	189	0.017	0.017	15.4	RH - L
66	2012-07-09 15:34:14.624	10.2	-83.07	6.38	-85.26	489	-0.001	-0.002	107.4	RH - L
	2012-07-09 15:34:14.624	10.2	-83.07	6.42	-85.19	481	-0.002	-0.003	1018.35	RH - W
67	2012-07-10 22:15:04.614	32.29	-79.31	32.77	-80.66	137	0.001	0.000	1504.22	RH - W
68	2012-07-14 21:56:36.282	2.98	-52.01	1.42	-53.84	268	0.000	0.000	3042.33	RH - W
69	2012-08-13 09:45:26.576	9.95	-81.22	8.85	-84.14	343	-0.001	-0.001	18963.06	RH - L
	2012-08-13 09:45:26.576	9.95	-81.22	8.84	-83.86	315	-0.001	-0.001	55.3	RH - L
70	2012-09-03 19:18:19.422	32.78	-54.18	34.31	-54.85	182	0.121	0.121	18.3	RH - W
71	2012-09-10 09:50:54.646	3.35	-78.03	5.66	-78.33	260	0.000	0.000	18963.06	RH - W
72	2012-10-01 10:36:43.686	17.69	-82.58	17.49	-83.35	84	0.000	0.000	549.31	RH - W
73	2012-10-24 00:50:25.845	14.46	-86.74	13.49	-88.97	264	0.000	0.000	283.92	RH - W
74	2012-10-28 12:19:11.965	8.01	-80.14	4.7	-77.58	465	0.000	0.000	3479.72	RH - W
	2012-10-28 12:19:11.965	8.01	-80.14	4.69	-77.54	468	0.000	-0.001	-78	RH - L
75	2012-10-28 12:19:20.521	8.33	-79.75	5.84	-79.64	278	0.001	0.000	7690.76	RH - W
76	2012-10-31 10:16:48.651	9.2	-68.02	11.58	-71.76	487	0.000	-0.001	1511.57	RH - W
77	2012-11-01 20:23:13.741	0.98	-62.63	2.47	-65.52	362	-0.004	-0.005	423.22	RH - W
78	2013-02-21 06:22:56.152	0.62	-78.28	4.69	-76.78	482	-0.001	-0.002	-30	RH - L

	2013-02-21 06:22:56.152	0.62	-78.28	4.73	-76.81	486	-0.003	-0.004	293.61	RH - W
79	2013-04-30 23:24:24.845	9.42	-76.08	6.65	-77.21	333	-0.001	-0.001	37.2	RH - L
80	2013-06-15 12:36:40.135	9.72	-73.44	11.79	-76.51	408	0.001	0.000	4273.12	RH - W
81	2013-06-27 20:51:33.984	8.69	-78.46	6.49	-81.63	427	0.000	-0.001	10046.55	RH - W
	2013-06-27 20:51:33.984	8.69	-78.46	6.8	-81.93	436	0.061	0.060	4019.83	RH - W
82	2013-08-01 04:49:12.121	10.03	-73.16	9.44	-76.97	423	-0.001	-0.001	5485.02	RH - W
83	2013-08-10 10:01:06.078	22.85	-80.5	23.01	-78.91	164	0.000	-0.001	8847.62	RH - W
84	2013-08-15 09:11:44.063	6.67	-78.44	4.92	-77.86	206	-0.068	-0.068	2585.78	RH - W
	2013-08-15 09:11:44.063	6.67	-78.44	4.88	-77.87	210	0.006	0.006	-18	RH - L
85	2013-08-16 09:01:40.517	3.61	-78.8	6.41	-78.75	312	0.000	0.000	20280.84	RH - W
86	2013-09-09 20:12:05.234	17.15	-74.07	15.03	-73.17	255	0.000	-0.001	10254.69	RH - W
87	2013-10-07 08:27:01.069	10.49	-78.37	11.21	-79.59	156	0.000	0.000	23221.58	RH - W
88	2013-10-09 08:05:47.615	5.02	-79.53	9.62	-80.52	524	0.172	0.171	1597.95	RH - W
89	2013-10-10 21:32:19.220	15.6	-84.57	14.1	-83.85	184	0.000	-0.001	39209.79	RH - W
90	2013-10-28 21:45:04.485	7.14	-62.4	5.18	-62.7	220	0.000	0.000	7836.76	RH - W

Tabla 4.1: Resumen de los datos de las correlaciones analizadas.

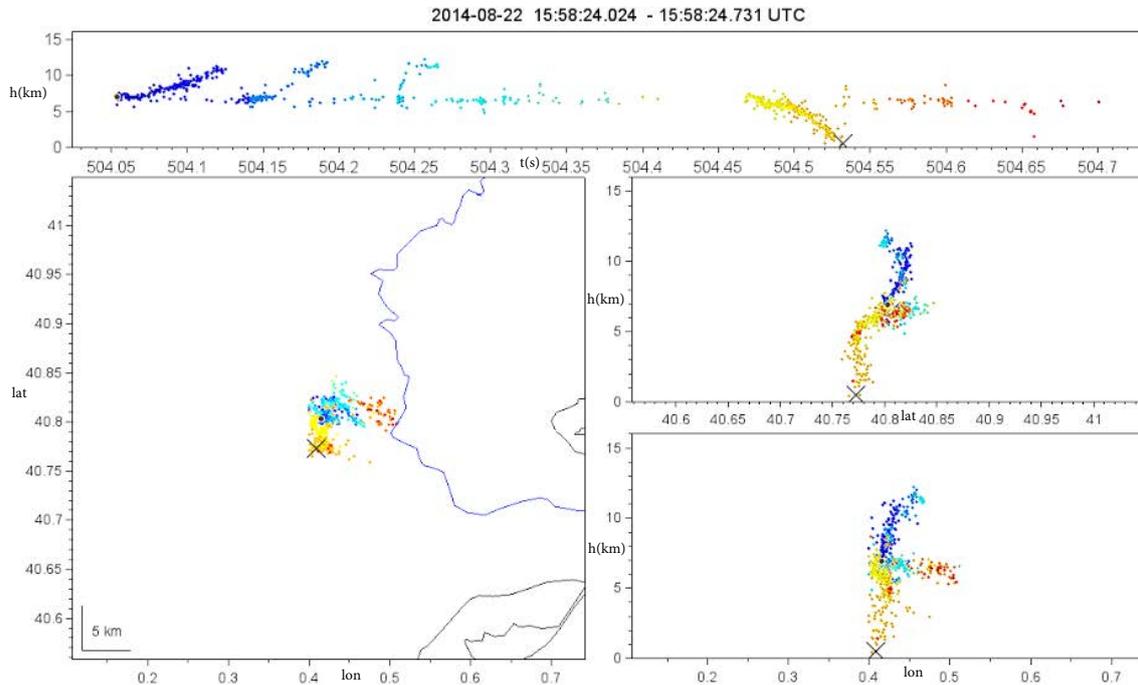


Figura 4.5: Rayo detectado por la red LMA (puntos de colores) y LINET de (cruz negra: polaridad negativa) en el *Ebro Valley Laboratory*. El punto negro indica el inicio del rayo.

Respecto a la diferencia temporal se ha encontrado que para un total de 17 casos el TGF ocurrió antes del primer *stroke*, para 13 casos después del único o último *stroke* y para 69 casos la diferencia temporal es indeterminada (incertidumbre de 2 ms). Sólo se ha encontrado un caso en que el TGF se ha producido entre dos *strokes*. Es interesante destacar que todas las correlaciones de AGILE se dan para tiempos por encima de los 10 ms. A continuación vamos a analizar los distintos grupos de correlaciones y presentar una serie de hipótesis para intentar justificar la relación de causalidad entre TGF y rayo.

Para los casos en que el TGF se produce antes o después del *stroke* se plantea que el TGF pueda estar producido por un líder negativo que en algún momento de su desarrollo previo o posterior al *stroke* se desplaza en dirección vertical. Ejemplos de esto se pueden observar en la figura 4.5 para el caso en que el TGF se produce previo al *stroke* y en la figura 4.6 para los casos en que el TGF se produce después del último *stroke*. En este desarrollo vertical se producirían electrones altamente energéticos en los campos del frente del líder mediante *thermal runaway* que podrían ser acelerados hasta energías relativistas provocando una avalancha y la posterior producción del TGF

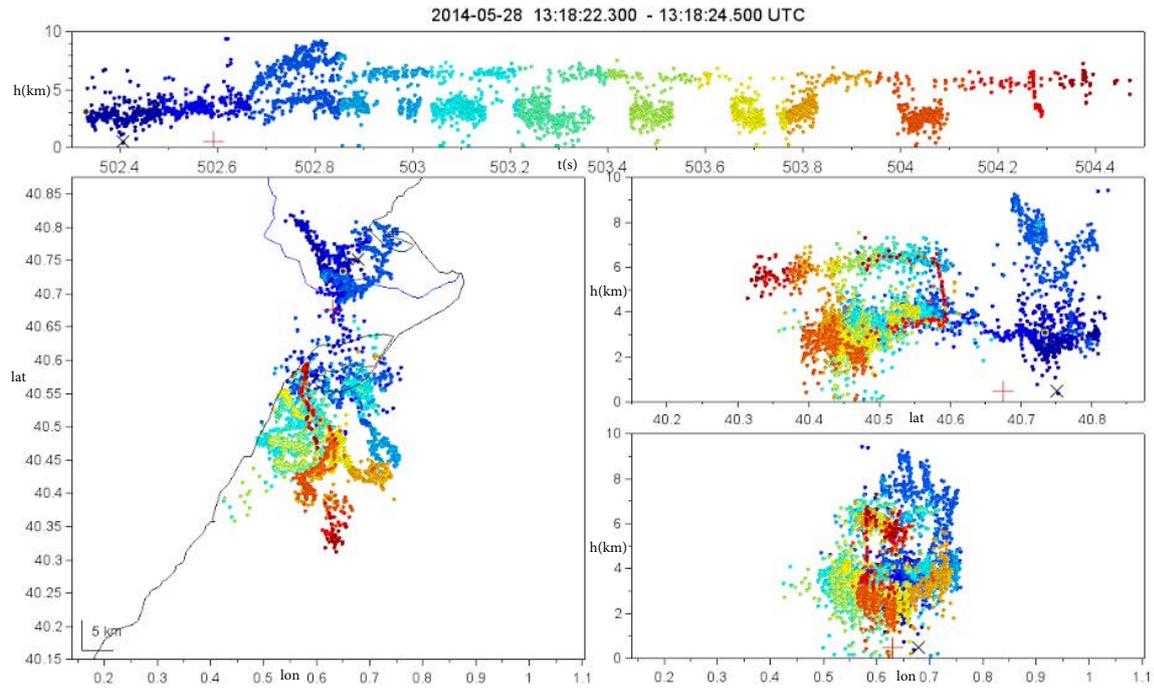


Figura 4.6: Rayo detectado por la red LMA (puntos de colores) y LINET de (cruz negra: polaridad negativa; cruz roja: polaridad positiva) en el *Ebro Valley Laboratory*. El punto negro indica el inicio del rayo.

por efecto bremsstrahlung.

El único caso en que el TGF sucede entre dos *strokes* es el número 84 de la tabla 4.1. Se puede ver que sucede ~ 5 ms antes de un *stroke* negativo de LINET. La hipótesis que se plantea es, igual que en el caso anterior, un proceso líder negativo ascendente asociado a un *stroke* CG negativo. Este proceso, de líder negativo ascendente entre *strokes* se puede observar en la figura 4.2 y también en la figura 4.7 entre los *strokes* 8 y 9. Estos procesos líder ascendentes son perfectamente plausibles para la producción de TGFs como muestran las teorías y simulaciones desarrolladas hasta la fecha presentadas en el capítulo 2, como son el *relativistic feedback* (Dwyer et al., 2008, 2012) y la producción de electrones *runaway* por *thermal runaway* en los frentes de líderes que pueden producir posteriormente una avalancha RREA en el seno del campo eléctrico de la nube (Dwyer et al., 2008, 2010) o en el mismo campo eléctrico del rayo (Carlson et al., 2009, 2010; Celestin and Pasko, 2011; Mallios et al., 2013). Finalmente vamos a analizar los casos para los que la diferencia temporal entre TGF y detección de *stroke* es indeterminada. Debido a la incertidumbre en el reloj de RHESSI, se plantean distintas hipótesis. En estos casos el TGF ocurre ± 2 ms respecto de la detección *stroke*, por lo tanto se plantean

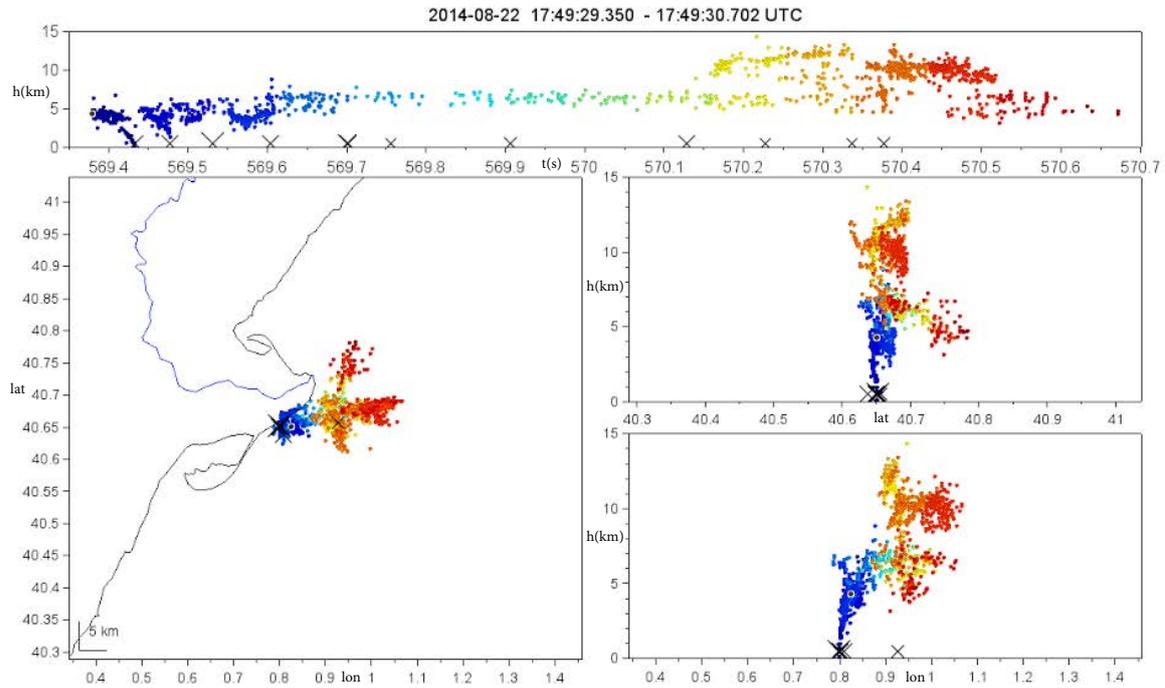


Figura 4.7: Rayo detectado por la red LMA (puntos de colores) y LINET de (cruz negra: polaridad negativa; cruz roja: polaridad positiva) en el *Ebro Valley Laboratory*. El punto negro indica el inicio del rayo.

hipótesis por si sucede antes, después o simultáneamente. Hay que tener en cuenta, que las detecciones de WWLLN y LINET pueden no ser *strokes* sino otros procesos del rayo que también emiten en VLF como el *initial breakdown*. Vamos a plantear un total de 3 hipótesis.

1. **Stroke de un rayo CG:** Si la detección tanto de WWLLN como de LINET corresponde a un *stroke* CG es probable que ambos eventos sean sucesos independientes que no están relacionados entre sí. Actualmente se considera como muy remota la posibilidad que las descargas de retorno de los rayos CG puedan tener una relación de causalidad con los TGFs. Diversos trabajos los ha descartado desde un punto teórico (*Williams et al., 2006*) además que las observaciones más recientes muestran correlaciones de TGFs con procesos IC y no con rayos CG (*Stanley et al., 2006; Lu et al., 2010; Shao et al., 2010; Lu et al., 2011; Marshall et al., 2013*).
2. **Fases iniciales del rayo:** El IB es uno de los procesos que emite en VLF y puede ser confundido por las redes de detección de rayos WWLLN y LINET

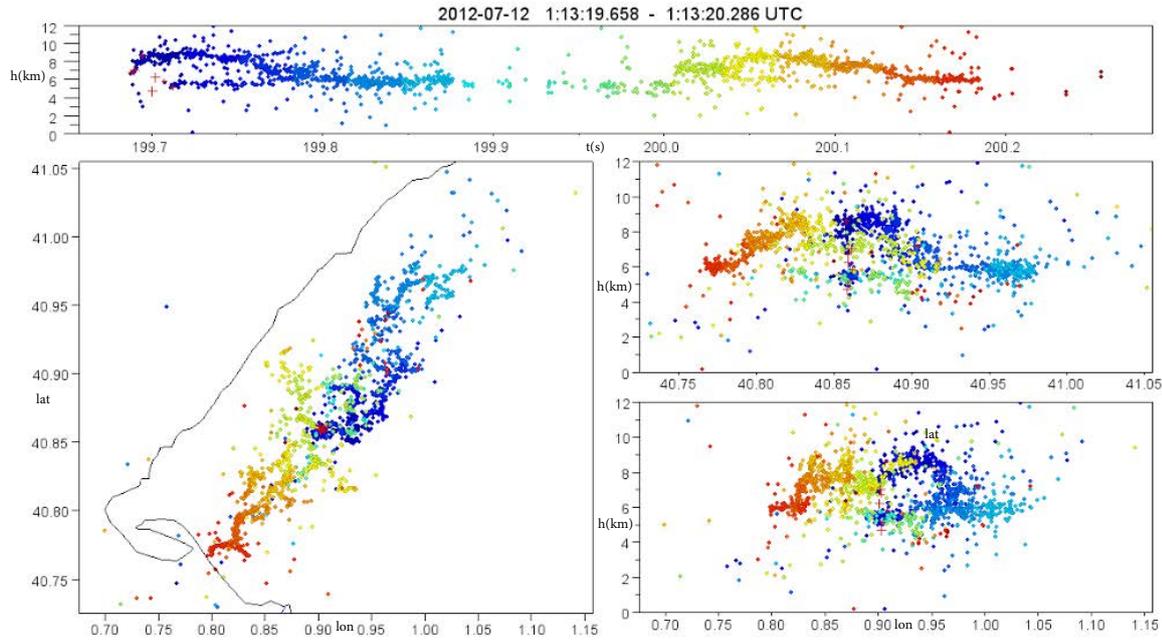


Figura 4.8: Rayo detectado por la red LMA (puntos de colores) y LINET de (cruz negra: polaridad negativa) en el *Ebro Valley Laboratory*. El punto negro indica el inicio del rayo.

como un *stroke*. En la figura 4.8 se muestra un ejemplo. Se puede ver como la primera señal detectada por la red LMA del líder ascendente es detectado por la red LINET como un *stroke* de polaridad positiva. Esta situación sería parecida a las reportadas por *Rison et al. (2014)*, en que el rayo se inicia con un *breakdown* positivo seguido de un líder negativo. Esto explicaría los casos en que el TGF se produjera en el rango de > 2 ms después de una detección de WWLLN o de una detección positiva de LINET en las primeras fases del líder negativo ascendente posterior. También se puede dar la situación que WWLLN o LINET no detecten los pulsos del IB, sino del líder ascendente negativo que lo sigue, como en la figura 4.10, o de un líder negativo ascendente que se produce en un momento indeterminado del rayo, como en la figura 4.9. Como se ha discutido anteriormente, un líder negativo ascendente podría producir un TGF (*Mallios et al., 2013*). *Mallios et al. (2013)* mostró un caso de rayo +IC bidireccional en que existe un retraso del líder negativo ascendente respecto del líder positivo descendente, lo que crea unas condiciones de potencial en la cabeza del líder negativo ascendente suficientes para la producción de electrones *thermal runaway*. Esta hipótesis explicaría cualquiera de los 69 casos de correlación entre TGF y

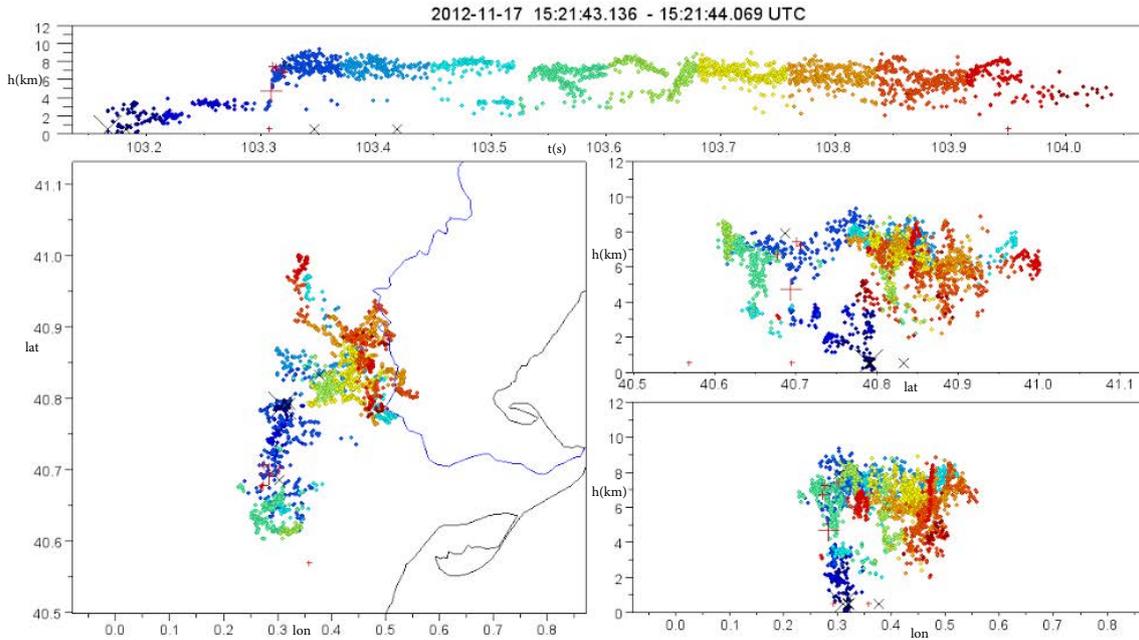


Figura 4.9: Rayo detectado por la red LMA (puntos de colores) y LINET de (cruz negra: polaridad negativa) en el *Ebro Valley Laboratory*. El punto negro indica el inicio del rayo.

detección VLF en ± 2 ms presentados en este trabajo.

3. **Corriente del TGF:** Se debe tener en cuenta la posibilidad planteada por *Dwyer and Cummer* (2013). En este trabajo se demostraba teóricamente que los electrones *runaway* del propio TGF producirían una corriente que podría ser detectada por redes de detección de rayos VLF. Esto explicaría todos aquellos casos en que la correlación fuera simultánea. Sin embargo, parece remota la posibilidad que la forma de onda de la señal en VLF creada por la corriente de un TGF se tan parecida a la del *stroke* de un rayo que se puedan confundir.

En el Apéndice A se muestran los gráficos para los 32 casos de correlación en que se tenía imágenes satelitales (canal 4 de infrarrojo del GOES-East) y se ha podido identificar la tormenta. Aquí se muestra un ejemplo para el caso número 19 de la tabla 4.1 (figuras 4.11 - 4.13). Una vez identificada la tormenta a partir del *stroke* correlacionado temporalmente con el TGF (figura 4.11) se ha analizado la fase de la misma en que se ha producido el TGF atendiendo a la evolución del área cubierta por nubes (figura 4.12) y de las descargas eléctricas (figura 4.13).

El análisis de los gráficos muestran lo siguiente. Respecto a la fase de la tormenta

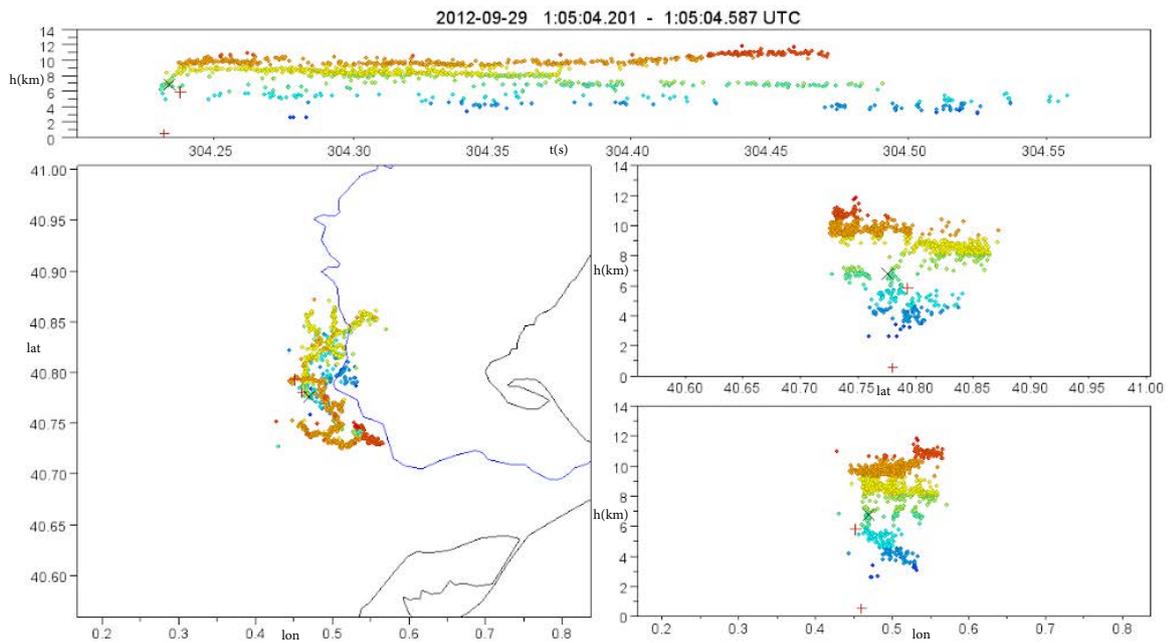


Figura 4.10: Rayo detectado por la red LMA (puntos de colores) y LINET de (cruz negra: polaridad negativa) en el *Ebro Valley Laboratory*. El punto negro indica el inicio del rayo.

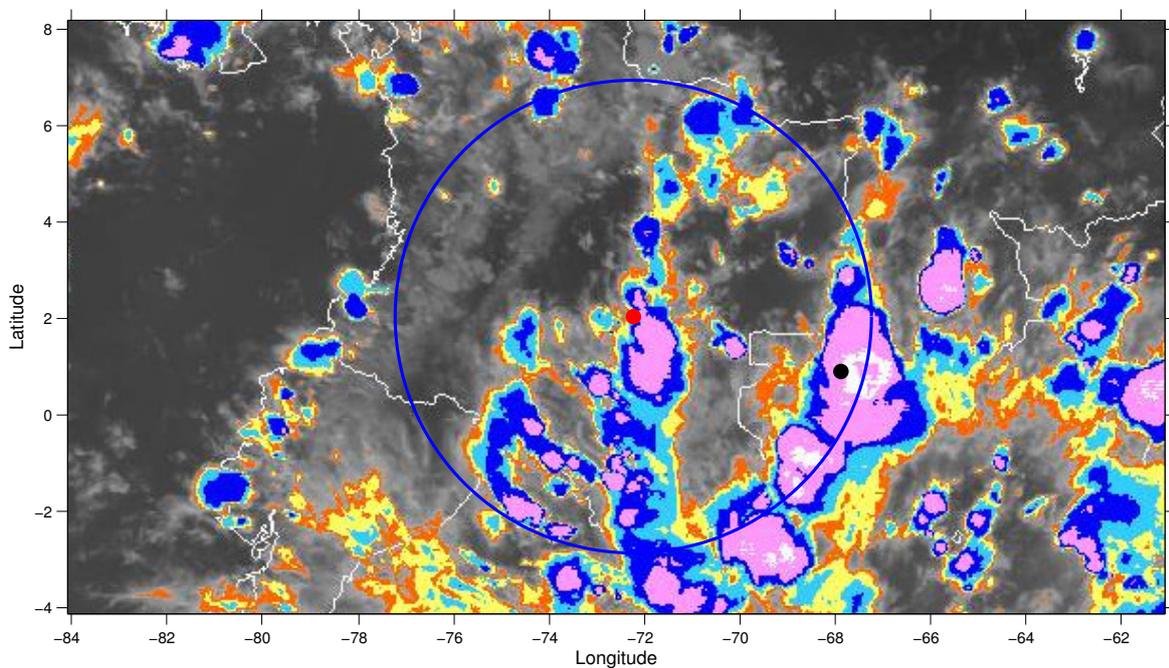


Figura 4.11: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada, en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

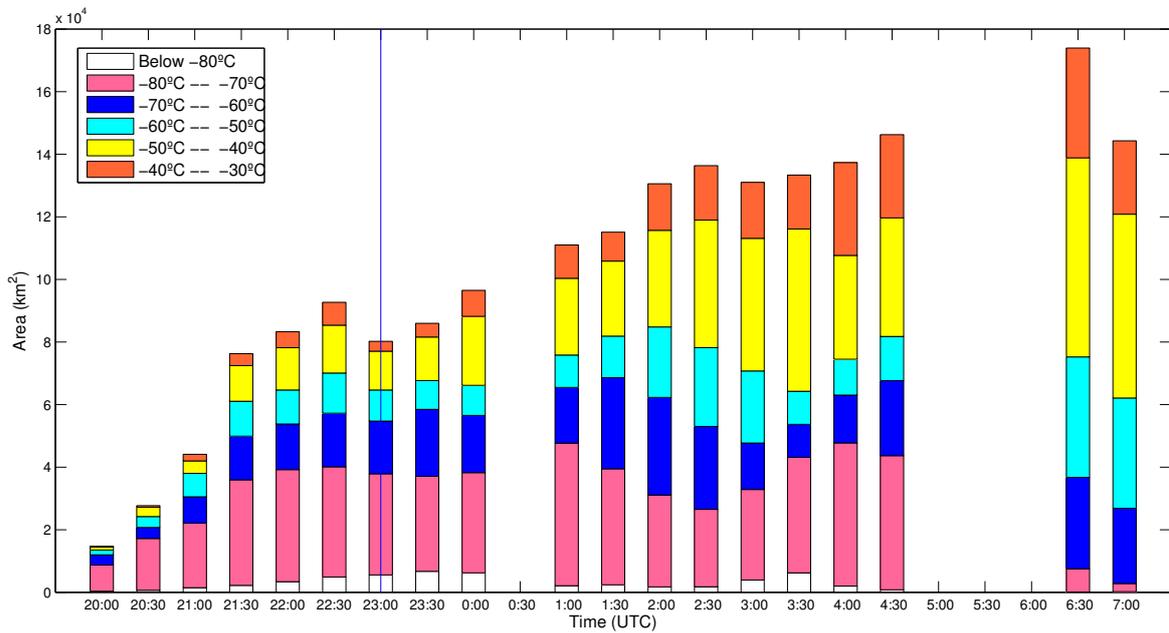


Figura 4.12: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de -10°C .

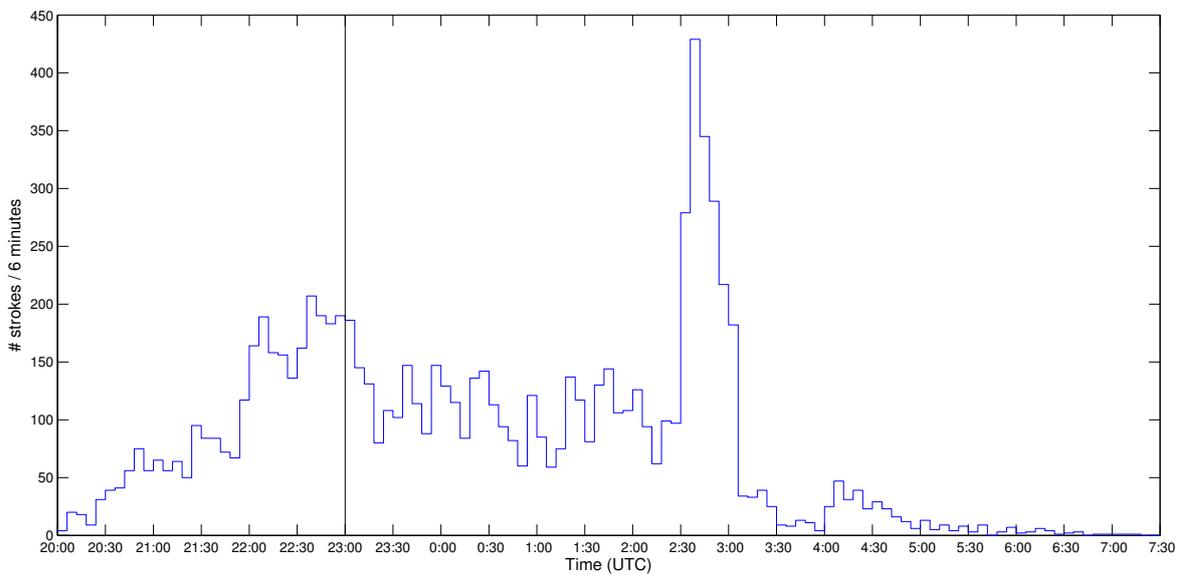


Figura 4.13: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

teniendo en cuenta el área cubierta por los topes nubosos, 15 TGFs se detectaron en la fase de desarrollo, 16 en la fase de madurez y sólo uno en la fase de disipación. Los TGFs se han detectado mayoritariamente (31 de 32) en el las fases de desarrollo de la tormenta en que las corrientes verticales de convección, la electrificación y el desarrollo vertical son más importantes. Este resultado concuerda con los resultados del capítulo anterior en que se determinó que los procesos de electrificación asociados a fuertes corrientes ascendentes pueden ser importantes para la creación de las mejores condiciones para la producción de TGFs. Se puede ver también como la extensión de las tormentas es muy variada, entre 1800 km^2 y 300000 km^2 , lo que indica que parece ser un factor no muy determinante. Estos resultados concuerdan perfectamente con las observaciones de *Splitt et al.* (2010) que determinó también que los TGFs estaban correlacionados con tormentas en un amplio rango de extensiones horizontales. Tanto las observaciones de *Splitt et al.* (2010) como las que aquí se presentan se podrían explicar por los resultados de *Mallios et al.* (2013), que mostró que el potencial en la cabeza de un líder dependía de forma muy leve del radio de los centros de carga de la nube. Esto sugiere que la extensión horizontal de las tormentas no tiene un importancia capital en la producción de TGFs.

Respecto a la altura de las nubes se puede observar en las figuras del apéndice A, que sólo dos casos (números 31 y 76 de la tabla 4.1) las tormentas tienen topes nubosos con temperaturas por encima de los -70° C . Esto sugiere que para 30 de los 32 casos analizados las tormentas tenían una gran extensión vertical. Además se puede ver que en la mayoría de casos el rayo asociado al TGF se localizó en las zonas de máximo desarrollo de las tormentas. *Mallios et al.* (2013) determinó también que la diferencia de potencial máxima en el interior de una nube se da para una distancia de separación de los centros de carga de 8.7 km y cuando la distancia entre las fronteras de la nube y de los centros de carga es de 4 km . Esto implica un gran desarrollo vertical, lo que podría explicar la correlación de TGFs con valores altos de la tropopausa (*Smith et al.*, 2010) y estaría de acuerdo con la sugerencia de *Williams et al.* (2006) en que los TGFs producidos a mayores altura se escapan más fácilmente a la atenuación atmosférica y alcanzan los detectores de los satélites.

Por otro lado respecto a la fase de las nubes de tormenta en el momento de la detección del TGF atendiendo a la actividad de rayos, 10 casos se detectaron en situaciones de aumento en la actividad, 16 casos en situaciones de máxima actividad y 5 casos en fases de declive de la actividad. Esto indica de nuevo que los TGFs analizados prefieren fases de crecimiento y máxima extensión vertical cuando la actividad de rayos es mayor. Sin embargo este resultado es contrario al resultado de *Smith et al.* (2010) que determinó que los TGFs tendían a ocurrir en fases de declive de la actividad de rayos. Hay que tener en cuenta que parece probable que la alta actividad de rayos aumente las probabilidades de producción TGF y por lo tanto de detección por parte de los instrumentos de los satélites.

4.4 Conclusiones

En este capítulo se han presentado un total de 90 casos de TGF (RHESSI y AGILE) asociados con detecciones de WWLLN y LINET a partir de un criterio propio de correlación temporal. Se ha analizado la relación de causalidad entre rayo y TGF a partir de las teorías de producción de TGFs aceptadas actualmente. Para 32 de los 90 casos se ha podido identificar la tormenta y se ha analizado la fase de desarrollo y la producción de rayos en el momento de la detección del TGF, además de la extensión vertical y horizontal.

- Mediante la utilización de datos de detección de rayos de LMA se ha mostrado que el criterio de correlación temporal entre TGF y detecciones VLF de ± 250 ms es coherente.
- En primer lugar hay que tener en cuenta la posibilidad de que el TGF y el *stroke* que se ha correlacionado sean en realidad eventos independientes sin una relación de causalidad.
- 31 de los casos están correlacionados con una diferencia temporal entre TGF y *stroke* de más de 2 ms. Para estos casos se ha mostrado mediante ejemplos de rayos detectados por LMA que el TGF podría estar producido por un líder

negativo ascendente de acuerdo con las teorías aceptadas actualmente (*Dwyer et al.*, 2008, 2010; *Carlson et al.*, 2009, 2010; *Celestin and Pasko*, 2011; *Mallios et al.*, 2013).

- 69 de los casos (todos ellos detecciones TGF de RHESSI) muestran una correlación temporal inferior a 2 ms para los que no se ha establecido la secuencia temporal de los eventos debido al incertidumbre del tiempo de RHESSI (*Grefenstette et al.*, 2009). Se ha mostrado, también mediante ejemplos de LMA, que estos TGFs podrían estar producidos por líderes ascendentes asociados al IB (*Rison et al.*, 2014) o a un tipo concreto de rayo +IC bidireccional (*Mallios et al.*, 2013).
- Se ha planteado también la opción, para aquellos de los 69 casos anteriores en que TGF y *stroke* fueran simultáneos, que las redes LINET y WWLLN detectaran la propia corriente generada por el flujo de electrones del TGF (*Dwyer and Cummer*, 2013), aunque se ha considerado remota esta posibilidad.
- Las tormentas analizadas muestran un amplio rango de extensión horizontal. Este resultado concuerda con el publicado por (*Splitt et al.*, 2010). *Mallios et al.* (2013) determinó que el potencial en la cabeza de un líder dependía muy poco del radio de los centros carga, lo que conjuntamente con los resultados presentados sugiere que la extensión horizontal de las tormentas no tiene efecto en la producción de TGFs.
- *Mallios et al.* (2013) determinó como la distancia entre los centros de carga y entre los centros de carga y las fronteras de la nube juegan un papel importante en maximizar la diferencia de potencial en la nube. Las tormentas analizadas muestran de forma generalizada una gran extensión vertical, lo que generaría las condiciones adecuadas para la existencia de altos potenciales en la cabeza de un líder ascendente negativo para la creación electrones *thermal runaway*.
- Las tormentas analizadas (topes nubosos y producción de rayos) muestran una tendencia para la producción de TGFs en fases de desarrollo y madurez, cuando los procesos de convección, la extensión vertical y la producción de rayos es mayor.

Este resultado contradice a *Smith et al.* (2010) que determinó una preferencia para producción de TGFs en fases de declive de las tormentas.

Referencias

- Carlson, B. E., N. G. Lehtinen, and U. S. Inan (2009), Terrestrial gamma ray flash production by lightning current pulses, *J. Geophys. Res.*, *114*, A00E08, doi:10.1029/2009JA014531.
- Carlson, B. E., N. G. Lehtinen, and U. S. Inan (2010), Terrestrial gamma ray flash production by active lightning leader channels, *J. Geophys. Res.*, *115*(A10), A10,324, doi:10.1029/2010JA015647.
- Celestin, S., and V. P. Pasko (2011), Energy and fluxes of thermal runaway electrons produced by exponential growth of streamers during the stepping of lightning leaders and in transient luminous events, *J. Geophys. Res.*, *116*(A3), A03,315, doi:10.1029/2010JA016260.
- Dwyer, J. R., and S. A. Cummer (2013), Radio emissions from terrestrial gamma-ray flashes, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *118*(6), 3769–3790, doi:10.1002/jgra.50188.
- Dwyer, J. R., Z. Saleh, H. K. Rassoul, D. Concha, M. Rahman, V. Cooray, J. Jerauld, M. A. Uman, and V. A. Rakov (2008), A study of X-ray emission from laboratory sparks in air at atmospheric pressure, *J. Geophys. Res.*, *113*(D23), D23,207, doi:10.1029/2008JD010315.
- Dwyer, J. R., D. M. Smith, M. A. Uman, Z. Saleh, B. Grefenstette, B. Hazelton, and H. K. Rassoul (2010), Estimation of the fluence of high-energy electron bursts produced by thunderclouds and the resulting radiation doses received in aircraft, *J. Geophys. Res.*, *115*(D9), D09,206, doi:10.1029/2009JD012039.
- Dwyer, J. R., D. M. Smith, and S. A. Cummer (2012), High-Energy Atmospheric Physics: Terrestrial Gamma-Ray Flashes and Related Phenomena, *Space Sci. Rev.*, *173*(1-4), 133–196, doi:10.1007/s11214-012-9894-0.
- Grefenstette, B. W., D. M. Smith, B. J. Hazelton, and L. I. Lopez (2009), First RHESSI terrestrial gamma ray flash catalog, *J. Geophys. Res.*, *114*(A2), A02,314, doi:10.1029/2008JA013721.

- Hutchins, M. L., R. H. Holzworth, J. B. Brundell, and C. J. Rodger (2012), Relative detection efficiency of the World Wide Lightning Location Network, *Radio Sci.*, *47*(6), n/a–n/a, doi:10.1029/2012RS005049.
- Lu, G., et al. (2010), Lightning mapping observation of a terrestrial gamma-ray flash, *Geophys. Res. Lett.*, *37*(11), n/a–n/a, doi:10.1029/2010GL043494.
- Lu, G., S. A. Cummer, J. Li, F. Han, D. M. Smith, and B. W. Grefenstette (2011), Characteristics of broadband lightning emissions associated with terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res.*, *116*(A3), A03,316, doi:10.1029/2010JA016141.
- Mallios, S. A., S. Celestin, and V. P. Pasko (2013), Production of very high potential differences by intracloud lightning discharges in connection with terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *118*(2), 912–918, doi:10.1002/jgra.50109.
- Marshall, T., M. Stolzenburg, S. Karunarathne, S. Cummer, G. Lu, H.-D. Betz, M. Briggs, V. Connaughton, and S. Xiong (2013), Initial breakdown pulses in intracloud lightning flashes and their relation to terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*(19), 10,907–10,925, doi:10.1002/jgrd.50866.
- Rakov, V. A., and M. A. Uman (2003), *Lightning: Physics and Effects*, 687 pp., Cambridge University Press.
- Rison, W., P. Krehbiel, M. Stock, H. Edens, X.-M. Shao, R. Thomas, and M. Stanley (2014), Interferometric Observations of Lightning Initiation, in *AGU Fall Meet. San Fr. 15 -19 December 2014*.
- Shao, X.-M., T. Hamlin, and D. M. Smith (2010), A closer examination of terrestrial gamma-ray flash-related lightning processes, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E30, doi:10.1029/2009JA014835.
- Smith, D. M., B. J. Hazelton, B. W. Grefenstette, J. R. Dwyer, R. H. Holzworth, and E. H. Lay (2010), Terrestrial gamma ray flashes correlated to storm phase and tropopause height, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E49, doi:10.1029/2009JA014853.

-
- Splitt, M. E., S. M. Lazarus, D. Barnes, J. R. Dwyer, H. K. Rassoul, D. M. Smith, B. Hazelton, and B. Grefenstette (2010), Thunderstorm characteristics associated with RHESSI identified terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res.*, *115*, A00E38, doi:10.1029/2009JA014622.
- Stanley, M. A., X.-M. Shao, D. M. Smith, L. I. Lopez, M. B. Pongratz, J. D. Harlin, M. Stock, and A. Regan (2006), A link between terrestrial gamma-ray flashes and intracloud lightning discharges, *Geophys. Res. Lett.*, *33*(6), L06,803, doi:10.1029/2005GL025537.
- Williams, E., et al. (2006), Lightning flashes conducive to the production and escape of gamma radiation to space, *J. Geophys. Res.*, *111*(D16), D16,209, doi:10.1029/2005JD006447.

