



UNIVERSITAT DE
BARCELONA

Anàlisi, diagnosi i predicció d'episodis severes a Catalunya

Focalització en les pedregades del Pla de Lleida

Carme Farnell Barquè

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

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

WARNING. On having consulted this thesis you're accepting the following use conditions: Spreading this thesis by the TDX (www.tdx.cat) service and by the UB Digital Repository (diposit.ub.edu) has been authorized by the titular of the intellectual property rights only for private uses placed in investigation and teaching activities. Reproduction with lucrative aims is not authorized nor its spreading and availability from a site foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository. Introducing its content in a window or frame foreign to the TDX service or to the UB Digital Repository is not authorized (framing). Those rights affect to the presentation summary of the thesis as well as to its contents. In the using or citation of parts of the thesis it's obliged to indicate the name of the author.

Foto portada

FRANCISCO FARNELL TEIXIDÓ



TESI DOCTORAL

ANÀLISI, DIAGNOSI I PREDICCIÓ
D'EPISODIS SEVERS A CATALUNYA

FOCALITZACIÓ EN LES PEDREGADES DEL PLA DE LLEIDA

Autora
CARME FARNELL BARQUÉ

Director i Codirector
JAVIER MARTÍN-VIDE
TOMEU RIGO RIBAS

SETEMBRE, 2018
UNIVERSITAT DE BARCELONA

PROGRAMA DE DOCTORAT: GEOGRAFIA,
PLANIFICACIÓ TERRITORIAL I GESTIÓ AMBIENTAL



AGRAÏMENTS

Padrina, li dedico aquesta tesi.

Són moltes les vivències que tinc relacionades amb els episodis de pedra i que m'agradaria explicar-vos-les, des d'aquella persiana del menjador que estava trençada per una pedregada i la meva mare m'explicava, esfereïda, com es va viure aquell temporal a casa, al dia que anàvem amb cotxe amb el meu germà i van començar a caure pedres de 5 cm (la vaig viure en directe !), o bé el dia de Sant Roc, de no fa pas massa, que ens va recordar a una de les escenes de la pel·lícula de Titànic; però us queda una tesi per llegir, així que només us explicaré l'origen d'aquest amor fugaç i caduc cada vegada que hi ha una pedregada.

Tot i que a casa no els hi agrada que “gaudeixi” tant amb les pedregades, l'origen és ben familiar, prové d'una tarda d'estiu al tros de Sarcènit. Aquella tarda, ara fa molts anys, una pedregada va afectar al tros que havíem de collir aquella mateixa setmana. Les pomes van quedar tocades però el vent no devia bufar massa fort i la major part d'elles van quedar a l'arbre. Mon pare va decidir que colliríem amb dos galledes, una per les pomes bones i l'altra per les dolentes, això va fer que fos una feina molt més feixuga. Evidentment, la decisió no em va fer gràcia però tampoc hi podia dir massa, però sí que em van aparèixer les primeres preguntes: com és que cau pedra?, i sempre aquí?.

Vull agrair, de tot cor, al meu fill Roc, a la meva parella Eloi i al meu amic codirector de tesi, el Dr. Tomeu Rigo, el vostre suport i el fet de ser-hi durant aquesta etapa. De diferent manera heu contribuït a fer que aquest projecte s'hagi pogut fer realitat. Sense vosaltres no hauria estat possible. Tomeu, gràcies per confiar en mi i per la bona feina que fem plegats, som un gran equip.

Gràcies, papa, per ajudar-me a portar a terme una de les bases dels meus treballs, el treball de camp. També vull agrair-te les hores dels dissabtes a la biblioteca de Lleida buscant informació de pedra... A tu també, Eloi.

Vull donar les gràcies al director de la tesi, el catedràtic Javier Martín-Vide, com també al Grup de Climatologia de la Universitat de Barcelona, pel seu suport

a la realització d'aquesta tesi.

Agraeixo al director del Servei Meteorològic de Catalunya, Oriol Puig, com també al cap de Predicció, Santi Segalà, i als responsables de la mateixa àrea, Montse Aran, Aleix Andrès i Clara Brucet, el suport a l'eina de LJ i l'interès en la tesi. En aquest mateix sentit, faig extensius els agraïments a tots els membres de l'Equip de Predicció i Vigilància: Manuel Álvarez, Dolors Ballart, Esther Batalla, Pere Cladera, Estel Figueres, Francesc Figuerola, Abel Flores, Sergio Gallego, Joan Martínez, Jordi Mateo, Roc Mateu, Oriol Rodríguez, Xavi Soler, Jordi Toda i Jordi Via. També a les companyes del “cuartelillo”, Bel i Lola.

Moltes gràcies també a l'equip de Teledetecció de l'SMC, en especial al Dr. Nicolau Pineda, que em va motivar a començar a llegir sobre el lightning jump. Hi afegeixo l'equip d'Estacions i Observacions Meteorològiques, en especial el Ricard Ripoll, i l'àrea de Recerca i Modelització.

Un agraïment també a l'ADV Terres de Ponent, en especial a la Maite Torà, com també al Departament de Física del'Aire de la Universidad de León, principalment al catedràtic José Luís Sánchez.

Per acabar, gràcies a la Dra. Patricia Altube i a la Dra. Laura Traperó per la seva generositat i per fer-me més fàcils alguns aspectes de la tesi. Com també a en Jaume Salvanyà i l'Alba Galí per fer un català més correcte en la tesi i per la immediatesa en les correccions. Finalment, també agraeixo als membres del Grup Flaix que hagin confiat en mi i m'hagin deixat avançar professionalment.

Deixant l'àmbit laboral, vull agrair a tota la meva família, des de la Farnell fins a la Pino, i en especial a la mama, el suport i l'interès en el desenvolupament de la tesi, com també en tots moments de la meua vida. Cabrols, no sé si és bo o dolent, però a partir d'ara ens veurem més sovint.

RESUM

Catalunya, i en concret el Pla de Lleida, són zones sovint afectades per les pedregades. En general, els episodis més severos i freqüents es produeixen des de finals de la primavera fins a principis de la tardor. Aquest mateix període coincideix amb el moment en què determinats cultius de la zona són altament vulnerables, degut al seu cicle vegetatiu.

La importància a nivell econòmic i social que tenen les pedregades al territori català, com també la complexitat del fenomen, ha comportat que nombrosos científics hagin estudiat el tema des de diferents punts de vista.

En aquesta tesi s'ha aprofundit en temes de diagnòsi i predicció, amb una fase preliminar d'anàlisi per conèixer la distribució espacial i estacional de les pedregades a la zona.

En temes de diagnòsi, i amb l'objectiu de conèixer el diàmetre de la pedra obtinguda en indrets sense possibilitat d'observació, s'ha aplicat un mètode d'estimació de la mida de la pedra. Els resultats més òptims s'han aconseguit a partir del mètode cokriging universal; el qual permet combinar dades puntuals, les observacions en superfície, amb una variable contínua secundària, que en aquest cas es tracta d'informació radar. Els valors estimats més propers a la realitat s'han aconseguit utilitzant el producte vertically integrated liquid (VIL) de la imatge no corregida del radar de la Panadella (CDV) (vegeu imatge 2.1).

Pel que fa al camp de la predicció, s'ha aplicat l'algorisme lightning jump (LJ), amb importants modificacions respecte a la metodologia original, amb l'objectiu de pronosticar temps sever a curt termini. El percentatge d'incert d'aquesta eina davant aquests fenòmens és molt elevat. A més, un altre fet important és que el percentatge d'error és molt baix. La distància de temps en què s'alerta de possible temps sever, coneguda com a lead time, inicialment, s'ha mogut entre 15 i 45 minuts amb un pic als 20 minuts. Posteriorment, a partir de la incorporació del paràmetre de la multiplicitat en l'algorisme, aquesta distància temporal s'ha incrementat fins a 120 minuts.

L'anàlisi de la predicció segons la severitat de la tempesta o, altrament dit, segons el diàmetre de la pedra ha estat costosa i se n'han extret poques conclusions discriminatòries, a partir dels casos estudiats. En conjunt, l'activitat elèctrica i el comportament d'alguns paràmetres radar no han mostrat diferències significatives per arribar a determinar si una tempesta va acompanyada de pedra grossa o petita en el moment que salta una alerta de LJ. Només el perfil de reflectivitat seria considerat una característica determinant que pot facilitar aquest tipus de pronòstic.

Durant les campanyes més recents, l'eina de LJ ha estat aplicada en l'operativa de l'Equip de Predicció i Vigilància (EPV) del Servei Meteorològic de Catalunya (SMC). Inicialment, es va posar en mode de prova, i va passar, vistos els bons resultats, a l'operativa en temps real. Aquest seguiment ha permès portar un control diari de l'eina i trobar millores en l'algorisme. Per tant, es demostra l'aplicabilitat de la present tesi en tasques del dia a dia.

La multiplicitat, esmentada prèviament, ha estat una característica afegida recentment, la qual ha permès pronosticar pedregades de mida inferior als 2 cm, precipitacions intenses, com també predicció de temps sever.

Finalment, per cobrir la manca d'observacions en determinades situacions de severitat, s'ha dut a terme la campanya Plega/Caça la pedra. S'han obtingut uns resultats satisfactoris triplicant quasi el nombre d'observacions respecte d'anys anteriors. Aquesta quantitat d'observacions ha permès fer un millor control i validació de l'eina de LJ.

LLISTAT D'ACRÒNIMS

ACA	Agència catalana de laigua
ADV	Associació de Defensa Vegetal Terres de Ponent
AM	Amb multiplicitat
B	Biaix / Bias
BD	Base de dades
BOW	Eco en arc / Bow echo
CAPPI	Indicador de la posició en el pla a una altitud constant / Constant altitude plan position indicator
CDV	Radar situat a Creu del Vent (vegeu figura 4.1)
CG	Llamps núvol-terra
CK	Cokriging
CS	Skewness
CV	Coefficient de variació
DARP	Departament d'Agricultura
DFRDT	Diferència de la ràtio del total de llamps / Rate of change total flash rate
DMAX	Diàmetre màxim
DVIL	Densitat de VIL
EMA	Estacions meteorològiques automàtiques
EPV	Equip de Predicció i Vigilància
Eab	Error absolut
Er	Error relatiu
FAR	Falses alarmes

GFA	Grup de física de la Atmosfera
GIS	Sistema d'informació geogràfica
GPS	Sistema de posicioanament global / Global positioning system
H	Ràtio d'encerts
Hz	Hertz
IC	Llamps núvol-núvol
IR	Infraroig color
IRTA	Institut de Recerca i Tecnologia Agroalimentàries
ISO	Cel·la aïllada / Isolated Cell
KED	Kriging external drift
LF	Baixa freqüència / Low frequency
LJ	Augment sobtat de llamps / Lightning jump / Alerta
LJ	Alerta sense multiplicitat
LJM	Lightning jump amb multiplicitat
LMI	Radar situat a la Miranda (vegeu figura 4.1)
LT	Diferència de temps / Lead time
MASL	Altitud respecte el nivell del mar / Meters above sea level
MAX	Valors màxims projectats
MDF	Mètode de localització de la direcció magnètica / Magnetic direction finding
MHz	MegaHertz
MUL	Multicel·la / Multicell
NA	Dades no disponibles / No available
NN	Descàrregues núvol-núvol
NT	Descàrregues núvol-terra
OK	Kriging ordinari
OT	Cim del núvol que supera el nivell d'equilibri i penetra a la part inferior de l'estratosfera / Overshooting
Obsv	Observacions
PBE	Radar situat a Puig Bernat (vegeu figura 4.1)
PC	Percentatge d'encert

PDA	Radar situat a Puig d'Arques (vegeu figura 4.1)
PDP/POH	Producte probabilitat de pedra / Probability Of Hail
PDP 45	Probabilitat de pedra fent servir el producte radar TOP amb llin- dar de reflectivitat de 45 dBZ
PPI	Indicador de la posició del pla / Plan position indicator
PTP	Pla territorial de Ponent
SCM	Sistema convectiu mesoscalar
SIG	Sistemes informació geogràfica
SM	Sense multiplicitat
SMC	Servei Meteorològic de Catalunya
SMP	Situació meteorològica de perill
SPC	Supercel·la / Supercell
SQL	Línia de torbonada / Squall lines
TERMCAT	Centre de terminologia de la llengua catalana
TL	Total de Llamps
TOA	Temps d'arribada / Time of arrival
TOP	Atura màxima observació dels ecos
TU	Temps universal / Universal Time
UDE	Universidad de León
UK	Kriging universal
UTC	Temps universal coordinat / Coordinate universal time
VHF	Molt alta freqüència / Very high frequency
VIL	Líquid integrat a la vertical / Vertical liquid water
Vest	Mida de la pedra estimada
Vobs	Mida de la pedra observada
WV	Imatge del vapor d'aigua del satèl·lit Meteosat
XDDE	Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques
XEMA	Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques
XOM	Xarxa d'Observadors Meteorològics de Catalunya
XRAD	Xarxa de Radars de l'SMC
dBZ	Decibels relatius a la reflectivitat

ÍNDIX

I INTRODUCCIÓ

1 Estat de l'art	3
------------------	---

II DADES I METODOLOGIA

2 Dades Utilitzades	15
2.1 Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques (XEMA)	15
2.2 Xarxa d'Observadors Meteorològics de Catalunya (XOM)	17
2.3 Xarxa de granímetres	19
2.4 Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques (XDDE)	20
2.5 Xarxa de Radars (XRAD) de l'SMC	24
2.6 Treball de camp	26
2.7 Xarxes socials	27
2.8 Desenvolupament de la base de dades de temps sever de l'SMC	28
3 Metodologia	31
3.1 Diagnosi	31
3.1.1 Xarxa de granímetres	31
3.1.2 Treball de camp	32
3.1.3 Base de dades	33
3.1.4 Application of cokriging techniques for the estimation of hail size. / Aplicació de la tècnica cokriging per estimar la mida de la pedra.	34
3.1.5 Cas d'estudi: manca d'observacions	38
3.1.6 Campanya Plega/Caça la pedra	38
3.2 Predicció - Nowcasting. Algorisme lightning jump i la seva aplicabilitat	40

3.2.1	Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. / Lightning jump com a eina de predicció a curt termini: Aplicació en episodis de temps sever registrats a Catalunya.	40
3.2.2	Avaluació de l'algorisme lightning jump en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ.	43
3.2.3	Postcampanya 2016. La multiplicitat.	45
3.3	Predicció - Nowcasting. Incorporació radar.	46
3.3.1	Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?	46
3.3.2	Incorporació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2017 LJ.	48
3.4	Sistema de validació	49

III RESULTATS DIAGNOSI

4	Caracterització dels episodis de pedra al Pla de Lleida	55
4.1	Anàlisi de les observacions registrades a partir de la xarxa de granímetres	55
4.1.1	Distribució temporal dels registres de pedra	55
4.1.2	Distribució espacial	57
4.2	Treball de camp	58
4.2.1	Episodi del 16 d'agost del 2016	58
5	Article 1. Application of cokriging techniques for the estimation of hail size. / Aplicació de la tècnica cokriging per estimar la mida de la pedra.	63
5.1	Resum	65
5.2	Article	66
5.3	Resultats	85
5.3.1	Paràmetres estadístics	85
5.3.2	Productes radar	85
5.3.3	Validació	86
5.4	Conclusions	87

6	Cas d'estudi: manca d'observacions	89
6.1	Cas d'estudi: àrea del Penedès	89
7	Campanya Plega/Caça la pedra, d'abril a setembre 2017	93
7.1	Observacions	93
7.2	Comparació de les observacions del 2017 respecte dels registres del període 2006–2016.	96

IV RESULTATS NOWCASTING. Algorisme LJ i la seva aplicabilitat

8	Article 2. Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. / Lightning jump com a eina de predicció a curt termini: Aplicació en episodis de temps sever registrats a Catalunya.	103
8.1	Resum	104
8.2	Article	105
8.3	Resultats	117
8.3.1	Tipus de relacions entre LJ i observacions	117
8.3.2	Lead time (LT)	118
8.3.3	Validació	118
8.4	Conclusions	119
9	Avaluació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ (15 de maig–30 de setembre)	121
9.1	Avaluació de l'algorisme LJ	121
9.2	Seguiment de les tempestes en viu	125
9.2.1	Fonts d'informació	126
9.2.2	Producte de probabilitat de pedra (PdP)	126
9.2.3	Paràmetres radar i activitat elèctrica	127
9.3	Resultats del LJ en la campanya 2016	129
9.3.1	Característiques	129
9.3.2	Lead time (LT)	131
9.3.3	Taules de contingència. Índex de validació	131
9.4	Conclusions	132

10 Avanços en l'algorisme LJ: la multiplicitat. Postcampanya 2016	
LJ	135
10.1 Avanços en l'eina LJ: la multiplicitat	135
10.2 Anàlisi comparativa entre lightning jump (LJ) i lightning jump amb multiplicitat (LJM) - Campanya 2016	136
10.3 Avantatges d'utilitzar la multiplicitat. Casos d'estudi	138
10.3.1 Noves utilitats en la nova versió LJM	139
10.4 Conclusions	143

V RESULTATS NOWCASTING. Incorporació radar

11 Article 3. Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?	147
11.1 Resum	149
11.2 Article	150
11.3 Resultats	162
11.3.1 Anàlisi preliminar dels episodis de pedra registrats entre 2006–2013	162
11.3.2 Relació entre LJ i descàrregues elèctriques	163
11.3.3 Relació entre LJ i paràmetres radar	164
11.4 Conclusions	165
12 Incorporació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2017 LJ	169
12.1 LJ 2017	169
12.1.1 Anàlisi i caracterització de les alertes de la campanya 2017 .	169
12.1.2 Distribució de les alertes	172
12.2 Lightning jumps vs observacions 2017	173
12.3 Conclusions	175

VI CONCLUSIONS

13 Conclusions generals	179
--------------------------------	------------

VII REFERÈNCIES

Referències

187

PART I
INTRODUCCIÓ



1

ESTAT DE L'ART

Les pedregades i les calamarsades són uns fenòmens que poden causar molts problemes a la nostra societat, tal com es veurà més endavant. Per definició, segons el Servei Meteorològic de Catalunya (SMC), i d'acord amb el TERMCAT (Centre de terminologia de la llengua catalana), la pedra i la calamarsa són dos hidrometeors sòlids, arrodonits i mig transparents que es diferencien entre ells segons el seu diàmetre: el llindar entre ambdós es troba en 10 mm (font: <http://bloc.meteo.cat/canvi-en-la-definicio-de-la-calamarsa-la-pedra/>). Com a curiositat, és interessant saber que pocs països en el món diferencien aquests dos tipus d'hidrometeors en la seva terminologia.

Les pedres són diferents totes elles, ja que varien la forma, la mida, el nombre de capes internes que inclouen, com també la presència de bombolles d'aire que contenen, entre altres. Cada una d'aquestes característiques mostra informació sobre el procés i les condicions atmosfèriques en que s'han format (Knight and Knight 2001).

Per a la formació de pedra en un núvol en fase de desenvolupament és imprescindible la incorporació de partícules embrionàries (vegeu figura 1.1). Aquests embrions s'introdueixen en el núvol a partir d'un corrent ascendent secundari, proper al principal, però més feble. Aquestes partícules ascendeixen fins a arribar a un estrat que es troba entre 0 i -40 °C, en la part superior del núvol.

En la part superior d'aquest estrat, aquestes partícules pateixen diferents processos, amb caigudes quan el seu pes s'incrementa, nous ascensos quan es troben en el corrent ascendent principal i coalicions amb altres gotes d'aigua subfoses. Aquest conjunt de processos comporta un increment de la mida de la partícula

i, conseqüentment, un augment de la velocitat de caiguda. Les partícules poden continuar creixent mentre es mantinguin en aquest estrat tèrmic i variaran el seu moviment en funció de la velocitat vertical de l'aire.

Com a resultat d'aquests moviments, les pedres poden mostrar una o diferents capes, depenent de si en el moment d'acreció de les partícules d'aigua subfosa sobre la pedra l'ambient de l'aire és humit o sec. En el cas de trobar-se en un ambient humit, la temperatura no és excessivament baixa i quan la pedra col·lisiona amb les gotes d'aigua, l'aigua no es congela immediatament, sinó que ho fa lentament i permet que les bombolles d'aire puguin escapar-se formant una capa clara de gel. En canvi, el creixement de la pedra en un ambient sec es produeix amb temperatures extremadament baixes. En aquestes condicions, les partícules d'aigua subfosa es congelen immediatament quan col·lisionen amb la pedra ja formada.

Finalment, la pedra cau just quan és prou pesant per superar la força del corrent ascendent, i és empesa per la gravetat cap a la superfície de la terra. La caiguda de la pedra també depèn de les condicions dins la tempesta. Els cops amb altres pedres, així com la fricció atmosfèrica, fan que s'alenteixi la velocitat de caiguda, cosa que complica molt que es pugui identificar el recorregut de caiguda d'una pedra. A més, els vents amb què es troba en la caiguda, si són prou forts, poden provocar que la pedra caigui amb un determinat angle, fet que explica com en certes ocasions es veu afectat un objecte (fruita, vehicle, edificació...). Tot això fa que l'estimació de les velocitats de caiguda sigui molt complexa, perquè sempre es fa considerant que la partícula és completament esfèrica (fet que no és cert) (Knight and Knight 2001, Heymsfield et al. 1980).

Per la seva gran afectació a la població, els episodis de pedra han estat estudiats per molts autors, sobretot en aquelles àrees del món on són més habituals (Browning and Foote 1976, Krauss and Marwitz 1984, Krauss and Renick 1997, Makitov 1999, Tuovinen et al. 2009, Makitov et al. 2016, Dessens et al. 2007). Alguns dels estudis han estat enfocats en l'observació de patrons sinòptics favorables a la formació de pedregades (Kunz et al. 2009, García-Ortega et al. 2011, Sioutas and Flocas 2003), mentre que d'altres s'han centrat en les condicions ambientals i els paràmetres termodinàmics en entorns òptims per al desenvolupament de tempestes amb precipitació en forma de pedra (Ortega et al. 2006, Palencia et al. 2010). També ha estat analitzada la distribució territorial de les pedregades. Així, Allen (2017) va dur a terme una distribució global d'aquest fenomen a partir d'una climatologia compresa entre el 1979-2015 i d'acord amb paràmetres termodinàmics relacionats amb el mateix fenomen (vegeu imatge esquerra, figura 1.2). Punge et al. (2017) van estimar la freqüència de pedra a nivell europeu a partir de l'anàlisi de l'overshooting

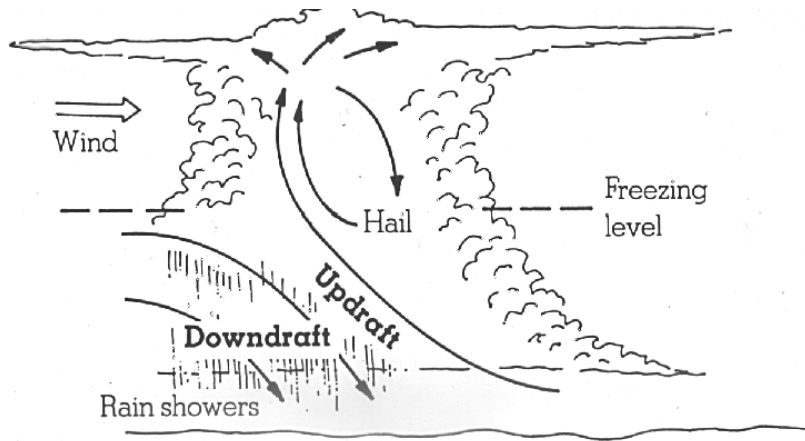


Figura 1.1: Esquema sobre la formació i la trajectòria de la pedra a l'interior del núvol. Font: <http://www.meteo.psu.edu/>.

(vegeu la seva descripció més endavant) a través d'imatges del satèl·lit Meteosat (vegeu imatge dreta, figura 1.2).

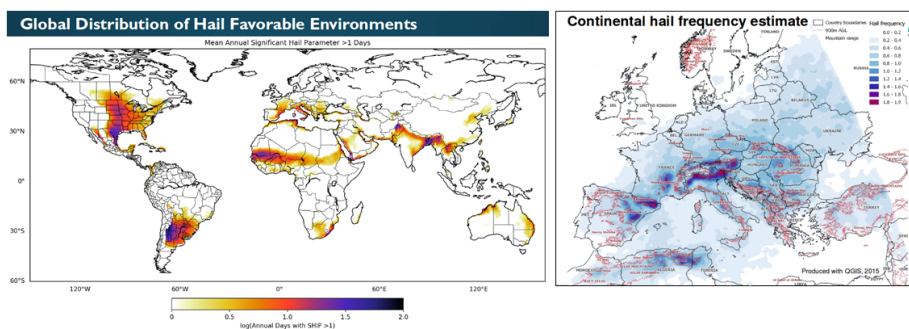


Figura 1.2: Distribució de les pedregades. Imatge esquerra) Distribució global de les zones amb condicions favorables a les pedregades (Allen 2017). Imatge dreta) Estimació de la freqüència de pedregades a nivell europeu (Punge et al. 2017).

Les imatges de la figura 1.2 coincideixen a marcar un arc a la façana mediterrània, el qual assenyalava que és una zona on les condicions ambientals són favorables a la formació de pedra en les tempestes i, per tant, la freqüència de pedregades és elevada en aquest sector. Catalunya forma part d'aquest arc.

Aquest és un dels motius que han fet que nombrosos científics hagin analitzat les pedregades que afecten Catalunya, des de diferents punts de vista. D'aquesta manera, Aran and Pena (2009) i Farnell (2013) van dur a terme diferents estudis

per observar quines eren les situacions sinòptiques més favorables per a la presència de pedra i quines eren les zones més sensibles en cada una d'elles.

D'altra banda, [Farnell and Llasat Botija \(2013\)](#) van analitzar tempestes associades a pluja intensa i pedra amb l'objectiu de trobar factors termodinàmics discriminats entre ambdós tipus de precipitació. A partir de la mostra analitzada, van concloure que si es compleixen les condicions lifted index (LI) < -2 , humitat $< 70\%$ a capes baixes (per sota de 850 hPa) i una diferència de temperatura entre 500 hPa i 850 hPa $> 28^{\circ}\text{C}$, les tempestes van associades generalment a pedra severa (> 2 cm). S'entén per temps sever la presència de pedra d'un diàmetre superior a 2 cm, ratxes fortes de vent (> 25 m/s) i la presència de tornados i/o mànegues ([Galway 1989](#), [Williams et al. 1999](#)).

Diversos autors ([Ramis et al. 1997](#), [Bech et al. 2007](#), [Pineda and Montanyà 2009](#), [Bech et al. 2011](#), [Pineda et al. 2011](#)) han analitzat episodis concrets, per tal de conèixer i analitzar els comportaments de diferents paràmetres de manera conjunta. En aquesta mateixa línia, [Rigo and Pineda \(2016\)](#) van analitzar l'episodi del 05/07/2012, en el qual es van registrar pedres amb un diàmetre de 7 cm al Pla de Lleida. Aquesta anàlisi es va fer mitjançant radar i descàrregues elèctriques. Una de les conclusions més rellevants a les quals es va arribar fou que el temps sever registrat va ser produït per una supercel·la, que és un tipus de convecció molt poc habitual a Catalunya, però que està associada a gran severitat.

[Farnell et al. \(2009\)](#) i [Pineda et al. \(2009\)](#) van analitzar l'episodi del 17/09/2007, catalogat per [Farnell \(2013\)](#) com el segon més sever al Pla de Lleida, des de diferents perspectives. Les parts principals en el primer estudi van ser la realització d'un treball de camp, una anàlisi profunda de les observacions registrades en els granímetres i l'elaboració d'un regle de mesura del diàmetre de la pedra, basat en l'escala Anelfa ([Dessens et al. 2007](#)). El segon article es va enfocar en una anàlisi profunda de la situació sinòptica i de les estructures a partir de les imatges del WV del satèl·lit Meteosat, així com també de les imatges radar.

[Porrás et al. \(2014\)](#) van aplicar un algorisme de probabilitat de pedra per associar una tempesta d'un moment concret amb la presència de pedra. Aquest algorisme va ser desenvolupat a partir del mètode de Waldvogel, el qual buscava per a la detecció de calamarsa una relació entre la reflectivitat de radar de 45 dBZ i l'alçada de la isozero, és a dir, el punt de congelació. [Waldvogel et al. \(1979\)](#) havien observat que com més gran era la diferència entre l'eco del radar i l'altura de la isozero, més gran seria la probabilitat de pedra o calamarsa en superfície.

Amb tot, tal com s'observa en els estudis d'autors com [Fraile et al. \(1992\)](#) o [Smith et al. \(2006\)](#), les pedregades es caracteritzen per ser un fenomen de caràcter

local i irregular en l'espai, ja que tant la intensitat com el diàmetre de la pedra poden variar en pocs metres de distància. Aquest caràcter irregular propicia que l'afectació sobre el territori també sigui irregular. De manera general, es podria dir que la zona més favorable al registre de pedra varia d'acord amb el patró sinòptic, tot i que en algunes situacions són els paràmetres a més petita escala, mesoscalars, i, fins i tot, a nivell de l'ordre de magnitud de la tempesta, els que hi juguen un paper fonamental. Segons la base de dades de l'SMC, desenvolupada en gran part en el marc d'aquesta tesi, climatològicament, les zones de Catalunya més sensibles al registre de pedra són el Pla de Lleida, el quadrant nord-est del país i l'àrea prepirinenca (vegeu capítol ??), tot i que es poden produir a qualsevol punt del territori.

A més, les pedregades afecten anualment Catalunya, però el nombre d'episodis/any és força variable, com també la seva distribució mensual. Malgrat que novament es constata la variabilitat d'aquest fenomen, ara a nivell temporal, s'observa que majoritàriament les pedregades coincideixen amb els mesos més càlids de l'any, com també passa amb les pedregades que es registren a d'altres punts d'Europa (Dessens 1986, Sánchez et al. 1996, Giaioti et al. 2003, Rigo and Llasat 2016). De totes maneres, això no significa que no es pugui registrar alguna pedregada important fora d'aquests mesos, com així ha passat alguna vegada, però la probabilitat és més baixa i les condicions meteorològiques han de ser molt favorables al seu desenvolupament.

Si ens centrem en la zona principal d'estudi, el Pla de Lleida és, com s'ha dit prèviament, un dels sectors de Catalunya més afectats per les pedregades. Aquestes pedregades afecten aquesta àrea, majoritàriament, des d'abril fins a inicis d'octubre (vegeu figura 1.3). Aquest fet, juntament amb la importància del sector agrícola de la zona, genera que sigui una àrea altament vulnerable. Aquesta anàlisi s'ha fet en dos períodes, els quals han estat diferenciats entre ells, ja que la diferència del nombre d'episodis registrats en cada un varia de manera notable. Les noves tecnologies, com l'smartphone, han permès incrementar el nombre d'observacions, tal com s'observa clarament en el període 2000-2011 de la figura 1.3.

A partir de la climatologia de pedra del Pla de Lleida, compresa entre 1980–2011, Farnell (2013) va observar com geogràficament existeix una distribució territorial amb un major nombre d'episodis a l'oest i al centre de la zona d'estudi, i amb menys afectació al nord, al sud i a l'est de la zona. Les zones amb una major afectació de pedregades coincideixen amb les àrees on es troben cultivats fruiters i herbacis de regadiu (vegeu figura 1.4).

Seguint en el punt de vista agrícola, cal destacar que el cicle vegetatiu de l'agri-

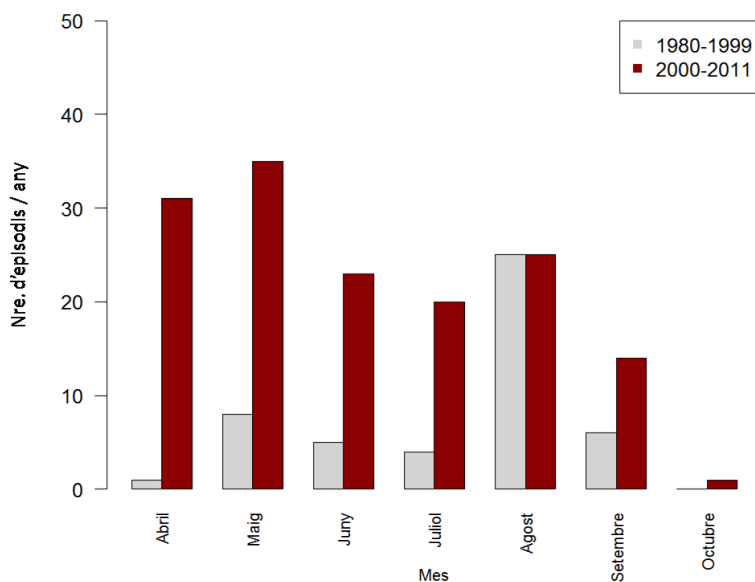


Figura 1.3: Distribució mensual del nombre de pedregades durant el període 1980–2011 al Pla de Lleida (Campanya d’afectació agrícola).

cultura que domina a la zona coincideix amb el període en què les pedregades juguen un paper més destacat. Com ja s’ha dit, aquesta coincidència genera unes pèrdues econòmiques importants en el sector. En el cas de gran severitat, les pèrdues són destacades també en béns i immobles urbans. [Aran et al. \(2011\)](#) van estimar que entre el període 2000–2009, les pèrdues econòmiques en l’agricultura a Lleida foren valorades en 15 M€.

A causa de l’elevada vulnerabilitat agrícola del Pla de Lleida davant les pedregades, l’any 1990 es va instal·lar una xarxa de granímetres a la zona de regadiu d’aquesta regió amb l’objectiu de poder quantificar i caracteritzar les pedregades. Aquesta xarxa està formada per un total de 170 granímetres, un cada 4 km² ([Fraile et al. 1992](#), [Farnell et al. 2009](#)), i està gestionada per l’Associació de Defensa Vegetal Terres de Ponent (ADV Terres de Ponent). En el capítol 2.3 s’ha aprofundit en l’explicació d’aquest tipus d’instrument i de la xarxa en conjunt.

Aquesta xarxa permet obtenir una gran quantitat d’observacions que, en molts casos, arribaria a no ser registrada, sobretot depenent de la zona i l’hora del registre. [Cintineo et al. \(2012\)](#) van constatar que existeixen episodis amb manca d’informa-

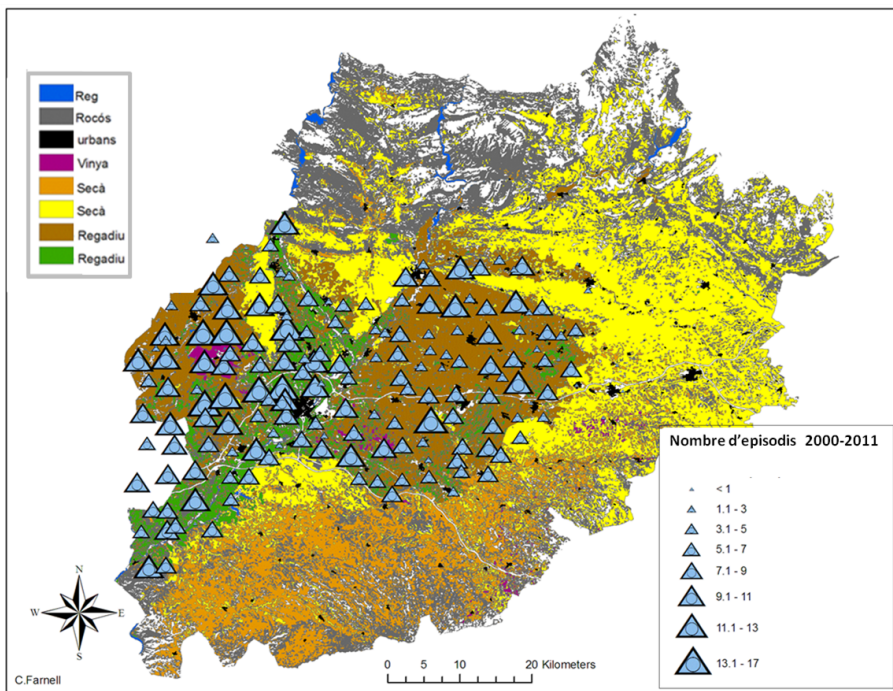


Figura 1.4: Distribució del tipus de cultiu i del nombre d'episodis de pedra registrats (triangle blau) durant el període 2000–2011 al Pla de Lleida.

ció, principalment, els que es produeixen a la nit. Aquest fet es pot lligar amb el treball de [Tuovinen et al. \(2009\)](#), que van afegir que la informació varia en funció de la distribució de la població, és a dir, en funció de zones poc o molt poblades, com també que la mida de la pedra depèn de l'observador i de l'objecte de referència que tingui en compte ([Schaefer et al. 2004](#), [Schuster et al. 2005](#)).

Un inconvenient dels granímetres és la seva discontinuïtat en l'espai, fet que, juntament amb la irregularitat de les pedregades, genera una alta probabilitat que algunes pedregades no siguin registrades per aquests instruments. La informació d'aquests buits pot ser interessant per a alguns pagesos, els quals poden veure els seus cultius afectats, o bé per a d'altres usuaris, els quals consulten l'SMC sobre danys a les seves propietats.

L'aplicació d'un mètode d'interpolació és una de les possibles solucions per tal de resoldre aquest inconvenient. A diferents parts del món, com a Argentina ([Mezher and Mercuri 2009](#)) o Grècia ([Dalezios et al. 2002](#)), s'han aplicat diferents tècniques per obtenir informació i observar la variació espacial del registre de pedra durant un

episodi. Algunes d'aquestes tècniques són el kriging ordinari (OK) o bé el kriging universal (UK) entre altres, cada una d'elles amb unes característiques específiques.

Tanmateix, existeixen altres mètodes d'interpolació, com ara el kriging amb derivada externa (KED) o el cokriging (CK), que permeten combinar informació puntual amb informació contínua en l'espai, com és el cas d'alguns camps generats pel radar meteorològic, els quals es troben ben correlacionats amb la presència de pedra en una tempesta. Una part d'aquesta informació és el vertically integrated liquid (VIL), paràmetre comparable amb la massa d'aigua precipitable en una columna radar calculada a partir de dades d'altura i reflectivitat d'ecos detectats ([Amburn and Wolf 1997](#), [Delobbe and Holleman 2006](#), [Holleman 2001](#), [Montopoli et al. 2010](#)); la densitat de VIL (DVIL), que relaciona el VIL amb l'alçada de la tempesta ([Amburn and Wolf 1997](#)); l'ecotop ([Delobbe and Holleman 2006](#)); la reflectivitat que s'associa amb la intensitat de precipitació, a partir d'una relació entre l'energia emesa pel radar i el retorn per l'eco en superfície i la reflectivitat màxima ([Dye and Martner 1978](#), [Holleman 2001](#)). En referència al VIL, aquest paràmetre és un dels més usats per detectar pedra a l'interior del núvol, ja que un elevat valor de VIL indica un elevat contingut d'aigua o de gel a l'interior del núvol ([Edwards and Thompson 1998](#), [Boudevillain and Andrieu 2003](#)). A més, un increment d'aquest paràmetre suposa que la tempesta guanya intensitat i la presència de pedra és més probable ([Kitzmilller et al. 1995](#)).

A Catalunya, tot i que s'ha comentat prèviament que existeix una enorme quantitat de bibliografia relacionada amb les pedregades, no existeix cap estudi que apliqui un mètode d'interpolació a partir de dades de pedra. De fet, les publicacions que s'han fet arreu del món en referència a aquesta temàtica són nul·les. En canvi, la situació és ben diferent per als episodis de pluja. Per exemple, l'SMC elabora un mapa d'interpolació, el qual combina una informació contínua en l'espai (estimació de precipitació mitjançant radar), i una de puntual, a partir dels pluviòmetres de la Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques (XEMA). Aquesta sortida permet observar dades de precipitació acumulada en un punt on hi ha absència de pluviòmetres, però on s'ha registrat precipitació, la qual ha estat observada a partir del radar ([Rigo et al. 2013](#)).

Un altre punt d'interès per a la població, en què els seus interessos es veuen afectats per les pedregades, és conèixer la localització i el moment en què pedregarà en un futur, és a dir, la predicció. Molts autors han investigat per trobar una millora i concretar la resposta a aquestes preguntes, però queda molt camí per recórrer. El nowcasting mitjançant eines de teledetecció és una de les vies més comunes per dur a terme aquests tipus d'estudis ([Rigo et al. 2010](#), [Pineda et al. 2016](#), [Schultz et al.](#)

2009).

No es coneix una eina que permeti saber de manera directa la severitat d'una tempesta, però sí que es pot deduir a través de paràmetres associats a temps sever. Alguns indicadors són paràmetres o estructures de precipitació observades en el radar (Parker and Johnson 2000, Steiger et al. 2007, Metzger 2010), estructures observades a partir del satèl·lit Meteosat (Bedka 2011, Petra and Nataša 2013), com també anomalies en el comportament de les descàrregues elèctriques (Williams et al. 1999).

A partir del canal infraroig (IR) del satèl·lit geostacionari es poden detectar algunes estructures associades a temps sever. Per una banda, l'overshooting (OT), el qual indica que el cim del núvol supera el nivell d'equilibri, límit de la tropopausa, i penetra en la part inferior de l'estratosfera. Això es relaciona amb la presència de convecció profunda degut als forts corrents ascendants que afavoreixen el seu gran desenvolupament vertical (Bedka 2011). Per altra banda, l'estructura en forma de V es considerada una característica en les tempestes severes (Adler and Mack 1986). Per ser considerada com a tal, ha de complir una sèrie de requisits, un dels quals és la presència d'OT (Brunner et al. 2007).

El radar és una altra eina de teledetecció a partir de la qual poden observar-se diferents estructures, com ara les línies de torbonada (squall lines) (Bluestein et al. 1987) o els sistemes convectius mesoescalars (MCSs), en els quals existeixen tempestes convectives organitzades a nivell mesoescalar. A més, les tempestes dels MCSs han de tenir un cicle de vida superior a 3 hores (Parker and Johnson 2000). També existeixen altres estructures com les supercel·les, que són estructures tempestuoses amb un únic corrent ascendent, però de gran intensitat (Calhoun et al. 2014, Smith et al. 2012, Doswell III et al. 2005).

En relació amb les descàrregues elèctriques, alguns autors van observar un comportament variant del nombre de descàrregues elèctriques durant els minuts previs a la presència de pedra en superfície, com també comportaments anòmals de la polaritat de les càrregues en l'interior del núvol. Segons alguns autors, un augment de la ràtio núvol-núvol (NN)/núvol-terra (NT) va relacionat amb la formació i la presència de pedra a l'interior del núvol (Montanyà et al. 2009, Lang et al. 2000) i, a més, s'han observat anomalies positives en les descàrregues NT durant la fase de maduresa de les tempestes. Pineda et al. 2016 van mostrar com aquests comportaments també s'havien observat en alguns episodis registrats a Catalunya. Altres investigadors (Kane 1991, Williams et al. 1999, Tessendorf et al. 2007, Schultz et al. 2009, Darden et al. 2010, Pineda et al. 2011) van detectar un increment de les descàrregues elèctriques NN i NT abans del registre dels temps sever en superfície.

Williams et al. (1999) van definir aquest increment sobtat de les descàrregues elèctriques dins una tempesta com a lightning Jump (LJ), el qual precedeix la presència de temps sever en superfície en un curt termini (predicció inferior a 2 hores). Segons Carey and Rutledge (1998), Goodman et al. (2005), entre altres, aquest increment pot ser causat per la intensitat del corrent ascendent que genera un increment de xoc entre partícules i una major separació de càrregues.

Schultz et al. (2009) van desenvolupar un algorisme per detectar el LJ, mentre que Schultz et al. (2011) van demostrar-ne l'aplicabilitat. Aquest últim va avaluar l'algorisme amb 711 tempestes i els resultats van ser prometedors, amb un 79% de deteccions de tempestes severes i només un 22% de falses alarmes. Altres autors, com Chronis et al. (2015), van apostar per aplicar lleugeres modificacions en l'algorisme original. Schultz et al. (2011) van posar èmfasi en la importància que el LJ considera el total de llamps (TL), és a dir, llamps NN + llamps NT. Només tenint en compte els llamps NT, l'algorisme no funciona correctament.

El temps de predicció del LJ és calculat a partir del lead time (LT). Aquest paràmetre calcula la diferència de temps entre el registre d'una alerta i l'ocurrència de l'observació. Aquesta eina ha estat estudiada per diversos científics en diferents tipus de tempestes com supercel·lulars o multice·l·lulars (Steiger et al. 2007) i relacionades amb diferents tipus de temps sever: pedra, vent (Metzger 2010). El LT ha estat variable segons els tipus d'estudi. Així, Williams et al. (1999) va trobar un LT d'entre 5 i 20 minuts i Dimitrova et al. (2011) van observar una variació del LT en funció del tipus de tempesta, que en conjunt es va moure entre els 12 i els 24 minuts. Per tant, aplicant l'eina del LJ es pot arribar a conèixer, de manera general, si una tempesta va associada a temps sever, quina serà la zona afectada i quan pot produir-se el temps sever aproximadament. Malgrat tot, no és capaç de diferenciar quin tipus de temps sever pot produir-se i en el cas de les pedregades, la mida màxima de diàmetre.

PART II

DADES I METODOLOGIA



2

DADES UTILITZADES

2.1	Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques (XEMA) . . .	15
2.2	Xarxa d'Observadors Meteorològics de Catalunya (XOM) . . .	17
2.3	Xarxa de granímetres	19
2.4	Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques (XDDE)	20
2.5	Xarxa de Radars (XRAD) de l'SMC	24
2.6	Treball de camp	26
2.7	Xarxes socials	27
2.8	Desenvolupament de la base de dades de temps sever de l'SMC	28

Per elaborar aquesta tesi s'han utilitzat, bàsicament, dos grups de dades diferents, els dos amb un mateix grau d'importància. Per una banda, les dades associades a les observacions en superfície i, per altra banda, les eines basades en sistemes de teledetecció. Cada un d'aquests grups inclouen diferents tipus de sistemes de registres.

2.1 Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques (XEMA)

La Xarxa d'Estacions Meteorològiques Automàtiques (XEMA) està gestionada per l'SMC ¹. Està formada per unes 180 estacions ubicades tenint en compte la complexitat topogràfica de Catalunya i amb l'objectiu de cobrir tot el territori des dels punts de les diferents vessants meteorològiques i climatològiques (vegeu imatge 2.1).

Una EMA (Estació Meteorològica Automàtica) està dissenyada per mesurar i registrar de forma automàtica i contínua diferents variables meteorològiques. Cada una d'elles conté diversos sensors per mesurar les diferents variables. Existeix un procés d'adquisició, processament i emmagatzematge. Finalment, hi ha un sistema de comunicació per transmetre a la seu central de l'SMC la informació registrada. A partir de les dades obtingudes es genera una base de dades (BD), en períodes d'1 minut, 30 minuts o 60 minuts, segons l'estació i la variable mesurada.

Aquestes estacions disposen d'un sensor de temperatura (termòmetre) i un d'humiditat relativa (higròmetre), situats entre 1,25 i 2 m del sòl i a l'interior d'un abric meteorològic. De cada una d'aquestes variables es registren les mitjanes minutals, i la màxima, la mínima i la mitjana d'un període. A més, es disposa de pluviòmetres, majoritàriament del tipus de balanci, la boca dels quals ha d'estar a una altura no superior a 1,5 m del sòl. Es poden obtenir dades minutals, com també el total i la màxima minatural d'un període determinat. Per registrar la velocitat del vent, es disposa d'un anemòmetre –els més usats són els d'hèlixs o de culleres– mentre que per calcular la direcció del vent s'utilitza el penell. Aquests instruments estan situats majoritàriament a 10 m d'altura per minimitzar els efectes del sòl en el flux de l'aire. També es registra la pressió atmosfèrica a partir del baròmetre que, juntament amb l'higròmetre i el termòmetre, es troba dins l'abric meteorològic. Finalment, algunes EMAs tenen incorporat un pirànometre, el qual proporciona informació sobre la radiació solar directa i difusa.

És important dir que no totes les EMAs que formen part de la XEMA contenen tots els sensors esmentats en aquest punt, ja que algunes d'elles s'han incorporat d'altres xarxes, gestionades anteriorment pel Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca (DARP), el Departament de Medi Ambient i Habitatge (DMAH) o l'Agència Catalana de l'Aigua (ACA), totes de la Generalitat de Catalunya, i amb finalitats diferents (agrometeorològiques, de vigilància ambiental, o hidrològiques,

¹http://static-m.meteo.cat/wordpressweb/wp-content/uploads/2014/11/18120559/Les_Estacions_XEMA.pdf

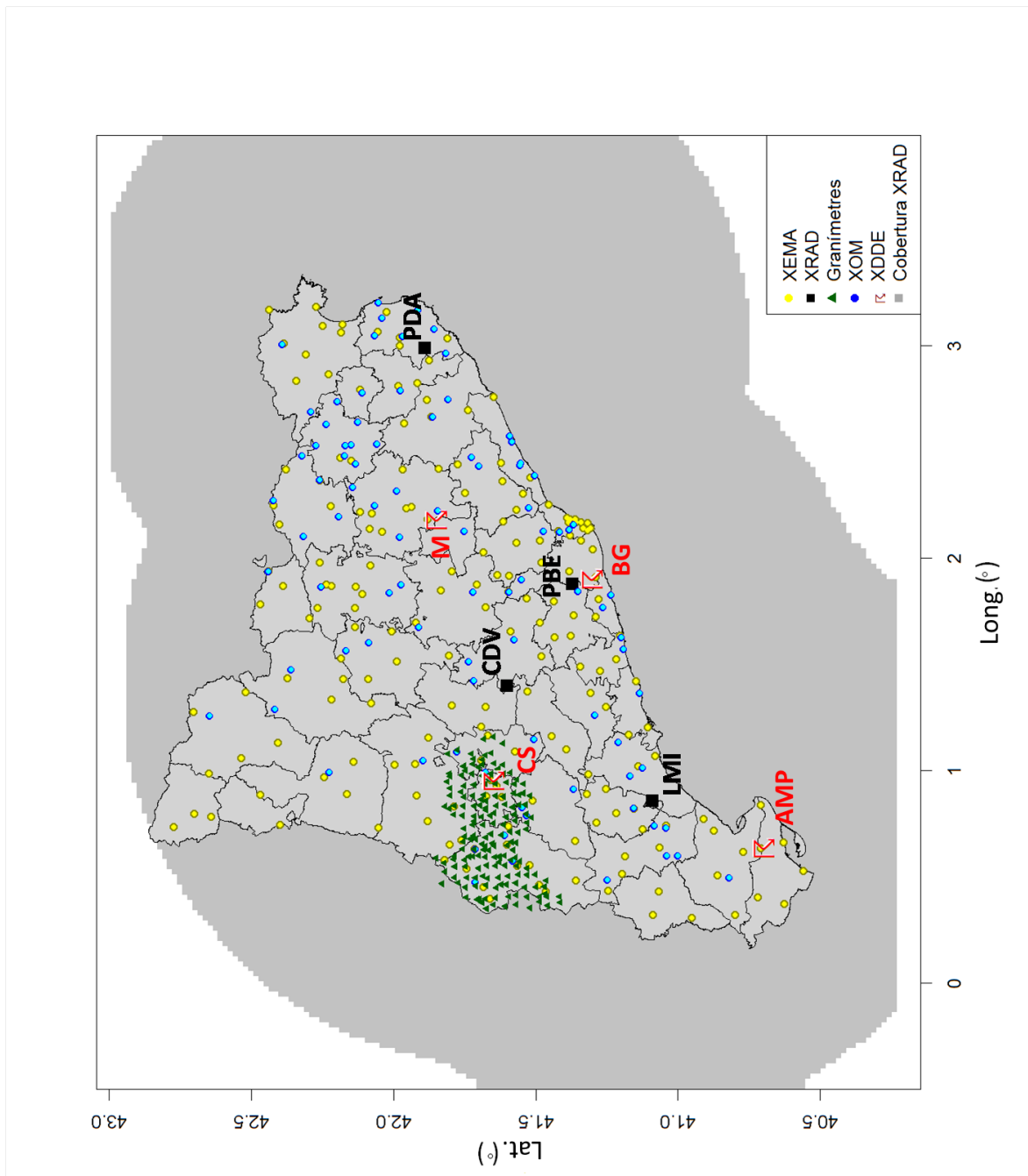


Figura 2.1: Localització de les eines utilitzades en aquesta tesi. Nomenclatura XRAD: **CDV**, Creu del Vent; **LMI**, la Miranda; **PBE**, Puig Bernat, i **PDA**, Puig d'Arques. Nomenclatura XDDE: **M**, Muntanyola; **CS**, Castellnou de Seana; **BG**, Begues; **AMP**, Amposta.

respectivament), tot i que s'estan intentant homogeneïtzar, en la mesura que sigui possible.

