

Coneixem els llamps?

Laura Trapero

abstract

Spectacular, powerful, and sometimes deadly, lightning is one of the most common weather phenomena during thunderstorms. Recent satellite data suggest that there are more than 3 million lightning flashes worldwide per day, or about 40 flashes per second on average. An average stroke can easily release 250 kilowatt per hour of energy, enough to operate a 100-watt light bulb continuously for more than three months. It is undoubtedly true that in thunderstorms a large amount of energy is generated and exchanged. These unpredictable electrical discharges are one of the natural phenomena that cause the most damage in terms of loss of human lives and in costly damage to transport and communication systems, electricity networks or forest fires. Despite the frequency and proximity of its occurrence, lightning is still not completely understood. The objective of this article is to explore in more depth the different mechanisms that cause lightning. We will examine the cumulonimbus generation, cloud electrification processes and finally the way in which the electrical discharge is released.

Els llamps són un dels fenòmens meteorològics més espectaculars i violents, de vegades fins i tot mortals, que tenen lloc principalment durant les tempestes. Segons mesures recents preses mitjançant satèl·lit, a la Terra es detecten uns 3 milions de descàrregues al dia, és a dir, una mitjana de 40 per segon. Si relacionem aquesta xifra amb l'energia que fàcilment pot alliberar una descàrrega (al voltant de 250 kWh), suficient per mantenir encesa una bombeta de 100 W durant més de tres mesos, queda clara la gran quantitat d'energia que es genera i s'intercanvia durant les tempestes. Les descàrregues elèctriques a l'atmosfera són, doncs, un dels fenòmens naturals que provoquen més danys, tant en pèrdues de vides humanes com en pèrdues milionàries pels danys causats als sistemes de transport i de comunicació, a les xarxes elèctriques o en incendis forestals. Malgrat la freqüència i la proximitat d'aquests fenòmens, l'origen dels llamps encara no és del tot conegut. En aquest article aprofundirem en els diferents esdeveniments que han de tenir lloc perquè es produeixi el llamp, des de la formació del núvol de tempesta fins a la manera com es desencadena la descàrrega, passant pels processos d'electrificació del núvol.



«El llamp es coneix com una descàrrega elèctrica transitòria d'alt corrent que té lloc a l'atmosfera de la Terra i amb un recorregut que es pot mesurar en quilòmetres»

(American Meteorological Society).

Els llamps es poden generar en tempestes de sorra, en erupcions volcàniques o fins i tot en explosions nuclears, però, a les nostres latituds, s'origina principalment en el cumulonimbus, el típic núvol de tempesta.

Les tempestes

Les tempestes són fortes perturbacions de l'atmosfera generades pels cumulonimbus i que van acompanyades de pluja intensa, neu o pedra, fort vent i llamps i trons. Es manifesten com a estructures més o menys organitzades i els centres actius que les formen s'anomenen cèl·lules. Segons la seva severitat, les podem classificar en tempestes ordinàries, multicèl·lulars, supercèl·lulars i línies de turbonada.

Els cumulonimbus es desenvolupen quan, amb inestabilitat atmosfèrica, masses d'aire relativament càlides i humides són forçades a elevar-se.

Si, a més, a les capes altes hi ha aire fred i sec, llavors la inestabilitat s'accentua i l'ascens és vigorós. Hi ha diversos factors que poden desencadenar l'ascens inicial (figura 1): la convecció, a causa de l'escalfament de la superfície del sòl; l'ascens frontal, quan xoquen dues masses d'aire amb temperatura i humitats diferents; i l'ascens orogràfic, quan les masses d'aire es veuen obligades a superar algun obstacle del relleu. En zones de muntanya, a més, trobem factors específics que poden originar aquest ascens, com és el cas de la convergència de masses d'aire a nivells baixos o la canalització a causa del relleu, per exemple a les valls. En aquestes zones, la convecció també es veu afavorida per l'orientació sud dels vessants i per superfícies amb albedo baix com poden ser les zones rocoses, on l'absorció de radiació solar és més elevada i l'escalfament de les capes d'aire superficials més efectiva (Whiteman, 2000).

A causa d'aquest forçament i de la inestabilitat present a l'atmosfera, les masses d'aire són més càlides i menys denses que l'ambient, per tant

1. Tenim inestabilitat atmosfèrica quan les parcel·les d'aire càlid i humit poden continuar eleuant-se i formar el cumulonimbus. Això passa si el gradient tèrmic vertical a l'atmosfera, és a dir, la disminució de la temperatura amb l'altitud, és més gran que el gradient adiabàtic sec (disminució de 0,98 °C cada 100 m) o que el gradient adiabàtic humit (disminució de 0,5 °C cada 100 m) en el cas que l'aire estigui saturat.