5 | Rayos X asociados a rayos y tormentas

5.1 Introducción

En este capítulo se presentan los resultados de las observaciones de rayos y radiación de alta energía realizados en la torre del Nido del Águila. Como se ha visto en el capítulo 2, la fuente más probable para la emisión de rayos X son los procesos líder de rayos descendentes negativos. A continuación se presentan una serie de características de los rayos positivos y negativos que serán útiles para la discusión de los resultados:

- El campo eléctrico de un líder positivo en la zona *streamer* es tres veces menor que en uno negativo (*Bazelyan and Raizer, 2000*).
- Experimentos de alta tensión con electrodos separados más de 100 m muestran que el campo eléctrico que se requiere para la propagación de líderes positivos y negativos es prácticamente igual (*Bazelyan and Raizer, 2000*).
- Los *streamers* positivos se propagan en la dirección contraria al desplazamiento de electrones mientras que los *streamers* negativos lo hacen en la misma dirección (*Raizer, 1991*).
- Los líderes positivos no se propagan mediante pulsos (*steps*) como los negativos (*Rakov and Uman, 2003*).
- Las ramificaciones de los líderes negativos son más brillantes que las de los líderes positivos que a su vez tienen menor número (*Montanyà et al., 2012*).

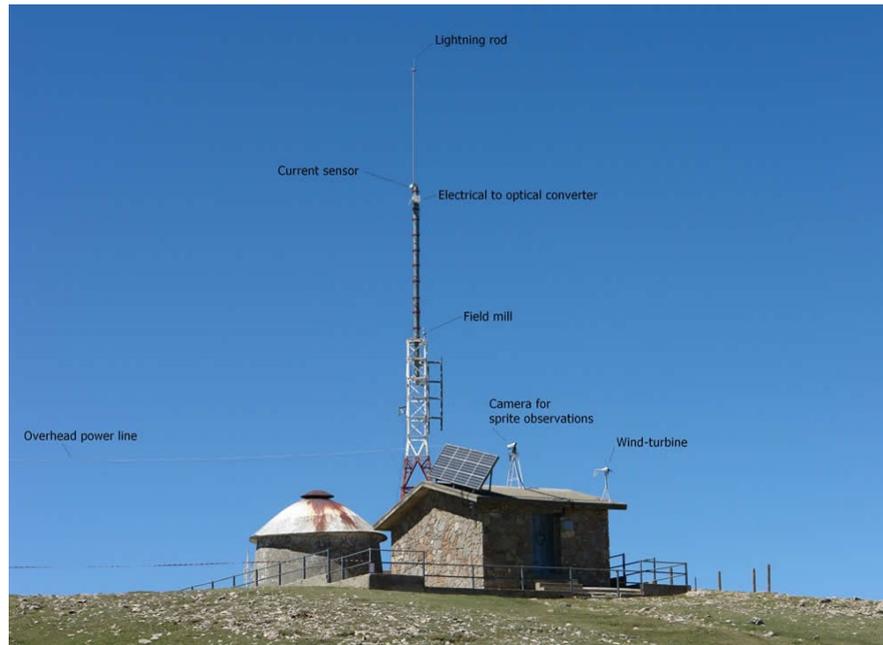


Figura 5.1: Imagen de la torre del Nido del Águila y los instrumentos instalados

- Los líderes positivos pueden experimentar líderes de retroceso (*recoil leaders*) mientras que los negativos no (*Mazur, 2002*).
- Las velocidades de los líderes negativos son del orden $1-5 \cdot 10^5$ m/s que es un orden de magnitud mayor que la velocidad de los positivos (*Proctor et al., 1988*) y (*van der Velde and Montanyà, 2013*).
- La propagación de líderes negativos genera emisiones de ondas de radio en el rango VHF (*Shao and Krehbiel, 1996*).

5.2 Datos y metodología

La torre del Nido del Águila se encuentra en la cara sur de los Pirineos a una altura de 2375 msnm (figura 2.10). Esta torre de observación forma parte del llamado *Ebro Valley Laboratory* presentado en el capítulo 2. En la torre hay una punta Franklin llegando a una altura de 22.5 m (figura 5.1), que recibe impactos de rayo sobretodo en los estaciones de verano e invierno. En el tejado, y a unos 20 metros de la punta Franklin, se han instalado dos centelleadores de NaI(Tl) de 76mm de diámetro conectados cada uno a un tubo foto-multiplicador en el interior de una caja de aluminio con un grosor

de las paredes de 5 mm que los blindan del exterior. Ambos detectores están instalados apuntando hacia arriba a través de dos aperturas en la caja cubiertas por una hoja de aluminio de 1 mm. Cada detector se utiliza con un propósito distinto:

- Detector 1: Está conectado a un analizador multicanal (ver Apéndice B) con el objetivo de registrar la alta energía de fondo acumulada en periodos de 1 minuto.
- Detector 2: Está conectado a un digitalizador conjuntamente con una antena de campo eléctrico y un GPS. Este detector se utiliza para registrar los pulsos transitorios de alta energía producidos por rayos cercanos. Una antena de campo eléctrico que tiene una constante de tiempo de 3 ms se utiliza también para disparar una cámara de alta velocidad que graba a 3000 fps con un objetivo ojo de pez apuntando hacia el zénit.

En invierno y primavera de 2012 se trasladó al *Pic du Midi de Bigorre* en sur de Francia a 2877 msnm. Estuvo instalada en este emplazamiento en una plataforma situada a ~ 100 m de la base de la torre de radio/TV de ~ 100 m de altura. Ambas localizaciones están cubiertas por la red de detección de rayos LINET. Además la torre del Nido del Águila está también cubierta por la red XDDE y un interferómetro VHF 3D.

A continuación se presentan los casos analizados. En primer lugar dos rayos ascendentes, uno de polaridad positiva y el otro de polaridad negativa, ambos sin radiación X asociada. A continuación dos rayos CG muy próximos, uno con detecciones de rayos X asociadas y el otro sin. Finalmente se presenta la radiación de fondo de un día con diversas tormentas.

5.3 Resultados y discusión

5.3.1 Líder positivo ascendente

En la figura 5.2 se muestra un caso típico de un líder positivo ascendente (rayo ascendente negativo). En total se observaron 12 casos como éste. Este tipo de eventos se caracterizan principalmente por el transporte de carga negativa hacia el suelo. En la figura 5.2.a se puede observar como el incremento de campo eléctrico asociado al líder

positivo ascendente se produce en el intervalo de tiempo que va de -1.2 ms a 11 ms, cuando se produce un stroke CG que es detectado por LINET con una corriente de -7.3 kA. Se puede ver en la figura 5.2.b que no se detectan pulsos de rayos X asociados al líder ascendente. En ninguno de los 12 casos de líder positivo ascendente se detectaron pulsos de rayos X. Las mismas propiedades de los líderes positivos hacen que parezcan menos favorables para la emisión de rayos X. En primer lugar, como se ha dicho en la introducción de este capítulo, el campo eléctrico en la zona *streamer* de un líder positivo es tres veces menor que el de un líder negativo (*Bazelyan and Raizer, 2000*). Además, la propagación continua de los líderes positivos limita también el campo eléctrico. Por lo tanto, un campo eléctrico menor limita directamente la energía de los electrones *thermal runaway* (*Moss et al., 2006*). *Dreicer (1959)* demostró que el campo eléctrico crítico para la creación de electrones *runaway* es proporcional a la densidad del plasma e inversamente proporcional a la temperatura. En el caso de los líderes positivos los electrones son acelerados hacia el frente del líder y consecuentemente hacia un plasma más denso siendo frenados. A pesar de estos factores que juegan en contra de la emisión de rayos X por parte de líderes positivos *Yoshida et al. (2008)* reportó incrementos en las mediciones de partículas de alta energía asociadas a líderes positivos aunque son las únicas observaciones de este tipo publicadas hasta la fecha. Cabe destacar que en esta publicación se reportan también incrementos en las mediciones de partículas de alta energía asociadas a actividad IC justo antes de los líderes ascendentes en la torre. Este fenómeno jamás se ha observado en los emplazamientos en que se ha instalado nuestro equipo a pesar que se encuentran a 2537 msnm y 2877 msnm y la atenuación atmosférica es menor en comparación con los equipos de *Yoshida et al. (2008)* que se encuentran a nivel de mar.

5.3.2 Líder negativo ascendente

Por otro lado en la figura 5.3 se muestra un caso de líder negativo ascendente observado el 7 de junio de 2011. Se trata de un líder ascendente desde la torre desencadenado por la actividad eléctrica de un rayo CG que impactó con el suelo a unos ~ 3.5 km de la torre y con una corriente de -91 kA. En la figura 5.3.a se puede ver la evolución

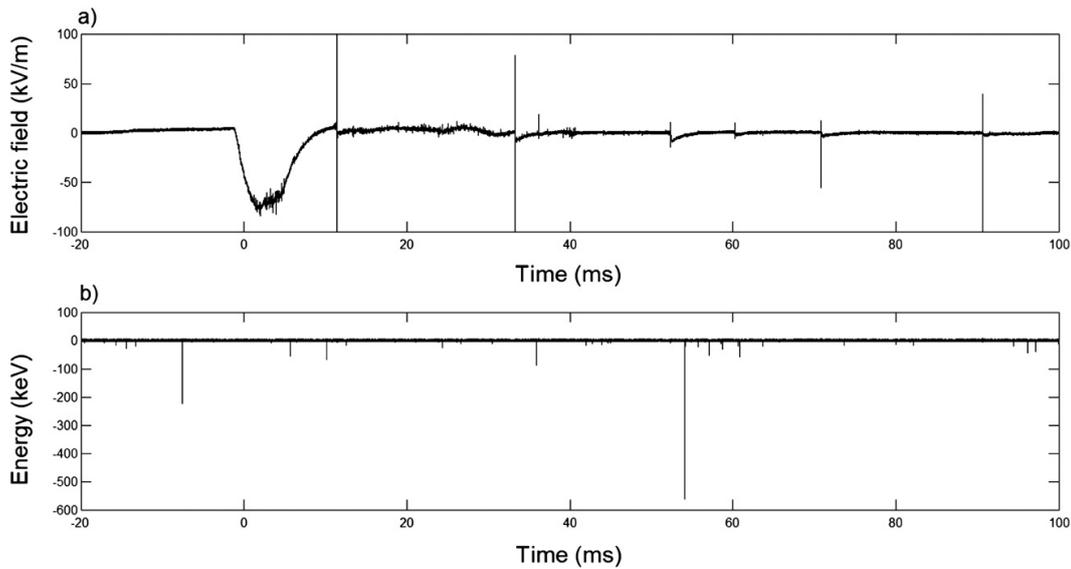


Figura 5.2: Ejemplo de un rayo ascendente negativo CG (líder positivo ascendente). a) Campo eléctrico. b) Energía de los pulsos de rayos X.

del campo eléctrico durante 72 ms previos al inicio líder ascendente que empieza en 0 ms. Durante este período se observan variaciones del campo asociadas a actividad IC. En la figura 5.3.c se puede ver el campo eléctrico del líder ascendente que presenta cuatro *steps*. Se puede observar en la figura 5.3.b que no se detectaron pulso de rayos X en el detector situado a 20 m de la punta de la torre. Se han considerado dos posibilidades: la primera es que el líder produjo rayos X y la segunda que no. Para la primera posibilidad, si el líder produjo rayos X, no fueron detectados. En los primeros cálculos realizados de radiación bremsstrahlung, *Bethe and Heitler* (1934) mostró que los electrones altamente energéticos emitían radiación en la misma dirección de su movimiento. Cálculos recientes de la distribución angular de la radiación emitida por bremsstrahlung para electrones con distintas energías (*Köhn and Ebert*, 2014) muestran que para electrones suficientemente energéticos al ser tratados como relativísticos la radiación se emite en la misma dirección en que se mueven. Por ejemplo, para electrones de 10 MeV el ángulo de emisión es de 1° . Si embargo, para electrones de energías menores el ángulo de emisión es mayor haciendo que el flujo de radiación sea mucho más isotrópico. Además, hay tres factores adicionales que tienden a ensanchar el ángulo del flujo de la radiación emitida. El primero de ellos es el hecho que los electrones *runaway* siguen las líneas de campo eléctrico las cuales sufren una cierta divergencia en la punta

del líder (*Babich et al.*, 2013). Los otros dos son procesos de dispersión que aumentan el ángulo y disminuyen la energía. Estos procesos son la dispersión de Coulomb que afecta a los electrones (*Lehtinen et al.*, 1999; *Dwyer et al.*, 2010; *Celestin and Pasko*, 2011) y la dispersión de Compton que afecta a los fotones (*Gurevich and Milikh*, 1999; *Dwyer*, 2003; *Saleh et al.*, 2009; *Celestin and Pasko*, 2011). En el caso tratado, si el líder negativo ascendente produjo rayos X que no se detectaron cabe suponer que el flujo de la radiación y los electrones no era del todo isotrópica. La segunda posibilidad en la que el líder no produjo rayos X se sostiene si se asume que el campo eléctrico en la cabeza del líder negativo ascendente no era suficientemente grande para permitir electrones *runaway*. Como indica *Kunhardt and Byszewski* (1980), si el campo eléctrico desde el frente del líder disminuye rápidamente, los electrones no pueden vencer la fuerza de frenado ejercida por la atmósfera. Esto es consistente con los casos tratados aquí puesto que en las primeras fases de un líder ascendente negativo, debido a que se encuentra muy lejos del centro de carga de la nube, el campo eléctrico al frente de la cabeza del líder decrece rápidamente. Precisamente el efecto contrario ocurre en un líder negativo que se acerca al suelo y lleva el potencial de la nube hasta su cabeza aumentando el campo eléctrico gracias al efecto de la carga imagen.

5.3.3 Líder negativo descendente

Dos rayos descendentes de multiplicidad 1 impactaron el suelo cerca de la torre el 5 de julio de 2012. El primero lo hizo a las 18:36:28:558 UT a una distancia de 1 km de la torre. La corriente de la descarga de retorno determinada por LINET fue muy similar a la determinado por la XDDE, de -81 kA. En la figura 5.4.a se puede observar la señal de campo eléctrico del líder y la descarga de retorno. El líder negativo produce un incremento del campo positivo a medida que se acerca al suelo durante un período de tiempo de 1.75 ms antes de la descarga de retorno. Es durante este período de tiempo de 1.75 ms que se detectaron un total de 17 pulsos de rayos X por el centelleador de NaI(Tl) como se puede observar en la figura 5.4.b. La máxima energía depositada en el centelleador es de 806 keV y la mediana del tiempo entre pulsos de 120 μ s y un mínimo de 3 μ s. El número de pulsos de rayos X es mucho menor que los publicados por *Moore*

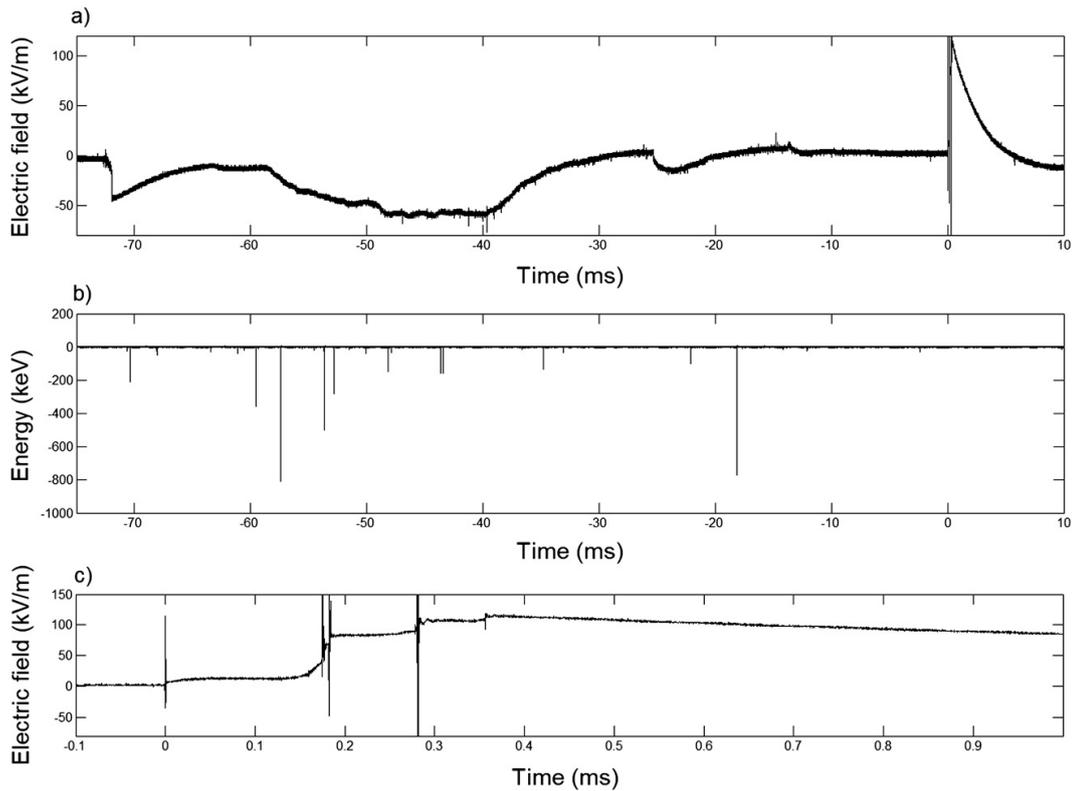


Figura 5.3: Líder negativo ascendente. a) Campo eléctrico. b) Energía de los pulsos de rayos X. c) Detalle del campo eléctrico

et al. (2001), *Dwyer* (2005) y *Montanyà et al.* (2012). Tampoco se observa, como en las publicaciones anteriores, que los pulsos se agrupan en ráfagas cortas asociadas a los *steps* del líder descendente. La falta de una estructura bien marcada se puede atribuir a que debido a la lejanía del rayo sólo los rayos X más energéticos asociados a la última fase del líder llegaron al detector. Menos de 1 minuto después, un segundo rayo impactó el suelo pero esta vez más cerca de la torre que el anterior (~ 0.7 km). LINET detectó una corriente de -45 kA. La figura 5.5 muestra el campo eléctrico asociado y los pulsos de radiación X. Se puede observar en la figura 5.5.b un fuerte pulso de 900 keV justo en el momento en que el campo eléctrico empieza a aumentar debido al acercamiento del líder al suelo aunque no se puede concluir que estén relacionados. A pesar de que el rayo era más cercano a la torre que el primero no se pueden apreciar detecciones de rayos X. Se pueden observar una serie de coincidencias y diferencias en las figuras 5.4 y 5.5 entre ambos casos en lo que refiere a las señales de VLF/LF de LINET y VHF de XDDE:

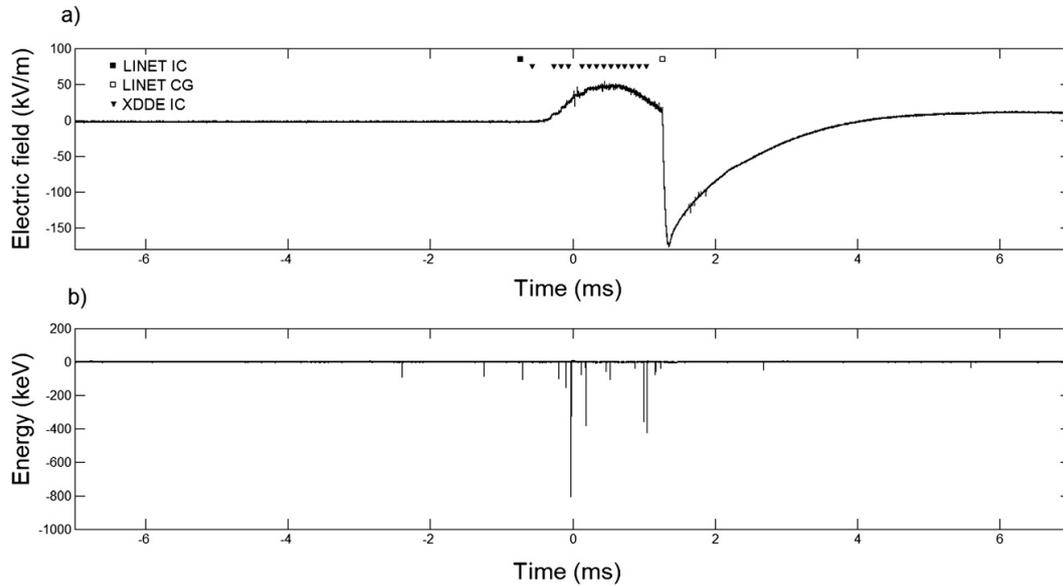


Figura 5.4: Rayo CG negativo del 5 de julio a las 18:36:28:559 UT. a) Campo eléctrico. Los cuadros negros son las detecciones IC de LINET y los triángulos negros las detecciones IC de la XDDE. b) Energía de los pulsos de rayos X.

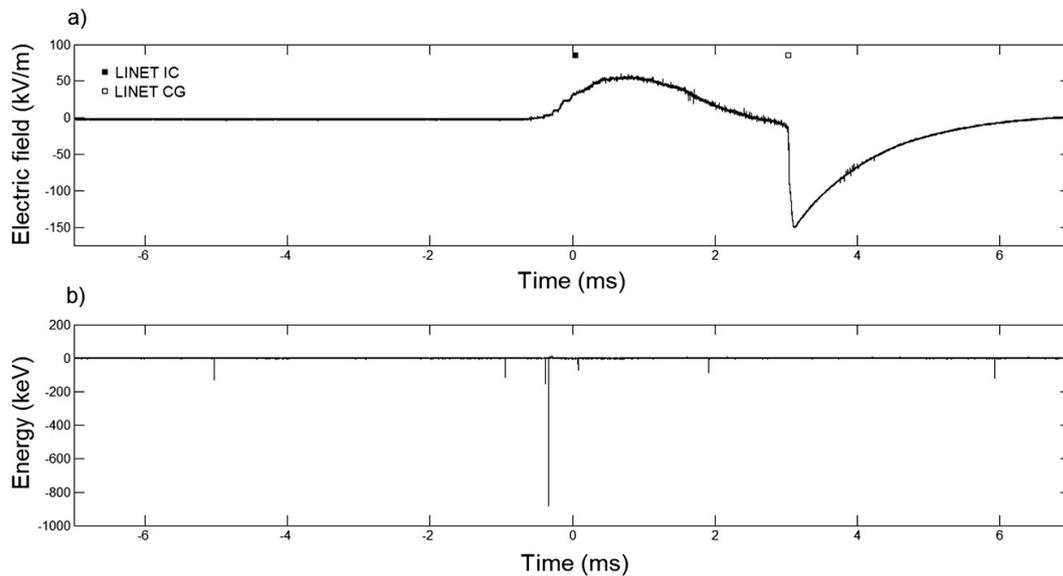


Figura 5.5: Rayo CG negativo del 5 de julio a las 18:37:22:592 UT. a) Campo eléctrico. El cuadro negro es la detección IC de LINET y el cuadro blanco es la detección CG de LINET. b) Energía de los pulsos de rayos X.

- En ambos casos LINET reporta una señal clasificada como CG en el momento en que se inicia la descarga de retorno (cuadrados blancos).
- En ambos casos LINET reporta una señal clasificada como IC un poco antes del inicio de la descarga de retorno (cuadros negros). Estas señales fueron localizadas a una altura de 10.4 km y 11 km respectivamente y tenían ambas polaridad positiva de 9.7 kA y 7.5 kA respectivamente.
- La diferencia principal se refiere a las detecciones VHF de la XDDE. Para el primer caso se observan diferentes detecciones VHF (triángulos negros, detecciones IC) en el mismo tiempo en que se observa el incremento de campo eléctrico y las detecciones de rayos X. Para el segundo caso no hay ni pulsos de rayos X ni detecciones VHF de la XDDE.

Así pues tenemos dos casos de líder negativo descendente, uno con pulsos de rayos X asociados y el otro sin. Como se ha visto en capítulo 2, las observaciones de pulsos de rayos X asociadas a rayos no han sido muy numerosas hasta la fecha. Uno de los requerimientos esenciales para su observación es que la distancia entre el rayo y los instrumentos de detección sea próxima, aunque incluso en muchas ocasiones ni así es suficiente como son los casos del segundo ejemplo presentado aquí o los 22 casos presentados por *Suszcynsky et al.* (1996). Para la discusión de los casos que se presentan se han planteado dos hipótesis: la primera es que todos los líderes negativos producen rayos X y la segunda que no todos lo hacen.

Si consideramos la primera hipótesis, la única explicación al hecho de que en ocasiones se observan los pulsos y en otras no, es simplemente que los instrumentos de observación se encuentren o no iluminados por el flujo de radiación. Esto dependerá de dos factores. En primer lugar que los detectores se encuentren a una distancia suficientemente cercana a la fuente para que la radiación no quede totalmente atenuada por la absorción atmosférica. La atenuación atmosférica depende de la distancia recorrida R_l , del coeficiente de atenuación μ i de la densidad ρ en forma exponencial: $\exp(-(\mu/\rho)R_l)$ (*Seltzer and Hubbell*, 2004). Esto significa, debido a que la densidad atmosférica disminuye de forma exponencial con la altitud, que las observaciones serán favorables a

altitudes elevadas. En segundo lugar se debe considerar si los detectores se encuentran dentro del haz de rayos X. Como se ha indicado en el apartado anterior, el haz de fotones está colimado en la dirección del flujo de electrones y se ensancha a medida que se propaga por factores como la divergencia de las líneas de campo en el frente del líder y la dispersión (Coulomb y Compton). Así pues se tiene que las oportunidades para la observación de radiación X asociada a rayos naturales, suponiendo que todos los rayos emiten radiación X, se limita a la distancia $R_l = \sqrt{H^2 + D^2}$ entre el frente del líder y el instrumento, siendo h la altura del líder y D la distancia horizontal. Así, las condiciones mínimas para detectar radiación se resumen en dos:

1. $R_l \leq$ longitud de atenuación de los fotones emitidos. Este dependerá de la energía de los fotones y la densidad del aire.
2. $\text{atan}(D/H) \leq$ la mitad del ángulo de distribución de la radiación.

Otros factores como el tamaño del detector, su eficiencia y otras interacciones de electrones y fotones que no se han tenido en cuenta pueden tener también una influencia importante en la capacidad de observación. *Saleh et al.* (2009) determinó que la detección de rayos X dependía de la distancia radial r_l de forma exponencial, siendo proporcional a $[\exp(-r_l/120)]/r_l$. En el caso tratado se requeriría una distribución angular de $\sim 120^\circ$. Pero de acuerdo con las energías recibidas, el líder debería estar inclinado en dirección al detector en su acercamiento final al suelo. Otra posibilidad sería que la radiación detectada viniera de alguna de las ramas del líder que usualmente no apuntan verticalmente al suelo (*Montanyà et al.*, 2012). En cualquier caso, no se han podido observar procesos líder en las grabaciones de vídeo de alta velocidad, solo iluminación en la nube durante estas fases. Para el segundo caso en que no se detectaron rayos X, a pesar de que el líder es más cercano a la torre, se puede considerar simplemente que la emisión de rayos X se encuentra fuera del campo de visión del instrumento.

La segunda hipótesis considera que no todos los líderes negativos producen rayos X. Diversos argumentos, aplicables tanto al líder principal y a sus ramas, pueden respaldar esta hipótesis y las observaciones presentadas. *Moss et al.* (2006) argumentó que

la producción de electrones *thermal runaway* se debería producir durante los procesos *step* justo después del *step* en si mismo. Durante el proceso de extensión del líder se establece la nueva zona *streamer* en un tiempo de $\sim 1\mu s$. Durante este tiempo aparecerán campos suficientemente grandes para generar electrones *thermal runaway*. El tiempo, de $\sim 1\mu s$, es además consistente con las diferencias de tiempo observadas entre los pulsos de campo eléctrico y las llegadas de rayos X publicadas por *Howard et al.* (2008). Esta situación parece ser muy similar a la producción de electrones *runaway* por descargas de nanosegundos en que se aplica una alta sobretensión a la separación entre electrodos *Babich and Loiko* (2010). En las descargas de laboratorio uno de los electrodos se conecta a la fuente de alta tensión y el otro generalmente se conecta a tierra. En la naturaleza, el líder negativo tiene una conductividad suficientemente alta para ser considerado como equipotencial (*Raizer*, 1991), asumiendo que está conectado al potencial de la nube y lo transporta hacia al suelo gracias precisamente a esta conductividad. El potencial de la nube se ha estimado que es 20 - 130 MV (*Marshall and Stolzenburg*, 2001). Líderes conectados a nubes con un potencial bajo no producirían campos suficientemente altos para generar electrones *thermal runaway*. Una de las diferencias en los dos casos presentados en esta sección son las detecciones de señales VHF por la red de interferómetros en la parte final del primer líder que coincide con la detección de rayos X. No es posible distinguir si se trata de señales asociadas a la cabeza del líder descendente o a procesos líder en el interior de la nube. Sin embargo, la gran separación entre instrumentos de la red (~ 150 km) no favorecen la detección de señales VHF a baja altitud. Si las fuentes detectadas fueran señales del interior de la nube, podrían ser procesos IC asociados al líder descendente. La velocidad del líder aumenta en el mismo período en que aumenta la luminosidad del mismo en la parte final cuando se acerca al suelo (*Schonland et al.*, 1935; *Chen et al.*, 1999). Este procesos está relacionado con el incremento de la corriente (*Bazelyan*, 1995). *Chen et al.* (1999) indicó que en el estadio del líder en que aumenta la corriente está formada por una componente continua y pulsos cortos asociados a los *steps*. Lo que no se ha observado es la relación entre la longitud del *step* y la velocidad del líder. A medida que el líder se acerca al suelo la carga se acumula en el frente brillante del

líder de modo que el campo eléctrico aumenta y acelera al líder (*Chen et al.*, 1999). El aumento de luminosidad coincide generalmente con la observación de rayos X y la detección de pulsos VHF. Además, la acumulación de carga y el aumento de la corriente que incrementan también la conductividad del líder, reducen la caída de tensión a lo largo del canal del líder permitiendo perfiles de campo eléctrico frente al líder suficientes para el escape de los electrones *thermal runaway*. Así vemos, que para el primer caso del líder se dan unas condiciones adecuadas para la emisión de rayos X. Esto es además consistente con las observaciones de *Saleh et al.* (2009) donde sugiere que el incremento de electrones energéticos y rayos X cuando el *dart leader* se acerca al suelo está precisamente producido por el efecto imagen de carga en el campo eléctrico.

5.4 Radiación de fondo

Como se ha indicado anteriormente, uno de los detectores NaI(Tl) mide continuamente la radiación de fondo. Se adquiere un espectro minusal y acumulado para cada período. El 5 de julio de 2012 pasaron tres tormentas por encima de la torre de observación del Nido del Águila. En la figura 5.6.a se muestra las medidas de radiación de fondo tomadas por el detector NaI (Tl) durante 24 horas. Los tres aumentos en el total de cuentas están relacionados con las tres tormentas. Para la primera tormenta el número de cuentas supera en un 8.2% la radiación de fondo con un tiempo de subida de 15 minutos. Para la segunda tormenta se supera la radiación de fondo en un 7.6% con un tiempo de subida más lento de 52 minutos mientras que para la tercera se tiene un aumento del 13% en un tiempo de 33 minutos. Las figuras 5.6.b y 5.6.c muestran el máximo de la reflectividad radar en la torre y la precipitación en una estación meteorológica automatizada localizada 5 km. La figura 5.6.d corresponde a la distancia de las fuentes VHF detectadas por la red XDDE respecto la torre. Se puede observar un relación entre el aumento de la radiación de fondo con la precipitación pero no con la intensidad de precipitación (figuras 5.6.a y 5.6.c). Sin embargo si que hay una cierta relación entre la precipitación y los tiempos de subida del aumento de la radiación de fondo. Por otro lado, hay una muy buena correlación entre los máximos de reflectividad

radar y los máximos de radiación de fondo (figuras 5.6.a y 5.6.b). El incremento menos pronunciado (7.6%) del día, que se da a las ~ 13 h UT corresponde con una máxima reflectividad radar de 28 dBZ. La máxima reflectividad radar del día se observó para la tormenta de la tarde con un máximo de 39 dBZ que a su vez tuvo el mayor aumento de radiación de fondo (13%). Sin embargo las fuentes de VHF más cercanas se detectaron a las ~ 13 h UT pero el aumento de la radiación de fondo para esta tormenta fue el menor. También se puede observar un cierta actividad de rayos a alrededor de las $\sim 00:45$ h UT pero no se observó ningún aumento significativo de la radiación de fondo. El rayo presentado en el apartado anterior por el que se observaron rayos X ocurrían durante la tormenta de la 18:36h UT para la que se dió el máximo aumento de radiación de fondo. Para esta tormenta, el aumento de radiación fondo se mantuvo constante durante un largo período de tiempo después del pico de máxima reflectividad radar, manteniéndose constante alrededor de 20 dBZ, pero sin precipitación. En ninguno de los casos las observaciones respaldan la posibilidad de que estos aumentos en la radiación de fondo se deban a la electrificación de la tormenta o a rayos. Como consecuencia se han asociado estos aumentos a la precipitación de iones radiactivos descendientes del Radón. El Radón (^{222}Rn) se produce en el suelo y migra en forma gaseosa a la atmósfera donde se desintegra en una secuencia de descendientes de distintos elementos radiactivos y partículas *alfa* y *beta*. Estos elementos radiactivos se pueden adherir a aerosoles que al formar partículas precipitarán en el mismo detector donde se desintegrarán aumentando la radiación de fondo medida (ver *Suszczynsky et al.* (1996) para un tratamiento más a fondo de este tema). *Bhandari* (1963) determinó que la actividad de los descendientes del radón se reducía a la mitad después de 50 minutos desde los valores de equilibrio, lo que es consistente con los resultados presentados por *Suszczynsky et al.* (1996) y los presentados aquí (figura 5.6.a). *Mallik et al.* (2012) atribuyó el incremento medio de cuentas por segundo a la precipitación durante tormentas.

En este caso no se han observado *gamma ray glows*. La mayoría de observaciones de *gamma ray glows* se han hecho cerca de las nubes de tormenta, en observatorios a gran altura por encima de los 3000 metros (*Suszczynsky et al.*, 1996; *Torii et al.*, 2009) o en zonas de Japón con nubes de tormenta invernales muy cercanas al suelo (*Suszczynsky*

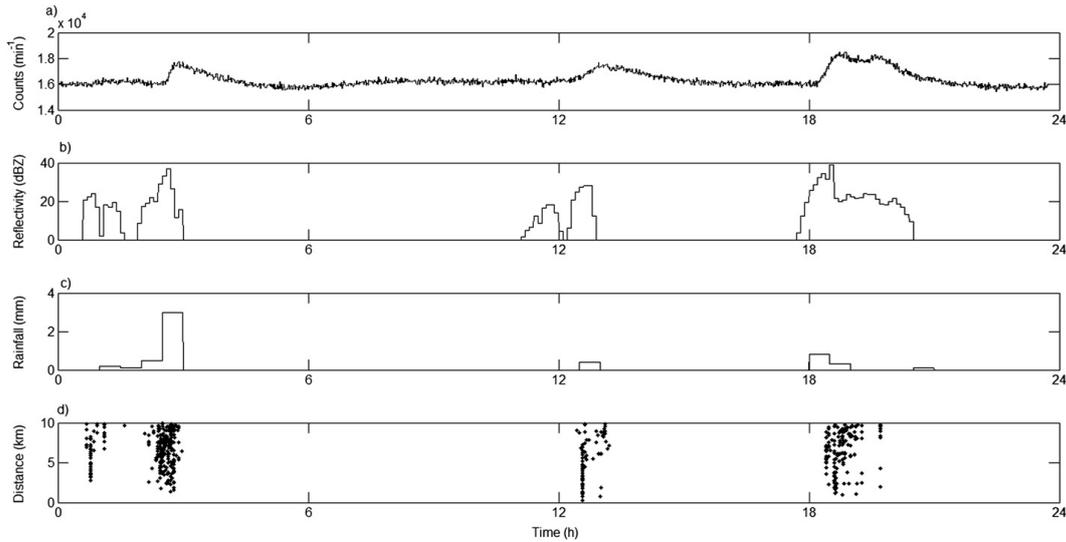


Figura 5.6: Evolución diaria del 5 de julio de 2012. a) Radiación de fondo. b) Máxima reflectividad radar en la torre. c) Precipitación a 5 km de la torre. d) Distancia de la torre a las detecciones VHF de la XDDE.

et al., 1996; *Torii et al.*, 2009, 2011). Los dos observatorios, el Nido del Águila y el *Pic du Midi* se encuentran por debajo de los 3000 msnm y en el caso del 5 de julio de 2012 se ha estimado el centro de carga negativo a una altura de 5.6 km, de acuerdo con la altura de la isoterma de -10° C, que es a 3 km de la torre de observación.

5.5 Conclusiones

Se han presentado observaciones desde suelo de radiación de alta energía asociadas a rayos y tormentas. Respecto a la observación de rayos X asociados a rayos naturales se han mostrado tres tipos de rayos naturales, aunque sólo se han observado rayos X asociados a un líder negativo descendente. Veamos las principales conclusiones referentes a esta parte:

- Los líderes negativos parecen ser los únicos candidatos a la emisión, ya que el flujo de electrones está dirigido desde el frente del líder en la misma dirección y hacia delante.
- Uno de los factores principales para la observación de rayos X producidos por un líder negativo descendente es la distancia entre el mismo y el detector. Si el líder está además dirigido hacia el detector las posibilidades de detección aumentan.

- Cuanto más energéticos son los electrones más estrecho será el haz de fotones. Sin embargo factores como la divergencia de las líneas de campo eléctrico en el frente del líder o los efectos de dispersión de Columomb y Compton favorecen el ensanchamiento del haz de fotones. Futuras simulaciones de Monte Carlo son necesarias para evaluar los flujos de rayos X presentados.
- La creación de electrones *thermal runaway* en la cabeza del líder y la posterior propagación *runaway* en el seno del campo eléctrico frente al líder parecen ser unos buenos candidatos para explicar la producción de rayos X tanto en rayos naturales como en descargas de laboratorio (*Gurevich et al., 2007; Dwyer et al., 2008; Celestin and Pasko, 2011; Xu et al., 2014*).
- Este mecanismo requiere campos eléctricos grandes en la cabeza del líder. Asumiendo que el líder transporta el potencial de la nube hacia el suelo, durante las fases finales del líder cuando se acerca al suelo se darían las condiciones adecuadas para la producción de electrones *runaway*.
- La observación del aumento de luminosidad de la parte baja del líder al acercarse a tierra, especialmente en la cabeza, sugiere que la corriente en el líder aumenta. Esto indica una acumulación de carga y el aumento del campo eléctrico entre la cabeza y el suelo. Además, el aumento de corriente en el líder se puede asociar con las detecciones VHF de actividad IC en el caso en que se detectan rayos X.
- Este mecanismo es consistente si se asume que la corriente del líder está formada por dos componentes (*Chen et al., 1999*). Una es un pulso muy rápido que favorece la aparición de sobretensión en el frente del líder y la creación de electrones *thermal runaway*. La otra es una componente continua que contribuye al incremento del campo electrostático frente al líder para que los electrones *runaway* puedan escapar.

Como resultado, las condiciones favorables para la emisión de rayos X que se producen durante las fases finales del líder cuando se acerca al suelo son consistentes con las observaciones presentadas aunque no se puede descartar que provengan de descargas locales por efecto corona cercanas al detector.

Respecto a la observación de radiación de alta energía asociada a tormentas:

- Se ha atribuido el aumento de la radiación de fondo al efecto de los descendientes radiactivos del radón.
- Las observaciones muestran una buena correlación entre el aumento de la radiación de fondo con la reflectividad radar (~ 30 dBZ) pero no con la actividad de rayos.
- A pesar que el instrumento se ha instalado en lo alto de dos montañas no se han observado *gamma ray glows*. El instrumento debería estar mucho más cerca de los centros de carga de la tormenta. Esto se puede conseguir en tormentas de invierno como en los casos observados en Japón *Torii et al.* (2011).

Referencias

- Babich, L. P., and T. V. Loiko (2010), Peculiarities of detecting pulses of runaway electrons and X-rays generated by high-voltage nanosecond discharges in open atmosphere, *Plasma Phys. Reports*, *36*(3), 263–270, doi:10.1134/S1063780X10030086.
- Babich, L. P., I. M. Kutsyk, E. N. Donsko, and J. R. Dwyer (2013), Analysis of the experiment on registration of X-rays from the stepped leader of a cloud-to-ground lightning discharge, *J. Geophys. Res. Sp. Phys.*, *118*(5), 2573–2582, doi:10.1002/jgra.50236.
- Bazelyan, E. M. (1995), Waves of ionization in lightning discharge, *Plasma Phys. Reports*, *21*, 470–478.
- Bazelyan, E. M., and Y. P. Raizer (2000), *Lightning Physics and Lightning Protection*.
- Bethe, H., and W. Heitler (1934), On the Stopping of Fast Particles and on the Creation of Positive Electrons, *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, *146*(856), 83–112, doi:10.1098/rspa.1934.0140.
- Bhandari, N. (1963), Study of atmospheric washout processes by means of radon decay products, *J. Geophys. Res.*, *68*(13), 3823–3826, doi:10.1029/JZ068i013p03823.
- Celestin, S., and V. P. Pasko (2011), Energy and fluxes of thermal runaway electrons produced by exponential growth of streamers during the stepping of lightning leaders and in transient luminous events, *J. Geophys. Res.*, *116*(A3), A03,315, doi:10.1029/2010JA016260.
- Chen, M., N. Takagi, T. Watanabe, D. Wang, Z.-I. Kawasaki, and X. Liu (1999), Spatial and temporal properties of optical radiation produced by stepped leaders, *J. Geophys. Res.*, *104*(D22), 27,573, doi:10.1029/1999JD900846.
- Dreicer, H. (1959), Electron and Ion Runaway in a Fully Ionized Gas. I, *Phys. Rev.*, *115*(2), 238–249, doi:10.1103/PhysRev.115.238.

- Dwyer, J. R. (2003), A fundamental limit on electric fields in air, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(20), 2055, doi:10.1029/2003GL017781.
- Dwyer, J. R. (2005), X-ray bursts associated with leader steps in cloud-to-ground lightning, *Geophys. Res. Lett.*, *32*(1), L01,803, doi:10.1029/2004GL021782.
- Dwyer, J. R., Z. Saleh, H. K. Rassoul, D. Concha, M. Rahman, V. Cooray, J. Jerauld, M. A. Uman, and V. A. Rakov (2008), A study of X-ray emission from laboratory sparks in air at atmospheric pressure, *J. Geophys. Res.*, *113*(D23), D23,207, doi:10.1029/2008JD010315.
- Dwyer, J. R., D. M. Smith, M. A. Uman, Z. Saleh, B. Grefenstette, B. Hazelton, and H. K. Rassoul (2010), Estimation of the fluence of high-energy electron bursts produced by thunderclouds and the resulting radiation doses received in aircraft, *J. Geophys. Res.*, *115*(D9), D09,206, doi:10.1029/2009JD012039.
- Gurevich, A., and G. Milikh (1999), Generation of X-rays due to multiple runaway breakdown inside thunderclouds, *Phys. Lett. A*, *262*(6), 457–463, doi:10.1016/S0375-9601(99)00695-7.
- Gurevich, A., K. Zybin, and Y. Medvedev (2007), Runaway breakdown in strong electric field as a source of terrestrial gamma flashes and gamma bursts in lightning leader steps, *Phys. Lett. A*, *361*(1-2), 119–125, doi:10.1016/j.physleta.2006.05.063.
- Howard, J., M. A. Uman, J. R. Dwyer, D. Hill, C. Biagi, Z. Saleh, J. Jerauld, and H. K. Rassoul (2008), Co-location of lightning leader x-ray and electric field change sources, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(13), L13,817, doi:10.1029/2008GL034134.
- Köhn, C., and U. Ebert (2014), Angular distribution of Bremsstrahlung photons and of positrons for calculations of terrestrial gamma-ray flashes and positron beams, *Atmos. Res.*, *135-136*, 432–465, doi:10.1016/j.atmosres.2013.03.012.
- Kunhardt, E., and W. Byszewski (1980), Development of overvoltage breakdown at high gas pressure, *Phys. Rev. A*, *21*(6), 2069–2077, doi:10.1103/PhysRevA.21.2069.