2.2 Xarxa d'Observadors Meteorològics de Catalunya (XOM)

L'SMC disposa d'una Xarxa d'Observadors Meteorològics (XOM)² per ampliar la disponibilitat i el tipus d'informació meteorològica, cosa que permet una millora en el desenvolupament d'algunes tasques de vigilància meteorològica (vegeu imatge 2.1).

Aquesta xarxa està formada per un col·lectiu de 233 membres, distribuïts arreu del territori, que aporten informació des d'un punt de vista d'observació meteorològica per a la caracterització diària del temps, i alguns d'ells estan enfocats cap a una modalitat de vigilància.

Per a la realització de l'observació meteorològica, el membre de la xarxa informa de la situació de la seva localitat com a mínim una vegada al dia, a les 7 temps universal (TU), i, posteriorment, les vegades que ho cregui oportú (vegeu imatge 2.2).

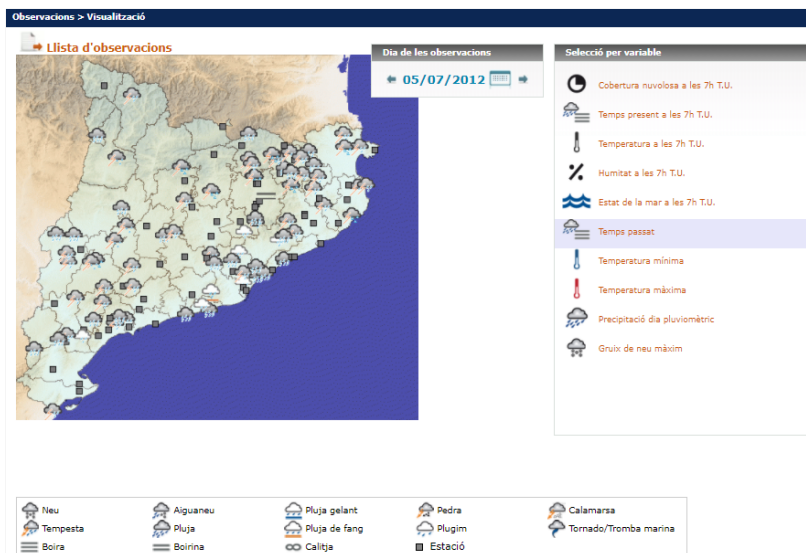


Figura 2.2: Observacions registrades per la XOM el dia 05/07/2012.

²<http://www.meteo.cat/wpweb/divulgacio/equipaments-meteorologics/observadors-meteorologics/>

D'altra banda, la tasca de vigilància consisteix a aportar informació visual de fenòmens meteorològics destacats en temps real, com ara pedra, boira o pluja gelant, entre altres (vegeu imatge 2.3). A més, l'EPV-SMC pot contactar amb l'observador en cas que una situació meteorològica de perill (SMP) afecti la comarca de l'observador. L'objectiu d'aquest contacte telefònic és obtenir informació associada a temps advers, que complementa i, en molts casos, millora la informació proporcionada per les eines d'observació automàtica i de teledetecció.

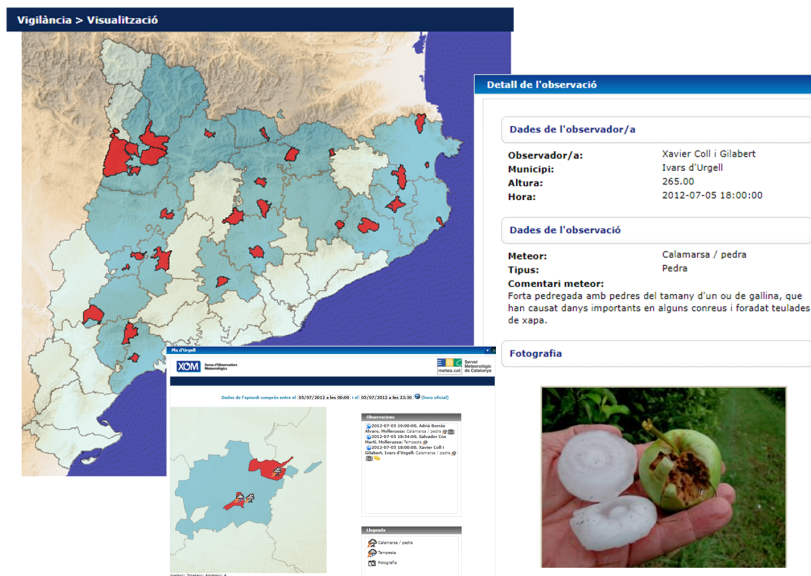


Figura 2.3: Vigilància, seguiment i aportació d'informació del temps sever registrat a Ivars d'Urgell en l'episodi del 05/07/2012.

2.3 Xarxa de granímetres

Com s'ha explicat en el capítol 1, a la zona de Ponent hi ha instal·lada una xarxa de granímetres, que té com a propòsit caracteritzar i quantificar les pedregades de manera objectiva. Està formada per una malla aproximadament regular de 4x4 km amb un granímetre que cobreix uns 16 km², aproximadament, amb un total de 170 granímetres (vegeu figura 2.1).

Un granímetre, tal com s'observa en la imatge de l'esquerra de la figura 2.4, està format per una placa de poliestirè de 30x40x3 cm, situat a 1,5 m del sòl i protegit per una capa de pintura blanca per tal d'evitar que la radiació del sol o bé altres fenòmens meteorològics la malmetin (Fraile et al. 1992). El poliestirè és

un material plàstic que conserva els efectes dels cops realitzats per les pedres en impactar contra la placa, fet que facilita l'anàlisi a posteriori.

Tot just després d'un episodi de pedra, l'Associació de Defensa Vegetal (ADV) Terres de Ponent localitza la zona de probable afectació a partir d'imatges radar i recull i substitueix cada una de les plaques amb impacte (granímetres). A més, en fa una anàlisi superficial inicial i les cataloga amb la data de l'episodi i el codi del punt d'observació. Al final de la temporada de pedra, inicis d'octubre aproximadament, aquestes plaques afectades en cada episodi s'envien al laboratori del Grupo de Física de la Atmósfera (GFA) de la Universidad de León (ULE), per tal que se'n duguin a terme una anàlisi profunda.

Al laboratori, les plaques amb impactes es pinten amb pintura gràfica negra (vegeu imatge de la dreta de la figura 2.4) per facilitar la mesura de la grandària i la fondària de l'empremta a partir de les quals s'obtenen altres paràmetres, com ara el diàmetre, energia cinètica o la massa, entre altres, de la pedra o calamarsa (Palencia et al. 2007). La línia negra contínua situada al mig de la placa i les rodones marcades sobre ella s'utilitzen per fer un calibratge precís del mètode.

Finalment, cal dir que l'ADV Terres de Ponent també renova les plaques si durant un llarg període de temps no hi ha cap afectació, pel desgast de la placa mateixa, així com per robatoris o per falsos impactes produïts per ocells.



Figura 2.4: Imatge esquerra) Granímetre que forma part de la xarxa controlada per l'Associació de Defensa Vegetal Terres de Ponent. Imatge dreta) Preparació d'una placa per analitzar-la. Font: ADV Terres de Ponent.

2.4 Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques (XDDE)

L'any 2003 es va instal·lar a Catalunya la Xarxa de Detecció de Descàrregues Elèctriques (XDDE)³, formada per 4 detectors (vegeu figura 2.1). Cada detector està constituït per 3 mòduls (vegeu figura 2.5), els quals tenen incorporat: una antena amb cinc dipòls que treballa en el rang de molt alta freqüència (VHF, en anglès), una antena de camp elèctric a la banda de baixa freqüència (LF) i un receptor de GPS. Els sensors actuen com a receptors d'informació. El sensor VHF escolta en el rang dels 108 als 120 MHz, en què detecta els llamps núvol-núvol (NN), mentre que el sensor de LF, treballa entre 300 Hz i 3 MHz i permet detectar les descàrregues núvol-terra (NT).



Figura 2.5: Exemple de detector instal·lat en la XDDE. Font: Lightning Research Group (LRG) de la Universitat Politècnica de Catalunya (UPC).

Els registres de cada detector són processats i posteriorment es calcula la posició

³<http://static-m.meteo.cat/wordpress/wp-content/uploads/2014/11/18120559/Els-Llamps.pdf>

geogràfica de cada llamp a partir de diferents mètodes, els quals varien segons el tipus de descàrrega:

1 Detecció i geolocalització de les descàrregues NT: S'utilitzen tres mètodes per tal de detectar espacialment i temporalment la descàrrega:

1.1 *Temps d'arribada (time of arrival (TOA), en anglès).* Aquest sistema és capaç de detectar el moment de la descàrrega a partir del sistema de posicionament global (global positioning system (GPS)). Tenint en compte que es coneix la velocitat de propagació del senyal a l'atmosfera, es pot fer una estimació de la distància més probable. La combinació d'aquesta amb els altres sensors permeten conèixer una direcció aproximada d'on prové la senyal.

1.2 *Mètode de localització de la direcció magnètica (magnetic direction finding (MDF)).* Aquest sistema permet precisar la direcció d'on es rep el senyal d'una descàrrega, dins la distància delimitada pel sistema TOA.

1.3 *Sistema de triangulació.* Una vegada es coneix la direcció on s'ha produït la descàrrega, s'aplica el sistema de triangulació en els diferents sensors i es determina una posició estimada i una el·lipse de màxima probabilitat, dins la qual es troba la posició real del llamp. En la figura 2.6 es mostra la combinació de tres sensors (X1, X2 i X3), en què en gris clar apareixen, les zones de més probabilitat de la direcció de detecció del llamp; en gris fosc, les zones on es creuen dues d'aquestes zones (I12, I13, I23); en groc, la zona de més elevada probabilitat de detecció del llamp, tot i que s'acaba focalitzant en una coordenada (punt vermell), mentre que el taronja marca la posició "real" del llamp.

Per al bon funcionament d'aquest sistema, cal una bona sincronització de tots els sensors GPS emprats a la xarxa, i disposar com a mínim de 4 detectors, ja que les corbes de probabilitat per a cada sensor poden comportar errades en la determinació de la posició (<http://www.microsferics.com/>).

2 Detecció i geolocalització de les descàrregues NN

Mètode d'interferometria. Per als llamps núvol-núvol s'utilitza aquest mètode, el qual calcula la direcció d'arribada del senyal de forma diferent a la dels llamps NT. L'antena de VHF està formada per 5 dipòls (o petites antenes, distribuïdes de forma circular) (vegeu figura 2.5). En aquest cas, la direcció

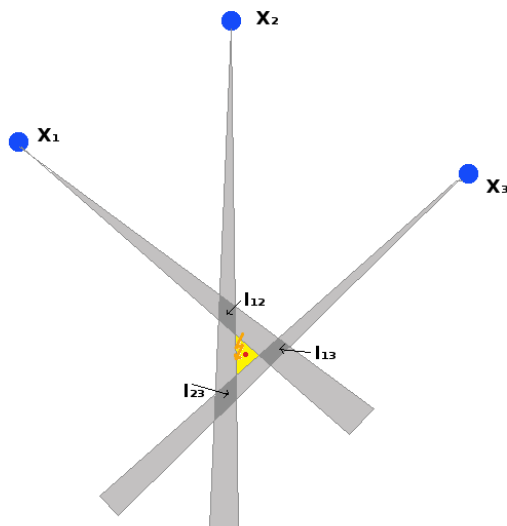


Figura 2.6: Mètode de triangulació per a la localització de les descàrregues.

d'arribada s'estima a partir de buscar quina és la combinació de 2 dipòls que dona una menor diferència de fase (vegeu figura 2.7).

Aplicant novament el mètode de triangulació entre els sensors de la XDDE es coneix la geolocalització de la descàrrega. Malgrat tot, aquest sistema és menys precís que el posicionament de les descàrregues NT. Aquest fet no suposa un inconvenient per al bon funcionament de l'algorisme del lightning jump, ja que la localització precisa de les descàrregues no és un factor important, com s'explica més endavant. Tanmateix, sí que és necessari que l'error de localització no sigui excessiu.

3 Agrupació de les dades i integració a la base de dades

Les descàrregues detectades s'agrupen a partir de criteris espacials i temporals perquè es considera que formen part d'un mateix llamp (Pineda et al. 2007). Llavors, després d'un processament a un servidor central del l'SMC, s'obté informació sobre els llamps aïllats NN, els llamps NN i els llamps NT. Per a cada un d'ells es coneix el temps i la posició amb un marge d'error i se'n poden conèixer altres característiques, com la trajectòria, la polaritat, els nodes inicials o finals, el corrent de pic i l'amplitud. La informació de cada un

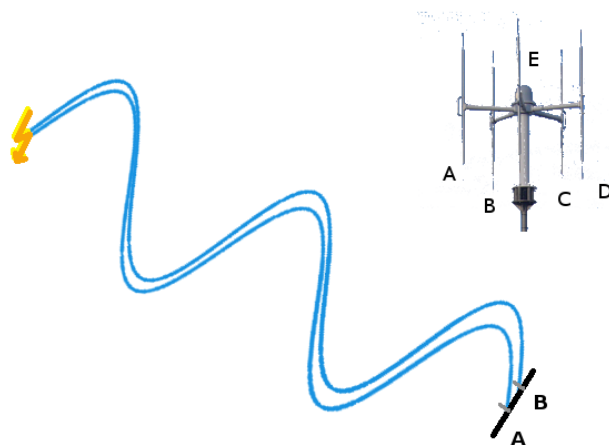


Figura 2.7: Esquema sobre el funcionament del mètode de detecció de descàrregues elèctriques VHF d'interferometria. Font: http://www.thornett.net/Rosliston/Radio_Astronomy/html/interferometry.html.

dels llamps s'emmagatzema en una base de dades quasi a temps real (vegeu procediment a la figura 2.8). Aquesta base de dades ha estat consultada per elaborar els treballs d'aquesta tesi referents a la predicció a curt termini.

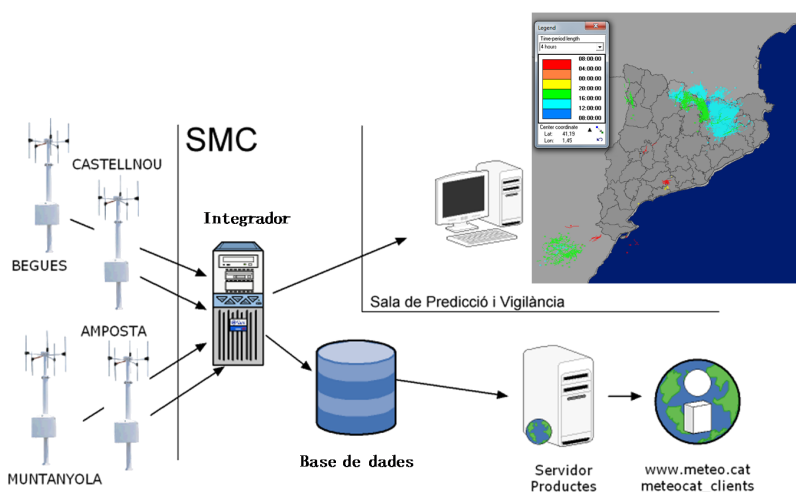


Figura 2.8: Esquema del procés de transmissió de dades des de que són detectades pels sensors fins que estan disponibles per a ser analitzades. Font: N. Pineda.

2.5 Xarxa de Radars (XRAD) de l'SMC

La Xarxa de Radars de l'SMC està formada per 4 elements (vegeu figura 2.1), ubicats de manera estratègica per tal de cobrir tot el territori i minimitzar al màxim l'apantallament orogràfic (bloqueig que produeix un obstacle muntanyós davant el feix radar). Aquests radars operen en banda C i són de tipus Doppler. La banda C és un tipus de banda més adequada per detectar la pluja i, no tan eficaç per detectar pedra o pluja intensa com seria la banda S. Malgrat tot, no és un impediment per poder analitzar les tempestes de pedra.

La tasca bàsica de cada radar consisteix en⁴:

1. El radar envia un feix d'energia a través de l'antena cap a una certa direcció i durant un petit interval de temps (microsegons).
2. Si l'energia enviada troba un blanc –un obstacle meteorològic, o no– en el seu camí, part d'aquesta energia és tornada. És a dir, el blanc retorna el que s'anomena un eco.
3. El radar processa l'eco rebut i en determina la posició, la intensitat i el moviment pel que fa a la posició del radar (per això es diu radar Doppler).
4. El radar repeteix el mateix procediment per a un conjunt d'elevacions i per a totes les direccions, i genera la informació provinent dels blancs dins d'un volum radar.

Les dades són corregides per tal de mostrar només ecos meteorològics, a partir de diferents processos que eviten falsedats en la informació causada per l'apantallament de l'orografia, bloquejos dels parcs eòlics, la propagació anòmala, o bé interferències per la precipitació mateixa, entre altres. Alguns d'aquests processos de correcció són més complexos i més costosos en temps (Rigo et al. 2013). Cal puntualitzar que la zona principal d'estudi, el Pla de Lleida, és una de les àrees amb menys afectació pels esmentats errors, a banda d'estar coberta per dos radars (vegeu figura 2.1).

Posteriorment a aquest pas es generen diversos productes. A continuació es mostren els utilitzats en alguns dels diferents processos d'aquest treball:

- 1 Indicador de la posició en el pla (PPI, en anglès).** Mostra la intensitat dels ecos obtinguda en un mateix punt en una mateixa elevació, a partir dels feixos emesos pel radar.

⁴<http://static-m.meteo.cat/wordpressweb/wp-content/uploads/2014/11/18114749/XRAD.pdf>

2 Indicador de la posició en el pla a una altitud constant (CAPPI).

És similar al PPI, però en aquest cas es representa la intensitat dels ecos observats en una altitud constant. Té en compte les diferents elevacions a partir d'interpolacions.

L'SMC genera un producte volumètric anomenat CAPPI150X10, que conté 10 d'aquests CAPPIs separats entre ells per 1 km d'altitud. El CAPPI150X10 és un producte que es compon a partir dels volums de cada un dels radars individuals, cosa que permet una bona cobertura de tot Catalunya i les àrees veïnes.

L'anàlisi vertical de 0 a 10 km s'explica, per una banda, per la necessitat d'obtenir un producte ràpid i immediat que pugui ser utilitzat per a l'operativa diària. A partir de 10 km hi ha pocs elements que poden ajudar en la predicció a curt termini.

Per altra banda, s'ha considerat que 10 km és el top de moltes tempestes, encara que, en alguns casos, sobretot a l'estiu, pugui ser superior.

3 Valors màxims projectats (MAX). Presenta la reflectivitat màxima observada en el desenvolupament vertical d'una tempesta, en qualsevol de les tres direccions principals (x, y, z).

4 L'altura màxima d'observació dels ecos (TOP). Mostra l'altura màxima a la qual s'han detectat ecos que tenen valor igual o superior a un llindar (12, 35 o 45 dBZ). És un bon indicador per conèixer el desenvolupament vertical de les tempestes.

5 Líquid integrat a la vertical (VIL). Mostra la quantitat d'aigua precipitable en una columna. No és un producte directe del radar, sinó que es calcula a partir de la reflectivitat i de l'altitud dels ecos dins la mateixa columna.

6 Seccions verticals. Permet fer seccions verticals entre dos punts per conèixer l'estructura i les característiques de la tempesta en la seva vertical.

La resolució temporal de la informació radar emprada en el present treball és 6 minutal i la resolució espacial és d'1x1 km², tret de la resolució espacial del CAPPI150X10, que és de 2x2 km², per tal de no tenir una mida de fitxer massa gran. Segons el tipus d'informació, el radar proporciona camps amb un radi de cobertura variable. Els radars generen 14 PPIs, cada 6 minuts, de curt abast (< 150 km) més un PPI de llarg abast (< 250 km). En aquest mateix període es generen

també les composicions dels diferents productes presentats anteriorment, amb les dades de tots els radars de la xarxa.

2.6 Treball de camp

Alguns episodis associats a temps sever han estat estudiats i analitzats in situ, amb l'objectiu d'obtenir un altre tipus d'informació, per tal de complementar-la i comparar-la amb la d'altres bases de dades, com els granímetres, o bé alguns paràmetres radar (vegeu figura 2.9). Alguns d'aquests treballs han estat relacionats amb episodis de pedra (Farnell et al. 2009, Farnell et al. 2013) o bé amb altres fenòmens severs, com ara l'episodi 04/09/2014, en el qual es va produir un fort esclafit, a banda d'una important pedregada (Farnell et al. 2014). La metodologia utilitzada (vegeu capítol 3) és similar en cada un d'ells, amb els avenços que han permès les noves tecnologies.

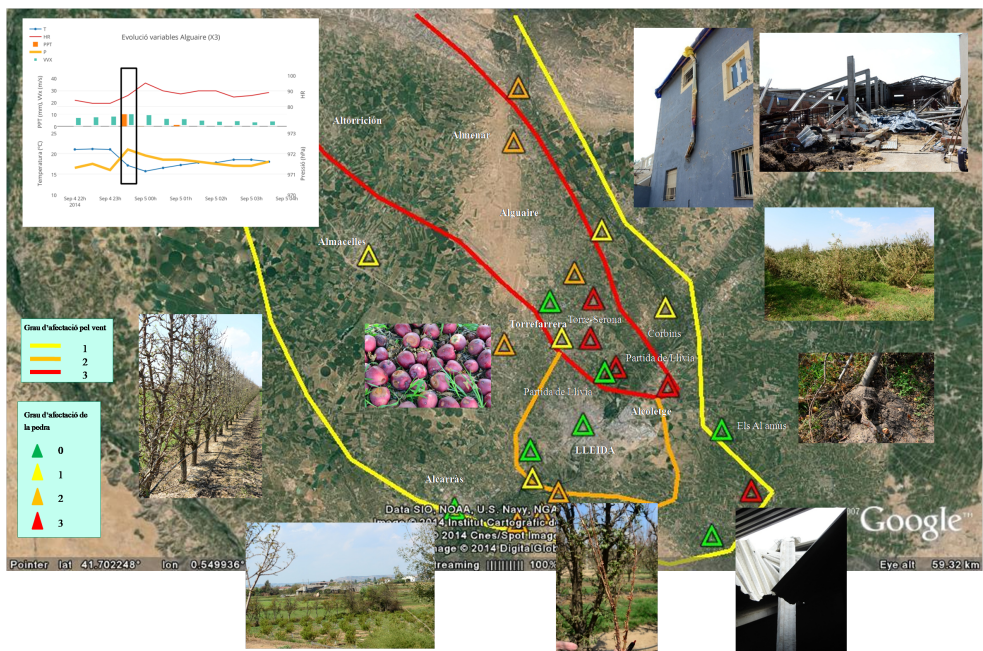


Figura 2.9: Resultat del treball de camp fet en l'esclafit registrat el 04/09/2014 al Pla de Lleida. Fotos: F. F. Teixidó.

2.7 Xarxes socials

Actualment, a les xarxes socials com Twitter, Facebook o Instagram existeix una gran quantitat d'informació, una part de la qual és de l'àmbit meteorològic. Els grans avantatges d'aquesta font són que és gairebé immediata, que segons la zona afectada és abundant, i que una gran part és de tipus multimèdia amb imatges georeferenciades, les quals ajuden a la validació de dades (vegeu apartat 2.10). La presència dels smartphones en la societat actual permet disposar d'informació en indrets on sovint és difícil obtenir-la per la poca població que hi habita o bé per la complexitat d'accés per arribar a un punt concret. Aquest seria l'exemple d'un excursionista.

L'inconvenient de les xarxes socials és la informació falsa, coneguda com a "fake". Per aquest motiu és necessari que l'observació sigui contrastada amb altres dades, justificada a través d'imatges o vídeos, si és possible, i confirmar que pertanyi al dia en qüestió. Aquesta informació és important des de diferents punts de vista, algun d'ells explicat en el capítol 7.



Figura 2.10: Exemple d'informació rebuda a través de la xarxa social Twitter en l'episodi del 30/06/2017 a Girona i Sitges.

2.8 Desenvolupament de la base de dades de temps sever de l'SMC

L'SMC ha desenvolupat una base de dades de registres de temps sever (BD), en part dins el marc d'aquesta tesi, mitjançant la recopilació d'informació disponible de diferents fonts (vegeu exemple d'un episodi en la figura 2.11). Aquesta BD conté informació procedent de:

- 1 **XOM**. Explicat en la secció 2.2.
- 2 **ADV** Terres de Ponent. Explicat en la secció 2.3.
- 3 **Xarxes socials** (Twitter, Facebook, Instagram). Explicat en la secció 2.7.
- 4 **Campanya Plega/Caça la pedra**. Explicat en la secció 3.1.6.
- 5 **SMC**. Ciutadans que es posen en contacte amb l'SMC per informar.
- 6 **Àrea de meteorologia de TV3** (Televisió de Catalunya). Després d'un episodi de pedra es contacta amb l'àrea de meteorologia de TV3 per tal d'obtenir més informació sobre l'episodi, especialment en format visual.
- 7 **Prensa escrita**. Per tal d'obtenir característiques sobre la pedregada i l'afectació en el territori s'han utilitzat diferents fonts de premsa escrita. Per a casos no recents, principalment, s'ha utilitzat l'hemeroteca de *La Vanguardia*. Mentre que per a episodis recents, s'han fet consultes a la premsa local de la zona afectada o bé a la premsa que avarca el conjunt del territori català. Aquestes consultes s'han portat a terme de forma immediata, és a dir l'endemà de l'episodi, o bé pocs dies després.
- 8 **Institut de Recerca i Tecnologia Agroalimentària (IRTA)**. S'obté informació local, concretament del Baix Empordà.
- 9 **Centres Comarcals del Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca (DARP)**, especialment del Segrià.

Tant l'IRTA com el DARP proporcionen informació sobre com un episodi de pedra ha afectat l'agricultura de la zona concreta. Aquestes fonts es diferencien de la resta per proporcionar informació local i amb un perfil més agrícola.

Data	Font	Municipi	Hora (T.U)	Magnitud Fenomen	Latitud	Longitud	Típus Fenomen
30/06/2017	XOM	Barcelona	04:15	1,50	41,38	2,17	Pedra petita
30/06/2017	Twitter	Cornellà de Llobregat	03:45	1,50	41,36	2,07	Pedra petita
30/06/2017	Twitter	Espugues	03:45	1,50	41,32	2,08	Pedra petita
30/06/2017	XOM	Girona	14:30	2,00	41,98	2,82	Pedra petita
30/06/2017	XOM	Mont-ras	18:00	1,00	41,90	3,15	Pedra petita
30/06/2017	XOM	Palamós	18:15	0,50	41,85	3,12	Pedra petita
30/06/2017	XOM	Quart	14:45	0,80	41,93	2,85	Pedra petita
30/06/2017	XOM	Sant Boi de Llobregat	04:00	1,50	41,34	2,03	Pedra petita
30/06/2017	Twitter	Sant Feliu de Llobregat	03:45	1,50	41,38	2,04	Pedra petita
30/06/2017	Twitter	Sant Just Desvern	03:45	1,50	41,39	2,07	Pedra petita
30/06/2017	Twitter	Sitges	03:00	2,50	41,23	1,82	Pedra petita
30/06/2017	XOM	Vilademuls	13:45	0,50	42,13	2,88	Calamarsa

Figura 2.11: Exemple d'un episodi registrat a la base de dades durant l'any 2017.

2. Dades Utilitzades

En aquesta base de dades hi ha episodis de ratxes fortes de vent associades a tempestes convectives, pedregades, tornados, mànegues i esclafits registrats des de l'any 2001 fins a l'actualitat (any 2017) amb un nombre de 4.776 registres. En cada un dels registres es detalla: data, hora (TU), municipi afectat, les coordenades aproximades (longitud i latitud), fenomen registrat, magnitud del fenomen i comentaris afegits.

3

METODOLOGIA

3.1	Diagnosi	31
3.1.1	Xarxa de granímetres	31
3.1.2	Treball de camp	32
3.1.3	Base de dades	33
3.1.4	Application of cokriging techniques for the estimation of hail size. / Aplicació de la tècnica cokriging per estimar la mida de la pedra.	34
3.1.5	Cas d'estudi: manca d'observacions	38
3.1.6	Campanya Plega/Caça la pedra	38
3.2	Predicció - Nowcasting. Algorisme lightning jump i la seva aplicabilitat	40
3.2.1	Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. / Lightning jump com a eina de predicció a curt termini: Aplicació en episodis de temps sever registrats a Catalunya.	40
3.2.2	Avaluació de l'algorisme lightning jump en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ.	43
3.2.3	Postcampanya 2016. La multiplicitat.	45
3.3	Predicció - Nowcasting. Incorporació radar.	46
3.3.1	Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?	46

3.3.2	Incorporació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2017 LJ.	48
3.4	Sistema de validació	49

S'han utilitzat diferents tipus de metodologies d'acord amb l'objectiu marcat en cada un dels treballs, que han estat dividits en tres grans blocs. Primerament, les tècniques utilitzades per fer treballs enfocats en la **diagnosi**. En segon lloc, les utilitzades per analitzar el comportament de determinades eines de **predicció** de temps sever, i finalment, altres tècniques per **validar** com ha treballat l'eina en la predicció de temps sever.

3.1 Diagnosi

En aquest punt s'analitza la pedregada una vegada s'ha registrat en superfície, buscant aspectes com la distribució espacial o la mida màxima, entre altres, mitjançant diferents sistemes d'observació.

3.1.1 Xarxa de granímetres

Les dades dels granímetres (presentats en l'apartat 2.3) han estat analitzades per observar el comportament dels episodis de pedra a nivell espacial i temporal, com també el diàmetre màxim registrat, en cada un dels episodis. A més, també han estat utilitzades per dur a terme anàlisis climatològiques. Les propietats estudiades a partir d'aquesta font d'informació són les següents:

- 1 Distribució anual.** S'ha observat la distribució anual dels episodis de pedra, com també del diàmetre màxim registrat en cada un dels anys, amb la finalitat de detectar alguna tendència.
- 2 Distribució mensual.** S'han estudiat diversos camps, com el *Nombre d'episodis/mes*, el *Diàmetre màxim* i el *Nombre de granímetres afectats*, per tal d'observar quins són els mesos amb més pedregades i, alhora, si coincideix amb els mesos en què la pedra té més diàmetre i més afectació a la zona. Aquesta distribució també es pot correlacionar amb el cicle de vida vegetatiu, per tal d'observar quins són els cultius més vulnerables a les pedregades.

3 Distribució espacial. S'han estudiat les zones afectades en cada un dels episodis i a nivell mensual per poder trobar una relació amb patrons sinòptics, alguns d'ells associats amb les pedregades.

3.1.2 Treball de camp

Els treballs de camp que s'han dut a terme, alguns d'ells presentats a [Farnell et al. \(2009\)](#), [Farnell et al. \(2013\)](#) o [Farnell et al. \(2014\)](#), han seguit els següents passos:

1 Anàlisi prèvia. Fer una anàlisi de la situació meteorològica, a més del comportament i moviment de la tempesta, a partir de les imatges radar i satèl·lit Meteosat. La finalitat és tenir un visió general de la situació que faciliti la tasca principal (vegeu següent punt, *Anar a camp*).

2 Anar a camp. Es basa en dues tasques:

2.1 Entrevistar la població. Les entrevistes es fan a persones a qui la tempesta ha afectat directament els seus béns privats, o bé als ciutadans que han viscut el pas de la tempesta. A partir de les observacions recollides es pot extreure el grau d'afectació en diferents zones, així com característiques qualitatives de la mateixa tempesta, és a dir, la velocitat, el moviment i la direcció de la tempesta i la intensitat de les ratxes de vent. En el cas de la pedra, se'n pot conèixer el diàmetre màxim, com també la intensitat de la precipitació, si ha estat només precipitació sòlida o bé barrejada amb líquida i la durada del fenomen, entre altres.

2.2 Visitar les zones afectades. Visitar la zona afectada per observar-ne els danys i visualitzar la trajectòria de la tempesta, a partir de la informació recopilada prèviament. És important també observar les zones menys afectades i les no afectades per poder delimitar el camí de la tempesta.

3 Digitalització de la informació. Tota la informació recollida en el punt anterior és georeferenciada a partir de Google Earth o de sistemes d'informació geogràfica (GIS), els quals permeten posteriorment combinar aquesta informació amb la resta de bases de dades. La figura 2.9 mostra un exemple del resultat final del treball de camp de l'episodi del 4 de setembre del 2014.

3.1.3 Base de dades

Per construir la base de dades, cada un dels registres obtinguts mitjançant les diferents fonts esmentades en la secció 2.8 ha estat comprovat i corroborat amb les

dades de la XRAD (a partir de l'observació d'ecos meteorològics sobre la zona amb el registre en els instants propers al fenomen), de la XDDE (existència de registres de descàrregues elèctriques) i de la XEMA (observacions de precipitació i ratxes de vent en estacions properes a la localització del registre).

A més, s'ha fet recerca per completar els episodis amb manca d'informació en algun dels camps. En el cas de no disposar de l'hora d'observació, s'ha optat per seleccionar la cel·la de tempesta vista pel radar més activa que ha afectat el municipi en qüestió i s'ha seleccionat l'hora. La magnitud del fenomen ha estat un dels camps amb més manca d'informació o bé aquella de què es disposa no es pot corroborar amb exactitud. En aquest cas s'ha optat per buscar en mitjans de comunicació o xarxes socials imatges que permetessin visualitzar-ne la magnitud. En cas de no tenir confirmació, la magnitud queda com a dada no disponible (NA, en anglès).

El resultat dels registres de pedra de l'any 2017 es pot veure en la imatge 3.1, en la qual es mostra la distribució territorial segons el mes (en color) en què s'han produït i d'acord amb la magnitud del fenomen (tipus de símbol). Comparant-ho amb els històrics d'aquesta base de dades, es constata que ha estat un any anòmal pel que fa als episodis de pedra, degut a la gran quantitat de pedregades en punts costaners i a la baixa presència d'aquest fenomen al sud de la zona de Ponent. Aquests registres han estat validats també amb el producte de probabilitat de pedra (PdP o POH)([Porrás et al. 2014](#)), tal com es mostra a la mateixa figura, i s'observa una bona correlació entre els registres i la diagnosi.

3.1.4 Application of cokriging techniques for the estimation of hail size. / Aplicació de la tècnica cokriging per estimar la mida de la pedra.

Per estimar la mida de la pedra en aquells punts on no es disposa d'un instrument de mesura s'ha optat per aplicar un mètode d'interpolació tenint present les condicions de l'àrea d'estudi. Inicialment, s'ha fet recerca per conèixer quina és la tècnica d'interpolació més òptima i, en segon lloc, aquesta tècnica ha estat validada per tal de conèixer si mostra resultats propers a la realitat.

A diferència d'altres mètodes d'interpolació, el kriging és un procés geoestadístic que genera una superfície estimada a partir d'un conjunt de punts, els quals estan autocorrelacionats, és a dir, estableixen una relació estadística entre els punts mesurats que permeten una precisió en les prediccions dels valors. A més, dona per fet que els punts contenen una correlació espacial que explica la variació en superfície. En aquesta tesi els punts corresponen a les observacions obtingudes a partir dels

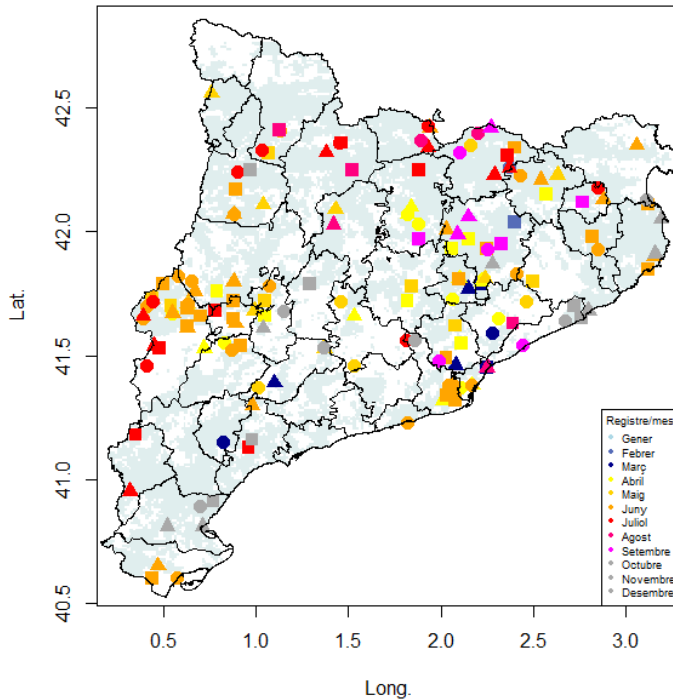


Figura 3.1: Episodis registrats en la base de dades durant l'any 2017 segons el mes del registre. Aquesta informació s'acompanya amb el producte de probabilitat de pedra fent servir el producte radar TOP amb llinar de reflectivitat de 45 dBZ (PdP 45 o POH 45), el qual representa la probabilitat de pedra, en aquest cas quan ha estat superior al 90%. Quadrat: calamarsa, < 0.5 cm; cercle: pedra petita, entre 0.5 i 2 cm; triangle: pedra grossa, > 2 cm.

granímetres i, en alguns episodis, es complementen amb els registres del treball de camp.

Dins les diferents tècniques de kriging, es va optar per la metodologia cokriging universal. Aquesta tècnica fa el mètode de predicció per a cada un dels valors, és a dir, la variació espacial és en els registres mateixos i permet afegir informació complementària, com pot ser la dels camps radar.

Passos seguits per fer l'estimació de la mida de la pedra

Per elaborar un mapa de predicció estimada de la mida de la pedra mitjançant aquesta tècnica s'han seguit els següents passos:

1 Anàlisi estadística de les dades observades a partir dels granímetres, i en alguns casos a partir de les observacions registrades en els treballs de camp. Alguns dels càlculs efectuats han estat:

- 1.1 *Mitjana*. Mostra el valor que prendria una variable en un conjunt de dades si es repartís equitativament entre tots els seus elements.
- 1.2 *Desviació estàndard*. Ajuda a observar com de dispersos es troben els valors respecte de la mitjana de la mostra.
- 1.3 *Coefficient de variació (CV)*. Explica la variació entre la mitjana i la variabilitat de la magnitud. Si el valor és gran, significa que existeix heterogeneïtat.
- 1.4 *Skewness (CS)*. Mostra l'asimetria o simetria de la corba formada per les observacions, és a dir, la forma de les dades. Si el $CS = 0$, la corba és simètrica. En el cas que $CS > 0$, la corba mostra una asimetria positiva, mentre que si el $CS < 0$, existeix una asimetria negativa.
- 1.5 *Curtosis*. Indica la manera en què el pic de la corba i les cues d'una distribució varien respecte de la distribució normal. Una distribució amb una curtosis positiva significa que conté cues més pesants i un pic més pronunciat. En el cas contrari, una curtosi negativa, representa una corba amb un pic més pla.
- 1.6 *Tendència*. S'ha d'analitzar si les dades mostren un tendència marcada entre elles. En el cas que existeixi, ha de ser eliminada per tal de no influir en la interpolació.

2 Aplicació de la tècnica de kriging.

S'ha basat en 3 passos:

- 2.1 *Adaptació d'una funció matemàtica* per generar una suma de punts dins un radi per tal de determinar els valors de diagnosi per cada localització.
- 2.2 *Incorporació de la informació auxiliar (dades radar)* per millorar la interpolació.

2.3 *Validació dels resultats* a través de paràmetres associats amb la predicció calculada.

Aquesta metodologia ha estat aplicada en diferents productes radar (VIL, TOP i reflectivitat) amb la finalitat de saber quin és el que, juntament amb les observacions de la mida de la pedra en superfície, mostra els resultats més interessants en la predicció estimada de la mida de la pedra.

3 Procés de validació.

Cada un dels camps radar ha estat validat mitjançant l'estimació de l'error. La quantificació de l'error s'ha basat en l'error relatiu (E_r), el qual calcula la ràtio entre l'error absolut (E_{ab}) i l'observació (vegeu l'equació 3.1). L' E_{ab} és la fracció entre la diferència de l'observació (V_{obs}) i l'estimació de la mida de la pedra (V_{est}), i V_{est} més u (vegeu equació 3.2). Aquest error contempla els casos en què el valor de l'observació és zero, a partir de la inclusió del valor 1 al denominador. L'error relatiu dona una idea de com és de gran l'error en relació amb el valor real.

$$E_r = \frac{(V_{obs} - V_{est})}{V_{obs}} \quad (3.1)$$

$$E_{ab} = \frac{(V_{obs} - V_{est})}{(1 + V_{est})} \quad (3.2)$$

El procediment ha estat el següent:

- 3.1 *Selecció de punts.* S'han seleccionat 3 punts, els quals no han estat utilitzats per fer el mapa de predicció.
- 3.2 *Càlcul de l' E_r i l' E_{ab} .* S'ha calculat l' E_r i l' E_{ab} , comparant el valor de les observacions amb el valor estimat, aplicant les fórmules 3.1 i 3.2, respectivament, en els punts considerats a la selecció anterior.
- 3.3 *Repeticions.* Aquest procés s'ha dut a terme 50 vegades en l'episodi principal i 30 vegades a la resta d'episodis, per tal d'observar els punts amb més o menys problemes a l'hora de ser estimats.

Criteri de selecció d'episodis

El criteri de selecció d'episodis s'ha fet en funció de:

- *Superfície afectada.* S'han triat episodis que han afectat una àrea petita o una àrea gran. S'ha establert 2.000 ha com a llindar per diferenciar entre ambdós tipus d'àrees.
- *Diàmetre màxim de la pedra.* Representació d'episodis severs associats a pedra petita (< 2 cm), pedra mitjana (2–4 cm) i pedra grossa (> 4 cm).
- *Mes del registre.* Episodis representatius del període amb un major registre de pedregades (casos que s'han produït entre abril i setembre).

Episodis seleccionats: S'han seleccionat 6 episodis, un dels quals és considerat el principal, per la seva gran quantitat d'informació obtinguda, mentre que la resta són considerats secundaris.

Episodi principal

- 05/07/2012

Episodis secundaris

- 17/09/2007
- 25/06/2009
- 01/08/2009
- 20/05/2012
- 27/07/2012

3.1.5 Cas d'estudi: manca d'observacions

Un dels inconvenients més importants a l'hora d'elaborar aquesta tesi i portar a terme la validació d'algunes de les eines, ha estat la manca d'observacions en determinats episodis de pedra.

Per mostrar aquesta limitació s'ha optat per un cas d'estudi, donat per una petició interna de l'SMC, el qual tenia com a objectiu l'elaboració d'una climatologia de pedra en la zona del Penedès. En aquest projecte s'han elaborat dues parts (mostrades a continuació), i, finalment, s'han comparat els resultats entre ells.

- **Anàlisi climatològica (2004–2015).** S'ha dut a terme la distribució del nombre d'episodis de pedra anuals i mensuals durant el període 2004–2015 a la zona del Penedès. Aquestes observacions han estat comparades amb les registrades a Catalunya.

- **Distribució espacial de les observacions durant el període 2010–2017.** Aquest punt ha estat dividit en tres parts i centrant-se només en la zona d'estudi. El període analitzat ha variat respecte del punt anterior, ja que en aquesta anàlisi s'ha utilitzat el PdP 45, el qual es va activar a partir de l'any 2010.

Les tasques que s'han dut a terme han estat, primerament, la ubicació de les observacions registrades sobre el mapa. En segon lloc, la representació del nombre d'episodis amb una elevada probabilitat de pedra ($> 80\%$) registrats pel PdP 45. Finalment, la comparació d'ambdós mapes.

3.1.6 Campanya Plega/Caça la pedra

Tal com s'ha anat comentant i es demostrarà en el capítol 6, un inconvenient important quan es treballa sobre un episodi de pedra, és la manca d'observacions per part de la població. Per tal solucionar aquest problema, durant l'any 2017 s'ha portat a terme **la campanya Plega/Caça la pedra** subvencionada per les Diputacions de Lleida i Girona, degut a l'elevada vulnerabilitat agrícola de les zones.

Per portar a terme la campanya, i amb l'objectiu d'arribar a sectors concrets de la població, s'ha preparat a dos nivells:

1 A nivell extern

- 1.1 *Convenis amb les Diputacions de Lleida i Girona.* Degut a l'elevat grau d'afectació d'ambdues zones davant les pedregades, les diputacions respectives han finançat la campanya amb l'objectiu de millorar i facilitar l'estudi de la predicció d'aquest fenomen, i poder arribar a reduir els danys a l'agricultura.
- 1.2 *Convenis amb el Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca (DARP).* S'ha establert un conveni d'intercanvi d'informació en què, després d'un episodi de pedra, l'SMC proporciona al DARP informació basada en radar, mentre que el DARP transmet observacions registrades pels pagesos durant el mateix episodi, així com informacions a partir de les visites dels tècnics a les zones afectades.
- 1.3 *Convenis amb l'ADV Terres de Ponent.* En un episodi concret, l'ADV contacta amb l'EPV-SMC per conèixer la predicció i possibilitat de pedra. En el cas que aquesta sigui registrada, l'ADV fa una anàlisi superficial dels granímetres i se n'informa l'SMC (vegeu amb més detall secció 2.3).

1.4 *Convenis amb la Universidad de León (ULE)*. Els granímetres recollits per l'ADV s'envien a la ULE, on són analitzats (vegeu en més detall secció 2.3). Una vegada acabat el procés, aquesta informació és enviada a l'SMC. Aquest procés, per la seva laboriositat, és costós en temps (entre 1 o 2 anys). Per tant, aquestes dades no poden ser utilitzades per a la validació de l'algorisme de LJ (vegeu apartat 3.4). Malgrat tot, recentment s'ha actualitzat aquest conveni en què es dona prioritat als episodis més severos; d'aquesta manera la informació d'aquests episodis s'obtindrà amb més immediatesa.

2 A nivell intern

2.1 *Falques publicitàries*. En situacions de temps sever, l'EPV de l'SMC s'ha posat en contacte amb una agència de comunicació, que ha emès falques publicitàries a emissores de ràdio de les zones que s'havien de veure afectades.

2.2 *Compte de Twitter i Instagram #meteocatpedra*. En la secció 2.7 es comenten els avantatges i inconvenients d'aquest tipus d'informació.

2.3 *Número de WhatsApp*. Una de les aplicacions més utilitzades en l'smartphone és el WhatsApp. És una aplicació que permet el contacte immediat entre la població i també la difusió d'informació. En aquesta campanya s'ha utilitzat amb una finalitat molt semblant a la de les xarxes socials, és a dir, per tal d'estar en contacte directe amb els observadors que proporcionin informació sobre la tempesta i les seves característiques i obtenir aquesta informació de manera immediata.

2.4 *Portal d'imatges*. La informació obtinguda a través d'aquests tres mitjans ha estat posada en un portal d'imatges per tal de dur a terme una visió conjunta o per episodis registrats durant l'any 2017.

3.2 Predicció - Nowcasting. Algorisme lightning jump i la seva aplicabilitat

L'altra branca principal d'aquesta tesi s'ha centrat a intentar millorar la predicció a curt termini (fins a 2 hores) d'episodis de temps sever, mitjançant l'ús de dades de la XDDE. En aquest cas, s'han fet dos articles: en un es presenta l'eina per dur a terme la predicció (3.2.1), mentre que el segon se centra en el fenomen de la pedra,

a partir del qual es cerquen patrons que puguin ajudar a millorar la predicció de la mida de la pedra (3.3.1).

3.2.1 Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. / Lightning jump com a eina de predicció a curt termini: Aplicació en episodis de temps sever registrats a Catalunya.

En aquest estudi s'ha analitzat com treballa l'algorisme del lightning jump (LJ) en la zona d'estudi. S'han seleccionat, en funció del grau d'informació disponible, 48 episodis de temps sever registrats durant el període 2006–2013, dels quals 43 van anar associats principalment a la presència de pedra i 5 a ratxes fortes de vent, tornados o mànegues.

Descripció gràfica del funcionament de l'algorisme

Les tempestes, com passa amb tots els éssers vius, tenen un cicle de vida amb una etapa de formació, seguit per un moment de desenvolupament i maduresa, fins que arriba el moment de la dissipació.

En el seu inici, es forma el núvol i, amb la presència de lleus corrents ascendents afavorits per temperatures diürnes elevades, l'orografia o la convergència de vent, entre altres factors (més detalls en el capítol 7, secció 7.2), aquest núvol guanya dimensió vertical alhora que s'inicia una separació de les càrregues elèctriques (entre el minut 5 i 15 de la figura 3.2). Per tal de compensar aquesta diferència, s'inicien algunes descàrregues a l'interior del núvol. És l'*Etapa de formació*.