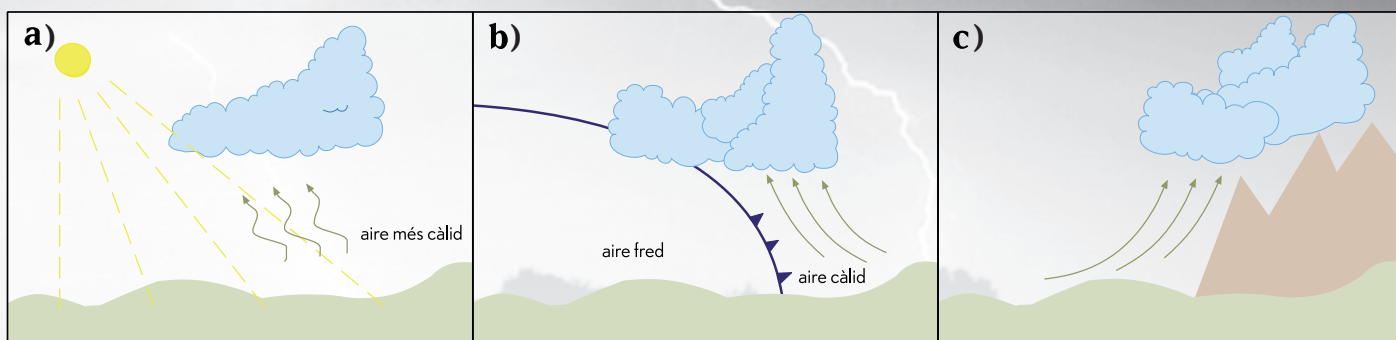


Figura 1. Factors que poden desencadenar l'ascens inicial: a) la convecció, b) el pas d'un front i c) l'orografia.

continuen el seu ascens refredant-se fins que el vapor d'aigua se satura, es condensa i, a partir de les gotes d'aigua, comença a créixer el núvol, més concretament un cúmul. Ens trobem a la *fase de formació* o *cúmul* de la tempesta. En condensar-se el vapor d'aigua, s'allibera calor latent de vaporització.² Aquesta aportació contínua d'energia calorífica reforça la convecció i els moviments ascendants, cosa que afavoreix un important desenvolupament vertical que dóna lloc als cumulonimbus, que poden arribar a altures de més de 12 km o fins a assolir la tropopausa.³ Ens trobem a la *fase de maduresa* de la tempesta (foto 1).

Dins el núvol, quan les masses d'aire es troben per sobre la isoterma dels 0 °C, part de les partícules d'aigua comencen a congelar-se, però d'altres, normalment les més petites, es mantenen en estat líquid a temperatures inferiors als 0 °C; són les anomenades partícules d'aigua sobrefredada. A partir dels -40 °C, ja només trobem cristalls de gel. En el rang de temperatures entre els 0 °C i els -40 °C, l'aigua líquida i els cristalls de gel coexisteixen i poden formar el calabruix⁴ (*graupel* en anglès).

Mecanismes d'electrificació del núvol

Conèixer en tot moment quines partícules formen el nucli de la tempesta, les seves propietats i els processos microfísics i dinàmics que hi tenen lloc és molt important per a l'estudi dels mecanismes d'electrificació que es desencadenen. Aquests mecanismes són processos complexos que s'originen a l'interior del núvol, donen lloc a una separació de càrregues elèctriques i creen importants camps elèctrics que poden originar els llamps. Tot i que existeixen



Foto1. El cumulonimbus incus es forma durant la fase de maduresa de la tempesta, quan el desenvolupament vertical és màxim i la presència de l'enclusa ens indica el límit de la troposfera.

diferents teories, globalment, aquests processos no són del tot coneguts.

Per a qualsevol mecanisme d'electrificació cal que existeixin, però:

- Processos a petita escala que electrifiquin els hidrometeors individualment, és a dir, que les partícules d'aigua, els cristalls de gel i el calabruix guanyin o perdin electrons.
- Processos que separin espacialment, dins el núvol, les partícules carregades segons la seva polaritat (positiva o negativa). S'originen així regions al núvol amb càrregues contràries separades per quilòmetres de distància.

Teoria de la precipitació

Es basa en el xoc entre partícules polaritzades,⁵ per tant necessita la presència d'un camp elèctric a l'ambient que indueixi les càrregues en els hidrometeors. Les partícules petites arrossegades pels corrents ascendants a l'interior del

núvol xoquen amb partícules més grans que, a causa del pes, no poden ser sostingudes per aquests corrents. Després del xoc, les partícules grans descendeixen amb càrrega negativa i les petites s'elevan amb càrrega positiva (figura 2).

