

Ricardo Sanz¹, Miguel Hernández¹, Andrea José³, Monika Przeor³, Pino González²,
Natalia Prats² y Ernesto Barrera¹

¹Centro Meteorológico de Santa Cruz de Tenerife (AEMET)

²Delegación de AEMET en Canarias, Las Palmas de Gran Canaria

³Facultad de Geografía, Universidad de La Laguna (ULL)

RESUMEN: En zonas dominadas por centros de altas presiones semipermanentes, como Canarias, el aire descendente, los bajos niveles de humedad por encima de la inversión térmica y la estratificación estable, inhiben las tormentas, pero no completamente. A partir de los rayos registrados en una amplia zona geográfica que engloba las islas Canarias y Madeira y el área oceánica circundante, se analiza la distribución espacial y temporal de los mismos, estimando su densidad y el número de días de tormenta en rejillas de resolución 0,1°, y comparando sus características con las de otras zonas geográficas similares. Seguidamente, se evalúa el comportamiento de algunos parámetros eléctricos de los rayos, como la intensidad, la polaridad y la multiplicidad. A continuación, se trazan algunos rasgos que, con una serie más dilatada, pueden llegar a adquirir rango climatológico. Finalmente, se conjeturan algunas de las claves del peculiar episodio de agosto de 2015.

1. INTRODUCCIÓN

Un rayo es la descarga visible de electricidad que se produce cuando una región de una nube adquiere un exceso de carga eléctrica, positiva o negativa, suficiente para vencer la resistencia eléctrica del aire. ¿Cuánta resistencia ofrece el aire al paso de la electricidad? En principio, lo bastante como para considerarlo un medio aislante, ya que ni la radiación cósmica ni los gases radiactivos generados en la Tierra, los dos agentes capaces de ionizar los constituyentes principales del aire —nitrógeno (78 %), oxígeno (20 %), gases nobles (1 %), dióxido de carbono (0,97 %), vapor de agua (0,03 %) y trazas de otros gases— generan algo más de 10 electrones libres por metro cúbico. Se sabe, por otra parte, que el aire se convierte en un medio conductor cuando el campo eléctrico al que es sometido supera un umbral de 3×10^6 V/m en condiciones atmosféricas estándar ($P = 1$ atm, $T = 0$ °C). ¿Y cómo se supera ese umbral? Electrificando el aire. En el interior de una nube de tormenta coexisten distintos tipos de partículas nubosas y de precipitación que ascienden y descienden en las corrientes internas que circulan en su seno. Por otra parte, las mediciones indican que las nubes de tormenta acumulan un exceso de carga negativa en altitudes en las que la temperatura del aire está entre -5° y -15° , mientras que las cargas positivas tienden a situarse por encima y por debajo de esa cota. Las colisiones entre cristales de hielo y partículas de granizo blando (granizo en presencia de agua sobreenfriada), estas últimas precipitando, transfieren una cantidad sustancial de carga que explicaría la formación y el desarrollo de los polos de carga eléctrica, el establecimiento de un campo eléctrico y la posibilidad, por tanto, de que se produzcan rayos.

La ubicación de los polos de carga positiva y negativa caracterizará dos tipos principales de rayos. Los rayos que saltan entre polos situados en la misma nube o entre nubes diferentes suman el 75 % del total, el 25 % restante lo hace entre el suelo y la nube. Se va a limitar el estudio a los del segundo tipo, a los rayos nube-tierra. Un típico rayo nube-tierra se inicia con una descarga eléctrica entre una pequeña zona positiva, cerca de la base de la nube, y la región

de carga negativa, en la zona media de la nube. La ionización parcial (conversión de átomos o moléculas neutras en otras cargadas) que produce la descarga preliminar crea un auténtico reguero de canales. Con una cámara de alta velocidad, capaz de medir eventos luminosos que duran fracciones de segundo, se aprecia, en primer lugar, una luminosidad apagada que, en su descenso hasta el suelo, va ramificándose en saltos regulares de entre 30 y 100 metros y una duración de 10-50 microsegundos cada uno. Es lo que se conoce como *guía escalonada*. A través de un diámetro de entre 1 cm a varios metros, la guía escalonada transporta corrientes de cientos de miles de amperios. Conforme se acerca al suelo se depositan en el mismo unos 5 culombios de carga, induciendo otra de signo opuesto en el suelo que viene a reforzar el campo eléctrico entre la guía escalonada y el punto de descarga. A continuación se inicia una descarga desde el suelo hacia arriba que contacta con la guía escalonada a unos 15-50 m por encima del suelo, un cortocircuito que produce, esta vez sí, un resplandor muy luminoso. Es la descarga de retorno, la que se percibe propiamente como el rayo. Las ramas de la guía escalonada que no han alcanzado el suelo se reconvierten en las ramas de la descarga de retorno y su carga fluye al canal principal. Los 5 culombios depositados en la guía escalonada alcanzan el suelo en pocos microsegundos, produciéndose una típica descarga de 30 kA. En ese momento la temperatura en el canal llega a alcanzar los 30 000 °C, más de cinco veces la temperatura de la superficie del sol. A esa descarga de retorno pueden suceder otras. Así, se llama “multiplicidad” al número de veces en que se descarga un rayo.

La energía dispersada en todo este proceso viene a ser de unos 10^5 julios/m², que es empleada en procesos de ionización, disociación y excitación de átomos y moléculas, en aumentar sus velocidades (energía cinética), en trabajo de expansión del propio canal y en la emisión de radiación, parte de la cual se ve en la guía escalonada y, sobre todo, en la descarga de retorno.

2. DETECCIÓN

Los rayos nube-tierra emiten radiación electromagnética en un amplio rango de frecuencias. Así, durante la formación de los canales de ionización se producen fuertes emisiones en el rango de VHF, mientras que en el momento de la descarga de retorno las emisiones más potentes se efectúan en baja frecuencia (LF) y onda larga (VLF). Gracias a las grandes diferencias en la tasa de variación de pulsos y amplitudes entre distintas frecuencias, se dispone de técnicas específicas para detectar los procesos singulares que experimenta un rayo.