A mesura que els corrents ascendents són més intensos, el núvol es consolida com una nuvolada amb un desenvolupament vertical important. El seu creixement vertical es troba frenat per una situació d'inversió, sovint degut a la presència de la tropopausa, situada entre 7 i 18 km d'altitud segons la latitud (Gil Olcina and Olcina Cantos 1999). En aquest moment és quan es forma l'enclusa en el top del núvol. El gran desenvolupament vertical fa que la diferència de càrrega elèctrica a l'interior del núvol sigui més acusada i les descàrregues elèctriques més nombroses, tant a l'interior del núvol (llamps NN), com del núvol a terra (llamps NT). En aquest moment és quan també s'inicia la precipitació. Aquest és el moment de l'*etapa de maduresa* d'una tempesta (minut 25 i 35 de la figura 3.2).

Una vegada que els ingredients favorables per al desenvolupament de la tempesta van a menys, s'inicia la precipitació intensa i es donen altres fenòmens de temps

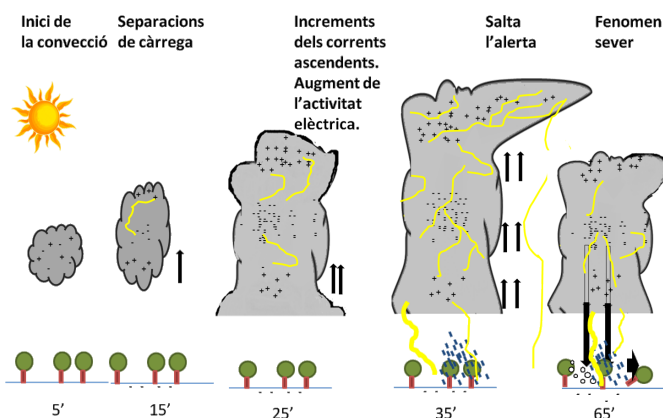


Figura 3.2: Descripció gràfica del cicle de vida d'una tempesta i moment més favorable per a la presència d'un lightning jump.

sever. Aquesta tempesta anirà desgastant-se amb el pas dels minuts alhora que la precipitació anirà a menys fins que el núvol es dissipa. És l'Etapa de dissipació (vegeu minut 65, figura 3.2).

Al llarg d'aquest cicle de vida és quan algunes tempestes desencadenen l'alerta lightning jump. Des de l'SMC, s'ha elaborat un estudi de les tempestes associades i no associades al LJ amb un cicle de vida superior als 30 minuts, registrades al llarg de l'any 2017. Han estat normalitzades en temps per tal de poder ser comparables entre elles. Curiosament, s'ha observat que les alertes es produeixen en la fase inicial de l'etapa de maduresa, i no en la fase final d'aquesta, com es podria pensar inicialment (vegeu figura 3.3).

Adaptació i aplicació de l'algorisme

L'algorisme del lightning jump va ser desenvolupat i provat per Schultz et al. (2009), Schultz et al. (2011) i Gatlin and Goodman (2008), amb algunes diferències entre ells. Schultz et al. (2009) calculen la desviació estàndard durant un període de 12 minuts, mentre que Gatlin and Goodman (2008) calculen la mitjana ponderada durant un període de 6 minuts.

Els dos mètodes parteixen de detectar cel·les convectives a través del tracking radar (Lakshmanan et al. 2007, Dixon and Wiener 1993), el qual es basa en superar un determinat llindar de reflectivitat.

Modificació i adaptació de l'algorisme en el treball de Farnell et al. (2017a): es prescindeix de les dades radar i només es tenen en compte les descàrregues

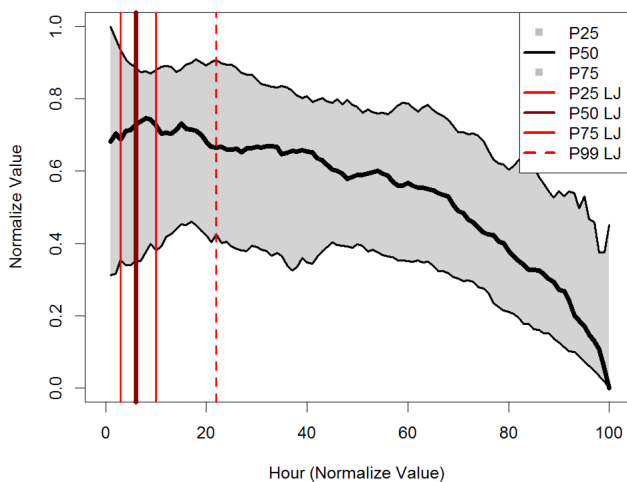


Figura 3.3: Evolució de l'altura del centre al llarg del cicle de vida i moment del salt de l'alerta. Representació a partir del mètode de quantils.

elèctriques seguint el següent procés:

1 Consulta a la BD. Es fa una consulta a la base de dades de la XDDE cada 14 minuts.

- Si es detecten descàrregues NN o NT, es continua amb:

2 Rasterització. Es transformen les dades puntuals de les descàrregues en una matriu georeferenciada (lat.-long.) d'1x1 km² representant el nombre de descàrregues en cada píxel.

3 Agrupació. Els píxels continus amb més d'1 descàrrega s'agrupen en cel·les. Si tenen només 1 descàrrega es descarten.

- Una vegada es detecta una cel·la, **s'aplica l'algorisme** original amb els següents passos:

4 Temps real. Es calcula la mitjana de les descàrregues elèctriques cada 2 minuts.

Modificació i adaptació de l'algorisme: L'algorisme original aplica una discriminació de tempestes severes/no severes si el valor de la mitjana ≥ 10 .

L'adaptació d'aquesta eina a la nostra zona d'estudi ha fet que no sigui considerada, ja que les tempestes severes superen àmpliament aquesta ràtio per minut.

- 5 Anàlisi 12 min previs.** Les descàrregues dels 12 minuts previs són agrupades cada 2 minuts i se'n calcula la mitjana.
- 6 Ràtio del total del llamps.** Els resultats són restats entre ells i s'obté la ràtio de variació del total de llamps (Rate of change total flash rate (**DFRDT**), en anglès).
- 7 Desviació estàndard.** Es calcula la desviació estàndard (σ) de tot el conjunt de ràtios i és multiplica per 2 ($2*\sigma$).
- 8 Alerta/No alerta.** Si el valor en l'últim interval supera el llindar $2*\sigma$, l'alerta LJ s'activa.

Gràcies als bons resultats obtinguts a [Farnell et al. \(2017a\)](#) es va decidir posar en preoperatiu l'eina del LJ durant l'any 2016 i en operatiu l'any 2017. A continuació es mostren detalls de les dues campanyes, que fins ara no han estat publicats.

3.2.2 Avaluació de l'algorisme lightning jump en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ.

Durant l'any 2016 es va fer un seguiment del LJ, posant en temps real l'eina en una màquina operativa de l'SMC.

Per fer aquest seguiment i l'anàlisi immediata entre el LJ i les observacions de temps sever registrades, s'han seguit els següents passos:

- 1 Avaluació de l'algorisme LJ.** Cada un dels punts s'explica amb detall en el capítol 9.
 - 1.1 *Activació de l'algorisme 24 h/dia.* L'activació de l'algorisme durant les 24 hores dels 365 dies de l'any va fer que es detectessin alguns problemes i limitacions.
 - 1.2 *Avisos via e-mail.*
 - 1.3 *Visor LJ.*

- 2 Seguiment i caracterització de les tempestes.** Aquesta evolució s'ha fet a partir de:

- 2.1 *Fonts d'informació.* Les fonts que s'han seguit són diverses i han estat les esmentades en el capítol 2. A partir d'elles s'ha ampliat la base de dades de temps sever de l'SMC i això ha permès establir una relació entre el LJ i el registre d'observacions.
- 2.2 *Producte de probabilitat de pedra (PdP o POH).* En cas de manca d'observacions, s'ha optat per tenir en compte el PdP 45 (Porrás et al. 2014). Quan ha mostrat valors superiors al 80%, s'ha considerat que la tempesta anava associada a pedra.
- 2.3 *Paràmetres radar.* A partir dels resultats obtinguts a Farnell et al. (2017b), s'ha dut a terme un seguiment de l'evolució de determinats paràmetres radar, els quals són indicadors de la presència de severitat en una tempesta.

3 Relació entre els LJs i les observacions registrades.

- 3.1 *Caracterització dels LJs.* Per conèixer el comportament dels LJ registrats durant el 2016, s'ha representat la distribució espacial d'on han estat detectats, com també l'evolució mensual per saber en quins mesos les tempestes acostumen a detectar alertes de LJ. Aquestes caracteritzacions han estat comparades amb els registres de les observacions obtingudes durant aquest mateix període.
- 3.2 *Càlcul del lead time (LT).* S'han buscat les tempestes associades a un LJ i les observacions registrades associades a aquesta mateixa tempesta. A partir dels criteris establerts en la secció 3.4, s'ha calculat el LT.
- 3.3 *Taula de contingència i índex de validació.* Al final del període estudiat, s'ha analitzat i validat el comportament del LJ com a eina de predicció de temps sever. El gran inconvenient que s'ha trobat en aquesta anàlisi coincidint amb les anàlisis registrades durant el període 2006–2013, ha estat la manca d'observacions, fet que ha dificultat la validació del LJ en alguns casos.

La validació s'ha dut a terme utilitzant la taula de contingència i els índexs de validació explicats en el capítol 3.4.

3.2.3 Postcampanya 2016. La multiplicitat.

A mesura que s'ha anat treballant amb l'eina LJ, s'han observat nous avenços, els quals han permès una millora en la predicció de temps sever, així com s'han pogut

predir altres tipus de fenòmens associats amb tempestes, i que poden arribar a ser adversos (precipitacions intenses, pedra petita i abundant). Un dels avenços més importants és la incorporació de la **multiplicitat** en l'algorisme LJ (explicació en el capítol 10). Per conèixer el comportament d'aquesta multiplicitat, s'han seguit els passos que es mostren a continuació.

1 Executar l'algorisme LJM (LJ amb multiplicitat). S'ha executat de nou l'algorisme LJ amb multiplicitat al llarg de la campanya 2016.

2 Anàlisi comparativa. S'han estudiat diferents paràmetres per tal de comparar els dos tipus de LJs: LJ (sense multiplicitat) i LJM.

2.1 *Distribució espacial LJ i LJM.* S'ha calculat el nombre d'alertes en cada un dels casos i la seva distribució sobre el territori.

2.2 *Càlcul i comparació del LT entre LJ i LJM.* S'ha plotejat en dos gràfics diferents el LT de cada un dels algorismes amb la finalitat d'observar la diferència de comportament entre ambdós.

2.3 *Casos d'estudis.* A partir de certs casos d'estudis s'han observat diferents tipus de comportaments entre els dos algorismes. A partir d'aquí s'ha obtingut una nova utilitat del LJM.

Per cada episodi s'ha elaborat un mapa on es mostra l'hora dels LJs (sense multiplicitat), LJM, observacions de pedra, vent i precipitació intensa. Aquesta informació ha estat posicionada als marges del mapa i s'ha utilitzat per calcular el LT. A l'interior del mapa es mostra la posició d'aquesta informació per tal d'observar la relació entre els diferents elements. En alguns episodis més complexos s'hi ha afegit informació com les àrees amb un PdP $45 > 80\%$ o bé zones on la precipitació acumulada ha estat important.

3.3 Predicció - Nowcasting. Incorporació radar.

3.3.1 Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?

Els bons resultats obtinguts en l'article *Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia* han permès aprofundir en la pre-

dicció de tempestes que produeixen temps sever, i concretament de les pedregades, buscant un mètode per predir el diàmetre de la pedra. D'aquesta manera, en aquest estudi s'han analitzat els LJs obtinguts en l'estudi inicial. La zona d'interès, en canvi, s'ha centrat en la regió de granímetres, per l'elevada quantitat d'informació disponible.

Per seleccionar els episodis a estudiar s'han tingut en compte dos criteris. Per una banda, afectació en almenys en un granímetre durant l'episodi i, per l'altra banda, registre d'un LJ durant el cicle de vida de la tempesta. En total s'han analitzat 149 casos registrats durant el període 2006–2013.

Els episodis han estat dividits en dues categories, segons la severitat del fenomen obtinguda a partir del diàmetre màxim registrat:

- *Grup 1 ($G1$, < 2 cm).* Episodis de pedra de mida petita. 72 casos.
- *Grup 2 ($G2$, ≥ 2 cm).* Episodis de pedra de mida gran. 77 casos.

Per analitzar el comportament de les estructures associades al LJ en funció de la severitat s'han seguit els següents passos:

1 Selecció dels episodis estudiats. S'ha relacionat el diàmetre màxim registrat pels granímetres amb la cel·la que ha desencadenat un LJ amb l'objectiu d'estudiar-ne la severitat. Per establir aquesta relació s'han seguit 4 passos:

1.1 *Hora i lloc del lightning jump.*

1.2 *Trajectòria de la tempesta.* S'ha plotejat l'acumulació de precipitació estimada pel radar durant les 3 hores anteriors i les 3 següents del salt del LJ, per tal de discriminar diferents trajectòries de les tempestes.

1.3 *Selecció de l'estructura de precipitació associada al LJ.*

1.4 *Selecció del diàmetre màxim.* S'ha obtingut el diàmetre màxim registrat pels granímetres considerant la connexió entre les observacions en superfície i el sistema de precipitació seleccionat en el pas anterior.

2 Selecció de les descàrregues elèctriques. S'han seleccionat les descàrregues elèctriques registrades durant els 13 minuts previs al LJ estudiat per tal de conèixer-ne el comportament.

3 Normalització de resultats. S'han normalitzat els resultats per tal de comparar el comportament de l'activitat elèctrica dels diferents episodis i grups. Aquesta normalització s'ha fet aplicant la tècnica utilitzada per [Rigo et al.](#)

(2010), la qual consisteix a normalitzar les variables individualment respecte del valor màxim del conjunt del període. S'han calculat els següents percentils per al conjunt d'episodis i variables normalitzades: Percentil 1 (P1), 25 (P25), 50 (P50), 75 (P75) i 99 (P99).

4 Anàlisi dels 10 minuts previs al LJ. Els últims dos minuts, quan es produeix el LJ, són eliminats amb la finalitat d'estudiar els comportaments i les tendències registrades en els 10 minuts anteriors a l'increment que dona lloc al salt de l'alerta. L'objectiu és identificar patrons comuns previs al salt del LJ. Aquesta anàlisi s'ha fet per als diferents tipus de llamps, l'àrea i el TL, els quals poden ser caracteritzats per tres possibles tendències: positiva, neutral o negativa. El sistema d'anàlisi de tendències ha estat estudiant l'evolució dels 10 minuts, minut a minut, observant el gradient entre ells. Les diferències superiors a 2 han estat considerades tendències positives, les d'entre -2 i 2 neutrals, i les < -2 negatives.

5 Distància entre el LJ i el registre de temps sever. S'analitza la distància espacial i temporal entre el LJ i el registre del temps sever, dels quals se selecciona la posició del granímetre amb el diàmetre màxim registrat. Degut a l'absència del paràmetre temps en els granímetres, la distància temporal, (lead time (LT), en anglès), ha estat calculada a partir del radar mitjançant el paràmetre VIL.

Els resultats són representats a partir de boxplots, basats en quartils, en què la mostra es divideix en 5 parts: mínim, Q1 (P25), mediana (P50), Q3 (P75) i màxim. El rang interquartil conté els valors compresos entre Q1 i Q3.

6 Anàlisi volumètrica en el punt del LJ. S'ha fet una anàlisi del desenvolupament vertical de les estructures radar mitjançant les dades volumètriques radar obtingudes a partir del producte CAPPI150X10 (vegeu-ne més informació en la secció 2.5). El resultat és un indicador del perfil vertical de reflectivitat de les tempestes en el moment que salta el LJ.

7 Estructures radar associades al LJ. S'han categoritzat les estructures radar registrades en el moment del salt del LJ per tal d'observar algun patró dominant en les estructures associades a les alertes, segons la severitat de les tempestes. S'han obtingut de la imatge radar més propera en temps al moment del LJ.

La categorització s'ha fet amb 7 tipus d'estructures radar definides a partir

del camp de la reflectivitat. En el capítol 11 es mostra informació detallada de cada una d'elles.

- Cel·la aïllada (isolated cell, en anglès, ISO).
- Supercel·la (supercell, SPC).
- Multicel·la (multicell, MUL).
- Línia de torbonada (squall lines, SQL).
- Sistema convectiu mesoescalar (mesoscalar convective system, SCM).
- Eco en arc (bow echo, BOW).
- No disponible (no available, NA).

3.3.2 Incorporació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campaña 2017 LJ.

En les últimes anàlisis que s'han fet, l'algorisme del LJ s'ha mostrat com una eina amb projecció de futur en el camp de la predicció de temps sever a Catalunya.

Per aquest motiu, durant l'any 2017, l'**Equip de Predicció i Vigilància de l'SMC** l'ha incorporada com una **eina de vigilància i nowcasting**. Quan un LJ s'activa, dona l'alerta al predictor que aquella tempesta pot desencadenar temps sever. En un futur immediat es preveu afegir-hi un nou pas, fer un avís de temps sever seguint el camí de la tempesta calculat a partir de l'algorisme estudiat per [Rigo et al. \(2010\)](#).

Comportament dels Lightnings Jumps i altres paràmetres durant el període 2017

Aquesta nova font d'informació de dades ha permès una millora en el sistema de validació entre LJs i registres de temps sever produïts durant l'any 2017.

1 Caracterització i validació de les alertes LJ 2017. S'ha observat el comportament dels LJs registrats l'any 2017, amb multiplicitat o sense mitjançant les següents distribucions:

1.1 *Distribució espacial.* Distribució de la informació sobre el mapa.

1.2 *Distribució mensual.* Distribució del nombre de LJs registrats en cada un dels mesos (d'abril a setembre).

1.3 *Distribució horària*. Distribució del nombre de LJs registrats en trams de 3 hores (període de 0 a 24 h).

A més, també s'ha validat com a eina de predicció seguint el mateix procés que el que s'ha explicat en l'apartat 3.2.2.

2 Comparació entre LJs i observacions 2017. A partir de les distribucions esmentades en el punt anterior (distribució espacial, mensual i horària), s'ha buscat una relació entre el registre de LJs i les observacions de temps sever, les quals han estat previstes per l'eina LJ.

3 Comparació de les alertes LJ 2017 i LJ 2006–2016. S'ha establert una comparació entre els LJs registrats durant l'any 2017 i durant un període d'11 anys, amb la finalitat d'observar canvis de comportaments o de tendències de l'actualitat respecte a la climatologia. Aquesta comparació ha estat feta seguint les distribucions dels dos punts anteriors.

3.4 Sistema de validació

El sistema de validació utilitzat des de les primeres anàlisis (2006–2013) (vegeu capítol 3.2.1) fins a la campanya 2017 ha estat mitjançant la taula de contingència (vegeu taula 3.4), a partir de la qual s'han calculat els següents skill scores o índexs d'habilitat. A més, per cada registre de lightning jump s'ha calculat el lead time respecte a l'observació associada a l'alerta corresponent.

		Observat		
		Yes	No	
Predicció	Yes	a	b	a+b
	No	c	d	c+d
		a+c	b+d	n = a+b+c+d

Figura 3.4: Taula de contingència. a) SÍ Predicció (sí LJ) – SÍ Observació; b) SÍ Predicció – NO Observació; c) NO Predicció – SÍ Observació; d) NO Predicció – NO Observació. Font: <http://www.wxonline.info/topics/verif2.html>.

- *Percentatge correcte (PC)*. Mostra el nombre de prediccions correctes (vegeu equació 3.3), millor quan més proper a 1 (va entre 0 i 1).

$$\text{Percentatge correcte (PC)} = \frac{(a + d)}{n} \quad (3.3)$$

- *Ràtio d'encerts (H) o probabilitat de detecció (POD)*. Relació entre prediccions que han estat observades (vegeu equació 8.2), millor com més proper a 1 (va entre 0 i 1).

$$\text{Ràtio d'encerts (H)} = \frac{a}{(a + c)} \quad (3.4)$$

- *Falses alarmes (FAR)*. Mostra la relació entre les prediccions que no han estat observades (vegeu equació 3.5), millor com més proper a 0 (va entre 0 i 1).

$$\text{Falses alarmes (FAR)} = \frac{b}{(a + b)} \quad (3.5)$$

- *Biaix (B)*. Compara el nombre de vegades que un episodi ha estat previst i observat (vegeu equació 8.4), millor com més proper a 1 (va entre 0 i 1).

$$\text{Biaix (B)} = \frac{(a + b)}{(a + c)} \quad (3.6)$$

Degut a la manca d'observacions reals en alguns episodis, s'ha considerat el PdP $45 > 80\%$ com una observació de presència de pedra. Pel que fa als episodis sense LJ ni registre de temps sever, s'han considerat els episodis que durant el període estudiat han acumulat quantitats de precipitació $> 20 \text{ mm}/24 \text{ h}$.

Càlcul lead time (LT)

Un altre factor que caracteritza el LJ és el LT, el qual calcula amb quanta antelació aquesta alerta ha estat capaç de predir la presència de temps sever. Sovint existeixen episodis amb diversos LJs i observacions; en aquestes situacions el LT ha estat calculat a partir de l'hora d'alerta del primer LJ i l'hora del registre de l'observació amb un valor màxim.

PART III
RESULTATS DIAGNOSI



4

CARACTERITZACIÓ DELS EPISODIS DE PEDRA AL PLA DE LLEIDA

4.1	Anàlisi de les observacions registrades a partir de la xarxa de granímetres	55
4.1.1	Distribució temporal dels registres de pedra	55
4.1.2	Distribució espacial	57
4.2	Treball de camp	58
4.2.1	Episodi del 16 d'agost del 2016	58

4.1 Anàlisi de les observacions registrades a partir de la xarxa de granímetres

4.1.1 Distribució temporal dels registres de pedra

A partir de les observacions de granímetres (vegeu capítol 2.3), el nombre de pedregades/any registrades en aquesta zona durant el període 2004–2015 mostra una tendència a disminuir però, en canvi, el diàmetre de la pedra manté una tendència a incrementar, amb uns registres màxims que són variables (vegeu figura 4.1).

A més, la distribució mensual (vegeu figura 4.2) del nombre d'episodis de pedra en aquest mateix període temporal mostra com a principis de la campanya

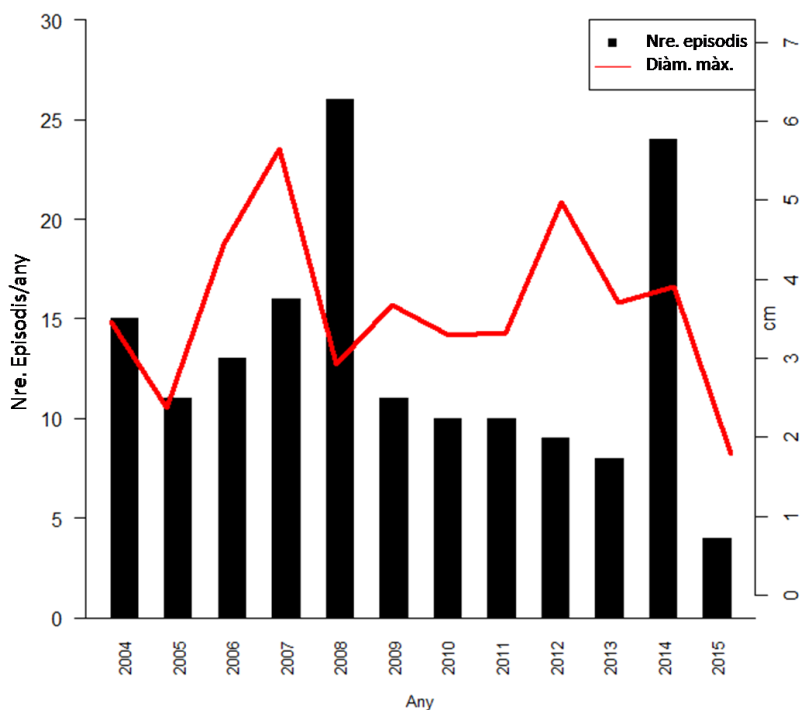


Figura 4.1: Distribució anual del nombre d'episodis de pedra i el diàmetre màxim registrat durant el període 2006–2015.

(abril/maig) es produeix un nombre més elevat de pedregades, però de mida generalment petita (< 2 cm). D'altra banda, durant els mesos de juny, juliol i agost tendeix a disminuir el nombre d'episodis de pedra, però augmenta el diàmetre màxim, que sovint és > 2 cm. A més, les pedregades són més locals a principis i a finals de la campanya (abril/maig i setembre/octubre), i es fan més extenses durant els mesos més càlids (juny/juliol/agost). A partir del mes de setembre el nombre d'episodis de pedra, el diàmetre màxim i l'extensió tendeixen a disminuir, malgrat que poden registrar-se episodis excepcionals, que trenquen la mitjana, com és el cas de l'episodi del 17/09/2007, en el qual es van registrar 5 cm al Pla de Lleida (Farnell et al. 2009).

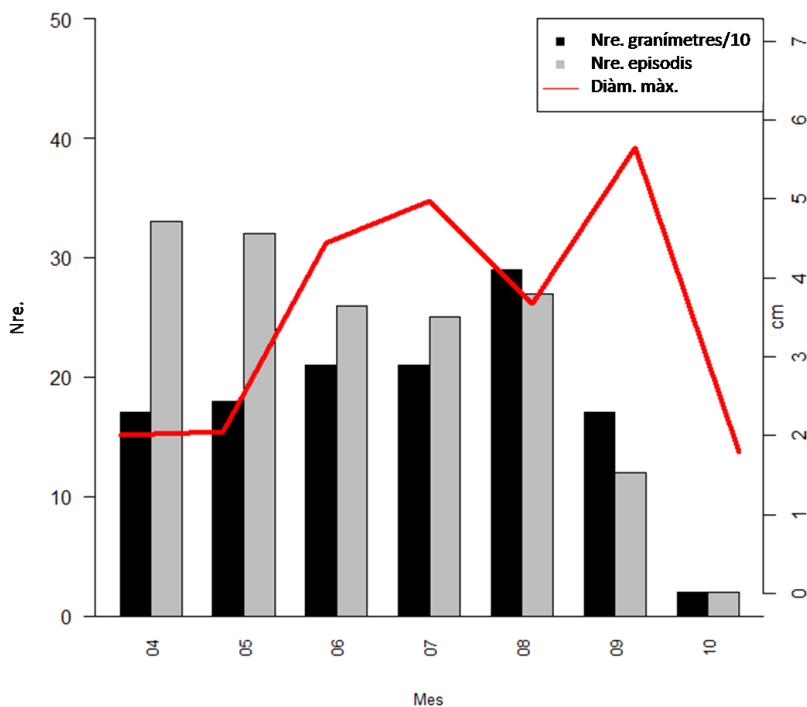


Figura 4.2: Distribució mensual del nombre d'episodis de pedra, el nombre de granímetres afectats (extensió) i el diàmetre màxim registrat en cada mes.

4.1.2 Distribució espacial

Si dividim la zona on es troba instal·lada la xarxa de granímetres en quatre parts (vegeu figura ??), s'observa com són els granímetres localitzats a l'oest els més afectats en nombre d'episodis. Aquesta distribució s'explica, sobretot, per les situacions sinòptiques associades amb pedra que afecten el Pla de Lleida, les quals es produeixen amb més freqüència i afecten, sovint, aquesta zona (Aran and Pena 2009) (vegeu figura 2.1).

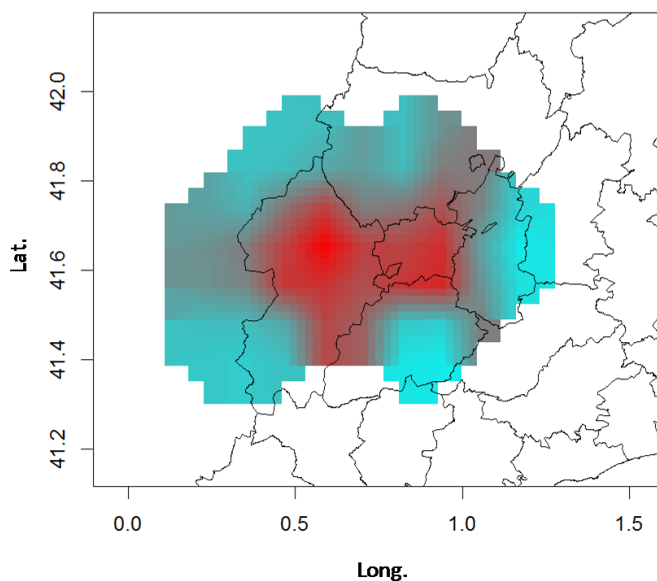


Figura 4.3: Distribució espacial del nombre d'episodis de pedra que han afectat almenys un granímetre durant el període 2006–2015.

4.2 Treball de camp

Seguidament es mostra el resultat d'un treball de camp dut a terme en un episodi de temps sever, associat a pedra, ratxes fortes de vent i un possible esclafit. Es va produir el 16 d'agost del 2016 i va afectar amb virulència la comarca del Pla d'Urgell, ubicada al centre del Pla de Lleida (vegeu imatge 4.4). Aquest tipus d'anàlisis ajuden a entendre millor les característiques explicades en els punts 4.1.1 i 4.1.2.

4.2.1 Episodi del 16 d'agost del 2016

Descripció de l'episodi

El dia 16 d'agost a les 18 UTC van formar-se diversos nuclis tempestuosos a la serra del Montsec (vegeu imatge de l'esquerra de la figura 4.5). Aquests nuclis es van fer més extensos i van arribar a formar una línia de tempestes convectives, alhora que guanyaven desenvolupament vertical.

La part davantera del conjunt de cel·les va agafar una direcció sud seguint una trajectòria rectilínia. A les 19:06 UTC s'endinsava pel nord de la comarca del Pla

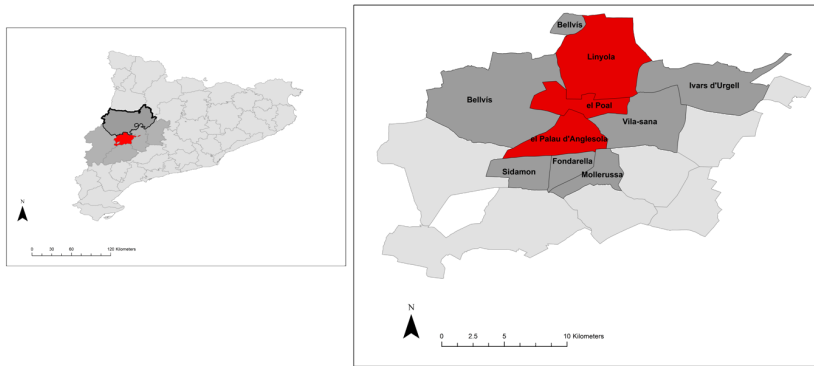


Figura 4.4: Municipis afectats durant l'episodi del 16 d'agost del 2016. En la imatge de l'esquerra s'ubica el Pla de Lleida (en gris) respecte a la resta de Catalunya. En vermell es localitza la comarca afectada, el Pla d'Urgell, i es ressaltava en negreta la comarca on van néixer els nuclis de tempesta. En la imatge de la dreta, es representen els límits municipals de la comarca del Pla d'Urgell. En gris fosc i vermell es mostra la zona on es va dur a terme el treball de camp. La zona pintada en gris fosc no va mostrar danys importants, a diferència de la zona pintada en vermell.

d'Urgell, moment en què part del terme municipal de Linyola es veia afectat per aquesta tempesta i registrava pedra de 3 cm, ratxes fortes de vent i indicis d'un possible esclafit. A les 19:24 UTC (vegeu imatge central de la figura 4.5), el nucli de tempesta abraçava la meitat nord de la comarca, concretament el municipi del Palau d'Anglesola, amb registres de pedra de 3 cm i ratxes fortes de vent, i el municipi del Poal, on es va observar pedra de 2 cm de diàmetre i vent fort, però menys intens que en els altres dos municipis.

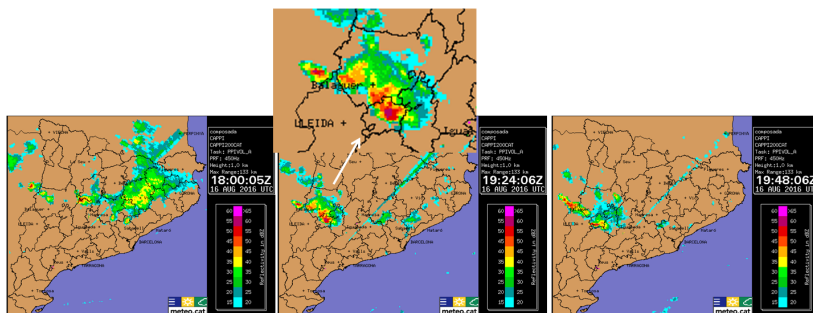


Figura 4.5: Evolució dels nuclis convectius (18:00 UTC, esquerra; 19:24 UTC, centre; 19:48 UTC, dreta), un dels quals va afectar amb la presència de temps sever la comarca del Pla d'Urgell.

La tempesta va continuar movent-se en direcció sud alhora que s'anava desgastant, perdent severitat (vegeu imatge dreta de la figura 4.5). Aquest nucli tempestuós es va caracteritzar per moure's en línia recta, fet que va comportar que la part més activa de la tempesta afectés de forma concentrada una zona de la comarca i que hi hagués una important disminució del gradient de severitat cap a zones limítrofes.

Enquestes a la població

Es van fer diferents enquestes als habitants dels municipis afectats (vegeu figura 4.4) per poder conèixer com van viure i veure el pas de la tempesta.

- **Linyola.** Part de la població de Linyola va ressaltar la virulència amb què va bufar el vent i alguns linyolencs, fins i tot, van comentar la possible rotació del vent. Aquesta última afirmació va quedar descartada a partir del treball de camp dut a terme per experts en tornados.
- **El Palau d'Anglesola.** Els palau anglesolins també van destacar que el vent va bufar amb molta intensitat, que va quedar palesa en arbres joves tombats a terra, teules caigudes o sostres de xapa enlairats. La gent va viure una pedregada intensa, i la mida màxima que es va observar va ser de 3 cm.
- **El Poal.** Els habitants del Poal van remarcar que va ser una part del terme municipal, la que es troba a cavall entre el Palau d'Anglesola i Linyola, la més afectada per la tempesta i on es van produir més danys, sobretot per pedra. De tota manera, en aquesta zona la mida de la pedra va ser inferior que en els altres dos municipis.
- **Altres municipis.** Visitant municipis propers, com Mollerussa, Vila-sana, Vallverd, Bellvís, els Arcs o Belcaire d'Urgell, es va comprovar com la tempesta s'havia centrat en els tres municipis esmentats prèviament. En general, la gent d'aquestes poblacions va comentar com els havia afectat de manera molt dèbil, amb tan sols alguns registres de pedra petita, pluja i vent, però no gaire intens.

Mapa resultant

A partir de les diferents anàlisis efectuades prèviament s'ha extret un mapa resultant (vegeu figura 4.6). En aquest mateix mapa també es mostra la distribució del valor

màxim del producte VIL (zona en gris), i s'observa una clara coincidència entre els dos paràmetres.

Aquest tipus de treballs, que no es poden fer per a tots els episodis degut al cost temporal, ajuden a conèixer millor la distribució de les pedregades. Seguidament s'ha aprofundit en aquest aspecte introduint una metodologia nova i poc utilitzada, la qual ha pogut ser perfeccionada a partir d'aquest tipus de treballs. A més, aquesta anàlisi corrobora que el producte VIL detecta amb gran exactitud les tempestes associades a pedra i, per tant, les zones possiblement més afectades per aquesta.

4. Caracterització dels episodis de pedra al Pla de Lleida



Figura 4.6: Treball de camp dut a terme per a l'episodi del 16/08/2016. Fotos: F.F.Teixidó.

5

ARTICLE 1. APPLICATION OF COKRIGING TECHNIQUES FOR THE ESTIMATION OF HAIL SIZE. / APLICACIÓ DE LA TÈCNICA COKRIGING PER ESTIMAR LA MIDA DE LA PEDRA.

5.1	Resum	65
5.2	Article	66
5.3	Resultats	85
5.3.1	Paràmetres estadístics	85
5.3.2	Productes radar	85
5.3.3	Validació	86
5.4	Conclusions	87

Aquest capítol és una reproducció de l'article original: *Farnell, Carme, Tomeu Rigo, and Javier Martin-Vide. Application of cokriging techniques for the estimation of hail size. Theoretical and Applied Climatology 131.1-2 (2018): 133-151.* Amb permís de l'editorial Springer.

5.1 Resum

Les pedregades afecten anualment el Pla de Lleida, una zona vulnerable a aquest tipus de fenomen, a causa de la importància de l'activitat agrícola. Això va fer que s'hi instal·lés una xarxa de granímetres per tal d'obtenir informació sobre la pedra, amb una densitat d'uns 4 km per punt d'observació.

Com s'ha vist en el capítol anterior, és important tenir en compte que les pedregades són un fenomen local i amb una distribució espacial irregular sobre el territori. Tant la intensitat com el diàmetre de la pedra poden variar en pocs metres de distància. Aquesta elevada variabilitat en l'espai ha dificultat el coneixement d'aquest fenomen en un punt concret, com també que els granímetres puguin registrar totes les tempestes associades amb pedra que afecten la zona.

La manera d'obtenir informació contínua sobre una àrea afectada per una pedregada ha estat complementant les dades registrades pels granímetres amb les imatges radar, ja que aquest proporciona informació amb menor discontinuïtat en l'espai. A més, treballs anteriors havien mostrat que alguns dels seus paràmetres han estat ben relacionats amb la presència de pedra.

L'objectiu del treball ha estat buscar quin és el producte radar que, juntament amb la informació dels granímetres, mostra una distribució del diàmetre de pedra sobre el territori més propera a la realitat.

La metodologia emprada ha estat el mètode d'interpolació cokriging, el qual permet fer combinacions a partir de dues fonts, una contínua (productes radar) i l'altra puntual (observacions en superfície). S'han seleccionat 6 episodis de diferents característiques i en cada un s'hi han aplicat diferents càlculs estadístics. El resultat mostra que el producte VIL més les observacions en superfície generen una distribució de la mida de la pedra molt propera a la realitat, tot i que amb algunes mancances que s'han de tenir presents.

Aquesta eina es vol aplicar en un futur com una eina de diagnosi per tal de tenir una aproximació d'un episodi de pedra en qualsevol zona.

Application of cokriging techniques for the estimation of hail size

Carme Farnell¹ · Tomeu Rigo¹  · Javier Martin-Vide²

Received: 17 December 2015 / Accepted: 5 September 2016
© Springer-Verlag Wien 2016

Abstract There are primarily two ways of estimating hail size: the first is the direct interpolation of point observations, and the second is the transformation of remote sensing fields into measurements of hail properties. Both techniques have advantages and limitations as regards generating the resultant map of hail damage. This paper presents a new methodology that combines the above mentioned techniques in an attempt to minimise the limitations and take advantage of the benefits of interpolation and the use of remote sensing data. The methodology was tested for several episodes with good results being obtained for the estimation of hail size at practically all the points analysed. The study area presents a large database of hail episodes, and for this reason, it constitutes an optimal test bench.

Keywords Hail-pad · Radar · GIS · Cokriging · Hail size

1 Introduction

Although it is difficult to find papers in the bibliography, which are related to the size and spatial distribution

of hail, there are some that are based on the exclusive use of surface observations. For example, Mezher and Mercuri (2009) characterised the frequency of hail episodes in Argentina, searching for the best interpolation method in order to analyse the spatial and temporal distribution of hail in that country. The methods considered were inverse distance weighting (IDW) and kriging. The first technique was better for showing local variability, while the second was better adapted to regional variability. Dalezios et al. (2002) focused their work in Greece with the principal objective of investigating the spatial variability of hailstorms using universal kriging. From the analysis of the experimental and isotropic semi-variogram of the hail impact energy, they concluded that the spacing between the elements of a network of hail-pads should be in the range of 3–3.5 km in order to provide well-diagnosed fields. In the same country, Karacostas and Kakaliagou (1991) noted that the two parameters associated with the characterisation of hailfall using a land-based network of hail-pads are the accuracy and the representativeness of measurements at a given point. The study also provides a description of different interpolation techniques: successive corrections, polynomial interpolation, inverse distance weighting (IDW), and kriging. In this study, the successive correction method appeared to give the best results, while the polynomial interpolation method suffers from significant aliasing. On the other hand, the kriging method and the inverse distance method exhibit similarities, but the latter appears to be more suitable. Moreover, according to Dobesch et al. (2007), the distribution of precipitation and the representativeness of the area play important roles in the interpolation of data. Most of the previous papers agree on the fact that the interpolation methods from surface data require a higher resolution for the observational network, and even with this, it is possible that some characteristics of the diagnosed field will not agree with

✉ Tomeu Rigo
tomeur@meteo.cat
Carme Farnell
cfarnell@meteo.cat
Javier Martin-Vide
jmartinvide@ub.edu

¹ Meteorological Service of Catalonia, C/Berlin, 38–46, 08013, Barcelona, Spain

² Grup de Climatologia, Universitat de Barcelona, C/Montealegre, 6, 08001, Barcelona, Spain

reality because of the high spatial variability of the hailfalls. The information from surface observations begins to be less valuable when the observer moves a bit far from the measuring point (less than few hundred metres, as demonstrated by Morgan and Towery (1975). This makes it quite difficult to generate a good estimate for the whole region, if the resolution of the hail-pad network is not high enough.

On the other hand, most of the methods for the estimation of hail size by means of remote sensing data use radar data, alone or combined with vertical information from numerical weather predictions (NWP), and to a lesser degree, techniques associated with the use of regression with thermodynamic parameters. With respect to these latter methods, one of the greatest limitations is the assumption that the thermodynamic properties are the same for a relatively large area (Billet et al. 1997; Brimelow et al. 2002; López et al. 2007). Vertically integrated liquid (VIL) is one of the most common parameters in the diagnosis of hail using radar data (Amburn and Wolf 1997; Delobbe and Holleman 2006; Holleman 2001; Montopoli et al. 2010; Billet et al. 1997). However, VIL is not able to explain the differences in the behaviour of thunderstorms in cold and warm masses, and for this reason, Amburn and Wolf (1997) introduced the VIL density, which includes the maximum height reached by the echoes and is capable of explaining the differences between air masses. Another limitation of VIL is its dependence on the estimation of the height of the maximum reflectivity (known as EchoTop) in a radar volume (Delobbe and Holleman 2006).

Kinetic energy is a parameter similar to VIL in terms of the method of calculation (Hohl et al. 2002a, b), but it is more associated with surface observations. This parameter can also be derived from the hail-pad data (Sánchez et al. 2013), and for this reason, the fields derived from radar and surface data can be easily compared. However, because the parameter is an estimator instead of a direct measure and is based on semi-empirical equations, the kinetic energy values exhibit the same problem as VIL. Other parameters used to estimate hail size with radar alone are EchoTop, reflectivity at the surface, and maximum reflectivity (Holleman 2001; Betschart and Hering 2012; Dye and Martner 1978). The main problem with these techniques is the large variability in the radar parameters associated with the size of hailstones, although there are some thresholds, which can be used as simple estimators. However, Edwards and Thompson (1998) found no relationship between VIL and thermodynamic parameters and the size of hail. Therefore, the most widely used operational algorithms are those associated with the relationship between the vertical development of thunderstorms identified with weather radar, and the 0 °C isotherm (height of the 0 °C level), estimated by the NWP model (Bellue 1999; Betschart and Hering 2012; Delobbe and Holleman 2006; Ebert et al. 2004;

Holleman 2001; Joe et al. 2004; Lakshmanan et al. 2007; Montopoli et al. 2010). The most well-known are the probability of hail (POH), probability of severe hail (POSH), hail diagnosis algorithm (HDA), maximum estimation of hail size (MEHS), Canadian Radar Decision System (CARDS), and warning decision support system (WDSS). In general, the technique is the same: the combination of EchoTop, the height of the 0° isotherm and more or less complex equations whose purpose is to generate an estimation of the presence of hail in a thunderstorm and the maximum size of the hail as well. Although the present study has been carried out assuming single-polarization radars, it is important to make a brief mention of polarimetric radar as a tool for discriminating hail size in real-time (Ryzhkov et al. 2013a, b; Ortega et al. 2016; Depue et al. 2007). The two first studies have presented the theory in which the algorithms for X-, C-, and S-band radars are developed. In brief, the technique is based on the application of fuzzy logic to the characteristics of some parameters, which are the radar reflectivity factor, the differential reflectivity, and cross-correlation coefficient. The validation, which was based on the SHAVE project data (Ortega et al. 2009), was performed by comparing point-to-point surface observations with the previously cited radar variables. The conclusions of the analysis indicate that the algorithm performance is highly sensitive to the radar calibration, and moreover, that the score skill indices, whose performance is acceptable, could be improved in future by tuning some of the algorithm parameters. The last study (Depue et al. 2007) uses the hail differential reflectivity (H_{DR}) as a parameter for diagnosing large hail by means of a simple threshold technique, with reasonably good results.

Although there are various geo-statistical techniques for indirectly interpolating individual measurements combined with a provided field (primarily via remote sensing), we were not able to find any studies that combined hail-pads with any other sources in order to obtain a hail size field. However, many studies combine surface (rain-gauge) data with radar observations in order to estimate interpolated fields of quantitative precipitation, for example, Xie et al. (2011), Erdin et al. (2012), and Schiemann et al. (2011), or Velasco-Forero et al. (2009). Their analyses assumed that it is necessary to consider various aspects, such as the combination method, kriging, integration of neighbours (global or local), and the methodology used to estimate the factors included in the geo-statistics model as well as the method of converting the rainfall variables. Prior to presenting the various techniques, an understanding of results from previous studies is required in order to be able to anticipate the results that could be expected for each method analysed. As Zimmerman et al. (1999) have explained, the diversification of interpolation techniques has led to questions about the most convenient technique for a given situation. In any case,

it seems that no single technique has advantages so desirable as to make it a clear choice. The more common methodologies are ordered more or less in terms of the complexity of calculation (Brus and Heuvelink 2007; Zimmerman 1993; Mezher and Mercuri 2009; Zeiler 1999; Eldeiry and Garcia 2010; Stein et al. 1991): ordinary kriging (OK), inverse distance weighting (IDW), universal kriging (UK), kriging with external drift (KED), cokriging (CK), universal cokriging (UCK), indicator kriging (IK), and regression kriging (RK).

This paper introduces a new methodology, which combines observations of hail size at the surface with various radar parameter fields by means of the cokriging technique. It is important to bear in mind that, in the cases of rainfall estimation presented above, it is possible to compare the same type of data, i.e. the accumulation of precipitation. In contrast, a more severe problem has been identified in the case of hail; the radar fields (reflectivity, VIL, EchoTop) are more difficult to associate with the size of hail. Although it is possible to estimate quantitatively the water mass associated with hail, it results practically impossible integrating the physical processes associated with the hail generation. From these premises, the information provided by radar can help to improve the spatial distribution of the fallen hail size. The principal objective of this study is to determine this size, as well as its spatial distribution, over a relatively large area. The problem is the information, which is local and does not cover the entire area. In order to solve the problem of the lack of information caused by the limited areal coverage of the observations, an extrapolation method was applied to an entire area, which yielded estimated values with a high degree of resolution.

The paper is divided into the following sections: the first section presents the various data sources. The second section discusses the method of comparing and integrating the surface observations with the radar fields. The following section briefly presents the various selected episodes, and the fourth section presents the results, which are divided into an analysis of the main episode, and subsequently, an evaluation of the other episodes. The characteristics of the error estimation are given in the same section. The conclusions focus on the benefits of the methodology for the specific study area and on actions to be developed in future.

2 Study area

The Ponent area (Fig. 1) is the largest region in Catalonia (NE of the Iberian Peninsula), with an areal extent of approximately 5600 km² and an elevation ranging between 200 and 400 MASL. It is surrounded by three mountain ranges on the North, East, and South (with elevations of between 800 and 1600 MASL). To the West, the plain is

connected with the Ebro Valley. This region is known for the importance of its agricultural uses, mostly irrigated. Hail episodes affect the region annually (seven hail cases) with hail larger than 1 cm, primarily during the period from April to September, inclusive (Pascual 2002). This period is coincident in time with the vegetative cycle of most of the crops in the region. To give an idea of the importance of damages caused by hailstorms in the area, the economic losses between 2000 and 2009 were estimated at 15 M€ in crops alone (Aran et al. 2011). This section presents the two data sources used in this paper. For the surface observations, we focused on illustrating the principal characteristics of each of the networks. The key weather radar points, which are features of the volume over the analysed area, and the characteristics of the different products used are also presented.

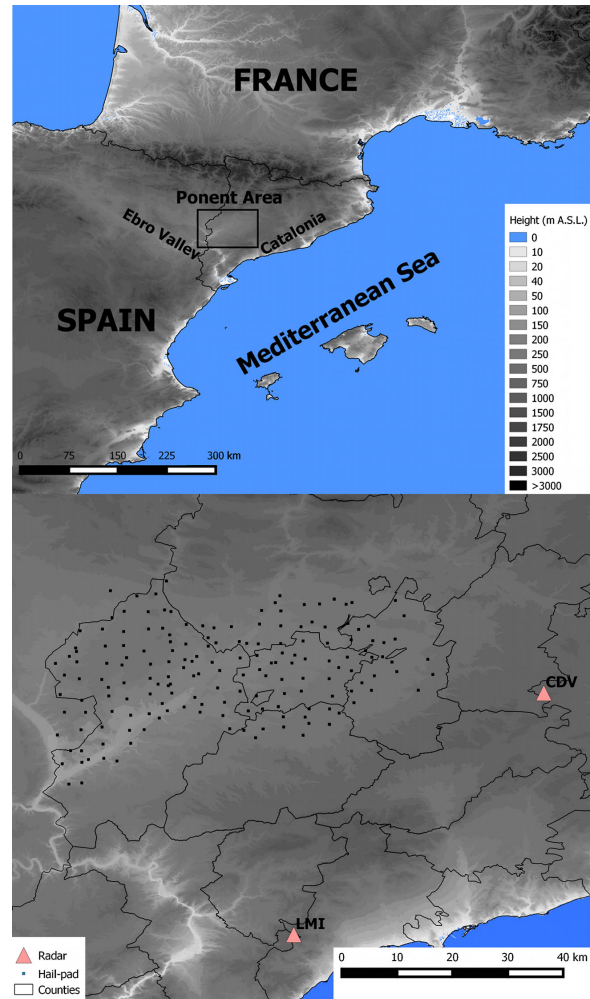
3 Data and methodology

3.1 Data sources

3.1.1 Surface observations

The network of hail-pads is managed by the Associació de Defensa Vegetal (ADV, Association for Plant Protection). The principal tasks of this organisation consist of the supervision and collection of the plates affected by the hailstones. The network is composed of approximately 170 hail-pads (Fig. 1), with a more-or-less regular distribution of one hail-pad every 4 km² (Farnell et al. 2009; Fraile et al. 1992). The plate is sent to the laboratory of the University of Leon (Spain), where it is analysed for some parameters, such as maximum diameter, number of impacts, and density of energy, among others (Palencia et al. 2007, 2010). Palencia et al. (2011) conducted an intensive study regarding the benefits and problems associated with the use of a hail-pad network. The primary advantages they put forth are the simplicity and low cost, which enable the installation of dense networks for analysing the spatial distribution of hail episodes. On the other hand, the primary disadvantage is the number of assumptions needed to obtain a satisfactory result; a tendency toward a spherical shape must be assumed for the hailstones; the fall velocity is assumed to be the terminal velocity, which depends exclusively on hailstone size and has only a vertical component; and the size of the dent is assumed to be a function of the kinetic energy of the hailstone. However, on many occasions, the resolution of the data is not good enough to provide a detailed perspective of the degree of affectation at each point in the region. There are two ways to obtain this information, by interpolation or by considering remote sensing data.