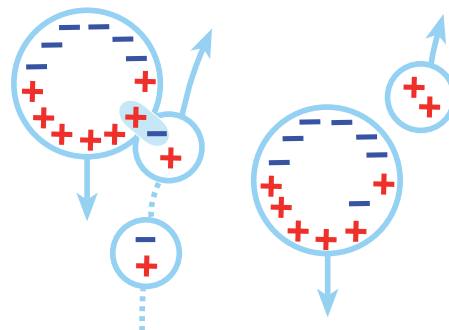


Figura 2. Xoc i transferència de càrrega entre dues partícules polaritzades.

2. Calor alliberada per la unitat de massa d'una substància quan canvia de fase gasosa a fase líquida, a pressió i temperatura constant.

3. És el límit entre la troposfera i l'estratosfera; es caracteritza per un canvi brusc de la variació de la temperatura amb l'alçada.

4. Grans blancs i opacs, aproximadament rodons (a vegades cònics) d'1 a 5 mm de diàmetre i amb la mateixa estructura que la neu. Són trencadissos i s'aixafen fàcilment. Es formen principalment amb una temperatura al voltant dels 0 °C, moltes vegades abans o al mateix temps que la neu ordinària.

Teoria de la convecció

En aquest mecanisme, les càrregues elèctriques les aporten fonts externes. S'originen en el transport de càrregues positives des de la superfície de la terra fins a la base del núvol mitjançant els forts corrents convectius ascendents. En aquest punt, les partícules d'aigua les atrapen i les transporten a les parts més altes del núvol. D'altra banda, els corrents descendents de la part externa del núvol transporten les càrregues negatives dels nivells superiors, produïdes per raigs còsmics, fins a la part inferior (figura 3).

Aquestes dues teories donen un model de núvol bipolar (figura 4), amb un nucli de càrregues elèctriques positives a la part superior i un de negatives a la zona inferior. Però el camp elèctric que es genera és només una part del total que es mesura durant les tempestes.

En realitat, l'estructura elèctrica dels núvols és més complicada. A partir d'experiències al laboratori s'ha desenvolupat una tercera teoria:

Teoria no inductiva

Aquest procés també es basa en el xoc entre partícules, concretament entre les partícules de calabruix que precipiten i els cristalls de gel més petits, a més de la presència d'aigua sobrefredada al núvol. Després de la col·lisió, a partir de la temperatura ambient a la qual es troben, les partícules es carreguen positivament o negativament (figura 4). És a dir, existeix una temperatura llindar entre els -10 i els -20°C (al voltant dels 6 km d'altura), depenent del contingut d'aigua del núvol, per la qual el signe de la càrrega elèctrica que adquireixen les partícules de calabruix que topen amb els

cristalls de gel s'inverteix. Per sota d'aquesta temperatura, les partícules de calabruix es carreguen negativament i, per sobre, ho fan positivament (Jayaratne, 1983).

Seguidament, a causa de l'acció de la gravetat, les partícules carregades es redistribueixen dins el núvol. S'obté, doncs, un model de núvol tripolar (figura 5), amb un nucli principal de càrregues positives a la part superior format per cristalls de gel, un nucli principal de càrregues negatives a les parts inferiors format per les partícules de calabruix i els cristalls de gel polaritzats per sota la temperatura llindar, i, finalment, un nucli secundari de càrregues positives a la base del núvol, format pel calabruix que ha adquirit càrrega positiva en els xocs que es produeixen per sota la isoterma de canvi de signe. Val a dir que l'origen d'aquest nucli secundari positiu és encara motiu d'investigació.

Actualment hi ha consens en l'opinió que aquest mecanisme és el dominant en els processos d'electrificació dels núvols, com a mínim durant les primeres fases de la tempesta (Saunders, 1993). Altres mecanismes, com el de la convecció, poden adquirir importància en fases posteriors de la tempesta.

Les primeres descàrregues

Un cop s'ha produït la separació de càrregues dins el cumulonimbus, el nucli principal de càrregues negatives a la base del núvol permet que, per inducció electrostàtica, la superfície de la terra que té per sota es carregui amb signe contrari, és a dir, positivament. El cumulonimbus actua com una gran pila: quan la diferència de potencial entre els nuclis de

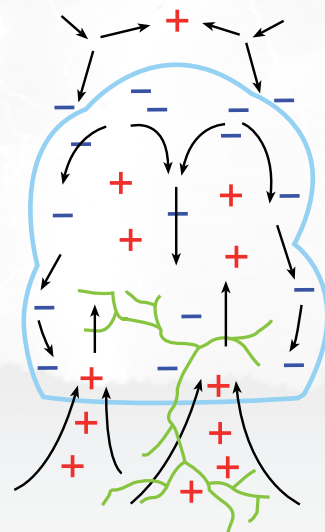


Figura 3. Representació del transport de càrregues dins el núvol a causa dels moviments convectius.

