

Caracterització de l'instant inicial de l'activitat elèctrica en tempestes

Autora: CRISTINA CARNERERO QUINTERO

Tutor: JOAN BECH, joan.bech@ub.edu

Facultat de Física, Universitat de Barcelona, Martí i Franquès 1, 08028 Barcelona, Spain*.

Abstract: Combinant la informació que proporcionen les dades d'un sistema de detecció de llamps, alguns productes de radar i perfils de temperatura extrets de radiosondatges, es determina amb precisió la posició i instant de temps en què té lloc l'inici de l'activitat elèctrica en un conjunt de 18 casos d'estudi seleccionats de tempestes que s'originen a prop del Delta de l'Ebre. Estudiant els perfils de reflectivitats i la distribució vertical de temperatura en aquests punts es caracteritzen les variables analitzades per tal de trobar quins valors són més probables que s'assoleixin en l'instant en què s'enregistra la primera descàrrega d'una tempesta. Els resultats indiquen que en l'altitud a la qual s'inicia l'activitat elèctrica, el valor més probable de la temperatura és de -10°C , i la reflectivitat màxima més freqüent del perfil vertical és de 40 dBZ, que es troba als nivells corresponents a -10°C , on s'espera que estiguin situades les partícules de calabruix, i al nivell de 5°C , degut a un efecte de banda brillant. D'altra banda, localitzant els nivells on es troben certs valors de reflectivitat, la combinació que es dona més freqüentment en els instants inicials és de 35 dBZ al nivell de -15°C . Altres combinacions que es repeteixen indiquen la presència d'una separació de càrregues dins del núvol en forma de distribució tripolar. Finalment, es troba que les cel·les tenen una extensió vertical mínima de 7 km, podent superar els 10 km, en l'instant en què es detecta el primer llamp.

I. INTRODUCCIÓ

Les descàrregues elèctriques són un dels fenòmens naturals més perillosos per a la vida humana i tenen un gran impacte econòmic en sectors com l'agricultura i la ramaderia, degut a pèrdues de les collites i el bestiar per impactes de llamps o incendis. El sector de l'aviació es veu especialment afectat ja que en cas de possibilitat de descàrregues elèctriques cal seguir un protocol que obliga a modificar les sortides i arribades i les activitats a l'aeroport. D'altra banda, les telecomunicacions i les estructures elèctriques es poden veure greument afectades en episodis de tempestes.

Malgrat la seva gran importància, els nombrosos estudis que s'han realitzat al voltant de les tempestes no han permès establir un sistema de predicció eficaç de l'instant en què s'inicien les descàrregues elèctriques que es pugui aplicar universalment. Aquesta manca de generalització recau en la variabilitat que caracteritza la relació entre l'activitat elèctrica i la precipitació, depenent de la geografia, l'estació de l'any i el tipus de tempesta (Rigo et al 2010).

Per aquest motiu, l'objectiu principal d'aquest treball és estudiar les característiques de l'entorn en l'instant en què s'inicia l'activitat elèctrica d'una sèrie d'episodis de tempestes. Estudiant els perfils de reflectivitat i de temperatura en el punt i instant concrets s'espera poder definir líndars en les variables analitzades per tal de determinar en quines condicions s'inicien les descàrregues elèctriques. La informació resultant, si és concloent, pot ser útil de cara al seguiment i predicció a curt termini de l'inici de les tempestes.

Aquest treball està estructurat com s'indica a continuació. La Secció I introdueix un seguit de conceptes teòrics rellevants en els processos que intervenen en l'activitat elèctrica de les tempestes; la Secció II descriu les fonts de dades utilitzades i la metodologia; la Secció III presenta els resultats obtinguts i en fa un anàlisi i finalment la Secció IV recull les conclusions.

A. Mecanisme d'electrificació

Dins els núvols convectius té lloc un fenomen de separació de càrregues, que produeixen camps elèctrics degut a les diferències de potencials entre les diferents regions del núvol. Quan se supera un valor de 1 MV m^{-1} es produeix la ruptura del dielèctric i es produeix una descàrrega dins del núvol (Marshall et al 2005).

La teoria més acceptada de separació de càrregues dins els núvols és el que es coneix com a mecanisme no-inductiu. Una descripció detallada d'aquesta teoria es pot trobar a McGorman i Rust (1998). Segons aquesta teoria, a la zona d'ascensos del núvol, en presència d'aigua en subfusió, es produeixen col·lisions entre cristalls de gel que ascendeixen i partícules de calabruix tenen una massa suficient per descendir, de manera que quan dues d'aquestes partícules xoquen té lloc una transferència de càrregues, passant la càrrega positiva a les partícules de gel, que al ser més petites són arrossegades pels corrents ascendents cap a la part superior del núvol, mentre que les partícules de calabruix queden carregades negativament (Wallace i Hobbs 2006, University of Arizona 2013). D'aquesta manera, el núvol tindria dues zones de càrrega ben diferenciades i de polaritat oposada, que donen lloc a un camp elèctric intens dins del núvol. És habitual l'existència d'una tercera zona de càrrega, de polaritat positiva, als nivells propers a la base del núvol. En aquests casos es parla de distribució tripolar, esquematitzada a la Fig. (1). Altres distribucions de càrrega han estat observades en alguns casos (Rust i MacGorman 2002, MacGorman et al 2008). L'altura exacta de les zones de càrrega determina finalment les regions on hi ha un major ritme de producció de llamps (Lang i Rutledge 2002, Ushio et al 2003). Una exposició detallada de les diverses teories que podrien explicar el mecanisme de separació de càrregues es pot trobar a Saunders (2008).

* Correu electrònic: ccarnerero@am.ub.es

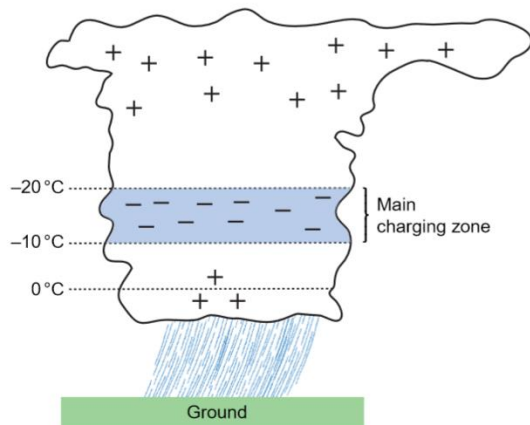


Figura 1: Esquema de les distribucions de càrregues i temperatura més habitual en núvols convectius (Wallace i Hobbs 2006).

A partir de l'inici de l'activitat elèctrica, el ritme de descàrregues és proporcional al producte del flux de massa descendent de calabruix i el flux de massa ascendent de cristalls de gel (Deierling et al 2008).

El mecanisme responsable de la transferència de càrregues no es coneix amb exactitud. La teoria més acceptada proposa que, quan xoquen dos hidrometeors amb càrrega neta neutra, la partícula que té un major creixement per difusió queda carregada positivament (Baker et al 1987), donat que disposa d'una major càrrega negativa que és susceptible de ser transferida (Dash et al 2001). Segons aquestes hipòtesis, els cristalls de gel transferirien càrrega negativa a les partícules de calabruix, atès que aquestes tenen un grau de creixement inferior, ja que a la seva superfície hi ha alliberació de calor latent quan les gotes d'aigua entren en contacte i es congelen. D'aquesta manera, el calabruix quedaria carregat negativament, mentre que els cristalls de gel tindrien càrrega neta positiva, tal com s'ha observat experimentalment. Per aquest motiu, s'espera trobar valors relativament més alts de reflectivitat a la zona de càrrega negativa de les tempestes, degut a l'alta reflectivitat del calabruix (Mattos et al 2014).