Fig. 1 : **a** General view of the study area (marked with a rectangle). **b** Zoomed view of the study area, including the hail-pad network (squares) and the weather radars (triangles)



In addition to the information provided by the hail-pads, there is a network of weather observers who also provide useful data on the size of fallen hailstones. However, some episodes are not well reported, chiefly those which occur at night, although there are few nocturnal cases at any rate. There are some references to biases in hail reports collected from weather observers, such those associated with

population distribution (Tuovinen et al. 2009; Schuster et al. 2005; Cintineo et al. 2012; Allen and Tippett 2015) or those who made reference to the size of circular or spherical objects commonly used as a reference for determining the hail magnitude (Schaefer et al. 2004). The latter source of hail information is provided by the field work for some of the episodes, but this is only carried out when the situation

is extraordinary, because of the lengthy period of commitment and the amount of effort needed (Farnell et al. 2009; Farnell et al. 2013). The methodology consists of visiting the most affected areas, as soon as possible, and archiving and geo-referencing all the data provided by the various people interviewed. The best results are obtained if the work is done immediately after the episode occurs (less than 3 days after the episode is advisable). The work is not finished with the interviews, because after that, all the data must be entered into a (GIS) Geographical Information System. After data entry, it is necessary to remove all those values, which are not consistent with the other observations, measurements of the pads, or radar imagery. In any case, this information is extremely valuable, as it can provide some information that other sources are not capable of recording (see, for example, the SHAVE project, Ortega et al. 2009). The final phase of the field work is integration with the other data sources. Considering that the density of surface observations affects accuracy when estimating the area hit by hail (Long 1980), the combination of hail-pads and the field work provides enough information to characterise an episode. Finally, according to the classification presented by Betschart and Hering (2012), the data provided in the region reach the second highest level of information (date + ~time + place + diameter).

3.1.2 Radar products

As Knight and Knight (2001) indicate, weather radar has turned out to be the essential observational system, as it provides a complete view of thunderstorms in terms of temporal and spatial resolution. In our case, the spatial resolution (1×1 km), the temporal resolution (6 min

between volumes for the radars of the Meteorological Service of Catalonia —SMC), and the complete volumetric information (the raw data used in the current analysis are composed of one long-range elevation of 240 km and fifteen short-range elevations of 130 km, which covers elevation angles of between 0.6 and 30°), among others (Rigo et al. 2010). Most of the studies cited in the introduction about the diagnosis of hail with radar coincide with respect to the difficulties in transforming the radar information into hail size values.

Furthermore, Saltikoff et al. (2010) or Delobbe and Holleman (2006), for example, have shown that those systems present problems when studying hail episodes, primarily in terms of the attenuation of the signal in hailstorms, particularly when using C-band radars (such as those used for this study). The study area presents some advantages compared with the other zones; these can be summarised as follows: there are no topographic obstacles that would affect the radar beam; the distance from the sea is great enough to limit the anomalous propagation effect, the distance from the radars is between 50 and 120 km, the range of optimal work of the systems used in the present study, and the radar volumes cover the greater part of the troposphere (between 1 and 15 km ASL).

In this study, three radar products were used to improve the distribution of the phenomena and were included in the interpolation of the estimation of the hail size. As explained in the introduction, these three products were used as direct or indirect estimators of hail size (alone or in combination with other data sources, primarily NWP), for some of the techniques. Table 1 presents these products. The use of the products was based on the consideration of various aspects: the first was the degree of correction of the radar imagery.

Table 1 Characteristics of the radar products used in the study

Physical concept	Radar product	Description
Surface intensity	CAPPI (constant altitude plan position indicator)	Radar echoes observed at 1 km ASL altitude. Estimation of the thunderstorm intensity. Betschart and Hering (2012) and Dye and Martner (1978) have associated hail with a reflectivity threshold.
Vertical development	TOP45 (the EchoTop of the Z 45 dBZ region)	Altitude of the most intense part of the thunderstorm. Generally combined with the deg isotherm of the NWP to estimate the probability of hail (Bellue 1999; Betschart and Hering 2012; Delobbe and Holleman 2006; Ebert et al. 2004).
Water mass content	VIL (vertically integrated liquid)	This is obtained by means of an equation that includes the reflectivity values and the height of the echoes in a specific column. Billet et al. (1997), Amburn and Wolf (1997), Delobbe and Holleman (2006), and Holleman (2001) and Montopoli et al. (2010) have analysed the utility of this parameter as a direct estimator of the size of the hailstones.

Table 2 Features of the weather radars used in the analysis

Radar	Height and coordinates	Distance to the area of study	Lowest beam over the area of study
Creu de Vent (CDV)	825 m ASL 1.39640 E, 41.60942 N	25–120 km	1.1 and 2.2 km ASL
La Miranda (LMI)	925 m ASL 0.85999 E, 41.08999 N	45–90 km	1.6 and 2.3 km ASL

Three types of correction were used; the first and second corrections were fully operational, while the last correction was specially developed for this study.

- Simple corrected raw : Standard radar volume used at the SMC. Generated in RVP-8 format (@SIGMET-Väisälä). Removing of ground clutter based on the suppression of those reflectivity echoes with null Doppler radial velocity (Passarelli 1983).
- Raw with sophisticated corrections: Requires more generation time (two more minutes), because of the running of sophisticated algorithms. Quality higher than the simple correction. Algorithms: removal of speckle, anomalous echoes, and correction of beam blocking, lost azimuths, and bright band effect (Trapero et al. 2009; Berenguer et al. 2006). Used for generating the precipitation product for surveillance tasks.
- Raw with corrections for the signal attenuation: Simple algorithm for the correction of raw, for avoiding the loss of signal in C-band radar when the beam crosses the hailfall (Borowska et al. 2011). Consists of highlighting pixels with $Z > 55$ dBZ and applying an increment of the reflectivity to the rear points. The increment varies as a function of the value of the reflectivity of the blocker pixel and the blocked pixel as well as the distance between the two points.

The radar products were considered for different systems: two individual radars (Fig. 1 and Table 2) as well as a composite. The composition takes the maximum value over each pixel and the information from all the radars into account. In this case, the attenuation effect is less important, but it is difficult to ascertain from which radar each echo proceeds. A brief description for each is presented in Table 2. Finally, all the products for the different radars and compositions were evaluated during the test episode (5th July, 2012), and the best ones were used for the rest of the cases analysed.

3.2 Methodology

As previously mentioned, the use of surface data and remote sensing observations in an independent manner facilitates the generation of hail estimation maps with several limitations. However, both data sources have advantages and disadvantages. The idea behind using the selected methodology was to take advantage of the positive aspects and

minimise the impact of the adverse properties as well. The following two subsections present some features of the selected interpolation method and the method for calculating the error of the estimated field.

3.2.1 Interpolation method

Of the different techniques presented in the introduction, and considering that there is a correlation between our observational values (hail-pad and observer estimations of hail size) and the secondary field surface, we selected the UCK technique, because it is a probabilistic method, which calculates the unknown points by means of predictions.

The principal difference between UCK and OK is that UCK uses a deterministic function instead of a constant parameter. The variance incorporates two terms, the prediction of the residual error variance and the estimation of the trend error variance. Furthermore, in order to minimise the spatial average of the variance at points, the right balance between the optimisation of the sample pattern in geographic and spatial features was obtained. Another characteristic of the method is that the interpolations of the points are mobile and depend on their coordinates. The principal difference between this and CK is the use of trend and spatial variation, which are key factors in the distribution of hailfall. It also uses pseudo-covariance functions or generalised covariance functions. Moreover, the estimation of the minimum error variance of UCK utilises only the observational data to form the covariance matrix. In conclusion, the major advantage of this methodology is that it is not necessary to provide the semi-variograms involving the

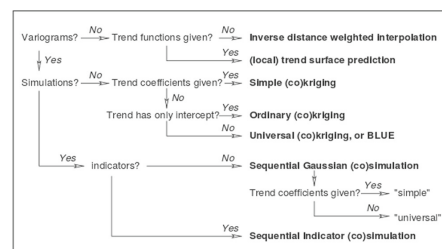


Fig. 2 The Pebesma scheme for the selection of the best technique for interpolation according to the preliminary information (Pebesma 2004)

secondary 2D data. In addition to this, the UCK technique was the one that fit better with the Pebesma test (Pebesma (2004), see Fig. 2). Moreover, and as occurs with CK, in the case of UCK, the interpolation is made using the data provided by the secondary field, which is spatially denser.

The different steps of the geo-statistical procedure used in this study are presented here. First, an estimated surface was generated from a set of N points with the observations at the surface. Because the set is constituted by all types of observational sources (hail-pads, official registers, or data acquired by means of field work), the number N is variable, being dependent on the event. This is, if the case has had a large area of affectation, the value of N is greater. The next step was the fitting of a mathematical function to generate a sum of the points within a specified radius in order to determine the diagnosed values for each location. These two first steps are coincident with the OK method, which was applied at the beginning of the procedure.

From this step, the use of the UCK method improves the output of the OK map by means of extensive auxiliary information (in this case, a radar product), as is shown in the Results section. It is important to bear in mind that, although the available radar products (presented in the previous section) do not estimate the hail size directly, the maximum daily fields generated for each variable have presented a more or less elevated correlation with the field generated exclusively with surface observations. Therefore, the new estimation is based on the trends given by the radar fields, which provides a qualitative input to the preliminary maps. Furthermore, compared with other kriging techniques, UCK is based on the fact that the coordinates are used as predictors (Deutsch and Journel 1998; Wackernagel 2013; Papritz and Stein 1999). In this second part of the procedure, the following steps were necessary for developing the diagnostic maps:

- Firstly, the surface observation data were explored by the following means: (i) a histogram analysis of the surface observations; (ii) a comparison of the distribution of the data with a standard normal distribution, by means of normal QQplot technique; (iii) a trend analysis, which allows the identification of the presence or absence of trends of the surface data (hail-pad and human observations). Trends enable an understanding of the distribution and behaviour of the data across the map. The trend of the data is illustrated with a linear shape. This distribution could be a straight line, in which case the trend would be linear, or it could be concave, in which case the trend applied would be of 2nd order, or it could be a line with two concavities, in which case the trend applied would be of 3rd order.; (iv) an examination of the spatial autocorrelation between

the measured sample points, using the analysis of the semi-variogram/covariance cloud.

- The second step is the modelling of semi-variograms and covariance, combining surface observations with the external fields (the different radar products). The predictions and the spatial correlation are generated in this step, which implies that the variogram and covariance functions must be created in order to calculate the statistical dependency value.
- To finish the process, validation and cross-validation are performed. In this step, statistical parameters associated with the prediction are calculated. These parameters are the median, the root mean square error, the standard root mean square error, and the mean of the standard error, and they enable a determination of the statistical validity of the prediction.

One of the interesting key points is the possibility of automating the technique, as occurs with other applications such as the estimation of accumulated rainfall, which is currently operating at the SMC (based on the work of Velasco-Forero et al. (2009)). Although it is possible to generate an automatic output, several aspects must be taken into account. Firstly, some of the preliminary parameters could vary depending on the situation (this has also been observed in the case of rainfall estimation, and the results provided have been compared with independent surface observations revealing that the technique works more or less effectively and depends more on the type of precipitation); additionally, the availability of surface data is not always the best in real-time (e.g. the data from hail-pads need to be processed and may be delivered with a longer delay than desirable). Finally, if data from hail-pads are not available, it becomes necessary to know the minimum number of observations that enable the generation of a useful estimation map.

3.2.2 Error estimation

The quantification of the error was based on the relative error (see (1) and (2)). Equation (1) is the classical definition of relative error; this is the rate between the absolute error and the observed value (V_{obs}). The absolute error is the difference between the observation and the estimation (V_{est}). Equation (2) is the same as the previous one, but it is applied to those cases in which the observed value is zero. In this case, the error has the same value as the estimation. The relative error gives an idea of how large the error is in relation to the 'true' value (in our case, the surface observation). As has been previously cited, observations at the surface (either from hail-pads or people) have implicit errors. However, as occurs in rainfall analysis with rain-gauge data (Velasco-Forero et al. 2009), these errors are only considered when there is a discrepancy with the surrounding observations

(that is, differences of greater than 2 cm over distances of less than 5 km) or the secondary field (observations with null values in regions with large values for the radar fields). The statistical validity of these parameters have been determined by means of the several repetitions of the estimation. The results of this technique help the identification of those points exhibiting large or small errors. It is then possible to search those key points for special behaviours in some regions. Furthermore, it allows us to observe whether the difference between the surface observation values and the radar field values can favour an increase in the error.

$$E_r = \frac{(V_{\text{obs}} - V_{\text{est}})}{V_{\text{obs}}} \quad (1)$$

$$E_r = \frac{(V_{\text{obs}} - V_{\text{est}})}{(1 + V_{\text{obs}})} \quad (2)$$

The error for the six selected episodes was calculated as follows (see the next section for more information about the cases). Firstly, three control points were randomly selected (It is important to note that these points may have any value for hail size, including zero). The three control points may seem to have been sampled infrequently, but for some episodes, this represents 50 % or more of the hail-pads affected by hailstorms. These control points were not used in the estimation of the field map. Once the field map was obtained by means of the interpolation technique, the error was calculated for the three points selected in the first step. This process was carried out 50 times for the main episode (the 5th of July 2012), while for the rest of cases, it was carried out on 30 occasions. Once all the iterations were done, a median relative error was obtained for each episode.

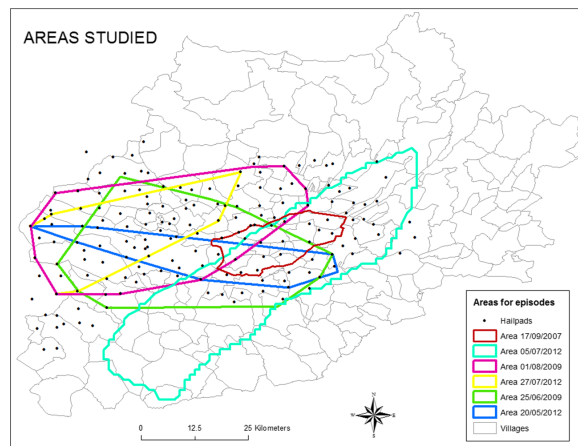
More points were selected for the episode on 5th July 2012, because there were more values available due to extensive field work, and because the area of affectation was larger than for other cases.

4 Description of episodes

The selection of the episodes used for this analysis was based on the following criteria, which consider information associated with the hail-pad hit during each episode. The objective is to select episodes that cover as wide a spectrum of situations as possible by requiring at least one event per category.

- Surface affected: small or large area, with a threshold of 2000 ha. This issue is based mainly on reports provided by the local and regional administrations in the study region. If no reports are available, the event is considered to be local (small area). Figure 3 shows the area most affected by hail in each one of the cases considered.
- Maximum diameter of hailstones: This has been categorised into three classes, with thresholds similar to those of other works such Tuovinen et al. (2009) or Schuster et al. (2005):
 - ≥ 4 cm—large
 - 2–4 cm—medium
 - ≤ 2 cm—small
- Month of the hail episode: considering that the annual campaign of hail for the region goes from April to

Fig. 3 Affected area for each episode considered in the current analysis



September (Rigo and Llasat 2016), this is the selected study period. It is not necessary to find a case of large hail for each month, primarily because in some of the months (particularly April), large hail has never been observed in the region. On the other hand, practically all cases in the period July–September register medium- or large-sized hail (Rigo and Llasat 2016).

- Number of hail-pad hit: although it seems that this could be similar to the surface area affected, the latter case exhibits a dependence on the damages produced by hail, while this aspect shows the total area covered by the hailfalls in each case. The minimum size of the hail for considering a hail-pad as having been hit is 0.5 cm.

Regarding the selection of at least one episode for each month of the hail campaign (April to September), it was not possible to include any cases from the first 2 months, because up until May, the size of the hail reached only 1 cm in diameter at a few hail-pads. Figure 3 shows the area most affected by hail in each of the cases considered.

The selected cases were chosen from a database of approximately 90 episodes which occurred between 2004 and 2012. One episode, which was likely the most significant case that has occurred in the region during the last three decades, was selected as the main episode. This episode was used to test the methodology. Furthermore, the number of surface observations, including those from four hail-pads, observers, and other sources (citizens and farmers, by means of exhaustive field work) for this episode is the largest of the entire database. When the parameters were tuned, the methodology was adapted to the other episodes.

4.1 The main episode: 5th July, 2012

A super-cellular thunderstorm arrived from the south-west and moved north-eastward (Farnell et al. 2013; Rigo and Pineda 2016). When the cell reached the area of interest, the hail was 2 cm in diameter. The hailstorm was intensified, and at that moment, the most severe part of the episode began with hailstones having diameters of approximately

7 cm. Although it was moving at a high speed, (approx. 45 km/h), the severity of the phenomenon was very significant in that area. When the thunderstorm left the most affected area, the size of the hail decreased to 5 cm for a few minutes, increasing again to 7 cm for a brief time period (the severity of this second maximum was less considerable than that of the first one). Finally, the cell continued on its path with less significant hail sizes than in the previous part. It is important to remark that the cell moved in a straight line, producing the maximum hail size in the central part of the path, while the size in the flanks decreased as the distance to the centre of the thunderstorm was increasing, with a clear symmetry between left and right. The episode was also influenced by the strong surface winds recorded in the central part of the region of interest. The total affected area was 68,000 ha, 25,000 ha of which were dedicated to agricultural exploitation. The damages in urban areas were also considerable.

4.2 Secondary episodes

Table 3 presents the principal characteristics of the five episodes selected for the evaluation of the methodology. An attempt was made to consider various criteria such as maximum size, distribution, and season of the episode.

5 Results

This section has been divided into several parts according to the processes applied in each step of the methodology. The preliminary task was the identification of the statistical parameters linked with the surface distribution. The next phase was the selection of those radar products, which are able to provide an optimal compromise between the quality of the results and the computational time required for the generation of those fields. The third phase was the generation of the fields and their results for the main episode as well as a brief description of the secondary cases. The section concludes with a presentation of the errors and some comments about the methodology.

Table 3 Summary of the characteristics of the secondary hail episodes considered in the analysis

Date	Area affected	Size (Max.) (cm)	Damaged area	Hit hail-pads
5 July 2012	Eastern part	7	68,000 ha (Farnell et al. 2013)	38
17 September 2007	Central part	7	900 ha (Farnell et al. 2009)	73
25 June 2009	Southern area	3	4200 ha	27
1 August 2009	Southern part	3.5	No information	50
20 May 2012	Irregular	1.5	No information	26
27 July 2012	Western part	2–4	3500 ha	26

Table 4 Geo-statistical parameters of the hail size for the main episode and secondary cases

	05/07/2012	20/05/2012	25/06/2009	01/08/2009	17/09/2007	27/07/2012
Mean	1.32	0.87	0.55	0.82	2.21	0.38
Standard deviation	1.64	0.42	0.75	1.01	1.41	0.6
Coefficient of variation (CV)	124.2	48.3	136.4	123.2	63.8	157.8
Skewness (CS)	1.34	0.51	1.46	1.36	2.18	-0.48
Kurtosis	4.21	1.6	4.42	4.3	2.18	2.32
Trend analysis	2nd	2nd	2nd	2nd	2nd	2n

5.1 Surface observation statistics

Several parameters were calculated in order to determine the geo-statistical validity of the dataset for each episode. These are presented in Table 4. It is important to consider the number of points available for each episode as well as the spatial distribution of the maximum hail size observations across the surface. Firstly, Fig. 4 shows how important the field work is for filling many spaces in the preliminary map of hail size estimations. However, field work data are not always available. Figure 5 also shows the differences between two episodes. Whereas the number of observations was scarce for the episode in May of 2012, with values ranging between 0.5 and 1.5 cm, there were numerous observations for the September 2007 episode with values ranging between 0.5 and 7 cm. Table 4 will be discussed in the following sections of this paper.

5.2 Comparison of the radar products

The next step of the analysis was the selection of those radar fields, which could provide the best relationship between

the computational cost and a good quality for the estimation. Here, the quality is defined by the parameters shown in Tables 6 to 8. One of the more relevant aspects of the methodology is the use of cross validation, which aids in comparing the model estimation with the real values. It consists of the suppression of one value for a concrete position of the field, and then estimates it by means of the rest of the points. The estimation is made using kriging, and if this process is repeated N times, it is possible to calculate a total of N errors for the validation. Each pair of values, including both observed and estimated values, was compared using linear regression. If the chosen semi-variance model describes the structure of spatial auto-correlation quite well, the difference between the observed values and the estimation must be small.

As previously noted, the analysis of the radar products was based primarily on the information provided by the main case in the study (5th July 2012). For this episode, we focused on the analysis of the estimates considering all the radar products. The optimal fields found were used for the rest of the episodes, and the rest of products were discarded (Fig. 6).

Fig. 4 Surface observation points (hail-pad and field work observers) for the 5th July 2012 event

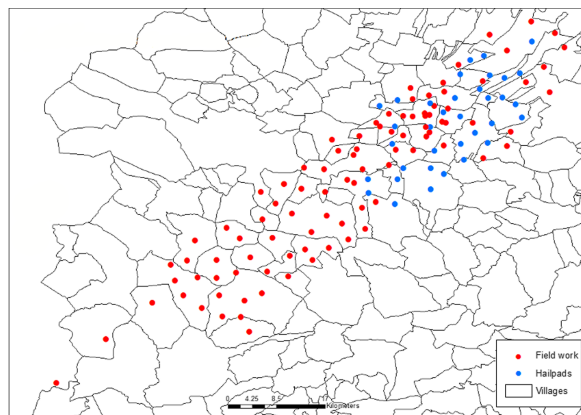
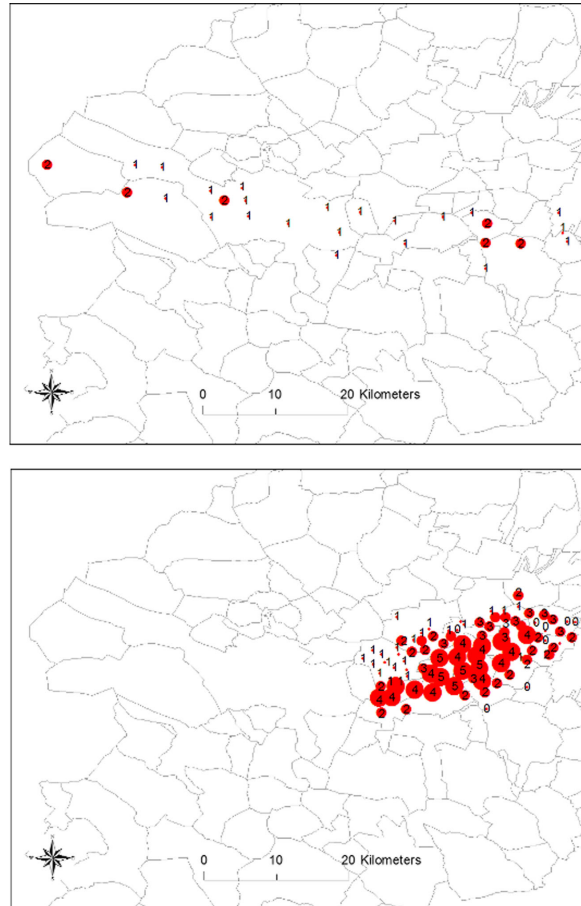


Fig. 5 Surface observations (hail-pad) for the 20th May 2012 (above) and 17th September 2007 (below) events



5.3 The main episode

The parameter exhibiting the best correlation with surface observations (Tables 5 and 6) is VIL, for the individual type of radar (Table 6 and Fig. 7). It is important to emphasise that maximum values are well estimated for both radars. In contrast, the composition product generates too smooth a field in which the small regions with large gradients in observed hail size are poorly estimated. TOP presents estimates, which are similar to those of all the products (Table 7 and Fig. 7). The results agree well with observations in terms of general distribution and placement of

maxima. However, the main problem in this case is that the maximums are smoothed, if they are compared with the surface observations. In the case of reflectivity at the surface (Table 8 and Fig. 7), the corrected CDV imagery exhibited good detection of the maximum peaks, which are not well estimated for the other cases. However, on average, the non-corrected CDV product presents the best field, but the main problem is the lack of information associated with the most affected regions.

In terms of the suppression of possible product errors, the composite of the corrected products (not shown) is better than the individual products, but the differences in the

Table 5 Statistical parameters observed for the ordinary kriging field made with surface observations for the episode on the 5th of July 2012

Kriging observations	
MEAN	0.01
RMS	1.35
RMSS	0.85
ASE	1.63

results are insubstantial. Furthermore, the computation time prior to the application of the methodology is higher for the more sophisticated products (corrected and composite). For this reason, the use of CDV products is considered to facilitate good estimated fields without great expense in terms of time and computational resources. The rest of the work was performed using only uncorrected CDV products, as CDV is the radar closest to the region. Because the area is not usually affected by radar errors such as anomalous propagation, attenuation, beam blockage, or other problems with the radar signal that can affect the estimation of hail size, the use of corrected products is not necessary. Only the attenuation caused by hail in C-band radars is observed in some cases, but the corrected products have not improved the results enough to replace the product selected.

5.4 Secondary cases

The main episode presented optimal conditions for making a good diagnosis of the hail size field. This implies (1) a large number of observations both from the hail-pad dataset and from complementary field work data; (2) a wide spectrum of hail size observations; (3) a superb correlation between the radar fields and the surface observations; and (4) a good number of reports on the episode. From the rest of the episode database, only the case of September 2007 exhibits similar conditions. However, there were numerous episodes in which the previously cited favourable background was not produced, but it is necessary to provide afield estimation of hail size to the end-users. In this section, the results are presented for the rest of analysed cases.

Table 4 gives the geo-statistical parameters for most of the cases. Only the most severe cases (more than 3 cm of diameter) exhibit a log-normal distribution of the standard deviation rather than the normal distribution, more common in the episodes with small hail (not shown). This is probably associated with the widest range of size values. For the rest of the parameters (kurtosis, skewness, and the coefficient of variation), it becomes quite complicated to obtain general rules of behaviour. In order to obtain a better estimation of the error, we decided to analyse the relative error. This parameter, introduced previously, facilitates an understand

of the quality of the magnitude estimations from several points on a grid.

5.5 Evaluation of the error

The error assessment was made by means of the relative error (Equation 1). 8 presents the values for each of the various radar fields used (VIL, TOP, and reflectivity) for the main episode. The values inside the circles indicate the 9 surface observations at each point for which the relative error was estimated. It is important to remember that the error was not calculated in all steps of the analysis. The relative error was not observed to exceed 2.5 in any case, and in fact, only a few points with values exceeding 1 of difference were observed. As a general result, the mean values obtained for the relative error for the three fields were -0.11 for VIL, 0.01 for TOP, and -0.09 for reflectivity. This means that the maps of VIL and reflectivity resulted in underestimation, while the TOP diagnosis yielded a slight overestimation. From these global values, it appears that TOP is the best estimator. However, the mean error must be considered to be a combination of positive and negative values, and for this reason, we also calculated the mean absolute error (MAE), which yielded values of 1.02 cm for VIL, 1.08 cm for TOP, and 0.95 cm for reflectivity, the latter of which presents the best value. In any case, the differences between all the parameters were very minor, and the decision to select the best estimator must consider the best diagnosis of the area of maximum values. In this case, the better values correspond to the VIL parameter (in contrast, TOP and reflectivity provided better results for the observations near 1 cm). It is also important to note that the MAE was calculated using values rounded to zero decimals. The reason for this was that the information will be provided to the users of the product at this numeric resolution. It is not necessary for a farmer to know if the hail size was 1.1 or 1.2 cm, because he is familiar with damages relative to a generalised scale (see, e.g. the scales used in France Dessens et al. (2007) or in Catalonia Farnell et al. (2009)).

To conclude the evaluation of the error for the main episode, it is important to add that the larger errors were detected in areas with observed values equal to zero as well as those close to the regions with hail size exceeding 3 cm. Furthermore, the locations of those points with the greatest error values are closer to the external boundaries of the analysed area. Moreover, if we return to Fig. 8, it can be seen that some of the points with quite large relative errors are coincident with those areas having a high density of observations. In some of these cases, there was a large variability between values, which could induce some errors in the estimation process. Taking into account that the methodology is proposed to be automatic, a preliminary quality control algorithm that removes those values, which could be

Fig. 6 Maps of hail size estimation for the 5th of July 2012 episode using ordinary kriging for surface observations

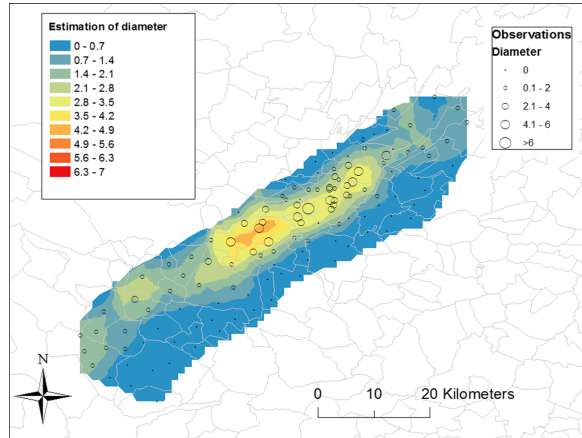


Table 6 Statistical parameters observed for the VIL field for various products for the episode on the 5th of July 2012.

VIL	CDV		LMI		CMP
	NOC	COR	NOC	COR	COR
MEAN	0.034	-0.022	-0.024	0.010	0.024
RMS	1.458	1.280	1.280	1.306	1.228
RMSS	1.007	0.826	0.930	0.867	0.9834
ASE	10.90	8.90	8.44	9.85	1.33

NOC stands for non-corrected product, and COR means corrected field. RMS is the root mean square, RMSS the root mean square standard, and ASE the average standard error

Table 7 The same as Table 6 for the TOP45 product

TOP	CDV		LMI		CMP
	NOC	COR	NOC	COR	COR
MEAN	-0.044	-0.005	-0.047	0.03	0.004
RMS	1.31	1.283	1.322	1.39	1.24
RMSS	0.84	0.839	0.86	0.84	0.859
ASE	1.84	9.049	1.86	1.783	1.706

Table 8 The same as Table 6 but for the reflectivity at surface field. ATE refers to the correction of the attenuation

Zsrf	CDV			LMI			CMP		
	NOC	COR	ATE	NOC	COR	ATE	NOC	COR	ATE
MEAN	0.035	-0.005	-0.045	0.032	0.046	-0.008	-0.232	0.046	-2.00E-05
RMS	1.419	1.283	1.317	1.391	1.394	1.344	2.84	1.357	1.345
RMSS	0.862	0.891	0.84	0.877	0.879	0.831	0.859	0.853	0.87
ASE	9.862	9.049	1.846	1.85	1.842	2.009	7.137	1.733	1.947

Fig. 7 Maps of hail size estimation for the 5th of July 2012 episode using CDV radar fields: (Above) VIL, (Middle) TOP, and (Below) surface reflectivity

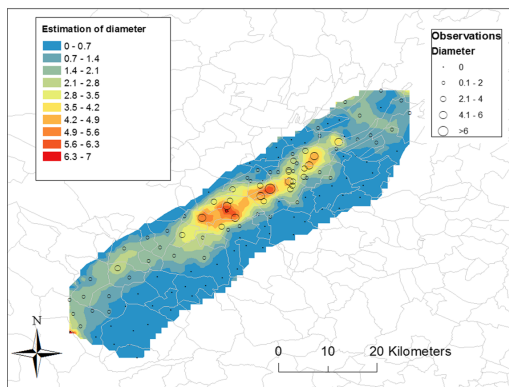
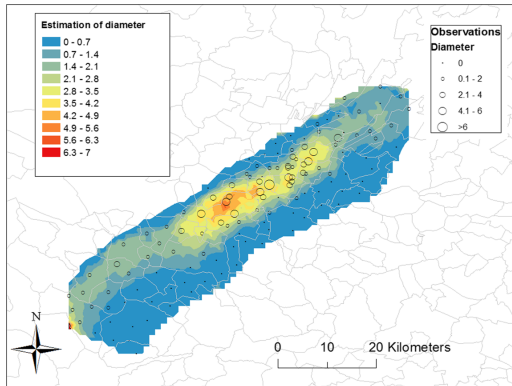
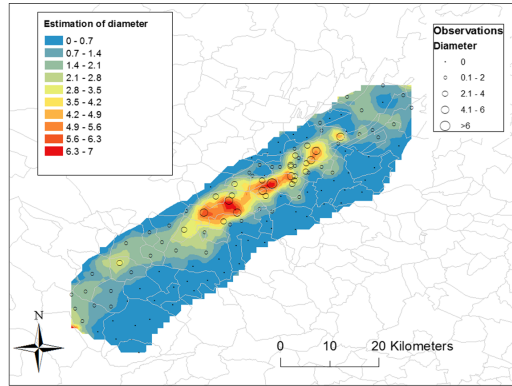


Fig. 8 Maps of relative error for the different hail size estimations for the 5th of July 2012 episode following: **a** VIL, **b** TOP, and **c** surface reflectivity

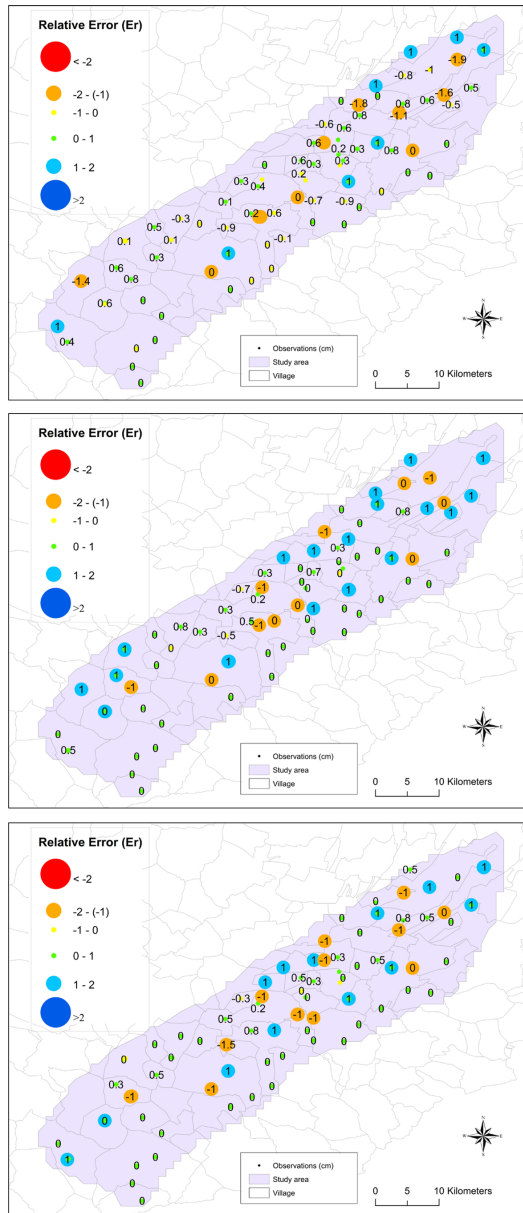
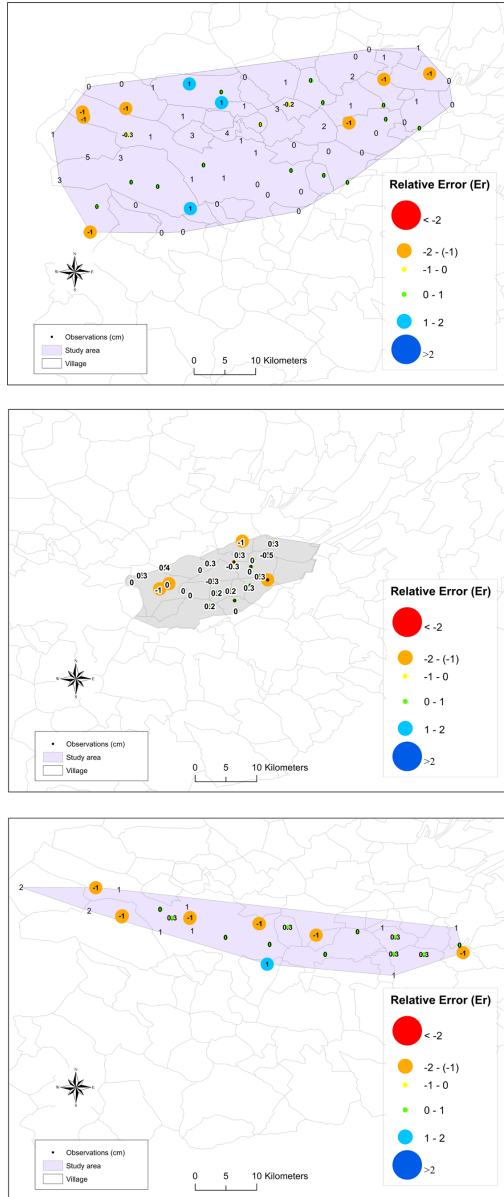


Fig. 9 Maps of relative error for the different hail size estimations for VIL (1st of August 2009) (a), TOP (17th of September 2007) (b), and surface reflectivity (20th of May 2012) (c)



considered suspicious should probably be introduced. However, it is important to be very accurate in applying quality control, because in some cases, it is quite complicated to decide which of the values are the more realistic. In fact, there is a high degree of variability not only in the distribution of hail fall, but in the spatial field of the relative error. When delivering the estimating field to end users, it is very important to deliver the results with a map of the quality of the product.

With regard to the rest of the cases, the behaviour is quite similar to the cases observed during the main episode (see Fig. 9), with the larger errors at the observation points lying close to the boundaries. However, the primary difference is that the relative error is not as high as for the 5th of July 2012 case. The mean values of the relative error for the whole data set of the rest of the episodes were -0.08 for VIL, -0.09 for TOP, and -0.12 for reflectivity. The MAE values were 0.57 cm for VIL, 0.51 cm for TOP, and 0.57 cm for reflectivity. Comparing with the results for the main episode, two aspects must be highlighted: firstly, the values are relatively lower, especially in the case of MAE, for the set of secondary episodes. This fact is associated with the lower values of the observations as well as a lower spatial resolution. The second point is that, in this case, the best estimator (according to the mean relative error values) was VIL, but the values are generally underestimated. Again, the two lower observations influenced this behaviour.

Finally, it is important to consider that the use of the technique presented allows the use of observational data with a spatial resolution of approximately 10 by 10 km. This is due to the fact that the spatial resolution of the radar reduces the spatial limitations of the methodologies based exclusively on surface data. The mean, mean standardised, and root-mean-square scores for the maps generated were analysed using only surface data (from the hail-pad network, with a spatial resolution of 4 by 4 km) before those created by combining radar and surface data (considering distances between observations over 8 km). These scores show how the quality of the latter product is clearly better than that provided by the interpolation of surface observations only. This means that the use of radar as a secondary field helps to improve the quality of the hail size estimation, even if the number of surface observations is clearly lower than that used in the present study. Therefore, if fewer observations were available for the same region (a new grid with 10 km between observational points, instead of the current 4 km, was created), the results would be better than those generated by an interpolation considering only surface observations with the current resolution.

Finally, it is important to consider that the use of the technique presented allows the use of observational data with a spatial resolution of approximately 10 by 10 km. This is due to the fact that the spatial resolution of the radar reduces

the spatial limitations of the methodologies based exclusively on surface data. The mean, mean standardised, and root-mean-square scores for the maps generated were analysed using only surface data (from the hail-pad network, with a spatial resolution of 4 by 4 km) before those created by combining radar and surface data (considering distances between observations over 8 km). These scores show how the quality of the last product is clearly better than that provided by the interpolation of surface observations only. This means that the use of radar as external field helps to improve the quality of the hail size estimation even if the number of surface observations is clearly lower than the used in the present study. Then, if less observations for the same region were available (it has been created a supposed mesh with 10 km between observational points, instead of the current 4 km), the results would be better than the generated by an interpolation considering only surface observations with the current resolution.

6 Conclusions

The combination of surface observations with remote sensing fields provided good hail size estimation maps in an area with a large number of specific point values. The universal cokriging technique has been shown to be the optimal technique among those examined for generating the best estimator fields. The results and the error analysis demonstrate that the maps are highly reliable and give good information in the sense of a qualitative approach to estimated values. Furthermore, it is possible to create an automated process for generating maps in near real-time. This product could be of great significance to many end-uses of the product.

However, some aspects must be taken into account when applying the methodology. Firstly, although highly sophisticated corrections of the radar products (we strongly recommend VIL or maximum reflectivity) are not necessary, some errors must be removed (primarily ground clutter). Furthermore, the area being analysed needs to be free of sectors affected by beam blockage. Regarding the surface observations, the methodology has been observed to exhibit moderate sensitivity in the boundaries of the analysed regions, and larger errors may be observed in those areas. In any case, those errors are primarily associated with nearby points having highly disjointed values. For this reason, we recommend conducting quality control in advance, in order to remove outliers. To conclude the analysis, we recommend a preliminary study of the availability of surface data and the spatial resolution of those observations. As many authors have previously demonstrated, the high variability of the hailfalls necessitates that the spacing between points be 4 km or less. However, with the use of the presented technique, this spacing can be increased up to as

much as 10 km, because the spatial resolution of the radar minimises the limitations of the previous methodologies.

Acknowledgements The authors wish to thank the Associació de Defensa Forestal (ADV Pla de Lleida) for the data provided, the Research, Remote Sensing and Forecast Areas of the Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) for their valuable help and comments, and the Project CSO2014-55799-C2-1-R (MINECO, Spain). Thanks also go to Viladrich M. for her contributions to the statistical portion, and to Juliette Lemerle and Leo Carbó.

References

- Allen JT, Tippett MK (2015) The characteristics of united states hail reports: 1955–2014. *Electron J Severe Storms Meteorol* 10(3)
- Amburn SA, Wolf PL (1997) VIL density as a hail indicator. *Weather Forecast* 12(3):473–478
- Aran M, Pena JC, Torà M (2011) Atmospheric circulation patterns associated with hail events in lleida (Catalonia). *Atmos Res* 100(4):428–438
- Bellue K (1999) Performance of the NSSL hail detection algorithm for multicell storms over the coastal Southern Plains. *Storming Media*. <https://books.google.es/books?id=E9wJAgAACAAJ>
- Berenguier M, Sempere-Torres D, Corral C, Sánchez-Diezma R (2006) A fuzzy logic technique for identifying nonprecipitating echoes in radar scans. *J Atmos Ocean Technol* 23(9):1157–1180
- Betschart M, Hering A (2012) Automatic hail detection at meteo-swiss-verification of the radar-based hail detection algorithms poh. *MESHs and HAIL' Arbeitsberichte der MeteoSchweiz* 238: 1–59
- Billiet J, DeLisi M, Smith BG, Gates C (1997) Use of regression techniques to predict hail size and the probability of large hail. *Weather Forecast* 12(1):154–164
- Borowska L, Ryzhkov A, Zrníc D, Simmer C, Palmer R (2011) Attenuation and differential attenuation of 5-cm-wavelength radiation in melting hail. *J Appl Meteorol Climatol* 50(1):59–76
- Brimelow JC, Reuter GW, Poolman ER (2002) Modeling maximum hail size in Alberta thunderstorms. *Weather Forecast* 17(5):1048–1062
- Brus DJ, Heuvelink GB (2007) Optimization of sample patterns for universal kriging of environmental variables. *Geoderma* 138(1):86–95
- Cintineo JL, Smith TM, Lakshmanan V, Brooks HE, Ortega KL (2012) An objective high-resolution hail climatology of the contiguous United States. *Weather Forecast* 27(5):1235–1248
- Dalezios NR, Loukas A, Bampzelis D (2002) Universal kriging of hail impact energy in greece. *Physics and Chemistry of the Earth. Parts A/B/C* 27(23):1039–1043
- Delobbe L, Holleman I (2006) Uncertainties in radar echo top heights used for hail detection. *Meteorol Appl* 13(4):361–374
- Depue TK, Kennedy PC, Rutledge SA (2007) Performance of the hail differential reflectivity (HRD) polarimetric radar hail indicator. *J Appl Meteorol Climatol* 46(8):1290–1301
- Dessens J, Berthet C, Sanchez JL (2007) A point hailfall classification based on hailpad measurements: the Anelfa scale. *Atmos Res* 83(2):132–139
- Deutsch CV, Journel AG (1998) *Gslib*. Geostatistical software library and users guide
- Dobesch H, Dumolard P, Dyras I (2007) Spatial interpolation for climate data: The use of GIS in climatology and meteorology, iste ltd, 6 fitzroy square, london
- Dye JE, Martner BE (1978) The relationship between radar reflectivity factor and hail at the ground for northeast Colorado thunderstorms. *J Appl Meteorol* 17(9):1335–1341
- Ebert EE, Wilson LJ, Brown BG, Nurmi P, Brooks HE, Bally J, Jaeneke M (2004) Verification of nowcasts from the WWRP Sydney 2000 Forecast Demonstration Project. *Weather Forecast* 19(1):73–96
- Edwards R, Thompson RL (1998) Nationwide comparisons of hail size with WSR-88D vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Weather Forecast* 13(2):277–285
- Eldeiry AA, Garcia LA (2010) Comparison of ordinary kriging, regression kriging, and cokriging techniques to estimate soil salinity using landsat images. *J Irrig Drain Eng* 136(6):355–364
- Erđin R, Frei C, Künsch HR (2012) Data transformation and uncertainty in geostatistical combination of radar and rain gauges. *J Hydrometeorol* 13(4):1332–1346
- Farnell C, Busto M, Aran M, Andres A, Pineda N, Torà M (2009) Study of the september 17th 2007 severe hailstorm in pla d'urgell. part i: fieldwork and analysis of the hailpads. *Tethys: Journal of Mediterranean Meteorology & Climatology* 6:69–81
- Farnell C, Aran M, Busto M, Mateo J, Pineda N, Rigo T, Tora M (2013) Study of the 5th July 2012 severe hailstorm in pla d'urgell (ne spain). In: Svartholm N (ed) 7th European Conference on Severe Storms
- Fraile R, Castro A, Sánchez J (1992) Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos Res* 28(3–4):311–326
- Hohl R, Schiesser HH, Aller D (2002a) Hailfall: the relationship between radar-derived hail kinetic energy and hail damage to buildings. *Atmos Res* 63(3):177–207
- Hohl R, Schiesser HH, Knepper I (2002b) The use of weather radars to estimate hail damage to automobiles: an exploratory study in Switzerland. *Atmos Res* 61(3):215–238
- Holleman I (2001) Hail detection using single-polarization radar. scientific report. Tech. rep., KNMI WR-2001-01
- Joe P, Burgess D, Potts R, Keenan T, Stumpf G, Treloar A (2004) The S2K severe weather detection algorithms and their performance. *Weather Forecast* 19(1):43–63
- Karacostas TS, Kakaliagou OK (1991) Objective analysis schemes and their applications to hail measurements network in the Greek NHSP. *Geofizika* 8(1):3–12
- Knight CA, Knight NC (2001) Hailstorms. In: *Severe Convective Storms*, American Meteorological Society, pp 223–254
- Lakshmanan V, Smith T, Stumpf G, Hondl K (2007) The warning decision support system-integrated information. *Weather and Forecast* 22(3):596–612
- Long AB (1980) On estimating hail frequency and hailfall area. *J Appl Meteorol* 19(12):1351–1362
- López L, García-Ortega E, Sánchez JL (2007) A short-term forecast model for hail. *Atmos Res* 83(2):176–184
- Mezher P, Mercuri R (2009) Análisis geoestadístico de la distribución de eventos de granizo en argentina. In: XXIV Scientific Meeting of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas
- Montopoli M, Picciotti E, Di Fabio S, Telleschi A, Volpi A, Marzano F (2010) X-band weather radar monitoring of precipitation fields at urban scale: spatial calibration and accuracy evaluation. In: *Proceeding of the 6th European conference on radar in meteorology and hydrology ERAD*
- Morgan GM, Towery NG (1975) Small-scale variability of hail and its significance for hail prevention experiments. *J Appl Meteorol* 14(5):763–770
- Ortega KL, Smith TM, Manross KL, Scharfenberg KA, Witt A, Kolodziej AC, Gourley JJ (2009) The severe hazards analysis and verification experiment. *Bull Amer Meteor Soc* 90(10):1519

- Ortega KL, Krause JM, Ryzhkov AV (2016) Polarimetric radar characteristics of melting hail. Part iii: validation of the algorithm for hail size discrimination
- Palencia C, Berthet C, Massot M, Castro A, Dessens J, Fraile R (2007) On the individual calibration of hailpads. *Atmos Res* 83(2):493–504
- Palencia C, Giaiotti D, Stel F, Castro A, Fraile R (2010) Maximum hailstone size: relationship with meteorological variables. *Atmos Res* 96(2):256–265
- Palencia C, Castro A, Giaiotti D, Stel F, Fraile R (2011) Dent overlap in hailpads: error estimation and measurement correction. *J Appl Meteorol Climatol* 50(5):1073–1087
- Papritz A, Stein A (1999) Spatial prediction by linear kriging. In: *Spatial statistics for remote sensing*, Springer, pp 83–113
- Pascual R (2002) Estudio de las granizadas en el llano de lleida, nota técnica núm. 3. centro meteorológico territorial de catalunya
- Passarelli RE (1983) Parametric estimation of Doppler spectral moments: an alternative ground clutter rejection technique. *J Appl Meteorol Climatol* 22(5):850–857
- Pebesma EJ (2004) Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Comput Geosci* 30(7):683–691
- Rigo T, Llasat MC (2016) Forecasting hailfall using parameters for convective cells identified by radar. *Atmos Res* 169:366–376
- Rigo T, Pineda N (2016) Inferring the severity of a multicell thunderstorm evolving to supercell, by means of radar and total lightning. *Electron J Severe Storms Meteorol* 11(2)
- 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. *Nat Hazards Earth Syst Sci* 10(9):1881–1893
- Ryzhkov AV, Kumjian MR, Ganson SM, Khain AP (2013a) Polarimetric radar characteristics of melting hail. Part i: theoretical simulations using spectral microphysical modeling. *J Appl Meteorol Climatol* 52(12):2849–2870
- Ryzhkov AV, Kumjian MR, Ganson SM, Zhang P (2013b) Polarimetric radar characteristics of melting hail. Part ii: practical implications. *J Appl Meteorol Climatol* 52(12):2871–2886
- Saltikoff E, Tuovinen JP, Kotro J, Kuitunen T, Hohti H (2010) A climatological comparison of radar and ground observations of hail in Finland. *J Appl Meteorol Climatol* 49(1):101–114
- Sánchez J, López L, García-Ortega E, Gil B (2013) Nowcasting of kinetic energy of hail precipitation using radar. *Atmos Res* 123:48–60
- Schaefer JT, Levit JJ, Weiss SJ, McCarthy DW (2004) The frequency of large hail over the contiguous United States. In: *Preprints, 14th Conf. on Applied Climatology*, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc, vol 3
- Schiemann R, Erdin R, Willi M, Frei C, Berenguer M, Sempere-Torres D (2011) Geostatistical radar-rain gauge combination with nonparametric correlograms: methodological considerations and application in Switzerland. *Hydrol Earth Syst Sci* 15(5):1515–1536
- Schuster SS, Blong RJ, Speer MS (2005) A hail climatology of the greater Sydney area and New South Wales, Australia. *Int J Climatol* 25(12):1633–1650
- Stein A, Staritsky I, Bouma J, Van Eijnsbergen A, Bregt A (1991) Simulation of moisture deficits and areal interpolation by universal cokriging. *Water Resour Res* 27(8):1963–1973
- Trapero L, Bech J, Rigo T, Pineda N, Forcadell D (2009) Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the Meteorological Service of Catalonia Radar Network. *Atmos Res* 93(1):408–418
- Tuovinen JP, Punkka AJ, Rauhala J, Hohti H, Schultz DM (2009) Climatology of severe hail in Finland: 1930–2006. *Mon Weather Rev* 137(7):2238–2249
- Velasco-Forero CA, Sempere-Torres D, Cassiraga EF, Gómez-Hernández JJ (2009) A non-parametric automatic blending methodology to estimate rainfall fields from rain gauge and radar data. *Adv Water Resour* 32(7):986–1002
- Wackernagel H (2013) *Multivariate geostatistics: an introduction with applications*. Springer Science & Business Media
- Xie H, Zhang X, Yu B, Sharif H (2011) Performance evaluation of interpolation methods for incorporating rain gauge measurements into NEXRAD precipitation data: a case study in the Upper Guadalupe River Basin. *Hydrol Process* 25(24):3711–3720
- Zeiler M (1999) *Modeling our world: the ESRI guide to geodatabase design*. ESRI, Inc
- Zimmerman DL (1993) Another look at anisotropy in geostatistics. *Math Geol* 25(4):453–470
- Zimmerman D, Pavlik C, Ruggles A, Armstrong MP (1999) An experimental comparison of ordinary and universal kriging and inverse distance weighting. *Math Geol* 31(4):375–390

5.3 Resultats

Aquesta secció s'ha dividit en tres parts seguint els punts de la metodologia (vegeu secció 3.1.4).