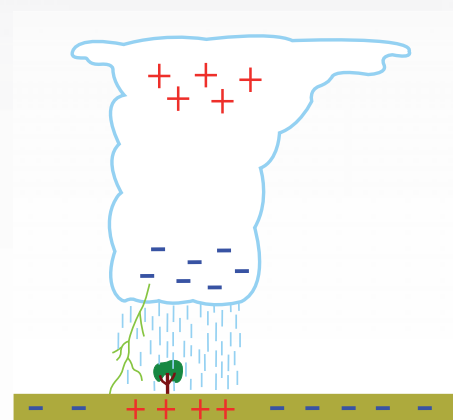


Figura 4. Esquema d'un model de núvol bipolar.

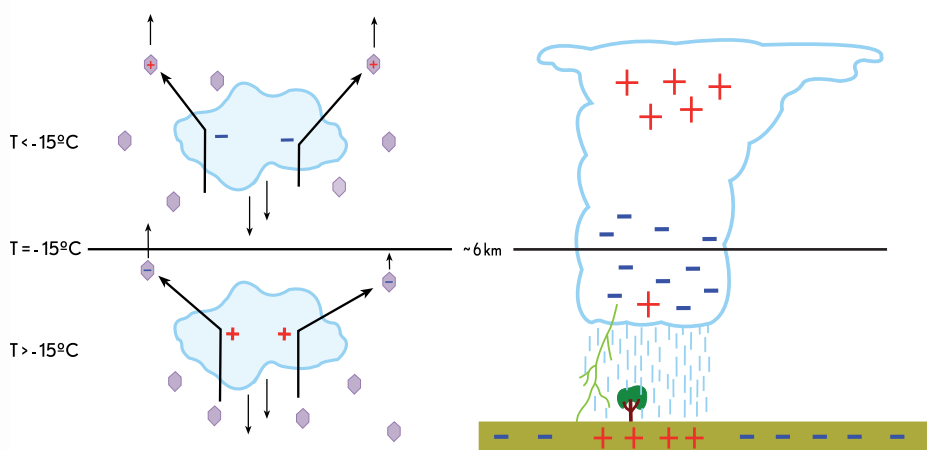


Figura 5. Esquema del xoc i l'intercanvi de càrrega entre els cristalls de gel més petits i els de calabruix, segons la temperatura a què es troba el núvol. A la dreta es pot observar la distribució vertical final de les càrregues en un model de núvol tripolar.



Foto 2. Imatge presa el 26 d'agost de 2006 durant una tempesta al nord de Milà (Itàlia). Es distingeixen les descàrregues a l'interior del núvol i els llamps núvol-terra.

càrrega contrària dins el mateix núvol o entre el núvol i la terra és prou gran ($2 \cdot 10^5$ V/m), és a dir, quan el camp elèctric que es genera és prou intens, apareixen les primeres descàrregues. L'objectiu és assolir un nou equilibri en la distribució de càrregues a l'atmosfera.

Gairebé sempre, els primers llamps tenen lloc dins el mateix núvol o bé entre dos núvols (llamps núvol-núvol (N-N)) i l'activitat d'aquest tipus de descàrregues internes és màxima durant la fase de maduresa de la tempesta. Pocs instants després apareixen les primeres descàrregues núvol-terra (N-T). La majoria dels llamps es produeixen dins els núvols, en una proporció del 80% N-N davant el 20% N-T de mitjana.

En una primera classificació dels llamps N-T en podem diferenciar dos tipus: els que transmeten càrrega elèctrica negativa a la terra (90%) i els que n'hi transmeten de positiva, que no són tan freqüents (10%). Parlem, doncs, de llamps negatius i llamps positius (figura 6). També existeixen les descàrregues que s'originen des de la terra cap al núvol (T-N), tant positives com negatives. Es creu que aquestes descàrregues es desencadenen només a partir d'objectes alts, o bé d'altres de no tan alts però situats als cims de les muntanyes.

Els llamps N-N no ens afecten gaire directament a nosaltres, ja que tenen poca reper-

cussió a la superfície, però poden ocasionar problemes als sistemes de telecomunicació i a l'aviació. En meteorologia són interessants per a tasques de vigilància, ja que apareixen durant la fase de formació de la tempesta, quan encara no es produeixen descàrregues N-T (foto 2).

Els llamps més estudiats són els N-T negatius, ja que són els que més danys directes o indirectes ens ocasionen. A continuació descriurem els processos que engloben.