La separació de càrregues ha de tenir lloc a la zona de coexistència d'estats, ja que per tal que hi hagi transferència de càrregues no és suficient amb què les partícules xoquin, sinó que aquestes s'han de trobar en un medi conductor, com és l'aigua. El fet que sigui necessària la presència de cristalls de gel, partícules de calabruix i aigua en subfusió comporta que les descàrregues elèctriques es produeixin en núvols freds, aquells amb temperatures inferiors a 0°C (Atlas i Williams 2003).

B. Comportament dels llamps

El comportament dels llamps ve descrit pel concepte de propagació bidireccional del líder. Els líders són canals d'aire ionitzat que transporten càrrega una vegada s'ha format el plasma. Aquest canal es ramifica a mesura que es desplaça a través del núvol. Quan es produeix la ruptura del dielèctric, dues branques es desplacen simultàniament per zones de càrrega de polaritat oposada de tal manera que la càrrega neta és nul·la. Si la diferència de potencial entre el líder i l'entorn és suficientment gran, el llamp es continua propagant a través

del núvol, podent arribar a desplaçar-se fins al terra o a distàncies de fins a 20 km des del punt d'origen (Thomas et al 2001, van der Velde i Montanyà 2013).

Segons el concepte de propagació bidireccional, tots els llamps no són més que canals ionitzats que es desplacen a través d'un medi de partícules carregades. No obstant, es defineixen quatre tipus principals de llamps segons la seva polaritat i zona on es propaguen. Així, es parla de descàrregues núvol-núvol (IC) si el líder es desplaça a través del núvol, i de descàrregues núvol-terra (CG) si el líder acaba impactant al terra. En tots dos casos es parla de llamps positius o negatius segons si aquest es desplaça per la zona de càrrega negativa o positiva, respectivament. És a dir, els llamps +IC transporten càrrega negativa a la zona de càrrega positiva, i els llamps -IC transporten càrrega positiva a la zona de càrrega negativa.

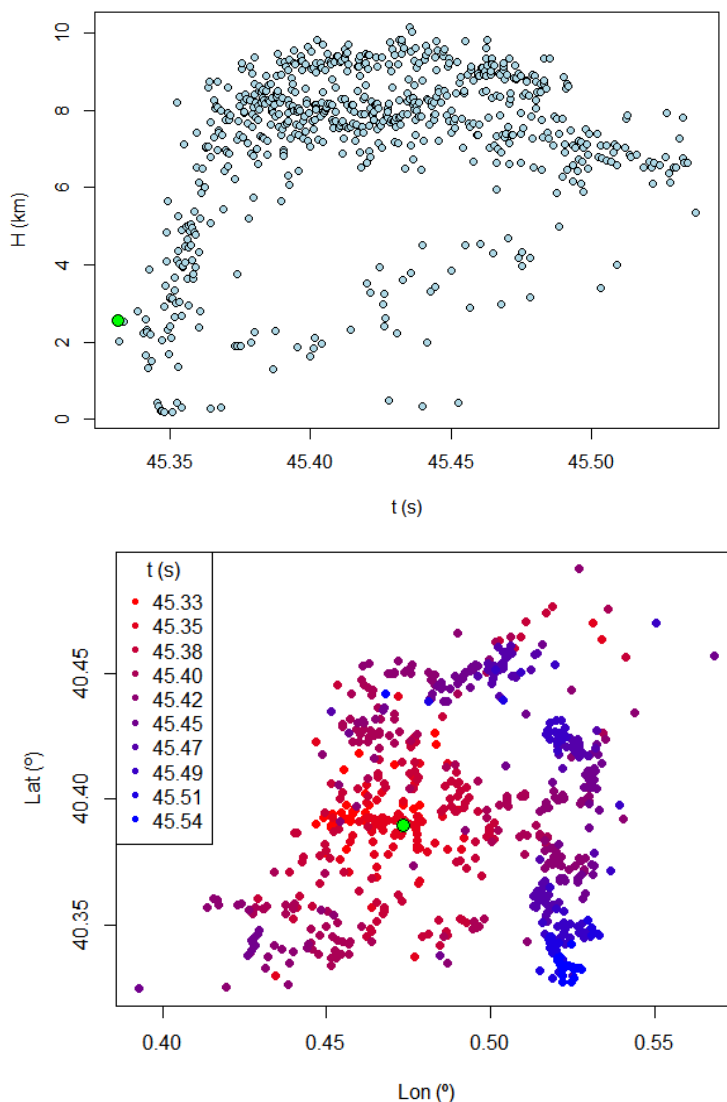


Figura 2: Dades de la xarxa LMA de les fonts enregistrades pel primer llamp de la tempesta del 21 d'abril de 2014, en projecció vertical i horitzontal respectivament. El temps s'indica en segons a partir de les 03:53 UTC. El senyal inicial està indicat amb un punt verd.

A la Fig. (2) es mostra un exemple que il·lustra diferents tipus de líders en un mateix llamp. Les dades corresponen al primer llamp enregistrat per a la tempesta estudiada del dia 21 d'abril de 2014 al sud de Catalunya. Es pot distingir un

líder negatiu que comença a una altura aproximada de 2 km i avança per la zona de càrrega positiva, al voltant de 8 km. Simultàniament, un líder positiu avança per la zona inferior de la càrrega negativa, situada al voltant dels 2 km, i en algunes ocasions descendeix fins a la superfície, donant lloc a una descàrrega CG.

De manera general, l'activitat elèctrica en tempestes s'inicia habitualment amb descàrregues IC. Les descàrregues CG tenen lloc a mesura que el nucli de la tempesta descendeix a altures més baixes, i per tant acostumen a ser posteriors als IC.

C. Estat de la qüestió

La descripció dels mecanismes d'electrificació de les tempestes ha sigut un tema de debat obert en els últims 100 anys. Avui en dia encara no es coneixen amb exactitud els mecanismes responsables de l'activitat elèctrica en els núvols, malgrat hi ha teories que descriuen millor els processos que s'observen a la natura i als experiments al laboratori.

Tot i que Benjamin Franklin va determinar ja el 1750 que les tempestes estan electrificades, no va ser fins a mitjans del segle XX que van sortir a la llum noves aportacions sobre l'activitat elèctrica de les tempestes.

Mason (1953) va proposar una sèrie de condicions que s'havien de complir per què tinguí lloc la separació de càrregues i electrificació de les tempestes. Basant-se en observacions, per una banda va establir que el desenvolupament del camp elèctric està associat amb la precipitació en forma de calabruix. D'altra banda, va determinar que la separació de càrregues tenia lloc entre les isoterms de -5°C i -40°C , on es pot trobar aigua en subfusió. Finalment va localitzar la zona de càrrega negativa entre -5°C i -25°C , i dues zones de càrrega positiva, una situada a uns km per sobre de la negativa, i una altra propera a la isoterma de 0°C .