Por otra parte, las señales LF y VLF que se propagan a lo largo de la superficie terrestre, usadas desde hace años para detectar y localizar las descargas de retorno en rayos nube-tierra, también pueden utilizarse con idénticos fines para los rayos entre nubes, a pesar de que las señales que emiten estos son normalmente mucho más débiles que las de las descargas de retorno de los rayos nube-tierra. En el primer caso, se ha aplicado la tecnología de los sensores LF y VLF a la detección de descargas de retorno, localizando los componentes de la señal VLF que se propagan miles de kilómetros y se reflejan entre la ionosfera y la superficie terrestre. Esta propagación de largo alcance permite detectar algunos rayos nube-tierra en zonas alejadas en las que no se pueden instalar sensores.

Por otro lado, el método de tiempo de llegada emplea las pequeñas diferencias de tiempo de recepción de la señal entre cada pareja de detectores para determinar el punto de impacto. En las redes de detección de rayos más avanzadas (siempre que dispongan de al menos cuatro sensores) se emplea una técnica combinada, es decir, se calcula la posición por ambos métodos obteniendo una ubicación mucho más precisa. Este método combinado se denomina IMPACT.

Cualquier método que trate de determinar la posición de un rayo nube-tierra está basado, bien en la localización de la dirección, bien en el tiempo de llegada, o en una combinación de ambos. Los sistemas de localización direccional emplean dos o más sensores que miden el acimut (ángulo desde la dirección norte verdadera) entre el sensor y el rayo. El conjunto de acimuts, determinados por dos antenas perpendiculares, proporcionará la posición de los rayos mediante el uso de radiogoniometría (estudio trigonométrico de las señales).

2.1. Localización

La localización del punto de impacto de un rayo es un cálculo en el que intervienen variables temporales y angulares con ciertos errores intrínsecos que se propagan dando lugar a una incertidumbre en la localización. Esa incertidumbre viene expresada por el área de una elipse, definida de manera que la probabilidad de que el rayo haya caído dentro de ella es del 50 %. Esa elipse de confianza se describe en términos de su semieje mayor, la orientación del mismo respecto al norte y su excentricidad. Así, por ejemplo, si un rayo es detectado por dos sensores lejanos la elipse resultante será bastante excéntrica, con su semieje mayor alineado entre los dos puntos de detección. Por el contrario, si es detectada por varios sensores desde varios ángulos la elipse tenderá a ser más pequeña y circular.

2.2. Consistencia

La consistencia entre las mediciones de los sensores que contribuyen a la localización de un rayo se evalúa calculando, para todas las variables, el estadístico chi-cuadrado reducido. El valor que alcance informará de la consistencia, del grado de acuerdo entre los distintos puntos de medida que contribuyen a la localización del rayo. Un chi-cuadrado mayor que 10 revela la existencia de problemas para establecer el ángulo o el tiempo. Se consideran aceptables los registros etiquetados con valores de chi-cuadrado entre 3 y 10, y óptimos cuando chi-cuadrado vale entre 1 y 3.

2.3. Red de Detección de Rayos (REDRA) de AEMET

El sistema de detección de rayos de AEMET en Canarias se instaló a mediados de 2005 y consiste en 5 detectores modelo LS7000 de Väisälä, que emplean tecnología IMPACT para la localización. Dichos detectores se hallan instalados en los aeropuertos de El Hierro, La Palma, Lanzarote, Tenerife Norte y Gando (Gran Canaria). En septiembre de 2009 el detector de El Hierro quedó fuera de servicio, pasando la red canaria a disponer de 4 equipos. Este número es suficiente para el empleo del método de localización IMPACT. Además, España cuenta con otros 14 detectores en territorio peninsular y 1 en Illes Balears. Por otro lado, Météo-France y el Instituto Meteorológico de Portugal aportan los datos de 10 y 4 de sus detectores, respectivamente. Los registros proporcionados por estos 33 detectores se concentran en un sistema de cálculo y localización en la sede central de AEMET, capaz de localizar los rayos caídos con una precisión de 100 m y de detectarlos con una eficiencia, en territorio peninsular, del 90 % (del total de rayos caídos). Dentro del área del estudio, entre Madeira y Canarias, el número medio de detectores que intervienen en la detección de un rayo es de 3,5 (el mínimo ha de ser 2), pero hay rayos que han sido registrados hasta por 13 detectores.

2.4. Eficiencia

La eficiencia se define como el porcentaje de rayos que caen pero no son detectados por la red. Un 100 % de efectividad implicaría que todos los rayos caídos son detectados.

Ninguna red tiene un 100 % de eficiencia, este valor depende entre otras variables de la topología de la red, del tipo de detectores, del método de localización, del tipo de rayo y de la estación anual, siendo muy difícil caracterizarla. La eficiencia de REDRA en Canarias no está aún determinada de manera cuantitativa. Sin embargo, cualitativamente se pueden inferir algunas de sus propiedades. Primero, los sensores se disponen según el eje del archipiélago lo que garantiza que los rayos que caen dentro del mismo son mayoritariamente detectados por más de dos sensores. Por otro lado, fuera del archipiélago, es esperable que la eficiencia de la red disminuya rápidamente y en una proporción mayor en longitud (eje W-E) que en latitud (eje N-S) debido a la disposición W-E de los detectores. En tanto la eficiencia no esté cuantificada, es importante hacer constar que el número de rayos detectados es siempre un valor mínimo en relación a los rayos caídos, siendo este error más acusado cuanto más lejos se esté de las aguas internas de las islas.

2.5. Red espacial

Aparte de los sistemas de detección terrestres también se encuentra operativa una red espacial de detección de rayos. El Sensor LIS (*Lightning Imaging Sensor*) a bordo del satélite polar EOS, a 402 km de altura, es un sofisticado instrumento que detecta y localiza rayos que se producen en la región tropical y subtropical. Registra el tiempo de ocurrencia de un rayo, mide la energía (radiación) electromagnética y estima su localización tanto durante el día como durante la noche con gran eficacia. No obstante, su navegación en un satélite polar limita a 90 s el tiempo de detección sobre cada pixel individual a lo largo de la franja por la que sondea, lo que dificulta el estudio particularizado de la evolución de núcleos convectivos, proporcionando en su lugar una especie de instantánea de la actividad eléctrica que resulta muy útil para establecer climatologías. Otro instrumento usado para detectar la distribución y variabilidad del conjunto total de rayos, el OTD (*Optical Transient Detector*), fue desarrollado por la NASA y montado en el satélite *Microlab 1*, que estuvo en funcionamiento entre 1995 y 2005, proporcionando registros, esta vez de latitudes altas. Con ambas aportaciones se han elaborado climatologías globales de rayos con series desde mayo de 1995 hasta marzo de 2000 (OTD) a las que LIS añade el tramo 1998-2010.