- Lehtinen, N. G., T. F. Bell, and U. S. Inan (1999), Monte Carlo simulation of runaway MeV electron breakdown with application to red sprites and terrestrial gamma ray flashes, *J. Geophys. Res.*, *104*(A11), 24,699, doi:10.1029/1999JA900335.
- Mallick, S., V. A. Rakov, and J. R. Dwyer (2012), A study of X-ray emissions from thunderstorms with emphasis on subsequent strokes in natural lightning, *J. Geophys. Res.*, *117*(D16), D16,107, doi:10.1029/2012JD017555.
- Marshall, T. C., and M. Stolzenburg (2001), Voltages inside and just above thunderstorms, *J. Geophys. Res.*, *106*(D5), 4757, doi:10.1029/2000JD900640.
- Mazur, V. (2002), Physical processes during development of lightning flashes, *Comptes Rendus Phys.*, *3*(10), 1393–1409, doi:10.1016/S1631-0705(02)01412-3.
- Montanyà, J., O. van der Velde, V. March, D. Romero, G. Solà, and N. Pineda (2012), High-speed video of lightning and x-ray pulses during the 2009–2010 observation campaigns in northeastern Spain, *Atmos. Res.*, *117*, 91–98, doi:10.1016/j.atmosres.2011.09.013.
- Moore, C. B., K. B. Eack, G. D. Aulich, and W. Rison (2001), Energetic radiation associated with lightning stepped-leaders, *Geophys. Res. Lett.*, *28*(11), 2141–2144, doi:10.1029/2001GL013140.
- Moss, G. D., V. P. Pasko, N. Liu, and G. Veronis (2006), Monte Carlo model for analysis of thermal runaway electrons in streamer tips in transient luminous events and streamer zones of lightning leaders, *J. Geophys. Res.*, *111*(A2), A02,307, doi:10.1029/2005JA011350.
- Proctor, D. E., R. Uytendogaardt, and B. M. Meredith (1988), VHF radio pictures of lightning flashes to ground, *J. Geophys. Res.*, *93*(D10), 12,683, doi:10.1029/JD093iD10p12683.
- Raizer, Y. P. (1991), *Gas discharge physics*, Springer.
- Rakov, V. A., and M. A. Uman (2003), *Lightning: Physics and Effects*, 687 pp., Cambridge University Press.

- Saleh, Z., et al. (2009), Properties of the X-ray emission from rocket-triggered lightning as measured by the Thunderstorm Energetic Radiation Array (TERA), *J. Geophys. Res.*, *114*(D17), D17,210, doi:10.1029/2008JD011618.
- Schonland, B. F. J., D. J. Malan, and H. Collens (1935), Progressive Lightning. II, *Proc. R. Soc. A Math. Phys. Eng. Sci.*, *152*(877), 595–625, doi:10.1098/rspa.1935.0210.
- Seltzer, J. H., and S. M. Hubbell (2004), Tables of X-Ray Mass Attenuation Coefficients and Mass Energy-Absorption Coefficients (version 1.4).
- Shao, X. M., and P. R. Krehbiel (1996), The spatial and temporal development of intracloud lightning, *J. Geophys. Res.*, *101*(D21), 26,641, doi:10.1029/96JD01803.
- Suzsycynsky, D. M., R. Roussel-Dupre, and G. Shaw (1996), Ground-based search for X rays generated by thunderstorms and lightning, *J. Geophys. Res.*, *101*(D18), 23,505, doi:10.1029/96JD02134.
- Torii, T., T. Sugita, S. Tanabe, Y. Kimura, M. Kamogawa, K. Yajima, and H. Yasuda (2009), Gradual increase of energetic radiation associated with thunderstorm activity at the top of Mt. Fuji, *Geophys. Res. Lett.*, *36*(13), L13,804, doi:10.1029/2008GL037105.
- Torii, T., T. Sugita, M. Kamogawa, Y. Watanabe, and K. Kusunoki (2011), Migrating source of energetic radiation generated by thunderstorm activity, *Geophys. Res. Lett.*, *38*(24), n/a–n/a, doi:10.1029/2011GL049731.
- van der Velde, O. A., and J. Montanyà (2013), Asymmetries in bidirectional leader development of lightning flashes, *J. Geophys. Res. Atmos.*, *118*(24), 13,504–13,519, doi:10.1002/2013JD020257.
- Xu, W., S. Celestin, and V. P. Pasko (2014), Modeling of X-ray emissions produced by stepping lightning leaders, *Geophys. Res. Lett.*, *41*(20), 7406–7412, doi:10.1002/2014GL061163.

Yoshida, S., T. Morimoto, T. Ushio, Z.-I. Kawasaki, T. Torii, D. Wang, N. Takagi, and T. Watanabe (2008), High energy photon and electron bursts associated with upward lightning strokes, *Geophys. Res. Lett.*, *35*(10), L10,804, doi:10.1029/2007GL032438.

6 | Conclusiones

Esta tesis se ha desarrollado en tres partes, todas ellas relacionadas con la producción de alta energía asociada a rayos y tormentas.

La primera muestra los resultados de la producción global de TGFs detectados por RHESSI y AGILE. Se ha analizado la distribución geográfica así como la distribución mensual y el ciclo diurno en las 4 regiones principales de producción de TGFs. Además se han analizado las condiciones meteorológicas asociadas a la producción de TGFs en Sudamérica. Por primera vez se han analizado las variables meteorológicas observadas por el satélite (AGILE en este análisis) en las situaciones de detección de TGF así como en las situaciones en que no se detectó TGF.

En la segunda parte se ha propuesto en primer lugar un criterio de correlación de TGFs con detecciones de rayos LF/VLF. Se han presentado una serie de correlaciones de TGF con rayos y se ha analizado, atendiendo a los modelos actuales de producción de TGFs, la relación de causalidad. De algunos de estos casos se ha podido determinar la tormenta asociada para la que se ha analizado la fase de desarrollo en que se produce el TGF, así como la extensión vertical y horizontal de la misma.

Finalmente, la tercera parte se ha centrado en el análisis de radiación de alta energía por rayos observada desde suelo. Se han presentado distintos casos de rayos observados, algunos asociados a radiación y otros no. A partir de estos eventos se ha discutido que tipo de rayo es el mejor candidato para la producción de TGFs. También se ha analizado un caso de aumento de la radiación de fondo de alta energía asociada a tormentas.

6.1 Aportaciones principales

En los capítulos 3, 4 y 5 se han discutido los resultados y se han presentado las conclusiones y aportaciones específicas de cada parte. En este capítulo final de conclusiones se presentan las principales aportaciones que hace esta tesis al campo de la física atmosférica de las altas energías:

- Identificación de una nueva pero débil región de producción TGFs sobre la región tropical del Pacífico.
- Se ha visto que la ratio TGF/rayo (considerando detecciones de rayos CG principalmente) para los TGFs de AGILE y RHESSI es diferente de la esperada comparado con los resultados de anteriores publicaciones, siendo menor en América que en África y Asia. Se confirma que la ocurrencia geográfica de TGFs en las tres principales regiones de producción de rayos sigue perfectamente el movimiento estacional de la ITCZ.
- Los TGFs detectados por RHESSI y AGILE exhiben un ciclo diurno en todas las regiones continentales con picos durante la tarde. Los detectados por AGILE, se producen bajo condiciones de alto número de rayos y tormentas, alta CAPE y alta CTC que son atípicas incluso en los trópicos. Estas condiciones se dan preferentemente durante la tarde y en los meses del año en que la ITCZ cruza la zona de cobertura de AGILE. Todo esto sugiere que los procesos de electrificación asociados a fuertes corrientes ascendentes son importantes para crear las mejores condiciones atmosféricas para producción de TGFs.
- La preferencias detectadas para la producción de TGFs son muy atípicas fuera de regiones tropicales. Esto sumado a la comparación de las densidades anuales de rayos en Sudamérica y Europa muestra que para la detección de TGFs en Europa puede ser clave el área efectiva de los detectores.
- Se ha mostrado que la correlación temporal de TGFs con detecciones de rayos mediante redes que trabajan en VLF se puede hacer en un rango de ± 250 ms.

Ejemplos de rayos detectados por LMA (VHF) en el *Ebro Valley Laboratory* muestran que este criterio puede ser justificado mediante las teorías actuales de producción de TGFs por líderes negativos ascendentes. Mediante este criterio se han podido identificar y discutir un total de 90 casos. A pesar de esto, también se han planteado las opciones que rayo y TGF sean sucesos independientes o que las detecciones VLF sean de la propia corriente generada por los electrones del TGF.

- Con la identificación del rayo asociado al TGF se ha podido identificar la tormenta asociada. Se han podido analizar 32 tormentas de los 90 casos de correlaciones. Las tormentas analizadas muestran un amplio rango de extensión horizontal. Por otro lado la mayoría de ellas muestran una gran extensión vertical. Este resultado concuerda con unas simulaciones publicadas en 2013 en que se mostró que las condiciones preferentes para la producción de TGFs, maximización del potencial en la nube, dependían fuertemente de la extensión vertical pero no de la extensión horizontal de las tormentas.
- Las tormentas analizadas (topes nubosos y producción de rayos) muestran una tendencia para la producción de TGFs en fases de desarrollo y madurez, cuando los procesos de convección, la extensión vertical y la producción de rayos es mayor, en desacuerdo con otros estudios que determinaron una preferencia para producción de TGFs en fases de declive de las tormentas.
- Tanto los resultados del capítulo 3 como los del capítulo 4 sugieren que altos valores de CAPE y de corrientes ascendentes de aire que puedan provocar tormentas con mucho desarrollo vertical es una condición importante para la creación de las mejores condiciones para la generación de TGFs como pueden ser altos valores de potencial en el interior de la nube.
- Los líderes negativos descendentes parecen ser los únicos candidatos para explicar las detecciones de rayos X desde tierra, ya que el flujo de electrones está dirigido desde el frente del líder en la misma dirección y hacia delante. Las probabilidades de una detección de emisiones de alta energía aumentan si el líder está dirigido

hacia el detector. La creación de electrones *thermal runaway* en la cabeza del líder y la posterior propagación *runaway* en el seno del campo eléctrico frente al líder parecen ser unos buenos candidatos para explicar la producción de rayos X. En concreto durante las fases finales del líder a medida que se acerca al suelo se darían las mejores condiciones.

- Los modelos de creación de electrones *thermal runaway* en los fuertes campos eléctricos creados en la cabeza de un líder negativo explican tanto las observaciones de correlaciones de rayo y TGF del capítulo 4 como las emisiones de alta energía por rayos negativos descendentes del capítulo 5. Este modelo parece ser por lo tanto el más factible para la producción de alta energía por rayos.
- Se ha atribuido el aumento de la radiación de fondo al efecto de los descendientes radiactivos del radón. Las observaciones muestran una buena correlación entre el aumento de la radiación de fondo con la reflectividad radar (~ 30 dBZ) pero no con la actividad de rayos. A pesar que el instrumento se ha instalado en lo alto de dos montañas no se han observado *gamma ray glows*. Para ello, el instrumento debería estar mucho más cerca de los centros de carga de la tormenta.

6.2 Futuras líneas de investigación

La investigación de la física atmosférica de las altas energías es un campo en el que todavía quedan muchas preguntas por resolver. En esta tesis se ha hecho un trabajo principalmente de análisis de datos observacionales, de modo que de cara al futuro se plantean trabajos de simulación que puedan complementar el trabajo que aquí se presenta. Por otro lado hay que seguir ahondando en el trabajo de campo ya que es la base de toda investigación científica. Algunas de las líneas de investigación que se proponen se detallan a continuación.

- Instalación de una red de detección de rayos LMA en VHF en Colombia. El objetivo es encontrar correlaciones de TGFs con rayos detectados por LMA. Esto ayudaría a entender mucho mejor en que fase del rayo se puede producir el TGF.

- Profundizar en el análisis de la estructura vertical y eléctrica de tormentas asociada TGFs. Paralelamente analizar teóricamente las mejores condiciones para la creación de las situaciones preferentes para la producción de TGFs según los modelos actuales.
- Repetir los análisis realizados en los capítulos 3 y 4 para las otras regiones de generación de TGFs como son África, Asia y la región tropical del Pacífico. El objetivo será identificar si existen diferencias meteorológicas que afecten a las diferencias de las ratios de producción TGF/rayo y a la propia generación de TGFs.
- Realizar simulaciones de Monte Carlo para evaluar los flujos de electrones y rayos X presentados en el capítulo 4. Investigar con estas simulaciones las mejores condiciones para la observación de rayos X asociados a rayos descendentes.
- Realizar observaciones de descargas de alta tensión en laboratorio y de la radiación de alta energía asociada
- Continuar en el desarrollo y perfeccionamiento del modelo *streamer* presentado en el Apéndice 3.

Apéndice

A | Gráficos de las correlaciones del Capítulo 4

En este apéndice se muestran los gráficos de las 32 tormentas analizadas del capítulo 4. Para cada caso se ha analizado la fase de la misma en que se ha producido el TGF atendiendo a la evolución del área cubierta por nubes y de las descargas eléctricas. Se muestra también una figura con la localización geográfica, sobre la imagen de satélite, del TGF y el *stroke* asociado.

Caso 19

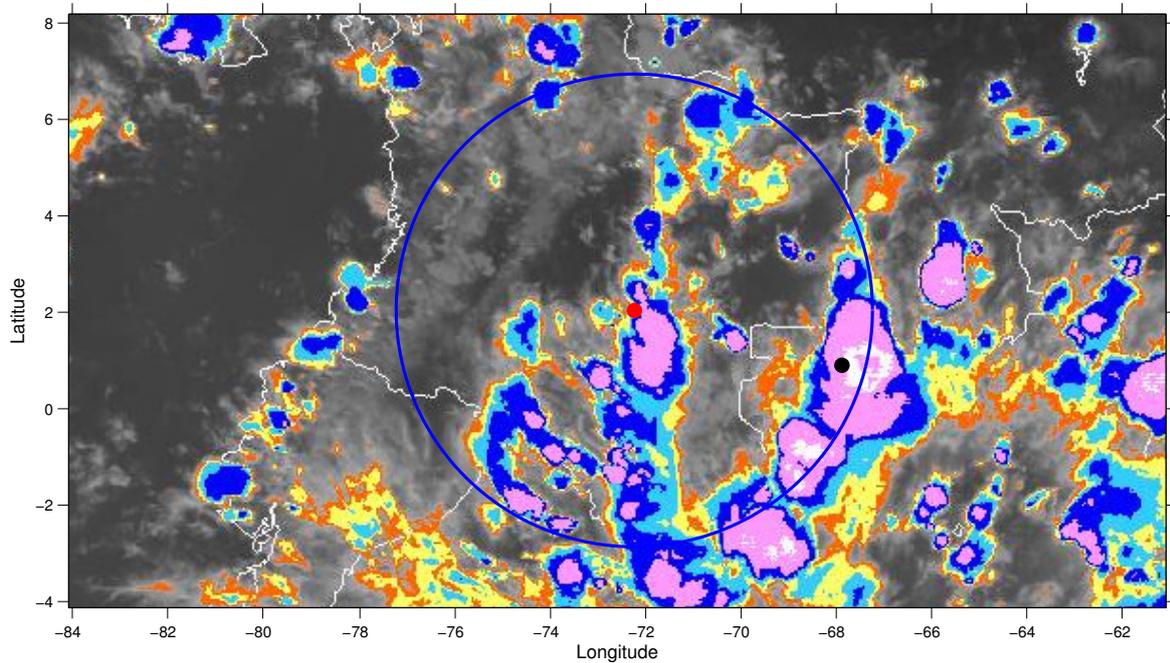


Figura A.1: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

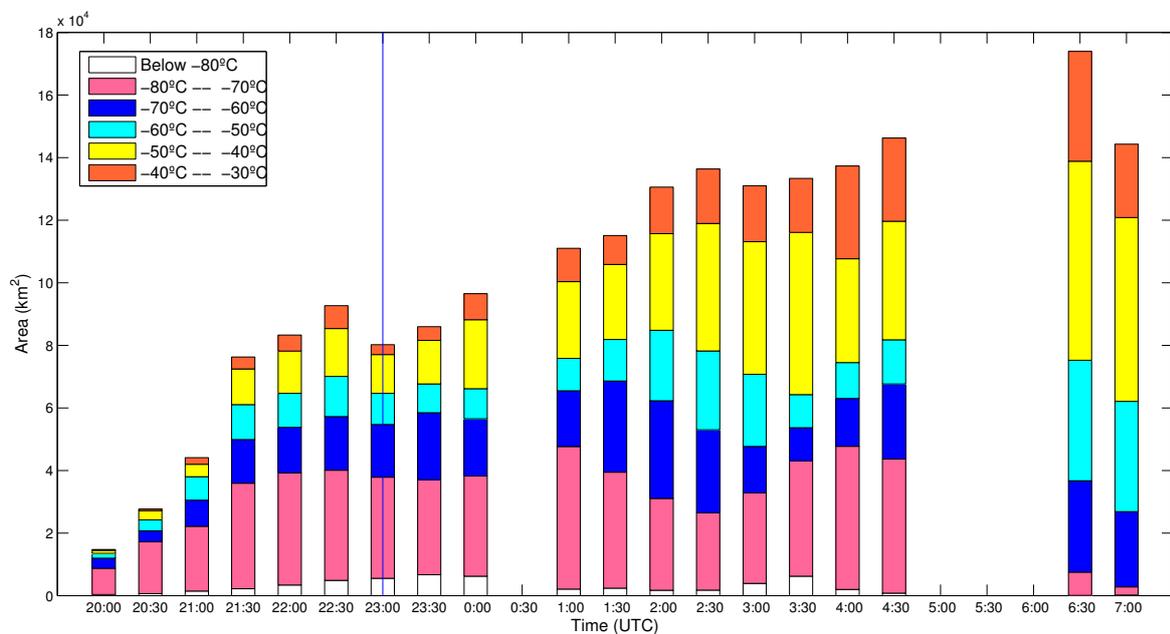


Figura A.2: Evolución temporal del área de los toques nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

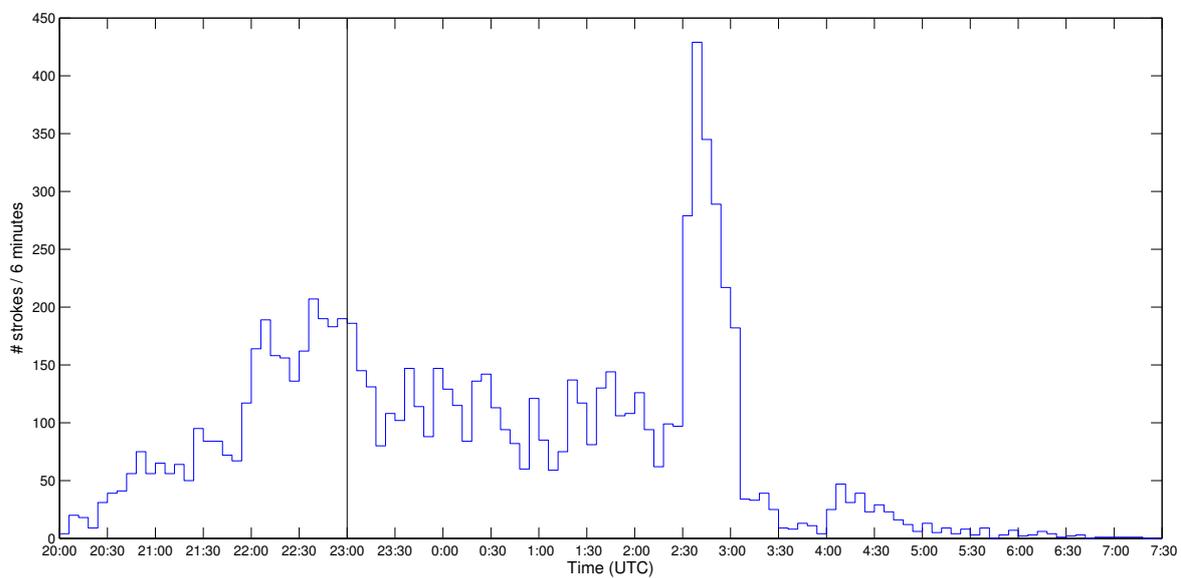


Figura A.3: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 20

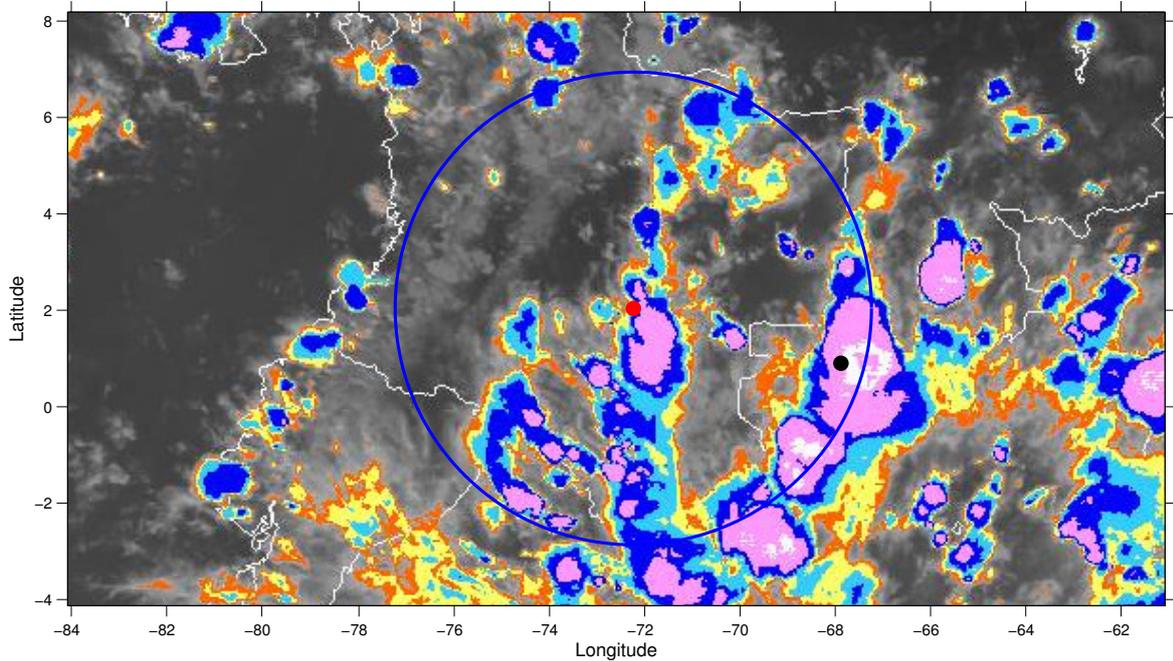


Figura A.4: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

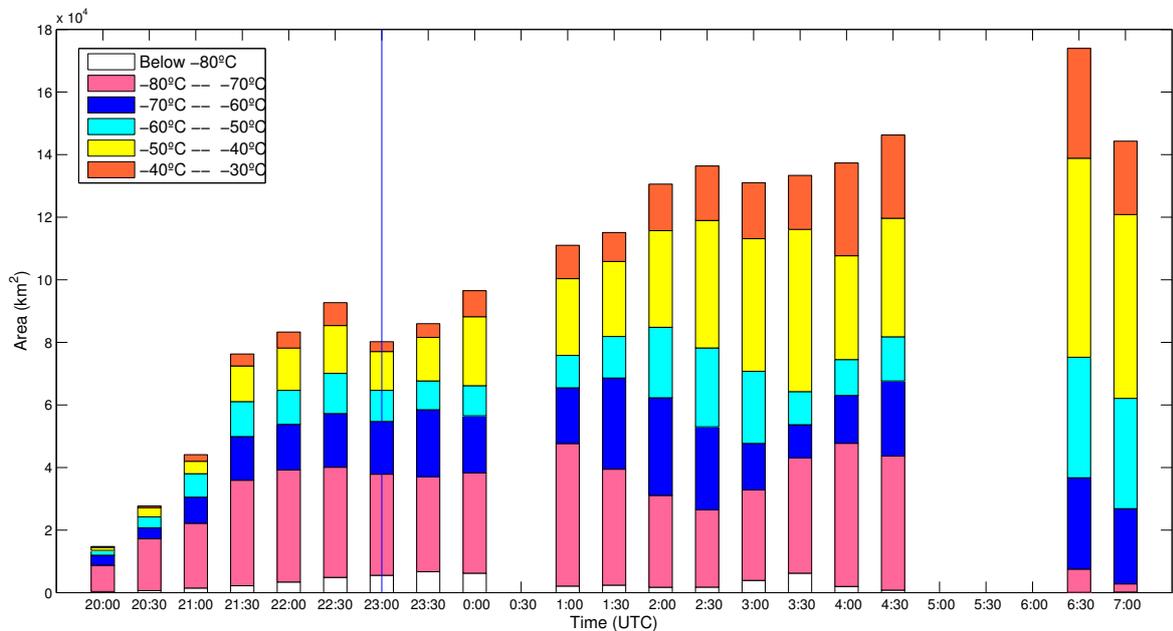


Figura A.5: Evolución temporal del área de los toques nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

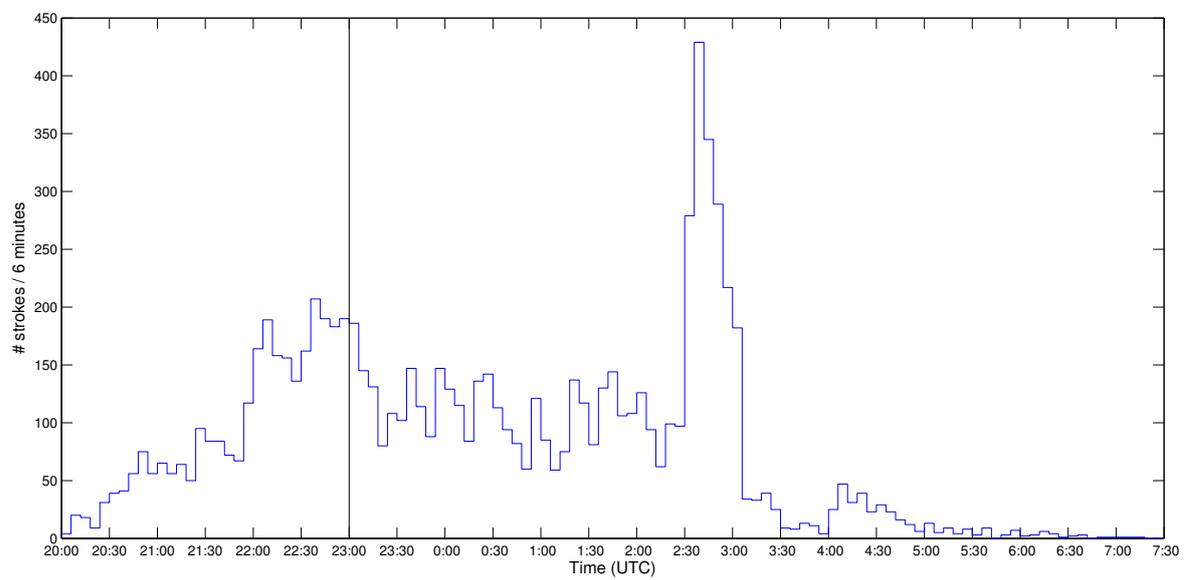


Figura A.6: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 21

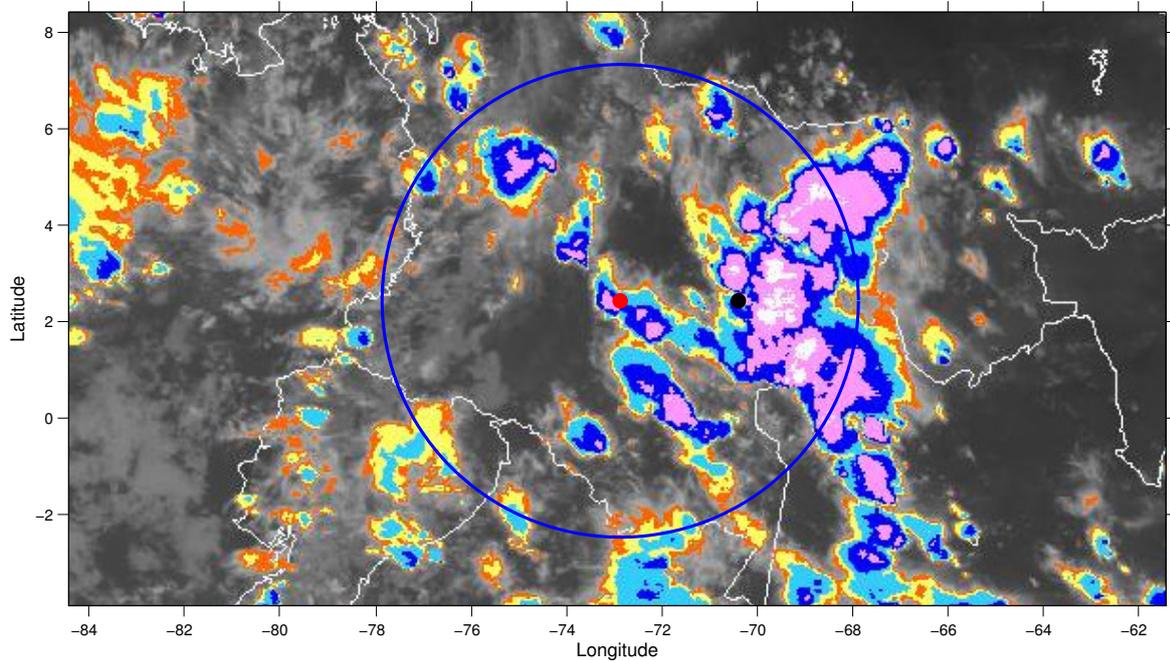


Figura A.7: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

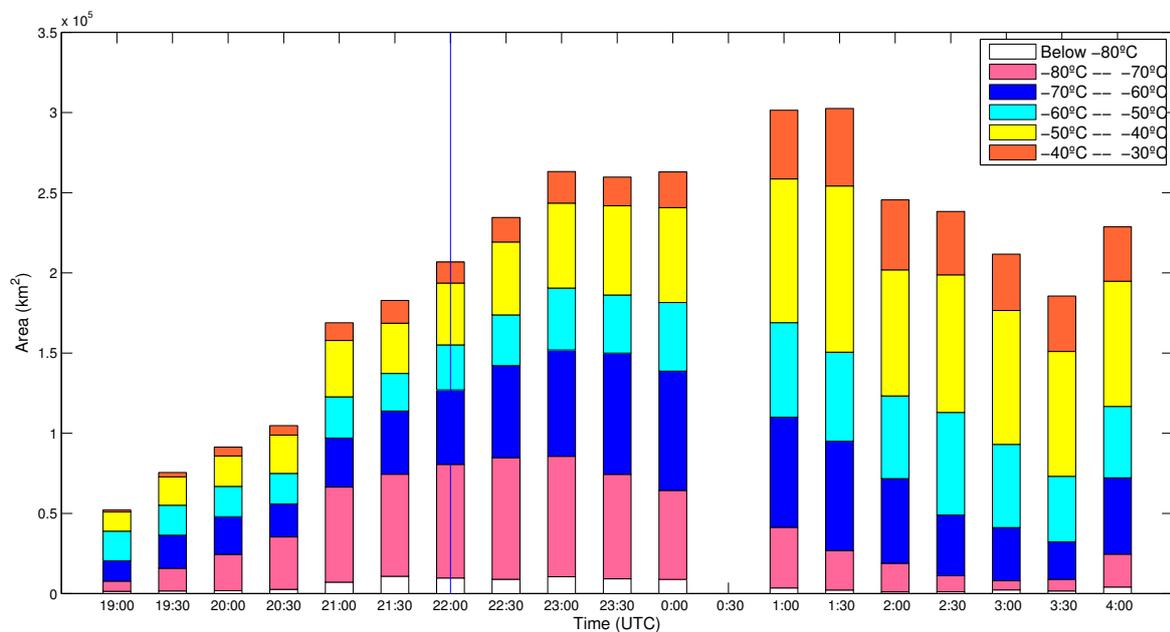


Figura A.8: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

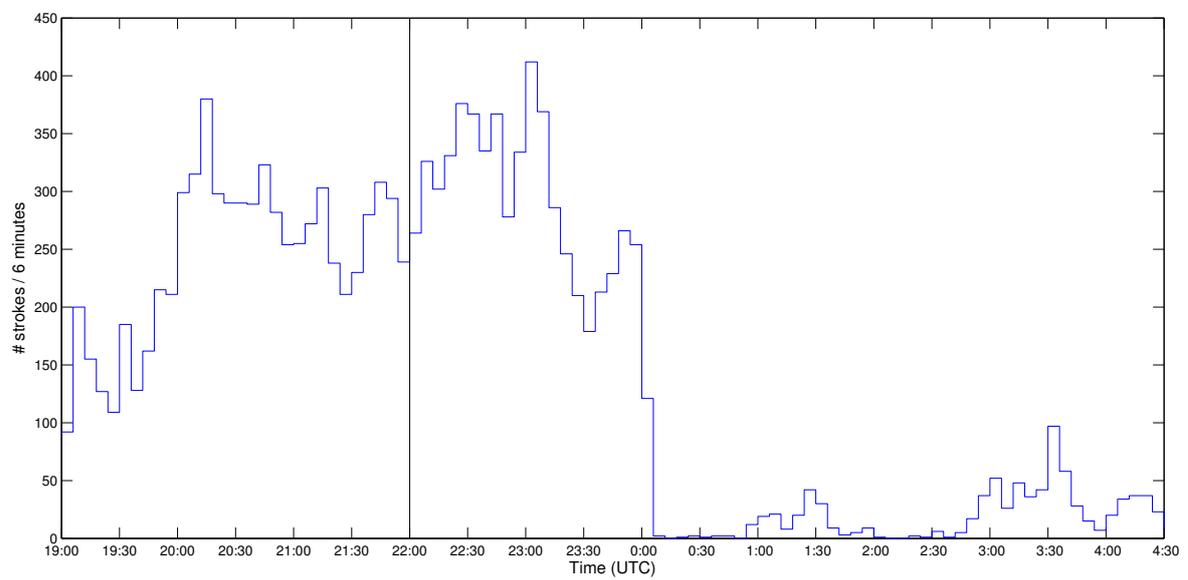


Figura A.9: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 22

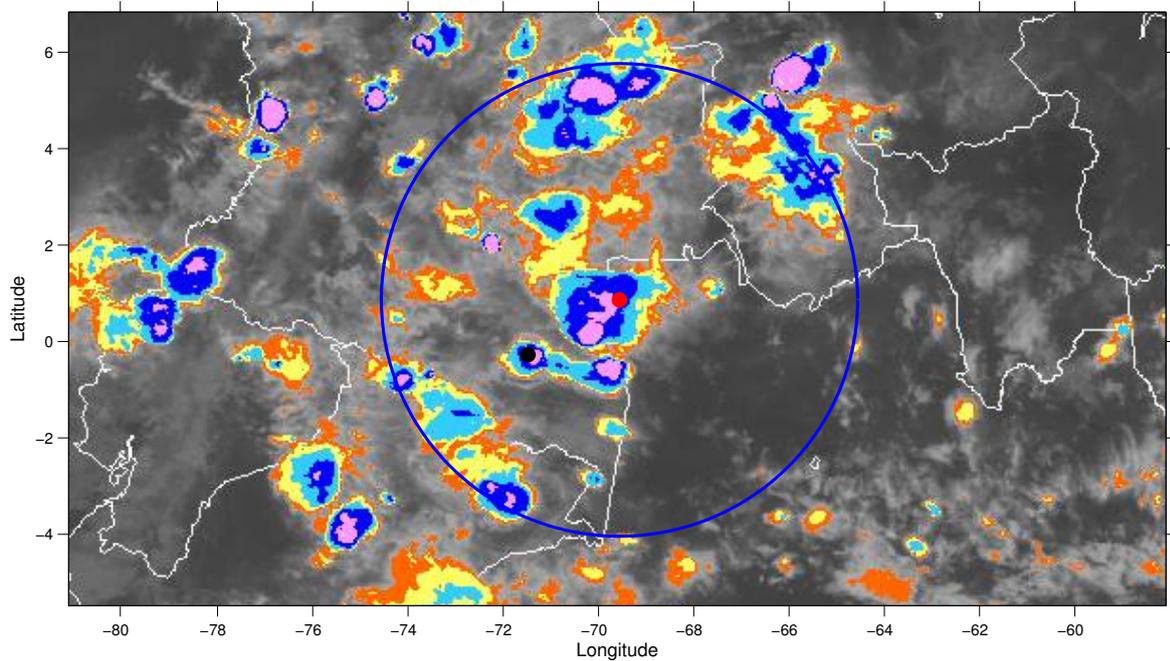


Figura A.10: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

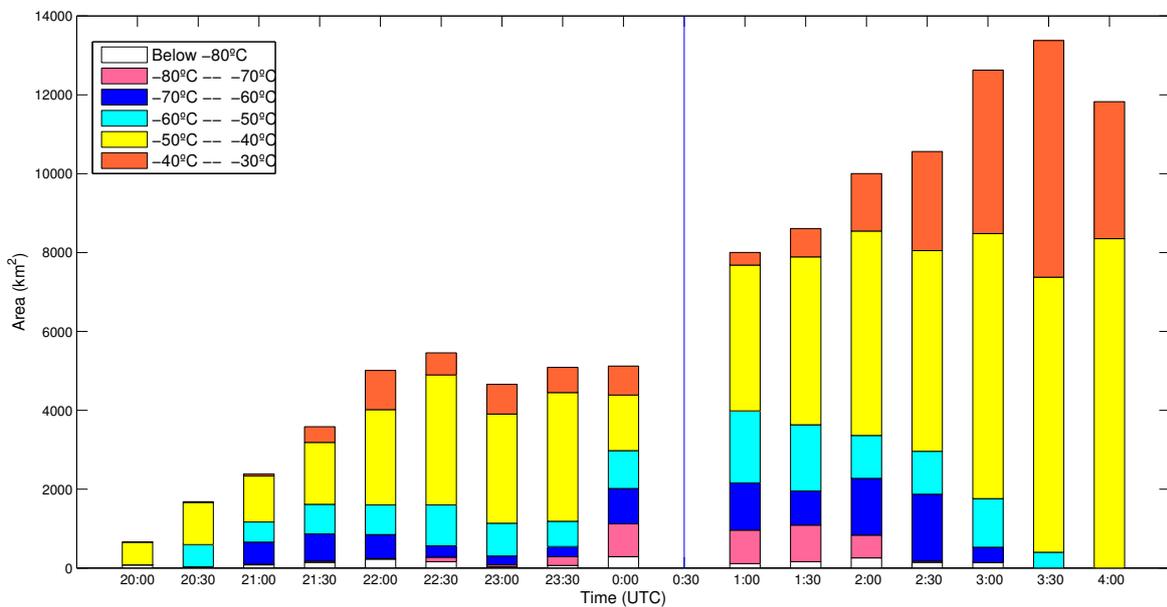


Figura A.11: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

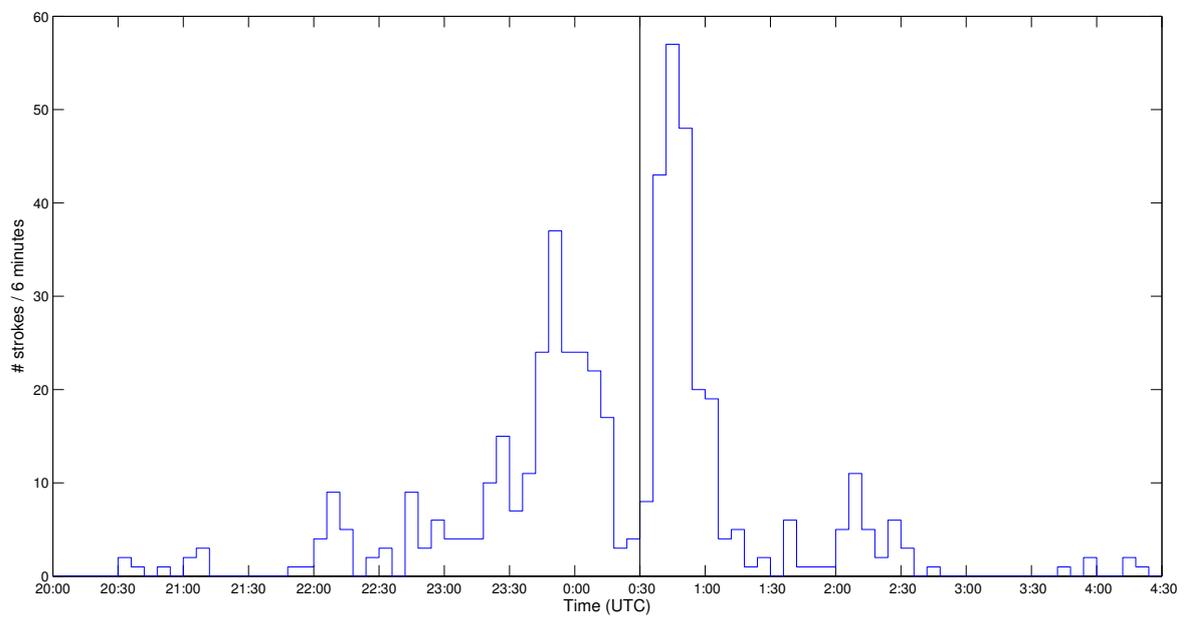


Figura A.12: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 23

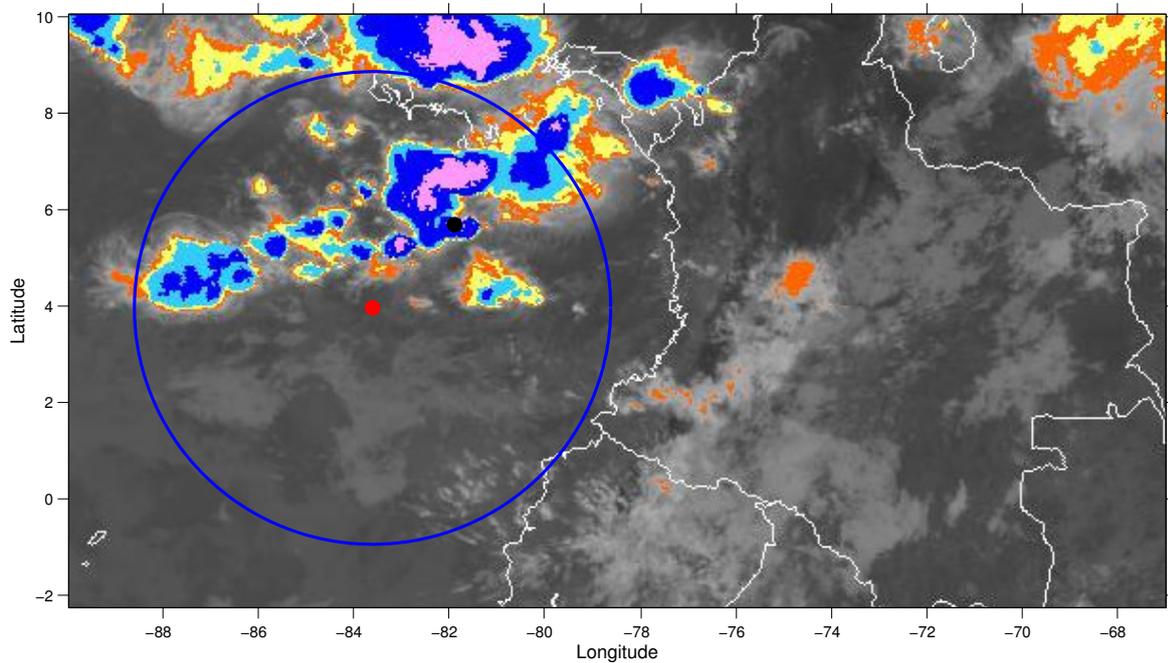


Figura A.13: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

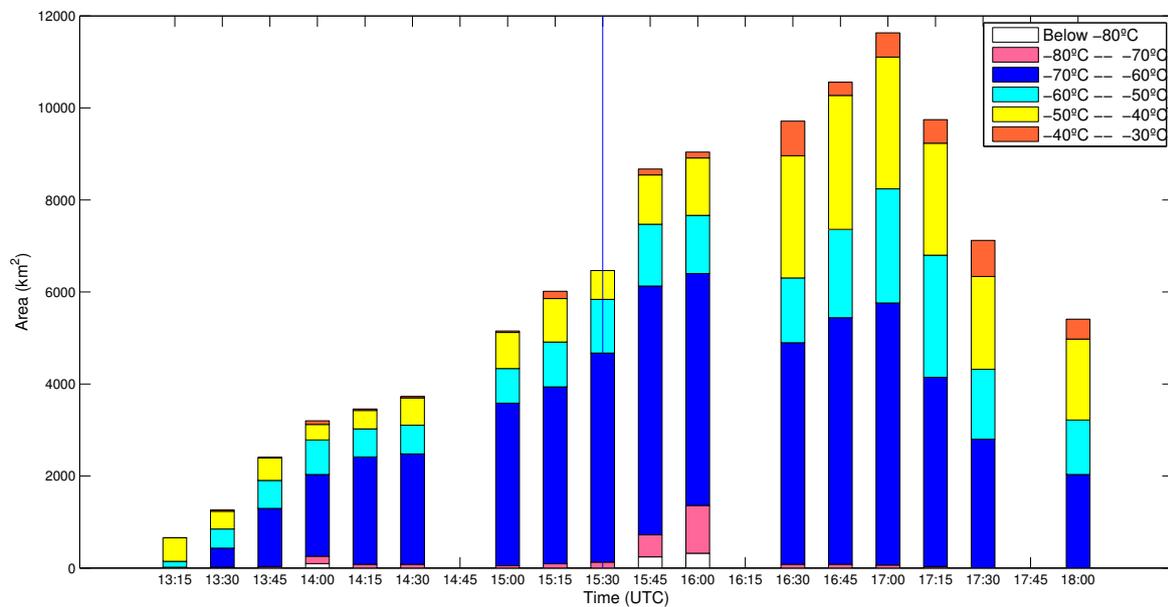


Figura A.14: Evolución temporal del área de los toques nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