Els valors obtinguts per Mason han sigut corroborats i fitats en gran mesura amb el transcurs del temps. En concret, la zona de càrrega negativa es troba aproximadament entre les altures corresponents a les temperatures de -10°C i -20°C , tal com s'ha determinat experimentalment amb avions i altielectrògrafs, un tipus de sonda especial per mesurar els camps elèctrics a l'interior de les tempestes actives (Carey i Rutledge 1999, Wallace i Hobbs 2006).

A la dècada dels vuitanta es van començar a establir correlacions entre la reflectivitat dels hidrometeors, la distribució vertical de les isoterms i les descàrregues elèctriques. Dye (1989) va observar que l'electrificació tenia lloc només quan el nivell de -10°C excedia reflectivitats de 40 dBZ. Gremillion i Orville (1999), Yang i King (2009) i Wang (2016) van obtenir que aquesta mateixa combinació era el millor predictor per pronosticar llamps del tipus CG. Gremillion i Orville (1999) també van determinar les signatures de les reflectivitats a altres nivells. En concret van obtenir que les combinacions que millor caracteritzaven els instants anteriors a l'activitat elèctrica eren 30 dBZ al nivell de -15°C i 20 dBZ a -20°C .

Hondl i Eilts (1994) van determinar que el llindar de 10 dBZ a una altura per sobre de la isoterma de 10°C era el millor predictor, amb un temps d'antelació d'entre 5 i 45 minuts.

Altres estudis (Mecickalski et al 2013, Karagiannidis et al 2016) combinen informació de detecció de llamps i de

satèl·lits geoestacionaris per relacionar la temperatura del cim dels núvols amb l'activitat elèctrica. Els resultats concorden en què el perfil de temperatura és un bon predictor de l'inici dels llamps tipus CG.

II. METODOLOGIA I DADES

Per caracteritzar l'instant inicial de l'activitat elèctrica en tempestes s'han seleccionat una sèrie de casos que s'han analitzat amb detall per identificar patrons comuns entre ells.

S'han estudiat els perfils de reflectivitat en les coordenades dels llamps inicials de cada tempesta, així com els perfils de temperatura. Amb aquest propòsit s'han analitzat dades de sistemes de detecció de llamps, radar i radiosondatges.

A. Sistema de detecció de llamps

Les dades de detecció de llamps s'han obtingut de la xarxa ELMA (*Ebro Lightning Mapping Array*) instal·lada des de 2011 al Delta de l'Ebre. Va ser la primera xarxa d'aquest tipus implementada a Europa i està operada per la Universitat Politècnica de Catalunya. La localització de la xarxa va ser escollida per ser una zona en què es produeixen tempestes tant a l'hivern com a l'estiu, degut a la seva proximitat al mar.

La xarxa està composta per 11 estacions que localitzen emissions de molt alta freqüència (60-66 MHz) en tres dimensions mitjançant una anàlisi de temps d'arribada. Quan es produeix un procés de ruptura del camp elèctric dins del núvol, s'emet radiació d'alta freqüència, que els detectors propers enregistren i determinen de quina direcció prové mitjançant un goniòmetre i mesuren el temps precís en què s'ha produït la descàrrega gràcies a un sistema de GPS. Combinant la informació de diversos detectors de la xarxa es calcula la posició exacta i el temps precís en què s'ha produït cada descàrrega, amb una freqüència de mesures de 2000 a 3000 s^{-1} durant descàrregues de llamps (van der Velde i Montanyà 2013, Pineda et al 2016).

A diferència dels sistemes de detecció de llamps convencionals, que essencialment detecten una font per cada descàrrega que arriba a terra, la xarxa LMA permet localitzar multitud de fonts per a cada llamp, i la localitza en les tres dimensions amb molta precisió. El fet de disposar d'informació de la posició vertical permet realitzar un estudi de les variables meteorològiques del punt on s'ha iniciat la descàrrega.

La propagació de la radiació electromagnètica de molt alta freqüència és d'abast visual, la qual cosa limita l'abast dels sensors d'aquestes xarxes, ja que no pot haver-hi cap obstacle entre el detector i el punt on s'ha produït la descàrrega. Aquest fet limita la situació de les tempestes escollides a una regió propera al Delta de l'Ebre, en un radi inferior a 100 km de la xarxa.

B. Radar

Les dades dels perfils de reflectivitat s'han obtingut a partir del radar de La Miranda (Tivissa, Ribera d'Ebre) pel fet de ser el més proper de la Xarxa de Radars del Servei Meteorològic de Catalunya (XRAD) a la zona d'estudi. Es

tracta d'un radar de tipus Doppler que opera en la banda C. El radar realitza un escaneig cada 6 minuts, amb un abast de 250 km.

També s'ha fet servir el producte CAPPI 10 (*10 level Constant Altitude Plan Position Indicator*), generat a partir de la combinació del volum del conjunt de radars de la XRAD. Aquest producte genera una secció transversal de les dades del radar a cada nivell de la vertical considerat. Té una resolució espacial de $2 \times 2 \text{ km}^2$, una resolució vertical d'1 km, i les seccions s'efectuen en 10 nivells verticals. A partir de les coordenades del llamp inicial proporcionades per la xarxa LMA s'ha calculat el perfil de reflectivitat en cada cas a partir del CAPPI 10.

Per visualitzar les tempestes s'han utilitzat talls verticals, que proporcionen una informació volumètrica de la reflectivitat mesurada pel radar. Aquests talls són generats indicant manualment amb un segment en el pla horitzontal el tall que es vol obtenir. S'obté una imatge que mostra els valors interpolats dels valors del producte PPI (*Plan Position Indicator*) corresponents a la intersecció entre el segment indicat i la vertical. El producte PPI s'obté efectuant una rotació fixant una elevació de l'antena del radar. Quan finalitza la rotació, es canvia l'elevació abans de realitzar la següent. Cal tenir en compte que a mesura que la regió que es vol considerar per fer el tall vertical s'allunya del punt on se situa el radar, els punts en què es tenen valors reals són cada vegada més dispersos, i el resultat tindrà més punts interpolats. Com a conseqüència, la imatge generada pot no ser una bona representació de la realitat. Per aquest motiu es recomana fer talls que coincideixin amb la direcció radial del feix del radar, i no perpendicular a aquesta, per disposar del màxim nombre de mesures possibles.

S'han analitzat també dades de coordenades dels centroides d'estructures convectives corresponents a cada dia seleccionat. En concret, s'han tractat les coordenades dels objectes RAD3, un producte volumètric basat en radar (Rigo et al 2010). Aquests objectes es poden considerar com el volum d'ecos de radar associat amb el nucli d'una cel·la convectiva. Per generar aquests objectes s'agrupen estructures que presentin una reflectivitat mínima de 35 dBZ al llarg d'una extensió vertical mínima de 2 km i una extensió horitzontal mínima de 18 km^2 en tots els nivells verticals. Amb aquesta informació és possible seguir temporal i espacialment la trajectòria que segueixen les estructures convectives considerades, en els instants en què es compleixen tots els requisits esmentats.