2.6. Registros

El registro de un rayo se almacena como una cadena de campos, unos temporales (año, mes, hora y minuto), otros de localización espacial (latitud y longitud), de parámetros físicos (intensidad, polarización, multiplicidad), de exactitud en la localización (acimut de la elipse de error, ejes mayor y menor de la elipse), y de consistencia de las medidas que realiza el conjunto de los detectores que registran un rayo.

3. PROCEDIMIENTO

3.1. Fuente de datos

Los datos para la realización de los análisis que siguen a continuación han sido proporcionados por las cinco estaciones de la Red de Detección de Rayos (REDRA) de AEMET en Canarias durante los diez últimos años (2006-2015).

3.2. Áreas de estudio

Se ha trabajado con dos áreas, una primera amplia (área A), entre latitudes 24° N y 35° N y longitudes 22° W y 10° W, que abarca Madeira y Canarias; y otra segunda (área B), mucho menos extensa, anidada en la primera y ajustada al archipiélago canario, entre $27,5^{\circ}$ N- $29,5^{\circ}$ N y $13,0^{\circ}$ W- $18,5^{\circ}$ W.

3.3. Tratamiento

El área A proporciona 606 401 registros de rayos de calidad como mínimo aceptable. Se utilizarán estos datos para los análisis en los que la localización del rayo no sea relevante. Para el cómputo de los días de tormenta y la densidad de rayos, además de la consistencia, se impondrán condiciones más restrictivas en la localización (eje mayor de la elipse < 6 km y semieje menor < 3 km), con lo que el conjunto de datos se reduce a 354 205 rayos. En el área B, el set de datos es de 89 340 rayos, a los que solo se les exige una consistencia aceptable (chi-cuadrado < 10). Un sistema de información geográfica, por otra parte, ayudará a discriminar los rayos registrados en tierra de los caídos en el mar, así como a calcular y representar la densidad de rayos.

4. DISTRIBUCIÓN TEMPORAL

4.1. Anual

En promedio se puede decir que en el área B se producen unos 9000 rayos al año, pero ese valor deja de ser representativo cuando se ven las variaciones tan importantes que se dan entre unos años y otros. Así, el año 2010 fue el de mayor actividad tormentosa con diferencia, llegando a acumular 23 290 rayos, lo que representa más del doble de la media anual y más de la cuarta parte del total de la década. Al año siguiente, sin embargo, se registraron tan solo 3210, la cantidad más baja de rayos del decenio, casi ocho veces menos que en 2010. Además de la variabilidad interanual, el reparto diario de rayos en 2010 también fue desproporcionado, ya que el 86 % de los rayos del año se produjo en tan solo tres episodios de dos días de duración cada uno: 1-2 y 17-18 de febrero y 29-30 de noviembre.

Las causas de esta importante variabilidad interanual habría que buscarlas en cambios de cierta persistencia en los patrones circulatorios. Así, en 2010, se encontraron dos meses anómalos: febrero y noviembre. En febrero de 2010, el mes más lluvioso en el conjunto de España en los últimos 30 años, la circulación del vórtice circumpolar se caracterizó por una elevada frecuencia de situaciones en las que el flujo se bifurcaba en la zona occidental del Atlántico norte, de forma que la rama más meridional discurría sobre el área del Atlántico oriental y la península ibérica. Con esa circulación en altura se dan situaciones en las que se altera la disposición normal de los sistemas de presión en el Atlántico: hay bajas presiones en latitudes meridionales y altas en las septentrionales (índice negativo de la oscilación del Atlántico Norte). Esto afectó al tiempo de las islas Canarias al interrumpir el régimen normal de los alisios. Por otra parte, en noviembre las islas también se vieron afectadas por bajas situadas en el Atlántico oriental, en latitudes entre 30° N y 40° N, que trajeron lluvias intensas y vientos fuertes tanto en la mitad sur de la Península como en las islas Canarias, donde quedó interrumpido el régimen de alisios.

4.2. Mensual

Casi al revés de lo que sucede en la Península, donde el grueso de las descargas eléctricas (90 %) se produce en los meses de primavera y de verano, en Canarias apenas se producen rayos entre abril y, hasta el año pasado, agosto. La temporada de tormentas se desarrolla con la llegada al archipiélago de borrascas atlánticas entre los meses de octubre y marzo, con participaciones ocasionales de agosto, cuando las islas se ven afectadas por sistemas de naturaleza subtropical o por sistemas convectivos mesoescalares originados en el continente africano. La última aportación de agosto al cómputo de rayos se produjo el año pasado y no fue pequeña, pues generó hasta un 7 % del total del decenio, igualando prácticamente a la contribución mensual de enero en ese periodo. Hay que decir que no ha sido el único mes de agosto con tormentas. Aunque infrecuentes en ese mes, hay registros de tormentas en los meses de agosto de 1953, 1989, 1992, 2004, 2005, 2007 y 2011, afectando a las islas orientales como mínimo. Del semestre de tormentas, el trimestre octubre-diciembre acumula el 62 % de los rayos y el de enero-marzo el 24 %. En el área B, el mes de noviembre es el más activo en el mar (26 %), mientras que en tierra la actividad máxima se desplaza a diciembre (26 %).

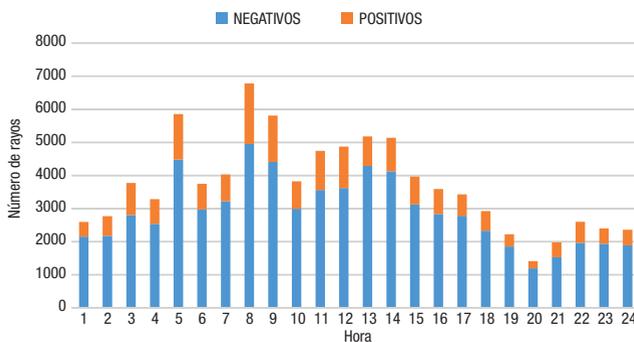


Figura 1. Distribución horaria de rayos en el área de Canarias.