Generació del llamp

A partir de les primeres investigacions, utilitzant mètodes òptics, es va demostrar que el procés s'inicia a partir d'una descàrrega preliminar a la part baixa del núvol que es coneix com a *ruptura* (figura 7a) (*breakdown*, en anglès) i que possiblement s'origina entre el nucli principal de càrregues negatives i el nucli secundari de positives. El procés continua amb l'aparició de la *guia esglaonada* (figura 7b) (*stepped leader*, en anglès), que descendeix a mane-

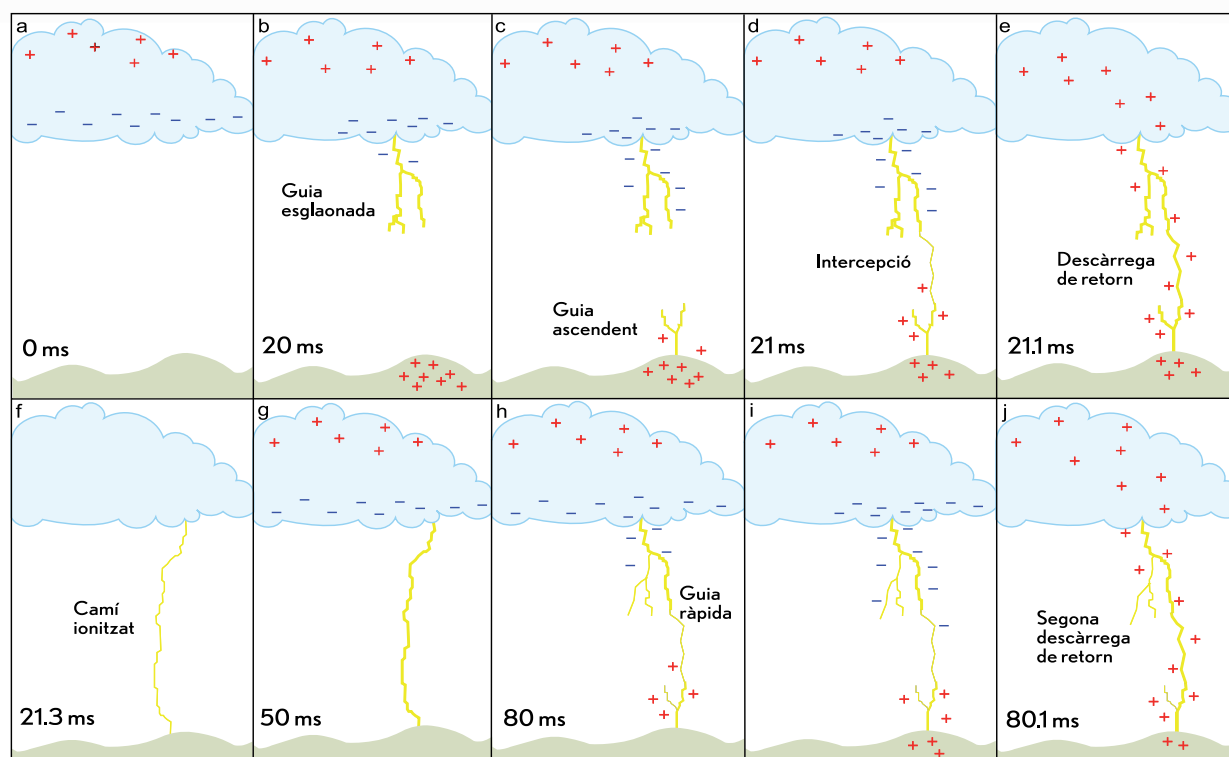


Figura 7. Descripció gràfica i temporal d'un llamp amb una descàrrega de retorn. L'escala temporal s'expressa en mil·lisegons (modificat de Uman, 1987).

6. Valors típics extrets de Rakov, 2003. Es basen en una extensa consulta de la bibliografia i de les publicacions de dades obtingudes experimentalment pel grup de recerca en llamps de la Universitat de Florida.

>>> ⚡ riscos naturals. coneixem els llamps?

ra de petits impulsos i es ramifica en diferents direccions cap a la terra. Típicament avança a manera d'impulsos d'uns 50 m de longitud i amb pauses de 50 microsegons entre cada un. Hi ha diversos factors que condicionen aquest avanç i que la comunitat científica investiga actualment, però de mitjana l'avanç es fa a una velocitat d'uns $2 \cdot 10^5$ m/s, és a dir que triga uns 20 ms a recórrer 3 km. Cal destacar que la guia esglaonada no transporta una gran quantitat de càrrega (0,1 a 1 kA) i és poc lluminosa.⁶

A mesura que s'apropa a terra, el camp elèctric de la superfície augmenta fins a valors que sobrepassen el valor de ruptura dielèctrica de l'aire, per la qual cosa l'aire s'ionitza i esdevé conductor ($E_c = 3 \cdot 10^6$ volts/m). En aquest moment, des de la terra s'inicien una o diverses *guies ascendents* o de connexió (figura 7c). Els punts més propensos a l'inici d'aquestes guies són les zones on el terreny presenta arestes, cims, objectes punxeguts o que sobresurten, a causa del que es coneix com a efecte punta, ja que és on s'acumula més densitat de càrrega. Aquest és el fenomen en què es basa el funcionament de la majoria de parallamps.