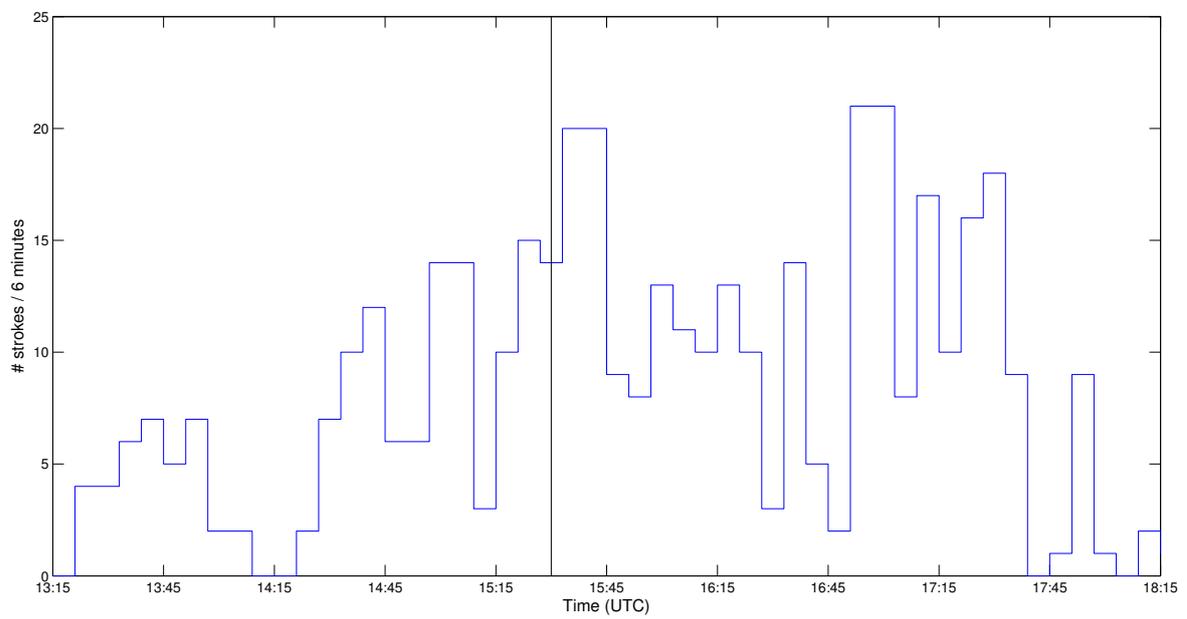


Figura A.15: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 24

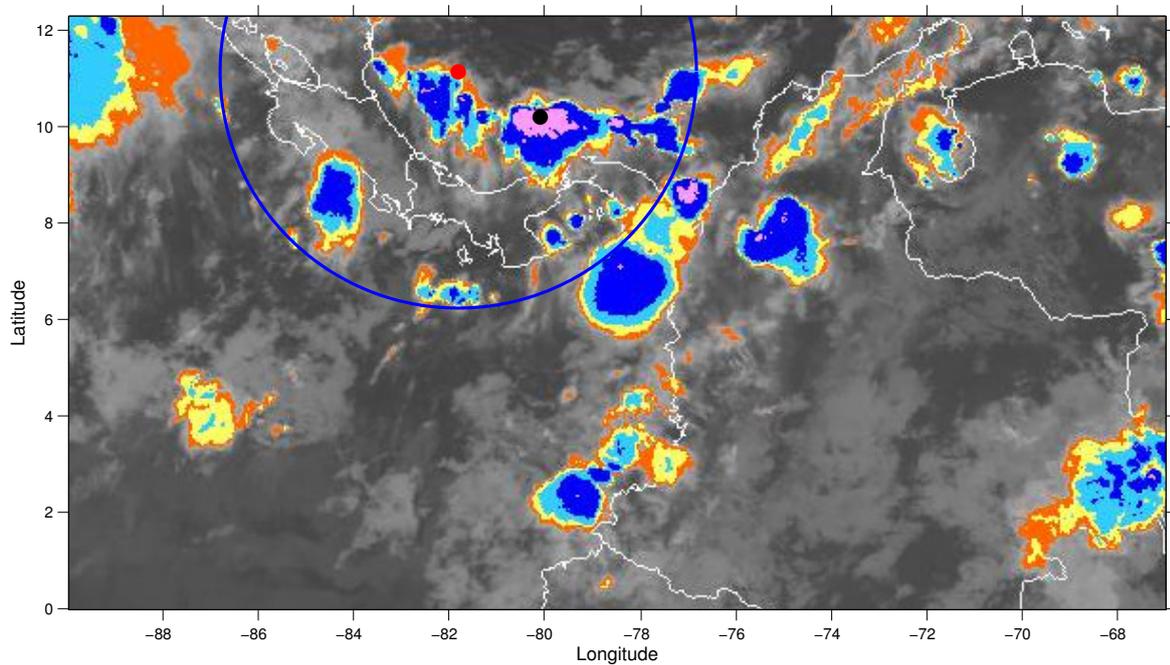


Figura A.16: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

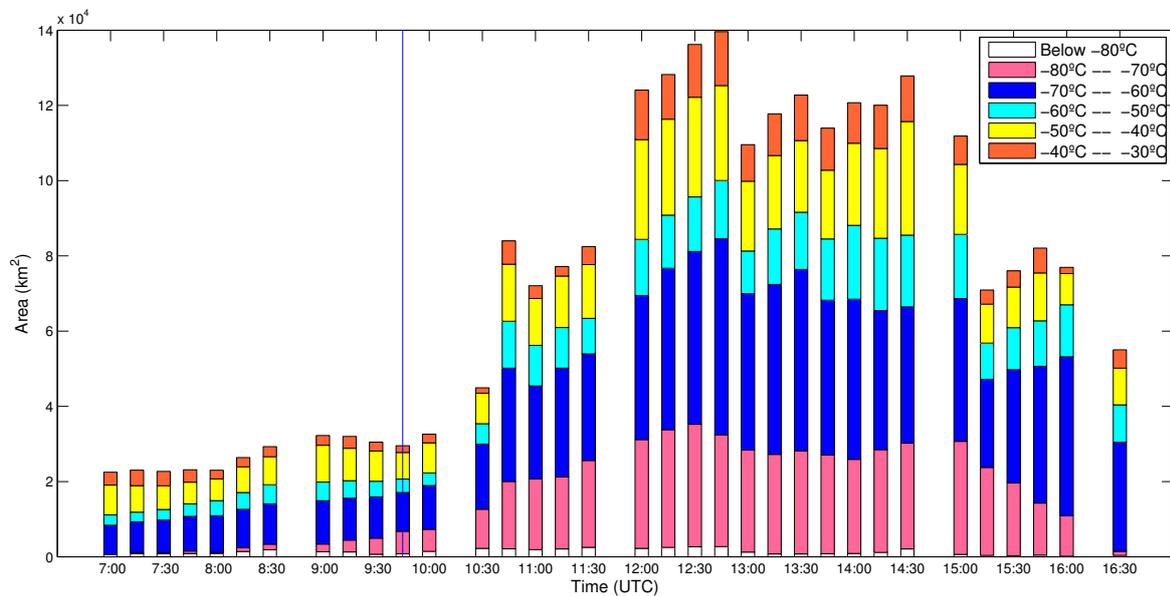


Figura A.17: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

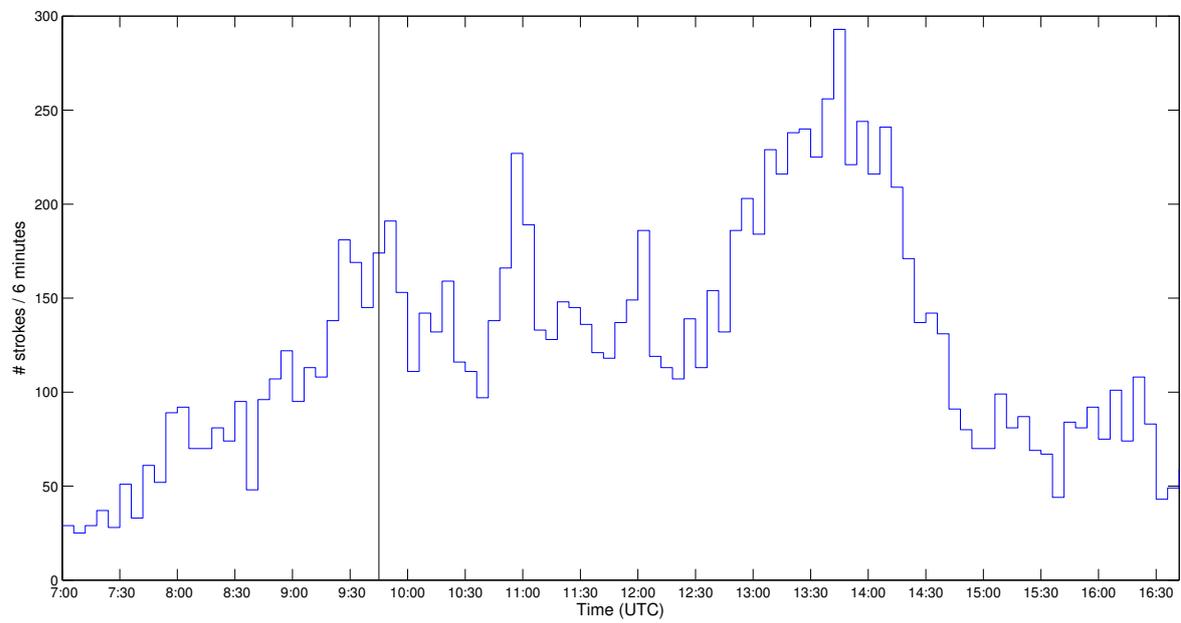


Figura A.18: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 26

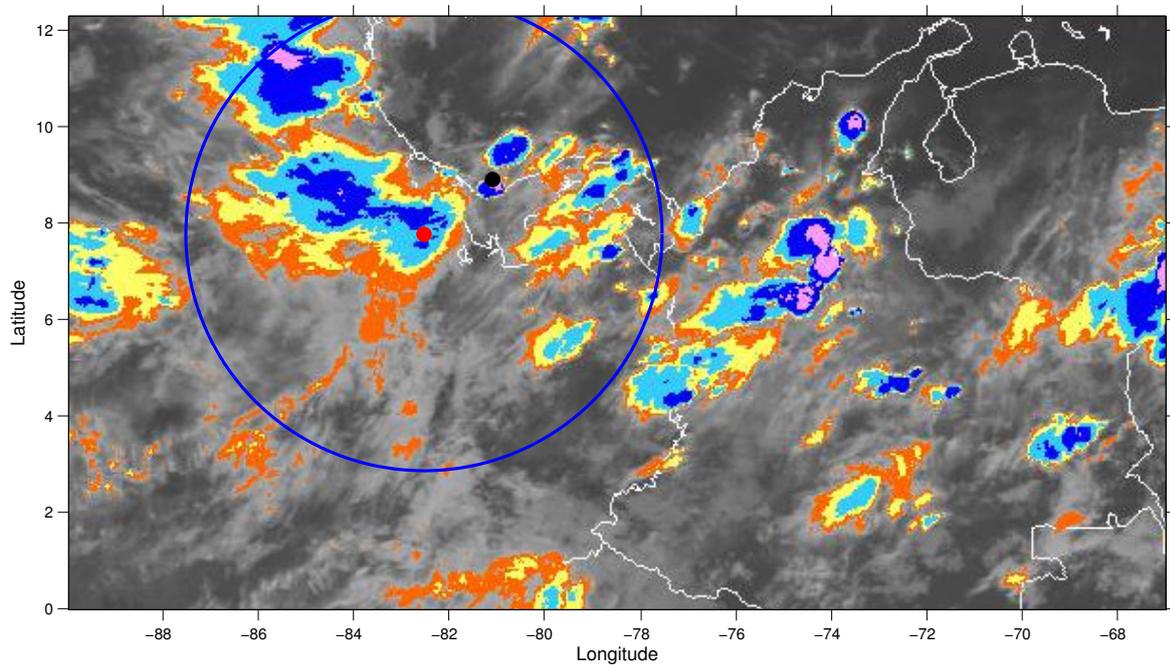


Figura A.19: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

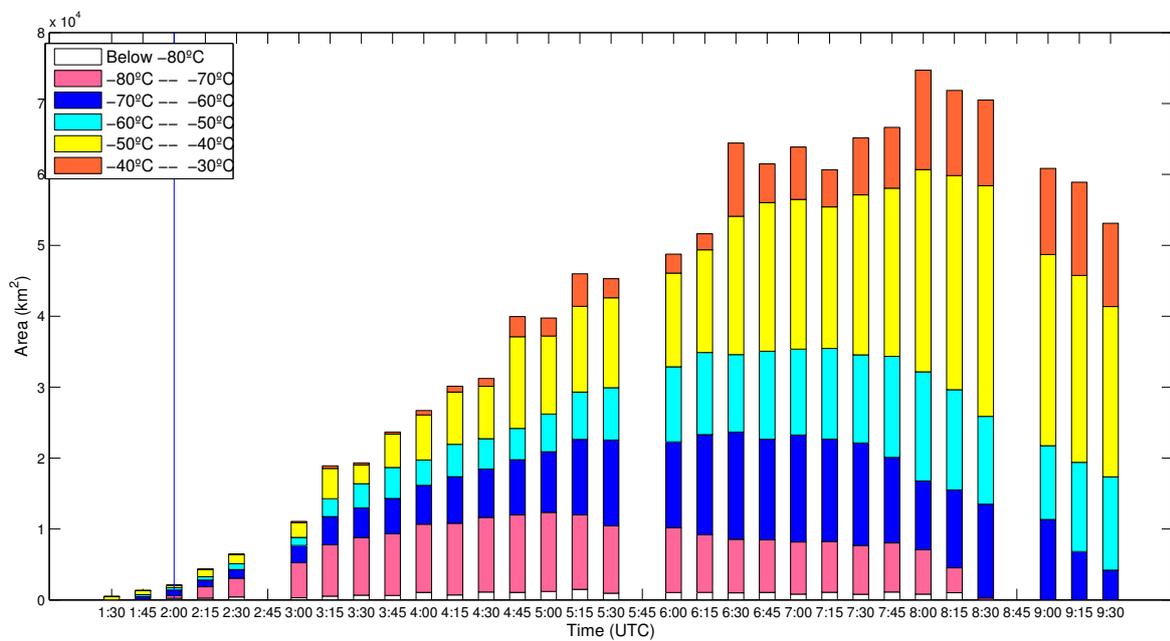


Figura A.20: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

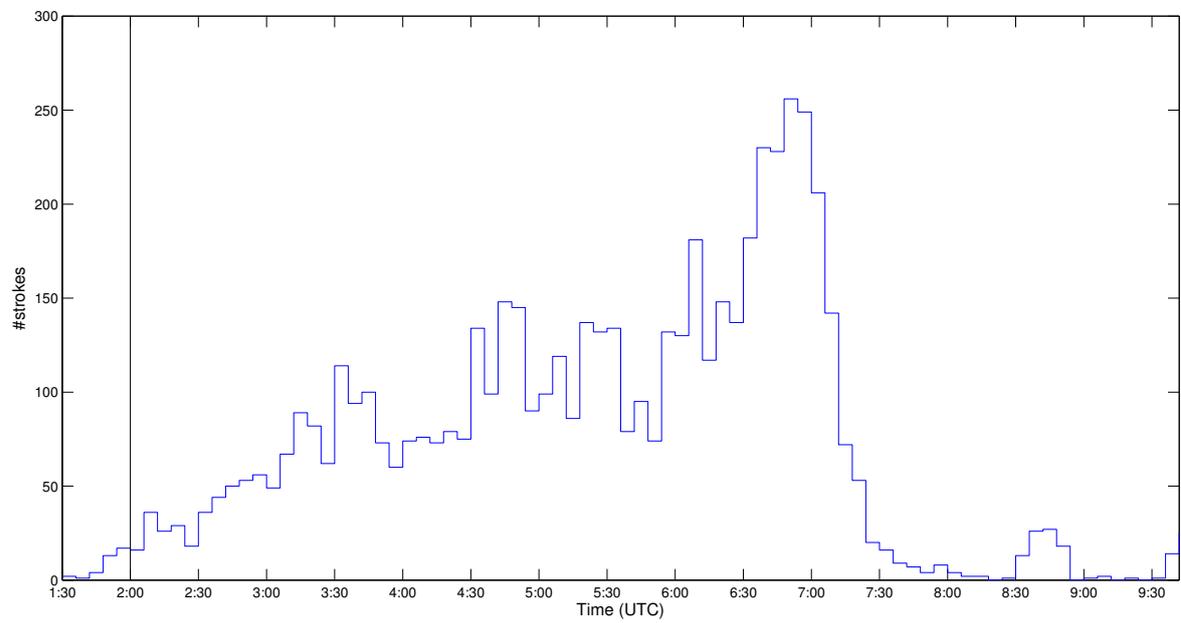


Figura A.21: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 31

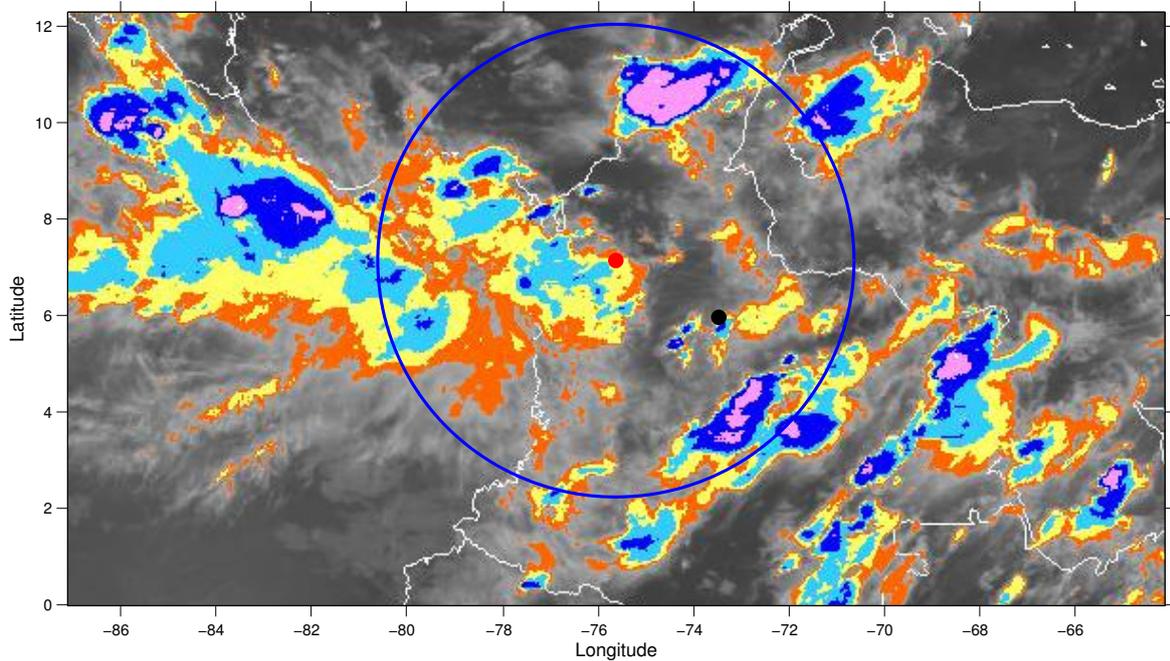


Figura A.22: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

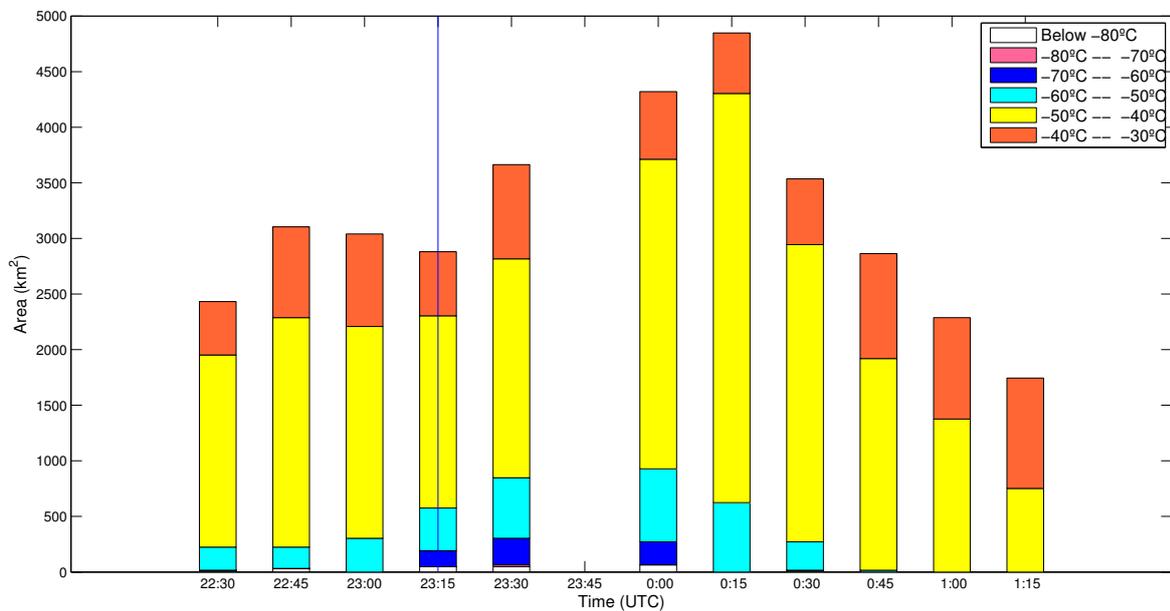


Figura A.23: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

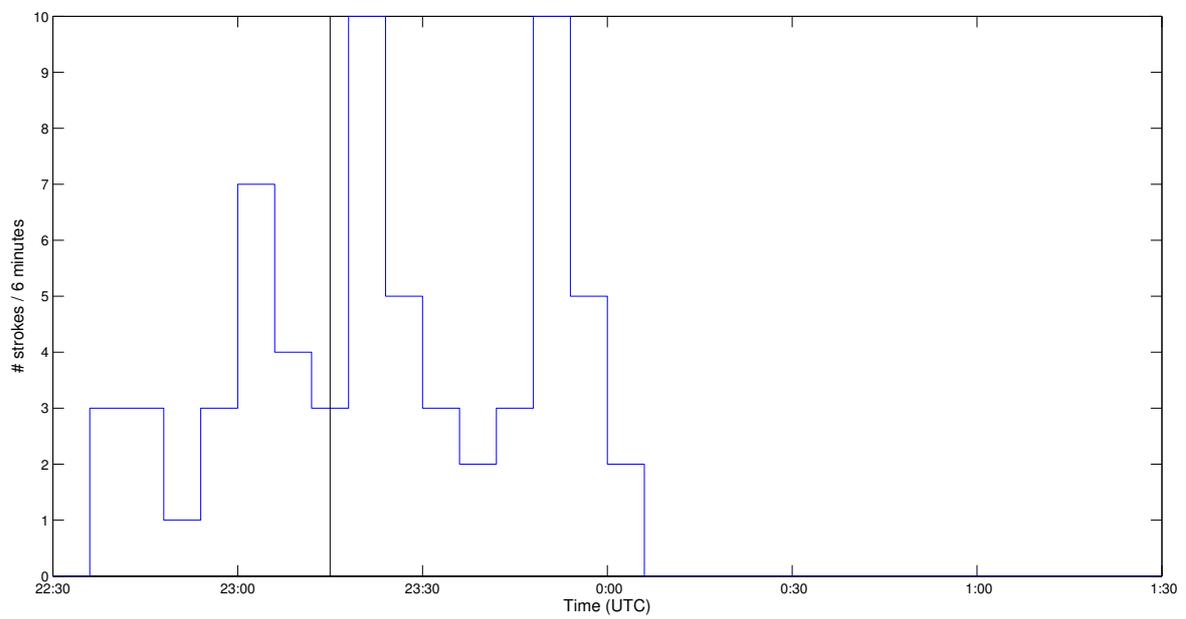


Figura A.24: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 32

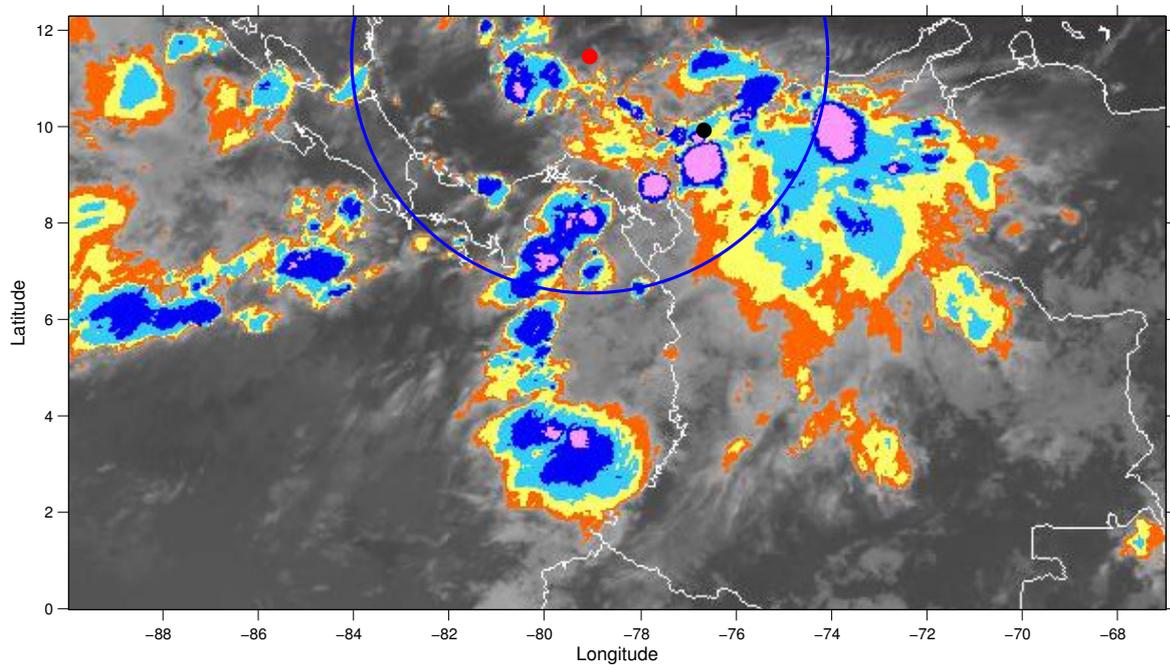


Figura A.25: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

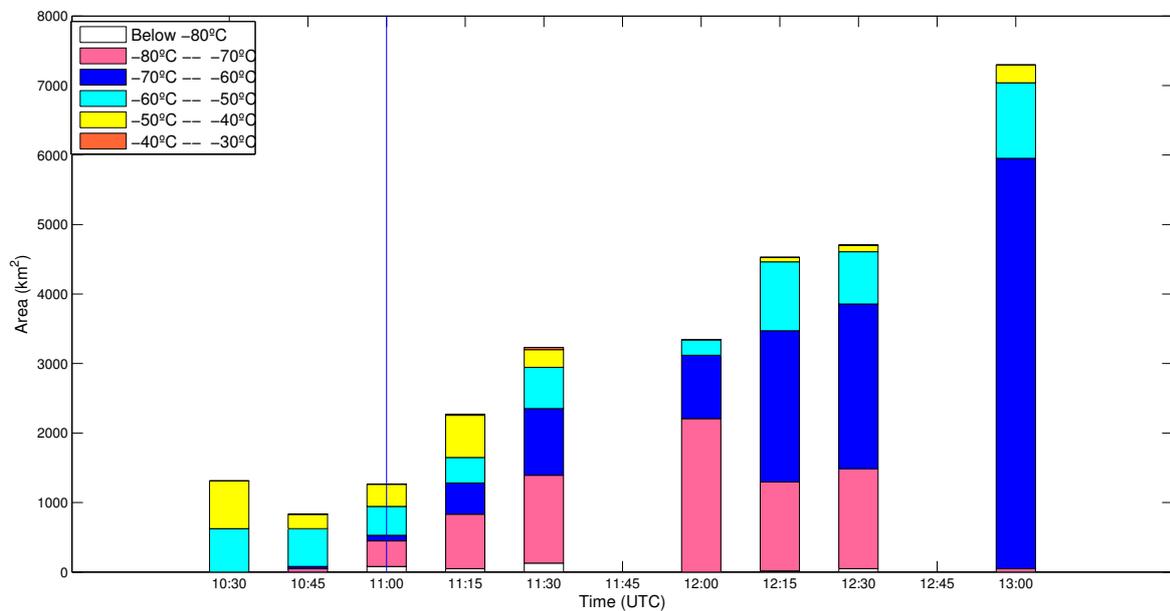


Figura A.26: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

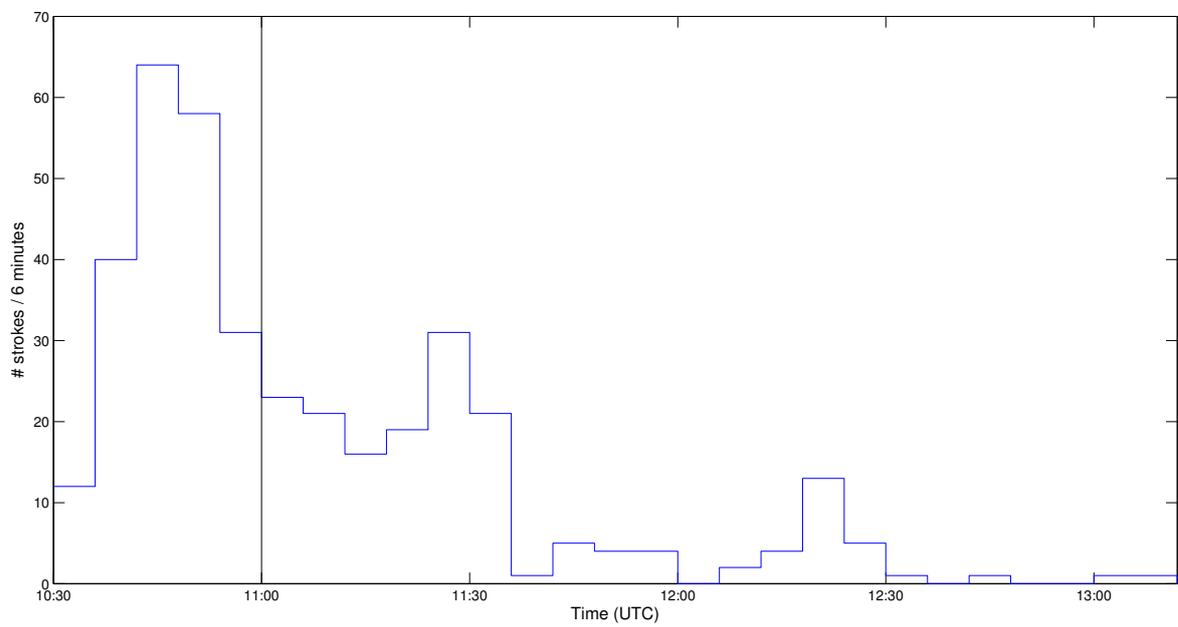


Figura A.27: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 35

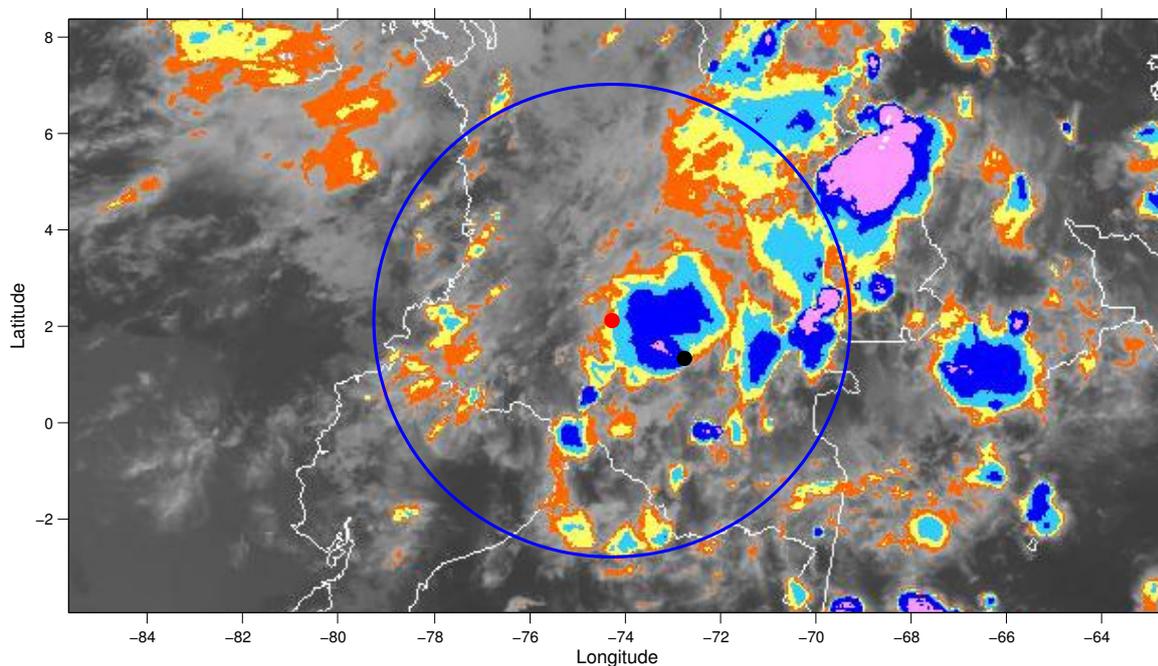


Figura A.28: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

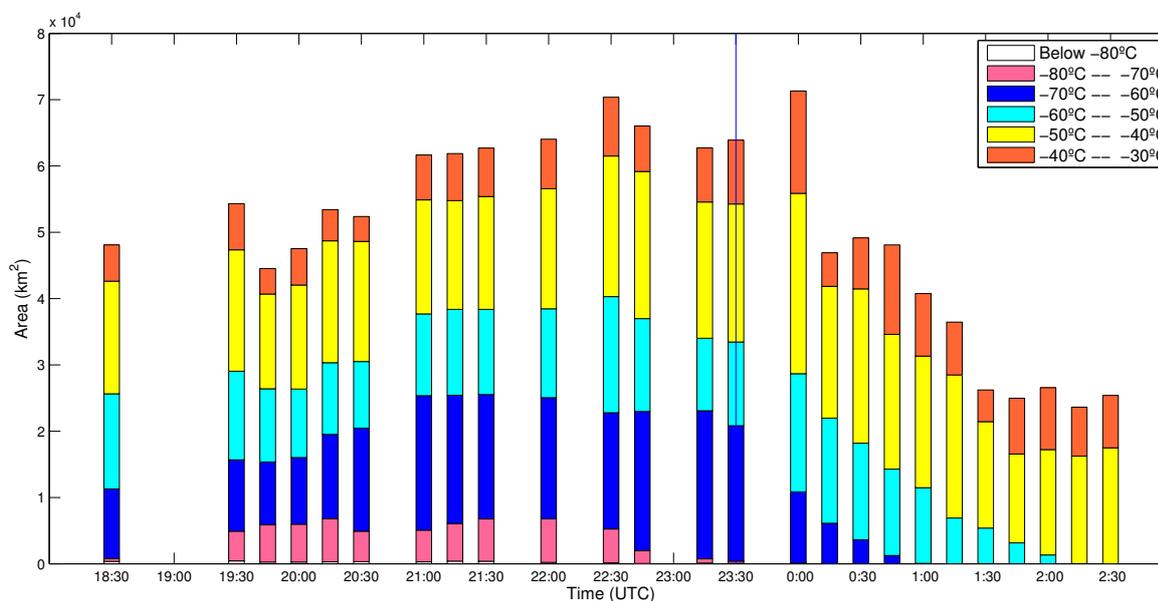


Figura A.29: Evolución temporal del área de los toques nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