4.3. Horaria

Así como la hora de mayor actividad tormentosa en zonas continentales está entre las 15.00 y las 18.00, hora local, siguiendo el ciclo de la radiación solar, en la zona de Canarias además del patrón del ciclo diurno, que acumula el 68 % de los rayos, hay otro de naturaleza subtropical: los máximos del amanecer y de las últimas horas del día, que comparte con zonas del Atlántico y del Pacífico subtropical, que respondería del otro 32 %.

En la figura 1 se representa la distribución horaria de los rayos positivos y negativos en el área B. Si no se tienen en cuenta por el momento los valores máximos registrados a las 4, 7 y 8 UTC (hora solar), la evolución horaria resultante parece ir al compás del ciclo de la radiación diurna, con un máximo a mediodía y un mínimo que, de seguirlo fielmente, debería situarse en las horas finales de la noche y no a las 19 UTC, como de hecho hace, para luego volver a crecer hasta alcanzar un máximo relativo e inesperado a las 21 UTC. Inesperado porque el análisis mensual revela la notable contribución al mismo de las recientes tormentas de agosto de 2015 de las que se tratará al final. En cualquier caso, el máximo secundario de las 21 UTC, apreciable ya antes de agosto de 2015, si bien mucho menos prominente, tiene en los sistemas convectivos de mesoescala y de naturaleza subtropical que se originan en el continente africano a sus principales contribuyentes. Junto con el máximo secundario de las 21 UTC, los máximos principales de las 4 UTC y de las 7-8 UTC son rasgos que la zona de Canarias comparte con la climatología del golfo de México, que presenta similar distribución horaria en la zona marítima del golfo, con un máximo principal entre las 7 y las 9 que acumula el 22 % de los rayos, y asimismo un repunte entre las 21-24.

Este repunte nocturno de la actividad tormentosa también se aprecia en las zonas marítimas del Caribe, Pacífico tropical y, sobre todo, del Pacífico subtropical.

A diferencia de lo que sucede en el área B, el reparto horario de frecuencias en el área A sigue, muy suavizado, el ritmo del ciclo de la radiación diurna, de manera que es prácticamente uniforme durante las 24 horas del día, con un mínimo de actividad (3 % de los rayos) a las 23 UTC y un máximo entre las 9 (5 %) y las 13 UTC.

Este periodo de mayor actividad tormentosa entre las 0 y las 9 UTC es apreciable en ocho de los doce meses del año, siendo en diciembre y enero, con máximos a las 8 y a las 7 UTC, respectivamente, cuando se revela con más notoriedad. En febrero, abril y noviembre son más frecuentes por la tarde, entre las 14 y las 16 UTC, y en agosto a las 21 UTC.

Existen ligeras diferencias en este punto entre mar y tierra. Mientras en tierra la mayor actividad se da a las 8 UTC (12 %) y entre las 4 y las 5 UTC (15 %), las horas de máxima actividad en el mar están entre las 6 y las 13, con un máximo a las 9 UTC. Es posible aventurar algunas causas de esta actividad nocturna. Para que se produzcan tormentas nocturnas en total ausencia de forzamientos dinámicos y orográficos, como ocurre en el mar en este último caso, es necesario que a cierta altura haya una capa de nubes o un estrato de aire muy húmedo. La intensa irradiación nocturna puede hacer que una nube o estrato se enfríen, aumenten peso específico, desciendan y, ya en la superficie del mar, converjan con otras corrientes superficiales originadas siguiendo el mismo proceso en otra nube cercana. En las zonas de convergencia así formadas podrían forzarse desarrollos verticales que devendrían en tormentas. Cerca de las islas, el régimen nocturno de brisas o los vientos catabáticos a la salida de los barrancos, pueden interaccionar con las zonas de convergencia marítimas de las que se acaba de hablar y fortalecer en ellas la convección.

4.4. Rasgos insulares

Se detallan por islas algunos rasgos de sus distribuciones temporales de rayos:

- **El Hierro:** 124 rayos en 2006-2015. Octubre y sobre todo noviembre y diciembre, son los meses más proclives a las tormentas. La mayor actividad tormentosa se produce a las 9 UTC y durante la noche.
- **La Palma:** 1142 rayos en 2006-2015. Febrero y sobre todo marzo son los más tormentosos, entre ambos suman el 70 % de los rayos. Hora de mayor actividad: entre las 12 y las 16 UTC.
- **La Gomera:** 532 rayos en 2006-2015. Los meses más tormentosos: febrero (13 %), marzo (20 %) y sobre todo octubre (50 %). Las horas de máxima actividad tormentosa están entre las 6 y las 9 UTC.
- **Tenerife:** 4839 rayos en 2006-2015. Octubre es el mes más tormentoso, acumulando el 21 % de los rayos. Le sigue diciembre (38 %) y agosto (10 %). Las horas de mayor actividad tormentosa están entre las 4 y las 10 UTC, con un máximo a las 8 UTC.
- **Gran Canaria:** 987 rayos en 2006-2015. Noviembre (34 %), agosto (23 %) y febrero (13 %) son los meses que reciben más rayos. Las horas de mayor actividad en noviembre están entre las 2 y las 3 UTC y, en menor medida, entre las 12 y las 16 UTC. En agosto, sin embargo, los rayos se registran entre las 20 y las 22 UTC.
- **Fuerteventura:** 554 rayos en 2006-2015. Noviembre (46 %), marzo (21 %) y diciembre (14 %) son los meses más tormentosos. La mayor actividad en noviembre y diciembre se da entre las 2 y las 5 UTC y a las 14 UTC en marzo.

- **Lanzarote:** 64 rayos en 2006-2015. Los meses con más rayos son marzo (39 %), febrero, noviembre y diciembre (todos entre el 15-17 %). La máxima actividad en marzo se da entre las 13 y las 15. En febrero, noviembre y diciembre es mayor a primeras horas del día.

4.5. Episodios de más de 1000 rayos

El 88 % de los rayos del área B se registra en tan solo 22 días de más de 1000 rayos cada uno. Hasta el año pasado estos episodios solo se habían producido en los meses del semestre de octubre-marzo; en 2015 se producen dos casos en agosto, los días 12 y 13.