C. Radiosondatges

Per obtenir els perfils verticals de temperatura per a cada cas considerat s'han fet servir les dades dels radiosondatges de Barcelona. L'hora escollida en cada cas s'ha seleccionat per proximitat temporal. Malgrat la regió d'estudi es troba a més de 150 km de l'estació de radiosondatge, s'ha escollit aquest punt per ser l'estació més propera, tot i que cal tenir present que els perfils de temperatura que s'extreguin d'aquestes dades seran una mera aproximació, i no es poden considerar com a valors totalment representatius de les coordenades de cada cas d'estudi, ja que en cada cas poden intervenir fenòmens locals que no es reflecteixin en el perfil de temperatura enregistrat per la sonda llançada des de Barcelona.

D. Selecció de casos

En la selecció dels casos s'han tingut en compte els següents criteris:

- Les tempestes han de ser cel·les aïllades, que no provinguin de tempestes veïnes o anteriors, per tal de poder localitzar amb facilitat el primer llamp i assegurar que es tracta del primer llamp de la tempesta.

- La tempesta ha de trobar-se dins del rang de tots els sistemes de mesura emprats. Aquesta condició imposa que les tempestes s'iniciïn a prop del Delta de l'Ebre, dins del rang del radar de La Miranda.

- Cal disposar de dades de detecció de llamps, radiosondatges i productes radar pel dia i la hora d'inici de la tempesta seleccionada.

En primer lloc cal seleccionar les tempestes visualment a partir d'imatges de radar, que permetin localitzar aproximadament la tempesta dins de la regió considerada. Posteriorment, s'analitzen les dades del sistema de detecció de llamps per identificar la primera descàrrega, eliminant les possibles dades associades a soroll. Un cop localitzades les coordenades exactes s'extreu el perfil de reflectivitat a partir del producte CAPPI 10 en el punt més pròxim del domini, de l'escaneig més proper al temps inicial de la descàrrega. Aquest perfil es combina amb el perfil de temperatures extret a partir de les dades de radiosondatge.

Paral·lelament s'analitzen les dades dels centroides per identificar els objectes RAD3 que corresponen a cel·la en què s'ha iniciat la descàrrega i poder realitzar el seu seguiment temporal.

La Taula I recull les dates de les tempestes seleccionades, així com les coordenades i instants inicials de l'activitat elèctrica en cadascuna d'elles.

Taula I: Resum de l'instant i les coordenades inicials de l'activitat elèctrica en les tempestes seleccionades, on la data s'indica en format AAAAMMDD.

Data	Hora d'inici (UTC)	Latitud (°)	Longitud (°)
20130515	10:15:37	41.601274	1.044069
20130618	07:19:20	40.831597	0.159408
20130710	15:32:00	40.972788	0.143520
20130718	17:12:03	41.255142	0.254010
20130728	14:31:58	40.674900	0.091910
20130906	12:11:23	40.743320	0.136496
20130908	12:45:02	40.774327	0.062330
20140118	07:28:08	40.286146	0.266578
20140411	12:54:08	40.718833	-0.110234
20140421	03:53:45	40.389630	0.473489
20140522	12:11:38	40.715228	0.307948
20140612	13:00:17	41.276276	1.015265
20140617	14:51:11	41.165528	0.762822
20140701	11:21:41	40.920797	0.039893
20140702	06:35:08	40.435062	0.400677
20140725	04:21:01	41.025826	0.467205
20140802	10:56:20	40.737363	0.277606
20140829	05:14:18	40.539943	0.509525

III. RESULTATS

Les Fig. (3) i (5) mostren el perfil de reflectivitat en la vertical de les coordenades inicials del primer llamp enregistrat per a la tempesta seleccionada dels dies 1 i 25 de juliol de 2014. S'hi indica també l'altura on es detecta la descàrrega. Addicionalment, a la Fig. (4) es pot veure un tall vertical corresponent al mateix instant, on s'ha afegit també el perfil aproximat de temperatura i la localització del primer llamp. Es pot comprovar que l'activitat elèctrica no s'inicia justament al nucli de la cel·la, on es detecta la màxima reflectivitat. A més a més, comparant els dos casos es pot apreciar la diferència en les variables que caracteritzen la localització de les descàrregues inicials en cada cas, com són la reflectivitat, l'altura i la temperatura corresponent al punt inicial, o la reflectivitat màxima del nucli de la tempesta. En concret, en aquests dos casos és apreciable la disparitat en la distribució de temperatures i l'estructura de la tempesta. S'observa una diferència de temperatura de 10 °C, uns 2 km en l'altura inicial i 15 dBZ per a la reflectivitat màxima.

A la vista d'aquesta considerable diferència en les variables que caracteritzen l'instant inicial s'han analitzat conjuntament els 18 casos de tempestes que es descriuen a la secció II per mirar de trobar valors similars en algunes de les variables que les caracteritzen. En concret, s'esperen trobar coincidències en els llindars de temperatures i reflectivitats que s'han d'assolir en l'instant en què té lloc la primera descàrrega.

Donat que la selecció de casos inclou tempestes de diferents estacions de l'any, la distribució de les temperatures té una gran variabilitat en altures en funció de l'època de l'any. Per aquest motiu, s'ha considerat que la variable òptima a considerar per comparar la coordenada vertical de totes les tempestes escollides és la temperatura, enlloc de l'altura. L'altra variable que millor caracteritza l'entorn de la descàrrega és la reflectivitat. En aquest treball només es consideren els perfils de reflectivitat en el punt més proper al primer llamp, i no es té en compte la reflectivitat que té la resta de la tempesta.

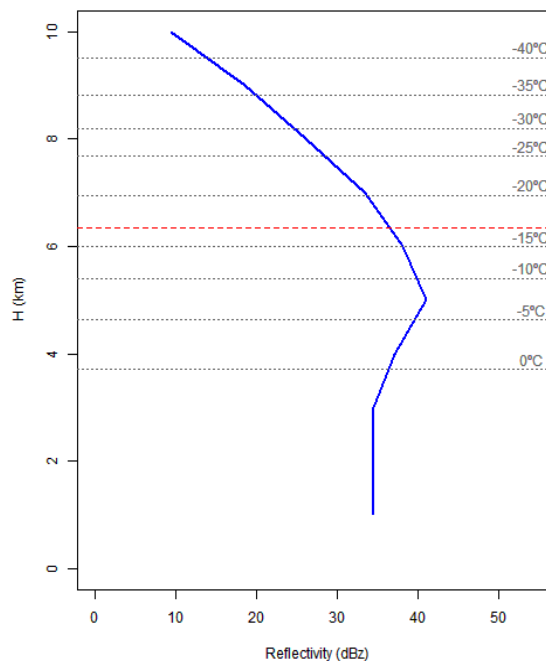


Figura 3: Perfils de reflectivitat (blau) i altures de les isoterms més significatives (línies grises puntejades) corresponents al primer llamp de la tempesta seleccionada del dia 1 de juliol de 2014. Es marca amb una línia vermella discontinua l'altura inicial a la que es detecta el llamp. El llamp s'enregistra a les 11:21:41 UTC, les dades de reflectivitat són les corresponents a les 11:24 UTC i les dades de temperatura s'han obtingut a partir del radiosondatge de Barcelona de les 12 UTC.