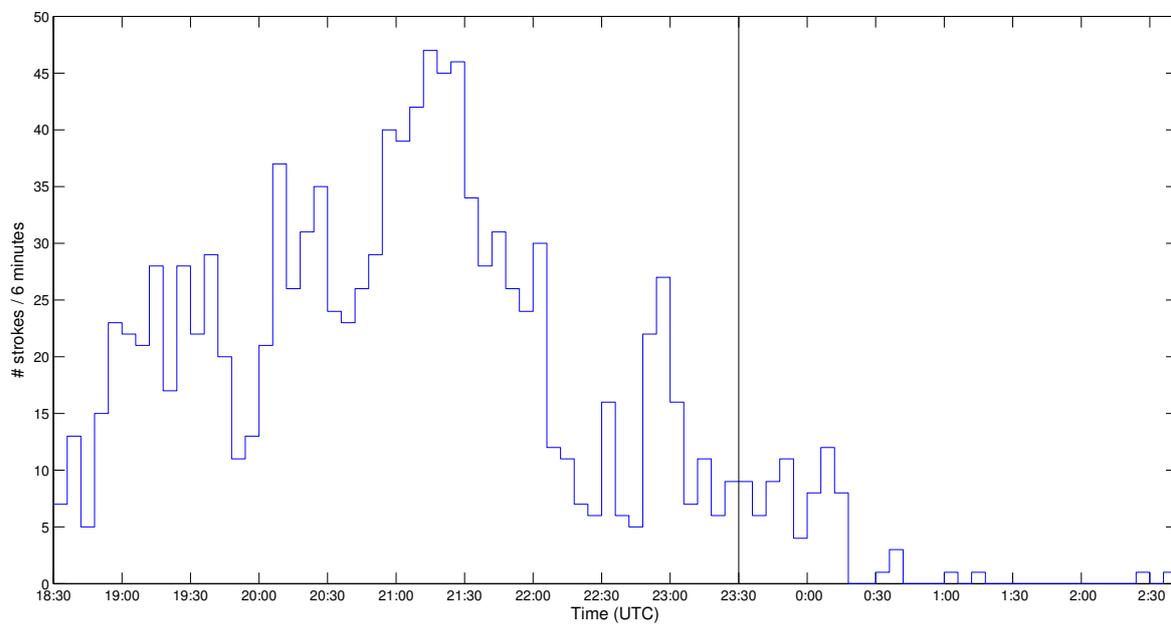


Figura A.30: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 37

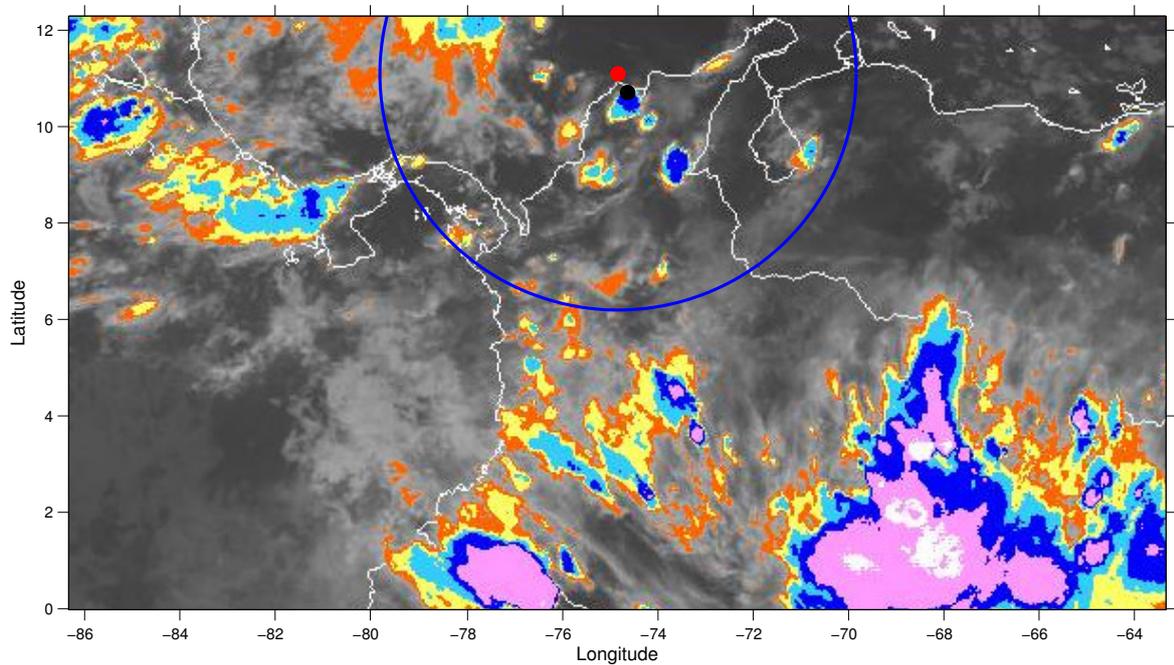


Figura A.31: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

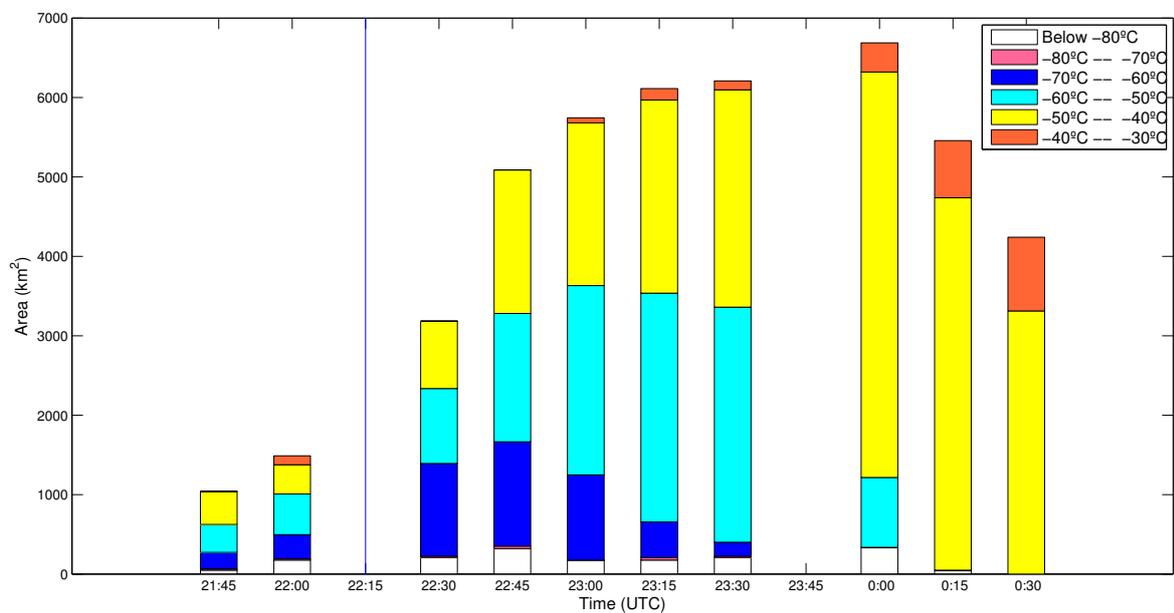


Figura A.32: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

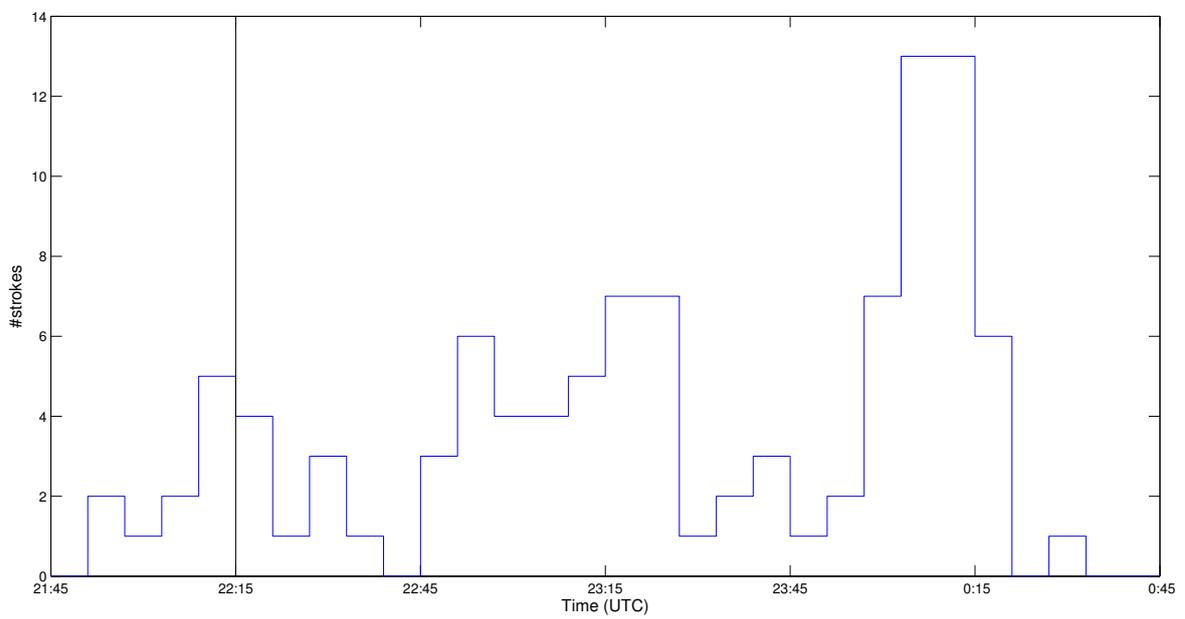


Figura A.33: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 38

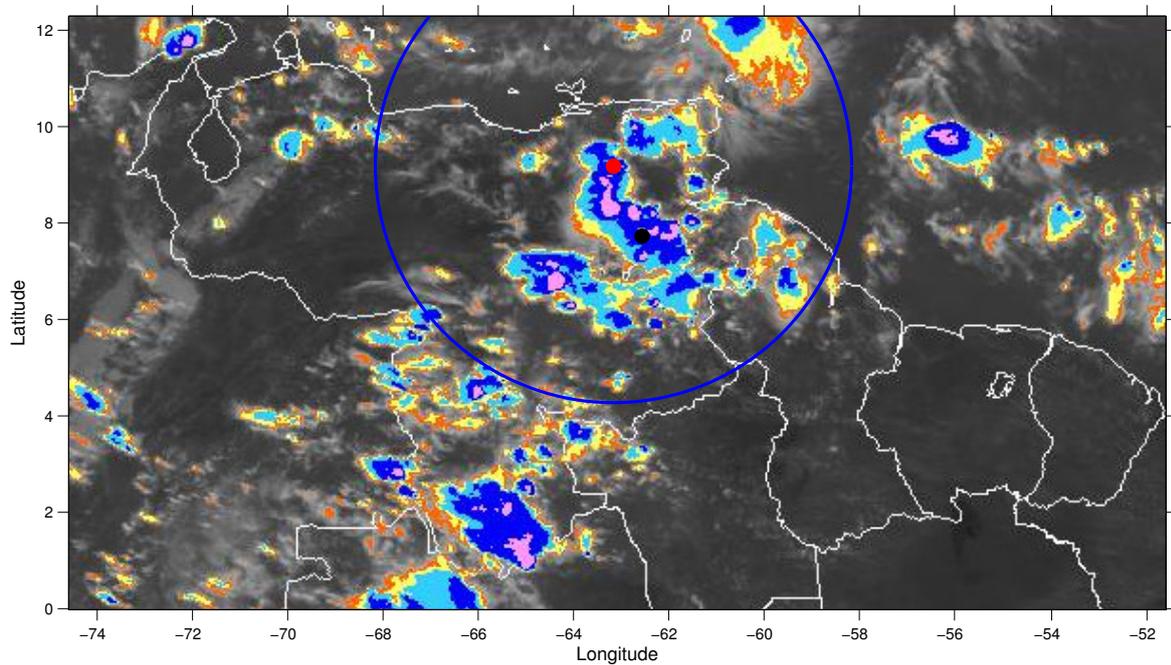


Figura A.34: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

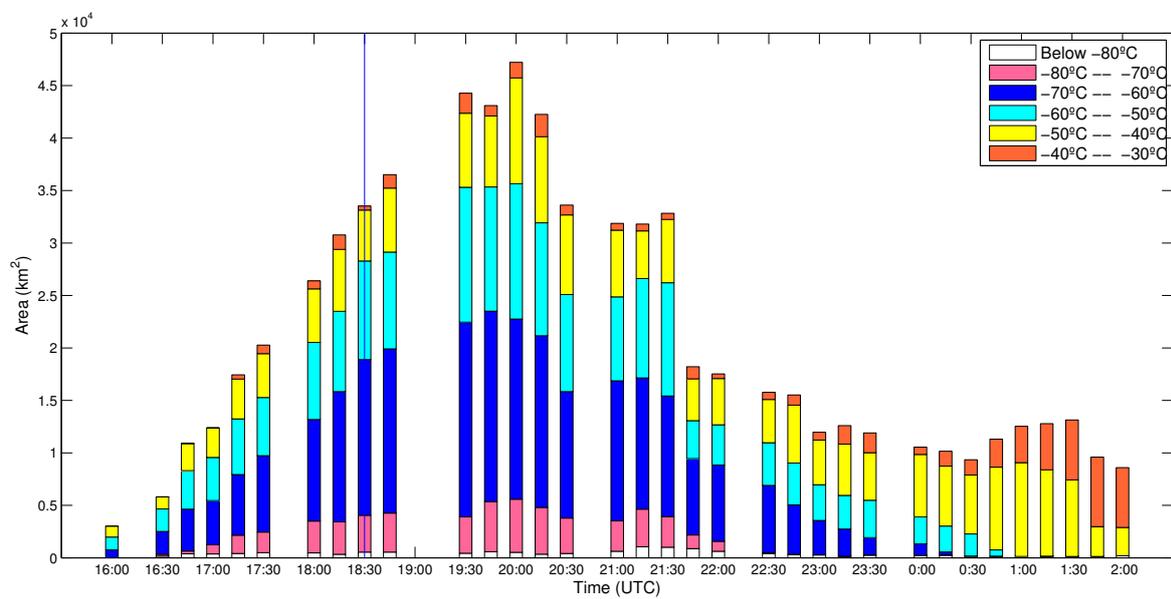


Figura A.35: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

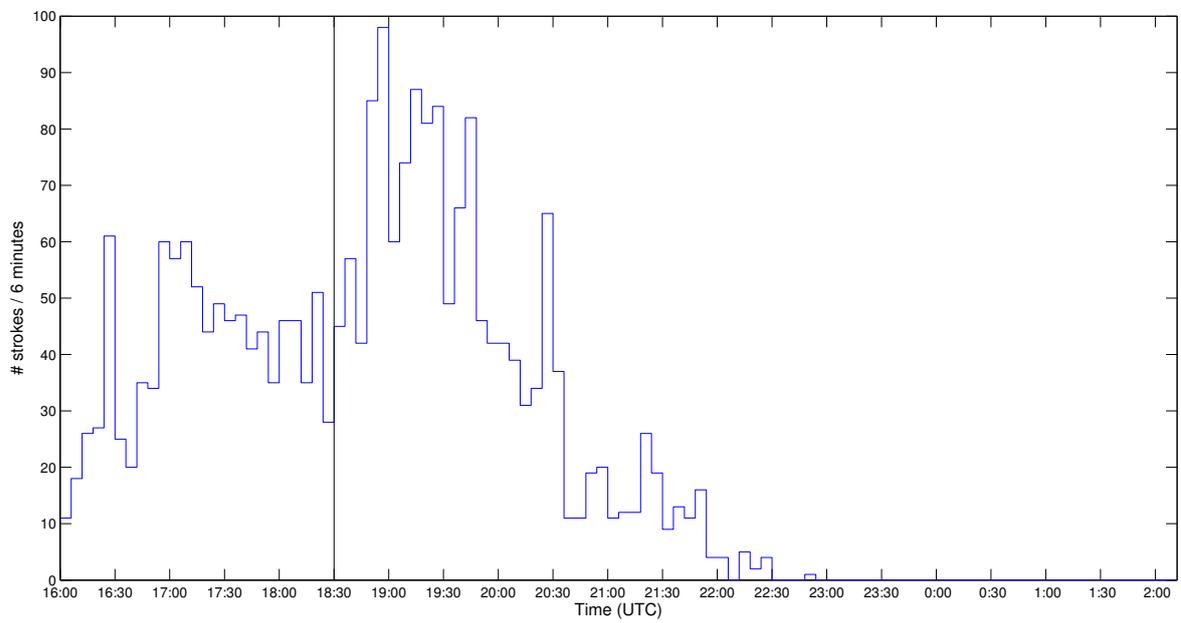


Figura A.36: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 39

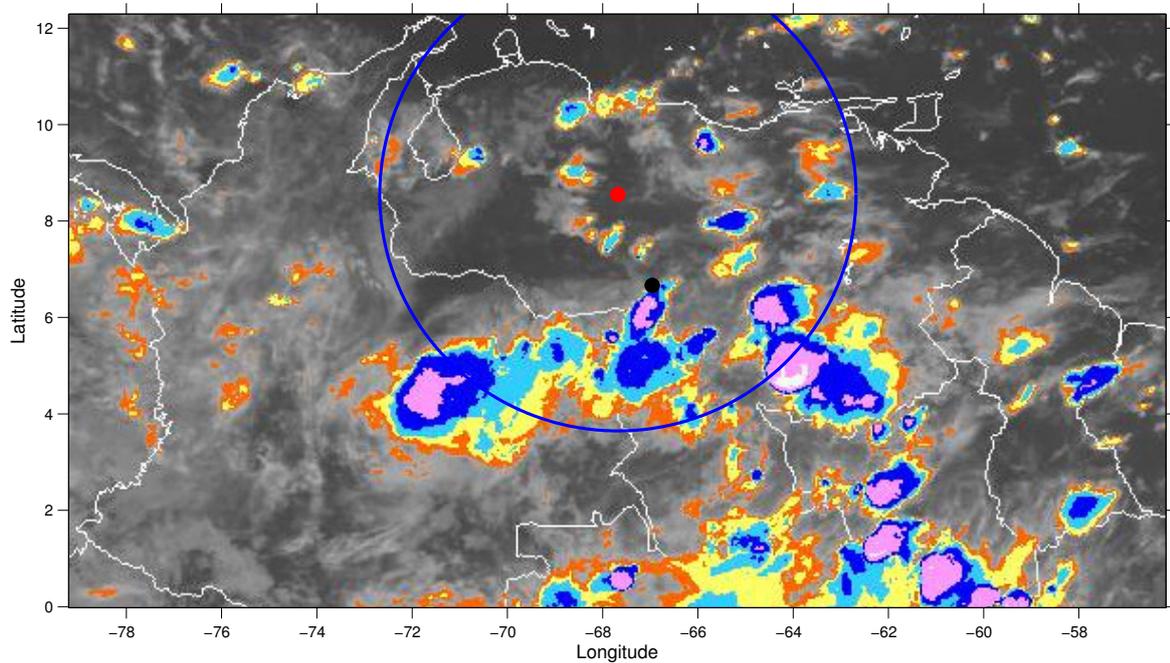


Figura A.37: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

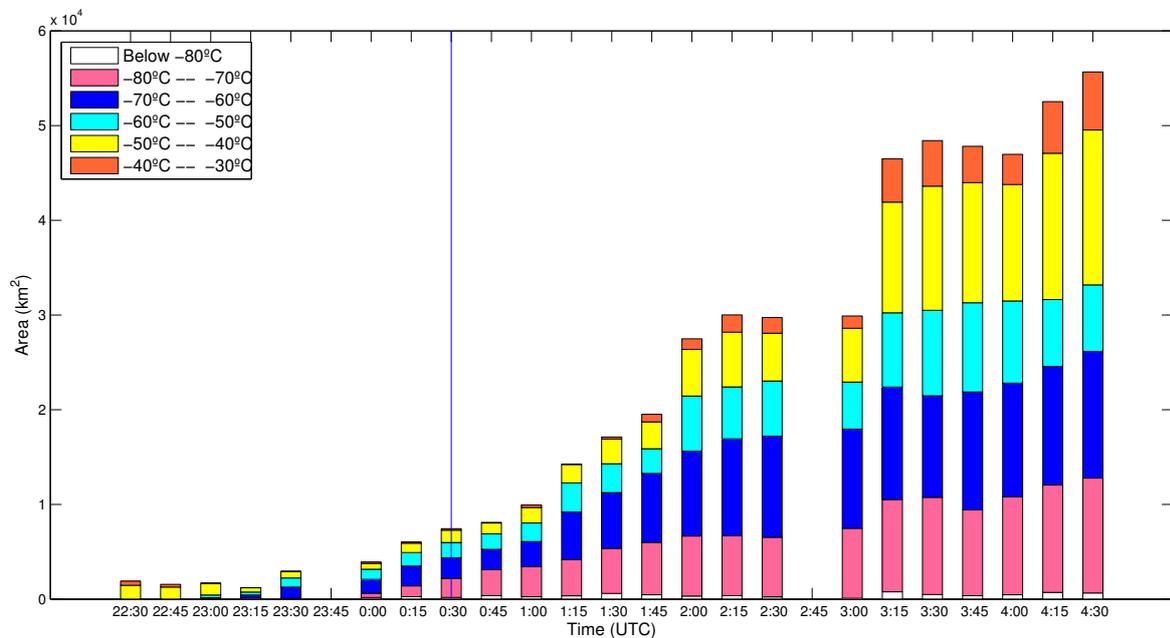


Figura A.38: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

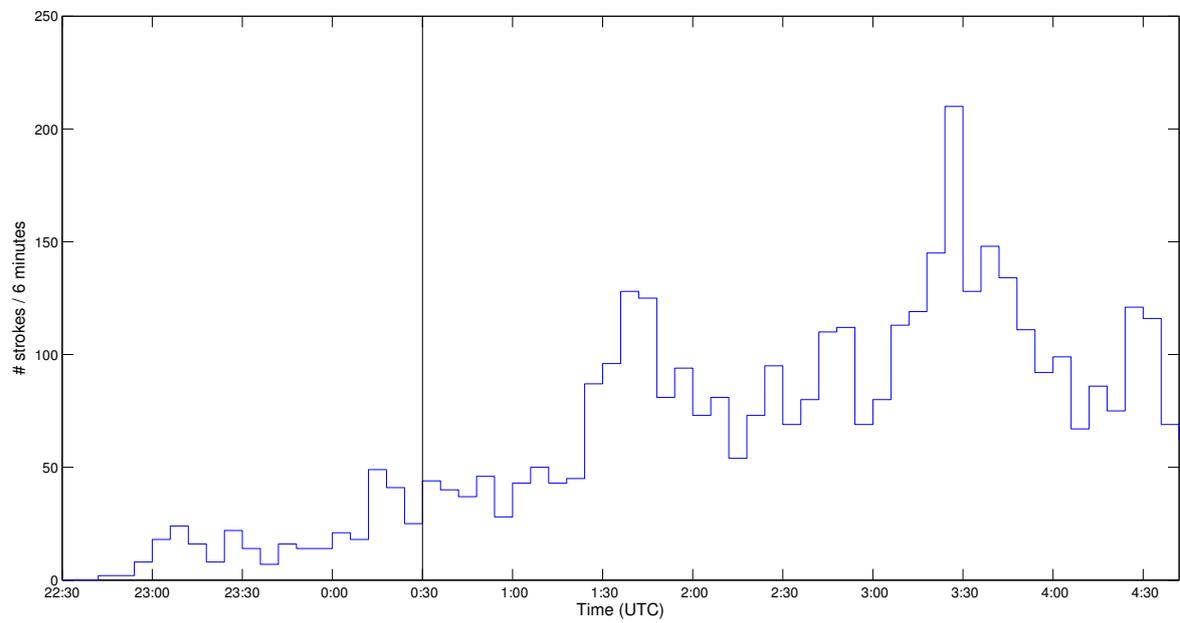


Figura A.39: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 40

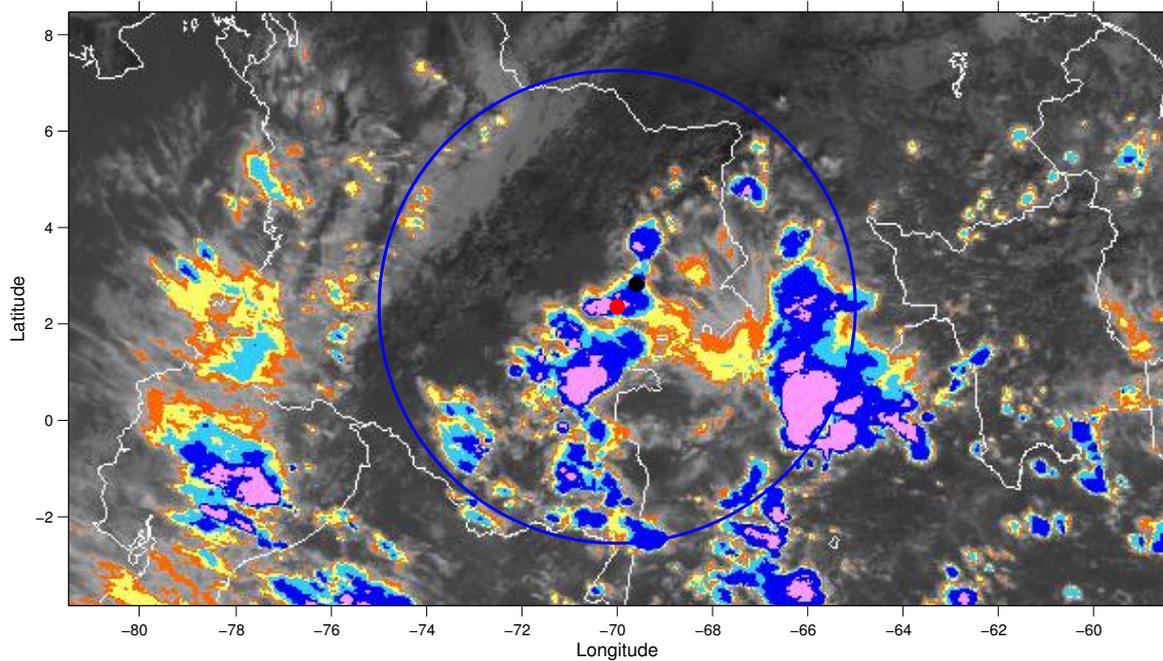


Figura A.40: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

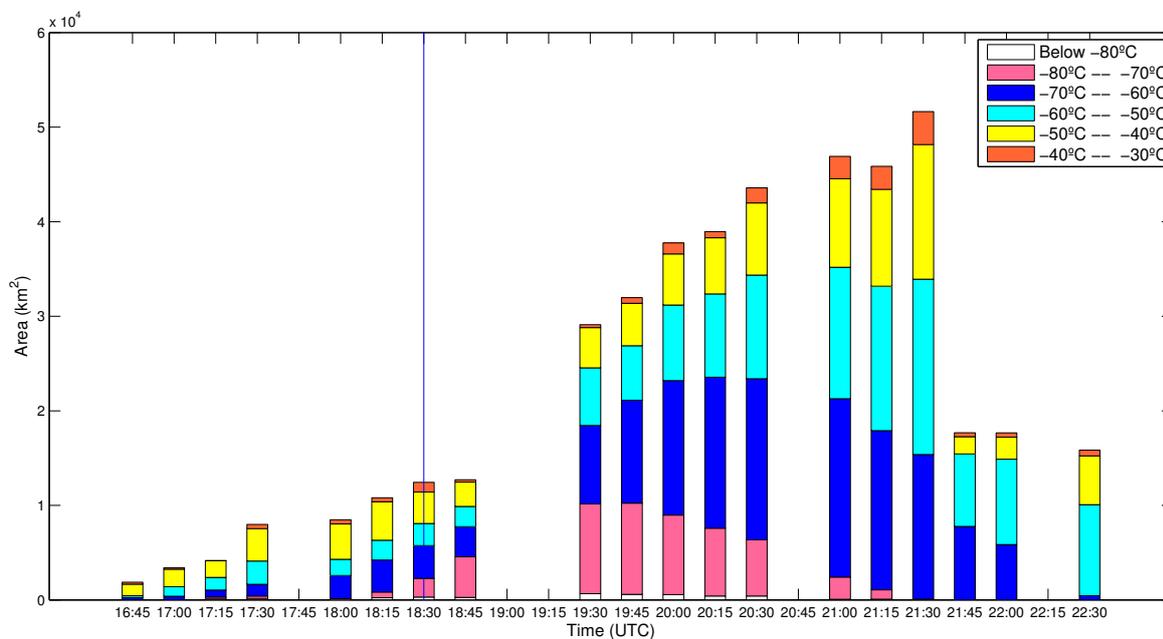


Figura A.41: Evolución temporal del área de los topes nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