5.3.1 Paràmetres estadístics

El criteri de selecció d'episodis (vegeu secció 3.1.4) ha intentat contemplar diferents tipus d'episodis i amb diferents característiques en les observacions, ja sigui en el nombre d'observacions com en el diàmetre registrat i l'extensió afectada, per tal que el producte generat pugui ser aplicat en l'espectre més ampli de tipologies d'episodis.

Una de les principals diferències entre episodis s'observa en el nombre d'observacions. 2 dels 6 episodis analitzats contenen una gran quantitat d'observacions (17/09/2007 i 05/07/2012), mentre que la resta contenen menys registres. El diàmetre màxim de les observacions, la principal variable estudiada, n'és un altre exemple: en l'episodi del maig del 2012, aquest paràmetre es mou entre 0,5 i 1,5 cm, mentre que l'episodi del juliol del 2012 conté valors d'entre 0,5 i 7 cm.

Les dades de les observacions registrades en cada un dels episodis han estat analitzades a partir dels paràmetres estadístics explicats en la secció 3.1.4. Malgrat tot, l'elevada variabilitat entre episodis ha fet que fos complicat establir unes regles de comportament a partir d'aquests paràmetres. Però s'ha vist que els episodis amb més observacions permeten elaborar una millor diagnosi estadística.

5.3.2 Productes radar

Les anàlisis per seleccionar el camp radar més òptim s'han fet en l'episodi principal, buscant una bona qualitat en l'estimació i un cost computacional acceptable. De tota manera, aquest últim factor no és tan important si tenim present que, en molts casos, els registres arriben a posteriori.

Respecte dels productes radar, el VIL i el TOP45 presenten una estimació molt bona pel que fa a la distribució de la mida de la pedra i la localització dels màxims. A més, el TOP45 mostra una suavització en l'estimació dels valors màxims. En referència a la imatge no corregida de la reflectivitat en superfície, té l'inconvenient de la manca d'informació associada a les zones més afectades degut a l'atenuació de la precipitació per la banda C del radar i per la mateixa intensitat de la precipitació.

Pel que fa als tipus de radar, els radars individuals CDV i LMI mostren molt bona estimació en la mida de la pedra, mentre que la imatge composta genera una

estimació de la mida de la pedra massa suavitzada a les zones on existeix un gradient de mida important. Malgrat tot, corregint possibles errors, aquesta imatge podria donar millors resultats que els radars individuals. Tot i això, tenint en compte els criteris esmentats, la generació de la imatge composta corregida genera un cost computacional elevat i les diferències de resultat són gairebé inapreciables.

5.3.3 Validació

Episodi principal

Aplicant el càlcul de l'error relatiu (vegeu secció 3.1.4), s'ha observat que els productes VIL i TOP han estimat el valor de la mida de la pedra per sota del valor de l'observació real, mentre que l'estimació del producte de reflectivitat ha mostrat valors per sobre de l'observació real. Respecte a l'Eab, el qual té en compte valors positius i negatius, és el producte TOP el que mostra el millor resultat.

De totes maneres, les diferències entre ells són menors, i per aquest motiu el càlcul de l'error no s'ha utilitzat per seleccionar el millor paràmetre que estima la mida de la pedra, sinó que s'ha seleccionat observant el paràmetre que estima amb més precisió les àrees amb els valors màxims.

Pel que fa a la distribució espacial de les zones amb un màxim error, aquestes són detectades en àrees on els valors observats són 0 o bé en zones on la mida de la pedra és > 3 cm. També és en les zones perifèriques de l'àrea estudiada on es troben aquests màxims errors, com també en punts on hi ha un gradient de diàmetre important.

Episodis secundaris

Comparant els resultats de l'Er i l'Eab amb els de l'episodi principal s'han observat dues diferències destacades. Per una banda, els valors són més baixos en aquests, sobretot en el cas de l'Eab, perquè tant el nombre d'observacions com la resolució espacial és inferior. Per altra banda, ha estat el producte VIL el que ha mostrat un millor resultat en el càlcul de l'error.

Respecte a la distribució espacial dels errors màxims, el comportament és semblant a l'episodi principal amb uns màxims d'errors a les zones perifèriques de l'àrea estimada.

5.4 Conclusions

A partir de la combinació d'un nombre mínim d'observacions i determinats paràmetres radar, s'ha obtingut un mapa d'estimació de la mida de la pedra molt proper als valors reals, mitjançant un mètode d'interpolació.

La tècnica **cokriging universal** és la que ha generat el camp amb una millor estimació. A partir de les anàlisis efectuades i la validació mitjançant el càlcul de l'error, s'ha corroborat que es tracta d'una tècnica fiable i d'una elevada qualitat.

Pel que fa al camp radar, s'ha considerat que el paràmetre que mostra la millor correlació amb les observacions en superfície és la **imatge no corregida del producte VIL del radar individual CDV**. El producte del radar CDV és l'opció amb un millor resultat, ja que aquest radar és el més proper a la zona d'estudi. A més, la imatge no corregida és vàlida, ja que el radar no mostra errors de càlcul degut a les característiques del terreny de la zona d'estudi. Malgrat tot, en certs aspectes no és la variable ni la imatge que mostra el millor resultat. De totes maneres, s'ha considerat que, tenint en compte el temps de processament i els resultats que se n'han obtingut, és la més òptima a l'hora de treballar.

Tanmateix, existeixen factors que han de ser corregits abans d'aplicar el mètode cokriging. Per una banda, els errors propis del radar, minimitzant el seu efecte negatiu, i per altra banda, cal aplicar un control de qualitat en els valors de les observacions en superfície.

Per acabar, és recomanable disposar d'una gran quantitat d'observacions, per tal de dur a terme una millor sortida en el camp d'interpolació. Així i tot, l'ús de la present tècnica permet incrementar la distància espacial entre observacions fins a 10 km, degut al suport i a la resolució espacial de les dades del camp radar.

6

CAS D'ESTUDI: MANCA D'OBSERVACIONS

6.1 Cas d'estudi: àrea del Penedès	89
----------------------------------------------	----

Al llarg d'aquesta tesi s'ha posat èmfasi en la importància de les observacions de pedra després d'un episodi d'aquest fenomen. Malgrat tot, existeix una manca d'aquesta informació, sobretot en casos que han afectat zones poc poblades, de difícil accés o bé que s'han produït durant hores nocturnes. Per visualitzar aquesta problemàtica, en aquest capítol es mostra un cas d'estudi centrat en la zona del Penedès, el qual engloba les comarques de l'Alt i el Baix Penedès (vegeu figura 6.1). Aquest treball s'ha portat a terme com a resposta a una petició de l'Àrea de Climatologia de l'SMC.

6.1 Cas d'estudi: àrea del Penedès

Inicialment, s'ha dut a terme un breu estudi climatològic (2004–2015) per conèixer el comportament dels episodis de pedra en aquesta zona. Respecte a l'**evolució anual** (vegeu figura 6.2), el nombre d'episodis de pedra i calamarsa mostra una tendència uniforme amb una mitjana d'entre 0 i 2 episodis/any, i amb un màxim registrat l'any 2009 de 3 episodis. D'altra banda, la **distribució mensual** mostra com és durant els mesos de maig, juny i agost quan es registra el major nombre d'episodis de pedra, tot i que el nombre de casos no és gaire representatiu (no es mostra imatge).

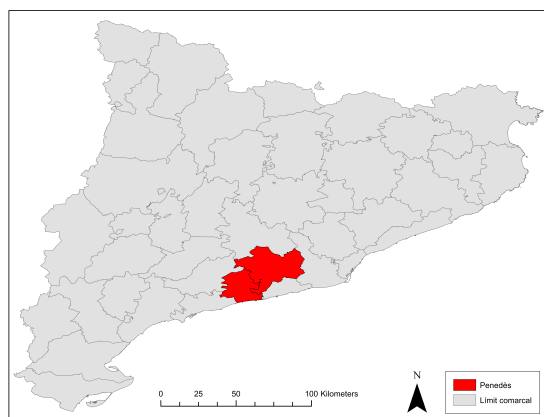


Figura 6.1: Ubicació de la zona del Penedès. Comarques de Catalunya en gris, amb l'Alt i el Baix Penedès ressaltats en vermell.

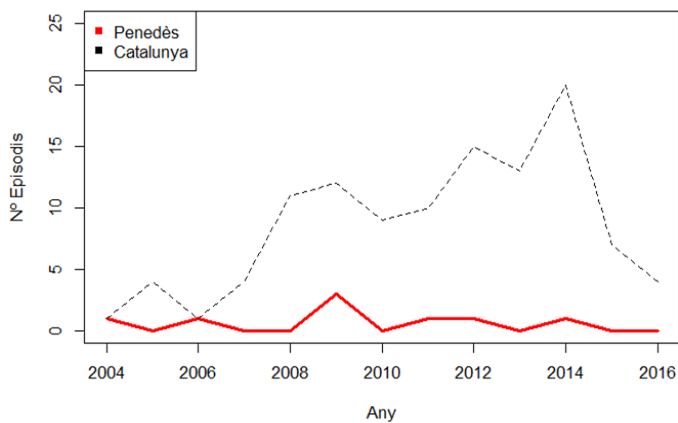


Figura 6.2: Distribució anual del nombre d'episodis de pedra a la zona del Penedès durant el període (2004–2016).

Centrant-nos en el període temporal 2010–2017 i analitzant la **distribució espacial** de les observacions registrades durant aquests anys (vegeu imatge dreta figura 6.3), s'observa un major nombre de casos al Baix Penedès, proper a la vall del Foix, i a l'extrem nord-est de l'Alt Penedès. Aquestes observacions mostren força coincidència amb el nombre d'episodis representats a partir del PdP 45 (vegeu imatge esquerra figura 6.3).

De totes maneres, a partir del PdP 45 s'han observat zones amb un nombre

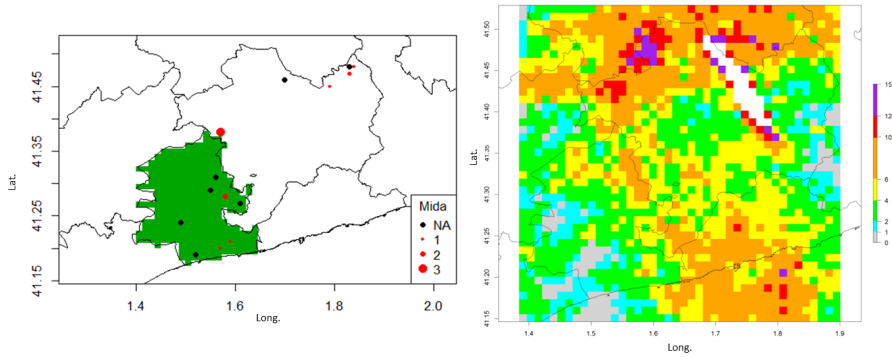


Figura 6.3: Distribució espacial dels registres de pedra a la zona del Penedès.

elevat d'episodis, els quals no tenen correspondència en el mapa d'observacions. Aquesta no coincidència pot ser explicada observant el mapa de densitat de població de la mateixa àrea (vegeu figura 6.4), en què algun d'aquests màxims correspon a zones poc poblades, com és el nord de l'Alt Penedès, i on els efectes d'aquest fenomen no suposen danys tan importants com en altres indrets del país. Aquesta seria l'explicació de la manca d'observacions en alguns d'aquests sectors: que no afecta gaire població ni tampoc existeixen conseqüències greus del fenomen. En canvi, alguns d'aquests màxims detectats pel PdP 45 sí que coincideixen en municipis amb una densitat de població més elevada.

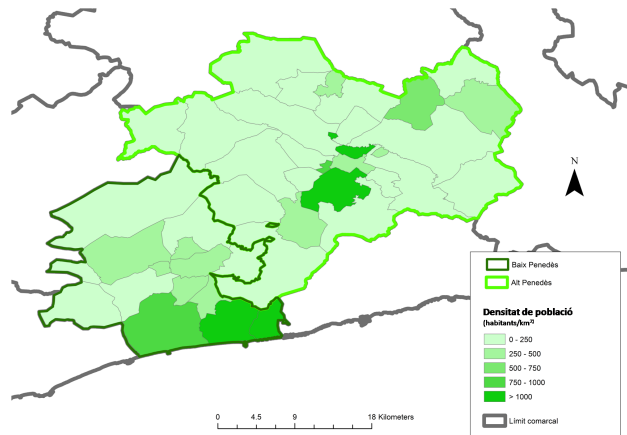


Figura 6.4: Distribució de la densitat de població a la zona del Penedès. Font: www.idescat.cat

Aquests són els casos exemplars que mostren una manca d'observacions en determinats episodis. Per tal de solucionar aquest problema, s'ha posat en funcionament una nova campanya de recollida d'observacions, la Campanya Plega/Caça la Pedra, la qual és explicada seguidament, en el capítol 7.

7

CAMPANYA PLEGA/ÇAÇA LA PEDRA, D'ABRIL A SETEMBRE 2017

7.1 Observacions	93
7.2 Comparació de les observacions del 2017 respecte dels registres del període 2006–2016.	96

La campanya Plega/Çaca la pedra, tal com ha estat explicat en l'apartat 3.1.6, té com a objectiu motivar la població afectada per un episodi de pedra per tal que informi sobre les característiques del fenomen. A partir d'aquesta campanya es vol arribar, sobretot, a zones on és més complicat obtenir informació, com són les àrees menys habitades o de difícil accés (tal com s'exemplifica en el capítol 6).

7.1 Observacions

A través de les diferents fonts d'informació esmentades en el capítol 2, i juntament amb la campanya Plega/Çaca la pedra, al llarg de l'any 2017 s'han registrat 156 observacions de pedra petita, temps sever o d'altres relacionades amb tempestes convectives. De totes elles, la principal font d'informació ha estat la campanya Plega/Çaca la pedra (vegeu gràfic 7.1).

Si ho comparem amb la mitjana dels registres obtinguts des de l'any 2001 fins al 2006, el nombre d'observacions per episodi durant aquest període va ser de 2 (amb

un valor mitjà de 21 episodis per any), mentre que durant la campanya el nombre d'observacions ha pujat a 4 per episodi (amb 42 episodis registrats).

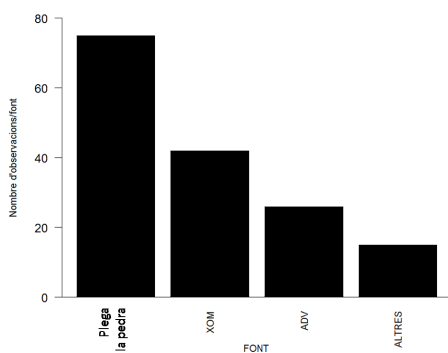


Figura 7.1: Nombre d'observacions registrades/font durant la campanya 2017.

Aquestes observacions són procedents de gran part del territori català, tal com es pot observar en la figura 7.2. En la mateixa figura, s'observa que durant l'any 2017 les tempestes severes no només han quedat centrades al quadrant nord-est, zones de muntanya o àrees de Ponent, sinó que també han afectat indrets no tan habituals, com el sector central de la costa.



Figura 7.2: Exemple de les observacions registrades durant la campanya 2017. Al marge esquerre, les fonts d'on procedeix la informació.

Malgrat tot, encara s'han trobat episodis en què el PdP 45 mostra valors de probabilitat elevada de pedra, i en canvi les observacions són nul·les. És el cas de l'episodi del 23/07/2017, en què el PdP 45 mostra valors elevats (> 80%) en una àmplia zona del sud de Catalunya, però tan sols existeix una observació de la zona

més interior. Aquesta absència d'observacions coincideix amb una zona que és poc habitada, tret de la part més costanera, on es van registrar precipitacions intenses acompanyades de ratxes fortes de vent (vegeu figura 7.3). En canvi, existeixen episodis amb un gran nombre d'observacions, els quals han afectat zones poblades. És el cas de l'episodi del 30/06/2017, en què es van registrar precipitacions intenses a la ciutat de Girona, les quals van provocar inundacions, com també pedregades destacades en alguns municipis de la zona (vegeu figura 7.4).

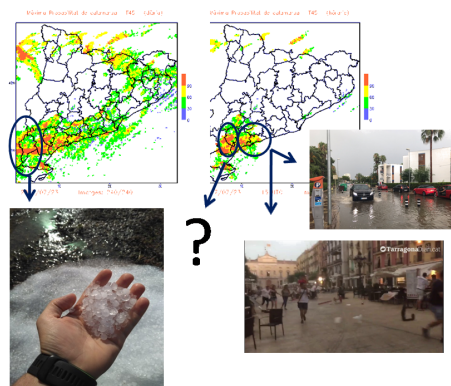


Figura 7.3: Episodi 23/07/2017. Afectació al sud de Catalunya.



Figura 7.4: Episodi del 30/06/2017. Zona afectada: Girona.

Un cas curiós és el de l'episodi registrat el 06/07/2017 a Seròs, municipi que toca a la Franja de Ponent. En aquest cas, el PdP 45 mostrava valors $> 80\%$; el radar, indicis de possible tempesta severa, i existeix una única foto del fenomen

registrada per un observador, el qual en el moment de la tempesta, es trobava fora del nucli municipal però dins el terme, mentre que cap altre veí del municipi va observar pedra (vegeu figura 7.5). Aquesta és una situació exemplar que aquest és un fenomen molt local i, alhora, que és molt fàcil perdre's informació d'una situació puntual.



Figura 7.5: Episodi del 06/07/2017. Registre a l'interior del Segrià.

7.2 Comparació de les observacions del 2017 respecte dels registres del període 2006–2016.

La campanya Plega/Caça la pedra ha generat un increment del nombre d'observacions si es compara amb els registres obtinguts durant el període 2006–2016. La distribució mensual de les observacions durant l'any 2017 ha estat considerada anòmla degut a les altes temperatures que s'han registrat durant el mes de juny respecte a la mitjana climàtica. Aquest augment de la temperatura s'ha traduït en un increment del nombre d'episodis de pedra i d'observacions d'aquest fenomen (vegeu figura 7.6). Les temperatures elevades, juntament amb altres factors, com l'orografia, la convergència de vents, l'aportació d'humitat o la inestabilitat en capes mitjanes i altes, són ingredients claus per a la formació i el desenvolupament d'una tempesta. D'acord amb aquests factors, les tempestes poden incrementar la seva severitat.

En canvi, durant els mesos de juliol i agost, les temperatures màximes diürnes no

7.2 Comparació de les observacions del 2017 respecte dels registres del període 2006–2016.

han estat tan elevades respecte a la mitjana climàtica i, en indrets on les tempestes associades a pedra afecten anualment (com al Pla de Lleida), aquestes temperatures no han experimentat cap increment. El descens de les temperatures diürnes ha estat un ingredient menys per afavorir la convecció i, com a conseqüència, per al desenvolupament de les tempestes.

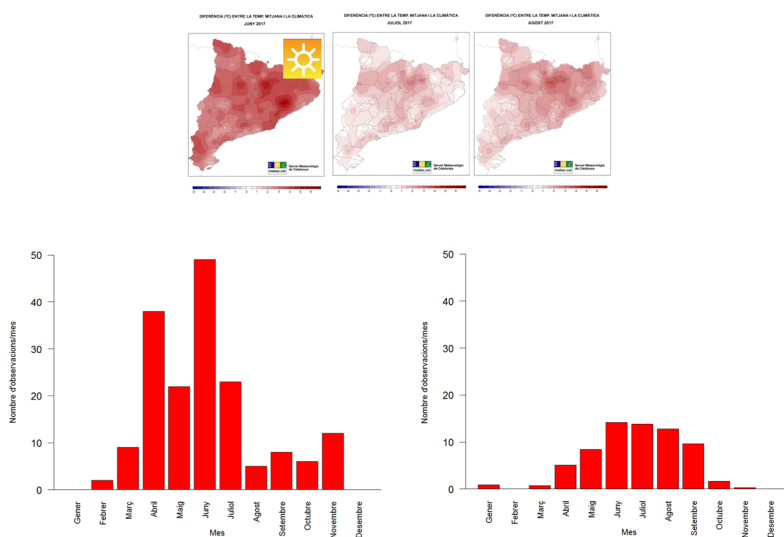


Figura 7.6: Observacions d'episodis de temps sever i pedra petita durant la temporada 2017 i el període 2004–2016.

Aquesta anomalia tèrmica i la manca de convecció s'han vist reflectides en la distribució de les pedregades sobre el territori (vegeu figura 7.7). A finals de primavera i principis d'estiu s'ha registrat un nombre destacat de pedregades al Pla de Lleida, amb un total de 38 observacions, mentre que a partir del mes de juliol, aquestes són gairebé inexistentes. En canvi, s'han registrat un nombre destacat d'observacions a punts del litoral central i el Pirineu a finals d'estiu i durant els primers mesos de tardor, amb 26 i 20 registres, respectivament (vegeu figura 7.7). Ha estat a les comarques del quadrant nord-est on s'ha assolit un major nombre d'observacions de pedra, registrades a partir del mes de maig i fins a l'octubre, amb un total de 45 observacions.

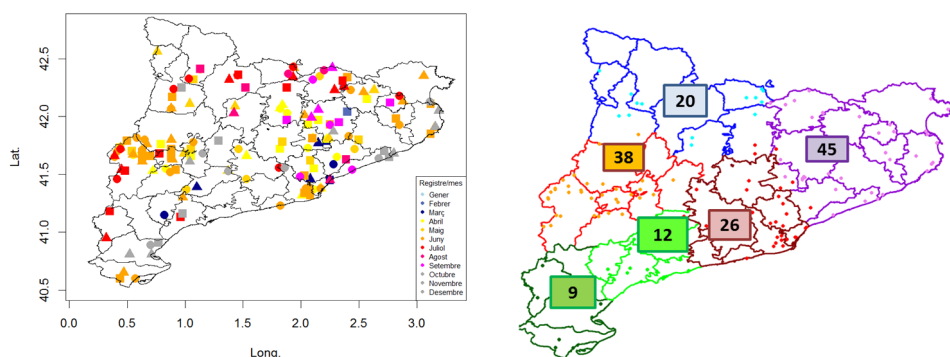


Figura 7.7: Distribució espacial de les observacions registrades durant la temporada 2017. Imatge esquerra: distribució espacial de les observacions segons el mes (paleta de colors) i segons la mida (quadrat: calamarsa, < 0.5 cm; cercle: pedra petita, entre 0.5 i 2 cm; triangle: pedra grossa, > 2 cm). Imatge dreta: nombre total d'observacions per zones. En blau: Pirineu i Prepirineu; en violeta: quadrant nord-est; en vermell: Pla de Lleida; en grana: comarques de Barcelona; en verd clar: Camp de Tarragona, i en verd fosc: Terres de l'Ebre.

Al llarg de la temporada 2017, també s'han observat tempestes ben organitzades que no han arribat a afectar Catalunya, però que han fregat la Franja de Ponent o bé les Terres de l'Ebre. Han desencadenat un elevat nombre de LJs, tot i que no han estat validats, ja que no pertanyen a la zona d'estudi. Malgrat tot, sí que en molts casos existeix constància de la presència de temps sever, posterior al salt de l'alerta.

Un cas és l'episodi del 23 de setembre del 2017, en el qual una borrasca va afectar plenament la ciutat de Terol. Van saltar 3 alertes a Castelló, 2 amb multiplicitat i una sense tenir en compte la multiplicitat (vegeu imatge 7.8). Les conseqüències d'aquesta situació es poden observar en les imatges de la figura 7.9, en què destaca el titular del diari per les afectacions que va tenir en la societat, com també el gruix de pedra acumulat.

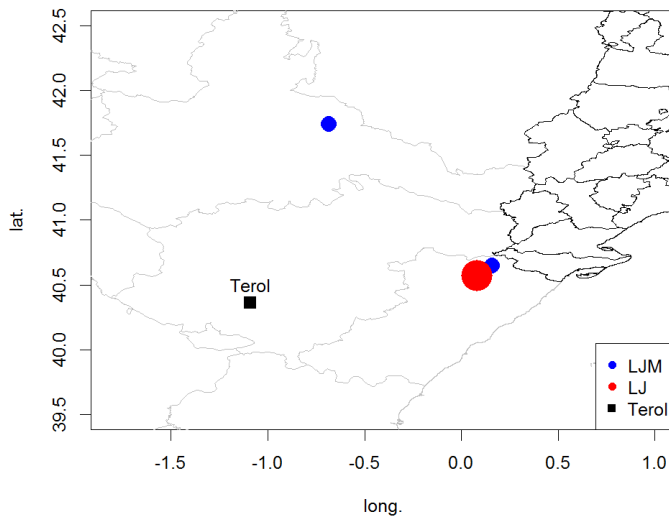


Figura 7.8: Alertes detectades en l'episodi del 23/09/2017 que va afectar Terol.



Figura 7.9: Conseqüències a la ciutat de Terol en l'episodi del 23/09/2017.

PART IV
RESULTATS
NOWCASTING. ALGORISME
LJ I LA SEVA APLICABILITAT

8

ARTICLE 2. LIGHTNING JUMP AS A NOWCAST PREDICTOR: APPLICATION TO SEVERE WEATHER EVENTS IN CATALONIA. / LIGHTNING JUMP COM A EINA DE PREDICCIÓ A CURT TERMINI: APLICACIÓ EN EPISODIS DE TEMPS SEVER REGISTRATS A CATALUNYA.

8.1	Resum	104
8.2	Article	105
8.3	Resultats	117
8.3.1	Tipus de relacions entre LJ i observacions	117
8.3.2	Lead time (LT)	118
8.3.3	Validació	118
8.4	Conclusions	119

Aquest capítol és una reproducció de l'article original: *Farnell, C., T. Rigo, and N. Pineda. Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. Atmospheric Research 183 (2017): 130-141.* Amb permís de l'editorial Elsevier.

8. Article 2. Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. / Lightning jump com a eina de predicció a curt termini: Aplicació en episodis de temps sever registrats a Catalunya.

8.1 Resum

El fenomen de la pedra ha estat estudiat per molts autors i, en especial, en àrees concretes del món on és força habitual, com Catalunya i, en particular, el Pla de Lleida. Aquesta zona es troba afectada anualment per aquest tipus de tempestes, que generen fortes pèrdues econòmiques en l'activitat agrícola, la qual és molt important en la zona.

L'objectiu d'aquest estudi ha estat poder preveure aquest tipus de fenomen i evitar el major nombre de danys possible. Fins ara, les eines de predicció s'han basat en situacions sinòptiques tipus i paràmetres termodinàmics. Aquest tipus d'anàlisi permet conèixer si és una situació favorable a la formació de tempestes amb pedra, però no arriba a determinar la zona afectada ni tampoc l'hora.

Per resoldre aquesta última qüestió, s'ha estudiat el comportament de les descàrregues elèctriques aplicant un algorisme anomenat lightning jump (LJ), el qual és una eina de predicció a curt termini de temps sever (pedra grossa, ratxes fortes de vent, tornados o mànegues).

Per tal d'observar-ne el comportament a la zona d'anàlisi, s'han estudiat episodis severos registrats durant el període 2006–2013, 43 relacionats amb pedra i 5 amb ratxes fortes de vent.

El resultat obtingut és un percentatge d'encert superior al 80% i les falses alarmes són inferiors al 10%. Una característica important del LJ és el lead time (diferència de temps entre el LJ i el registre de pedra), que balla entre 5 minuts i 1 hora, tot i que majoritàriament oscil·la entre 15 i 45 minuts.

Un inconvenient a l'hora de validar el producte és determinar l'hora en què s'ha produït la tempesta i la zona que ha estat afectada. Això s'ha resolt validant-ho amb producte de diagnosi de probabilitat de pedra (PdP 45).



Contents lists available at ScienceDirect

Atmospheric Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/atmosres

Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia

C. Farnell*, T. Rigo, N. Pineda

Meteorological Service of Catalonia, C/Berlin, Barcelona, 38-46, Spain



ARTICLE INFO

Article history:

Received 12 April 2016

Received in revised form 12 August 2016

Accepted 25 August 2016

Available online 30 August 2016

Keywords:

Lightning jump

Severe weather

Nowcasting

Total lightning

Catalonia

ABSTRACT

Several studies reported sudden increases in the total lightning flash rate (intra-cloud+cloud-to-ground) preceding the occurrence of severe weather (large hail, wind gusts associated to thunderstorms and/or tornadoes). Named "Lightning Jump", this pattern has demonstrated to be of operational applicability in the forecasting of severe weather phenomena. The present study introduces the application of a lightning jump algorithm, with an identification of cells based solely on total lightning data, revealing that there is no need of radar data to trigger severe weather warnings. The algorithm was validated by means of a dataset severe weather events occurred in Catalonia in the period 2009–2014. Results obtained revealed very promising.

© 2016 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Lightning jumps (LJ), defined as sudden increases in the total lightning flash rate (Williams et al., 1999), tend to precede severe weather occurrences on the ground (e.g. Darden et al., 2010; Fehr et al., 2005; Kane, 1991; Lang et al., 2000; Pineda et al., 2011; Tessendorf et al., 2007; Williams et al., 1999). The sudden increase in lightning activity is believed to be a response to the rapid intensification of the updraft that leads to an increasing number of ice particle collisions and thus greater charge separation and lightning (Carey and Rutledge, 1996; Deierling et al., 2008; Goodman et al., 2005; Steiger et al., 2007; Wiens et al., 2005; Williams, 2001). The trends in the total lightning (intra-cloud + cloud-to-ground; IC + CG) flash rate have shown a better performance (as compared to CG flash rates) as a tool for severe weather warning decision support (Schultz et al., 2011).

Gatlin and Goodman (2010) and Schultz et al. (2011) demonstrated the operational applicability of the total lightning jump algorithm developed by Schultz et al. (2009). Schultz et al. (2011) has tested this algorithm to a set of 711 thunderstorms, in order to analyze the quality of the prediction of severe weather phenomena. The results obtained in that analysis revealed very promising, obtaining good values of the probability of detection (~79%) and false alarm (~22%) indices. Chronis et al. (2015) had modified the preliminary

algorithm of Schultz et al. (2009), expanding the LJ to a longer time period of the life cycle of a thunderstorm. Chronis et al. (2015) examined over 2200 storms using automated tracking and real-time data feeds, with the main goal of comparing objective metrics of intensity, in order to determine if storms with lightning jumps lasted longer and contained larger radar derived intensity metrics like Maximum Expected Size of Hail (MESH). These works also pointed out that the total lightning jump is much more effective for severe weather nowcasting, compared to other predictors used for the same purpose like the IC:CG ratio (Pineda et al., 2011) or changes in the dominant CG polarity (Carey and Rutledge, 1998; Lang et al., 2004; Pineda et al., 2016; Soula et al., 2004; Wiens et al., 2005) patterns also linked to severe weather but highly variable and thus not effective.

Severe weather is understood hereafter as the presence of at least one of these phenomena in a thunderstorm: hail of diameter equal or over 2 cm, wind gusts with speeds equal or larger than 25 m/s, and tornadoes. Regarding the hail size, 2 cm is the most common threshold used in many studies made around the World (Cao, 2008; Schuster et al., 2005; Tuovinen et al., 2009). However, Allen and Tippett (2015) have explained the set of a larger threshold for the US (1 in., 2.5 cm) motivated by operational purposes, arguing that observers use inches instead of cm. Nonetheless, some American authors (e.g. Cintineo et al., 2012) still use the 0.75 in. (1.9 cm) threshold.

The lightning jump algorithm is intended to warn about severe weather, identifying rapid increases in total lightning flash rate preceding severe weather manifestations. The lead time between occurrence of lightning jump and severe weather phenomenon varies

* Corresponding author.

E-mail address: cfarnell@meteo.cat (F. C.).

depending of the different studies, but most of them agree that lightning jumps occur several minutes in advance of severe weather. Williams et al. (1999) registered differences between 5 and 20 min. Dimitrova et al. (2011) observed lightning jumps in three types of thunderstorms: multi-cellular, super-cellular, and multi-cell system evolving to super-cell thunderstorm. In each case a lightning jump was detected, but showing different lead times on respect the severe weather occurrence. In particular, these differences were 12, 20 and 24 min on respect the three cases presented before. Steiger et al. (2007) presented an analysis exclusively for super-cells, with lead times between lightning jumps and severe weather between 5 and 30 min. In the same way, Goodman et al. (2005) found an average lead time of 12 min, while Williams et al. (1999) established a value of 7 min, for hail events. Finally, Metzger and Nuss (2013) studied 34 cases of severe weather, but only in 18 of them that lightning jumps preceding the phenomena were found. In those cases with occurrence of both, observation and lightning jump, the time difference was of 14 min in average.

The main aim of this study is the evaluation of the utility of using trends in total lightning activity for diagnosing the potentiality of severe weather in a thunderstorm. An adaptation of the Schultz et al. (2009) algorithm was applied and tested in Catalonia. A key feature of the present work is that the algorithm attempts to predict severe weather without the use of any radar observable. This not means that weather radar is not useful for the identification of severe weather phenomena (in fact, it has been used here for the validation of events), but the present paper intends to show how the use of the algorithm may forecast a large number of cases using only electrical data. The manuscript is divided as follows: first is the presentation of the area of study. Then, the severe weather database used in this work and the remote sensing networks, joined with the methodology are introduced. This section includes the characteristics of the algorithm, the relationship between lightning jumps and the database, and the contingency tables and the verification indexes. Next, results are presented, and, finally, the conclusions and a brief discussion are developed.

2. The study area

Catalonia is a region of 32,000 km² placed at the Northeastern of the Iberian Peninsula (Fig. 1), surrounded by the Ebro Valley (west), the Pyrenees (north), and the Mediterranean Sea (east and south). The region has a wide diversity of geographic features, with four main orographic systems: the Pyrenees range, west-east oriented, delimits the northern extension of the region, and with heights moving near 3000 m ASL; the PrePyrenees, moving parallel more or less 40 km at the south of the first one and peaks between 1500 and 2000 m ASL; and the Coastal and Pre-Littoral ranges, running both parallel to the coast, from South-west to North-east, and with heights around 500 m and 1000 m, respectively. Furthermore, several flat landscapes are placed on between some of these ranges. This terrain variability, combined with the high sea surface temperature of the Mediterranean Sea, is one of the factors that favours the relatively high occurrence of severe weather phenomena in the region.

Severe weather affects Catalonia in different ways. Hail mainly hit flat areas in western and the central Catalonia (Fig. 2), and are more important specially in Summer (Aran et al., 2007; Farnell and Llasat Botija, 2013; Rigo and Llasat, 2016; Rigo and Pineda, 2016). Because of the severity of this phenomenon, the hailstorms produce important economical losses, mainly in the areas where agriculture plays an important role in the economy. During the period 2000–2009 the average economical losses were of 15 M € per year only in crops (Aran and Pena, 2009). Tornadoic and straight winds associated to thunderstorms events have a different geographical distribution. In the first case, tornadoes mostly occur in the coastal areas, and in some

cases are waterspouts (Gayà et al., 2011). Furthermore, some other case was registered in flat areas. Anyhow, tornadoes in Catalonia do not produce damages as important as hail, with the exception of those few cases that hit populated areas (Bech et al., 2007, 2011). Finally, strong wind gusts associated with thunderstorms are relatively common in the region, mainly in areas similar to the affected by hailstorms (Gayà et al., 2011; López, 2007; Ramis et al., 1997), but the number of documented cases is relatively low, mainly because the damages produced are lower than the caused by hail and, moreover, the phenomenon is not as visually spectacular as tornadoes. A review of episodes with wind gusts exceeding 25 m/s as recorded by the Automatic Weather Stations network of the Meteorological Service of Catalonia resulted in a list of 65 events for the period 2007–2015. It is important to remark that observations had to be more or less coincident in time and space with lightning activity. This value is between the number of hail cases (maximum) and tornadoes (minimum), but the relevance in the press is clearly lower than the other two phenomena.

3. Data and methodology

3.1. Data

3.1.1. Database

Case study episodes was selected from the Severe Weather Database (hereafter SWDB) of the Meteorological Service of Catalonia (hereafter, SMC), which includes hail events, wind gusts associated to thunderstorms, and tornadoes in Catalonia from 2004 to 2015 (Rigo et al., 2015). The wind speed threshold associated with gusts was reduced in relation to the original definition (25 m/s to 20 m/s, see the Introduction section). The cause is the observation of many reported events with strong damages in which the measured speed have not reached the original threshold in any automatic weather station. Although older severe weather reports exist, the SWDB was restricted to these twelve years because this period encompasses the same uniform and reliable remote sensing data quality. The process to identify, analyze, validate and finally include a severe weather event was the following. The information sources, similar to the used by other climatology works (e.g. Schuster et al., 2005; Tuovinen et al., 2009), include technical reports, local or regional newspapers, local spotters, social networks and other internet sources, or information collected by the technical staff of the SMC. The description of each event considers the following information: date, time, coordinates type of phenomenon, and magnitude if it is possible.

In all the events, the same procedure was applied. The initial step was the identification of the characteristics associated with the phenomenon (date, time, coordinates, type of phenomenon, and its magnitude), if it is possible. Products used for validation, detailed later on, included: reflectivity radar animations, maps of lightning strokes, and wind, hail and rainfall measurements from automatic weather stations or hail-pads, if they are available. All the data comes from the SMC networks. All those cases that could not be validated, were discarded. The validated events finally included in the database were divided into two types: those with information for all the fields, and those lacking of some information, mainly the magnitude of the phenomena. In some of the cases, the validation was made using photographs or registers provided by official spotters of the SMC.

To conclude this point, it is important to notice that the current database considers each event as it is, allowing different observations very close in time and distance of the same (or other) phenomenon. The preliminary objective is to have a set of registers as wide as possible and, if it is necessary, to reduce the set picking up only the more representative values (mainly, the maximum daily or hourly values, or those associated with damaged structures).

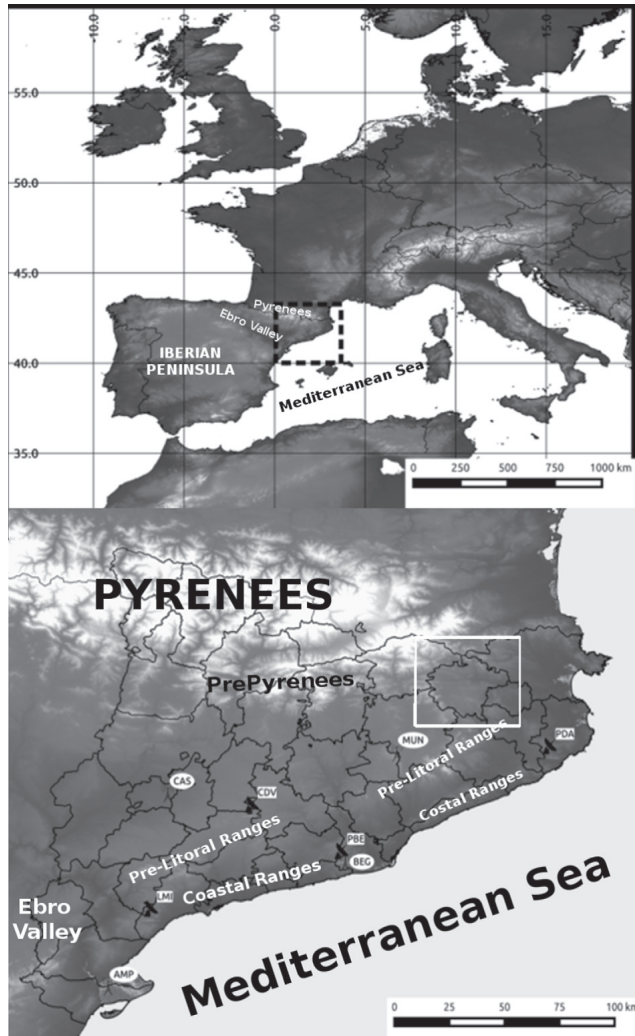


Fig. 1. Western Europe map, with the location of the region of study, including Catalonia in the NE of the Iberian Peninsula, marked by the square with black striped lines (above). Geographical topographical features of Catalonia, and the remote sensing networks (radar and lightning detectors) used in the study (below). The last figure included a white square corresponding to the zoom area presented in Fig. 9.

3.1.2. Lightning data

Lightning data comes from the lightning location system (LLS) operated by the SMC. It is composed by four VAISALA LS8000 stations covering Catalonia and its neighbours. The system detects and processes intra-cloud (IC) flashes and cloud-to-ground (CG) separately. The very high frequency (VHF) emissions generated by IC flashes are detected and processed by means of interferometry; the VHF sensor

can locate a maximum of 100 detections per second with time resolution of $100\text{-}\mu\text{s}$. The system computes azimuthal (two-dimensional) directions with the purpose of analyzing phase differences between antenna pairs of bursts pulse trains and provides locations and times of all located radio sources (Lojou and Cummins, 2006). At least two sensors are necessary for generating the triangulation process. The detection range reaches ~ 250 km from the center of the network,

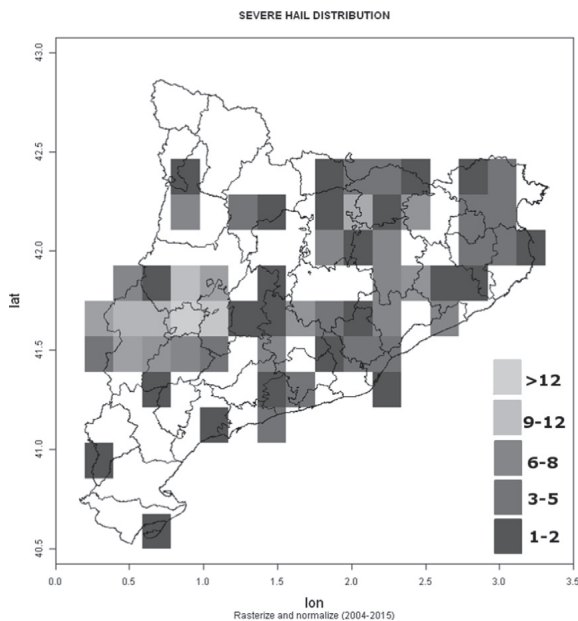


Fig. 2. Severe hail distribution for the period 2004–2015. The map was generated by means of pixels of $20 \times 20 \text{ km}^2$, considering the maximum observation inside each pixel for each hail event.

covering Catalonia and the neighbour areas. The azimuthal precision of the sensors is 0.5deg RMS. The IC algorithm classifies, based on spatial and temporal criteria, each VHF source as part of an IC flash or, on the contrary, as a “singleton” (Williams et al., 1999), this is, an isolated IC source. Singletons are not included in the IC flash counts, with the purpose of not overestimating the lightning flash rate.

The low frequency (LF) sensor of the LS8000 is able to detect the large current variations produced by CG return strokes. CGs are located by means of a combination of the Time-of-Arrival/Magnetic Direction Finding (TOA/MDF) techniques (Cummins and Murphy, 2009). The detection efficiency inferred from experimental campaigns is 80–85% in the case CG flashes, while for IC detection efficiency is 70–75% (Montanyà et al., 2012; van der Velde and Montanyà, 2013).

3.1.3. Radar data

The radar network (XRAD) of the SMC is composed by four C-Band single polarization Doppler radars, which operate in two simultaneous modes:

(i) A long range (240 km) plan position indicator (PPI) product that is generated nearly instantaneously each 6 min, only with reflectivity fields.

(ii) A short range (130 km) and covers a great part of the troposphere over the radar, by means of 15 PPIs at different elevations (from 0.7deg until 30deg). In the second case, the fields provided are reflectivity and Doppler wind. More information about the XRAD can be found, for instance, in Rigo et al. (2010).

In the present work, even though radar data was not included in the complete procedure of the LJ algorithm, its utility was twofold,

at the time of validation the results: In the first case, the generation of daily fields with reflectivity exceeding the 45 thresholds was used later (this is, not in real-time) in the validation process, and enabling to associate lightning jump position with the coordinates of a registered phenomenon. Moreover, the daily maps of the product POH45 (Probability of Hail using the TOP45 radar product) were used on those severe weather likely cases not recorded in the database, but it has seemed that evidences of severe weather is possible. The TOP45 is a radar product (Delobbe and Holleman, 2006) consisting in the detection of the highest elevation at which the 45 dBZ is exceeded, for each point of the radar coverage. This allows to have information of vertical development of rainfall cells using a 2D product. The POH45 (Aran et al., 2007) is generated combining the TOP45 and the isozero temperature level generated by a Numerical Weather Prediction Model (in our case, the WRF version 3.1.1, Shamarock et al., 2008, with 3 km resolution), by means of an empirically estimated equation. Maximum daily POH45 fields have only been used for the identification of hail events.

3.1.4. Surface observation data

Surface data used in this work came from three sources. Wind speed and direction is recorded by the network of 175 AWS of the SMC, a network designed to be representative of the complex topography of Catalonia. AWS data has a time resolution of 30 min.

Secondly, hail size was gathered with the network of hail-pads in the Western region of Catalonia (Rigo and Llasat, 2016), which is managed by the Associació de Defensa Vegetal (ADV, Association for Plant Protection), while the data are processed by the University of Leon team. The network is composed of approximately 170 hail-pads,

with a more or less regular distribution of one hail-pad every 4 km² (Farnell et al., 2009; Fraile et al., 1992). Although the covered area is not especially wide, the data provided by this network is very valuable, because this region is one of the most hit by hail in Europe (Punge and Kunz, 2016).

Finally, the network of spotters of the SMC (XOM) provides a list of observations of many weather phenomena. There are available data from this database since 2009. The distribution of the spotters enables the detection of many severe weather events that affect great part of Catalonia. Nonetheless, a high probability that in many cases the maximum values have not been registered exists. The network is composed by 233 spotters, divided in two categories (with some of them participating in both): those who provide weather information in a regular basis, and the ones who provide information about the watching of a severe weather (or any other adverse weather) phenomena to the forecast team of the SMC. In the present study, only those registers associated with severe weather were extracted from the database. The registers are considered as complete if they included a photography of the event, mainly in the case of tornado or hail.

3.2. Methodology

The Lightning Jump algorithm developed and tested in this study relies on the Schultz et al. (2009) one (hereafter, LJS09), which, at the same time, is similar to the Gatlin algorithm (Gatlin and Goodman, 2008), but with some important differences (for instance, the LJS09 algorithm uses the standard deviation of 12 min of lightning data, instead of the weighted mean of 6 min of lightning data used by Gatlin). The original method consists in the identification of convective cells through radar tracking routines, like TITAN (Dixon and Wiener, 1993) or WDSS-II (Lakshmanan et al., 2007), which uses a similar technique based on radar reflectivity exceeding a certain threshold. However, before going into details, an important difference must be highlighted. Contrary to the Schultz et al. (2009) algorithm, our method does not need radar information for cell identification and tracking. The thunderstorms are detected using exclusively total lightning data, with the following techniques: (i) Each 2 min, a query to the lightning database provides a file with the flashes detected during the previous 14 min. (ii) If any IC or CG flash is detected, the next steps are applied. (iii) A rasterization (this is, a conversion of points in a raster- or geo-referenced matrix) of the lightning flashes is made. A rasterization is applied, in order to transform lightning location points into a lightning density matrix with a spatial resolution of 1 × 1 km². The resulting raster will represent the number of lightning flashes located within each pixel. Afterwards, contiguous pixels with more than one flash are grouped into cells, by means of a neighbouring technique (see for instance, Rigo et al., 2010 or Dixon and Wiener, 1993).