Malgrat que les restriccions en la selecció de casos només han permès estudiar 18 casos, en aquesta secció es pretén fer un estudi estadístic de les variables d'interès. En concret s'han aproximat les dades a funcions de densitat de la temperatura corresponent a l'altura en què s'origina la primera descàrrega de cada tempesta, de la reflectivitat màxima del perfil inicial i de la temperatura corresponent a aquest nivell en cada cas.

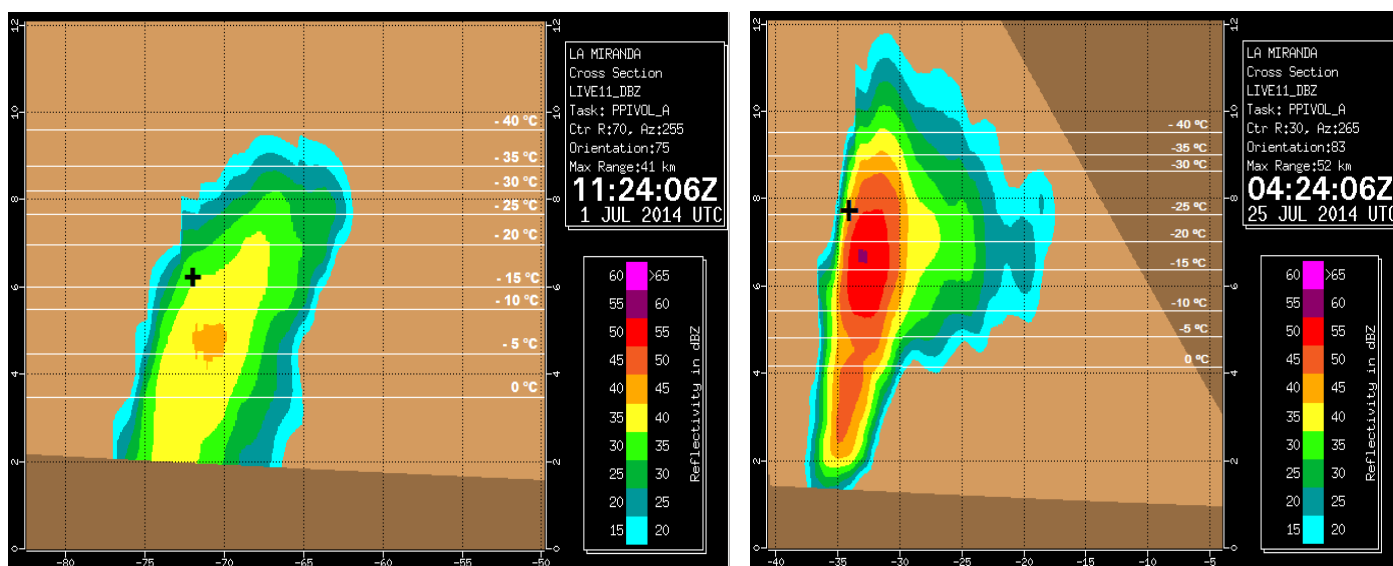


Figura 4: Tall vertical de reflectivitat per a la tempesta seleccionada dels dies 1 i 25 de juliol de 2014. La posició del primer llamp es marca amb una creu, i el perfil de temperatures s'indica amb línies blanques i els corresponents valors. L'eix y indica l'altitud i l'eix x la distància al radar de La Miranda.

La funció de densitat $p(x)$ és una funció matemàtica que caracteritza una variable aleatòria contínua x . La integral de la funció de densitat entre dos punts a i b

$$\int_a^b p(x) dx$$

dóna la probabilitat que la variable x prengui valors compresos entre a i b . Per tant, aquesta funció està normalitzada per tal com està definida, de manera que es compleix

$$\int_{-\infty}^{\infty} p(x) dx = 1 .$$

Aleshores, els valors màxims de les funcions de densitat obtingudes representen matemàticament els valors més probables que pren la variable, tenint en compte quins valors mesurats s'han assolit amb més freqüència.

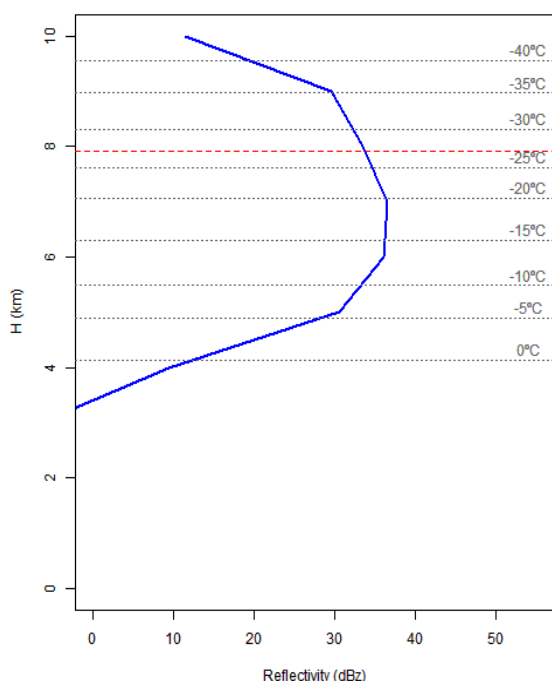


Figura 5: Perfils de reflectivitat (blau) i altures de les isoterms més significatives (línies grises puntejades) corresponents al primer llamp de la tempesta seleccionades del dia 25 de juliol de 2014. Es marca amb una línia vermella discontinua l'altura inicial a la que es detecta el llamp. El llamp s'enregistra a les 4:21:01 UTC, les dades de reflectivitat són les corresponents a les 4:18 UTC i les dades de temperatura s'han obtingut a partir del radiosondatge de Barcelona de les 00 UTC.

D'altra banda s'ha analitzat la variabilitat en altura de la reflectivitat, per tal de determinar amb quina freqüència es dóna cada combinació considerada de reflectivitat-temperatura per al conjunt de casos d'estudi. La Fig. (6) mostra la funció de densitat de la reflectivitat màxima que s'assoleix en la vertical de la coordenades inicials dels llamps de les tempestes considerades. S'obté que el valor més probable se situa al voltant dels 40 dBZ. Cal destacar també que els resultats indiquen una probabilitat molt baixa per a valors superiors a 45 dBZ.

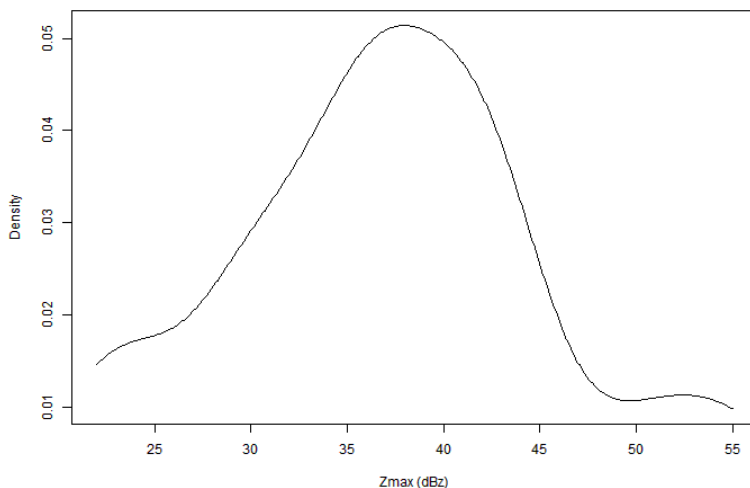


Figura 6: Funció de densitat de la reflectivitat màxima que presenten els perfils verticals en la posició i instants en què s'inicia l'activitat elèctrica en les tempestes seleccionades.