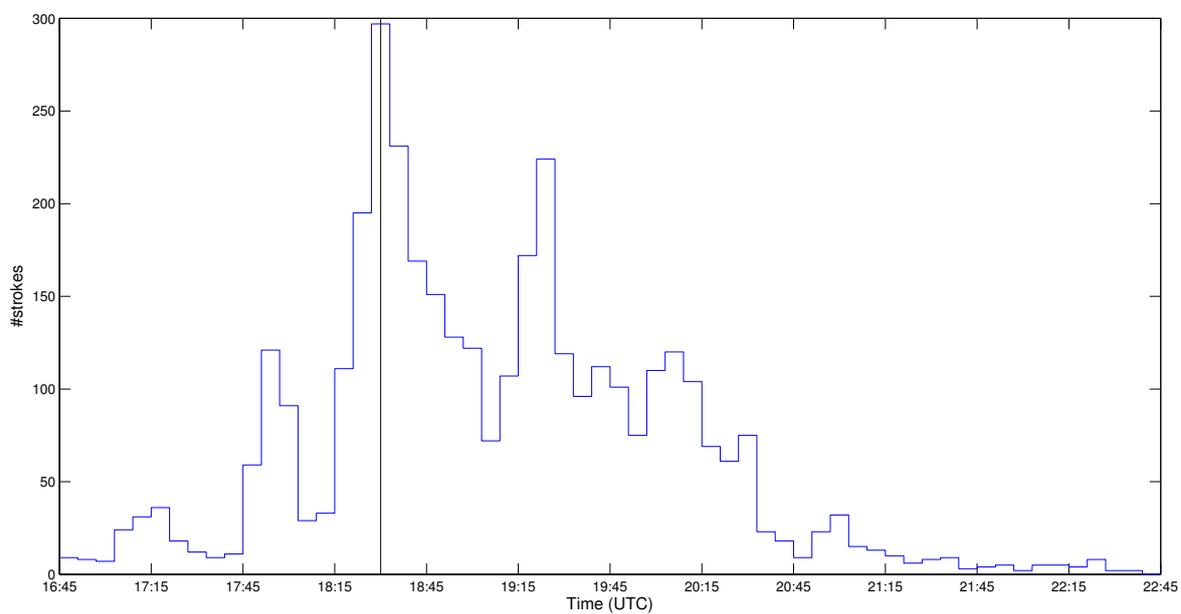


Figura A.42: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 43

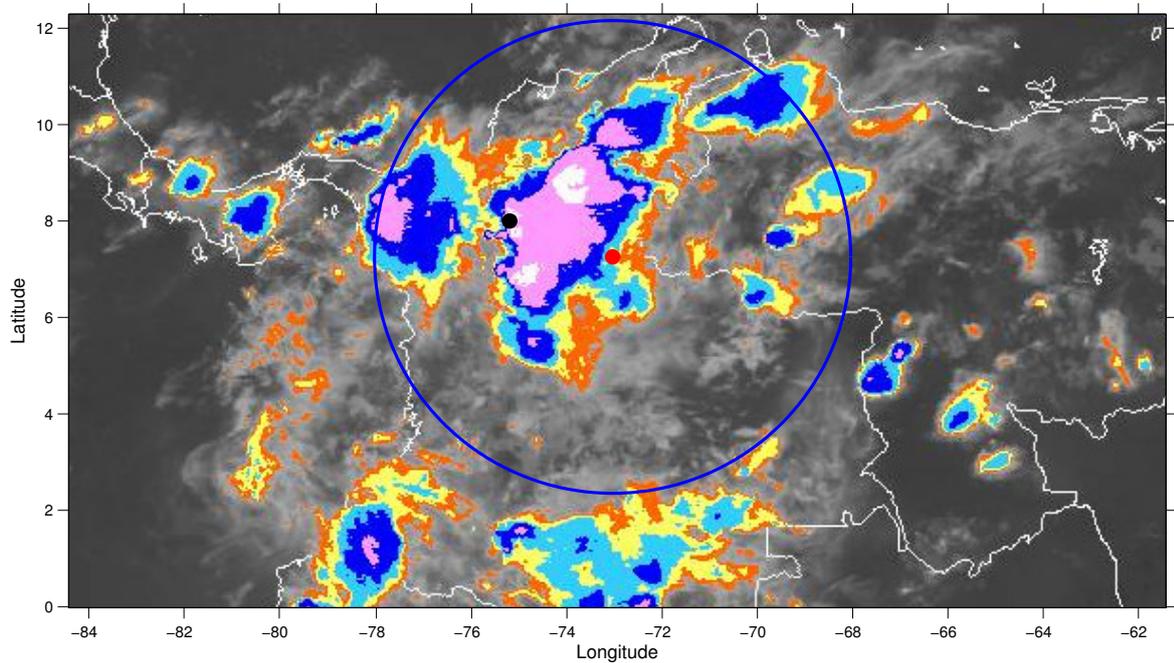


Figura A.43: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

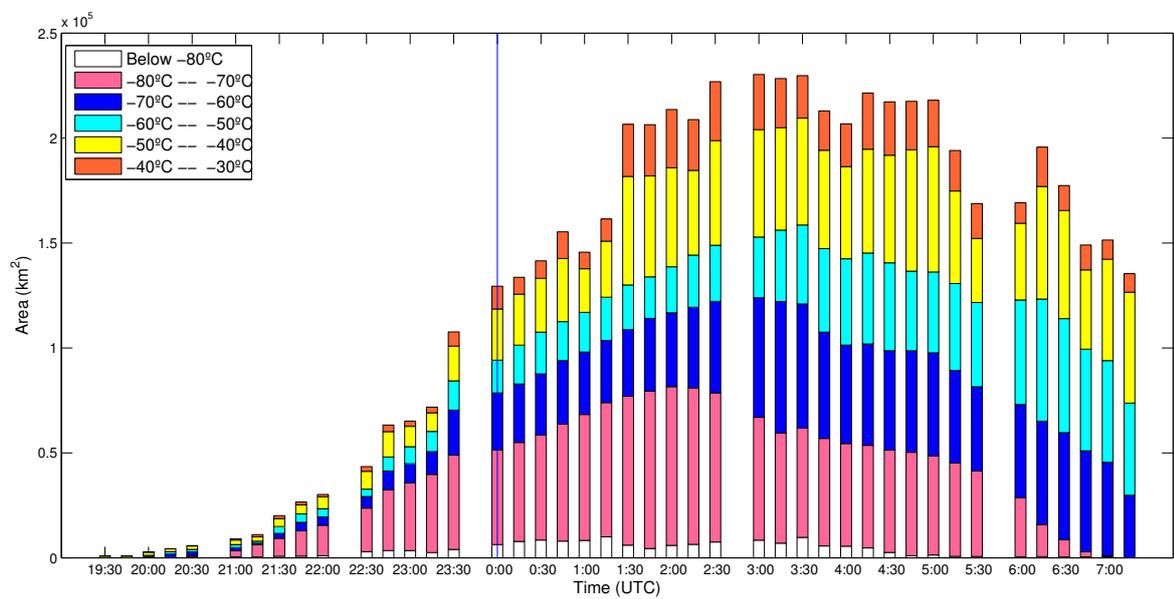


Figura A.44: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

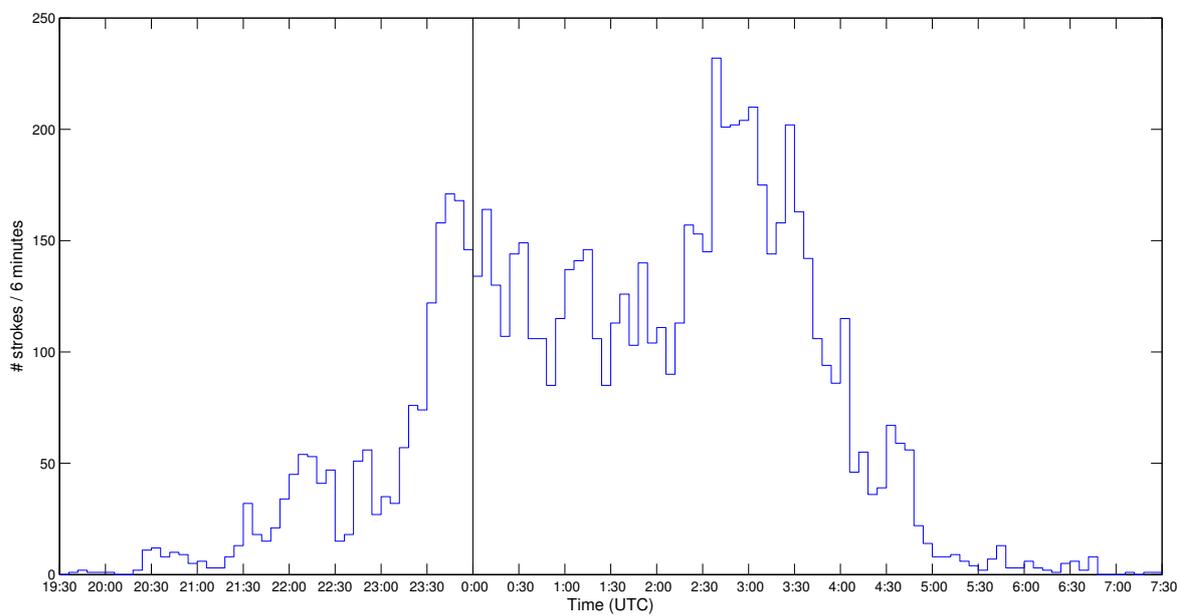


Figura A.45: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 44

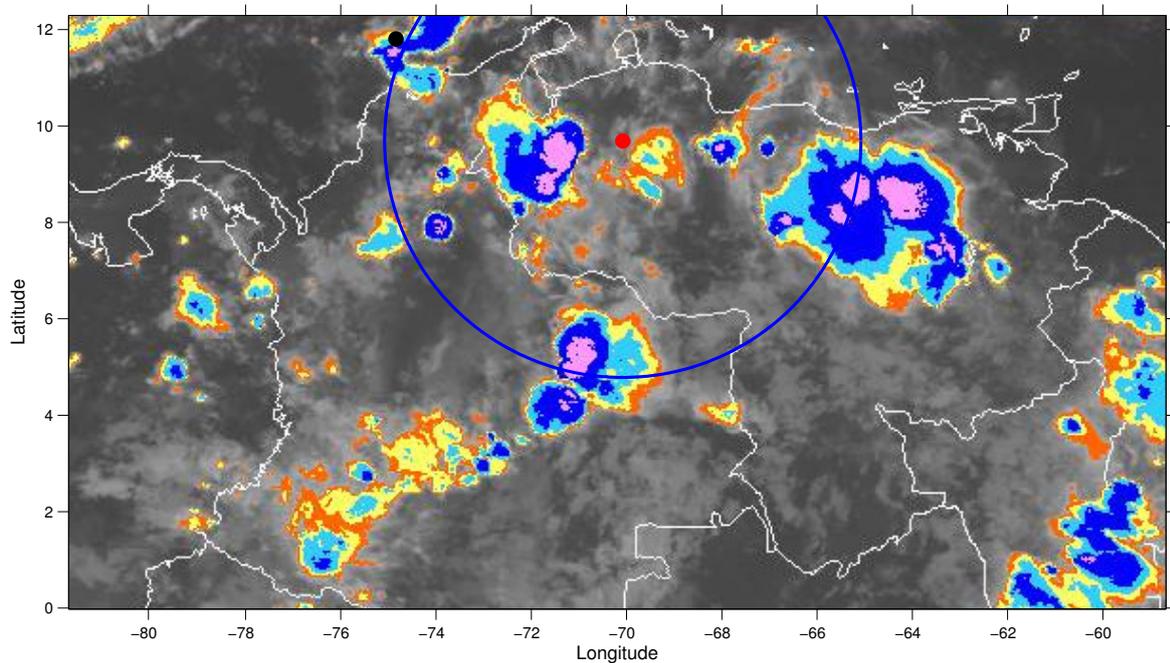


Figura A.46: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

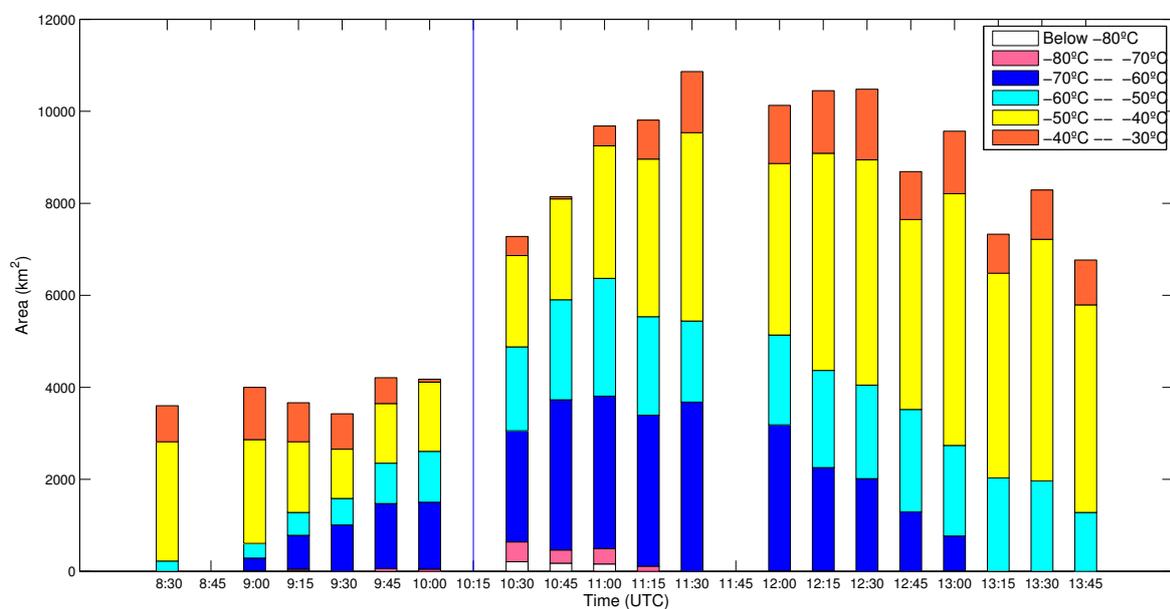


Figura A.47: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

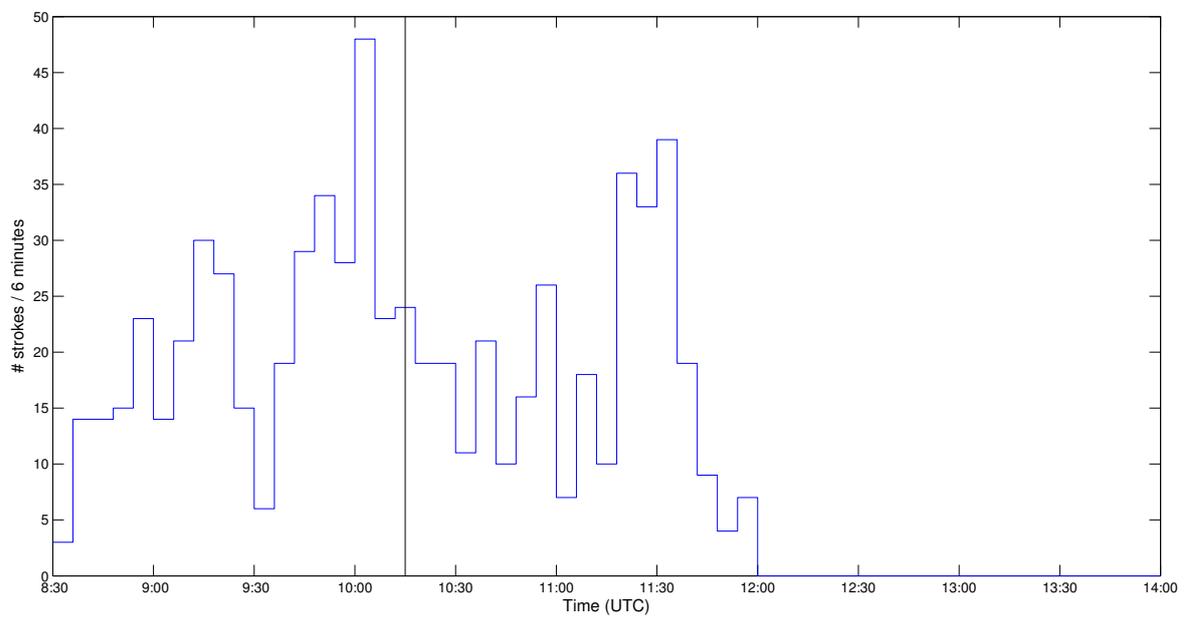


Figura A.48: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 45

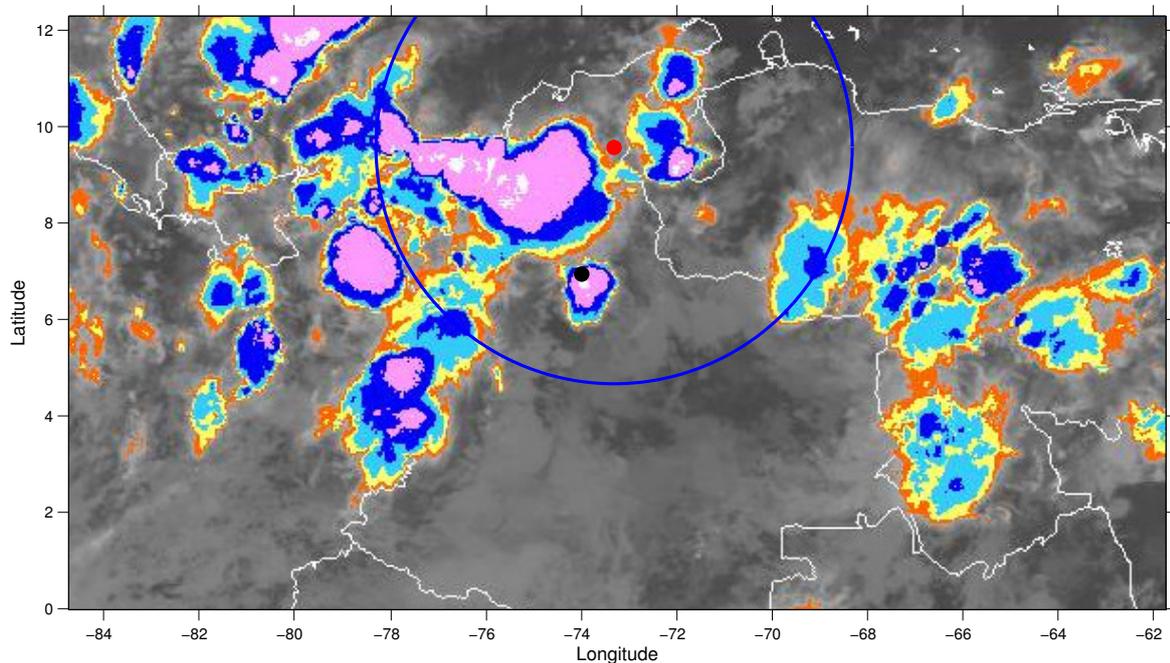


Figura A.49: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

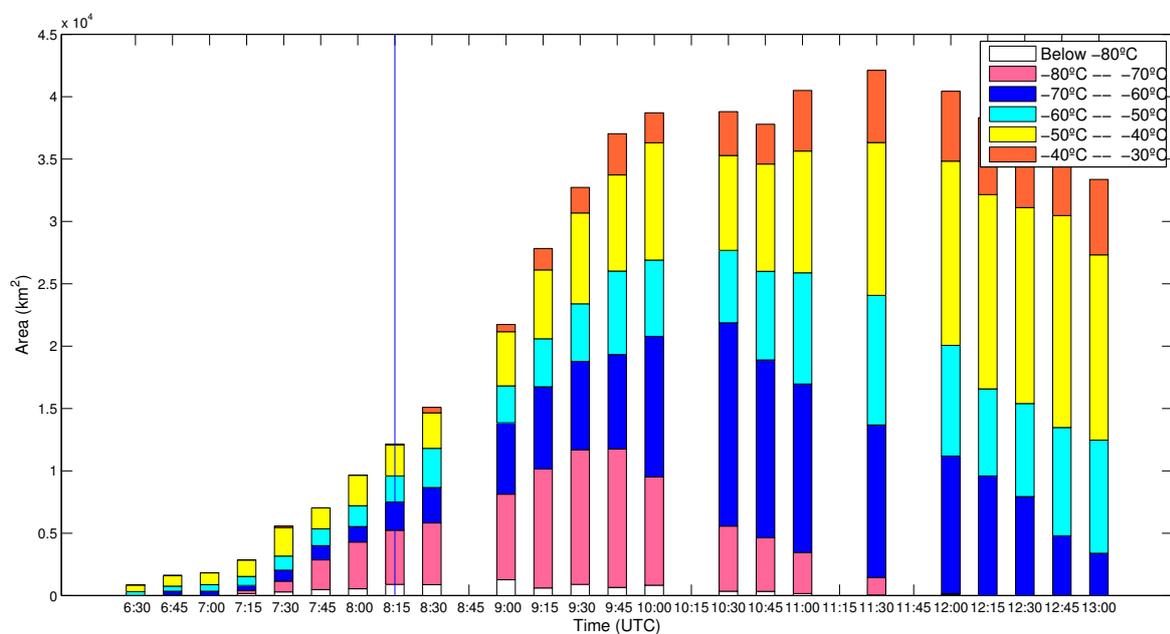


Figura A.50: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

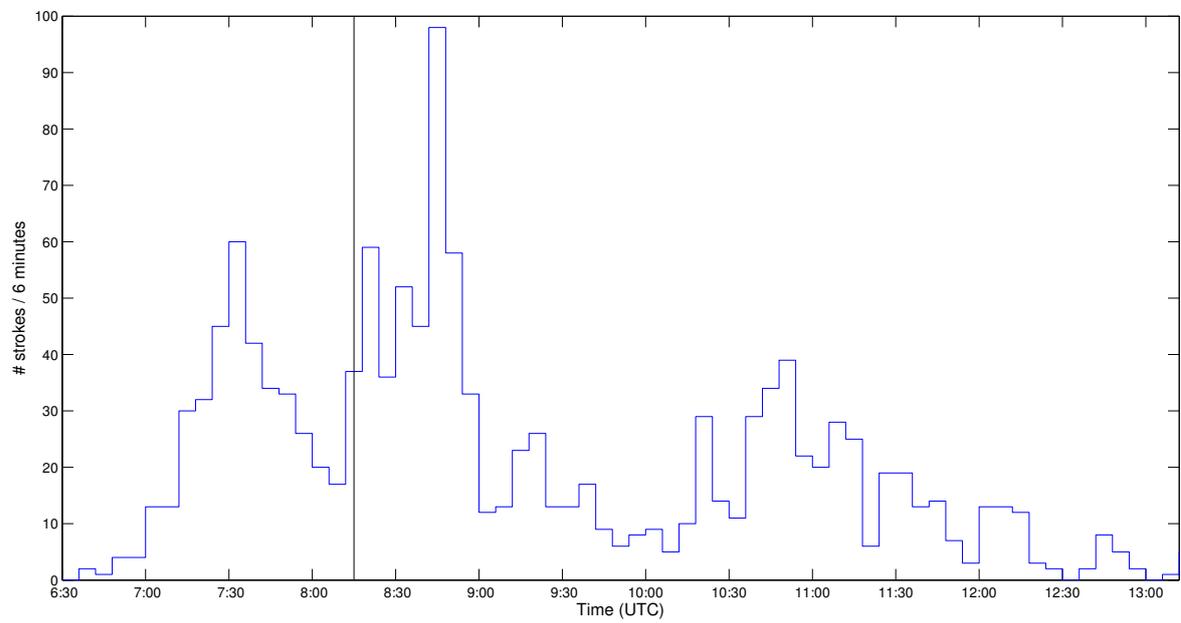


Figura A.51: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 47

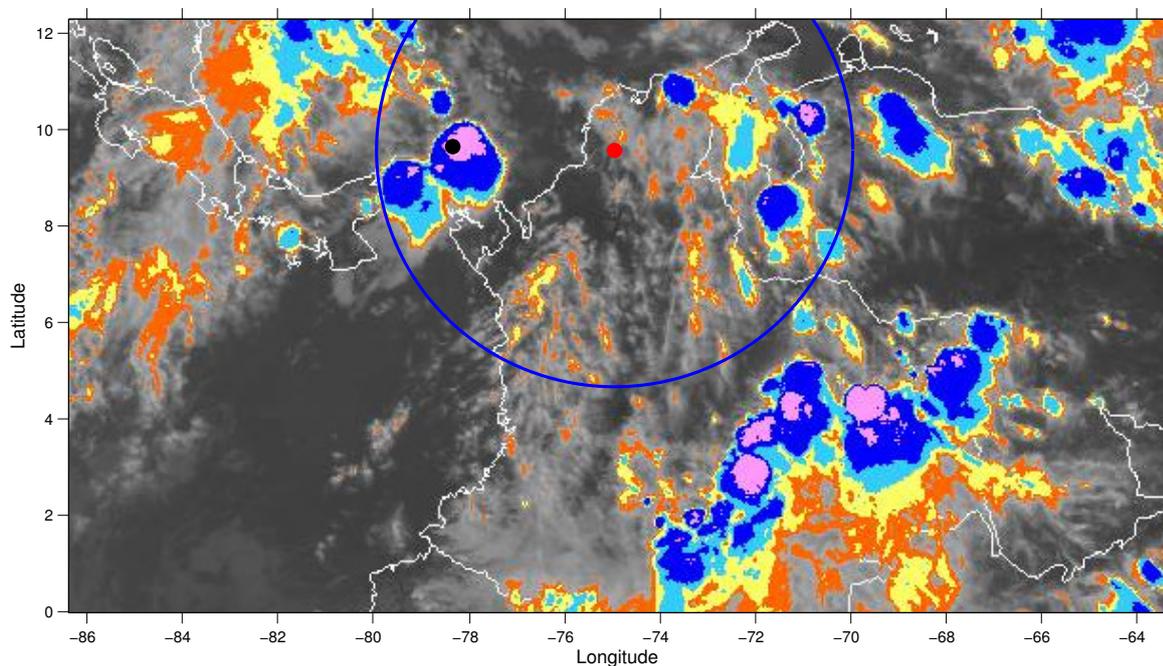


Figura A.52: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

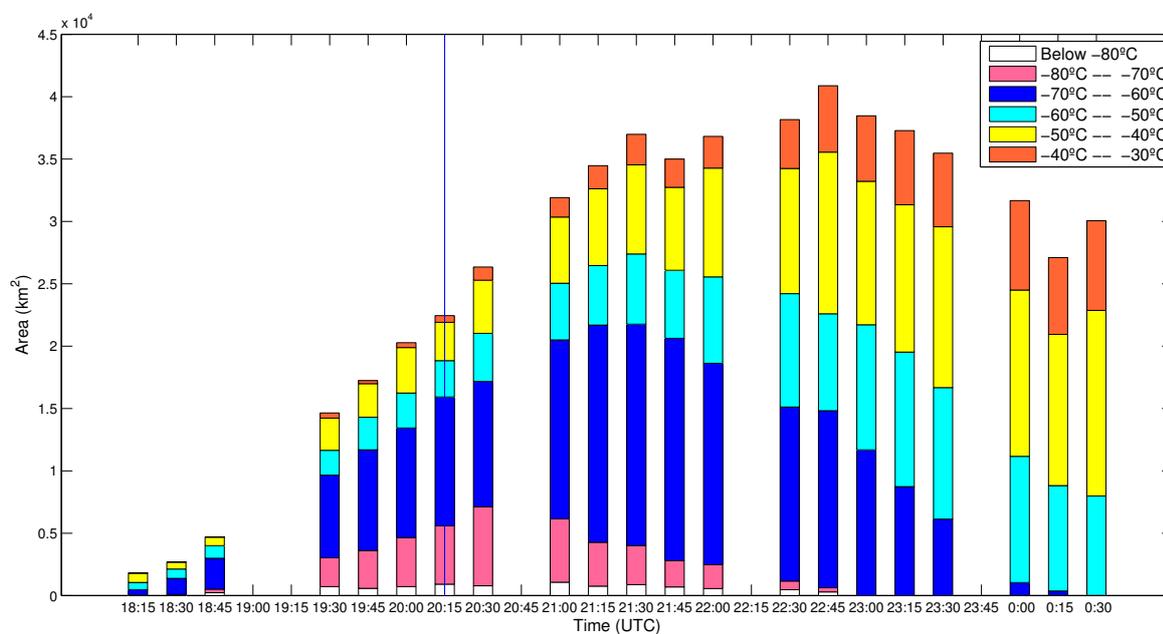


Figura A.53: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

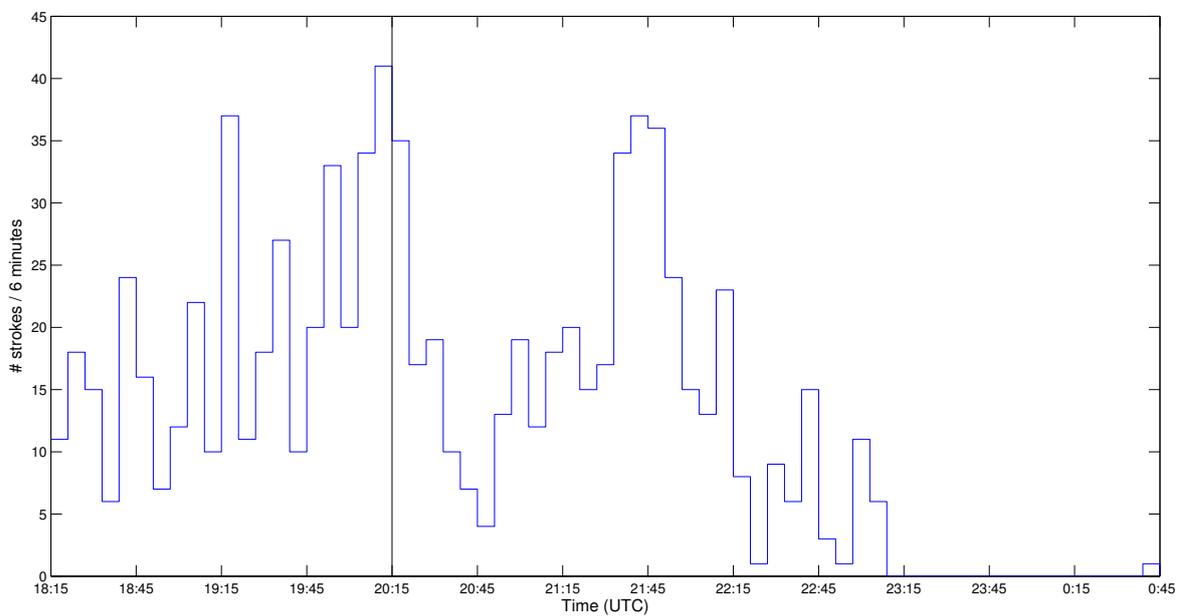


Figura A.54: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 48

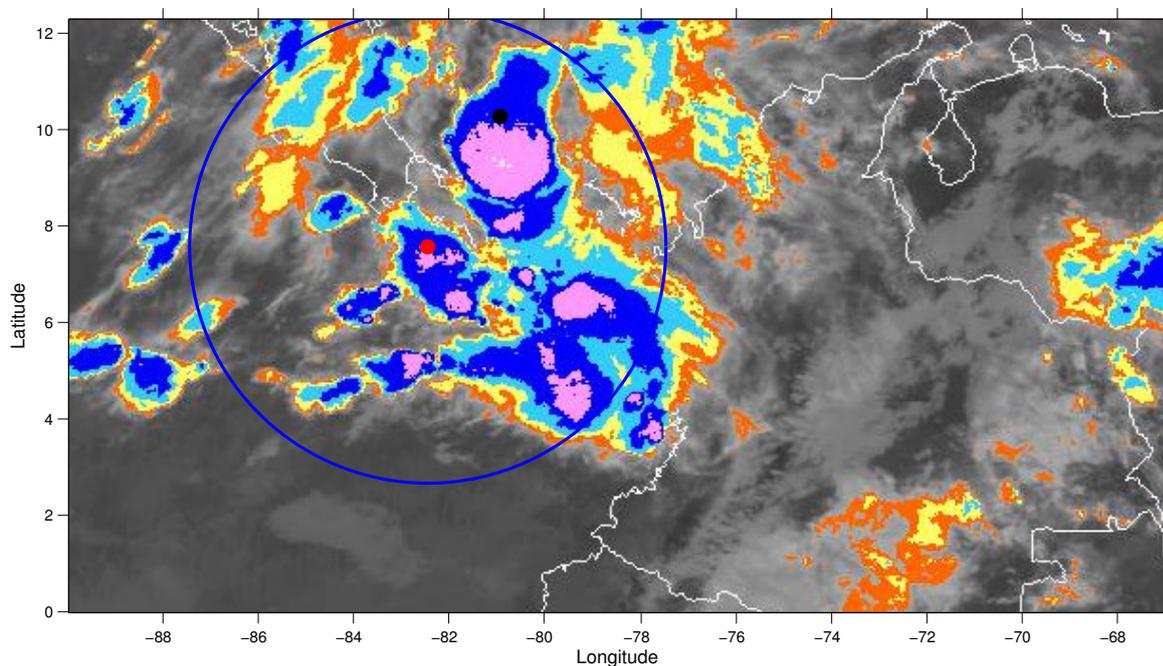


Figura A.55: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

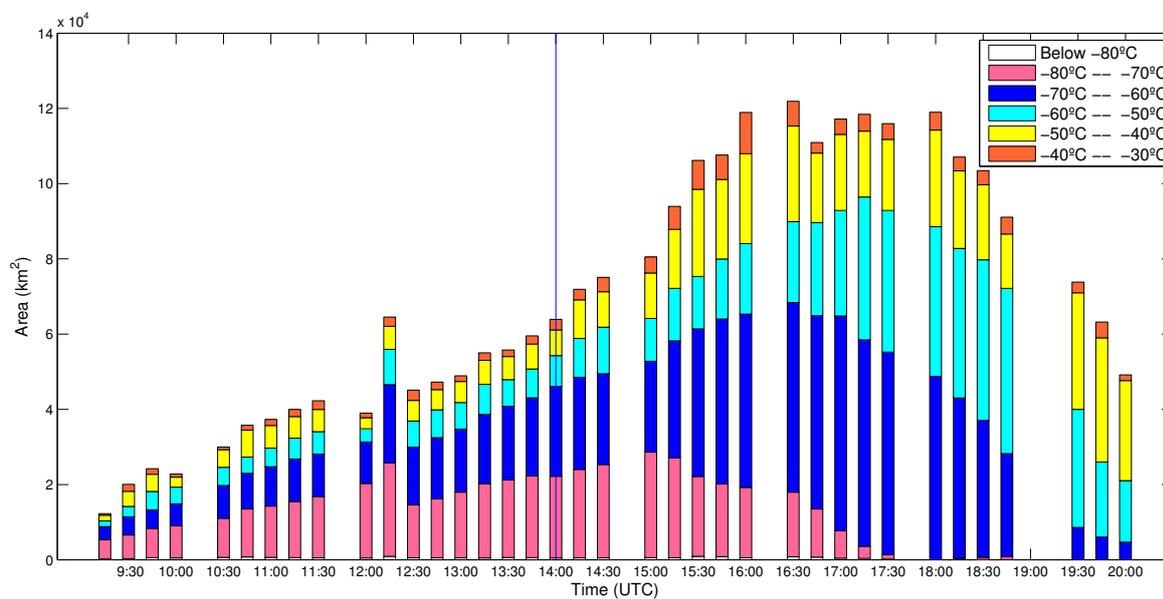


Figura A.56: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

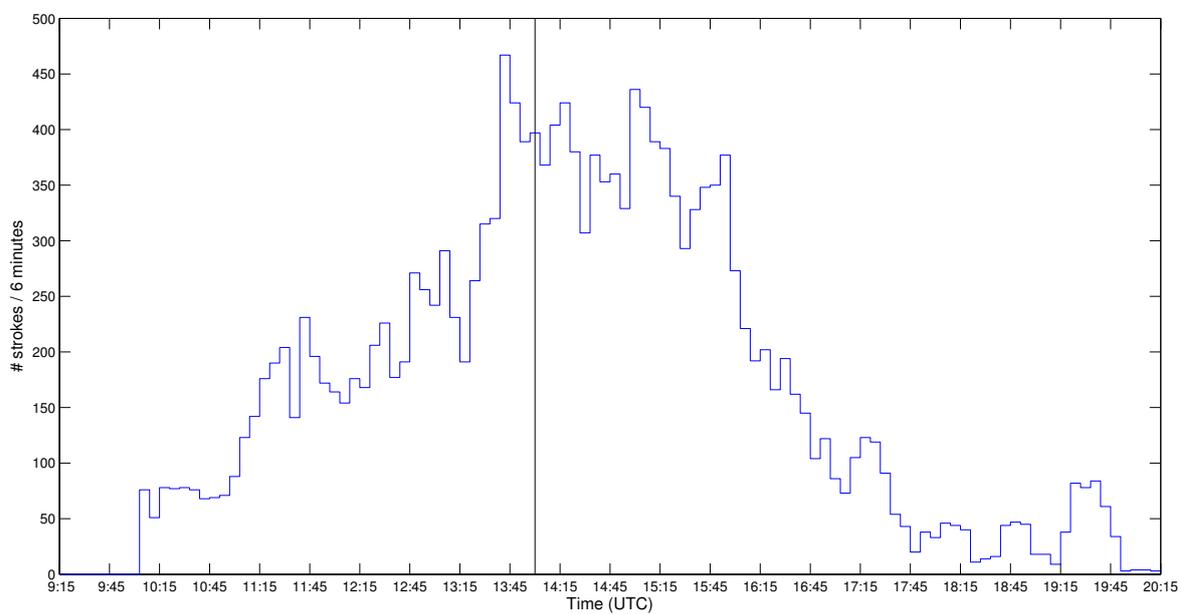


Figura A.57: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 49

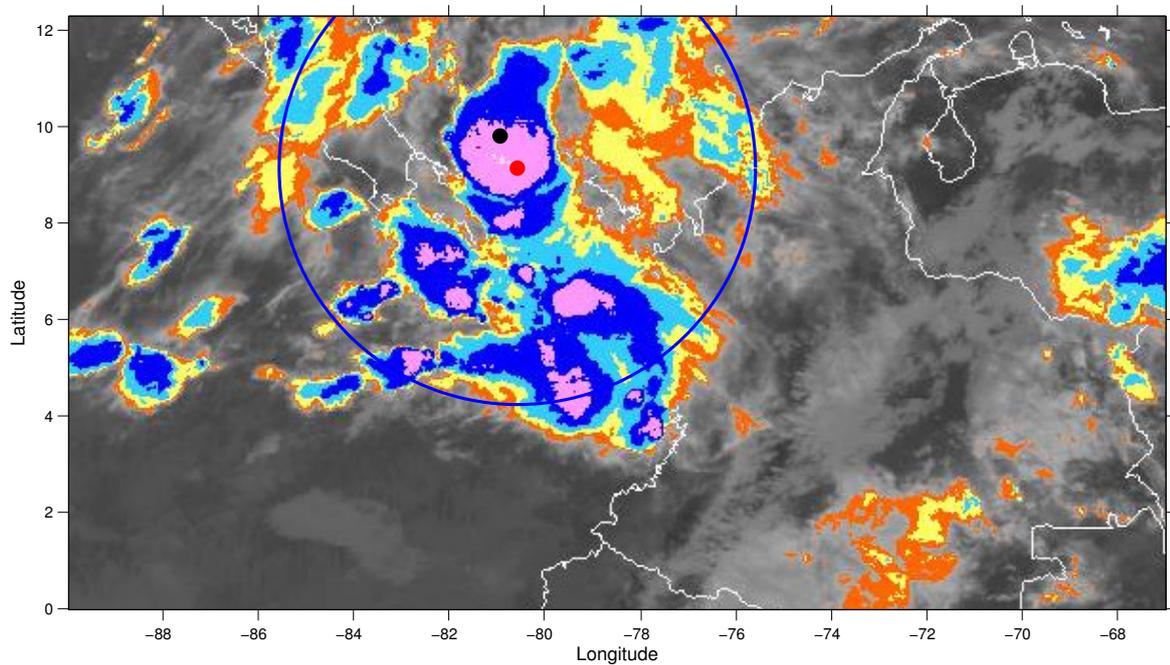


Figura A.58: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

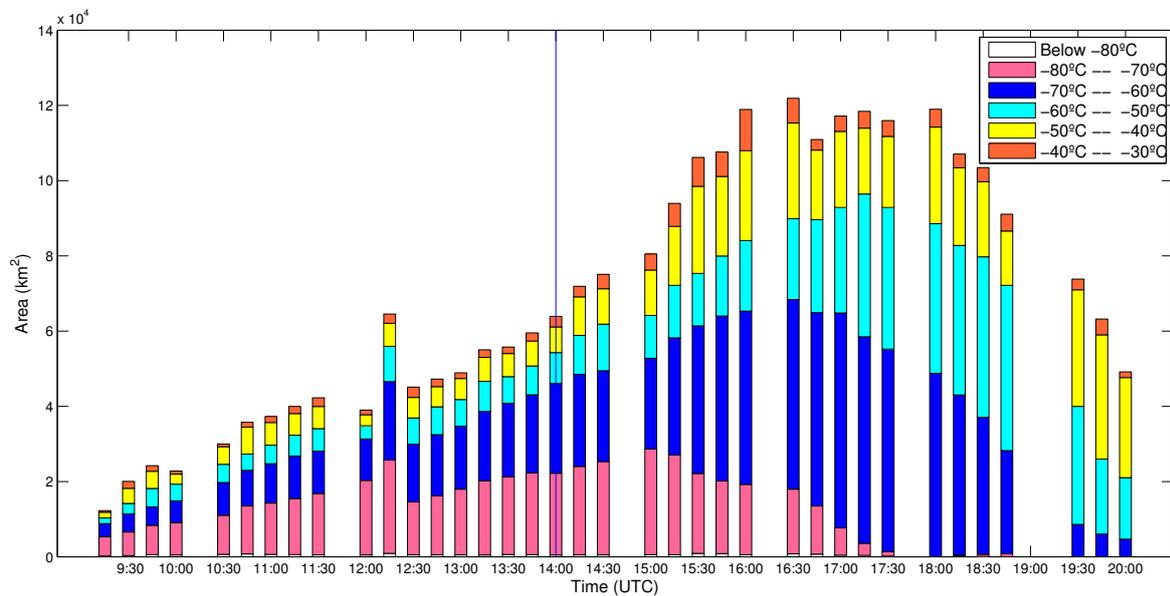


Figura A.59: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

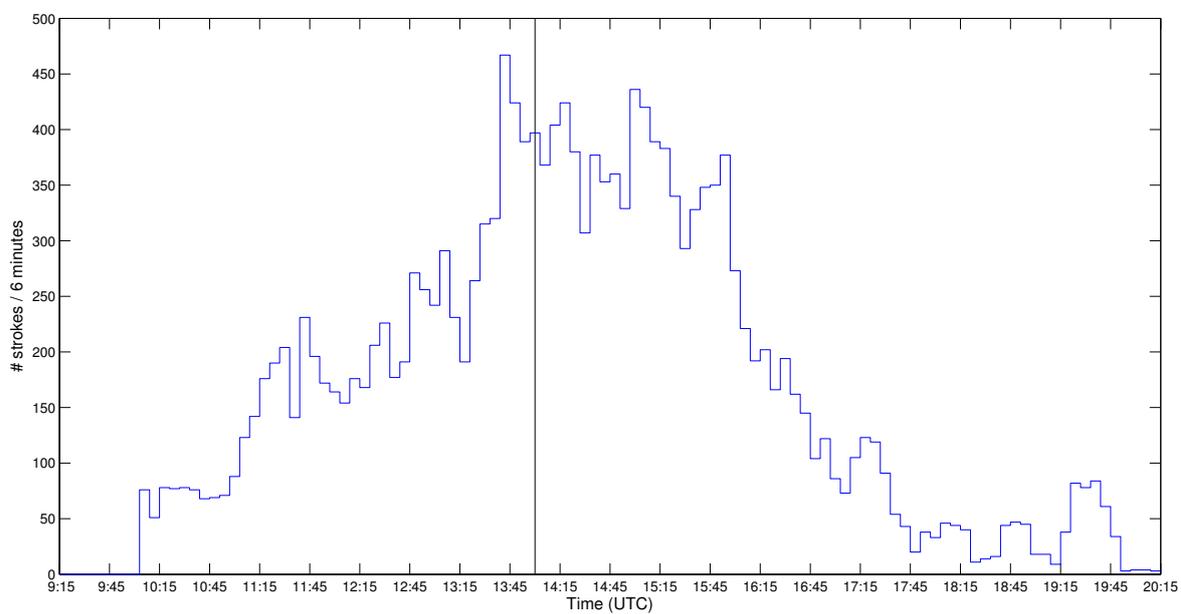


Figura A.60: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 50

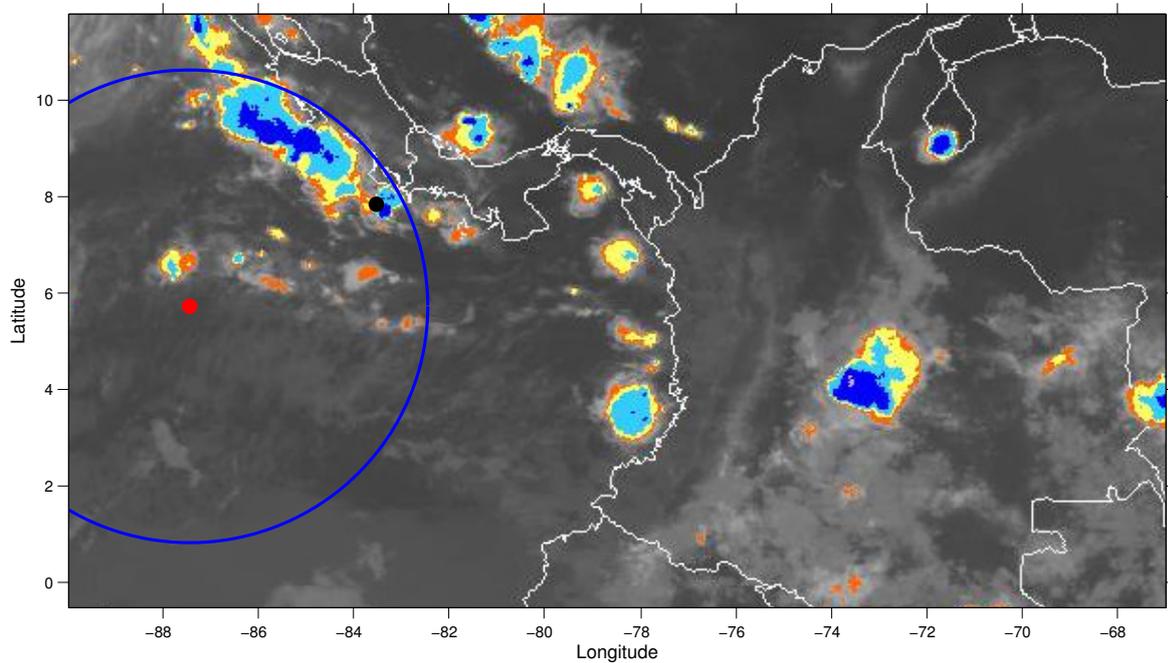


Figura A.61: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

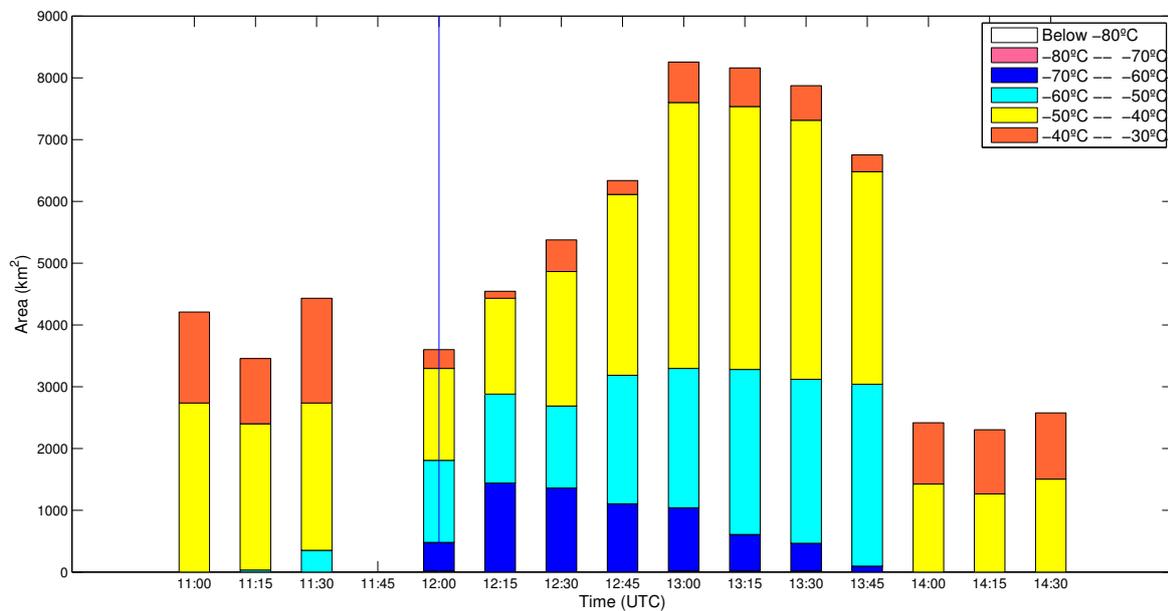


Figura A.62: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

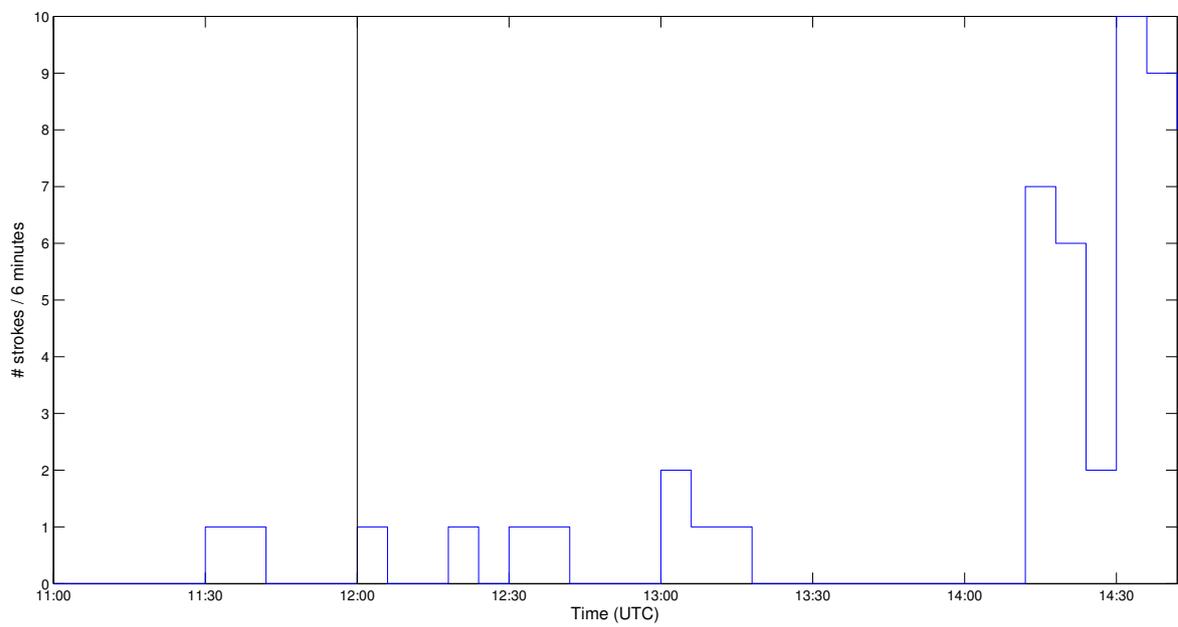


Figura A.63: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 51

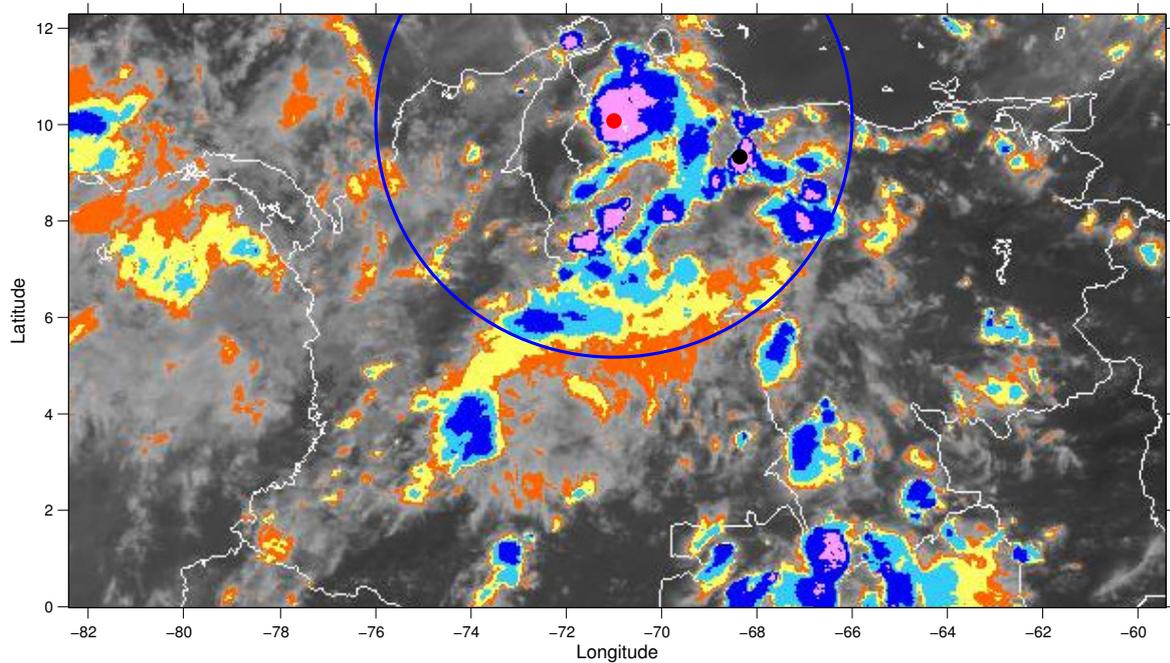


Figura A.64: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

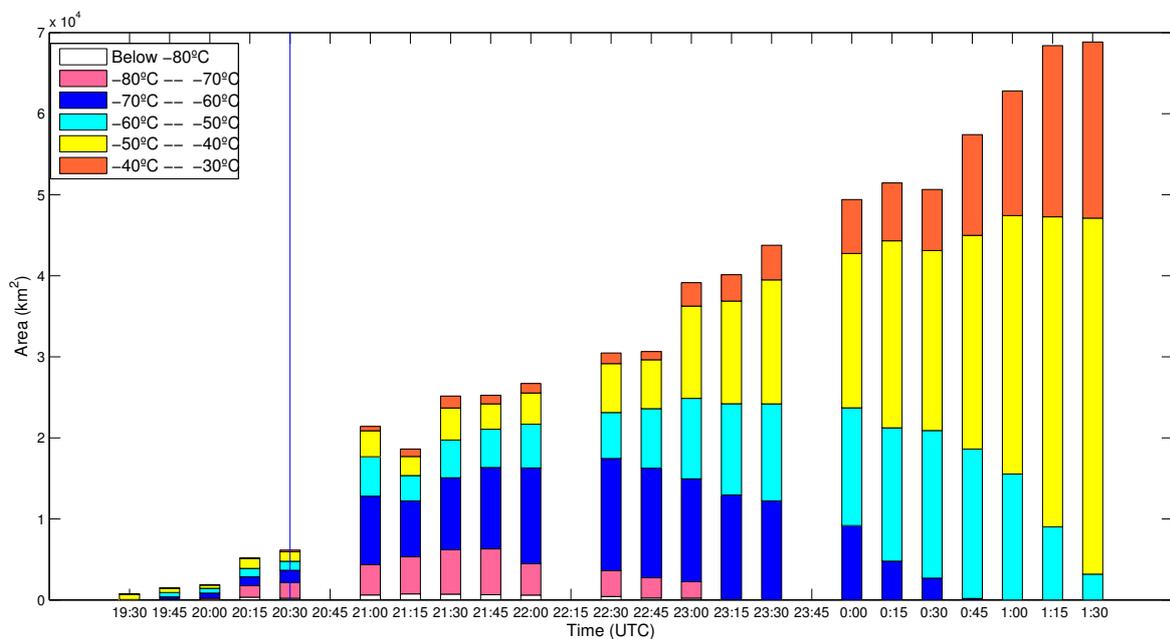


Figura A.65: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

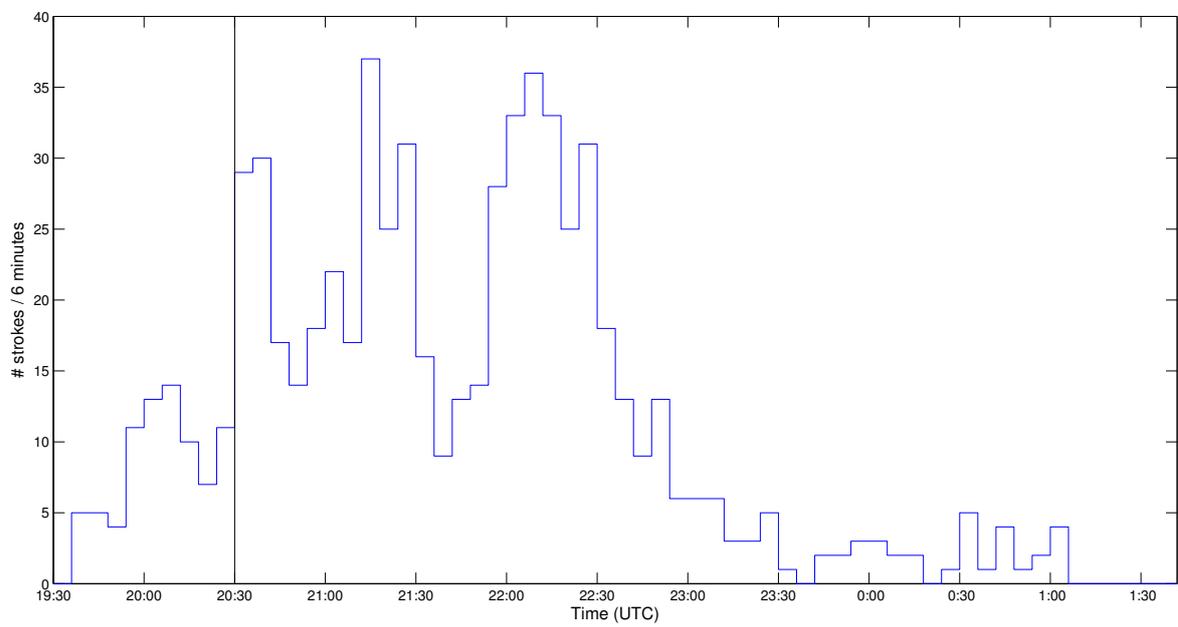


Figura A.66: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 55

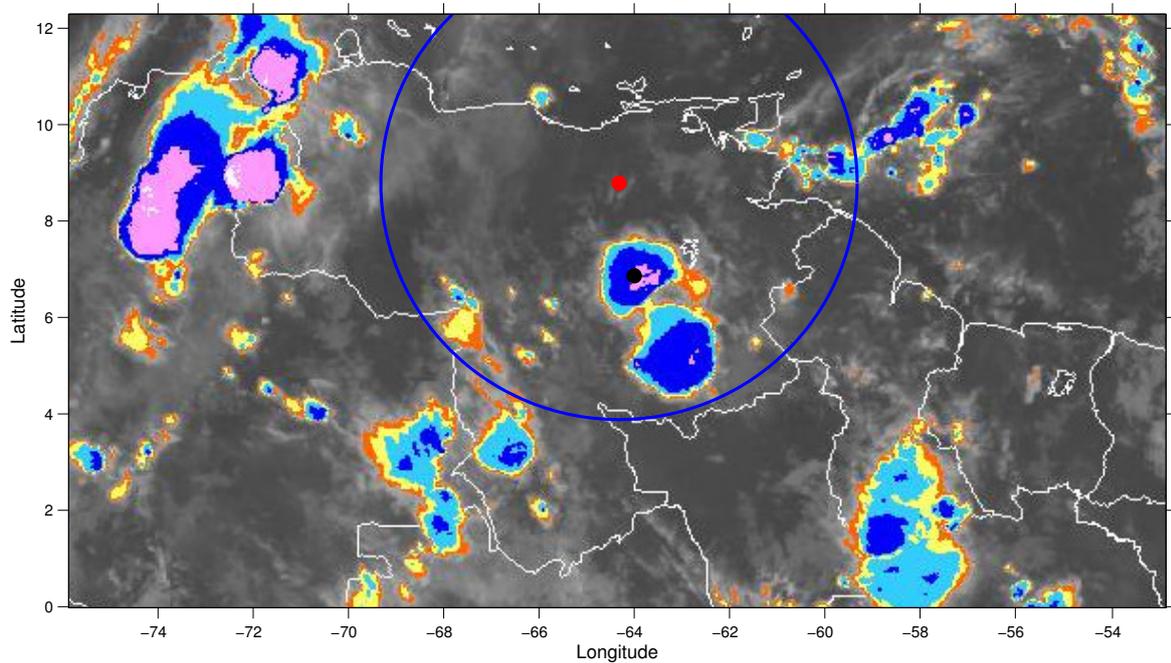


Figura A.67: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

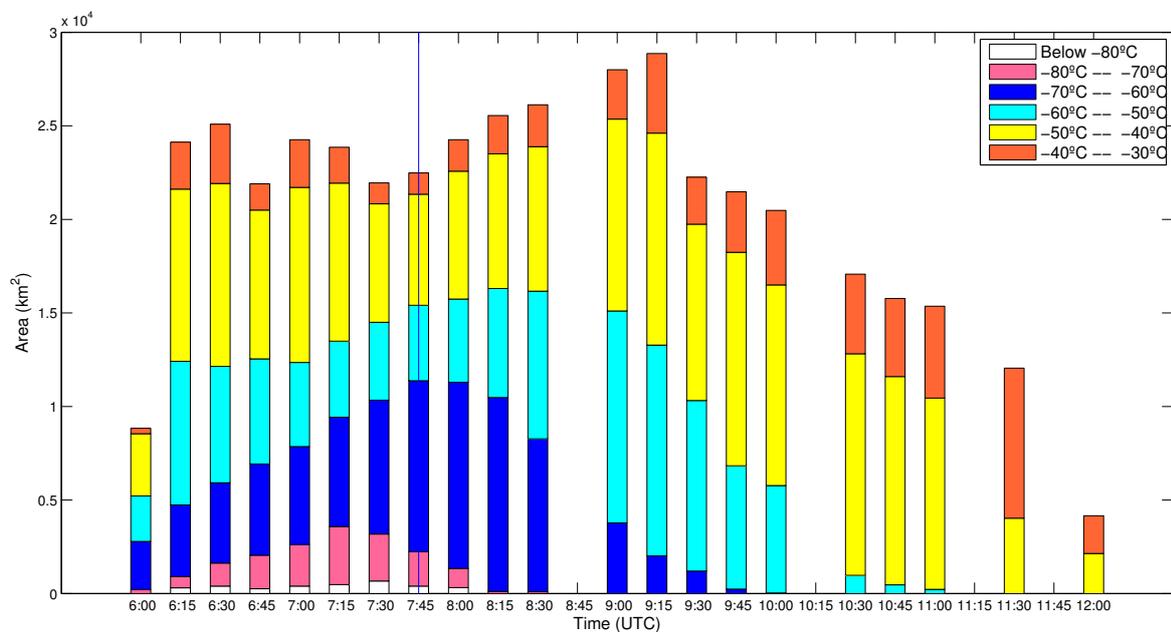


Figura A.68: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

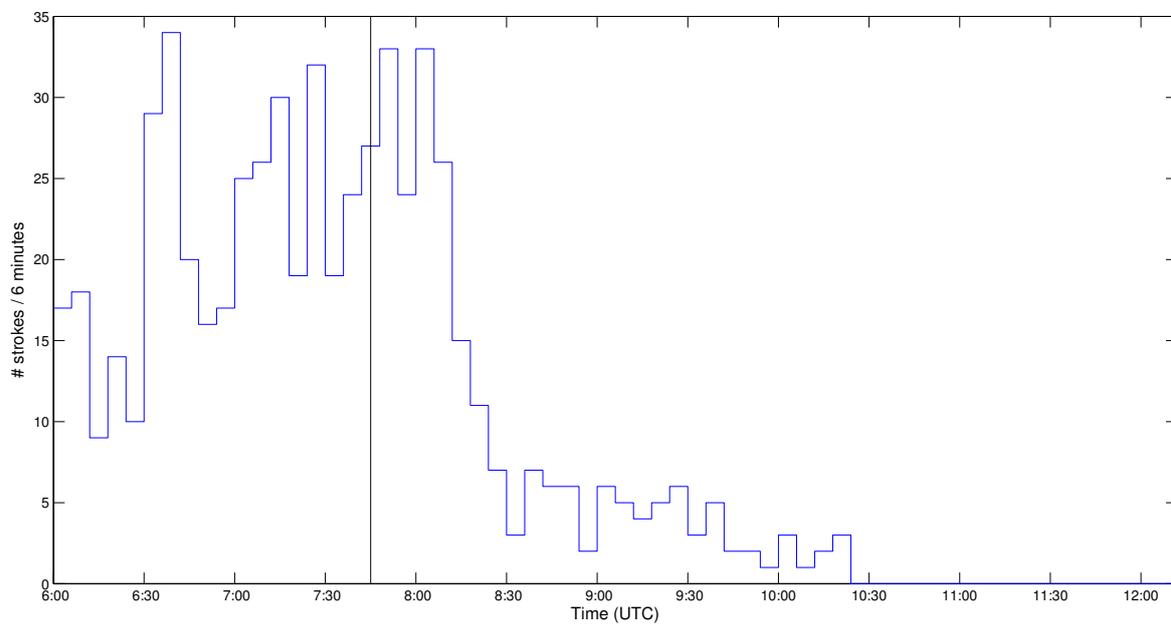


Figura A.69: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 56

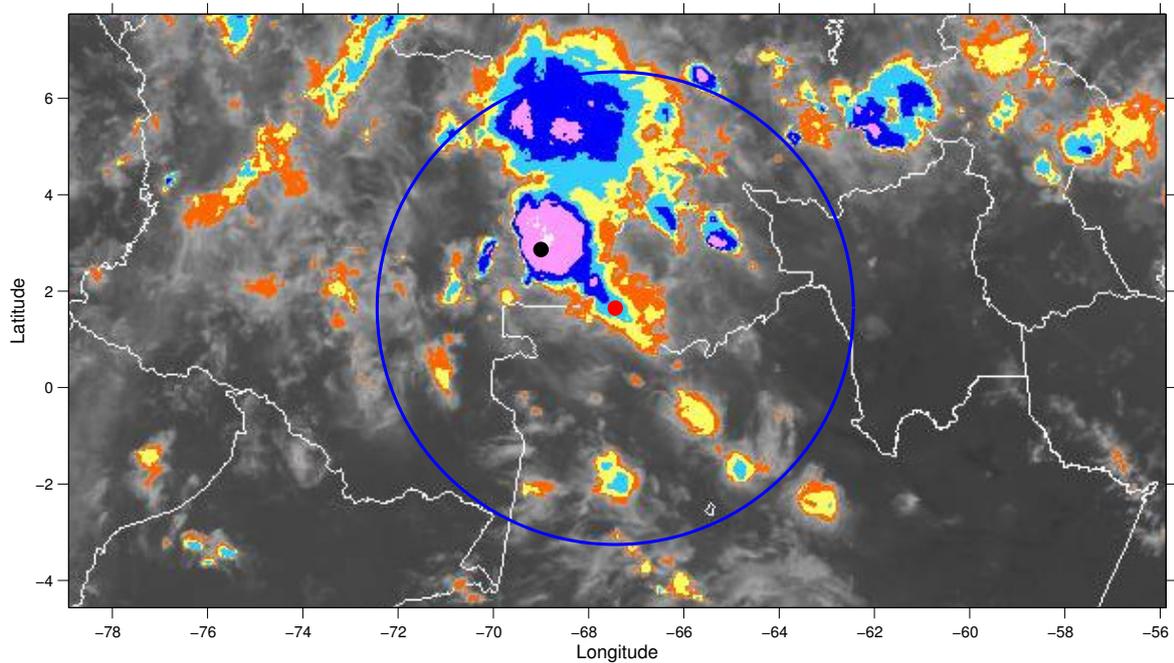


Figura A.70: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

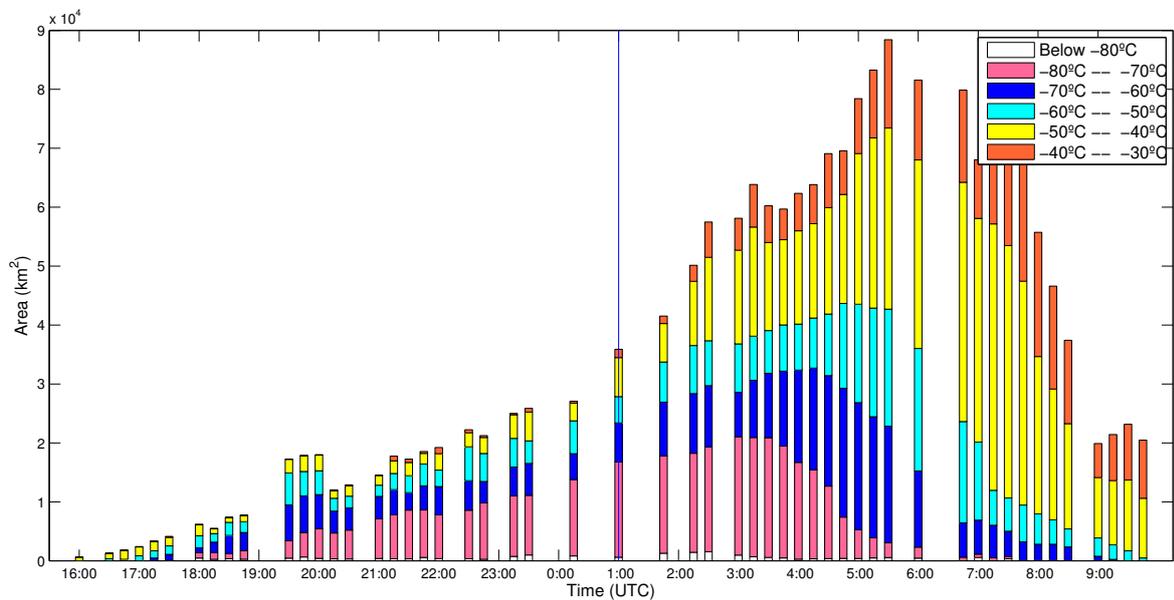


Figura A.71: Evolución temporal del área de los toques nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