Quan una d'aquestes guies ascendents es troba amb la guia esglaonada es produeix la *intercepció* (figura 7d); això passa normalment més a prop de la terra que del núvol. En aquest instant, la guia esglaonada connecta amb el potencial de terra i s'inicia la transferència de càrrega. Aleshores es genera un flux de par-

tícules negatives cap a terra i, simultàniament, la *descàrrega de retorn* (figura 7e) (*return stroke*, en anglès), que es desplaça de terra cap al núvol amb una velocitat de propagació que oscil·la entre un terç i la meitat de la velocitat de la llum (300.000 km/s), amb una durada aproximada de 100 microsegons. La descàrrega de retorn transporta una gran quantitat de càrrega amb valors típics al voltant de 30 kA, però en alguns casos poden superar els 100 kA. Aquesta transferència de càrrega tan gran per un canal de només 2 cm de radi genera un augment sobtat de temperatura, amb un pic de fins a 30.000 graus kelvin (5 vegades la tem-

peratura de la superfície del Sol) i un augment brusc de la pressió de 10 atmosferes (10,33 kg/cm²) o superior. Els resultats d'aquest procés es tradueixen en una expansió explosiva de l'aire, que genera el tro que sentim, l'alliberació d'una gran quantitat d'energia lluminosa, que és la que nosaltres veiem, energia tèrmica i l'emissió de radiació. Malgrat que el llamp i el tro es generen simultàniament, no els percebem al mateix temps perquè la velocitat de la llum (300.000 km/s) és molt superior a la del so (340 m/s). Un cop veiem el llamp, el tro triga uns 3 segons a recórrer un quilòmetre, fet que ens dóna una idea de la proximitat de la tempesta.



Foto 3. Arbre amb una cicatriu ben visible a l'escorça (a l'esquerra de la fotografia) deguda a l'impacte d'un llamp que va travessar el tronc i va matar simultàniament unes 30 ovelles que s'hi havien resguardat de la pluja (Coll de la Botella, 22 de setembre de 2003).



Foto 4. Arbre encara fumejant després d'una tempesta a causa de l'impacte d'un llamp durant la tardor del 1993 a l'estació d'esquí de Pal.

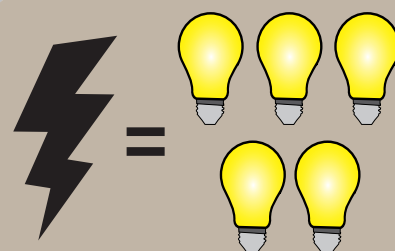
Immediatament després de la descàrrega de retorn, el *camí ionitzat* de mínima resistència es manté (figura 7f) i apareix un component de corrent continu (figura 7g) de 0,01-0,1 kA que pot durar uns 100 ms, és a dir, tres ordres de magnitud superior a la durada de la descàrrega de retorn. Malgrat que la intensitat de càrrega d'aquest component és inferior a la descàrrega de retorn, la seva durada permet que la transferència de càrrega transmesa sigui suficient per mantenir una temperatura elevada prou temps per produir els danys per efecte tèrmic o joule que s'associen als llamps. Alguns dels danys ocasionats són els incendis forestals (fotos 3 i 4) o els que es produeixen en el fuselatge dels avions. Si només hi ha una descàrrega de retorn i el procés acaba aquí, diem que tenim un llamp de descàrrega simple.

En general, si encara existeix càrrega disponible a la base del núvol, poden aparèixer noves descàrregues per aconseguir l'equilibri. S'inicia, doncs, una nova guia descendent que es coneix com a *guia ràpida* (figura 7h), ja que segueix el camí de mínima resistència ionitzat prèviament i, per tant, no s'observa l'estructura ramificada. En alguns casos, però, no el segueix completament i prop de la superfície es bifurca i genera una nova ramificació que impacta en un lloc diferent. Un cop la guia ràpida connecta amb la terra es produeix una *segona descàrrega de retorn* (figura 7i), més dèbil que la primera (10-15 kA). Aquest procés es pot repetir de mitjana entre 5 i 10 vegades. Llavors parlem d'un llamp de descàrrega múltiple. Aquest procés passa tan de pressa que el nostre ull no és capaç de distingir-lo i, de fet, només podem percebre un pampallugueig lluminós.