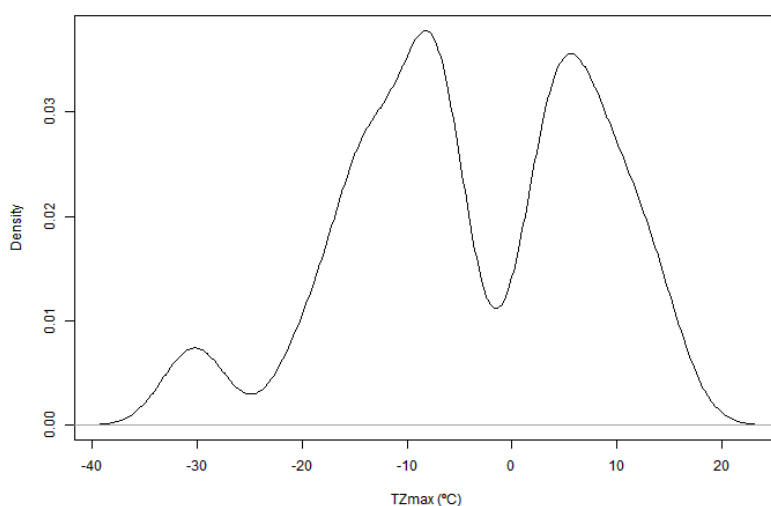


Figura 7: Funció de densitat de la temperatura corresponent a l'altura en què s'assoleix la reflectivitat màxima en les tempestes seleccionades.

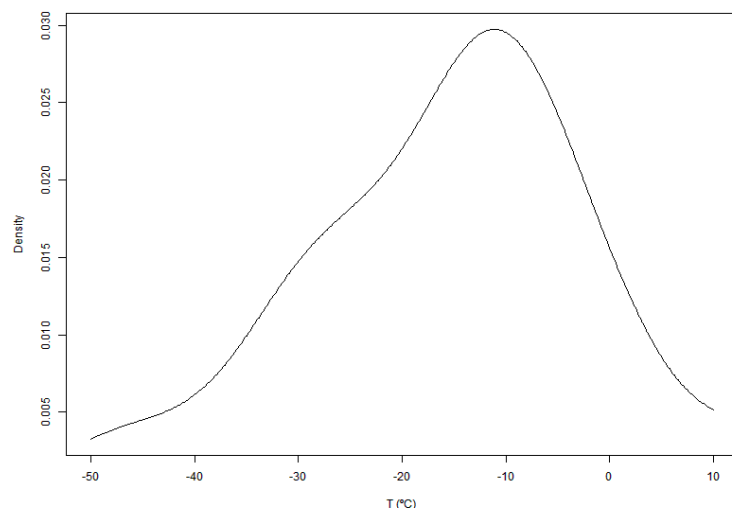


Figura 8: Funció de densitat de la temperatura corresponent a l'altura en què s'inicia l'activitat elèctrica en les tempestes seleccionades.

A la Fig. (7) es presenta la funció de distribució de les temperatures corresponents als nivells on s'assoleix la màxima reflectivitat en cada tempesta considerada. La funció obtinguda presenta dos pics clarament diferenciats a dues temperatures concretes: un pic màxim corresponent a -10°C , i un pic lleugerament inferior a una temperatura aproximada de 5°C .

El segon pic està relacionat amb el fenomen que es coneix com a *banda brillant*. Aquest fenomen és degut a que els hidrometeors en estat sòlid es comencen a fondre a mesura que al caure travessen estrats amb temperatura superior al punt de fusió. Aleshores es forma una capa d'aigua líquida que envolta el floc de neu. Les partícules de gel absorbeixen fins a 10 vegades més la radiació que reben del radar que l'aigua líquida. D'aquesta manera, quan es comença a fondre el gel, els ecos de radar es reflecteixen més que quan es trobava en estat sòlid. A mesura que l'hidrometeor segueix descendant, s'acaba fonent totalment fins que acaba sent una gota d'aigua. Degut a que els flocs de neu tenen una superfície major que les gotes d'aigua, quan el floc s'ha fos totalment la reflectivitat disminueix, ja que es disposa de menor superfície per reflectir la radiació. Es tracta d'un fenomen que només pot tenir lloc en una altura molt determinada, marcada per la distribució de temperatures, a una altura lleugerament inferior a on es troba el punt de fusió.

El pic corresponent a la temperatura de -10°C ens informa de la posició del calabuix. El fet de ser un hidrometeor format per congelació d'aigua en subfusió sobre un nucli de gel fa que sigui una partícula amb una superfície relativament extensa que reflecteix la radiació en major mesura que altres tipus d'hidrometeor. Aquesta característica també afavoreix que el calabuix sigui l'hidrometeor que juga el paper més important en el procés de separació de càrregues dins el núvol, donat que disposa d'una gran superfície per col·lisionar amb altres hidrometeors.

La Fig. (8) mostra la funció de densitat de la temperatura corresponent a l'altura en què es dona la primera descàrrega dels primers llamps de les tempestes considerades. El valor més probable es troba al voltant de -10°C . Cal destacar l'asimetria de la funció de distribució, sent més probables els valors de temperatura inferior a -10°C . Per als casos considerats, s'ha obtingut que aquesta regió es troba a una altura entre 3 i 6 km, depenent de l'època de l'any i les condicions particulars de cada tempesta. Aquests resultats són consistents amb els obtinguts per a la distribució de temperatures corresponents al màxim de reflectivitat - Fig. (7). Tal com s'ha mostrat, el calabuix es troba a l'altura corresponent a -10°C , nivell a partir del qual pot tenir lloc el fenomen de separació de càrregues, i per tant els llamps s'iniciaran majoritàriament per sobre d'aquest nivell, on es troba la zona de càrrega principal. És a dir, s'espera que la majoria de llamps s'iniciïn a temperatures inferiors a -10°C , tal com es pot comprovar en els resultats presentats.

A partir dels perfils de reflectivitat i temperatura s'ha elaborat una taula en què es recull la freqüència a la què es troba que un cert valor de reflectivitat es dona a una determinada temperatura. En cas de donar-se que un mateix valor de reflectivitat es dona en dos nivells diferents en el perfil inicial, s'agafa el valor que correspon a la temperatura mínima (nivell més alt). Acumulant les ocurrencies de totes les combinacions de valors per al conjunt de tempestes considerades s'ha obtingut la Taula II. A partir d'aquesta, s'ha generat la Fig. (9), que mostra els contorns interpolats a partir dels valors de la taula. S'obté que la combinació més

freqüent és de 35 dBZ a una altura corresponent a -15°C . Aquests valors s'han donat en 5 de les 18 tempestes considerades, una tercera part. Val a dir que malgrat el nombre de casos d'estudis és limitat, el resultat obtingut és consistent amb els anteriors resultats obtinguts en aquesta secció. El valor de temperatura s'aproxima en bona mesura amb el valor en què s'espera trobar amb més probabilitat l'altura de la descàrrega inicial. Així mateix, el valor de 35 dBZ està contingut en el rang de valors corresponents a la reflectivitat màxima del perfil inicial. Així doncs, aquests resultats corroboren les conclusions obtingudes pel que fa a la temperatura del nivell en què es dona la reflectivitat màxima.