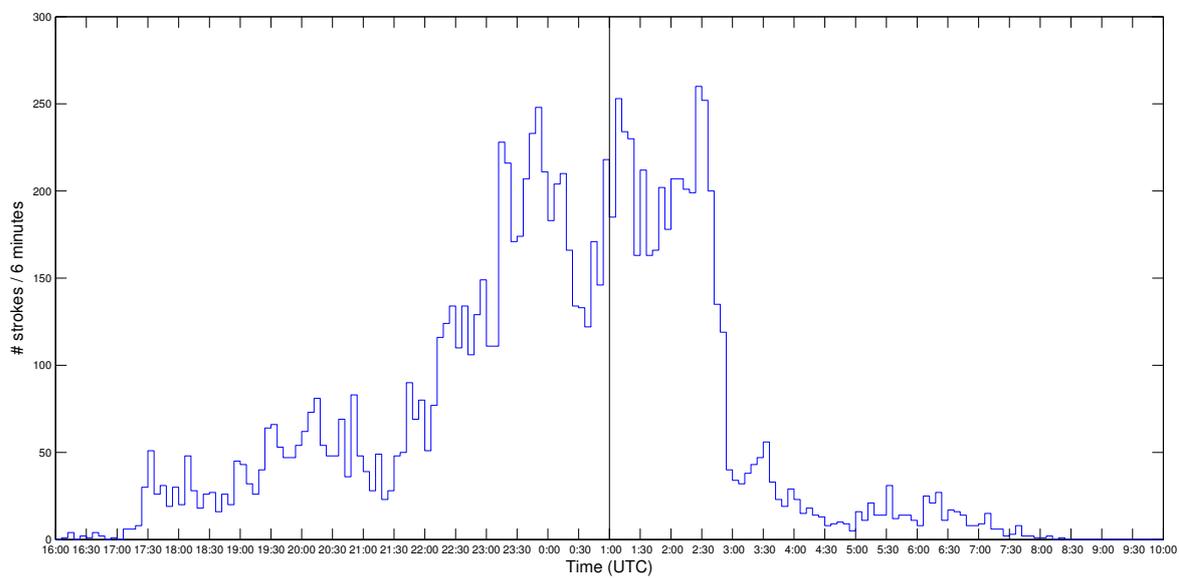


Figura A.72: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 58

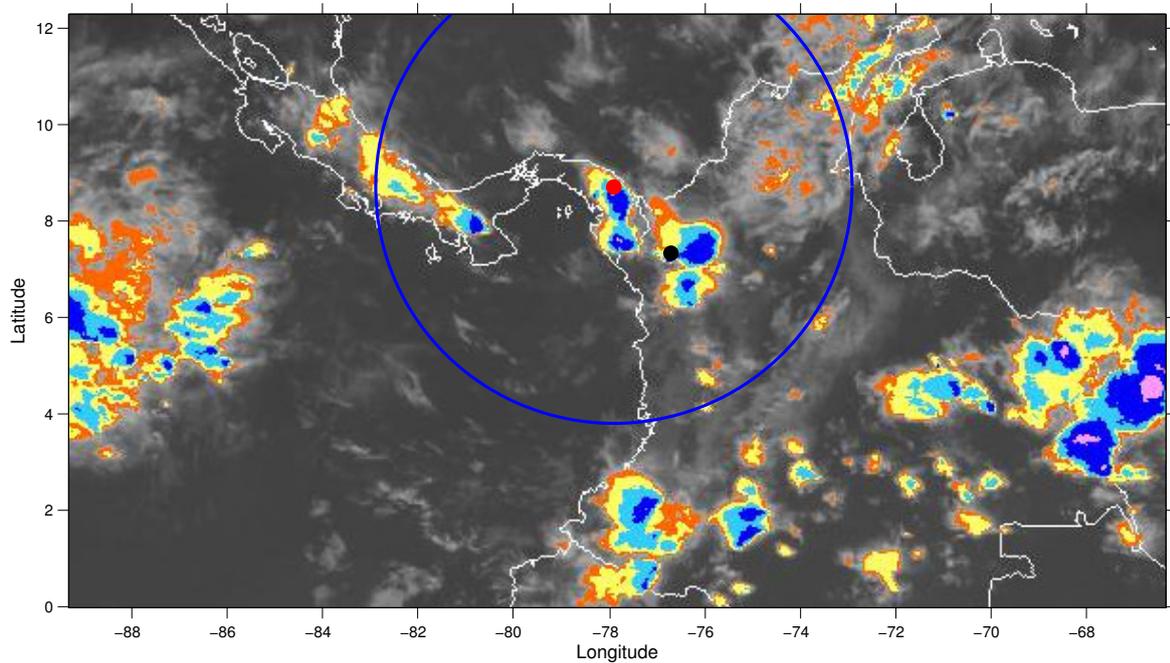


Figura A.73: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

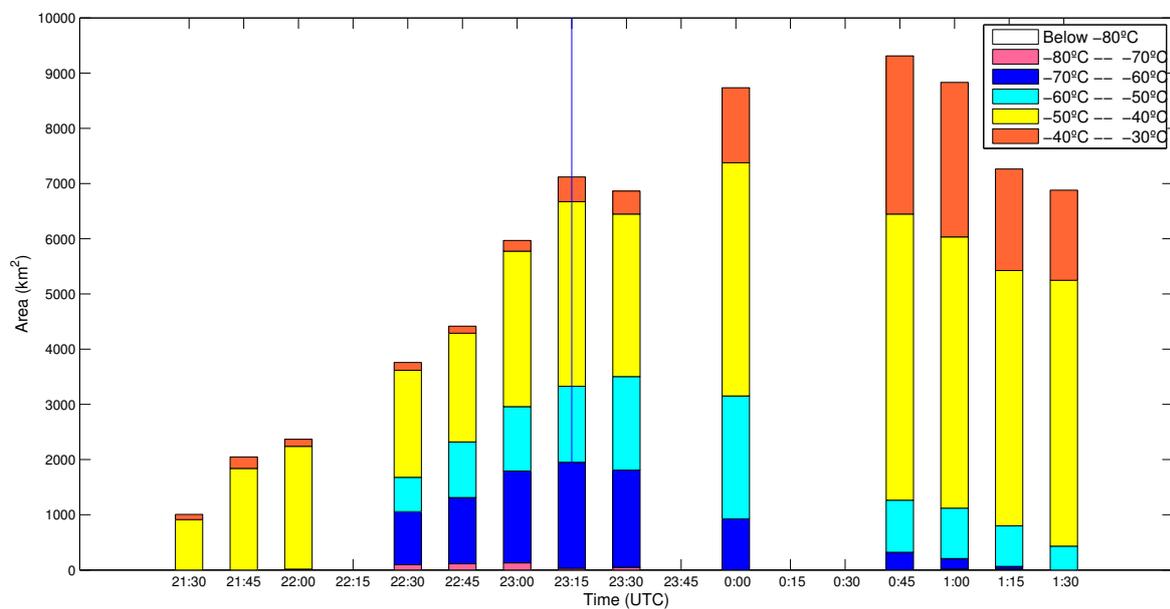


Figura A.74: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

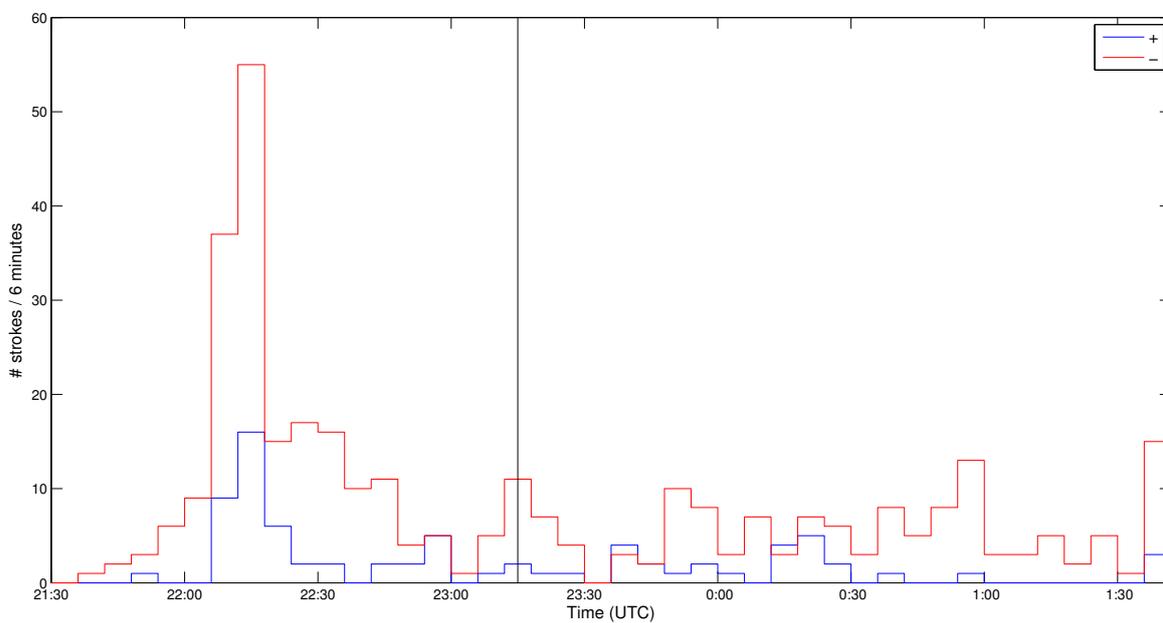


Figura A.75: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 59

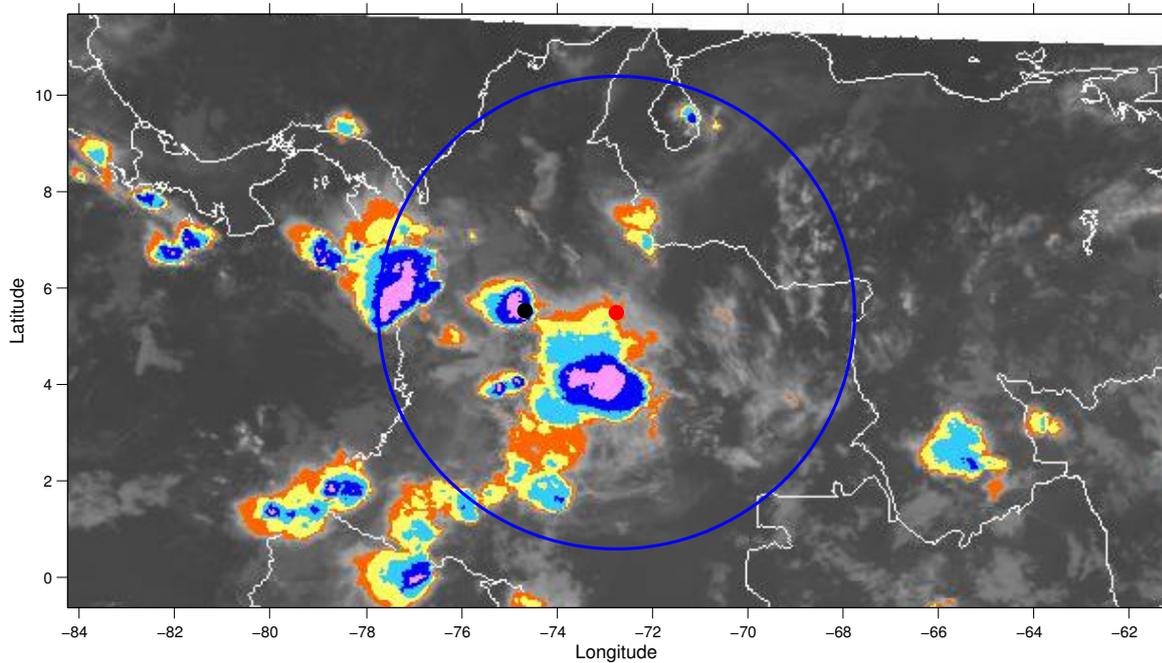


Figura A.76: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

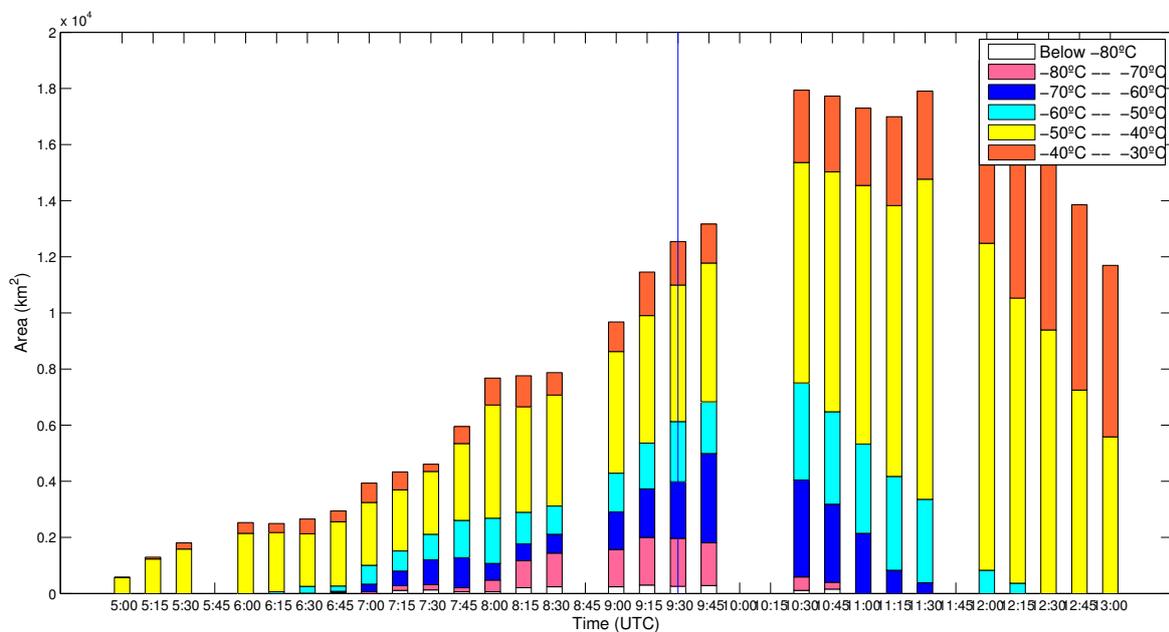


Figura A.77: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

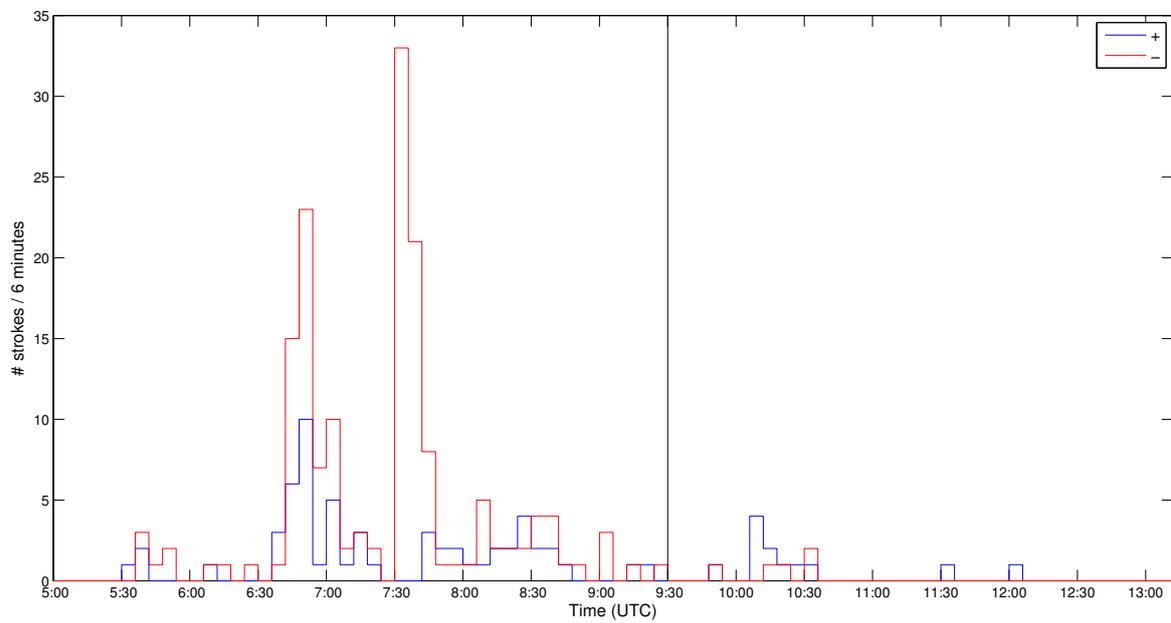


Figura A.78: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 62

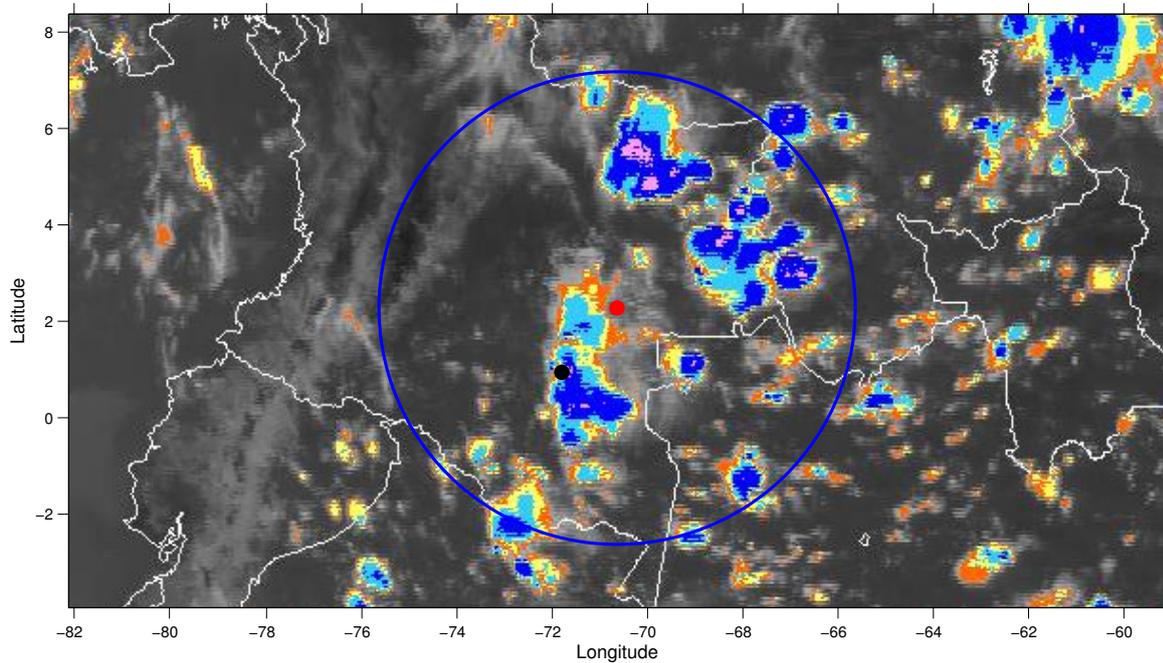


Figura A.79: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

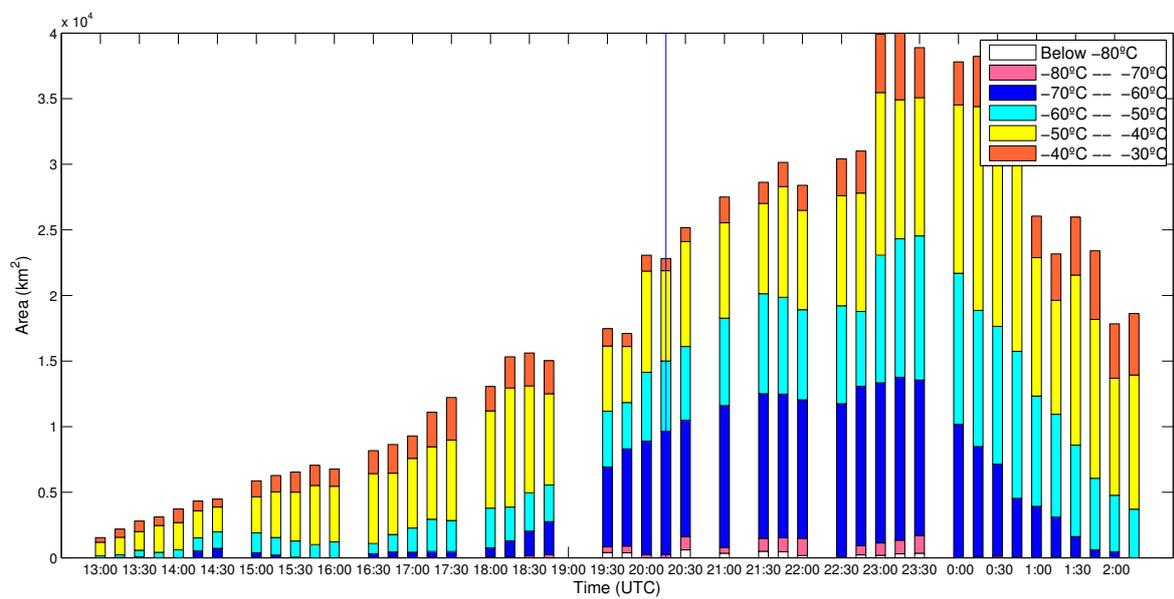


Figura A.80: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

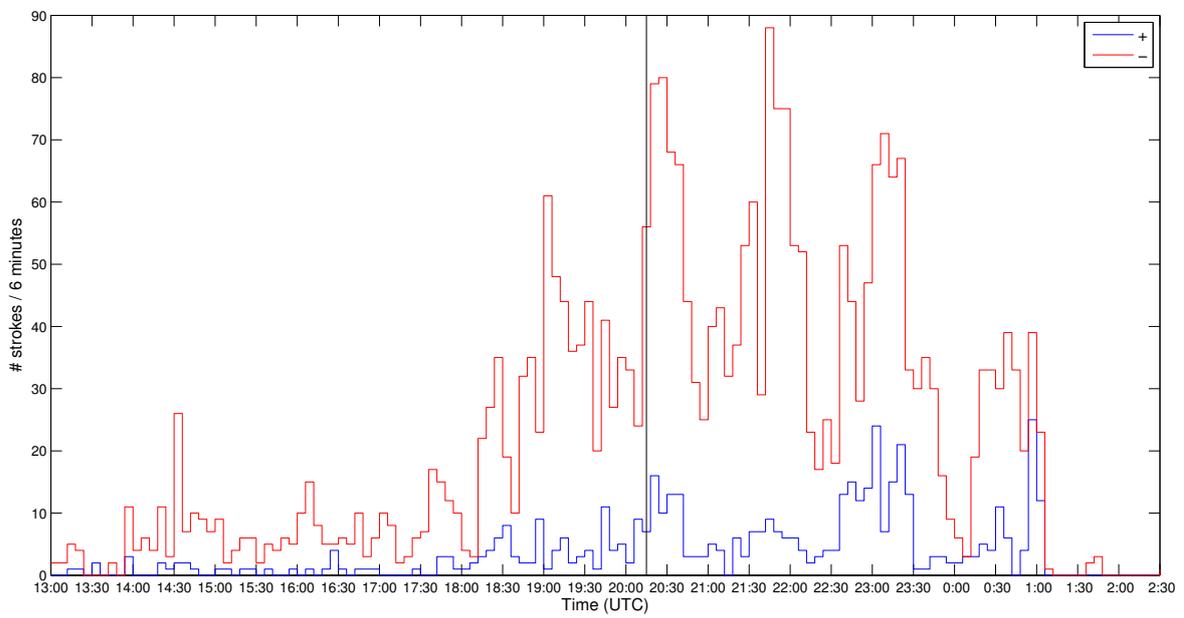


Figura A.81: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 63

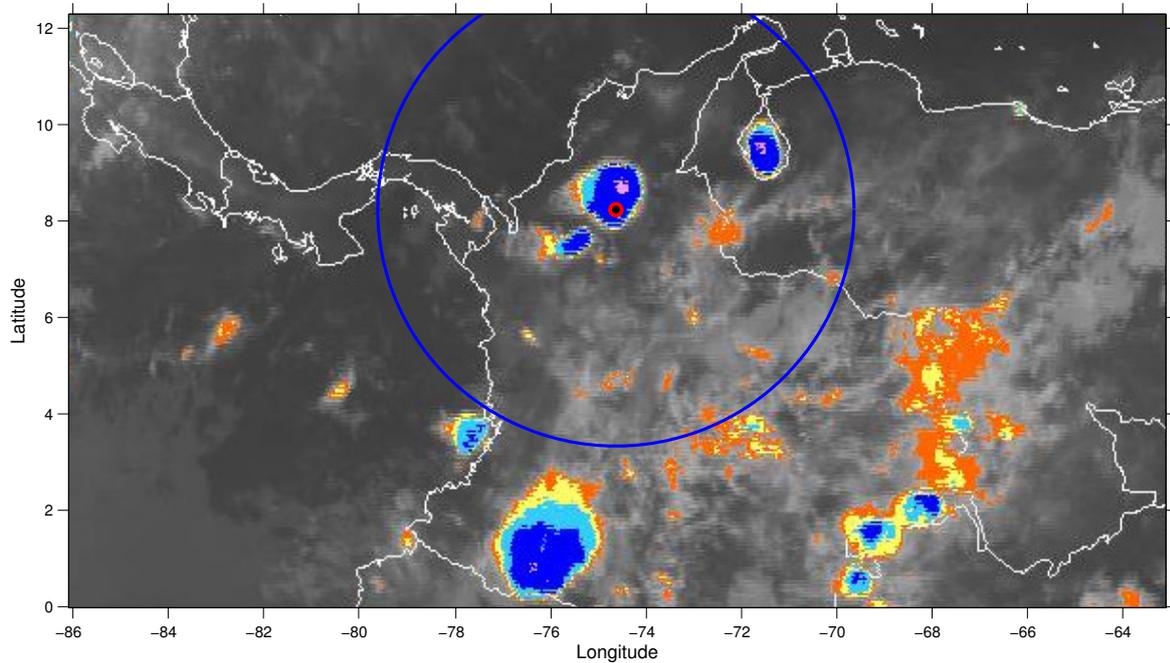


Figura A.82: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

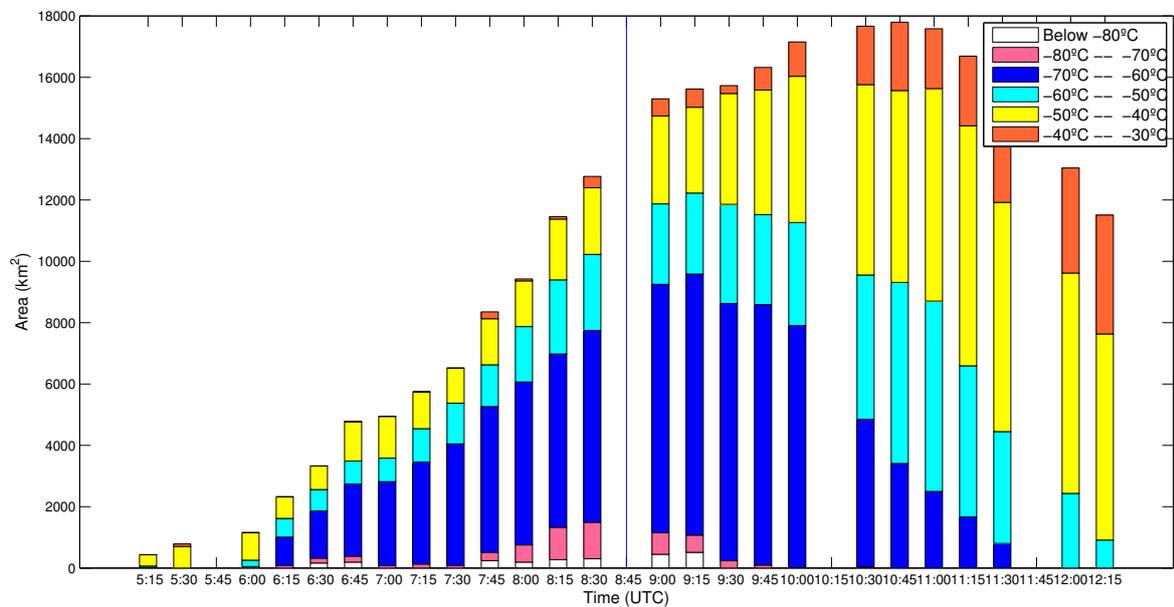


Figura A.83: Evolución temporal del área de los toques nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