Els llamps núvol-terra positius no són gaire freqüents durant les tempestes d'estiu i se n'observen més durant l'hivern, quan l'activitat elèctrica és inferior. Aquests llamps són molt perillosos, ja que transmeten intensitats de càrrega molt elevades; s'han fet mesures directes de prop de 300 kA. En general duren més, només se sol produir una descàrrega de retorn i no tenen una estructura tan ramificada com els llamps negatius. La descàrrega, si es produeix des del nucli principal de càrrega positiva de la part superior del núvol, pot impactar bastant lluny de la tempesta (fins a 30 km). Aquest tipus de descàrrega es considera la principal causant dels incendis forestals.

Detecció dels llamps

A partir de la mesura de la radiació electromagnètica que emeten els llamps podem conèixer-ne la localització, la intensitat i altres característiques. Per prendre aquestes mesures s'utilitzen sistemes específics capaços de detectar l'activitat elèctrica a l'atmosfera (figura 8). Molts serveis meteorològics disposen d'aquest equipament, mitjançant el qual poden detectar les tempestes en temps real i estimar un pronòstic a curt termini de la trajectòria que poden seguir. Aquestes eines de teledetecció són molt útils per dur a terme tasques de vigilància en situacions meteorològiques de risc, per al control en el perill d'incendis, per gestionar xarxes de telecomunicacions o elèctriques i per conèixer el risc en activitats de lleure a l'exterior.



Quanta energia!

L'energia que s'allibera en tot el procés que origina el llamp pren valors al voltant de 10^9 - 10^{10} joules de mitjana. Per fer-nos-en una idea, aquesta energia és comparable a la que es necessitaria per mantenir enceses sense interrupció durant un mes cinc bombetes de 100 W. Però característiques com el fet que l'energia s'emeti en polsos de molt curta durada, o que una quantitat important es perdi escalfant l'aire o produint el tro, entre d'altres (la lluminositat, ones de ràdio, etc.), fan que l'energia emesa en el punt de contacte no sigui tan significativa. A tot això cal afegir que la probabilitat que un llamp impacti en un punt concret és molt baixa. A la pregunta si els llamps es podrien convertir en una nova font d'energia, hauríem de respondre que ara com ara, no. Abans hauríem de ser capaços de poder capturar aquesta energia eficientment i, el més important, hauríem de poder emmagatzemar-la.