Once a total lightning cell was detected, the analysis of the electrical activity is applied following Schultz et al. (2009) and Schultz et al. (2011): (1) for the “real time” (last 2 min), the mean rate of total of lightning per minute is calculated; (2) if the value obtained in point (1) is equal or larger than 10, the other steps are activated and the steps (3) to (6) are applied. This threshold is defined to distinguish between severe and non-severe thunderstorms; (3) the same calculations as that of step (1) are done for the 12 previous minutes, grouped in 2 min intervals; (4) the results are subtracted for each consecutive interval, obtaining the time rate of change of the total flash rate (hereafter, DFRDT); (5) the standard deviation (σ) of the 5 DFRDT is calculated, defining the threshold of 1J as $2 \cdot \sigma$. (6) The DFRDT for the last time period (real-time) is calculated. If this value exceeds the threshold defined in (5), the warning is activated.

Fig. 3 shows a comparison of the identification of a cell considering different radar techniques (for all the precipitating cell – straight lines, or for the convective regions – dotted lines), and the presented

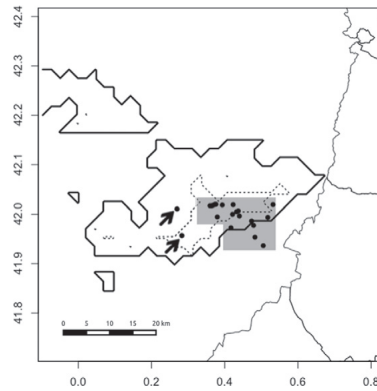


Fig. 3. Example of identification of cells for the case of the 4th of September 2014 (23:00 UTC): straight lines correspond to precipitating areas detected with radar (Z 12 dBZ), dotted lines show convective regions identified with radar, and, finally, grey shaded regions indicate areas with lightning activity (large black dots indicate flashes, both IC and CG types). Note that those pixels with a unique flash inside (marked with arrows) are rejected.

in this paper (grey shaded area). The figure also shows how isolated flashes (marked with an arrow) are not included in the region of interest. This is an example of how the current technique performs a better identification of the more active areas. For this reason, the splitting and merging processes are less probable to be produced into this concentrated cells. No cases were found for the whole set of analyzed events, which includes 515 tracked cells. However, the observation of these processes considering tracking with radar is possible. Some values can help to understand better the differences in magnitude of the different cells. From the 57,059 analyzed cells, the area values presented a maximum of 62 km², a median of 3, a mean of 5.1, and standard deviation of 5.5 km² (Table 1). Compared to other works dealing with the same region, the values obtained for the radar precipitating cells (reflectivity over 12 dBZ) in Rigo et al. (2010) were in average of 509 km². Furthermore, in the case of convective cells (those with reflectivity echoes exceeding 35 dBZ, mainly associated with hail but not necessarily) analyzed in Rigo and Llasat (2016), the 25, 50 and 75 percentiles values were 106, 194, and 438 km², respectively.

Fig. 4 shows an example of a tracking case occurred on 4th of September 2014 (23:00 UTC). Dots show the position of the centroid of the cell for each 1 min, considering darker colours as more recent cells (black colour corresponds to the cell position at 23:00 UTC). Lines correspond to the different size of the cell at three different times of the path (beginning, wide grey straight line; middle time, black narrow straight line; and end phase, black dotted line). This figure is an example of the common propagation of the cells, showing how the distance between correlative points in time never exceeds 3 km, and, moreover, they keep a rather constant area along the path.

Table 1

Comparison of the average area of cells tracked using only lightning data (present paper), radar at surface (Rigo et al., 2010), and volumetric radar data (Rigo and Llasat, 2016).

	Mean area (km ²)
Lightning data	5.1
Surface radar data	509
Volumetric radar data	194

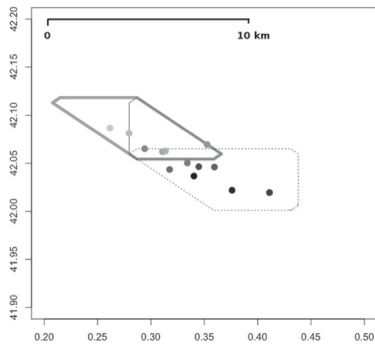


Fig. 4. Tracking of a TL (total lightning) cell identified for the same time that Fig. 3. Dots correspond with the position of the centroids along the 14 minutes tracked (as darker is the dot, much close to the “current” time is the centroid). Lines delimit the area of the cell: at the first time of the tracking (14 min before the current time, with wide straight line), in the middle time (7 min before the current time, with narrow straight line), and, at the current time (end part of the life cycle, with dotted line).

Although the algorithm is tracking cells, it cannot be considered as a classic tracking method (as, for instance, Dixon and Wiener, 1993 or Johnson et al., 1998). This is due to the fact that at a certain time, the procedure only seeks for the information from the last 14 min to the current time, but not in the previous stages of the cell, or in the future phases. It is important to keep in mind that the objective of the procedure is not known the previous or the future position of the cell, but not to detect sudden increases in total lightning activity. For this reason, it results difficult to compare it with other techniques. The fact that the tracking is made for 1 min time periods and for cells with a large number of total lightning flashes makes that practically all cells of interest (those associated with severe phenomena) are well followed across their path. Moreover, the algorithm focuses on the severe thunderstorms, for which the results of identification are very promising. On the other hand, it provides bad information for simple cells or even, multi-cells without a severe behaviour. Although the values are not completely conclusive, because of the reduced set of cells that verified the condition for applying the technique (only 515 cases), the distance between centroids per minute presents a maximum of 4 km, a mean value of 0.7, a median of 0.6, and standard deviation of 0.5 km, which are values similar or lower than the observed in the other studies cited for the same region.

3.3. Dataset

The present analysis relies on 48 daily episodes extracted from the SWDB. 43 of those days registered hail, while the other 5 were wind gust or tornado cases. The criteria of selection of the cases is based mainly in the amount of information available for each episode, which has dramatically increased in the last years because of the development of the social networks and the growing of the number of users of them (Table 2 and Fig. 5). The analysis of the data is made following the proposed methodology of the “Event day” (Brooks et al., 2003), in which at least one phenomenon on a day at a specific position, being the mean expected value of the event equal to the probability of the event occurring, which value moves from 0 to 1.

The application of the LJ algorithm resulted in the activation of a LJ warning in 39 of the 48 episodes. Fig. 6 shows examples of different

Table 2

Set of selected events, including the date and the time, the magnitude (M), the type (Ty) of the phenomena (H – Hail; W – Waterspout; DB – Downburst), the number of LJ recorded (LJ), the values ≥ 0.8 of Probability of hail (Yes or No), the largest lead time (LT) between the LJ and Observations, and finally, the latitude (lat) and longitude (lon).

Date	Time	M	Ty	LJ	POH > 0.8	LT (min)	Lat	Lon
17/09/2007	15:00	5	H	3	NA	4	41.64	0.84
18/04/2008	15:00	3.5	H	2	NA	4	41.69	1.98
24/05/2008	18:15	1.5	H	0	NA	NA	41.79	0.50
11/09/2008	16:45	2	H	6	NA	-38	41.59	0.66
05/06/2009	17:30	3	H	5	NA	NA	42.25	0.97
25/06/2009	16:45	3	H	2	NA	90	41.73	1.51
26/06/2010	16:30	1	H	3	NA	21	41.52	0.88
04/07/2010	17:45	1.5	H	3	NA	25	41.69	0.86
02/08/2010	19:15	3	H	12	NA	28	41.75	0.88
12/08/2010	18:45	2	H	10	NA	74	41.19	1.46
31/08/2011	14:15	3	H	2	Y	-65	41.64	0.94
02/09/2011	17:00	1	H	3	Y	-37	41.60	0.41
03/09/2011	13:15	NA	H	11	Y	2	41.27	0.91
10/04/2012	21:25	NA	W	0	NA	NA	41.47	2.08
12/05/2012	13:00	1.5	H	0	Y	NA	41.42	2.03
13/05/2012	22:00	1	H	0	NA	NA	41.67	0.46
20/05/2012	16:15	4	H	4	Y	76	41.88	2.18
28/05/2012	10:30	1.5	H	0	NA	NA	41.88	2.62
03/06/2012	13:45	1	H	4	Y	-11	41.90	2.50
01/07/2012	14:30	1	H	2	Y	-6	41.93	2.26
05/07/2012	10:00	1	H	1	N	NA	41.47	2.24
27/07/2012	17:00	6	H	14	Y	55	41.63	0.90
05/08/2012	17:45	3	H	8	Y	NA	41.79	0.79
21/10/2012	18:30	NA	H	9	Y	47	41.74	0.59
27/10/2012	18:30	NA	H	0	NA	NA	41.93	2.26
18/06/2013	19:00	2.5	H	5	N	-9	41.67	0.46
10/07/2013	12:30	NA	W	1	Y	NA	41.08	1.20
14/07/2013	17:15	NA	W	0	NA	NA	41.3	2.17
19/07/2013	14:00	3.5	H	4	Y	26	41.66	0.98
23/07/2013	17:30	2.4	H	0	NA	NA	41.80	0.88
16/08/2013	16:00	3.5	H	7	Y	30	41.80	2.50
10/09/2013	21:00	NA	H	7	Y	NA	41.32	1.18
11/04/2014	14:30	4	H	0	NA	NA	42.05	3.10
17/06/2014	15:15	4.5	H	13	Y	13	42.18	2.49
02/07/2014	14:00	2	H	9	Y	36	42.07	1.83
20/07/2014	23:30	NA	W	6	Y	NA	41.26	2.13
04/09/2014	18:00	3	H	6	Y	NA	40.96	0.32
06/09/2014	18:00	1	H	7	N	71	41.79	1.29
09/09/2014	18:00	2.5	H	12	Y	33	41.47	1.53
14/09/2014	16:30	3	H	5	NA	2	41.56	0.57
15/09/2014	15:30	NA	H	6	Y	NA	42.05	3.1
16/04/2015	23:30	40	DB	11	Y	NA	41.72	0.59
09/06/2015	16:30	6	H	7	Y	39	42.05	2.27
23/06/2015	18:30	1.5	H	3	Y	59	41.40	2.17
18/07/2015	14:15	3	H	15	Y	55	41.64	0.93
24/07/2015	15:30	5	H	7	Y	120	42.05	3.11
31/08/2015	19:00	NA	H	2	Y	10	41.85	0.59
26/09/2015	16:45	4	H	3	Y	86	41.75	0.66

types of severe weather phenomena analyzed in the present work. In seek of simplicity, the diverse observations of severe weather reported in each event were reduced to a unique, representative observation (Fig. 7). Namely, the most important was selected, like in similar works (Cintineo et al., 2012; Schuster et al., 2005; Tuovinen et al., 2009).

The last step of the work was the validation of the methodology, by means of the use of skill scores and a table of contingency (Haklander and Van Delden, 2003; Wilks, 2011). The technique was applied to each event day, considering the main thunderstorms observed for each case.

4. Results

In order to analyze the different warnings triggered during the selected episodes, the location of the severe weather observations



Fig. 5. Pictures showing damages or hail sizes of two different episodes shown in Table 1: 5th July 2012 (above) and 4th September 2014 (below).

and the position of the LJ warning are plotted for each case. Maximum reflectivity fields (with values exceeding 45 dBZ) are included to help the interpretation of each situation. Fig. 8 shows in the parts (a) and (b) of the panel the clear relationship between the position of the severe weather phenomena and the LJ warning location. Furthermore, the time of occurrence between diagnosis or forecast (since here, the LJ) and the observation is clearly related. This relationship is easily detected because the time of occurrence of each LJ and phenomenon is included in the plot. Using this methodology, it results easy to track the thunderstorms trajectory, and it can be observed how the LJ takes places first, followed by the severe weather phenomenon few minutes after. The use of the $Z \geq 45$ dBZ daily plot allows to identify more clearly the more severe part of each thunderstorm.

However, not all the cases show a clear relationship like the previous one. For instance, Fig. 8 (c) shows a LJ triggered without any related surface observation. If the maximum daily POH45 > 0.8 (80% of probability of hail, which is considered as indicator of hail in this analysis) is plotted under the observations, the connection between LJ location and areas with the highest values is clearly indicated. In case studies lacking of surface severe weather observations, the POH45 > 0.8 was used instead as a severe weather indicator. POH45 > 0.8 allows to identify hail events, but it is useless to detect nor wind neither tornado events. Therefore, some LJ flagged as false

alarm using the POH45 > 0.8 threshold may correspond to severe cases but from the wind or tornado category. Anyway, the number of situations with this problematic is below the 1% of the total set. In any case, this technique allows compensating the shortcomings of the database, removing a large case of unrealistic false alarms.

On the contrary, Fig. 8 (d) presents a case in which severe weather has occurred but no LJ warnings were activated. In those cases, the lightning activity of the thunderstorms did not fulfill the criteria described before for the activation of the warning. Fig. 7 shows two examples of cases in which the warning was not triggered. The first case presents a discontinuity on the trajectory, that makes that the thunderstorm was not detected in any case more than 6 time steps (of 1 min) and then, the algorithm cannot be activated. In the other case, the anomaly of the total lightning time evolution made that the DFDRT was elevated in some previous moments of the life cycle, making that the 2σ threshold was relatively high, being difficult to exceed it during the period of highest electrical activity of the thunderstorm. Finally, Fig. 7 shows an example of case with LJ but not observation of severe weather. This represents the reduced number set of events.

The lightning jump technique is used as a severe weather forecast tool. For this reason, it results interesting to know how early it can provide a warning, compared to the time of occurrence of the phenomenon observation. The difference between LJ observation

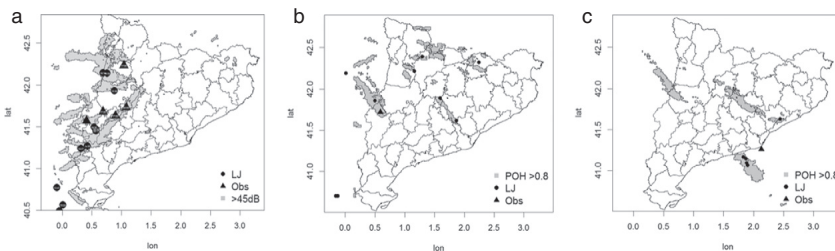


Fig. 6. Identification of lightning jumps (LJ) warning in different types of severe weather: (a) hailstorm; (b) waterspout; (c) downburst.

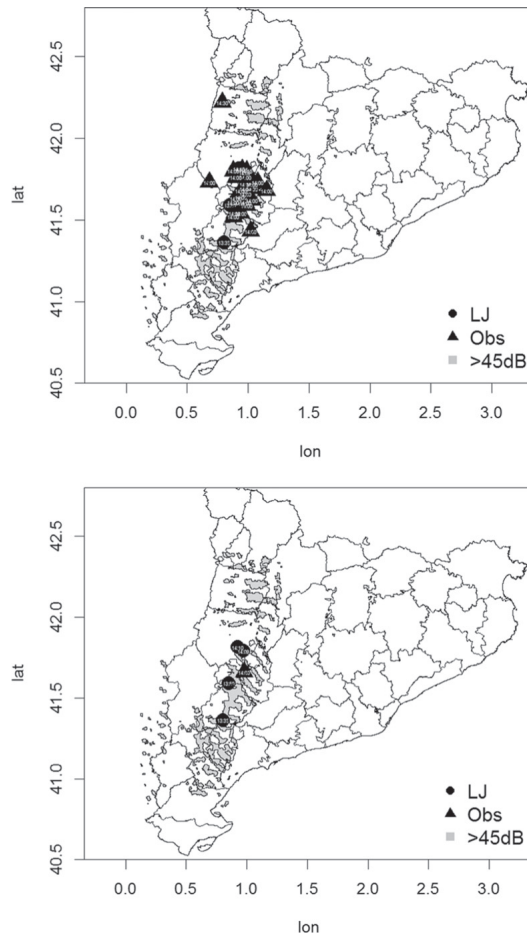


Fig. 7. Representative observations for a case of study 18th of June 2013. Above, all the observations registered in an event are shown. Below, the same event is presented showing only the most representative observations. Black dots show the LJ detections, triangles indicate the severe weather observations, and grey areas correspond to those pixels exceeding 45 dBZ reflectivity during the day.

and severe weather occurrence, known as lead time (LT), is calculated considering the time of occurrence of both events (LJ and observation at surface). In a case with multiple LJ triggerings, only the first one is considered. The time of the LJ is compared with the time of occurrence of the maximum value of severe weather. In most of the analyzed cases the lead time ranged from 15 to 45 min (Fig. 10), but is true that it exists many events in which TL occurred on time with the observation (this is, between 15 min prior the phenomenon and 5 min after this), but also another numerous group of events presented a lead time larger than 45 min. It is important to notice that the results in Fig. 10 are referred to all analyzed thunderstorms, meanwhile results shown in Table 2 indicates

maximum LT for each event (in each event can occur many thunderstorms). Furthermore, a peak around 20 min before the occurrence of the severe weather is detected. Such a distribution of lead times is similar to Dimitrova et al. (2011) and other works like Williams et al. (1999). It must be taken into account that Fig. 10 presents not only those cases of LJ before the severe weather, if not also the events in which there are negative lead time. However, the last group (LJ after the severe weather occurrence) could be distorted, in the sense that in some situations severe weather reports are missing, because they have occurred in scarcely populated areas. Then, it is possible that results could be even better than the presented in Table 3.

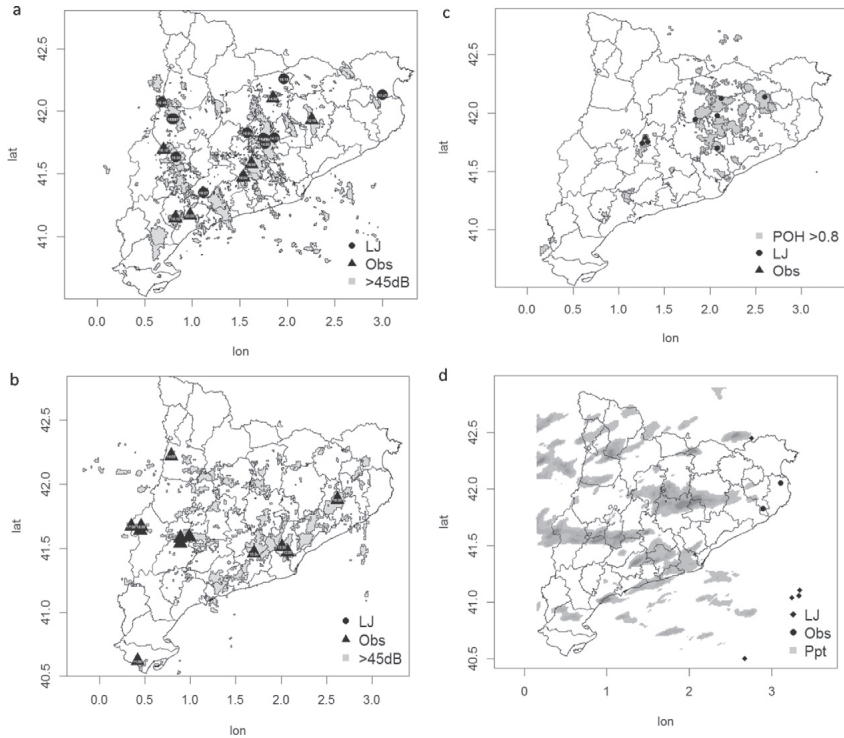


Fig. 8. (a) One case of daily representation of LJ warning, severe weather observations, and reflectivity over 45dBZ fields – 17th June 2014; (b) It shows severe weather observations and reflectivity over 45dBZ fields without LJ warning recorded – 20th May 2012 (Cont.) (c) and (d) represent the same case than the (a) but in the first case with maximum daily POH45 instead of reflectivity larger than 45dBZ – 09th September 2014 and the second case with daily precipitation instead of reflectivity larger than 45dBZ – 15th September 2014.

The usefulness of the LJ as a forecast predictor was validated through of the contingency table (see Table 3) and the skill scores (Haklander and Van Delden, 2003). From the 48 studied events, 179 thunderstorms were selected. In 68 of them a LJ was registered and severe weather phenomena occurred (from the the database or the POH45 product); in 8 of the analyzed thunderstorms, LJ was triggered but there were no evidences of severe weather occurrences; other 40 thunderstorms produced severe weather phenomena, but LJ was not registered in their life cycle; finally, 63 of the analyzed convective cells not presented neither LJ or severe weather. It is important to have in mind that in the cases of thunderstorms that occurred over areas sparsely populated is possible that some severe weather phenomena went unnoticed. In any case, the set of cases are only below 5% (probably less) of the whole group of thunderstorms.

The verification indices showed very positive results, with an elevated rate of success. For instance, the Percent Correct (PC) registered a value of 0.73, this is, more than 70% of cases of severe weather were well forecast by the LJ algorithm. Furthermore, the number of false alarms, represented by FAR, presented a very low value (0.10). This means that only 10 of each 100 thunderstorms for which the algorithm forecast severe weather, had not observation. As it has said before, it is possible that this index was even lower. Other indices,

such the Hit Rate (H) has also an elevated value (0.62), indicating a high number of cases with observations well forecast. The bias presents a value of 0.70, indicating that the number of events with severe weather was larger than the presented a LJ. In any case, the value is close enough to 1 and it can be considered positive results.

$$PC = \frac{(a + d)}{n} = 0.73$$

$$H = \frac{a}{a + c} = 0.62$$

$$FAR = \frac{b}{a + b} = 0.10$$

$$CSI = \frac{a}{a + b + c} = 0.58$$

$$B = \frac{a + b}{a + c} = 0.70$$

5. Discussion

An algorithm was developed to identify lightning jumps in the total lightning activity, to be used as forecast tool to warn about

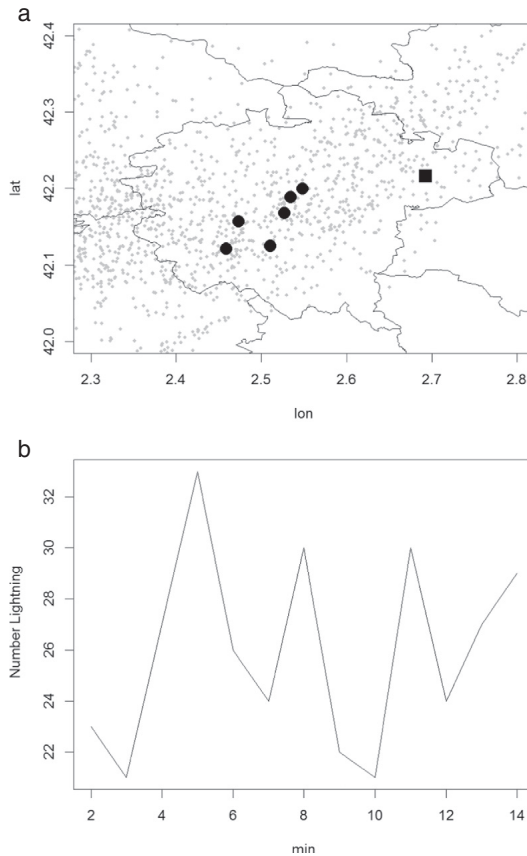


Fig. 9. (a) Centroids associated with the trajectory of the total lightning cells (black dots and square). The square is the last observation, which is not associated with the previous points (dots), because the distance criterion is not satisfied. Lightning flashes positions for the 14 min period were indicated with small grey dots. The area was marked with a rectangle in Fig. 1 (b) Total lightning evolution during a period of 14 min.

severe weather. The results presented in this study confirm that total lightning can be solely used (without any radar product) to warn about impending severe weather. This issue is important in the sense that countries with low budgets may forecast most of severe weather events occurring in their territory. The meteorological agencies only need spending some money on a lightning detectors network, instead of the high amounts of money necessary for the implementation of a weather radar network. Anyway, the proposed method has some advantages, but also inconveniences. The positive aspects of the use of lightning data for the identification of the cells are the following. Firstly, the LJ algorithm is only activated when lightning are observed and for those cells that can be considered as thunderstorms. This point is important, taken into account that in some images more than 30 radar cells can be identified but only few (or even none) of them have electrical activity. Moreover, the time line of radar images for the XRAD network is

6 min. This implies that the LJ algorithm only could be applied a third of the times that currently runs. In any case, one of the future lines of work is the development of a technique combining both identification algorithms, taking advantage of the positive points of each one, or, at least, the use of radar for validating the electrical cells identified in real-time. In any case, and how it was presented in the Data section, the radar data was used for validating the relationship between the detection of a lightning jump and the occurrence of a severe weather phenomenon. It should also be noted that the presented technique can be used as a complementary tool with, for instance, the nowcasting algorithm made with radar fields used in the SMC. In this sense, the radar procedure results more useful at the time of the tracking and nowcasting of the path for the whole precipitating clouds. On the contrary, the total lightning technique allows the identification of the most active cells. Those cells, or part of clusters, are more prone to be generators of severe weather phenomena

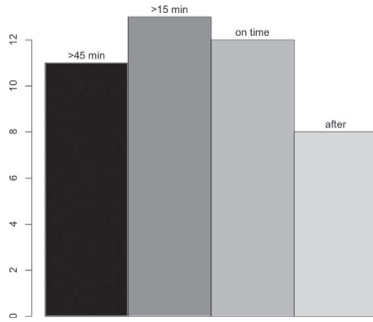


Fig. 10. Lead time distribution, considering different time intervals.

in the next 30 min. Then, the combination of both algorithms is a very powerful tool for surveillance tasks.

In any case, the use exclusively of lightning data produces a large number of severe weather cases in which the algorithm not produced any alarm. According to Table 2, the algorithm have a large number of miss events (more or less a 22%, which is less than the observed in Schultz et al., 2011). However, it existed a coincidence in most of the cases in which the algorithm didn't work: the thunderstorms not were associated with deep convection. This occurs in two type of situations: waterspout phenomena (probably they may be catalogued as F0 tornadoes in the United States), and hail events in mountainous areas. Moreover, in most of those episodes weather radar was also not capable of detecting any feature associated with severe weather, because of the characteristics of the thunderstorm that produced the severe weather.

Another benefit of the solely use of total lightning data, which is available in a real-time feed, is that the activation of the algorithm is not confined to the radar timeline. This means that the algorithm may be executed at user's convenience. Tracking algorithms needing radar data operating in a 5 to 10 min frequency may miss the LJ. The main inconvenience of the new technique, in relation with the original algorithm, is that the identification of any cell is less robust, in the sense that radar information is more continuous in space and in time (this is, a radar cell will maintain its shape for more time intervals than a lightning one, which is more morphing in time). Anyway, it must be noted that the main objective of the algorithm is not the tracking of thunderstorms, but the issuing of severe weather warnings. However, as it is presented in the description of the algorithm section, for severe thunderstorms (which are the real objective of the procedure), the identification results are better in this case, because of the continuity in time of the total lightning rates, and, moreover, of the tracking for shorter time periods (1 min in our case, instead of the 5 to 15 min in the case of radar). Besides this, the processes of merging or splitting of thunderstorms are more probable

Table 3
Contingency table of the thunderstorms analyzed.

		Observed		
		Yes	No	
Forecast	Yes	68 (a)	8 (b)	76
	No	40 (c)	63 (d)	103
		108	71	179 (n)

when lightning data are combined with radar fields. However, for the whole dataset of cases severe or near to severity thunderstorms, it was not found any situation of splitting or merging. This is due to the reduced size and more concentered to the more intense area of the thunderstorms selected in the present algorithm. The differences in size, 5 km² in average, for the cells in the present case, instead of the 195 km² for thunderstorms observed with radar or 509 km² in the case of lightning combined with radar, can explain this difference at the time of observe those processes. Finally, another point to consider is that the application does not use any threshold of total lightning flashes observed into the thunderstorm, differing the original (Schultz et al., 2009), which proposed the detection of 10 flashes. The reason is the way how the cells are identified. In the original algorithm, cells, detected with the 20 dBZ radar reflectivity threshold, could contain more than one individual cells. However, in the new technique, the thunderstorms are clearly separated and, in any case, must verify some conditions on respect the number of flashes per pixel and the numbers of pixels. This makes that the procedure is centered exclusively in the electrical cells. In any case, it is possible that in the future, a threshold could be considered, in order of focusing only in those more active thunderstorms.

6. Conclusions

Many authors have studied the relationship between the presence of lightning jumps (LJ) and the occurrence of severe weather phenomena associated with a thunderstorm. Most of them agree at the time to confirm the quality of LJ as a good forecaster tool. In the present work, a modification of the Schultz et al. (2009) algorithm was applied in Catalonia, testing its performance in 48 severe weather events, being most of the cases of hail. In 39 of them it has detected LJ.

The plotting of daily occurrences of LJ and severe weather observations helps to reinforce the understanding of the relationship between both stages: firstly, the sudden increase of the electrical activity in the thunderstorm, and, some kilometers further on, the occurrence of the severe weather. Moreover, when validating the algorithm, the combination of the unique information with daily fields of reflectivity that exceeds the 45 dBZ threshold allows to track the path of the thunderstorm. In those cases without severe weather observations, the use of the POH45 (Probability of Hail using the TOP45) product has confirmed, at least for hail cases, the occurrence of severe weather. This is a good new, in order to complete the database of severe weather in the region with remote sensing data.

The lead time between the detection of the LJ and the occurrence of the severe weather phenomenon is very variable. LJ were detected between 90 min before and 30 min after the severe weather observation. Moreover, not always results easy to calculate, because in some events severe weather occur in a brief time period and it results in difficulty to establish which ones are associated with the LJ. The information provided by a LJ is always favourable, because, even in the worst case (LJ after severe weather) it confirms the presence of the severe weather.

The verification indices indicate that the algorithm of LJ allows a good forecast of most of severe weather events. The percentage of success is close to 75%, while the false alarms are equal to 10%. This results encourages the testing of the operative product during the 2016 campaign, in which the algorithm works in real time.

Acknowledgments

The authors wish to thank the Associació de Defensa Forestal (ADV-Pla de Lleida) and to the Grupo de Física de la Atmosfera, from the University of Leon, and the Research Area of the Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) for the data provided.

References

- Allen, J.T., Tippett, M.K., 2015. The characteristics of united states hail reports: 1955–2014. *E-journal of Severe Storms Meteorology* 10 (3).
- Aran, M., Pena, J., 2009. Atmospheric circulation patterns associated with hail events in lleida (Catalonia), preprints, 5th European Conference on Severe Storms, ECSS.
- Aran, M., Sairouni, A., Bech, J., Toda, J., Rigo, T., Cunillera, J., Moré, J., 2007. Pilot project for intensive surveillance of hail events in Terres de Ponent (lleida). *Atmos. Res.* 83 (2), 315–335.
- Bech, J., Pascual, R., Rigo, T., Pineda, N., López, J., Arús, J., Gayà, M., 2007. An observational study of the 7 September 2005 Barcelona tornado outbreak. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 7 (1), 129–139.
- Bech, J., Pineda, N., Rigo, T., Aran, M., Amaro, J., Gayà, M., Arús, J., Montanyà, J., van der Velde, O., 2011. A Mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. Part I: overview, damage survey and radar analysis. *Atmos. Res.* 100 (4), 621–637.
- Brooks, H.E., Doswell, C.A., III, Kay, M.P., 2003. Climatological estimates of local daily tornado probability for the United States. *Weather Forecast.* 18 (4), 626–640.
- Cao, Z., 2008. Severe hail frequency over Ontario, Canada: recent trend and variability. *Geophys. Res. Lett.* 35 (14).
- Carey, L., Rutledge, S., 1996. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm. *Meteorol. Atmos. Phys.* 59 (1–2), 33–64.
- Carey, L.D., Rutledge, S.A., 1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 103 (D12), 13979–14000.
- Chronis, T., Carey, L.D., Schultz, C.J., Schultz, E.V., Calhoun, K.M., Goodman, S.J., 2015. Exploring lightning jump characteristics. *Weather Forecast.* 30 (1), 23–37.
- Cintineo, J.L., Smith, T.M., Lakshmanan, V., Brooks, H.E., Ortega, K.L., 2012. An objective high-resolution hail climatology of the contiguous United States. *Weather Forecast.* 27 (5), 1235–1248.
- Cummins, K.L., Murphy, M.J., 2009. An overview of lightning locating systems: history, techniques, and data uses, with an in-depth look at the US NLDN. *IEEE Trans. Electromagn. Compat.* 51 (3), 499–518.
- Darden, C.B., Nadler, D.J., Carcione, B.C., Blakeslee, R.J., Stano, G.T., Buechler, D.E., 2010. Utilizing total lightning information to diagnose convective trends. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 91 (2), 167–175.
- Deierling, W., Petersen, W.A., Latham, J., Ellis, S., Christian, H.J., 2008. The relationship between lightning activity and ice fluxes in thunderstorms. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 113 (D15).
- Delobbe, L., Holleman, I., 2006. Uncertainties in radar echo top heights used for hail detection. *Meteorol. Appl.* 13 (4), 361–374.
- Dimitrova, T., Mitzzeva, R., Betz, H.D., Zhelev, H., Diebel, S., 2011. Lightning behaviour during the lifetime of severe thunderstorms. 6th European Conference on Severe Storms.
- Dixon, M., Wiener, G., 1993. Titan: thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting—a radar-based methodology. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 10 (6), 785–797.
- Farnell, C., Busto, M., Aran, M., Andres, A., Pineda, N., Torà, M., 2009. Study of the September 17th 2007 severe hailstorm in Pla d'Urgell. Part I: fieldwork and analysis of the hailpads. *Tethys: Journal of Mediterranean Meteorology & Climatology* 6, 69–81.
- Farnell, C., Llasat Botija, M.d.C., 2013. Proposal of three thermodynamic variables to discriminate between storms associated with hail and storms with intense rainfall in Catalonia (Proposta de tres variables termodinàmiques per discriminar entre tempestes amb pedregats i tempestes amb plujes intenses). *Tethys: Journal of Mediterranean Meteorology & Climatology* 10, 25–34.
- Fehr, T., Dotzek, N., Höller, H., 2005. Comparison of lightning activity and radar-intensity microphysical properties in eulinox storms. *Atmos. Res.* 76 (1), 167–189.
- Fraile, R., Castro, A., Sánchez, J., 1992. Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos. Res.* 28 (3–4), 311–326.
- Gatlin, P., Goodman, S., 2008. Severe weather precursors in the lightning activity of tennessee valley thunderstorms. Preprints, 3rd Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data, New Orleans, LA, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM. 8.
- Gatlin, P.N., Goodman, S.J., 2010. A total lightning trending algorithm to identify severe thunderstorms. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 27 (1), 3–22.
- Gayà, M., Llasat Botija, M.d.C., Arús Dumenjó, J., 2011. Tornadoes and waterspouts in Catalonia (1950–2009). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 11, 1875–1883.
- Goodman, S.J., Blakeslee, R., Christian, H., Koshak, W., Bailey, J., Hall, J., McCall, E., Buechler, D., Darden, C., Burks, J., et al. 2005. The North Alabama lightning mapping array: recent severe storm observations and future prospects. *Atmos. Res.* 76 (1), 423–437.
- Haklander, A.J., Van Delden, A., 2003. Thunderstorm predictors and their forecast skill for The Netherlands. *Atmos. Res.* 67, 273–299.
- Johnson, J., MacKeen, P.L., Witt, A., Mitchell, E.D.W., Stumpf, G.J., Eilts, M.D., Thomas, K.W., 1998. The storm cell identification and tracking algorithm: an enhanced wsr-88d algorithm. *Weather Forecast.* 13 (2), 263–276.
- Kane, R.J., 1991. Correlating lightning to severe local storms in the northeastern United States. *Weather Forecast.* 6 (1), 3–12.
- Lakshmanan, V., Smith, T., Stumpf, G., Hondl, K., 2007. The warning detection support system-integrated information. *Weather Forecast.* 22 (3), 596–612.
- Lang, T.J., Rutledge, S.A., Dye, J.E., Venticinque, M., Laroche, P., Defer, E., 2000. Anomalous low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-A. *Mon. Weather Rev.* 128 (1), 160–173.
- Lang, T.J., Rutledge, S.A., Wiens, K.C., 2004. Origins of positive cloud-to-ground lightning flashes in the stratiform region of a mesoscale convective system. *Geophys. Res. Lett.* 31 (10).
- Lojou, J.-Y., Cummins, K.L., 2006. Total lightning mapping using both vhf interferometry and time-of-arrival techniques. *International Conference on Lightning Protection, Kanazawa, Japan*, pp. 391–396.
- López, J.M., 2007. A Mediterranean derecho: Catalonia (Spain), 17th August 2003. *Atmos. Res.* 83 (2), 272–283.
- Metzger, E., Nuss, W.A., 2013. The relationship between total cloud lightning behavior and radar-derived thunderstorm structure. *Weather Forecast.* 28 (1), 237–253.
- Montanyà, J., Van der Velde, O., March, V., Romero, D., Solà, G., Pineda, N., 2012. High-speed video of lightning and X-ray pulses during the 2009–2010 observation campaigns in northeastern Spain. *Atmos. Res.* 117, 91–98.
- Pineda, N., Bech, J., Rigo, T., Montanyà, J., 2011. A Mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. Part II: total lightning analysis. *Atmos. Res.* 100 (4), 638–648.
- Pineda, N., Rigo, T., Montañà, J., Van der Velde, O., 2016. Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning. *Atmos. Res.*
- Punge, H., Kunz, M., 2016. Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: a review. *Atmos. Res.* 176, 159–184.
- Ramis, C., Arús, J., López, J.M., Mestres, A.M., 1997. Two cases of severe weather in Catalonia (Spain): an observational study. *Weather Forecast.* 12 (3), 207–217.
- Rigo, T., Aran, M., Bech, J., Farnell, C., Mateo, J., Pineda, N., Ripoll, R., Serra, A., 2015. Discriminating downburst-producing and hail-bearing thunderstorms using total lightning and weather radar observations. 8th European Conference on Severe Storms, ECSS.
- Rigo, T., Llasat, M.C., 2016. Forecasting hailfall using parameters for convective cells identified by radar. *Atmos. Res.* 169, 366–376.
- Rigo, T., Pineda, N., 2016. Inferring the severity of a multicell thunderstorm evolving to supercell, by means of radar and total lightning. *E-journal of Severe Storms Meteorology* 11 (2).
- 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. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10 (9), 1881–1893.
- Schultz, C.J., Petersen, W.A., Carey, L.D., 2009. Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 48 (12), 2543–2563.
- Schultz, C.J., Petersen, W.A., Carey, L.D., 2011. Lightning and severe weather: a comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Weather Forecast.* 26 (5), 744–755.
- Schuster, S.S., Blong, R.J., Speer, M.S., 2005. A hail climatology of the greater Sydney area and New South Wales, Australia. *Int. J. Climatol.* 25 (12), 1633–1650.
- Shamarock, W., Klemp, J., Gill, D., Barker, D., Duda, M., Huang, X., Wang, W., Powers, J., 2008. A description of the advanced research WRF version 3: Near technical note tn-475+str. National Center for Atmospheric Research Boulder, Colorado, USA.
- Soula, S., Seity, V., Feral, L., Sauvageot, H., 2004. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 109 (D2).
- Steiger, S.M., Orville, R.E., Carey, L.D., 2007. Total lightning signatures of thunderstorm intensity over North Texas, Part II: mesoscale convective systems. *Mon. Weather Rev.* 135 (10), 3303–3324.
- Tessendorf, S.A., Rutledge, S.A., Wiens, K.C., 2007. Radar and lightning observations of normal and inverted polarity multicellular storms from steps. *Mon. Weather Rev.* 135 (11), 3682–3706.
- Tuovinen, J.-P., Punkka, A.-J., Rauhala, J., Hohti, H., Schultz, D.M., 2009. Climatology of severe hail in Finland: 1930–2006. *Mon. Weather Rev.* 137 (7), 2238–2249.
- van der Velde, O.A., Montanyà, J., 2013. Asymmetries in bidirectional leader development of lightning flashes. *J. Geophys. Res.-Atmos.* 118 (24).
- Wiens, K.C., Rutledge, S.A., Tessendorf, S.A., 2005. The 29 June 2000 supercell observed during steps. Part II: lightning and charge structure. *J. Atmos. Sci.* 62 (12), 4151–4177.
- Wilks, D.S., 2011. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. 100. Academic Press.
- Williams, E., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R., Buechler, D., 1999. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. *Atmos. Res.* 51 (3), 245–265.
- Williams, E.R., 2001. *The electrification of severe storms. Severe Convective Storms*. Springer., pp. 527–561.

8.3 Resultats

Per valorar com ha treballat l'eina com a predictora de temps sever, primerament, s'han analitzat cada un dels casos establint una relació entre el salt de l'alerta i el registre de temps sever. Seguidament, s'han validat els resultats obtinguts i, finalment, s'ha calculat el LT en cada un dels LJs detectats.

8.3.1 Tipus de relacions entre LJ i observacions

S'ha establert una classificació de 4 grups en funció de la relació entre el LJ i les observacions de temps sever registrades. Per tal de facilitar aquesta relació, cada un dels episodis analitzats ha estat representat en un mapa mostrant la localització del LJ, el punt de l'observació i el camí de la tempesta a partir de la reflectivitat de 45 dBZ.

Classificació segons la relació entre LJ i observació de temps sever.

- *Sí LJ – Sí obsv.* Episodis que han mostrat una relació clara entre l'alerta del LJ i, posteriorment, el registre de temps sever.
- *Sí LJ – No obsv.* En aquests casos l'alerta LJ s'ha activat però no hi ha hagut constància de temps sever. Aquesta absència d'informació de temps sever no significa que no s'hagi produït, ja que, tal com s'ha comentat en el capítol 1, aquesta mancança pot ser causada pel fet que la zona afectada és una zona poc poblada o inhabitada, o bé per l'hora del fenomen, és a dir, que s'hagi produït durant la matinada, per exemple.

Per aquest motiu, s'ha utilitzat el producte PdP $45 > 0,8$ (80% de probabilitat de pedra) com a indicador de presència de pedra. A més, aquesta tècnica permet ampliar la base de dades alhora que redueix el nombre de falses alarmes. Aquest producte, però, no és representatiu per als casos de vent intens o presència de tornados o mànegues.

- *No LJ – Sí obsv.* Aquest grup presenta casos en què s'ha registrat temps sever però l'alerta no s'ha activat. En aquests casos, el comportament de les descàrregues elèctriques no ha complert els requisits necessaris per a l'activació de l'algorisme LJ comentats en l'apartat 3.2.1. Alguns d'aquests requisits no complerts són, per una banda, la discontinuïtat de les descàrregues elèctriques durant els 12 minuts i, per altra banda, que el nombre de descàrregues elèctriques sigui elevat durant els 12 minuts analitzats i que s'hagi produït l'increment $2*\sigma$.

8. Article 2. Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. / Lightning jump com a eina de predicció a curt termini: Aplicació en episodis de temps sever registrats a Catalunya.

8.3.2 Lead time (LT)

Tal com s'ha definit prèviament, el LJ és una eina de pronòstic de temps sever a curt termini. Com a tal, resulta interessant conèixer en quant de temps és capaç de pronosticar la presència de temps sever, és a dir, quina és la diferència de temps entre l'alerta i el registre del fenomen. Aquesta diferència és coneguda com a lead time (LT).

En la major part dels episodis estudiats, el LT ha estat d'entre 15 i 45 minuts, amb un pic al voltant dels 20 minuts. Malgrat tot, hi ha hagut episodis en què l'observació s'ha produït en el mateix moment o pocs minuts després del LJ, o bé casos en què el LT ha estat superior als 45 minuts. En els casos en què el LJ ha saltat a posteriori, es contemplen situacions en què el LJ no ha detectat correctament el fenomen o bé casos en què hi ha hagut diversos LJs per una observació; alguns d'aquests casos han estat detectats abans de l'observació i d'altres a posteriori.

8.3.3 Validació

Per validar l'eina del LJ com a predictor de temps sever s'ha utilitzat la taula de contingència i els skill scores.

Dels 48 episodis analitzats, s'han estudiat 179 tempestes, en les quals:

- *Sí LJ – Sí obsv. (a)*. En 68 casos ha saltat el LJ i hi ha hagut registre de temps sever.
- *Sí LJ – No obsv. (b)*. En 8 casos ha saltat el LJ però no hi ha hagut registre de temps sever.
- *No LJ – Sí obsv. (c)*. En 40 casos no ha saltat el LJ però s'ha produït temps sever.
- *No LJ – No obsv. (d)*. En 63 casos no ha saltat el LJ però tampoc hi ha hagut registre de temps sever.

A partir d'aquestes s'han calculat els skill scores i s'han obtingut valors amb un elevat rati d'èxit (vegeu el resultat 8.1 i 8.3). En un 70% dels casos, el LJ ha detectat la presència de temps sever. El nombre de falses alarmes és de només un 10%, és a dir, només en 10 de 100 casos el LJ ha saltat sense tenir constància d'observacions de temps sever. Finalment, tant el H com el B mostren valors elevats que indiquen un alt nombre de casos amb observacions ben pronosticades.

$$\text{Percentatge correcte (PC)} = 0,73 \quad (8.1)$$

$$\text{Hit rate (H)} = 0,62 \quad (8.2)$$

$$\text{Falses alarmes (FAR)} = 0,1 \quad (8.3)$$

$$\text{Biaix (B)} = 0,70 \quad (8.4)$$

8.4 Conclusions

Són molts els autors que han estudiat la relació entre el LJ i l'ocurrència de temps sever i que la contemplen com una molt bona eina de predicció. En aquest treball s'ha analitzat com funciona l'eina del LJ a Catalunya mitjançant l'algorisme de [Schultz et al. \(2009\)](#), amb algunes modificacions per tal d'adaptar-la a la zona d'estudi. S'han estudiat 48 episodis, majoritàriament relacionats amb pedra, i en 39 ha saltat l'alerta del LJ.

Per observar les relacions entre LJ i temps sever, s'ha observat que mostrant sobre el mapa el moviment de la tempesta a partir del camp radar de reflectivitat 45 dBZ es pot detectar millor la relació entre les dues variables, i sobretot en els casos amb manca d'observacions.

Aquesta manca d'observacions és deguda, bàsicament, al fet que la zona afectada és poc poblada o inhabitada, o bé al fet que el fenomen s'ha produït durant la matinada. Per tal de cobrir aquesta problemàtica en els episodis associats a pedra, s'ha considerat que si el producte de probabilitat de pedra mostra valors superiors al 80% en la zona afectada, existeix presència de pedra. Aquesta tècnica, alhora, ha permès ampliar la base de dades.

Pel que fa al lead time (LT), és a dir, la diferència de temps entre la detecció del LJ i l'ocurrència de temps sever, és variable. Tot i això, majoritàriament es mou entre els 30 i els 180 minuts. Aquesta és una variable complicada de calcular, ja que, en algunes ocasions, el temps sever es produeix immediatament després del salt de l'alerta, o bé existeixen casos en què s'han detectat diversos avisos i observacions i és difícil establir una relació clara entre ells.

Per acabar, els índexs de verificació indiquen que l'algorisme del LJ permet una molt bona predicció de temps sever a la zona d'estudi. El percentatge d'encert és

8. Article 2. Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in Catalonia. / Lightning jump com a eina de predicció a curt termini: Aplicació en episodis de temps sever registrats a Catalunya.

d'un 70% i amb només un 10% de falses alarmes. Aquests bons resultats obtinguts han donat peu a aprofundir sobre el comportament d'aquesta eina, i s'han pogut establir relacions i noves anàlisis, tal com s'ha mostrat en el capítol 11 i en les campanyes desenvolupades durant els anys 2016 i 2017.

9

AVALUACIÓ DE L'ALGORISME LJ EN L'OPERATIVA DE PREDICCIÓ DE L'SMC. CAMPANYA 2016 LJ (15 DE MAIG–30 DE SETEMBRE)

9.1	Avaluació de l'algorisme LJ	121
9.2	Seguiment de les tempestes en viu	125
9.2.1	Fonts d'informació	126
9.2.2	Producte de probabilitat de pedra (PdP)	126
9.2.3	Paràmetres radar i activitat elèctrica	127
9.3	Resultats del LJ en la campanya 2016	129
9.3.1	Característiques	129
9.3.2	Lead time (LT)	131
9.3.3	Taules de contingència. Índex de validació	131
9.4	Conclusions	132

9.1 Avaluació de l'algorisme LJ

Després d'haver observat el bon funcionament de l'eina LJ com a predictora de temps sever a Catalunya a partir de l'estudi presentat en el capítol 8, s'ha considerat que pot ser utilitzada en l'operativa de l'EPV-SMC. Per aquest motiu,

durant la temporada 2016 s'ha treballat per posar-la en funcionament i així poder-la avaluar en cada una de les situacions de temps sever produïdes a Catalunya, majoritàriament registrades des de finals de la primavera fins a inicis de la tardor.

Per fer aquesta avaluació s'han seguit diferents passos:

1 Activar l'algorisme 24 h.

1.1 *Algorisme.* S'activa l'algorisme LJ (vegeu més informació sobre l'algorisme a l'apartat 3.2.1) tots els dies de l'any.

1.2 *Limitacions.* Al moment de l'operativa s'han observat alguns problemes, els quals s'han solucionat amb lleugeres modificacions.

- Endarreriment de la consulta. S'han de deixar passar 60 segons per fer la consulta a la base de dades XDDE, ja que existeix un cost temporal de segons entre que es detecten les descàrregues fins que s'incorporen a la base de dades de la XDDE. Inicialment, aquesta consulta es feia de manera immediata després dels 14 minuts que té en compte l'algorisme, però això suposava una pèrdua de registres, la qual comportava conseqüències negatives en el salt de l'alerta (figura 9.1).

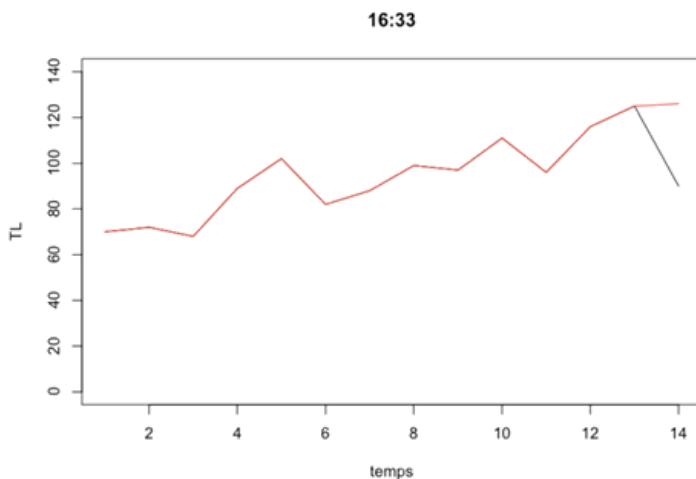


Figura 9.1: Evolució del TL durant els 13 minuts previs al salt LJ. En vermell es representa el TL endarrerint la consulta un minut. En negre, si no s'endarrerix la consulta.