5. DISTRIBUCIÓN ESPACIAL

5.1. Latitud y longitud

Dentro del área A la variación del número de rayos respecto a la longitud tiene forma de campana muy apuntada, con un máximo en torno a 16° W (9343 rayos), entre Gran Canaria y Tenerife, para descender de forma acusada hacia el este (2000 rayos en 10° W) y todavía más hacia el oeste (300 rayos en 20° W). Dada la disposición longitudinal de los detectores, esta configuración está en buena medida causada por la pérdida de eficiencia del sistema de detección en los márgenes oriental y occidental. En la variación del número de rayos con la latitud se aprecian dos máximos principales de 7730 y 5675 rayos en 30,5° N, entre las islas de Madeira y las Salvajes, y 28,3° N, a la altura de Tenerife. Hay además dos secundarios, uno en 29,5° N, entre las islas Salvajes y Canarias (4610 rayos) y otro en 27,3° N (4618 rayos), justo al sur de Canarias. Entre esos máximos se disponen mínimos en 29° N (3350 rayos) a la altura de Lanzarote y en 30° N (3751 rayos) a la altura de las Salvajes. Esta configuración parece sugerir un comportamiento de naturaleza ondulatoria para el que es difícil hallar fundamento meteorológico.

5.2. Densidad de rayos

Se analiza a continuación la distribución espacial a través de dos conceptos. El primero es de interés para la ingeniería y el segundo para la meteorología. También se verá la relación que hay entre ambos. La densidad de rayos se calcula compartimentando el área de estudio en celdas de 0,1° (resolución) y contando los rayos que caen en cada celda a lo largo de los 10 años de estudio. Así, el valor medio de la densidad de rayos para el área B resulta ser de 0,07 rayos/km²/año, en buena sintonía, como se verá, con la frecuencia media anual de rayos obtenida por los detectores satelitales OTD y LIS para la zona.

En el mapa de la figura 2 se aprecia una zona de máxima densidad de rayos en forma de horquilla sobre la isla de Tenerife, orientada de suroeste a noreste, una de las direcciones principales de tránsito de temporales de precipitaciones intensas, con los que la actividad tormentosa guarda fuerte relación. El brazo septentrional de la horquilla cruza el sur de La Gomera y entra por Tenerife a la altura del acantilado de Los Gigantes (densidad: 0,35 rayos/km²/año), para luego girar hacia el pico del Teide (densidad: 0,43 rayos/km²/año) donde viene a unirse con el brazo meridional que, resbalando por la vertiente suroeste del municipio de Arona (densidad: 0,36 rayos/km²/año), abandona la isla por la punta sur, girando finalmente al suroeste hasta alinearse con el brazo superior. De nuevo en el pico del Teide, el eje de la horquilla se prolonga hacia el noreste, a lo largo del litoral de Güímar, Candelaria

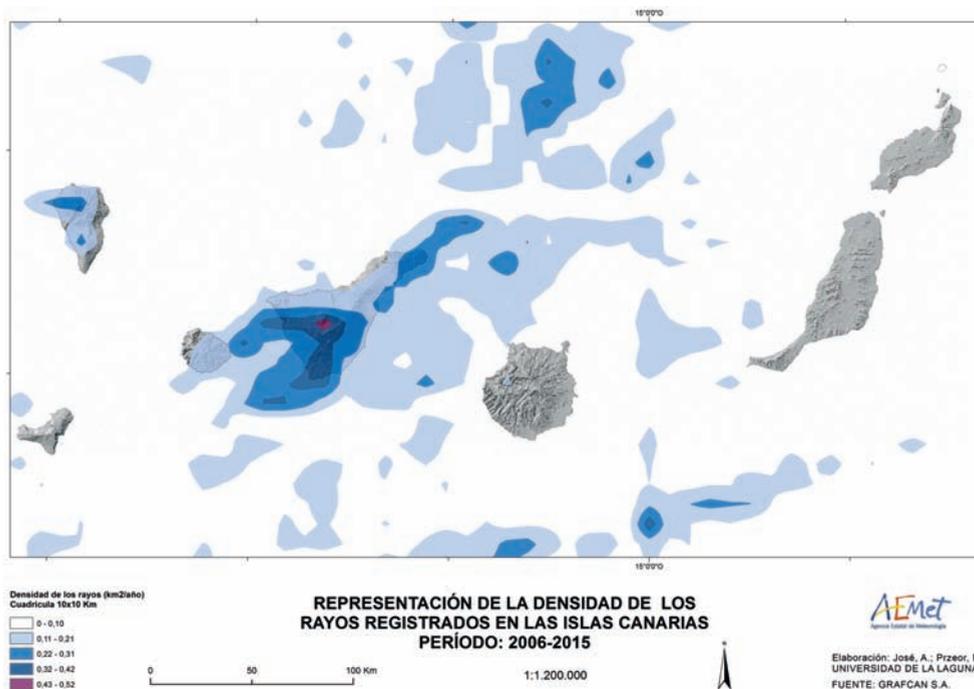


Figura 2. Densidad de rayos.

y Santa Cruz de Tenerife, para acabar adentrándose en el océano, como huella de un proceso convectivo de naturaleza ondulatoria originado en el pico Teide.

Las otras dos áreas de mayor densidad en tierra se localizan en La Palma, en sus zonas de mayor altitud. La primera en el Roque de los Muchachos (densidad: 0,24 rayos/km²/año), desde donde se extiende hacia el oeste adentrándose en el océano; la segunda, en la Cumbre Vieja (0,228 rayos/km²/año).

En el área A, el punto de mayor densidad de rayos se sitúa a unos 120 km al noroeste de las islas Salvajes (densidad: 0,66 rayos/km²/año). Unos 60 km al norte de este punto y a unos 140 km al sur de Funchal, se encuentra otro máximo relativo de densidad (0,40 rayos/km²/año).

Vistos los resultados obtenidos con una resolución de 0,1° (0,07 rayos/km²/año), el acuerdo con la frecuencia media anual de rayos elaborada en el periodo 1995-2010 por los detectores satelitales OTD y LIS para el áreas de Canarias: 0,1-0,2 rayos/km²/año (con una resolución de 0,5°) parece más que aceptable, considerando que estos detectores satelitales contabilizan, además de los rayos nube-tierra, los rayos nube-nube, los cuales representan el 75 % del total de las descargas.