Taula II: Freqüència en què un cert valor de reflectivitat es dona a un nivell corresponent a un determinat valor de temperatura. Veure el text per una descripció més detallada.

Z (dBZ) \ T ($^{\circ}\text{C}$)	20	25	30	35	40	45	50
-40	2	1	1	1	1	0	0
-35	3	1	2	1	1	0	0
-30	1	3	0	0	0	1	0
-25	1	1	2	1	1	0	0
-20	2	1	1	1	1	1	1
-15	3	1	2	5	0	0	0
-10	2	2	1	1	2	0	1
-5	0	3	2	1	1	0	0
0	1	2	3	2	0	1	0

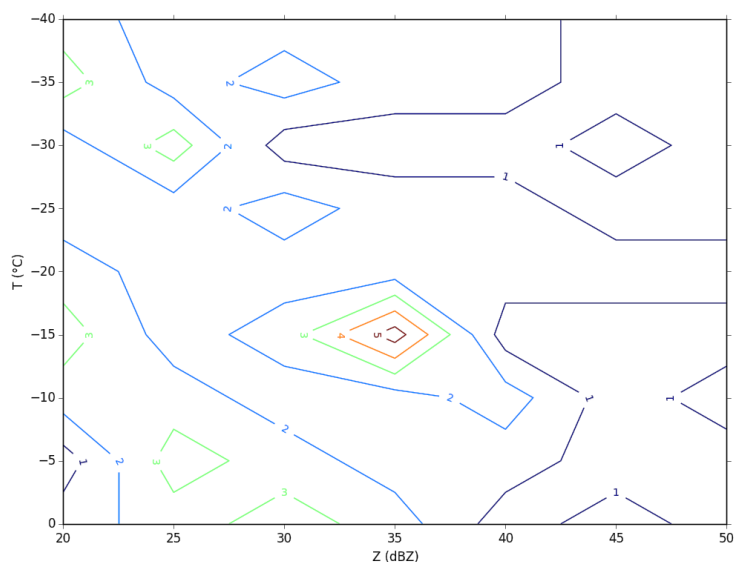


Figura 9: Freqüències de les temperatures mínimes a la que es troben determinats valors de reflectivitat en els perfils inicials de temperatura i reflectivitat obtinguts per a totes les tempestes considerades.

D'altra banda, també cal destacar la freqüència en què les reflectivitats baixes es donen a temperatures molt baixes, indicant la presència de cristalls de gel en els nivells superiors del núvol. D'altra banda, hi ha un conjunt de valors relativament freqüents a prop del nivell de fusió corresponent

a reflectivitats lleugerament més elevades. Aquest fet podria estar relacionat amb la presència de la zona de càrrega positiva inferior.

El fet que aquestes combinacions siguin les més repetides en el conjunt de casos estudiats indica que l'activitat elèctrica és més probable en el moment en què el calabruix, que dispersa fortament la radiació, es troba ben localitzat a una altura corresponent a -15°C i els cristalls de gel, que dispersen més feblement la radiació, se situen a altures prou elevades, corresponents a temperatures inferiors als -30°C , i existeix una regió de partícules de gel a temperatures més elevades a prop del nivell de fusió. En aquestes condicions, les càrregues es troben separades a dins del núvol en una distribució típica tripolar, separades de tal manera que la diferència de potencial és prou elevada per generar una primera descàrrega.

Per una altra banda, es pretenia analitzar l'evolució dels perfils verticals de reflectivitat mitjançant les coordenades dels centroides de les cel·les convectives que acaben esdevenint les tempestes d'estudi. Les conclusions presentades, però, deixen entreveure la dificultat d'aquesta tasca, ja que els objectes RAD3 estan definits per estructures amb una reflectivitat superior a 35 dBZ en una certa extensió horitzontal i vertical. Per contra, tal com s'ha vist al llarg d'aquesta secció, l'activitat elèctrica s'inicia quan la tempesta presenta reflectivitats moderades en algun punt del seu volum, no es tracta de cel·les molt extenses i no es detecten nuclis amb reflectivitats superiors a 50 dBZ abans de generar-se la primera descàrrega. Per aquest motiu, no és possible localitzar amb precisió la trajectòria que segueix l'estructura precipitant que acaba originant descàrregues elèctriques.

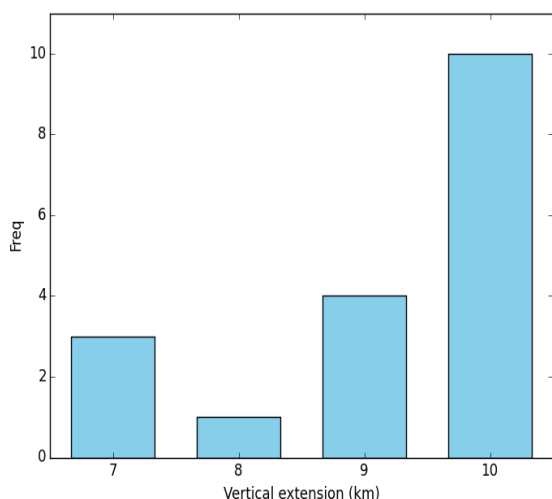


Figura 10: Nombre de tempestes que tenen una determinada extensió vertical.

Finalment, amb l'objectiu de determinar l'extensió vertical que ha d'assolir la tempesta abans d'iniciar-se l'activitat elèctrica, s'ha obtingut en cada cas el nombre de nivells consecutius en què la cel·la presenta una reflectivitat superior a 20 dBZ. La Fig. (10) mostra el nombre de tempestes que superen una determinada extensió vertical a partir dels perfils considerats. Cal notar que només es disposa d'informació de reflectivitat fins a 10 km, per aquest motiu les tempestes a les que se li ha assignat un valor de 10 km

podrien tenir una extensió vertical superior. S'obté que en tots els casos aquesta extensió és superior a 7 km, sent en la majoria dels casos igual o superior a 10 km. Aquest fet il·lustra la necessitat de que les cel·les tinguin una convecció important per tal de que es produeixin les col·lisions entre els hidrometeors involucrats en la separació de càrregues. Aquest resultat coincideix amb l'altura determinada per Yang (2010) per l'echotop – altura màxima a la que es detecta precipitació que supera un cert llindar de reflectivitat – que ha de tenir la tempesta en algun instant abans de l'inici de l'activitat elèctrica.