- Error en algun detector XDDE. El no funcionament (figura 9.2) d'algun dels detectors que formen part de la XDDE pot tenir

conseqüències a l'hora de detectar i ubicar correctament totes les descàrregues elèctriques. A la vegada, pot fer que l'algorisme no sigui capaç de detectar els increments sobtats de l'activitat elèctrica en l'interior de la tempesta.

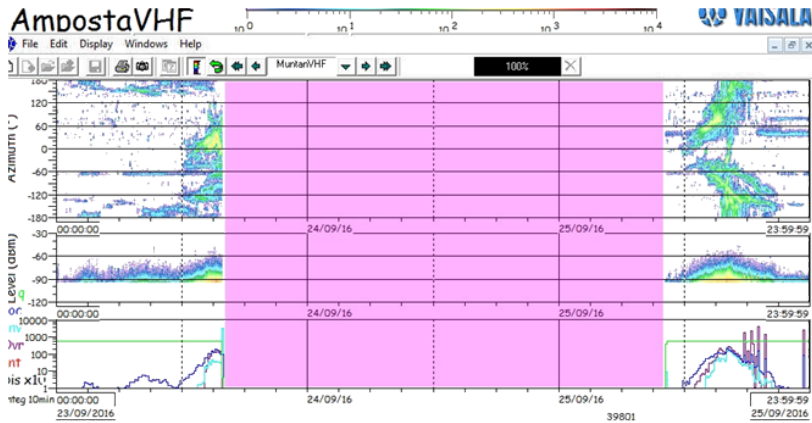


Figura 9.2: Gràfic de l'evolució de les descàrregues elèctriques per part d'un dels detectors que formen part de la XDDE. En violeta es mostra la part del dia en què aquest sensor no va funcionar correctament i, per tant, l'absència de dades.

En la figura 9.3 es mostra un cas real de les conseqüències que pot tenir el no funcionament de tots els detectors. S'han representat dos trams horaris (06:12 UTC-imatge esquerra, i 06:42 UTC-imatge dreta). En ambdós casos (franja superior de les imatges), s'observa un desplaçament de les descàrregues elèctriques (núvol-núvol i núvol-terra) respecte dels nuclis de precipitació intensa o pedra observats pel radar. D'aquesta manera, en el moment que la tempesta sigui suficientment severa i pugui desencadenar un LJ, aquest estarà desplaçat respecte a la cel·la severa que l'ha fet activar (imatges de la part inferior).

2 Avisos via e-mail. Una vegada l'alerta és activada, s'envia un correu d'avís a l'EPV-SMC, on s'informa de la data en què ha saltat el LJ, l'hora, la comarca, el municipi i les coordenades corresponents, amb la finalitat d'ubicar el LJ geogràficament i temporal (figura 9.4). En cas que l'alerta s'activi fora de Catalunya, el missatge indica si és sobre França, sobre el Mar, sobre Castelló, o bé en una de les províncies d'Aragó.

3 Visor LJ 2016. Per facilitar la localització de l'alerta, s'ha treballat amb un visor que, a banda de representar la posició de l'alerta, mostra l'activitat

9. Avaluació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ (15 de maig–30 de setembre)

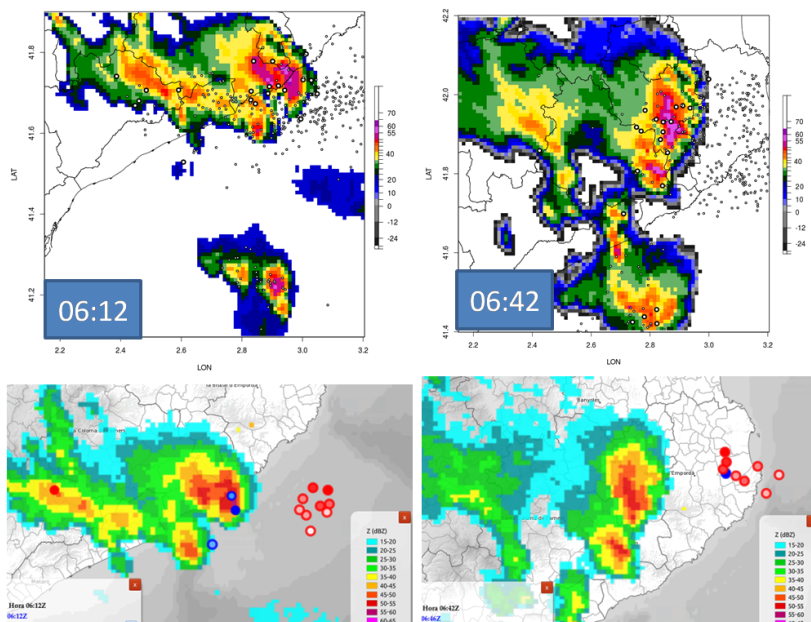


Figura 9.3: Conseqüències directes del no funcionament d'un detector o més dels que formen la XDDE en l'eina del lightning jump. S'han representat dos moments horaris: 06:12 UTC-imatge esquerra i 06:42 UTC-imatge dreta. Les imatges de la franja superior representen la precipitació vista pel radar i les descàrregues elèctriques; en cercles grans, els llamps núvol-terra, i en cercles petits, les descàrregues núvol-núvol. Les imatges de la part inferior representen el funcionament de l'algorisme LJ abans de saltar l'alerta. En vermell es mostren les descàrregues tenint en compte la multiplicitat, i en blau, sense tenir-la en compte.

elèctrica de les cel·les dels 13 minuts previs amb els quals treballa l'algorisme del LJ. Cada una d'aquestes cel·les mostra informació sobre el TL i l'àrea corresponent (vegeu figura 9.5).

A més, s'adjunta informació radar complementària (vegeu productes en la secció 2.5) per tal de facilitar el seguiment de les tempestes i veure'n característiques com ara el desenvolupament vertical a partir de paràmetres com el TOP o bé el contingut d'aigua que conté el volum de la tempesta a partir del producte VIL.

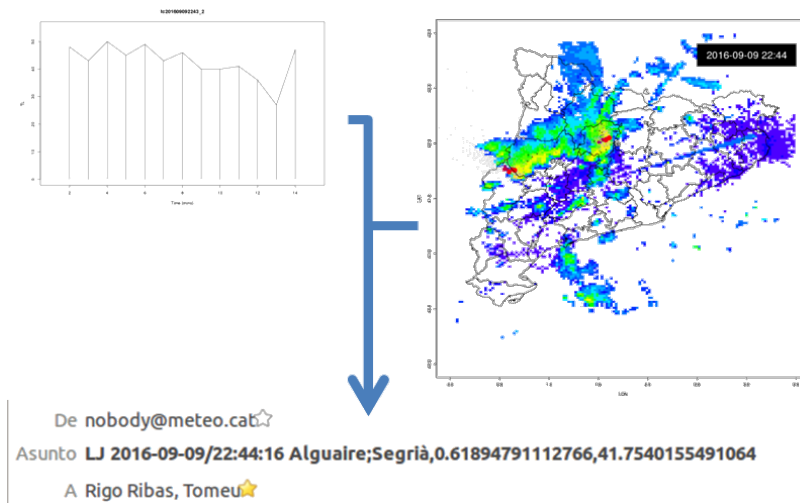


Figura 9.4: Sistema d'avís via e-mail sobre l'alerta LJ.

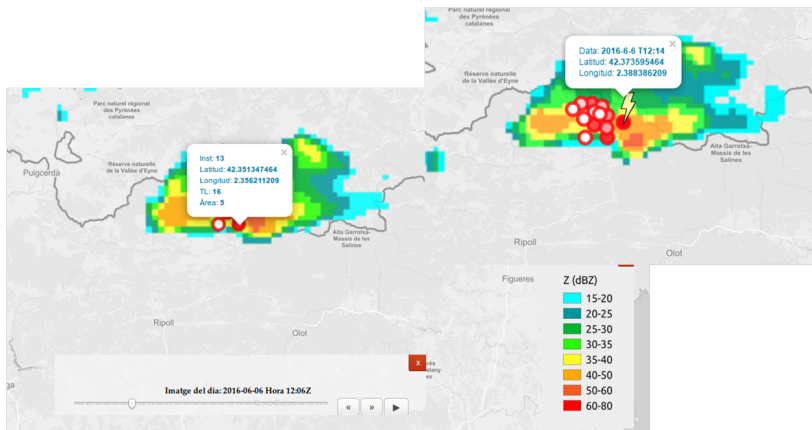


Figura 9.5: Exemple del visor 2016 fet per representar la posició del LJ i les seves característiques amb altres paràmetres radar.

9.2 Seguiment de les tempestes en viu

Per tenir una visió real del comportament de les tempestes associades a un LJ s'ha fet un seguiment “en viu” a partir de les diferents eines, ja sigui considerant els registres proporcionats pels observadors a partir de la XOM (secció 2.2 i 2.3) o bé per la població (secció 2.7). També s'han seguit productes com el PdP (explicat en el capítol 1), com també el comportament de determinats paràmetres radar.

Taula 9.1: Registres associats a temps sever durant l'episodi del 22 de maig del 2016 a la base de dades de temps sever de l'SMC.

Data	Font	Municipi	Hora	Diàmetre (cm)	Lat.	Long.	Fenomen
22/05/2016	XOM	Cervià G.	14:00:00	0,6	41.41	0.87	Pedra
22/05/2016	XOM	La Granja E.	13:30:00	0,75	41.42	0.35	Pedra
22/05/2016	Premsa	Montblanc	14:30:00	NA	41.36	1.16	Esclafit
22/05/2016	DARP	Seròs	13:30:00	2,50	41.46	0.41	Pedra

9.2.1 Fonts d'informació

A partir de diversos tipus i fonts d'informació (vegeu imatges de la figura 9.6), s'ha anat ampliant i consolidant la base de dades de temps sever de l'SMC (exemple d'episodi a la taula 9.1), la qual ha facilitat l'anàlisi del comportament de LJ en relació amb aquests registres. En la figura 9.7 es pot observar la localització de les observacions associades a la taula 9.1 i a la figura 9.6.



Figura 9.6: Imatges de registres durant l'episodi del 22 de maig del 2016, les quals configuren la base de dades de temps sever de l'SMC. Font: DARP (esquerra); Bombers de la Generalitat de Catalunya (dreta).

9.2.2 Producte de probabilitat de pedra (PdP)

Malgrat que existeixen diverses fonts d'informació, aquesta continua sense ser suficient depenent del lloc d'afectació o l'hora en què s'ha produït la tempesta (vegeu exemple en el capítol 6). Aquesta manca d'informació ha estat coberta a partir del

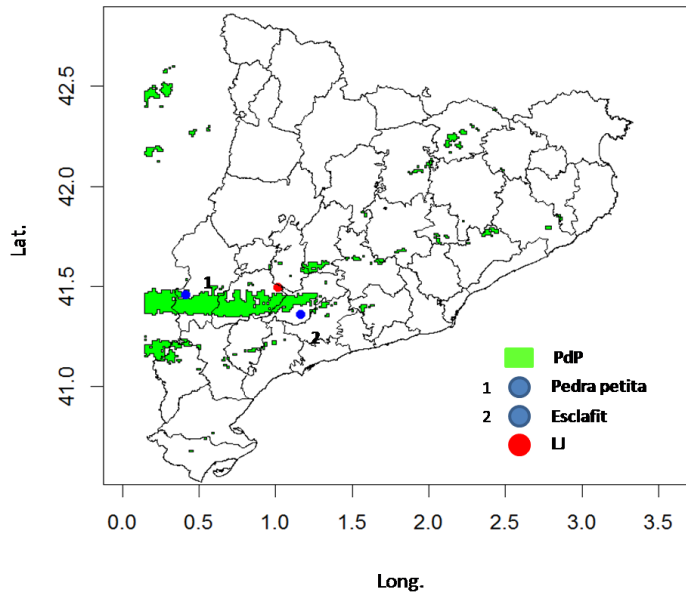


Figura 9.7: Episodi de temps sever registrat el 22 de maig del 2016. Probabilitat de pedra utilitzant el TOP 45 dBZ, àrea en verd; observacions, cercles blaus, i LJ, cercle vermell.

producte de probabilitat de pedra fent servir el producte radar TOP amb llindar de reflectivitat de 45 dBZ (PdP 45). S'ha considerat que quan el PdP 45 mostra una probabilitat $> 80\%$, la tempesta està associada a pedra. La manca d'aquest tipus de producte és que no detalla quin tipus de pedra ha caigut (en referència, per exemple, a la seva mida), ni cap altra característica de la tempesta en qüestió. Malgrat tot, permet validar el funcionament de l'eina de LJ.

Continuant amb el mateix episodi d'exemple, 22/05/2016, en la figura 9.7 es representa la trajectòria de la tempesta a partir del PdP 45. En aquest cas es va registrar pedra petita (< 2 cm) i es va observar la presència d'un esclafit. Minuts previs al registre de l'esclafit, l'alerta del LJ va saltar, i va avisar sobre la possibilitat de temps sever.

9.2.3 Paràmetres radar i activitat elèctrica

Farnell et al. (2017b) (vegeu capítol 11) han determinat certes característiques de la tempesta en el moment que es produeix el LJ, les quals permeten dur a terme una aproximació en la predicció de tempesta associada a pedra petita (< 2 cm) o pedra grossa (> 2 cm). La forma del perfil de reflectivitat és un dels paràmetres

9. Avaluació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ (15 de maig–30 de setembre)

discriminatoris entre aquests dos tipus de tempesta. Al llarg de la campanya 2016 s'ha observat el comportament d'aquests paràmetres, com també del producte VIL, el TOP 35 dBZ i el TOP 45 dBZ. En la figura 9.8 se'n mostra el resultat d'aquests mantenint l'episodi del 22/05/2016 com a exemple.

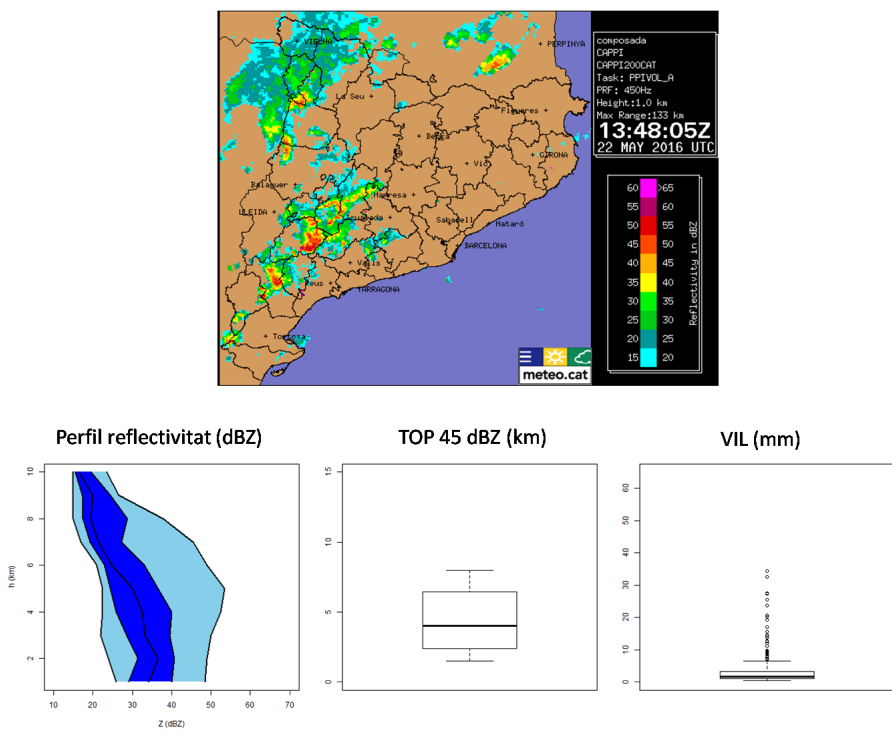


Figura 9.8: imatge superior: imatge de la XRAD a les 13:48 UTC, moment en què la convecció profunda era present al sud del Pla de Lleida on van haver-hi registres de pedra i un esclafit. Imatges inferiors: representació d'alguns paràmetres radar de la tempesta associada al LJ. Episodi de temps sever registrat el 22 de maig del 2016.

També s'ha fet un seguiment de l'activitat elèctrica sobre les tempestes més actives. En el cas que hagin desencadenat un LJ, s'ha observat el comportament del TL i de la seva distribució espacial. En cas contrari, s'ha buscat l'explicació de per què no ha saltat (figura 9.9).

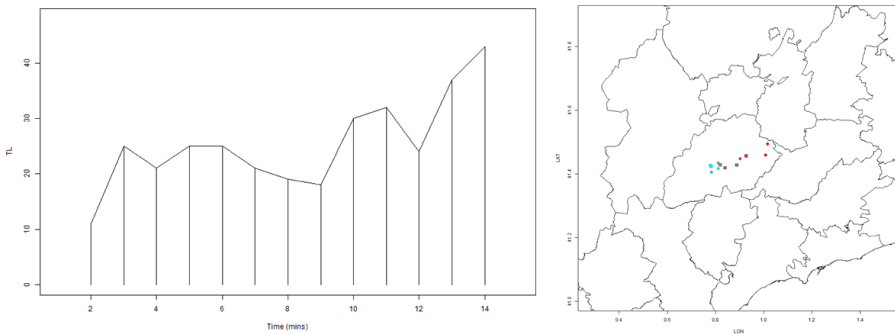


Figura 9.9: Evolució del TL durant els 13 minuts previs al LJ i la seva distribució espacial. Episodi de temps sever registrat el 22 de maig del 2016.

9.3 Resultats del LJ en la campanya 2016

9.3.1 Característiques

Al llarg de la campanya 2016, compresa entre el 15 de maig i el 30 de setembre, s'han registrat 104 LJs en 27 episodis. Han estat registrats sobretot a la zona del Prepirineu (vegeu figura ??), coincidint amb del Moral et al. (2017), qui van destacar aquesta zona com una de les més afectades per les tempestes a Catalunya. Existeixen altres àrees del territori amb la presència de LJ, però amb una distribució més irregular (vegeu figura 9.10).

La distribució mensual del nombre de LJs segueix una tendència clarament relacionada amb les temperatures. És a dir, el màxim nombre d'alertes es registren durant el període estival, quan s'assoleixen les temperatures màximes diürnes anuals, les quals afavoreixen la formació de tempestes convectives, moltes d'elles associades a fenòmens de temps sever (imatge esquerra de la figura 9.11). Si observem el patró que segueixen les observacions registrades durant la campanya 2016 (vegeu imatge dreta de la figura 9.11), a simple vista no mostra una mateixa corba evolutiva, però existeixen raons que expliquen aquesta no correspondència.

9. Avaluació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ (15 de maig–30 de setembre)

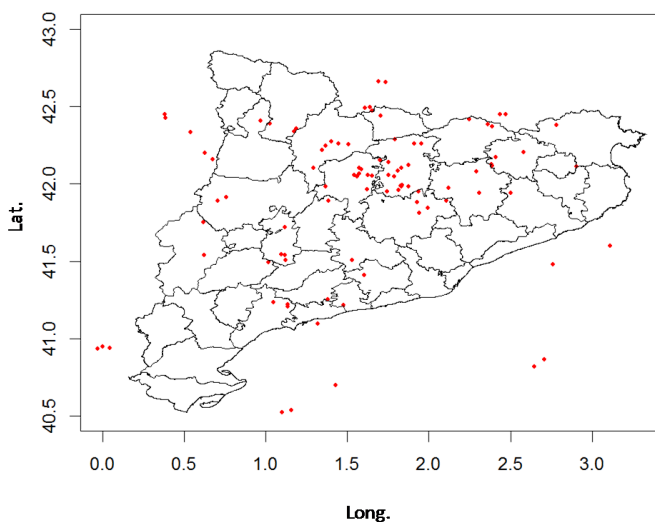


Figura 9.10: Distribució espacial dels LJs detectats durant la campanya 2016.

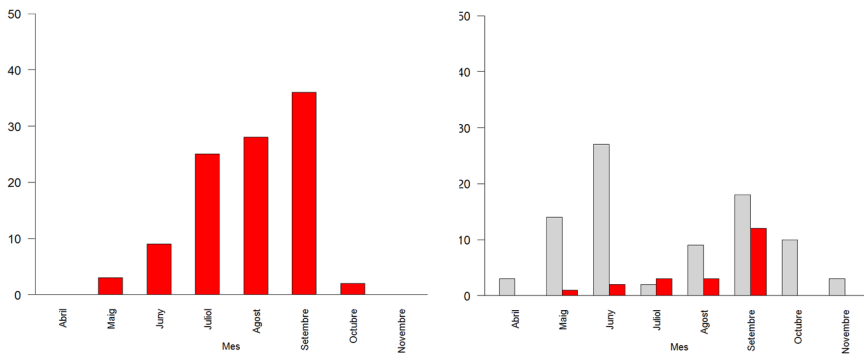


Figura 9.11: Distribució mensual del nombre de lightning jumps i observacions de pedra. En la imatge esquerra es mostra l'evolució mensual del nombre d'alertes. En la imatge de la dreta, el nombre d'observacions al llarg de la campanya 2016. En gris, les observacions de pedra petita i, en vermell, les observacions de pedra de mida superior o igual a 2 cm.

Primerament, cal tenir present que el LJ és una eina associada a temps sever, així que qualsevol registre de pedra inferior a 2 cm queda descartat d'aquest lligam. Així i segons la climatologia de pedra estudiada per l'SMC, la major part de les pedregades registrades els mesos d'abril, principis de maig, finals de setembre, octubre i novembre queden excloses d'aquesta relació, ja que sovint són associades a pedra petita (vegeu imatge dreta de la figura 9.11).

Centrant-nos en els mesos més càlids (juliol, agost i part de setembre), el nombre d'alertes s'incrementa considerablement, com també ho fa el nombre de registres superiors a 2 cm (vegeu figura 9.11). El mes de setembre és quan es detecta un pic màxim d'ambdós paràmetres, que mostren una estreta relació entre ells.

En canvi, s'observa com els mesos de juliol i agost el nombre de LJs i el nombre d'observacions no es corresponen. Existeix un nombre baix d'observacions durant aquests dos mesos, fet que podria ser explicat, de nou, per la manca d'observacions obtingudes després d'un episodi de pedra. A banda, cal considerar la possibilitat que una observació pot anar associada a més d'un LJ.

9.3.2 Lead time (LT)

En aquest cas, el LT ha estat calculat només a partir dels registres fiables, dels quals s'ha obtingut una imatge per saber la mida de la pedra, l'hora i la ubicació exacta on s'ha registrat, entre altres característiques. Per aquest motiu, el nombre d'observacions és reduït.

El LT (vegeu secció 3.4) calculat es troba majoritàriament comprès entre 0 i 50 minuts, amb un pic als 40 minuts (vegeu figura 9.12). Aquest pic és similar a l'assolit durant el període 2006–2013 (vegeu capítol 8). A banda, s'han observat LJs amb un LT superior, és a dir, amb una distància temporal més àmplia entre el salt del LJ i l'observació registrada.

9.3.3 Taules de contingència. Índex de validació

S'ha detectat que en molts casos no s'ha pogut establir una relació entre LJ i observacions degut a la poca informació rebuda en els episodis registrats. Seguint el criteri esmentat en la secció 9.2.2, s'ha utilitzat el producte PdP 45 per considerar la presència de pedra en superfície durant la trajectòria de la tempesta.

Aquesta consideració permet canviar positivament els valors de la taula de contingència, com també els índexs de validació. De totes maneres, el percentatge d'encert és elevat en els dos casos, amb valors superiors al 90%. El valor de les falses alarmes canvia notablement, amb resultats excel·lents si es té en compte el producte PdP 45 com una font d'informació. En canvi, en el cas que no sigui considerat, el valor de les falses alarmes augmenta a un 50% degut a la manca d'observacions que s'han rebut durant aquest període d'anàlisi.

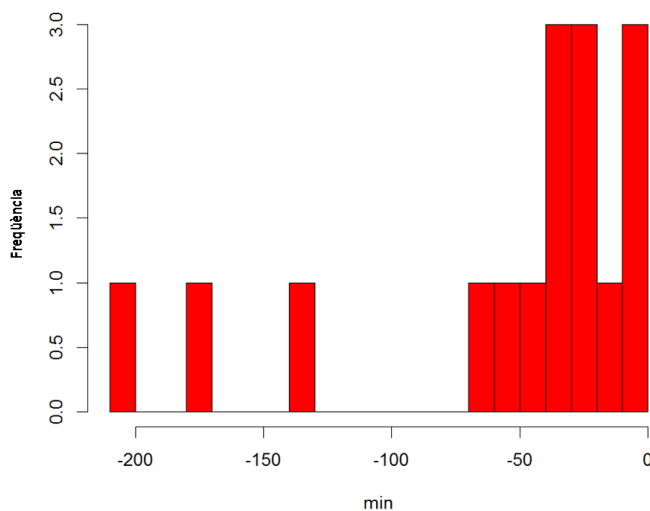


Figura 9.12: Lead time calculat en la campanya 2016.

Forecast	Observed		
	Yes	No	
Yes	60	0	60
No	4	?	4
	64		

POD = 0.94
FAR = 0

Forecast	Observed		
	Yes	No	
Yes	29	31	60
No	4	?	4
	33		

POD = 0.91
FAR = 0.52

Figura 9.13: Taula de contingència i índex de validació calculats en la campanya 2016. Imatge esquerra: validació feta només amb les observacions i sense la corroboració del producte PdP 45. Imatge dreta: validació feta a partir de les observacions i el producte PdP 45.

9.4 Conclusions

En les anàlisis dutes a terme a [Farnell et al. \(2017a\)](#) s'han obtingut resultats prometedors de l'eina LJ com a eina de predicció a curt termini de temps sever a Catalunya. Aquest motiu ha fet que hagi estat considerada com una eina en proves per l'EPV-SMC i, per tant, que hagi estat posada en operatiu.

En el moment de posar-la en operatiu i activar l'algorisme 24 h/dia s'han trobat

algunes limitacions que s'han de tenir presents, com també algun detall que ha estat modificat perquè l'algorisme treballés correctament al 100%. Per aquest bon funcionament, s'ha endarrerit la consulta un minut i d'aquesta manera s'ha pogut obtenir tota la informació durant els 13 minuts en què treballa l'algorisme LJ, sense perdre informació. Pel que fa a la limitació, consisteix en el moment que un detector XDDE deixa de funcionar i, per tant, no existeixen dades des d'aquell punt. Aquesta manca d'informació afavoreix que no es detectin totes les descàrregues i que l'algorisme LJ no dispari una alerta.

En referència a la caracterització dels LJs, s'han registrat 104 LJs, i, majoritàriament, s'han detectat en la zona del Prepirineu. S'observen altres indrets amb una lleugera aglomeració de LJs però força més irregulars.

Pel que fa a la distribució mensual, segueixen una tendència associada amb el període estival, és a dir, el major nombre de LJs són produïts durant els mesos més càlids, que alhora corresponen als mesos en què les tempestes són majoritàriament d'origen convectiu. Malgrat tot, aquesta tendència no es troba lligada amb la distribució mensual de les observacions. Aquest fet s'explica, per una banda, perquè les observacions registrades no estan associades a temps sever, pedra < 2 cm, pel qual hauria de saltar el LJ. O bé, per altra banda, perquè no existeix registre d'observacions.

A més, s'ha observat que el nombre de registres amb un diàmetre superior a 2 cm durant la campanya 2016 no és gaire destacat però, alhora, s'han detectat al voltant de 100 LJs. Aquesta diferència pot ser explicada, per una banda, per la manca d'observacions en episodis concrets, i, per altra banda, perquè alguns registres poden anar associats a més d'un LJ.

Per tant, en molts episodis de temps sever, un registre i episodi de temps sever va associat a més d'un LJ.

El lead time és una característica important del LJ. En aquesta campanya s'ha calculat que, en la majoria de casos, es mou entre 0 i 50 minuts, amb alguns registres majors, és a dir, un LT més ampli.

Clarament, les observacions registrades durant un episodi són un factor clau a l'hora de validar l'eina LJ. Aquest tipus d'informació no es rep de la mateixa manera, ja que depèn del lloc i l'hora en què es produeix la tempesta. Per reemplaçar aquesta manca d'informació en tempestes associades a pedra, s'ha establert que quan el producte PdP 45 mostri valors superiors al 80% es consideri l'existència de presència de pedra.

Aquesta consideració fa variar positivament els valors obtinguts en la taula de contingència i en els índexs de validació, sobretot en l'índex FAR, ja que varia de

9. Avaluació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2016 LJ (15 de maig–30 de setembre)

ser de 0% a 50%. En canvi, el POD mostra valors superiors al 90%.

10

AVENÇOS EN L'ALGORISME LJ: LA MULTIPLICITAT. POSTCAMPANYA 2016 LJ

10.1 Avenços en l'eina LJ: la multiplicitat	135
10.2 Anàlisi comparativa entre lightning jump (LJ) i lightning jump amb multiplicitat (LJM) - Campanya 2016	136
10.3 Avantatges d'utilitzar la multiplicitat. Casos d'estudi	138
10.3.1 Noves utilitats en la nova versió LJM	139
10.4 Conclusions	143

10.1 Avenços en l'eina LJ: la multiplicitat

A mesura que s'ha anat estudiant i analitzant profundament el LJ, s'ha observat un augment en nombre d'alertes si es considera la multiplicitat (LJM). S'entén per multiplicitat una major detecció de punts de descàrrega elèctrica que formen un llamp. En canvi, sense multiplicitat només es considera el primer punt detectat per la XDDE del mateix llamp (vegeu figura 10.1).

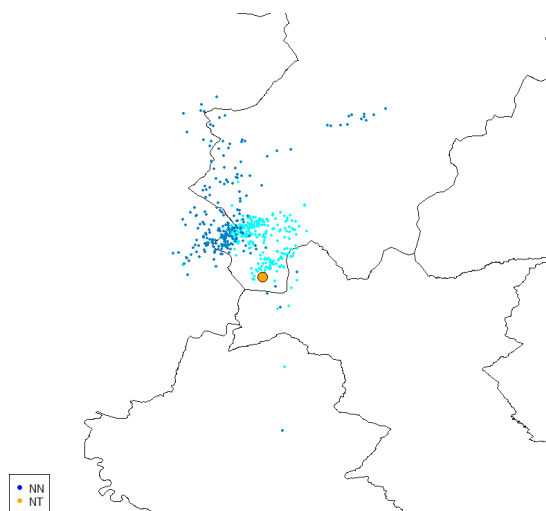


Figura 10.1: Descàrrega elèctrica amb els diversos cops d'energia que la formen. Tenint en compte la multiplicitat, els cercles blaus són els llamps NN i en taronja, els llamps NT.

Aquesta nova característica ha estat incorporada a l'algorisme LJ a finals de la campanya 2016. Per tal de validar-la i conèixer-ne el comportament, s'ha tornat a executar l'algorisme LJ amb la nova versió LJM amb la finalitat de poder comparar els resultats.

10.2 Anàlisi comparativa entre lightning jump (LJ) i lightning jump amb multiplicitat (LJM) - Campanya 2016

Aquesta anàlisi comparativa s'ha dut a terme tenint en compte els diferents camps analitzats en la secció 9.3, com són la distribució espacial del LJ, el LT i altres característiques.

El nombre d'alertes sense tenir en compte la multiplicat són 104. En canvi, aquestes es quadrupliquen quan s'afegeix la multiplicitat en l'algorisme, i s'obté un total de 426 LJs. La distribució espacial és similar en els dos casos però amb major densitat de punts en el cas de LJM (vegeu figura 10.2). En els dos mapes s'observa com continua sent la zona del Prepirineu Central l'indret amb més alertes

detectades.

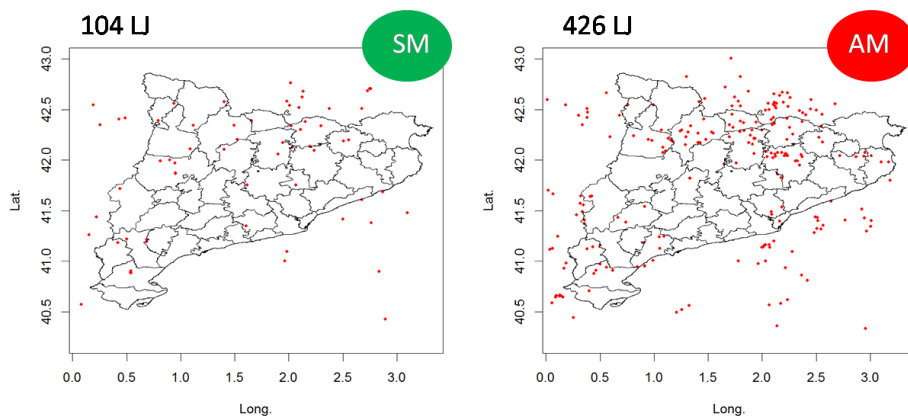


Figura 10.2: Distribució espacial d'alertes LJ durant la campanya 2016. Dreta: LJ sense multiplicitat (LJ). Esquerra: LJ amb multiplicitat (LJM).

Pel que fa al LT, les dues versions de l'algorisme mostren valors positius, és a dir, que l'alerta es produeix abans del registre de l'observació en superfície. Tot i això, s'ha detectat que el temps d'alerta és diferent segons el tipus de lightning jump (figura 10.3).

En el cas del LJ sense multiplicitat (LJ), com s'ha comentat en el capítol anterior, el LT es troba majoritàriament entre 0 i 50 minuts (figura esquerra 10.3). En canvi, calculant el LT a partir de les alertes amb multiplicitat, el LT pot arribar fins als 120 minuts, encara que l'habitual és entre 20 i 90 minuts (figura dreta 10.3). Per tant, considerant la multiplicitat, les alertes preveuen amb més antelació la presència de fenòmens associats a tempestes convectives.

En aquest tipus d'alertes també s'ha detectat un LJ negatiu, és a dir, que s'ha detectat a posteriori de l'observació, fet que pot ser causat per dos motius. Per una banda, la tempesta va associada a més d'un LJ i algun s'ha produït a posteriori de l'observació. En canvi, la resta de LJs detectats han saltat minuts previs a l'observació. Per altra banda, també s'ha observat algun cas en què el LJ no ha estat capaç de detectar el temps sever abans del seu registre però sí que ho ha fet a posteriori.

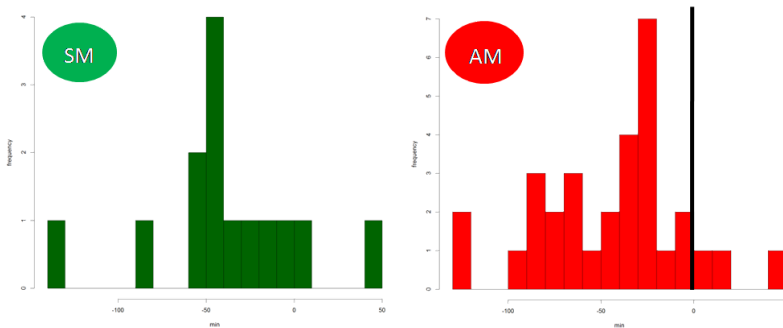


Figura 10.3: Lead time dels episodis registrats durant la campanya 2016. Dreta: LJ sense multiplicitat (LJ). Esquerra: LJ amb multiplicitat (LJM). Línia negra: moment de les observacions.

10.3 Avantatges d'utilitzar la multiplicitat. Casos d'estudi

En la secció 10.1 s'esmenta que el nombre d'alertes és superior si es considera la multiplicitat en l'algorisme LJ. Al llarg de la campanya 2016 i comparant les dues versions d'algorisme, s'han observat diferents comportaments, els quals permeten avançar en la predicció, ja sigui en temps d'alerta o en la detecció d'altres tipus de fenòmens adversos, tal com es veurà a continuació.

A banda, aquest nou paràmetre permet detectar algunes alertes, les quals no serien activades si no es tingués en compte la multiplicitat. Per tant, en aquest sentit, permet augmentar el percentatge d'encert i reduir els errors de predicció, tot i que podria generar un augment de les falses alarmes. Com veurem tot seguit, se li ha trobat una nova utilitat, fet que ha comportat que aquest increment de falses alarmes sigui gairebé nul.

En la figura 10.4 es mostra un cas d'estudi en què no hauria saltat l'alerta si no s'hagués tingut en compte la multiplicitat. En la imatge de l'esquerra de la mateixa figura, s'observa la diferència entre el nombre de descàrregues amb multiplicitat o sense i el recorregut de la tempesta. Paral·lelament, en el gràfic inferior de la dreta es mostra l'evolució del total de llamps (TL), en el qual es pot veure un augment sobtat en la línia que representa les descàrregues amb multiplicitat (AM), que correspon al salt de l'alerta i que es produeix minuts previs al registre de l'observació. Per acabar, en el gràfic superior de la dreta es mostra una evolució temporal en la vertical de la tempesta. Es pot veure com augmenta la reflectivitat

a nivells baixos en el moment de l'observació (línia blava discontinua).

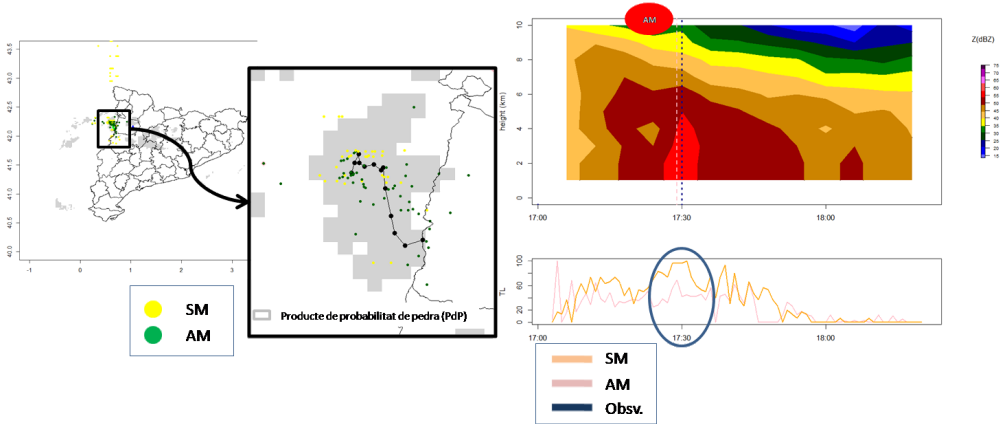


Figura 10.4: Diferència de comportament entre lightning jump amb multiplicitat o sense. SM: sense multiplicitat; AM: amb multiplicitat; Obsv.: registre d'observacions. Episodi del 13/07/2013.

10.3.1 Noves utilitats en la nova versió LJM

A mesura que s'han comparat les dues versions de LJ, s'ha trobat un augment notable de LJM, els quals han saltat no només en episodis associats a temps sever, sinó també en episodis de precipitació intensa ($> 20 \text{ mm}/30 \text{ min}$) o bé en què s'ha registrat pedra inferior a 2 cm. A continuació es mostren alguns casos d'estudi que corroboren aquests nous avantatges de l'algorisme.

Episodi 22/05/2016

Aquest és l'episodi que s'ha utilitzat d'exemple en el capítol 9, en el qual s'han mostrat les alertes, sense tenir en compte la multiplicitat, com també els fenòmens de temps sever associats. Cal destacar que, a banda de l'esclafit, al llarg d'aquest episodi es va registrar pedra petita.

Si es passa a considerar la multiplicitat, la pedra petita va ser detectada a partir del LJM però en canvi no va saltar cap LJ sense multiplicitat. En el cas de l'esclafit, van saltar els dos tipus d>alertes (figura 10.5). Aquest és un clar exemple de la diferència entre LJ i LJM, ja que el primer detecta temps sever, mentre que el segon detecta, sobretot, fenòmens associats a tempestes convectives, no sempre relacionats amb temps sever.

El LT calculat a partir de LJM en el registre de pedra petita va ser al voltant

dels 80 minuts, mentre que l'esclafit va ser detectat amb un marge de 23 minuts. Aquest fenomen va ser detectat amb una mica més d'anticipació pel LT LJ, el qual va saltar 42 minuts abans del moment de l'esclafit.

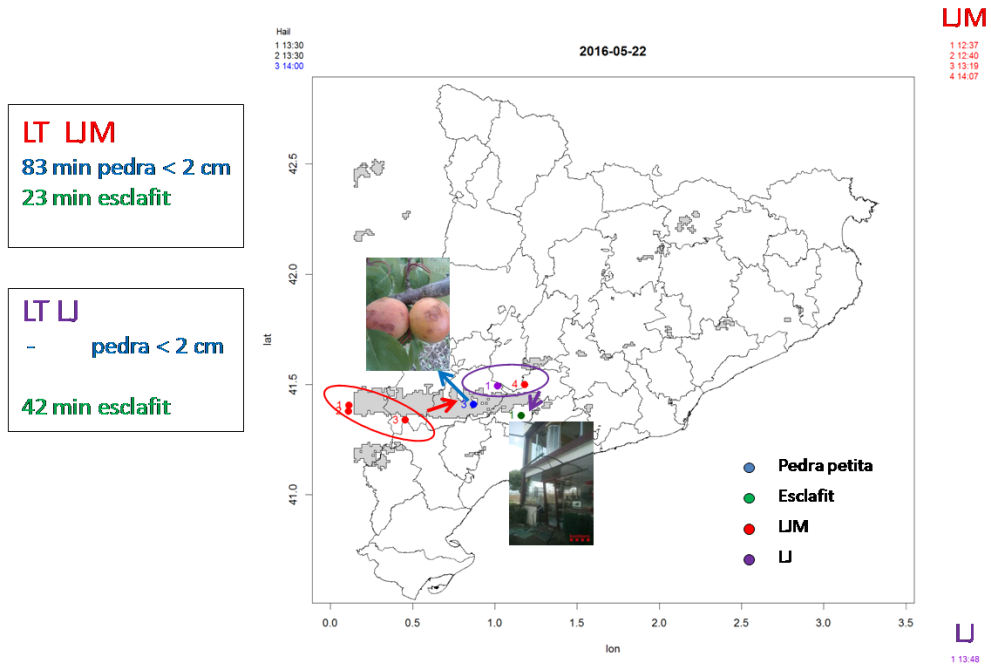


Figura 10.5: Cas d'estudi 22/05/2016.

Episodi 06/06/2016

Aquest és un episodi representatiu en la diferència del nombre d'alertes entre LJ i LJM. Aquest últim conté un gran nombre d'alertes registrades majoritàriament a la zona del Prepirineu. Aquests alertes han estat relacionades al registre de precipitació intensa com també al registre de pedra. En aquest episodi, el LJM va detectar 5 minuts abans la presència de pedra respecte del LJ. De totes maneres, el LT mostra valors molt baixos.

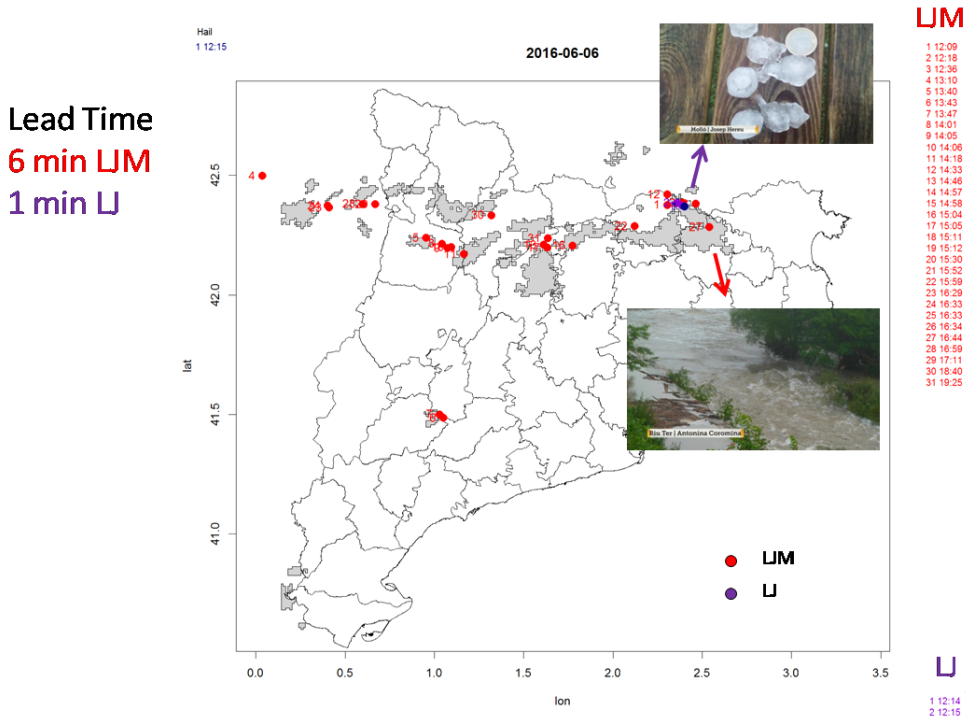


Figura 10.6: Cas d'estudi 06/06/2016.

Episodi 22/07/2016

Aquest episodi s'ha caracteritzat per l'afectació que va tenir a bona part de Catalunya. Inicialment, a primera hora del matí es va registrar pedra severa al Pirineu, la qual no va ser detectada per cap tipus de LJ. A més, es van activar una gran quantitat de LJMs, alguns d'ells associats a precipitacions intenses i altres a pedra. Associat a aquest últim fenomen, també es van detectar una gran quantitat de LJs però no hi va haver observacions. De totes maneres, el PdP 45 mostrava extenses zones amb probabilitat superior al 80% (vegeu figura 10.7), que confirmava la presència de pedra.

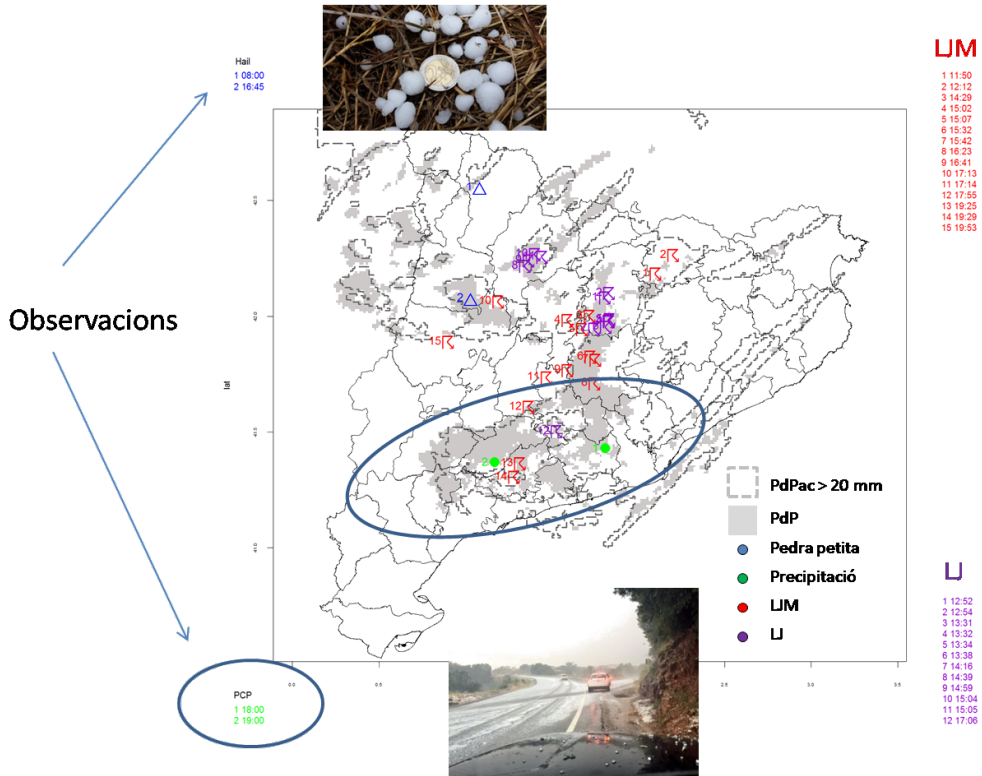


Figura 10.7: Cas d'estudi 22/07/2016.

Episodi 16/08/2016

Al llarg de la tarda van saltar diferents LJs amb multiplicitat i sense, dels quals no es va obtenir informació d'observacions per part de la població. Tot i això, el PdP 45 mostrava zones amb una elevada probabilitat de pedra en els mateixos indrets on s'havien detectat els LJs. Els últims LJs i LJMs que van saltar van anar associats a temps sever amb pedres superiors als 3 cm i un possible esclafit. El LT LJ va ser superior a LT LJM amb 20 minuts de diferència (vegeu figura 10.8).

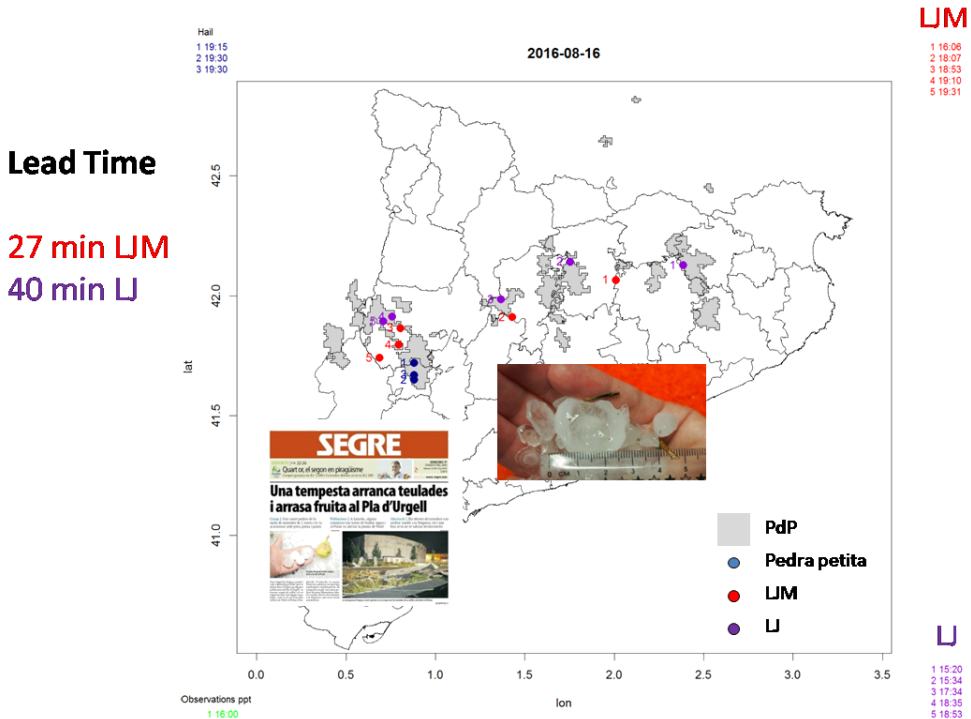


Figura 10.8: Cas d'estudi 16/08/2016.