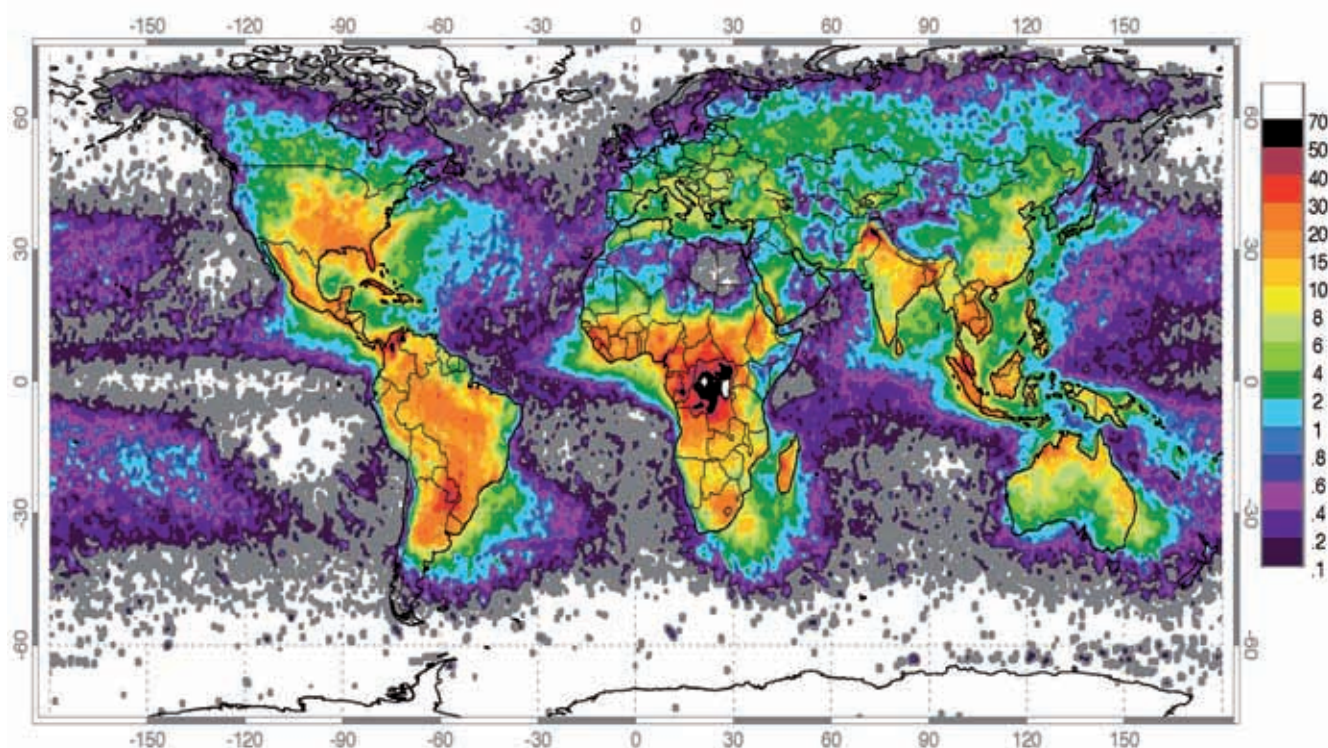


Figura 8. La imatge ens mostra la distribució anual mitjana de llamps a tot el planeta amb una resolució de 0,5°, és a dir, uns 50 km. La representació s'ha fet a partir de les dades enregistrades entre l'abril de 1995 i el febrer de 2003 mitjançant dos sensors instal·lats en satèl·lits, el LIS (Lightning Imaging Sensor) i l'OTD (Optical Transient Detector).



En cas de tempesta...

Prendre precaucions en cas de tempesta és ben senzill i en alguns casos ens poden oferir una protecció molt valuosa.

Si sou a casa... Tanqueu portes i finestres, desendolheu els aparells elèctrics, no utilitzeu el telèfon i apagueu la llar de foc.

Si sou al cotxe... Apugeu els vidres i tanqueu la calefacció o els passos d'aire. Es recomana no parar la marxa del cotxe i seguir una velocitat prudent.

Si sou al carrer o a l'aire lliure... Allunyeu-vos d'animals molls, reixes metàl·liques, vies de tren i línies elèctriques. Per protegir els animals, feu-los jeure i intenteu que es quedin immòbils.

En tots els casos s'ha d'evitar estar en contacte amb elements conductors com l'aigua o els metalls.

Si us trobeu a la muntanya...

Màxim risc on hi ha objectes que sobresurten (figura 9).

- Eviteu les crestes i els cims, baixeu al més de pressa possible evitant les arestes.
- Allunyeu-vos de tots els objectes metàl·lics (piolets, grampons, mosquetons...), com també de l'aigua (superfícies molles, rius, llacs...).
- Eviteu els arbres o els blocs aïllats.
- En zones planes, com que vosaltres sou el que sobresurt, asseieu-vos o poseu-vos en posició fetal, però sempre aïllant-vos al màxim de les roques i el terra mitjançant materials aïllants: corda, sac de dormir, motxilla...

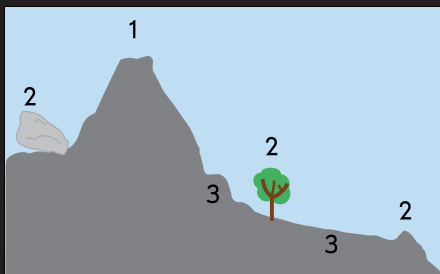


Figura 9. La freqüència dels impactes de llamp depèn del relleu i la morfologia local. 1) Els pics més alts reben impactes més sovint, 2) les arestes, els arbres i els blocs aïllats són zones amb risc d'impacte alt, 3) les zones planes i les arestes secundàries es poden considerar zones relativament segures, tot i que poden conduir el corrent d'impactes propers (modificat de Whiteman, 2000).

El meu agraïment a Massimo Campana, Gerard Martínez i Joan Puey per les fotos cedides per a aquest article, i a Nicolau Pineda pel material gràfic aportat.

Laura Traperó Bagué

Física i investigadora del CENMA.

Bibliografia

AMS (2000). *Glossary of meteorology*. American Meteorological Society.

SERVEI METEOROLÒGIC DE CATALUNYA (2004). «Els llamps. Detecció i seguiment de tempestes». *Publicacions breus del Servei Meteorològic de Catalunya*, Vol. 2.

ESTRADA, J. (2002). «Estudi sobre l'activitat tempestuosa a la vall central del Principat d'Andorra». *Horitzó*, 1:12-19.

GALLEGO, N. (2003). «Cadastre de riscos naturals a Andorra». *Horitzó*, 5:16-27.

MONTANYÀ, J. (2004). *Estudio de la carga eléctrica asociada al rayo: caracterización de las tormentas en Cataluña*. Tesi doctoral. Departament d'Enginyeria Elèctrica. UPC.

RAKOV, V. A.; UMAN, M. A. (2003). *Lightning. Physics and effects*. Cambridge University Press.

SAUNDERS, C. P. R. (1993). «A review of thunderstorm electrification processes». *J. Appl. Meteor.*, 32, p. 642-655.

UMAN, M. A. (1987). *The lightning discharge*. Nova York: Dover.

WHITEMAN, C. D. (2000). *Mountain meteorology. Fundamentals and applications*. Oxford University Press. p. 102-126.