5.3. Días de tormenta

Un *día de tormenta* es un día en el que se escucha al menos un trueno durante la observación meteorológica. Esta observación se anota normalmente en las estaciones. Si se compartimenta de nuevo la zona de estudio en celdas de 0,1° (~ 100 km²) y se cuenta el número de días en los que ha caído al menos un rayo en cada una de ellas, se obtiene una representación

similar a la que se obtiene de la observación clásica que se realiza en las estaciones, tanto mejor cuanto más se aproxime el tamaño de la celda a la distancia de escucha de un trueno. En la figura 3 se representan los días de tormenta así calculados. Sorprende ver que el máximo en la densidad de rayos de La Palma no tiene su correlato en días de tormenta. También lo pierde el brazo meridional de la horquilla de densidades de Tenerife.

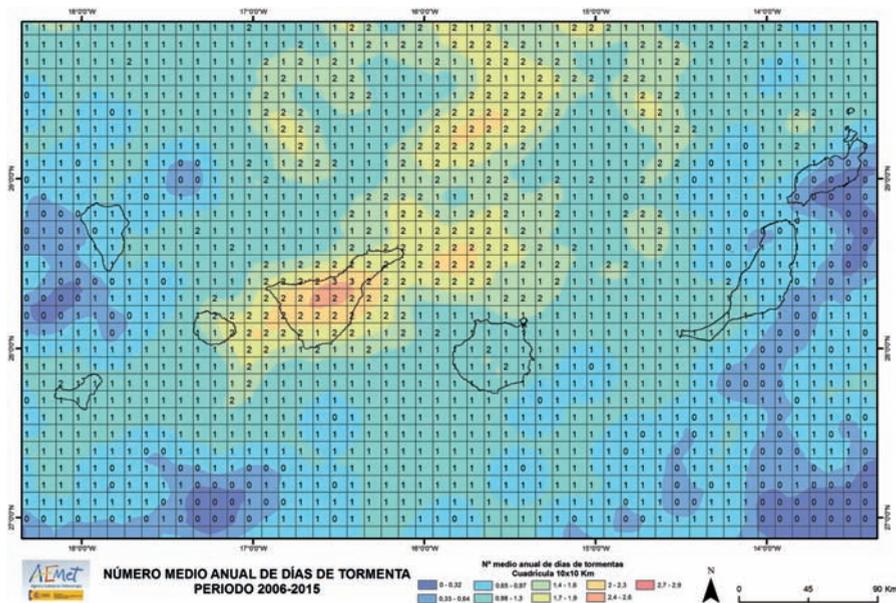


Figura 3. Días de tormenta.

5.4. Relación entre los días de tormenta y la densidad de rayos

Si el número total de rayos que cae en una zona es lo que interesa a los meteorólogos, los ingenieros dedicados a temas de protección y seguridad están más interesados en el número de rayos que caen en una región particular a lo largo de un intervalo de tiempo. Generalmente esa cantidad se expresa como el número de rayos que caen por km^2 y año. Este número se obtiene directamente de la localización de los rayos que caen en una zona determinada. Sin embargo, al no haber sistemas de localización en muchas partes del globo, los científicos han empezado a obtener este parámetro usando lo que llamamos día de tormenta, el día en el que se escucha al menos un trueno, ya que existe una relación potencial bastante buena ($R^2 = 0,5$) entre los días de tormenta (T_d) y la densidad de rayos (N_g), que en la zona de Canarias resulta ser: $N_g = 0,4 \cdot T_d^{1,42}$. No hay, sin embargo, una relación universalmente válida, los parámetros (0,4 y 1,42) varían de una zona a otra, pero la expresión obtenida para Canarias es muy similar a la que se utiliza comúnmente: $N_g = 0,4 \cdot T_d^{1,25}$.

6. PARÁMETROS FÍSICOS

6.1. Polaridad

La polaridad depende, obviamente, de la localización de los polos de carga eléctrica. Si el positivo está en la nube y el negativo en el suelo se tiene un rayo positivo. Si las

posiciones están intercambiadas, un rayo negativo. Los positivos, para los que hay momentos y procesos más propicios, como la fase de disipación de las tormentas, las tormentas invernales, las nubes de poco desarrollo vertical que conforman las zonas de arrastre estratiforme en sistemas convectivos de mesoescala, las tormentas severas o las formadas sobre incendios forestales o zonas contaminadas por humo, son más infrecuentes que los negativos. Globalmente, la frecuencia de rayos positivos es el 10 % y la de negativos, el 90 %, porcentajes que difieren significativamente de los registrados en el área A de este estudio, en la que los positivos suponen el 21 % del total y los negativos el 79 % restante. También hay ligeras diferencias entre los porcentajes de rayos positivos registrados en tierra (18 %) y en el mar (21 %). La proporción de positivos es máxima (32 %) a las 4 UTC en tierra y a las 11 UTC (25 %) en el mar. Los meses de enero y julio presentan las tasas más altas de rayos positivos, 35 % y 41 % respectivamente, mientras que marzo registra la mínima (10 %).

6.2. Multiplicidad

Un rayo está compuesto de una secuencia de descargas de retorno, desde una hasta más de veinte. Ese número de descargas es lo que se conoce como *multiplicidad*. Lo más normal es que un rayo se descargue en 3, 4 o 5 veces, pero se han registrado casos de multiplicidad 26, de una duración de 2 segundos. En muchos casos, las descargas sucesivas contactan con la superficie terrestre en el mismo punto de impacto de la primera descarga. Sin embargo, un 30-50 % de los rayos contiene descargas que caen en diferentes puntos de impacto, separados entre sí desde unas decenas de metros hasta varios kilómetros. A efectos prácticos, algunos investigadores computan un rayo como el conjunto de todas las descargas que impactan a menos de 10 km entre sí en el intervalo de 1 segundo.

En el área B, la multiplicidad promedio de los rayos es de 2,7, pero adquiere valores de entre 1 y 15. Entre mar y tierra hay pequeñas diferencias: el 28 % de los rayos se descarga en una vez (multiplicidad 1) si caen en tierra, mientras en el mar es el 32 %.