III. CONCLUSIONS

A partir de l'anàlisi de les 18 tempestes considerades es conclou:

- La temperatura més probable a la que es produeix la primera descàrrega en una tempesta és de -10°C . L'altura a la que s'assoleix aquesta temperatura es troba aproximadament entre 3 i 6 km.
- Els perfils de reflectivitat en les coordenades del primer llamp de les tempestes indiquen que els valors més probables són iguals o lleugerament inferiors a 40 dBZ, sent molt poc probables valors superiors.
- El màxim observat en el perfil de reflectivitat es troba a unes altures corresponents a la temperatura de -10°C , on es troba el calabruix, i a la temperatura de 5°C , aquesta última associada a un efecte de banda brillant.
- El conjunt de tempestes mostra unes combinacions de temperatura i reflectivitat que es repeteixen. El valor de 35 dBZ es troba més freqüentment a la temperatura de -15°C . Valors menors de reflectivitat es troben en dues regions diferenciades: a temperatures molt més baixes, a la part superior del núvol, i a prop de la isoterma de 0°C . Aquestes tres combinacions representen, respectivament, la zona de càrrega negativa, i les zones de càrrega positiva superior i inferior, que en conjunt formen la coneguda distribució de càrregues tripolar.
- En els instants anteriors a l'inici de l'activitat elèctrica, en la gran majoria dels casos, la cel·la convectiva no compleix els requisits per ser considerada un objecte RAD3, i per tant no és possible estudiar la seva evolució a partir de les coordenades dels centroides d'aquests objectes.
- L'extensió vertical mínima de totes les tempestes estudiades és de 7 km, sent en la majoria dels casos superior a 10 km.
- Tots els resultats obtinguts són consistents amb els valors que es poden trobar a la literatura en estudis més extensius que busquen objectius similars als d'aquest treball.

Agraïments

Aquest treball no hagués estat possible sense la guia i el suport del meu tutor Joan Bech, així com les dades de LMA, radar i radiosondatges proporcionades per Nicolau Pineda, i les seves valuoses explicacions sobre l'electrificació de tempestes i comportament dels llamps. A tots dos els agraeixo especialment la seva atenció i dedicació. També agraeixo a Tomeu Rigo la seva aportació de les dades dels centroides dels objectes RAD3 dels dies d'estudi, i a l'Albert Salvador les seves indicacions per tractar els fitxers dels productes radar.

IV. REFERÈNCIES

- Atlas D and Williams C, 2003: The Anatomy of a Continental Tropical Convective Storm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 60, 3-15.
- Baker B, Baker M, Jayaratne E, Latham J and Saunders C, 1987: The Influence of Diffusional Growth Rates On the Charge Transfer Accompanying Rebounding Collisions Between Ice Crystals and Soft Hailstones. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 113, 1193-1215.
- Carey L and Rutledge S, 1999: The Relationship between Precipitation and Lightning in Tropical Island Convection: A C-Band Polarimetric Radar Study. *Monthly Weather Review*, 128, 2687-2710.
- Dash J, Mason B and Wettlaufer J, 2001: Theory of charge and mass transfer in ice-ice collisions. *Journal of Geophysical Research*, 106, D17, 20395-20402
- Deierling W, Petersen W, Latham J, Ellis S, Christian H, 2008: The Relationship between lightning in Tropical Island Convection: A C-Band Polarimetric activity and ice fluxes in thunderstorms. *Journal of Geophysical Research*, 113, D15210.
- Dye J, Winn W, Jones J and Breed D, 1989: The electrification of New Mexico Thunderstorms. Relationship between precipitation development and onset of electrification. *Journal of Geophysical Research*, 94, 8643
- Gremillion M, Orville R, 1999: Thunderstorm Characteristics of Cloud-to-Ground Lightning at the Kennedy Space Center, Florida: A Study of Lightning Initiation Signatures as Indicated by the WSR-88D. *American Meteorological Society*, 14, 640-649.
- Hondl K and Eilts M, 1994: Doppler Radar Signatures of Developing Thunderstorms and Their Potential to Indicate the onset of Cloud-to-Ground Lightning. *Monthly Weather Review*, 122, 1818-1836.
- Karagiannidis A, Lagouvardos K, Kotroni V, 2016: The use of lightning data and Meteosat infrared imagery for the nowcasting of lightning activity. *Atmospheric Research*, 168, 57-69.
- Lang J and Rutledge S, 2002: Relationships between Convective Storm Kinematics, Precipitation, and Lightning. *Monthly Weather Review*, 130, 2492-2506.
- MacGorman D and Rust D, 1998: The electrical nature of storms. Oxford University Press.
- MacGorman D, Rust D, Schuur T, Biggerstaff M, Straka J, Ziegler C, Mansell E, Bruning E, Kuhlman K, Lund N, Biermann N, Payne C, Carey L, Krehbiel P, Rison W, Eack K, Beasley W, 2008: TELEX: The thunderstorm electrification and lightning experiment. *American Meteorology Society*, 89, 9971013.
- Marshall T, Hamlin T, Thomas R, Coleman M, 2005: Observed electric fields associated with lightning initiation. *Geophysical Research Letters*, 32, L03813.
- Mason B, 1953: On the generation of charge associated with graupel formation in thunderclouds. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 79, 501-509.
- Mattos E, Machado L, Williams W, 2014: Lightning and Microphysical Characteristics of Incipient Local/Isolated Storms. XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15-20 June 2014, Norman, Oklahoma, USA.
- Mecikalski J, Li X, Carey L, McCaul E, Coleman T, 2013: Regional Comparison of GOES Cloud-Top Properties and Radar Characteristics in Advance of First-Flash Lightning Initiation. *American Meteorology Society*, 141, 55-71.
- Pineda N, Rigo T, Montanyà J, van der Velde O, 2016: Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning. *Atmospheric Research*, 178-179, 31-44.
- Rigo T, Pineda N, Bech J, 2010: Analysis of warm season thunderstorms using an object-oriented tracking method based on radar and total lightning data. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 10, 1881-1893.
- Rust D and MacGorman D, 2002: Possibly inverted-polarity electrical structures in thunderstorms during STEPS. *Geophysical Research Letters*, 29, 12.
- Saunders C, 2008: Charge Separation Mechanisms in Clouds. *Space Science Reviews*, 137, 335-353.
- Thomas R, Krehbiel P, Rison W, Hamlin T, Harlin J Shown D, 2001: Observations of VHF Source Powers Radiated by Lightning. *Geophysical Research Letters*, 28, 143-146.
- University of Arizona – Krider P, 2013: Lectures on Atmospheric Electricity. University of Arizona. Accedit per última vegada: 8 de juliol 2016. Disponible a: http://www.atmo.arizona.edu/students/courselinks/spring08/atmo336s1/courses/spring13/atmo589/ATMO489_online/CONTENT_S.html
- Ushio T, Heckman S, Christian J, 2003: Vertical Development of Lightning Activity Observed by the LDAR System: Lightning Bubbles. *Journal of Applied Meteorology*, 42, 165-174.
- van der Velde O and Montanyà J, 2013: Asymmetries in bidirectional leader development of lightning flashes. *Journal of Geophysical Research*, 118, 1-16.

- Wallace J and Hobbs P, 2006: Atmospheric Science, an introductory survey. Academic Press.
- Wang J, Zhou S, Yang B, Meng X, Zhou B, 2016: Nowcasting cloud-to-ground lightning over Nanjing area using S-band dual-polarization Doppler radar. Atmospheric Research, 178-179, 55-64.
- Yang H and King P, 2010: Investigating the Potential of Using Radar Echo Reflectivity to Nowcast Cloud-to-Ground Lightning Initiation over Southern Ontario. Weather and Forecasting, 25, 1235-1248.