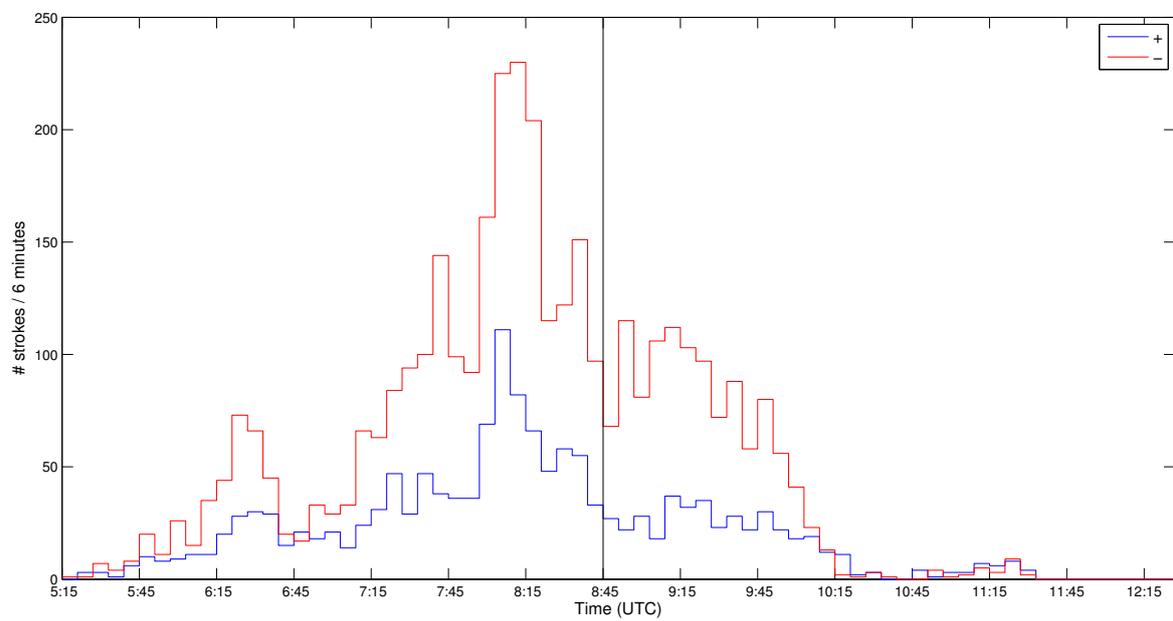


Figura A.84: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 66

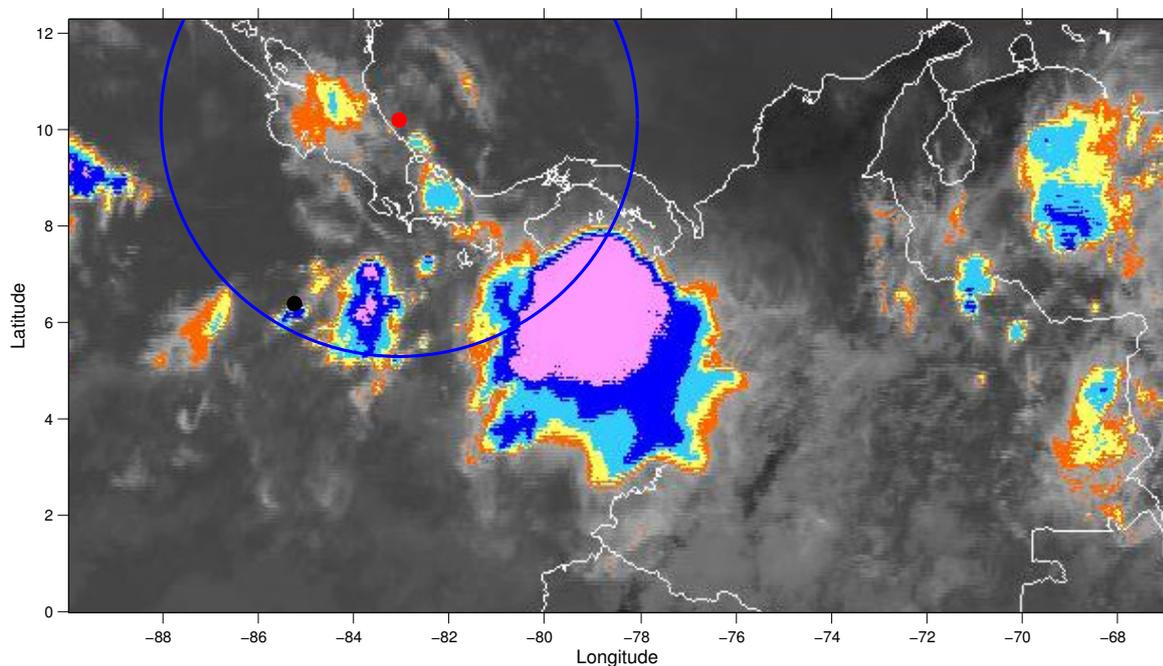


Figura A.85: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

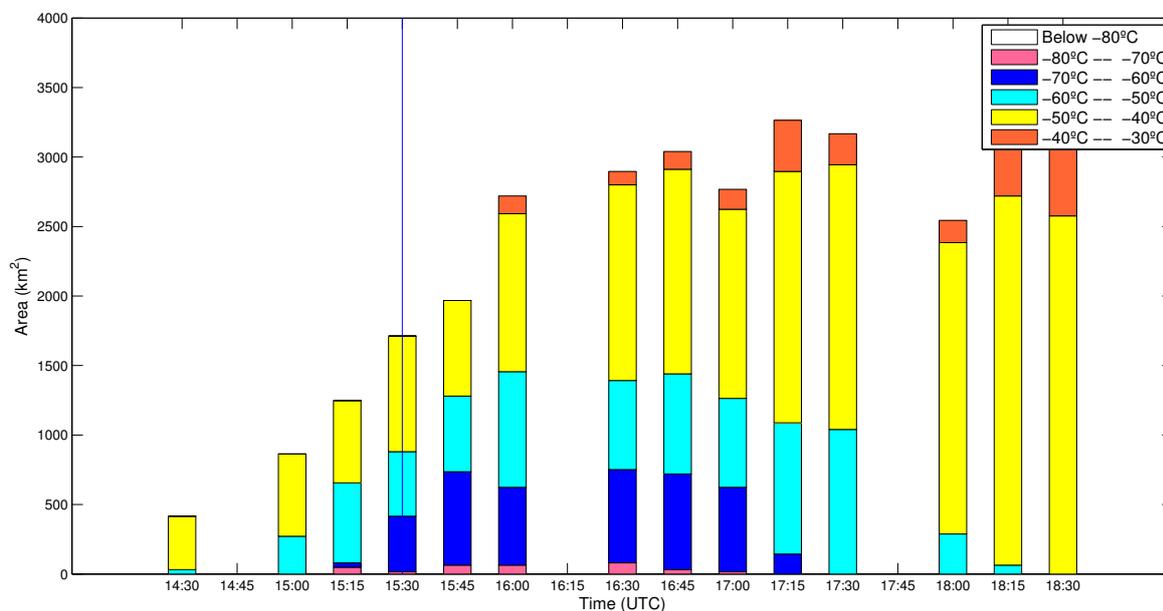


Figura A.86: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

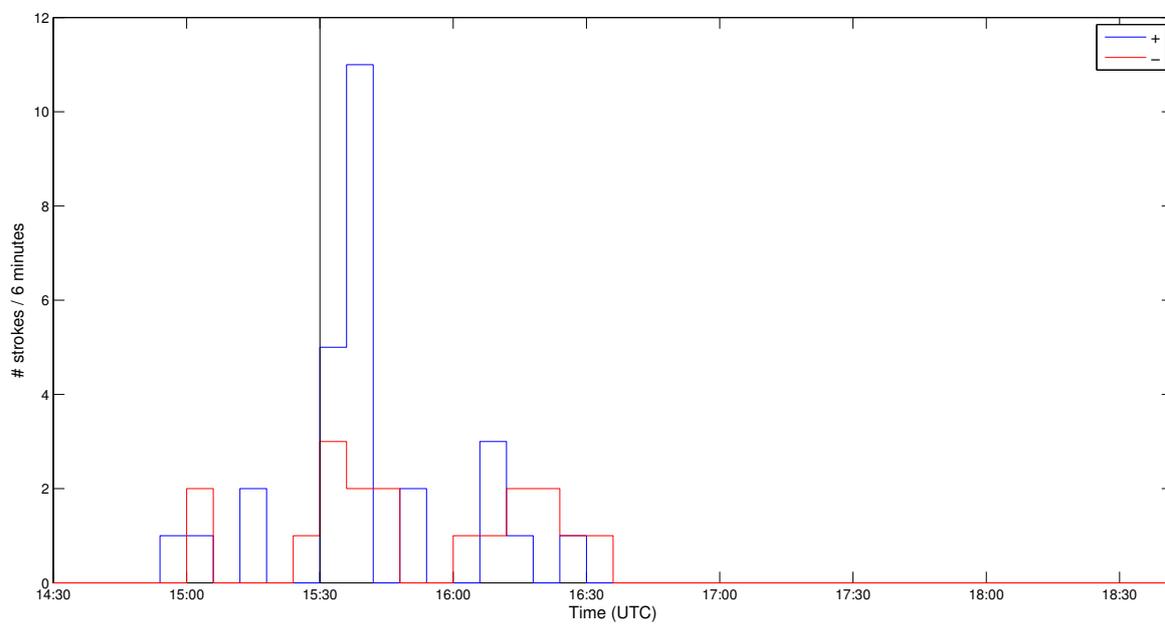


Figura A.87: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 68

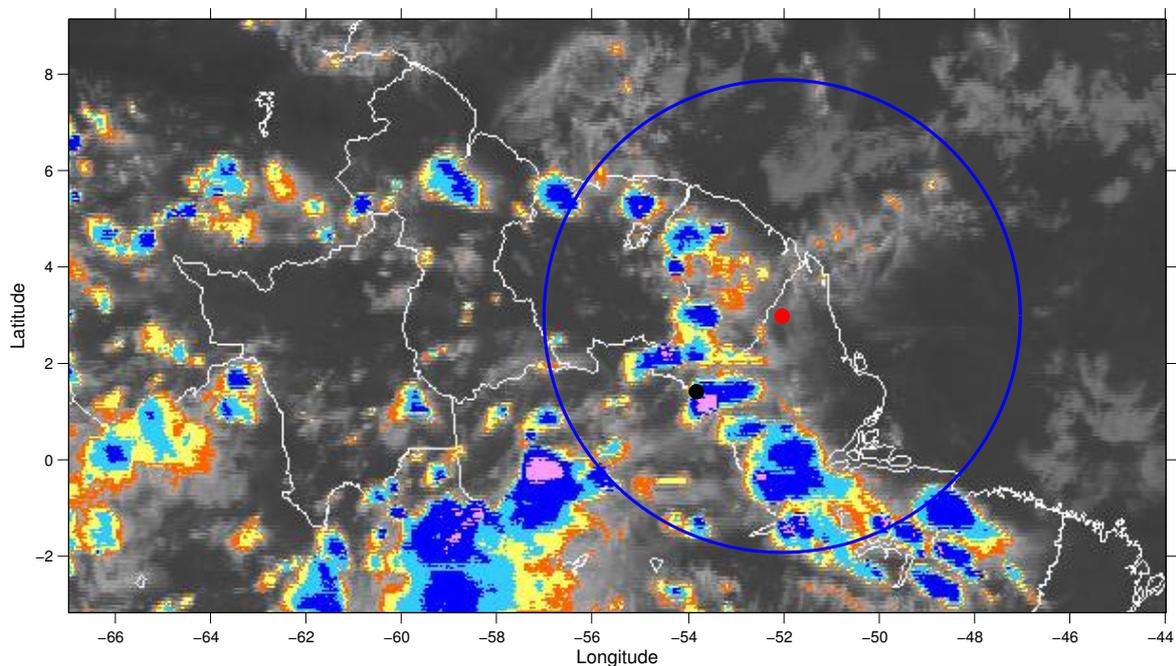


Figura A.88: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

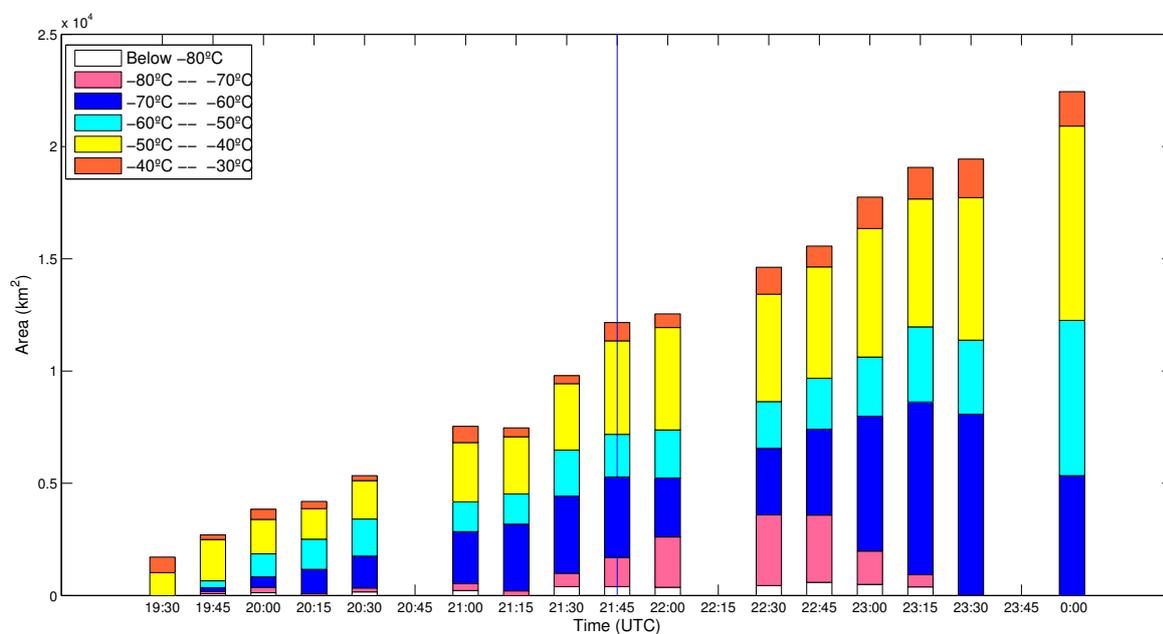


Figura A.89: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

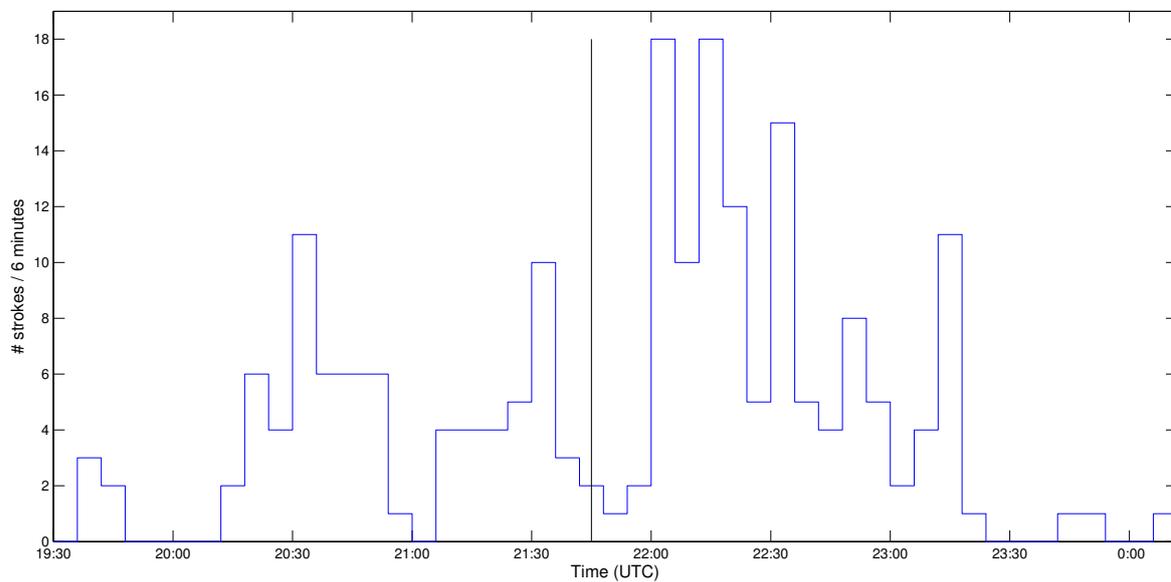


Figura A.90: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 69

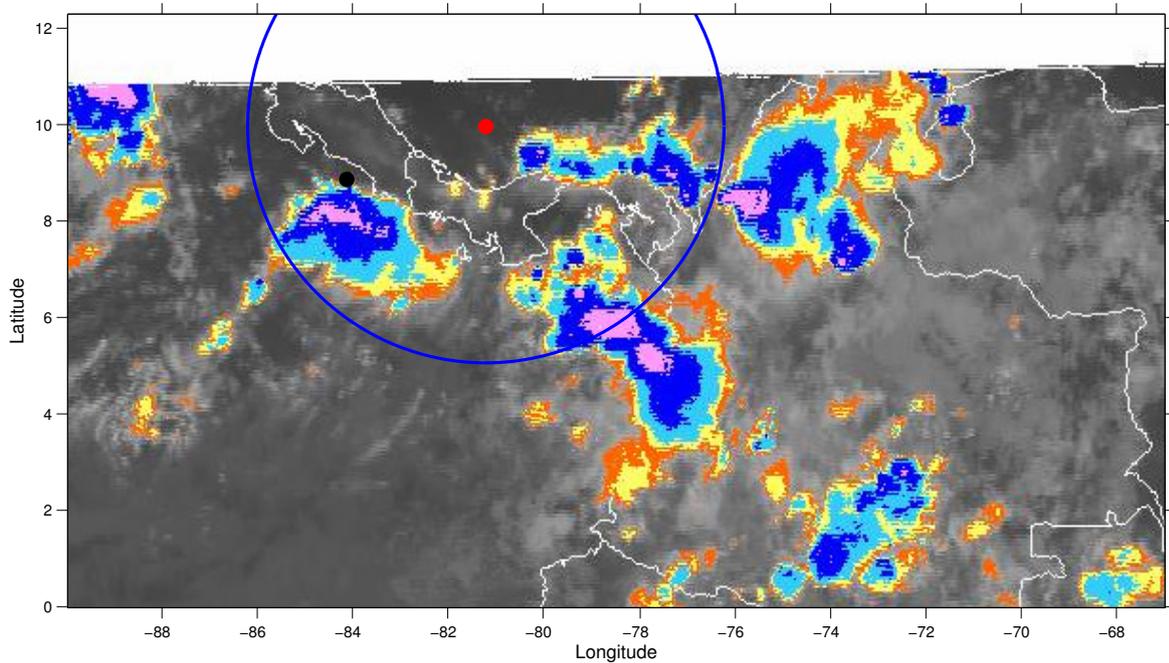


Figura A.91: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

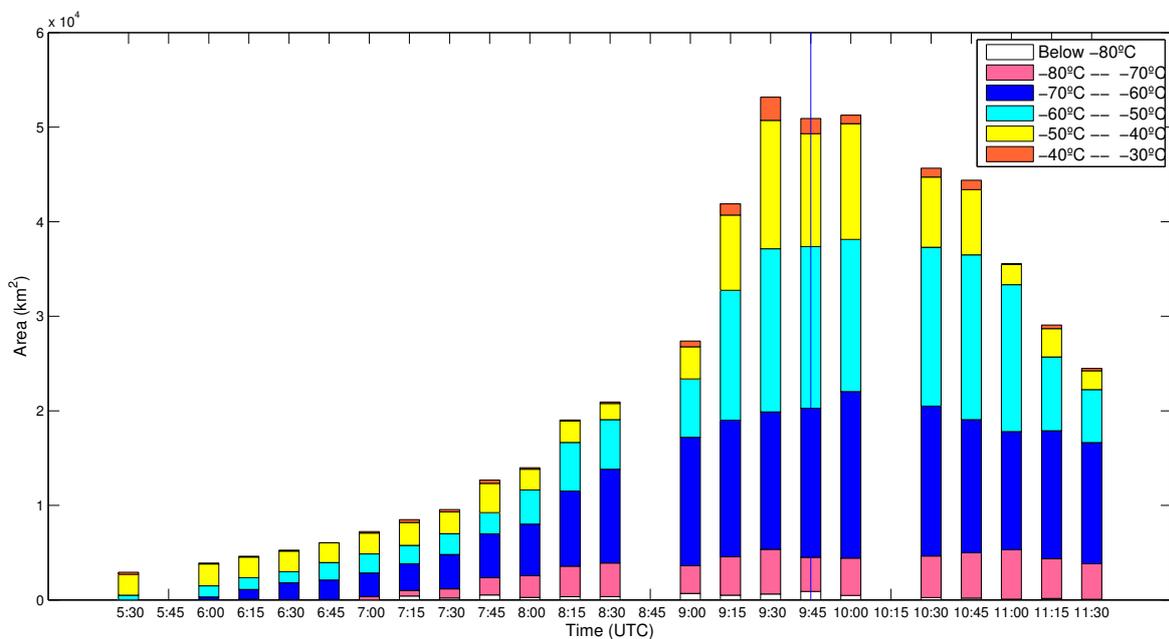


Figura A.92: Evolución temporal del área de los tops nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

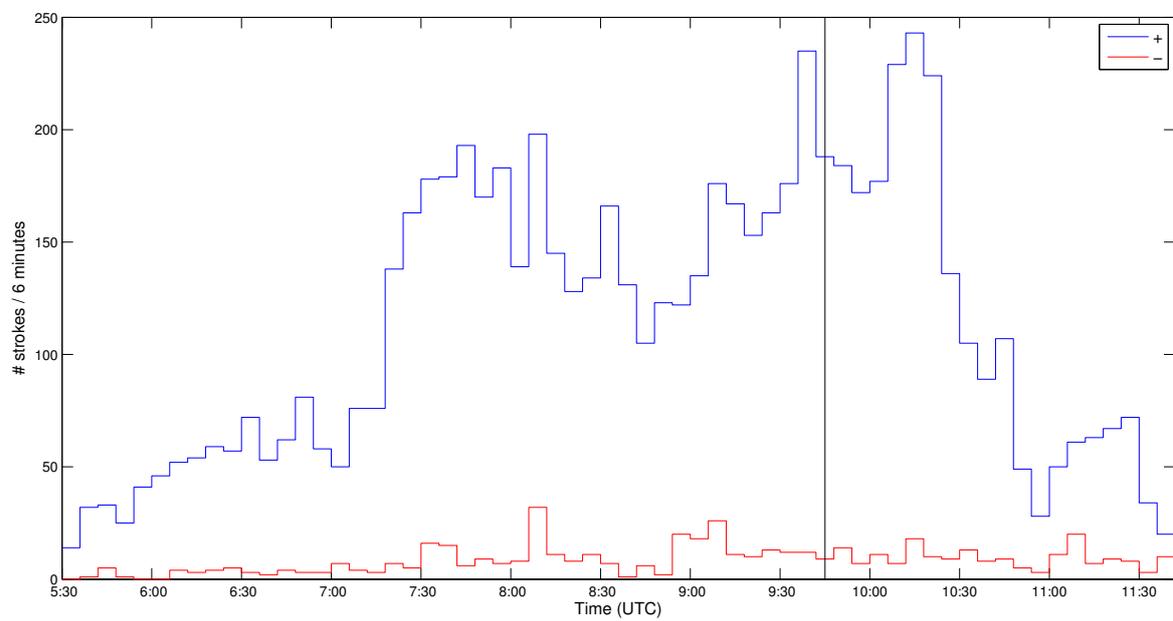


Figura A.93: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

Caso 76

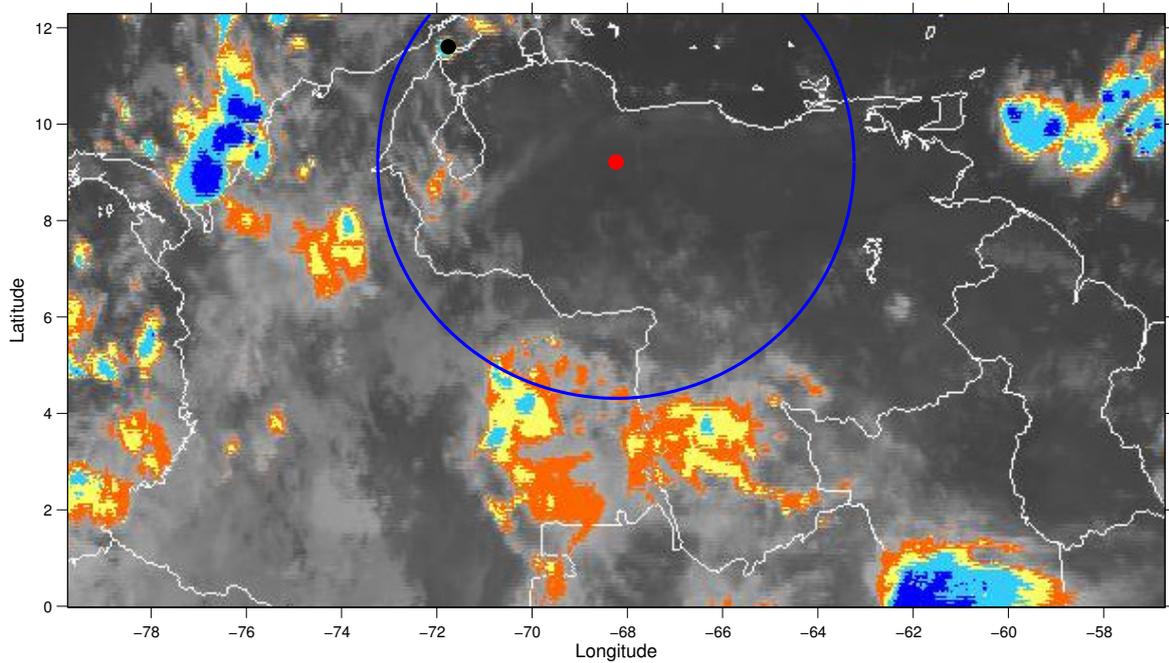


Figura A.94: Localización geográfica del TGF (círculo rojo), el rayo asociado (círculo negro) y la tormenta asociada en el interior del campo de visión (600 km) del satélite (círculo azul).

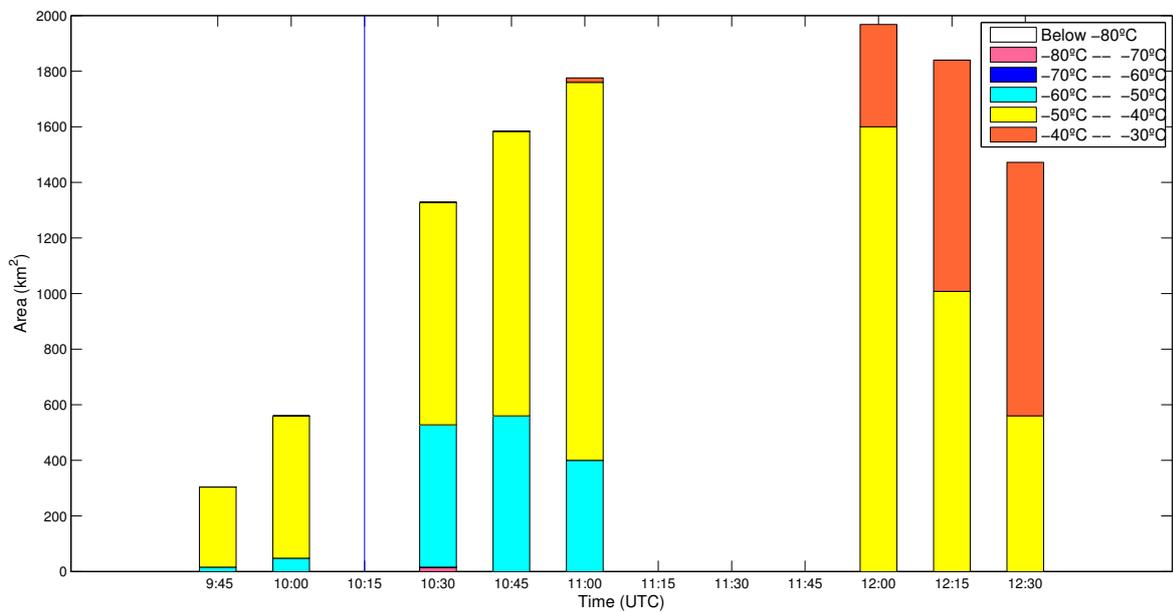


Figura A.95: Evolución temporal del área de los topos nubosos de la tormenta con temperaturas por debajo de -30°C en intervalos de temperatura de 10°C .

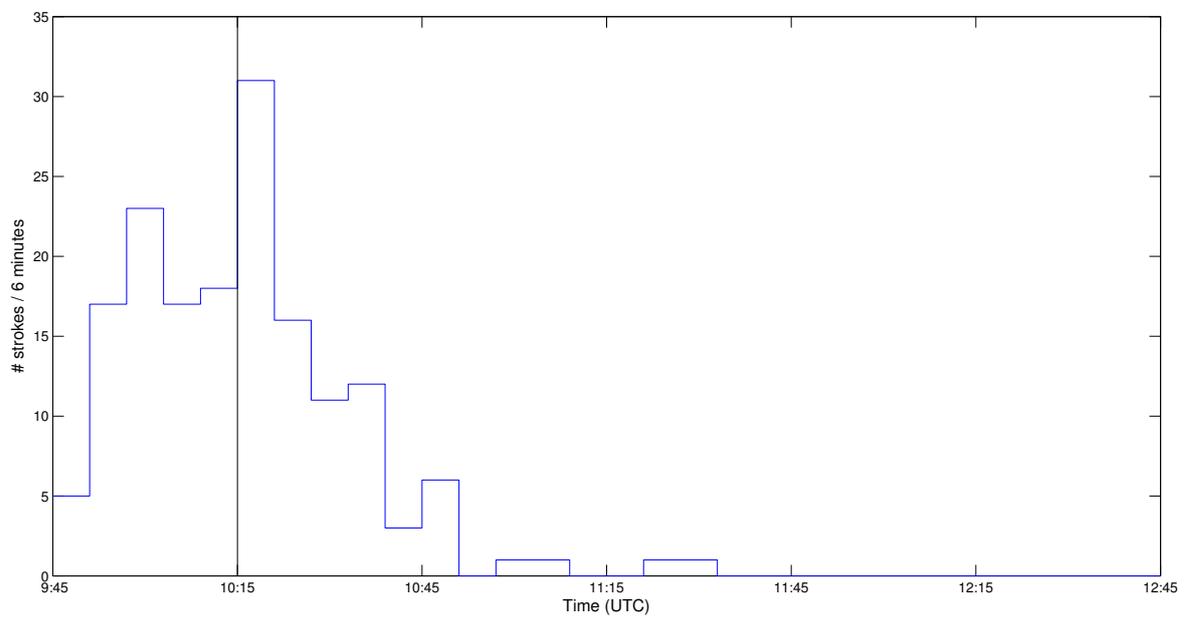


Figura A.96: Evolución temporal de la producción de rayos en la tormenta asociada.

B | Analizador multicanal DP5G

Como se ha indicado en el capítulo 5, uno de los detectores de NaI(Tl) de la torre del Nido del Águila está conectado a un analizador multicanal con el objetivo de registrar la alta energía de fondo acumulada en periodos de 1 minuto. Este analizador multicanal es el modelo DP5G de de la empresa comercial Amptek¹. En el marco de la tesis se trabajó en el acople del DP5G a al detector de NaI(Tl) y la posterior instalación en la torre del Nido del Águila. Las tareas que se desarrollaron se detallan a continuación.

- El DP5G tiene en su montaje un preamplificador incompatible con el que tiene el detector NaI(Tl), con lo que se tuvo que desmontar el detector de NaI(Tl) y desconectar su preamplificador para un correcto acople entre ambos.
- Una vez conectados el DP5G al detector de NaI(Tl) se calibró el sistema. La calibración se realizó con fuentes radiactivas del isótopo Cesio 137 (¹³⁷Cs), que en su desintegración emite fotones gamma de 662 keV, y del isótopo Cobalto 60 (⁶⁰Co), que emite fotones gamma de 1.17 MeV y 1.33 MeV. En la figura B.1 se puede ver la curva de calibración del sistema.
- Se utilizó uno de los programas proporcionados por Amptek para el tratamiento de los datos, pero se tuvo que realizar una serie de modificaciones en el código del programa para conseguir la adquisición de datos en los períodos minutales.
- Finalmente se colaboró en la instalación del sistema en la torre del Nido del Águila.

¹<http://www.amptek.com/products/dp5g-oem-digital-pulse-processor-for-scintillators-and-pmts/>

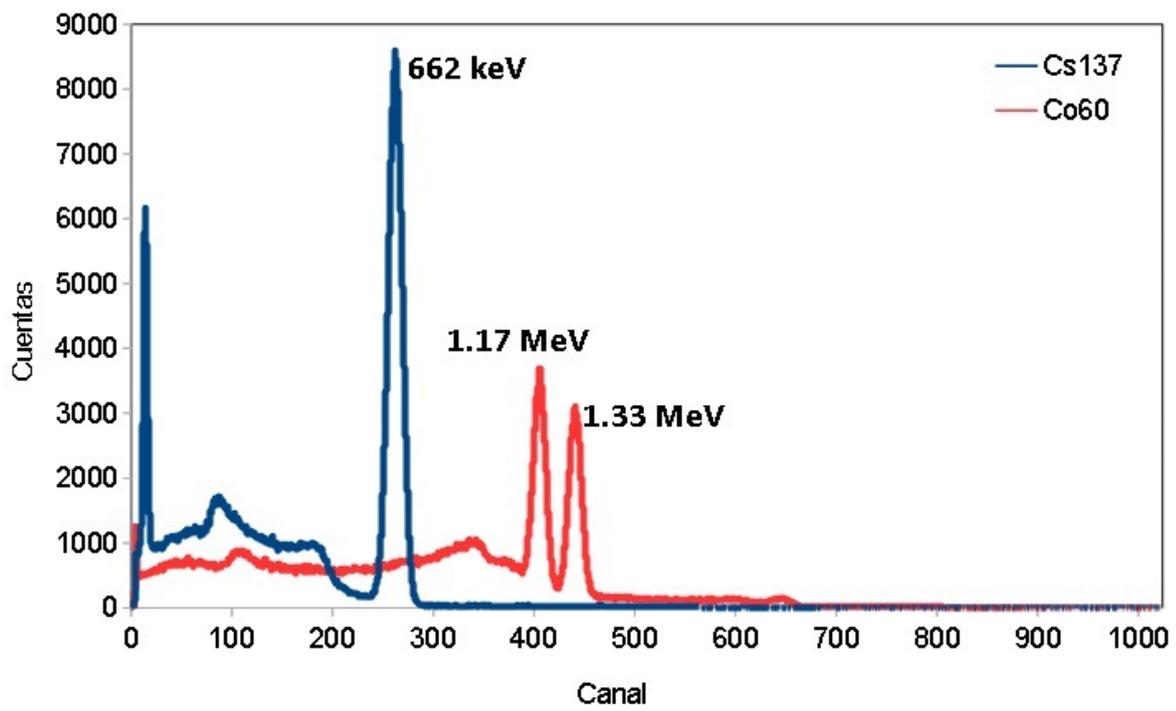


Figura B.1: Espectros del ^{137}Cs y del ^{60}Co obtenidos en el proceso de calibración del DP5G.

C | Modelo streamer de una dimensión

Se ha iniciado un trabajo de simulación de *streamer* con el objetivo de ser mejorado en el futuro. Se ha utilizado un modelo cinético, descrito en *Arrayás et al.* (2006) y *March et al.* (2009), que se ha aplicado en diferencias finitas. Veamos la descripción del modelo, las ecuaciones utilizadas y algunos de los resultados previos obtenidos.

Modelo cinético

No se consideran efectos magnéticos. La ecuación de balance para la densidad de electrones N_e , donde S_e son las fuentes de creación de electrones, es:

$$\frac{\partial N_e}{\partial \tau} + \nabla_{\mathbf{R}} \cdot (N_e \mathbf{U}_e) = S_e \quad (\text{C.1})$$

Se define la densidad de corriente de electrones siendo \mathbf{U}_e la velocidad media de los electrones:

$$\mathbf{J}_e(\mathbf{R}, \tau) = N_e(\mathbf{R}, \tau) \mathbf{U}_e(\mathbf{R}, \tau) \quad (\text{C.2})$$

con lo que nos queda la ecuación C.1 como:

$$\frac{\partial N_e}{\partial \tau} + \nabla_{\mathbf{R}} \cdot \mathbf{J}_e = S_e \quad (\text{C.3})$$

La corriente es la suma de dos términos, uno correspondiente a la corriente de difusión y otro a la corriente de deriva:

$$\mathbf{J}_e = -\mu_e \varepsilon N_e - D_e \nabla_{\mathbf{R}} N_e \quad (\text{C.4})$$

Tenemos lo mismo para iones positivos e iones negativos:

$$\frac{\partial N_p}{\partial \tau} + \nabla_{\mathbf{R}} \cdot \mathbf{J}_p = S_p \quad (\text{C.5})$$

$$\frac{\partial N_n}{\partial \tau} + \nabla_{\mathbf{R}} \cdot \mathbf{J}_n = S_n \quad (\text{C.6})$$

Las corrientes de los iones son dos órdenes de magnitud menores que la de los electrones, con lo que se considera $\mathbf{J}_p = \mathbf{J}_n = 0$ (Arrayas, 2004; Arrayás and Trueba, 2005).

Fuentes de creación de electrones e iones $S_{e,p,n}$ (Bazelyan and Raizer, 1997)

- Ionización por impacto de electrones libre: $e^- + A \longrightarrow A^+ + e^- + e^-$

$$S_e^i = S_p^i = \nu_i N_e \quad (\text{C.7})$$

ν_i depende del campo eléctrico local, la densidad de partículas neutras y sus secciones eficaces efectivas de ionización:

$$\nu_i = \mu_e |\varepsilon| \alpha_0 \cdot e^{-\varepsilon_0 / \varepsilon} \quad (\text{C.8})$$

- Attachment: $e^- + A \longrightarrow A^-$

$$S_n^a = -S_e^i = \nu_a N_e \quad (\text{C.9})$$

- Procesos de recombinación: $e^- + A^+ \longrightarrow A$ ||| $A^- + B^+ \longrightarrow AB$

$$S_e^{ep} = S_p^{ep} = \beta_{ep} N_e N_p \quad (\text{C.10})$$

$$S_p^{np} = S_n^{np} = \beta_{np} N_n N_p \quad (\text{C.11})$$

- Fotoionización: $\gamma + A \longrightarrow A^+ + e^-$

$$S_e^{ph} = S_p^{ph} = S^{ph} \quad (\text{C.12})$$

Teniendo en cuenta la Ley de Poisson podemos ver los efectos en el campo eléctrico.

$$\nabla_{\mathbf{R}} \cdot \varepsilon = \frac{e}{\epsilon_0} (N_p - N_n - N_e) \quad (\text{C.13})$$

Con todo esto tenemos un modelo determinístico de la evolución de la descarga streamer con las siguientes ecuaciones, ampliamente estudiado en la literatura *Liu* (2004).

$$\frac{\partial N_e}{\partial \tau} = \nabla_{\mathbf{R}} (\mu_e \varepsilon N_e + D_e \nabla_{\mathbf{R}} N_e) + \nu_i N_e - \nu_a N_e - \beta_{ep} N_e N_p + S^{ph} \quad (\text{C.14})$$

$$\frac{\partial N_p}{\partial \tau} = \nu_i N_e - V_a N_e - \beta_{ep} N_e N_p - \beta_{np} N_n N_p + S^{ph} \quad (\text{C.15})$$

$$\frac{\partial N_n}{\partial \tau} = V_a N_e - \beta_{np} N_n N_p \quad (\text{C.16})$$

$$\nabla_{\mathbf{R}} \cdot \varepsilon = \frac{q_e}{\epsilon_0} (N_p - N_n - N_e) \quad (\text{C.17})$$

Ecuaciones adimensionalizadas

Se utilizan una serie de parámetros para adimensionalizar las ecuaciones que son:

- Carga del electrón: $1.602 \cdot 10^{-19} C$
- Permitividad: $\epsilon_0 = 8.8510^{-12} C/V \cdot m$
- Movilidad: $\mu_e = 0.0549 m^2/V \cdot s$
- Difusión: $D_e = 0.0827 m^2/s$
- Coeficientes de recombinación: $\beta_{ep} = \beta_{np} = 1.42 \cdot 10^{-17} m^3/s$
- Longitud de ionización: $R_0 = \alpha_0^{-1} = (1, 14 \cdot 10^{-6})^{-1} m$

- Campo de ionización por impacto característico: $\varepsilon_0 = 2.77 \cdot 10^7 \text{ V/m}$
- Velocidad de escala: $U_0 = \mu_e \varepsilon_0 = 0,152 \cdot 10^7 \text{ m/s}$
- Tiempo de escala: $\tau = R_0/U_0 = 5.734 \cdot 10^{-13} \text{ s}$
- Densidad de escala: $\rho_0 = \frac{\varepsilon_0 \varepsilon_0}{q_e R_0} = 17,44 \cdot 10^{20} \text{ m}^{-3}$

Vamos a ver el ejemplo para la densidad de los electrones y para el campo eléctrico. Para la densidad de iones positivos y negativos es análogo a los electrones. Las variables adimensionales por lo tanto son:

- Densidades: $n_e = \frac{N_e}{\rho_0}$ $n_p = \frac{N_p}{\rho_0}$ $n_n = \frac{N_n}{\rho_0}$
- Campo eléctrico; $\mathbf{E} = \frac{\varepsilon}{\varepsilon_0}$
- Tiempo: $t = \frac{\tau}{\tau_0}$
- Vector posición: $\mathbf{r} = \frac{\mathbf{R}}{R_0}$

Así, las derivadas parciales respecto del vector posición y el tiempo quedan como sigue:

$$\frac{\partial}{\partial \tau} = \frac{1}{\tau_0} \frac{\partial}{\partial t} \quad (\text{C.18})$$

$$\frac{\partial}{\partial R} = \frac{1}{R_0} \frac{\partial}{\partial r} \quad (\text{C.19})$$

Con esto, pasamos a adimensionalizar la ecuación de evolución temporal de la densidad de electrones. En primer lugar dividimos toda la ecuación por ρ_0 . Vamos a ver cada término de la ecuación por separado:

- Densidad de electrones

$$\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial N_e}{\partial \tau} = \frac{1}{\rho_0} \frac{1}{\tau_0} \frac{\partial N_e}{\partial t} = \frac{1}{\tau_0} \frac{\partial n_e}{\partial t} \quad (\text{C.20})$$

Pasaremos τ multiplicando cada uno de los términos del otro lado de la igualdad:

- Deriva:

$$\frac{\tau_0}{\rho_0} \nabla_{\mathbf{R}} (\mu_e \varepsilon N_e) = \frac{R_0}{U_0} \frac{1}{R_0} \nabla_{\mathbf{r}} (\mu_e \varepsilon n_e) = \frac{1}{\mu_e \varepsilon_0} \nabla_{\mathbf{r}} (\mu_e \varepsilon n_e) = \nabla_{\mathbf{r}} (\mathbf{E} n_e) \quad (\text{C.21})$$

- Difusión:

$$\frac{\tau_0}{\rho_0} \nabla_{\mathbf{R}} (D_e \nabla_{\mathbf{R}} N_e) = \frac{R_0}{U_0} \frac{1}{R_0} \nabla_{\mathbf{r}} (D_e \frac{1}{R_0} \nabla_{\mathbf{r}} n_e) = \frac{1}{U_0} \nabla_{\mathbf{r}} (D_e \frac{1}{R_0} \nabla_{\mathbf{r}} n_e) \quad (\text{C.22})$$

Llegados a este punto se puede definir el coeficiente de difusión adimensionalizado como:

$$D = \frac{D_e}{R_0 U_0} = 0,0619 \quad (\text{C.23})$$

Con lo que finalmente tenemos:

$$\frac{\tau_0}{\rho_0} \nabla_{\mathbf{R}} (D_e \nabla_{\mathbf{R}} N_e) = \nabla_{\mathbf{r}} (D \nabla_{\mathbf{r}} n_e) = D \nabla_{\mathbf{r}}^2 n_e \quad (\text{C.24})$$

- Ionización por impacto:

$$\frac{\tau_0}{\rho_0} \nu_i N_e = \frac{R_0}{U_0} \mu_e |\varepsilon| \alpha_0 \cdot e^{-\varepsilon_0 / \varepsilon} \varepsilon n_e = \frac{1}{\mu_e \varepsilon_0} \mu_e |\varepsilon| \alpha_0 \cdot e^{-\varepsilon_0 / \varepsilon} \varepsilon n_e = |\mathbf{E}| \cdot e^{-1 / \mathbf{E}} n_e \quad (\text{C.25})$$

- Recombinación: En este caso, al tener dos densidades, este término lo multiplicamos y lo dividimos por ρ_0

$$\frac{\tau_0}{\rho_0} \frac{\rho_0}{\rho_0} \beta_{ep} N_p N_e = \tau_0 \rho_0 \beta_{ep} n_e n_p \quad (\text{C.26})$$

Se puede definir un nuevo coeficiente de recombinación para la ecuación adimensionalizada ν_{ep} :

$$\nu_{ep} = \tau_0 \rho_0 \beta_{ep} = 1.419 \cdot 10^{-8} \quad (\text{C.27})$$

Con lo que nos queda que:

$$\frac{\tau_0}{\rho_0} \frac{N_0}{\rho_0} \beta_{ep} N_p N_e = \nu_{ep} n_e n_p \quad (\text{C.28})$$

Los términos de attachment y fotoionización son más complejos. Se recomiendan las lecturas de *Liu* (2004) y *Arrayás et al.* (2006) para ver su la solución de los coeficientes:

- Attachment:

$$\frac{\tau_0}{\rho_0} \nu_a N_e = \frac{R_0}{U_0} \nu_a n_e \quad (\text{C.29})$$

- Fotoionización, nos quedamos con el término general $S(z)$ (se puede consultar en *Arrayás et al.* (2006)).

Así nos queda la siguiente ecuación para la **densidad de electrones** adimensionalizada:

$$\frac{\partial n_e}{\partial \tau} = \nabla_{\mathbf{r}}(\mathbf{E}n_e + \nabla_{\mathbf{r}}^2(Dn_e) + |\mathbf{E}| \cdot e^{-1/|\mathbf{E}|} n_e - \nu_a n_e - \nu_{ep} n_e n_p + S(z)) \quad (\text{C.30})$$

Para la **densidad de iones positivos** podemos ver, que igual que para los electrones, queda lo siguiente:

$$\frac{\partial n_p}{\partial \tau} = |\mathbf{E}| \cdot e^{-1/|\mathbf{E}|} n_p - \nu_{ep} n_e n_p - \nu_{np} n_n n_p + S(z) \quad (\text{C.31})$$

Para la **densidad de iones negativos** lo hacemos más sencillo y se aísla de la ecuación del campo eléctrico (se tiene que adimensionalizar):

$$\frac{1}{\rho_0 R_0} \nabla_{\mathbf{r}} \cdot \varepsilon = \frac{q_e}{\rho_0 \epsilon_0} (N_p - N_n - N_e) \quad (\text{C.32})$$

$$\frac{1}{\rho_0 R_0 \epsilon_0} \nabla_{\mathbf{r}} \cdot \varepsilon = \frac{q_e}{\epsilon_0 \epsilon_0} (n_p - n_n - n_e) \quad (\text{C.33})$$

$$\nabla_{\mathbf{r}} \cdot E = \frac{q_e \rho_0 R_0}{\epsilon_0 \epsilon_0} (n_p - n_n - n_e) \quad (\text{C.34})$$

$$\nabla_{\mathbf{r}} \cdot E = n_p - n_n - n_e \quad (\text{C.35})$$

$$\longrightarrow n_n = n_p - n_e - \nabla_{\mathbf{r}} \cdot E \quad (\text{C.36})$$

Finalmente, para el **campo eléctrico** restamos la ecuaciones para la densidad de iones

positivos y para la densidad de electrones (adimensionalizadas):

$$\frac{\partial}{\partial \tau}(n_p - n_e) = -\nabla_{\mathbf{r}}(\mathbf{E}n_e - \nabla_{\mathbf{r}}^2(Dn_e)) \quad (\text{C.37})$$

El término de attachment de iones positivos y negativos se puede despreciar porque es varios órdenes de magnitud más pequeño. A continuación derivamos respecto del tiempo la ecuación de Poisson que hemos adimensionalizada más arriba:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\nabla_{\mathbf{r}} \cdot E) = \frac{\partial}{\partial t}n_p - n_n - n_e \quad (\text{C.38})$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\nabla_{\mathbf{r}} \cdot E) = \frac{\partial}{\partial t}n_p - n_n - n_e \quad (\text{C.39})$$

$$\nabla_{\mathbf{r}} \cdot \left(\frac{\partial E}{\partial t} \right) = \frac{\partial}{\partial t}(n_p - n_e) \quad (\text{C.40})$$

Finalmente queda:

$$\nabla_{\mathbf{r}} \cdot \left(\frac{\partial E}{\partial t} + E n_e + \nabla_{\mathbf{r}}(Dn_e) \right) = 0 \quad (\text{C.41})$$

Como el campo magnético no se considera, vemos que esta ecuación no es más que la divergencia de la ley de Ampere, siendo la parte de la derecha: $\nabla_{\mathbf{r}}(\nabla \times B)$, la cual es cero. Por lo tanto:

$$\frac{\partial E}{\partial t} + E n_e + \nabla_{\mathbf{r}}(Dn_e) = 0 \quad (\text{C.42})$$

Resultados de la simulación

El modelo simula por lo tanto una descarga *streamer* en una dimensión en el seno de un campo eléctrico constante entre dos electrodos. Para la simulación se ha escogido una distancia entre electrodos de 2 cm y se ha resuelto en diferencias finitas. Para iniciar la descarga se suponen dos poblaciones iniciales de electrones libres e iones positivos que siguen una distribución gaussiana. Vemos un ejemplo en las figuras para un campo eléctrico de 40 kV/cm y un tiempo de simulación de 6 ns. En este caso, a la izquierda se sitúa el electrodo negativo y a la derecha el electrodo positivo, con lo que el sentido de las líneas de campo eléctrico es de derecha a izquierda.

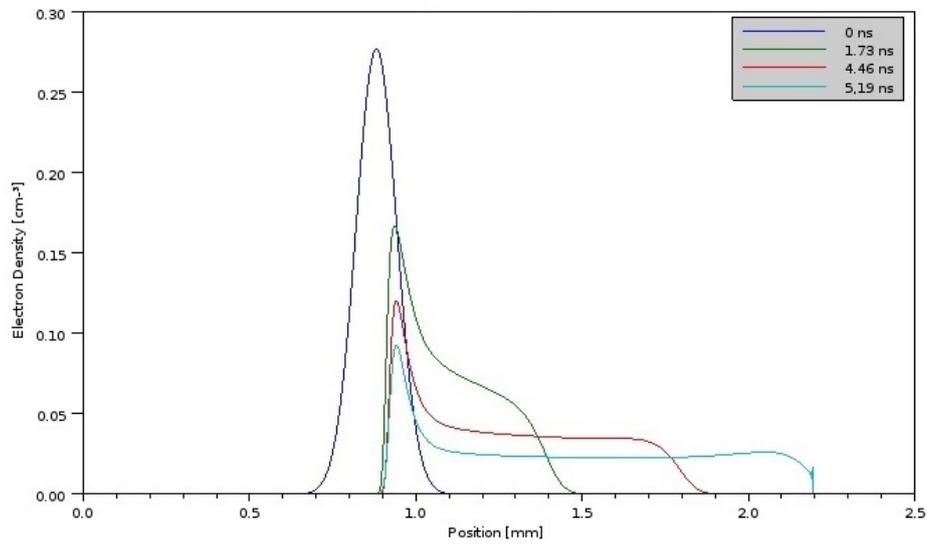


Figura C.1: Evolución temporal de la densidad de electrones.

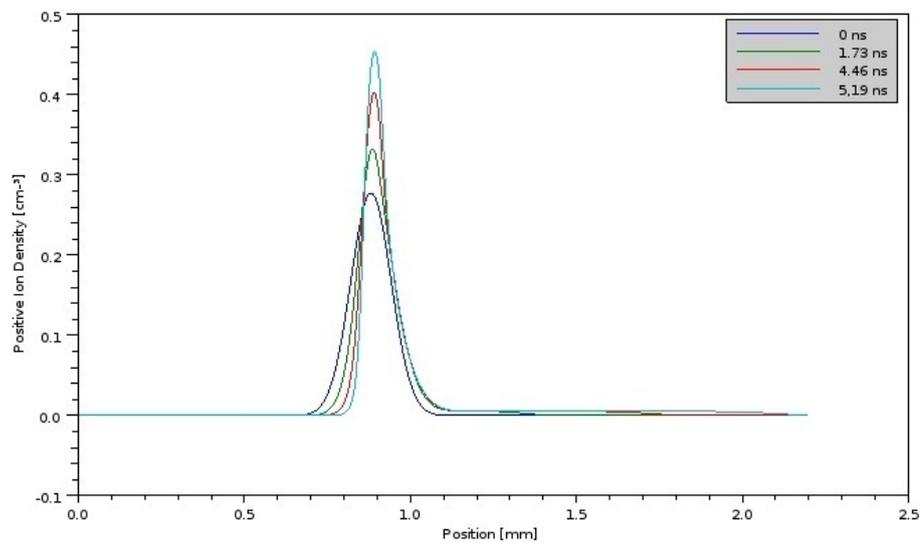


Figura C.2: Evolución temporal de la densidad de iones positivos.

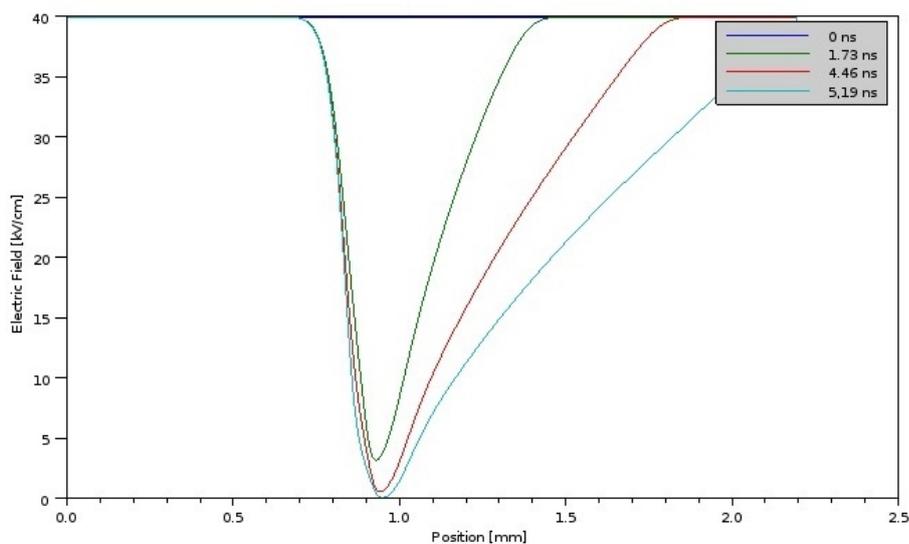


Figura C.3: Evolución temporal del campo eléctrico

En las figuras C.1 y C.2 se muestran la evolución temporal de las densidades de electrones e iones positivos. Se puede observar como los electrones avanzan en dirección contraria al sentido al campo eléctrico y a mayor velocidad que la población de iones positivos. Por otro lado, en la figura C.3 vemos la evolución del campo y uno de los principales problemas de este modelo tal y como está planteado en estos momentos, que es que no tiene en cuenta los efectos sobre el campo eléctrico provocados por las poblaciones de electrones e iones positivos fuera del *streamer*. Se esperaría un resultado como el que se muestra en la figura C.4 en que vemos la misma disminución de campo entre las poblaciones de carga de diferente signo que en la figura C.3 y como fuera del *streamer*, tanto en frente de la cabeza como en la parte posterior, existe un aumento local de campo importante. Este efecto es el que no tiene en cuenta el modelo en su estado actual y debe ser mejorado.

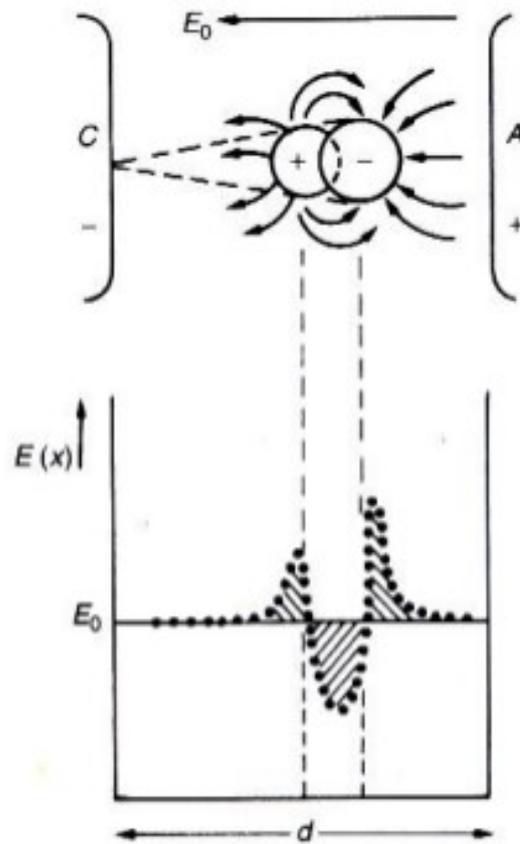


Figura C.4: Distorsión del campo eléctrico por los efectos de las densidades de carga de electrones e iones positivos del *streamer* (Kuffel *et al.*, 2000).

Referencias

- Arrayas, M. (2004), On negative streamers: A deterministic approach, *Am. J. Phys.*, *72*(10), 1283, doi:10.1119/1.1773175.
- Arrayás, M., and J. L. Trueba (2005), Investigations of pre-breakdown phenomena: streamer discharges, *Contemp. Phys.*, *46*(4), 265–276, doi:10.1080/00107510500146733.
- Arrayás, M., M. A. Fontelos, and J. L. Trueba (2006), Photoionization effects in ionization fronts, *J. Phys. D. Appl. Phys.*, *39*(24), 5176–5182, doi:10.1088/0022-3727/39/24/013.
- Bazelyan, E. M., and Y. P. Raizer (1997), *Spark Discharge*.
- Kuffel, J., E. Kuffel, and W. S. Zaengl (2000), *High Voltage Engineering Fundamentals*.
- Liu, N. (2004), Effects of photoionization on propagation and branching of positive and negative streamers in sprites, *J. Geophys. Res.*, *109*(A4), A04,301, doi:10.1029/2003JA010064.
- March, V., M. Arrayás, J. L. Trueba, J. Montanyà, D. Romero, G. Solà, and D. Aranguren (2009), Features of electrical discharges in air triggered by laser, *J. Electrostat.*, *67*(2-3), 301–306, doi:10.1016/j.elstat.2009.01.039.