6.3. Intensidad

La *intensidad* de una corriente eléctrica es la cantidad de electricidad o de carga eléctrica que circula por un circuito en la unidad de tiempo. Su unidad es el amperio (A). El rango de intensidades de un rayo va desde unos pocos kiloamperios (kA) hasta 300. Por zonas, la de mayor intensidad media de rayos (55-60 kA) se sitúa en Lanzarote, en la mitad occidental de Puerto del Rosario y la costa oriental de Tegui. La intensidad de los rayos caídos en el mar dobla el valor de la de los registrados en tierra. En valor medio, la intensidad presenta un mínimo entre Tenerife y Gran Canaria, con amplias zonas de 3 a 15 kA entre ambas islas, aumentando hacia los extremos oriental y occidental (15-30 kA). Por meses, la intensidad de los rayos es mayor entre diciembre y marzo, registrando algo más de 20 kA de media. Decece en abril y mayo hasta alcanzar un valor mínimo (9 kA) en julio. En agosto experimenta un repunte hasta los 17 kA, desciende hasta los 14 kA en septiembre e inicia de nuevo el ascenso hasta los 20 kA de diciembre.

Las horas de mayor intensidad son las 9 y las 11 UTC, ambas ligeramente por encima de los 20 kA. Las de menor intensidad se dan entre las 4 y las 5 UTC, ligeramente por debajo de los 15 kA.

En cuanto a la polaridad, en valor absoluto, los rayos positivos son, en promedio (12,0 kA), menos intensos que los negativos (-20,2 kA).

7. EPISODIO DE LOS DÍAS 12 Y 13 DE AGOSTO DE 2015

Se finaliza esta breve reseña con el episodio de tormentas ocurrido la noche del 12 al 13 de agosto de 2015, principalmente en el canal de Anaga-Agaete (situado entre las islas de Tenerife y Gran Canaria). Las descargas registradas durante dichos días fueron 4339 y 1446, respectivamente. Llama la atención este inusual número de descargas, al menos en los registros que se tienen en la zona de los últimos 10 años (2006-2015), concretamente durante el verano (figura 4).

A raíz de este evento se buscó información sobre las posibles causas de tal intensificación de la actividad eléctrica, dado que los modelos en principio no la reflejaban y tampoco las condiciones convectivas/inestabilidad según datos de sondeo, etc. parecían explicarlo exactamente. Además, dichos modelos preveían registros mayores de precipitación de los que realmente se dieron. Puede que la clave de estas discrepancias esté en el remanente de polvo atmosférico procedente del continente africano (calima) que se mantuvo en la zona durante varios días, tanto por recirculación como por nuevos aportes, principalmente en niveles medios-altos de la atmósfera, según se observa en la figura 5.

En los últimos años ha aumentado el interés por el papel que juegan los aerosoles en la modulación de la microfísica y la dinámica de la nube, y por consiguiente en la precipitación y la actividad eléctrica (ROSENFELD *et al.*, 1999; ORVILLE *et al.*, 2001; WILLIAMS *et al.*, 2002; STEIGER Y ORVILLE, 2002).

África es la fuente de aerosol mineral más grande del mundo. El polvo procedente del Sahara afecta a todas las fases de la nube debido a sus propiedades como núcleos de hielo. SASSEN *et al.*, 2003, en su artículo “Tormentas de polvo del Sahara y los efectos indirectos del aerosol en la nubes: resultados del CRYSTAL-FACE”, hace alusión a los estudios de

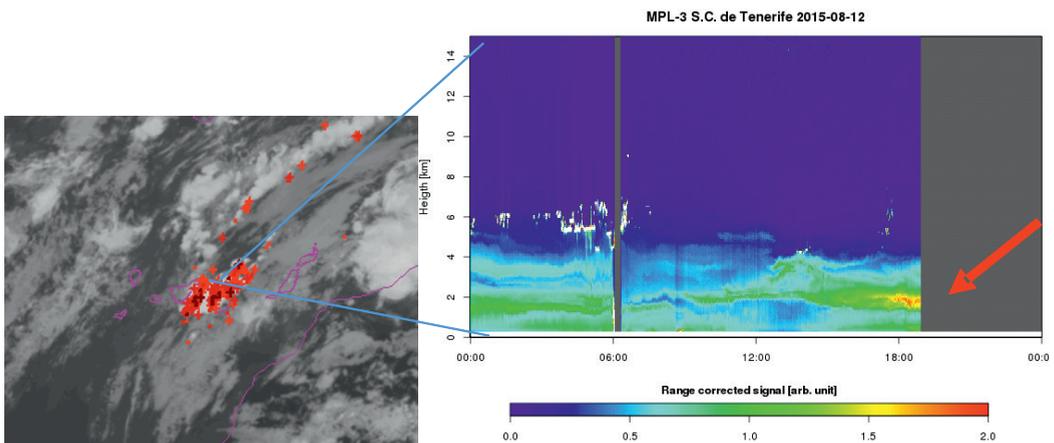


Figura 4. Imagen IR10.8 del 12 de agosto de 2015 a las 21 UTC (EUMETSAT), incluidas las descargas detectadas por la red de rayos de AEMET.

Figura 5. Gráfica lidar (tecnología que permite determinar la distancia que media entre un emisor láser y un objeto o superficie midiendo el tiempo de retraso entre la emisión del pulso de láser y su detección a través de la señal reflejada) en la tarde del día 12, antes de ser desconectado para la protección del equipo ante las descargas (Centro de Investigaciones Atmosféricas de Izaña).

ROSENFELD *et al.* (2001) en los que se indica que la presencia de polvo procedente de Sahara puede producir la glaciación de nubes (nubes medias) a temperaturas inusualmente cálidas, como $-8\text{ }^{\circ}\text{C}$. Aspecto este muy importante, porque para que se produzca en la nube la separación de cargas (que marca el inicio de la actividad eléctrica) es necesario la presencia de la fase de hielo (cristales de hielo y granizo blando) en coexistencia con las gotas subfundidas.

En esta línea también se puede encontrar una reseña de ALTARATZ *et al.* (2014), sobre la intensificación de la actividad eléctrica de las nubes por aerosoles-acoplamiento entre la microfísica y la dinámica de la nube.

Todos coinciden en que se trata de estudios no concluyentes pero muy prometedores y que más investigaciones en esta línea pueden acabar corroborando definitivamente esta teoría y, por tanto, ser de aplicación y utilidad en la predicción operativa en zonas afectadas por calima.

8. CONCLUSIONES

1. El análisis temporal de las descargas eléctricas en Canarias revela una notable variabilidad interanual asociada a cambios de cierta persistencia en los patrones circulatorios. La mayor parte de los rayos se registra, además, durante un reducido número de episodios.
2. En Canarias, la temporada de tormentas se desarrolla con la llegada al archipiélago de borrascas atlánticas entre los meses de octubre y marzo, con participaciones ocasionales de agosto, cuando las islas se ven afectadas por sistemas de naturaleza subtropical o por sistemas convectivos mesoescalares originados en el continente africano.
3. En la zona de Canarias, además del patrón del ciclo diurno que acumula el 68 % de los rayos, hay otro de naturaleza subtropical que comparte con zonas del Atlántico y del Pacífico subtropical: los máximos del amanecer y de las últimas horas del día, que darían cuenta del 32 % restante.
4. Existe un razonable acuerdo entre la densidad de rayos obtenida con REDRA para el periodo 2006-2015 ($0,07\text{ rayos/km}^2/\text{año}$) y la frecuencia media anual de rayos elaborada en el periodo 1995-2010 por los detectores satelitales OTD y LIS para el áreas de Canarias ($0,1\text{-}0,2\text{ rayos/km}^2/\text{año}$), considerando que los detectores satelitales contabilizan también los rayos nube-nube y que estos representan el 75 % del total de las descargas.
5. La expresión de la densidad de rayos obtenida para el área de Canarias ($N_g = 0,4 \cdot T_d^{1,42}$) es muy similar a la utilizada en zonas templadas ($N_g = 0,4 \cdot T_d^{1,25}$).
6. La frecuencia de rayos positivos frente a negativos en el área de Canarias (2:5) duplica la frecuencia global de los mismos (1:5).
7. En valor medio, la intensidad de las descargas presenta un mínimo (3-15 kA) entre Tenerife y Gran Canaria, aumentando hacia los extremos oriental y occidental (15-30 kA), justo en sentido inverso que la densidad de rayos. Además, no se observa una intensificación de los rayos en tierra. Todo lo contrario, la intensidad de los registrados en el mar dobla el valor de la de los registrados en tierra.

8. El episodio de tormentas del 12-13 de agosto de 2015 dejó un número de descargas eléctricas inusualmente alto en los diez últimos veranos. Ni los modelos numéricos ni el sondeo termodinámico reflejaron las condiciones de inestabilidad necesarias para su desarrollo. La clave podría estar en el rol que el polvo atmosférico, suspendido durante varios días en la zona tras una intrusión de calima, pueda jugar en la intensificación de la actividad eléctrica.

BIBLIOGRAFÍA

Introducción

ENCYCLOPEDIA BRITANNICA.

RAKOV, V. Y UMAN, M. (2003). *Lightning, Physics and Effects*. Cambridge University Press.

Web de NOAA: <http://www.lightningsafety.noaa.gov/science/scienceintro.shtml>

Detección y procedimiento

ÁLVAREZ, E. Y ESPEJO, F. (2011). Caracterización sinóptica de los procesos convectivos en el interior del nordeste peninsular. Nota técnica 3. AEMET.

CECIL, D. J., BUECHLER, D. E. Y BLAKESLEE, R. J. (2014). Gridded lightning climatology from TRMM-LIS and OTD: Dataset description. University of Alabama, NASA.

VAISALA (2004). Manual de usuario del sistema de detección y localización de rayos VAISALA: CP Series™ CP7000™, CP8000™ USER'S GUIDE Vaisala 2004.

Web de NASA: <https://pmm.nasa.gov/trmm/lis>

Distribución espacial y temporal

ANDERSON, G. Y KLUGMANN, D. (2014): A European lightning density analysis using 5 years of ATDnet data, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 14, 815-829, doi:10.5194/nhess-14-815-2014.

HUFFINES, G. R. Y ORVILLE, R. E. (1999). Lightning Ground Flash Density and Thunderstorm Duration in the Continental United States: 1989-96. *Journal of Appl. Met. and Clim.*, July, 1013-1019.

KUCIÉNSKA, B., RAGA, G. B. Y RODRÍGUEZ, O. (2010). Cloud-to-ground lightning over Mexico and adjacent oceanic regions: a preliminary climatology using the WWLLN dataset. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto Mexicano de Tecnología del Agua.

PINTO JR., O., PINTO, I. R. C. A., DE CAMPOS, D. R. Y NACCARATO, K. P. (2009). Climatology of large peak current cloud-to-ground lightning flashes in southeastern Brazil. *Journal of Geophysical Research*, vol. 114.

WIKIPEDIA: "Keraunic level": https://en.wikipedia.org/wiki/Keraunic_level

Episodio de los días 12 y 13 agosto de 2015

ALTARATZ, O., KOREN, I., REMER, L. A. Y HIRSCH, E. (2014). Cloud invigoration by aerosols—Coupling between. *Atmospheric Research*, 140-141, 38-60.

PROESTAKIS, E., KAZADZIS, S., LAGOUVARDOS, K., KOTRONI, V. Y KAZANTZIDIS, A. (2016). Lightning activity and aerosols in the Mediterranean region. *Atmospheric Research*, 170, 66-75.

SASSEN, K., DEMOTT, P. J., PROSPERO, J. M. Y POELLOT, M. R. (2003). Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results. *Geophysical Research Letters*, vol. 30, no. 12.

WILLIAMS, E. R., PROSPERO, J. M. Y PHILLIPS, V. (2014). Comparison of African dust and Lightning Activity in the Area of Miami, Florida and the Gulf of Mexico. http://radarmet.atmos.colostate.edu/AT620/papers/African_dust_and_lightning_Final_report_with_figures.pdf

YANG, H. L., XIAO, H. Y HONG, Y. C. (2011). A numerical study of aerosol effects on cloud micro-physical processes of hailstorm clouds. *Atmospheric Research*, 102, 432-443.