10.4 Conclusions

Considerar la multiplicitat en l'algorisme LJ, suposa un augment en nombre d'alertes respecte del LJ sense multiplicitat, ja que la multiplicitat té en compte els diferents nodes d'electricitat que formen una descàrrega elèctrica. En cas contrari, només es considera el primer punt de la descàrrega del mateix llamp.

Al llarg de la campanya 2016 s'han detectat 104 alertes LJ i 426 LJM, així que el nombre d'alertes s'ha quadruplicat i manté la mateixa distribució espacial en el territori català, amb una major concentració a la zona prepirinenca.

El LT és positiu en els dos tipus d'alertes, és a dir, que l'alerta LJ es produeix abans del registre de l'observació en superfície. Malgrat tot, la diferència de temps varia en cadascun d'ells. En la major part dels casos, el LJ mostra un LT comprès entre 0 i 50 minuts, mentre que el LJM mostra un LT entre 0 i 120 minuts.

Aquest últim conté casos amb un LT superior, com també succeeix en el LT calculat a partir del LJ. Però a més, el LJM conté casos minoritaris amb un LT

negatiu, és a dir, que l'alerta es produeix a posteriori. Aquest fet s'explica per dos motius: per una banda, perquè l'alerta no ha estat capaç de predir la presència de temps sever; per altra banda, perquè en una tempesta ha saltat més d'una alerta respecte a una observació; algunes han saltat prèviament a l'observació però d'altres han saltat a posteriori.

L'augment del nombre d'alertes, esmentat inicialment, permet incrementar el percentatge d'encert i reduir l'error en predicció, ja que s'han detectat casos en què l'alerta s'ha produït només en els LJM. Malgrat tot, si es considerés el LJM només per detectar temps sever comportaria un augment de les falses alarmes, però a partir dels diferents estudis elaborats en aquesta campanya s'ha observat un nou comportament de predicció a partir d'aquesta eina.

Es conclou que el LJM és capaç de predir, a banda de temps sever, pedra petita (< 2 cm) i precipitació intensa (> 20 mm en 24 h).

PART V
RESULTATS
NOWCASTING.
INCORPORACIÓ RADAR

11

ARTICLE 3. EXPLORING RADAR AND LIGHTNING VARIABLES ASSOCIATED WITH THE LIGHTNING JUMP. CAN WE PREDICT THE SIZE OF THE HAIL? / ANÀLISI DE PARÀMETRES RADAR I LLAMPS ASSOCIATS A LIGHTNING JUMP. PODEM PREDIR LA MIDA DE LA PEDRA?

11.1 Resum	149
11.2 Article	150
11.3 Resultats	162
11.3.1 Anàlisi preliminar dels episodis de pedra registrats entre 2006–2013	162
11.3.2 Relació entre LJ i descàrregues elèctriques	163
11.3.3 Relació entre LJ i paràmetres radar	164
11.4 Conclusions	165

11. Article 3. Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?

Aquest capítol és una reproducció de l'article original: *Farnell, C., T. Rigo, and N. Pineda. Exploring radar and lightning variables associated with the Lightning Jump. Can we predict the size of the hail?. Atmospheric Research 202 (2018): 175-186.* Amb permís de l'editorial Elsevier.

11.1 Resum

El lightning jump (LJ) és una eina de predicció de temps sever a curt termini amb uns resultats positius sobre Catalunya, els quals han estat comentats en l'article [Farnell et al. \(2017b\)](#).

Després d'aquests bons resultats, s'ha plantejat un segon objectiu, el qual es basa en la possibilitat de fer una predicció de la mida de la pedra, ja que les conseqüències sobre el territori varien notablement en funció del diàmetre de la pedra.

Aquest estudi s'ha fet a partir de les alertes de LJ associades amb tempestes de pedra durant el període 2006–2013: 149 episodis en total. La zona d'estudi ha estat el Pla de Lleida ja que la presència de granímetres garanteix informació bona i detallada dels registres.

La metodologia aplicada ha estat dividir les tempestes en dos grups: pedra petita (< 2 cm) i pedra grossa (> 2 cm), i s'han relacionat amb els LJs corresponents. Per cada un d'ells s'han estudiat i analitzat diferents paràmetres de les descàrregues elèctriques i radar, per tal de conèixer el desenvolupament del núvol, entre d'altres aspectes. Cal tenir present que els resultats obtinguts no són en el moment del registre de pedra, sinó que són en els minuts previs, quan salta l'alerta.

Els resultats obtinguts no són definidors. Per aquest motiu, en un treball futur es vol ampliar la divisió en tres grups de tempestes: pedra petita (< 2 cm), pedra mitjana (2–4 cm) i pedra grossa (> 4 cm), i ampliar la zona d'estudi a arreu de Catalunya per veure si es pot arribar a resultats més concloents.



Contents lists available at ScienceDirect

Atmospheric Research

journal homepage: www.elsevier.com/locate/atmosres

Exploring radar and lightning variables associated with the Lightning Jump. Can we predict the size of the hail?

C. Farnell*, T. Rigo, N. Pineda

Meteorological Service of Catalonia, C/Berlin, 38-46, Barcelona, Spain



ARTICLE INFO

Keywords:

Lightning Jump
Hail size
Catalonia
Radar variables
Nowcasting

ABSTRACT

Severe weather regularly hits the Lleida Plain (western part of Catalonia, NE of Iberian Peninsula), causing important damage to the local agriculture. In order to help severe weather surveillance tasks, the Meteorological Service of Catalonia (SMC) implemented in 2016 the Lightning Jump (LJ) algorithm as operative warning tool after an exhaustive validation phase of several months. The present study delves into the analysis of the relationship between Lightning Jump alerts and hail occurrence, through the analysis of lightning and radar variables in the moment when the warning is issued. Overall, the study has consisted of the analysis of 149 cases, grouping them into two categories according to hail size: small and large hail, with a threshold of 2 cm of diameter. The thunderstorms related to big sized hail presented remarkable differences in some of the variables analysed that could help forecast the size of hail when the LJ alert is triggered. Moreover, other variables have been allowed to observe and to corroborate how the LJ algorithm works during the 13 min before the warning is triggered.

1. Introduction

Hailstorms produce important damage and economic losses. Consequently, they are widely studied in different latitudes and climates. Some examples are Mendoza, Argentina (Makitov, 1999), Alberta, Canada (Krauss and Marwitz, 1984; Krauss and Renick, 1997), Colorado, USA (Browning and Foote, 1976), Finland (Tuovinen et al., 2009), Caucasus, Russia (Makitov et al., 2016), or the Ebro Valley, Spain (Castro et al., 1992). Most of the hail episodes in Europe occur during the warm season (e.g. Dessens, 1986; Giaiotti et al., 2003; Sánchez et al., 1996), in areas close to or influenced by mountain ranges, which contribute to the triggering or enhancement of convection (Makitov et al., 2016). In economic terms, Punge and Kunz (2016) reported that losses during 2014 exceeded € 1 B only in Central Europe.

Focusing on the Lleida Plain, our region of study, the hailstorm season takes place from April to September (Rigo and Llasat, 2016). The hail events are more frequent in April and May, but the largest diameters usually occur in July and August. According to this, as the season goes on, the frequency of events decreases, but their severity increases. Since these months encompass the most vulnerable phase of the vegetative cycle of the orchards in the region (e.g. apples, pears, peaches), hail damage causes high economic losses. In this sense, Aran et al. (2011) estimated that, between 2000 and 2009, the economic losses in crops across the Lleida plain were of € 15 M.

According to Schultz et al. (2014), the hailstorms result from deep convection, which generally presents intense lightning activity. Moreover, the predominant flash types (intra-cloud, hereafter IC, or cloud-to-ground, CG, which can be positive or negative) may change, depending on the phase of the thunderstorm's life cycle (MacGorman et al., 1989). Moreover, the predominance of a particular type of flashes (e.g. Goodman et al., 2005; Metzger, 2010; Yao et al., 2013) can be related to the different forms of severe weather that may take place (severe weather is defined as the presence of large hail, straight convective winds and/or tornados). In this sense, high values of the IC/CG ratio have been related to severe thunderstorms (e.g. Carey and Rutledge, 1998; Montanyà et al., 2007). Besides this, Lang et al. (2000) reported that the initial production of hail at high levels corresponds to a rapid increase of the IC/CG ratio. Along the same lines, MacGorman et al. (1989) observed that the strong updrafts present in severe thunderstorms could lift the negative charge to higher altitudes within the cloud, favouring ICs in detriment of CG flashes. Considering only the latter type of flashes, some positive anomalies have been observed during the mature phase of the severe thunderstorm in particular cases of study (e.g. Montanyà et al., 2009; Pineda et al., 2016). To complete the analysis of the life cycle of severe thunderstorms, Williams et al. (1989) found that the lightning activity starts with IC flashes exclusively, just after the development of the icing phase in the cloud. Furthermore, after the occurrence of the first IC peak, a maximum of CG

* Corresponding author.

E-mail address: cfarnell@meteo.cat (C. Farnell).<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2017.11.019>

Received 7 June 2017; Received in revised form 10 November 2017; Accepted 12 November 2017

Available online 14 November 2017

0169-8095/ © 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

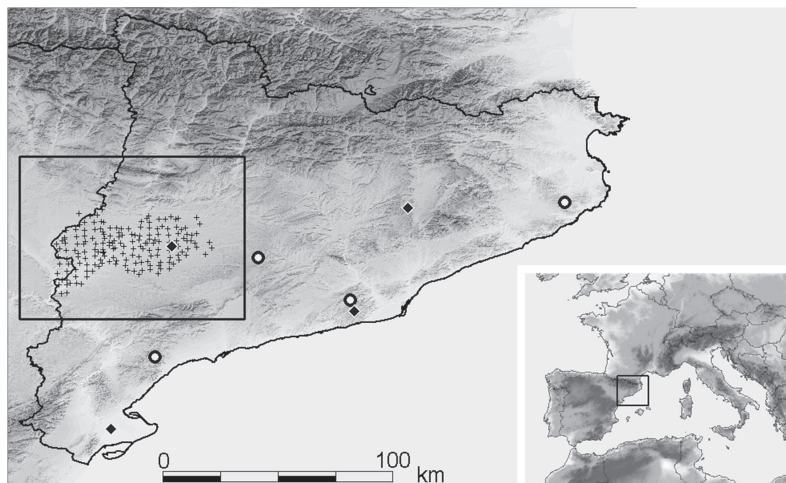


Fig. 1. Map of the area of study: Catalonia within western Europe (bottom right) and the Lleida Plain in Catalonia (left). The different data sources used are displayed: Hailpad network (crosses), weather radar network (dots) and lightning station locations (diamonds).

may be recorded, according to Soula et al. (2004) and Carey and Rutledge (1998). Then, positive CG flashes could be dominant during the mature phase of severe weather, with respect to the total CG rate. However, Pineda et al. (2016) observed an erratic behaviour of CG lightning in front of clear patterns of IC lightning. In any case, several studies have reported a sudden increase of the Total Lightning (hereafter, TL) ratio some minutes before the occurrence of severe weather (Goodman et al., 1988; Lang et al., 2000; MacGorman et al., 1989; Williams et al., 1999, 1989). By definition, TL is the sum of IC and CG flashes. Lightning Jump (hereafter LJ) is the sudden increase of TL. Several algorithms have been developed for identification of the LJ, with the purpose of using it as a severe weather forecast tool (Gatlin and Goodman, 2010; Goodman et al., 2005; Schultz et al., 2009).

For the evaluation of the LJ algorithm, the Lead Time (hereafter LT) measures the time between the triggering of the warning provided by the tool and the occurrence of severe weather at the surface. According to different authors, the LT is variable, depending on the type of thunderstorm. For instance, Williams et al. (1999) found a LT between 5 and 20 min in thunderstorms with microbursts, while Steiger et al. (2007) determined a LT around of 5–30 min in an analysis of supercells. Finally, Metzger (2010) calculated an average LT of 14 min in the analysis of 18 cases of severe weather. One of the main problems when calculating the LT is the absence of ground observations. In these cases, a hailstorm can go unnoticed or underestimated (Smith et al., 2012; Trapp et al., 2006). Then, the lack of hail observations at surface requires that other methods or products are considered in order to estimate the magnitude of the phenomenon and the affected area. In this regard, weather radar observations can be used to detect the presence of hail and to estimate the affected area (e.g. Brangi et al., 1986; Farnell et al., 2016; Witt et al., 1998). VIL (Vertically Integrated Liquid) is one of the radar products used for detecting hail within the cloud. A high value of VIL generally indicates a high content of water or ice in the thunderstorm (Boudevillain and Andrieu, 2003; Edwards and Thompson, 1998). Moreover, a sudden increase of the VIL means that the thunderstorm is gaining intensity and that the presence of hail becomes possible. Therefore, VIL is directly linked with the updraft speed and with the cloud depth (Kitzmilller et al., 1995). Furthermore, it

can be related to the height where lightning begins (Steiger et al., 2007).

The present paper further develops the research started by Farnell et al. (2017) (hereafter, F2017), which studied the performance of the LJ algorithm in 59 episodes of severe weather in Catalonia. F2017 showed that LJ tool had forecast 75% of the events and, while producing only 10% of false alarms. Hence, the aim of this paper is to determine if it is possible to make a prediction of the maximum hail size, just in the moment when the LJ algorithm triggers an alert. To this end, diverse characteristics related to the LJ in hail-bearing thunderstorms are analysed. The manuscript contains the following sections. Initially, the paper introduces the area of study. The next section describes the data and methodology used. After these sections, the presentation of the results includes seven subsections. The first subsection is a preliminary analysis of hail events in the affected region. The second subsection studies how the area and the TL evolve during the 13 min before the LJ warning. The third subsection analyses the predominance of the different types of flashes. The fourth subsection evaluates the behaviour of IC, +CG and –CG flashes. The fifth subsection describes the validation of the LJ tool by means of the LT and the distance between region where the alert was issued and the region where severe weather was observed. The last two subsections consist of the analysis of the vertical profile of radar reflectivity and of the convective mode of those thunderstorms most prone to produce the LJ alerts. The discussion of the results in the following section presents a comparison of the results with other works. This leads to the final section, the conclusions.

2. Area of study

This study is centred in the Lleida Plain (Fig. 1), a region bounded by the meridians 0.3° E and 1.5° E and the parallels 41.2° N and 42.2° N, located at the Midwest part of Catalonia (at the NE of the Iberian Peninsula). It is a region of approximately 5600 km², with terrain elevations ranging between 200 and 400 m. Three mountain ranges limit the region, at the North, the East, and the South (with altitudes between 800 and 1600 m). Moreover, the plain merges with the Ebro Valley depression to the West.

As mentioned above, agriculture is one of the most important economic activities of the region. For this reason, several studies have focused on hail events that have affected this area (e.g. Aran and Pena, 2009; Aran et al., 2011; Farnell et al., 2009; Pascual, 2002; Rigo and Pineda, 2016)).

3. Data and methodology

3.1. Data

The different types of data used in this work go from surface observations to remote sensing data.

3.2. Hailpads

The network of hailpads is composed of 170 elements (Fig. 1), distributed in an approximately regular mesh of $\sim 4 \times 4 \text{ km}^2$. The *Asociació de Defensa Vegetal* (ADV, Association for Plant Protection) deployed the network back in 1990, in order to have a better knowledge of the hailstorms that affect the Lleida plain. Currently, the ADV collects the plates after each event with the purpose of providing a first estimation of the hail effect. The Group of Physics of the Atmosphere of the University of Leon analyses each hailpad immediately after the hail campaign finishes. The process starts every year approximately at the end of October and lasts for some months, depending on the number of affected pads. When this process concludes, several hail variables such as maximum diameter, number of impacts, or their kinetic energy are available for each of the events that occurred in the region (Palencia et al., 2007).

Dalezios et al. (2002) casted doubt on the ability to detect the maximum diameter of a hail event by means of a hailpad network with a density such as the one used in the present analysis. Addressing this issue, Farnell et al. (2016) showed that the combination of hailpad observations with radar fields usually provides good hail size estimation maps, applying the Universal Cokriging technique.

The hail observations of the ADV network have allowed the analysis of the variability of the events throughout the studied period. Moreover, these registers and the thunderstorm paths have been combined for calculation of the maximum hail size measured at surface for each of the convective cells that triggered any LJ alert during the life cycle.

3.3. XDDE: Lightning Location System (LLS)

The Meteorological Service of Catalonia (SMC) operates a LLS (here cited as SMCLLS), that was installed in 2003. The SMCLLS combines the detection of cloud-to-ground (CG) and intra-cloud (IC) flashes, using sensors of Low Frequency (LF) and of Very High Frequency (VHF), respectively. The SMCLLS is composed of four detectors (Fig. 1), strategically located in order to obtain a good coverage over all the territory of Catalonia. Throughout the years of operation, the SMCLLS performance has been experimentally evaluated in successive campaigns by means of electromagnetic field measurements and video recordings of natural lightning (Montanyà et al., 2006, 2012; Pineda and Montanyà, 2009). Results from those campaigns have established, for the SMCLLS, a CG flash Detection Efficiency of around 80–85% and location accuracy below 1 km.

In the present study, the lightning data has been applied twofold. First, it has been used for the retroactive triggering of warnings, applying from the LJ algorithm to the 2006–2013 period, as described in F2017 (see upcoming Subsection 3.5). The second use of the SMCLLS data has been the analysis of the CG and IC flashes during the 13 min prior to each of the LJ warnings previously identified.

3.4. XRAD: Radar Network

The Radar Network (XRAD, from the *Xarxa de Radars de Catalunya*) of the SMC is composed of 4 C-band Doppler weather radars (Fig. 1), operating in single polarization. The SMC developed the XRAD to provide quantitative precipitation estimations (QPE) with high resolution, among other products of interest for meteorological and hydrological purposes (Rigo et al., 2010; Trapero et al., 2009). Composite imagery of the XRAD allows to mitigate the negative effects that can affect single radar volumes (e.g. signal attenuation, or signal blockage). The spatial distribution of the XRAD is such that it covers the 96% of the Catalan territory. Moreover, the overlapped scan of two or more radars covers the 58% of the Catalan area. One of the most challenging aspects related to radar information is the difficulty for identifying patterns associated with severe weather, given the complexity of the shapes in radar imagery (Doswell III, 2001; Heinselman et al., 2008; Przybylinski, 1995). Therefore, the combination of radar imagery with lightning is advantageous for improving the nowcasting of severe weather events.

The use of weather radar data in this work has two purposes. Firstly, the reflectivity fields have allowed the identification of the path of the thunderstorm that had produced the LJ warning in each event. This point is very important in events with several thunderstorms affecting the area of study, because it allows to discriminate which one was the warning triggerer. Secondly, different radar products have helped to determine the characteristics of the thunderstorm at the time at which the LJ algorithm issued the warning, helping to understand the internal mechanisms of the thunderstorm at that time.

3.5. Methodology

F2017 studied the application of the LJ algorithm as a forecast tool of severe weather in Catalonia. The LJ algorithm used departs from the Schultz et al. (2009) methodology; some modifications with respect to the original routine have been implemented, in order to adapt it to the conditions of the area of study. The main difference between the two algorithms is the technique for identification of the thunderstorms. While the old version detected the convective cells using radar data, the adaptation (F2017) identifies the structures using exclusively total lightning data. The new detection technique consists of the following points: (i) Each minute, a query to the lightning database provides the current time and a file with the flashes detected during the previous 13 min (this time period is the same as in the original method). (ii) If any IC or CG flashes are detected, the procedure progresses to the next steps (otherwise, the process stops). (iii) A rasterization (that is, a conversion of points to a raster -or geo-referenced matrix-) of the lightning flashes is applied with a spatial resolution of $1 \times 1 \text{ km}^2$. This step also differs from the original technique, which all the time considers flashes as points. The resulting raster represents the number of lightning flashes within each pixel. Afterwards, contiguous pixels with more than one flash are grouped into structures, applying a neighbouring technique (see for instance, Rigo et al., 2010). (iv) Once the algorithm detects a flash structure in the current time, the process is applied for the whole 13 min period (the period of analysis). If the structure has maintained a continuity of flash activity in time and space during the period, the tool evaluates the cell, with the purpose of determining if a sudden increase of the activity has been registered during the last minute. (v) The last point consists of issuing a warning (Lightning Jump warning, hereafter LJW) if during the current minute the number of flashes has exceeded two times the standard deviation for the complete period. The LJW position is defined as the location of the centroid of the cell at minute 14.

The present study analyses 149 cases from the 2006–2013 period. Each case corresponds to a convective structure for which the following two premises are fulfilled: hail has been recorded in at least one hailpad, at least one LJW has been registered during its life cycle.

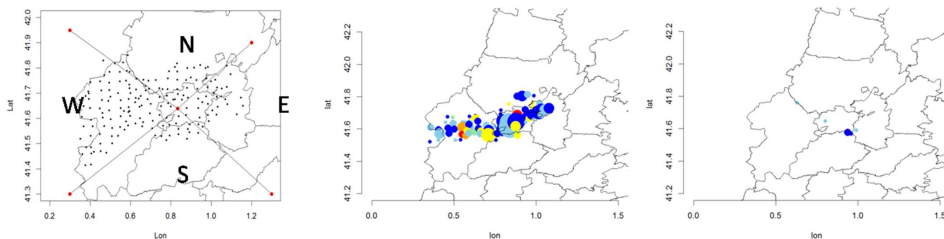


Fig. 2. Left) separation of the study area in four quadrants (northern, southern, western, eastern); centre) example of an extensive episode (more than 11 hailpads affected); right) example of a local hail episode (less than 11 hailpads affected). Longitude and latitude units are in degrees.

During the period analysed, 231 LJW have been issued, and 218 of them have been related to hail episodes. Radar data was not available for the 17 remaining LJ warnings. From those 214 LJ alerts, 149 have associated with hail episodes that affected the area of study, while the other 65 LJW correspond to hail episodes that did not affect the hailpads area (hence, hail diameter is not available). The episodes are classified in two categories according to the maximum hail size registered: 72 cases recorded hail below 2 cm (hereafter G1), while 77 cases registered hail equal or over 2 cm (G2).

In order to characterize the set of hailstorms, the extension and location of the hailswath has been studied (Fig. 2). To analyse the area affected by the thunderstorms, which can be local or extensive, the total number of hailpads affected in each episode has been considered. In this sense, the threshold between local and extensive cases has been calculated using the quantile 75 for the whole set of cases. It has been observed that this threshold was 11. In order to determine analysing the zone most affected by hailstorms, the hailpad region has been divided into four quadrants (N, S, E, W), identifying in which quadrant the percentage of hailpads affected is higher.

The method for evaluation of the LJ algorithm consists of the following steps:

Step 1. The maximum diameter of hail registered in the hailpads is associated with the cell that has produced the LJW, with the goal of classifying its severity. Then, four procedures are carried out (Fig. 3) for each thunderstorm.

1.1) The date and hour for each LJW is determined, running the algorithm over the lightning flashes database for the period of study.

1.2) The plot of the radar-estimated accumulated precipitation for the period that goes from 3 h before to 3 h after the time of the LJW record allows to discriminate the paths of the different thunderstorms observed during the period. 1.3) The structure of the precipitation associated with the location of the LJW is extracted. 1.4) The maximum hail diameter registered by hailpads is selected, considering the connection between surface observations and the precipitating system extracted in the previous stage 1.3.

Step 2. The lightning records during the 13-min period preceding the LJW time are considered. The evolution of these is analysed in order to know the behaviour during the study period.

Step 3. The data normalization technique used in Rigo et al. (2010) is applied with the purpose of easily comparing the behaviour of the electrical activity between the different episodes and groups. Briefly, the technique consists of normalizing all the variables individually with respect to the maximum value during the whole period. The following percentiles are calculated for all episodes and for all normalized variables: 1 (hereafter P1), 25 (P25), 50 (P50), 75 (P75), and 99 (P99).

Step 4. The 13 min before the time of the LJW is analysed. The last 2 min is discarded because it is when the increase of lightning occurs by definition. This study has the aim of identifying possible common

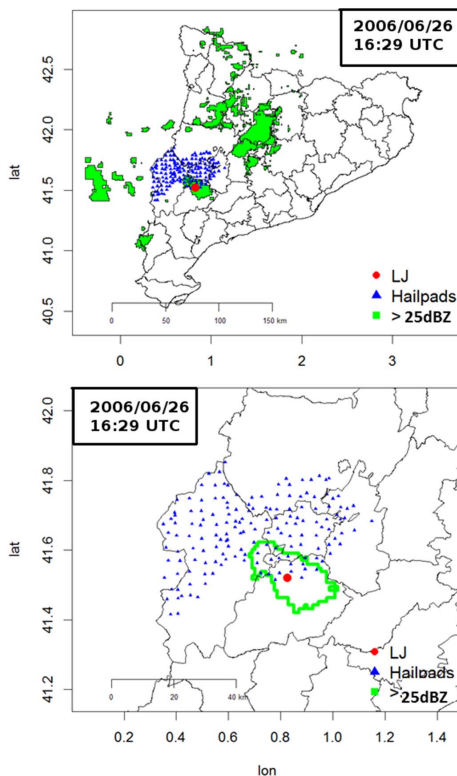


Fig. 3. Relationship between structures of precipitation and hailpads. The green colour corresponds to areas with reflectivity > 25 dBZ, the blue points are the hailpads and the red point is a LJW. Longitude and latitude units are in degrees.

patterns in the behaviour of thunderstorms just before the alert. The analysis is carried on considering TL, Area (number of pixels with TL observations), IC, +CG and -CG flash for each episode and group. Each variable may be characterized by three possible trends: positive, negative and neutral. To define the trend, their evolution during the 10 min period is minute-by-minute studied. Values < 2

are characterised as a negative trend, > 2 as a positive trend, and the rest as a neutral trend.

Step 5. The distance between the LJ alert position and the location of severe weather is calculated for each case, taking into account the maximum hail-sizes obtained by hailpads. However, the lead time calculation is more complicated. Since the hailpads do not record the time of the observations, the time of the maximum hail register is estimated from the time when the maximum value of VIL over the hailpad is recorded. The results are plotted using box plots, based on quartiles. The sample is divided in 5 parts: minimum, Q1 (P25), Q2 (median), Q3 (P75) and the maximum. The interquartile range is the sample fraction that lies between Q1 and Q3. These statistics give valuable information about the differences in time and position between warnings and observations.

Step 6. A volumetric analysis of radar data is carried on the vertical profile over the point where the LJW occurred, in order to determine the vertical development of the radar structures (only the pixels located within a 10 km radius around the LJ alert zone were considered). The CAPPI radar product used in the analysis is a composition of the individual volumes of all the radars of the XRAD. It covers the whole territory of Catalonia and its part of its neighbouring areas. It has a horizontal resolution of $2 \times 2 \text{ km}^2$, a vertical one of 1 km, with levels from 1 to 10 km, and a time resolution of 6 min. The resulting product is an indicator of the vertical profile of reflectivity of thunderstorms during the LJW.

Step 7. The radar structures associated with the LJW are categorised. The set of thunderstorms is divided into seven modes, according to the reflectivity field at the surface: 1) Isolated cell (ISO), defined as a small region of high reflectivity values, and surrounded by areas without reflectivity. 2) Like-Supercell (SPC), which is similar to the previous one, but larger, with shapes that may be associated with rotation, such as a hook echo. 3) Multicell (MUL), a cluster of reflectivity cells with an unclear organization. 4) Squall Line (SQL), defined as a multicell, but linearly organized. 5) Mesoscalar Convective System (MCS), similar to squall lines, but with an axis exceeding 100 km. 6) Bow Echo (BOW), defined as a squall line structure, arched in the central part of the axis. 7) NA, for those cases that are far from the radar and the structure is not clearly identifiable. This classification is based on Rigo and Llasat (2004), Fraile et al. (2001) and Smith et al. (2012). Fig. 4 shows examples of each structure. The classification is made in a visual way for each case. This step determines which convective modes are more associated with LJW.

4. Results

The upcoming analysis focuses on the relationship between hail at the surface and the LJW, on the evolution of the different variables associated with the lightning activity, and, finally, on the patterns of radar reflectivity of the thunderstorms. The purpose of the analysis is to find those characteristic behaviours that could be key factors when forecasting the hail size, in the moment when the tool activates the LJW.

4.1. Preliminary analysis of hail events (2006–2013)

In order to understand the surface features of hailstorms associated with LJW, the preliminary analysis has considered selected features of the hail observations at the surface. The first analysis focuses on the total number of pads hit during each event. In this sense, the hailstorms have affected the area only locally (that is, less than 11 hailpads) for 74% of the cases. This result cannot be associated with the size of the thunderstorms because some of them affect only partially the area of analysis.

Fig. 2 (left panel) shows the characterization considering quadrants (western, eastern, northern, and southern). The western quadrant

presented the highest number of hailstorms (54% of the cases) that produced at least one warning of LJ and hit at least one pad. In a 19% and 16% of cases, the thunderstorms hit at least one hailpad of northern and eastern regions, respectively. Finally, in fewer cases, 11%, the thunderstorms affected the southern area. This distribution indicates two facts: most hailstorms affecting the ADV region came from the Ebro Valley; and hail-producing thunderstorms can reach the area from any cardinal point.

To conclude this section, the total number of LJW, the LJ alerts related to hailstorms, and the number of hail episodes per year in the ADV region have been compared (see Fig. 5). Two types of patterns can be observed: some years present LJW only associated with hail in the ADV (2007, 2008, 2009, 2011 and 2012), while the rest show a high number of LJW not associated with hail in the ADV region. This indicates that for particular years the events have been predominantly focused on the region of study, while for the rest of the years events have been more general. Moreover, for most of the years, the number of LJW associated with hail has been higher than the number of hail episodes. Therefore, more than one LJW per episode is usual in Catalonia.

4.2. Evolution of lightning and area variables

The patterns of TL and area have been analysed with the goal of studying the behaviour during the 13 min before the LJW. With respect to the evolution of TL, the two groups have a similar behaviour (Fig. 6) in terms of the interquartile area, with the area remaining constant during the first 10 min, followed by a slight decrease in the minute 11. From this moment, a high increase takes place, between minute 12 and 13 (near 20% in all groups). Indeed, the final increment is associated with the LJW.

Regarding the area evolution (Fig. 7), the behaviour is similar to the TL's one. The area practically remains constant until minute 11 when a small decrease occurs. Later, in minute 12, the area suffers a sudden increase. The evolution of the area between groups is similar. However, the values for G2 are lower than for G1 during the first 10 min of the period.

Although the analysis is focused on the normalized values, it is important to take into account that high values of TL per minute are necessary so that a cell accomplishes the requirements of continuity in time and space for the lightning activity. In this regard, these rates reach 230 TL/min in the case of G2 and 150 TL/min for G1.

4.3. Predominance of a type of flashes

The analysis of the predominance of the different lightning types allows to find some key features during the 13 min period that precedes the LJW. The analysis has been made including some indicators of severe weather found in the literature and presented in the introduction, like the IC/CG and $+CG/-CG$ ratios (the last one, associated to positive anomalies of CGs).

Fig. 8 presents the first cited ratio for the two categories, which has been analysed here as IC/TL. This change is required because in some cases CG flashes are null and the ratio loses its sense. In both cases, IC flashes dominate throughout the 13 min, with a predominance of normalized values of 0.9–1.0 for the ratio in both groups. However, G1 shows a higher variability of the ratio. In particular, the P50 fluctuates between 0.96 and 0.98 in mid-period, descending in the last minutes. Therefore, CG flashes increase at some moments during the 13 min, mainly in the last 2 min before the LJW is triggered. On the contrary, G2 shows a more constant trend (P50 fluctuating between 0.96 and 0.97), with a smooth increase of IC flash number during the first six minutes after which it remains constant.

Regarding the $+CG/-CG$ ratio, the absence of positive strokes in some periods has led to calculating this relationship in another way, that is using instead the ratio $-CG$ over the total CG strokes. Results for

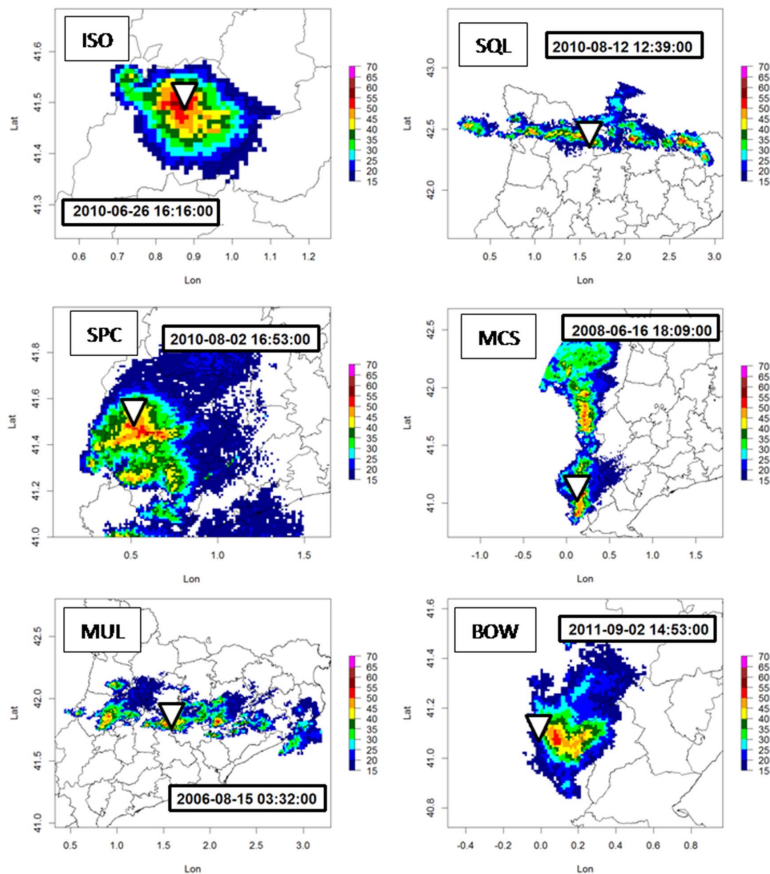


Fig. 4. Classification of radar structures in the study. The white triangles are the LJW and the coloured contour areas depict the reflectivity fields associated with the thunderstorms that produced the LJW. Longitude and latitude units are in degrees.

this ratio (Fig. 9) present moderate differences between the two groups. G1 (< 2 cm) group shows more remarkable fluctuations during the period than G2. The $-CG$ flashes dominate throughout all the period. The P50 shows an increasing trend from minutes 7 to 13. This means that during these 6 min, $+CG$ flash rate increases with respect to $-CG$. G2 also shows a significant dominance of $-CG$ throughout all the period with a more important presence of $+CG$ than in the G1 case. The evolution of the ratio for this latter group is similar to the evolution for G2, with sudden rises of $+CG$ in specific moments, leading to positive anomalies ($+CG > -CG$).

4.4. Evolution of each type of lightning

Following with the analysis of the influence of each type of flashes (IC, $-CG$ and $+CG$), TL and Area, the evolution of each of these variables during the 13 min before the LJW has been examined. The purpose of this study is to determine whether an increase in the activity

of the different variables occurs for all types of flashes. This work has been carried on according to the division explained in step 4 of Section 3.5 (see Fig. 10).

The first issue is that TL and IC flashes do not register big differences between the three flash types, which can be explained considering that the contribution of IC to TL is higher than 95%. However, the negative trend slightly dominates in both groups. Otherwise, Area, $-CG$ and $+CG$ flashes show a neutral trend.

The predominance of IC during the 13 min period for all type of hail events (see the previous section), is understandable considering its higher importance when the LJW is triggered. Hence, the most common situation is an increase of flashes just before the alert. Before this increase, nevertheless, the trend of the flash number is variable. Therefore, the evolution of flashes before the minute 12 is not indicative of a future triggering of a LJW. Moreover, no remarkable differences between the two thunderstorm groups have been found, following a similar trend in both cases.

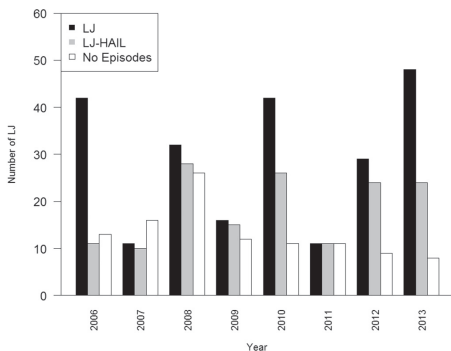


Fig. 5. Time evolution of total LJW (black bars), LJW related to hail episodes (grey bars) and number of hailstorms per year (white bars).

4.5. Lead time and distance between LJ and observations

The lead time has shown promising results for the analysed events. The median value for the set of the cases is 55 min, meaning that the triggering of the LJW occurs, in average, near one hour before the observation of hail at surface (see Fig. 11, left panel). Moreover, most of the cases have presented a LT between 20 and 100 min.

Considering the LT by groups (see Fig. 11, right panel), the differences between G1 and G2 are few. The median is close to 55 min in both, while the interquartile range is of 17 to 101 min for G1, and of 19 to 98 min for G2.

Regarding the distance between the LJW position (that is, the centroid of the flashes' cell at the time when the algorithm triggers the alert) and the maximum number of observations recorded by the hailpads, the median is approximately 60 km. For the bulk of cases, this distance lies between 35 and 100 km (Fig. 12, left panel). This means that thunderstorms had a long trajectory from the triggering of the LJW to the observation of hail at the surface.

Fig. 12 (right panel) shows more significant differences between groups than for the case of the LT. In the case of G1, the distance between LJW and the maximum at the surface shows a larger distance between the warning position and the observation of hail. For this group, the median is located at 75 km and the interquartile range is of 46 to 112 km. On the contrary, G2 shows a more grouped structure. The median is located at 51 km, whereas the interquartile range is of 27 to 76 km. Considering these results and taking into account both the LJWJ parameter and the LT, the G1 thunderstorms moved with higher speed. The speed of the cells could have also been estimated by means of

weather radar imagery, but this calculation is more complicated because in some cases the structures present a high degree of complexity.

4.6. Evolution of the vertical profile of reflectivity

In this sense, the reflectivity profiles (for the P25, median, P75 and P99 areas) are rather different between categories, as Fig. 13 shows. It is important to recall that only 1-10 km layer has been studied, because of the configuration of the volumetric radar product used in the analysis. This radar task was configured in this way because of two reasons: the necessity of a quick and easy to work product, and also because 10 km is the average top height of most thunderstorms (considering a 12 dBZ reflectivity threshold) analysed in the region, although higher values are possible. Moreover, the properties of the levels over this threshold do not provide relevant information to the forecasters.

G1. The evolution of the reflectivity at high levels in the thunderstorms of G1 (< 2 cm) shows a funnel shape pattern. Starting from a minimum of reflectivity at lower levels, this variable presents an increase until the 5 km level. At higher altitudes, the reflectivity decreases (see Fig. 13, left panel).

G2. Reflectivity shows in most of cases an increase from 1 km to 4 km, followed by a moderate rise until around 7 km. At the top of the profile, the curve remains practically constant for the first part of the sample (P25 and P50) whereas the reflectivity decreases for the other part (P75 and P99). This profile presents a bow-like shape (see Fig. 13, center panel).

4.7. Radar structures

The radar mode of the structures related to LJW have been studied in order to determine if a predominance of any of the types presented in the methodology is observed. It is important to recall that the analysis has been done considering only the radar image that is closest in time to the LJ warning. According to the classification explained in Section 3.5, the SQL structure is the most frequent in the episodes studied with 35.6%, followed by the SPC structure type, with 31.8%. Both types of structure usually present long life-cycles and strong updrafts. The rest of the LJ are distributed as follows: 13.6% of the sample contains a MCS structure and 12.9% belong to MUL structure. The less frequent structures are BOW and ISO constituting only a 4.5% and 1.5% of the sample (not shown).

Regarding the classification of structures by groups, there is a similar distribution between the two groups considered. The small number of episodes with MUL structure found in G1 is remarkable, however (see Fig. 14).

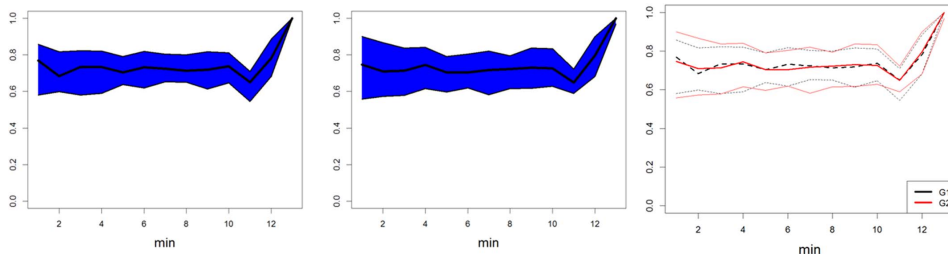


Fig. 6. Evolution of the normalized Total Lightning (TL) variable throughout the 13 min previous to the LJ: left) G1 -small hail size; centre) G2 -large hail size; right) Comparison between G1 and G2. Legend of left and centre panels: the bold line indicates the median and shadowed area represents the interval between P25 and P75.

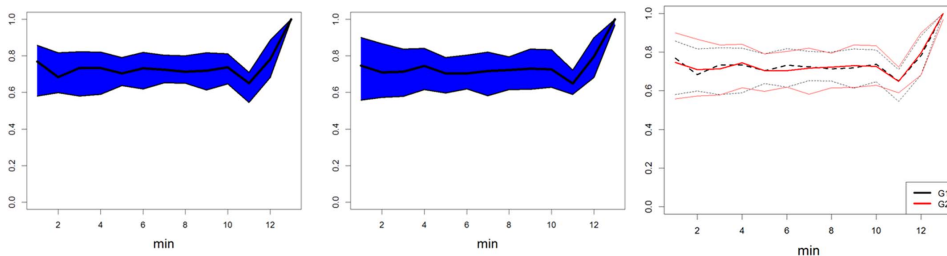


Fig. 7. As in Fig. 6 but for the Area variable.

5. Discussion

The preliminary analysis has shown that most hailstorms in Catalonia take place between April and September, a period similar to that in other countries (Saltikoff et al., 2010; Wapler, 2017). According to Aran et al. (2011), the most common synoptic patterns related to hailstorms in Lleida are “Short wave through”(SWT) and “Ireland Low”(IL). Both patterns are associated with low depressions located at the west of the studied area. This fact would explain why the most affected zone by hailstorms is the western part, as shown in Section 4. This is caused by thunderstorms that are developed in the Ebro Valley and move to the area pushed by easterly or north-easterly flows.

Moving to the TL characteristics prior to the LJW, large rates of this variable, around or more than 50 flashes per minute are required. The thunderstorms with a large TL are explained by the strong vertical updrafts. These updrafts allow a strong development of the cloud, with an increased growth and collision rate between particles (Deierling and Petersen, 2008). In this sense, the formation of a stratiform region where the distant flashes are generated is also possible (Pédeboy et al., 2016). The thunderstorms showing a high TL are also related to a larger area, in most of cases. While in isolated thunderstorms or in multicellular systems the area is limited, in supercell thunderstorms or quasi linear convective systems, the extent can reach larger values. These hypotheses agree strongly with our results, because in most of the LJW cases, the thunderstorm presented a supercellular or squall line mode. Considering the evolution of the normalized values of the TL and the area, similar behaviours have been observed for both groups. Therefore, it is complicated to forecast hail size considering the evolution of these variables.

Moreover, IC flashes dominate over CG flashes in all groups, presenting values above 0.9. That is, more than 90% of the flashes in thunderstorms are ICs. The predominance of ICs support the findings of Schultz et al. (2011), who showed that it is difficult to predict severe weather using only CG data. In this sense, the same authors analyzed

the lightning algorithm taking only into account CG and missed a significant portion (46%) of severe weather events in supercellular thunderstorms. Besides, from a simple analysis using the F2017 algorithm, but without ICs flashes, the results indicate that the warnings were reduced to the 1%, failing in most of the main severe weather cases. Other authors observed the predominance of IC flashes according to the phase of the thunderstorm. For instance, Montanyà et al. (2009) observed a large IC rate prior to severe convective weather, followed by a decrease of the lightning activity during the hail shaft. These observations agree with our results, because this analysis is focused on the phase of the thunderstorm prior to the severe weather occurrence. Similar results can be found in Montanyà et al. (2007) or MacGorman et al. (1989).

In the analysis of CG flashes, a dominance of -CG in all groups has been observed. Nevertheless, in G1 and G2 increases of +CG have been detected in some periods prior to the LJ occurrence. Montanyà et al. (2009) observed a high IC flash rate while +CG were dominant in some phases of storms life cycle. Several studies (e.g. Carey and Rutledge, 1998; Soula et al., 2004; Wiens et al., 2005) suggest that the thunderstorms associated to severe weather can have a predominance of +CG during the mature phase of thunderstorm. However, severe weather can also take place without a predominance of +CG (e.g. Carey and Rutledge, 2003; Williams, 2001). Despite in some cases of study positive anomalies have been observed, as shown in the results, a wide range of different behaviours have been recorded. Hence, this is not a regular pattern to be used as hail-size forecaster.

Until now, several authors have studied the evolution of the flashes for the period during which hail is recorded. In the case of +CG flashes, the majority of strokes are taking place when the hail is falling on the ground. Wapler (2017) found that the stroke rate increases before the observations of hail and decreases afterwards.

The LT is an important characteristic of the LJ because it measures the time available to warn population about severe weather. This parameter has been calculated in some studies (Goodman et al., 2005;

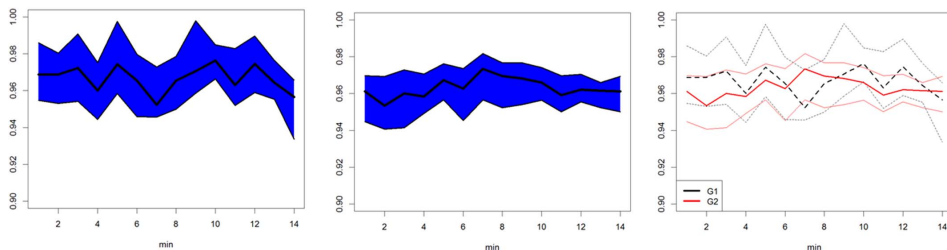


Fig. 8. As in Fig. 6 but for the normalized relation between IC flashes and TL.

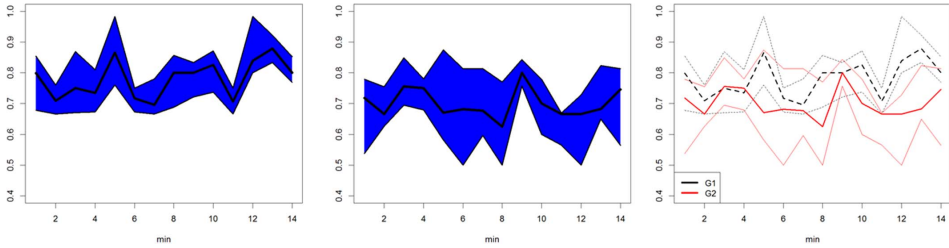


Fig. 9. As in Fig. 6 but for the relation between -CG flashes and Total CG flashes.

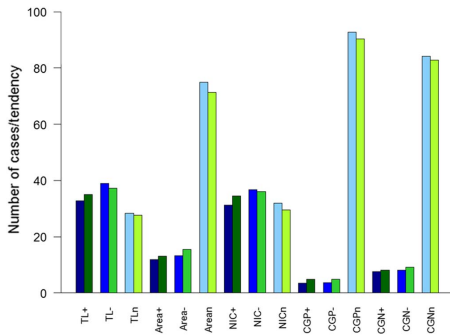


Fig. 10. Trend of different variables during the previous minutes to LJ. Blue and green colours refer to G1 and G2 thunderstorms, respectively.

Steiger et al., 2007; Williams et al., 1999), which have obtained a LT of around 5 and 30 min. The LT calculated in the present study has been higher than their results, because the time interval is wider and ranges between 17 and 100 min (for the most number of cases). The LT by groups does not show important differences, both groups with median values of around 55 min. The LT does not show an important difference between the two groups, both with a median (Q2, P50) of around 55 min.

In regard to the distance between the LJW position and the observations recorded by hailpads, this parameter shows a median of around 60 km and the interquartile range is of 35 to 100 km. Moreover, some differences between groups have been detected. For instance, the LJWs of G1 are associated to a higher distance between the warning and the observation with a median of 75 km. On the contrary, G2 presents lower distances than G1 with a median of 51 km and the interquartile range of 26 to 76 km. These results are very valuable in terms of short-

term forecast and surveillance, because they provide a measure of how far the severe weather is shifted with respect to the coordinates where the alert is triggered.

In addition to linking the LT with radar parameters, it must be pointed out that at the time of LJW occurrence, thunderstorms with hail size > 2 cm (G2) have a lower vertical development than those which produced hail of a size under 2 cm (G1). Therefore, it is probable that these characteristics had changed at the time of the hailshaft, because most of the G2 thunderstorms are still in a less developed stage when the LJW is recorded. This results coincide and would explain why the extension of the area for G1 is higher than for G2. In any case, although the structures can change their mode throughout the life cycle, the real fact is that the change can always be related with the degree of organization. In this sense, it seems complicated that poorly organized structures (isolated or multi-cell) could easily reach a high degree of organization. Thus, squall-lines and super-cell structures are strongly related with a higher number of LJW and also a larger hail size.

Regarding the vertical profiles of reflectivity, Zipser and Lutz (1994) studied vertical profiles related to severe weather of different regions of the world. The profiles obtained in mid-latitude continental and tropical continental regions are similar to the G2 profiles in the current study. According to Williams (2001), the vertical profiles of reflectivity with higher values at mid and high levels correspond to strong updrafts, associated with high vertical speeds Browning et al. (1976). This implies that hail size can be larger (Van Den Heever and Cotton, 2004) than in other cells with moderate updrafts. In any case, as pointed out by Nelson (1983), the updraft strength is not an exclusive factor, and the buoyant factor must also be taken into account, which helps the growth of the hailstones inside the thunderstorm. In fact, these previous observations can be linked with the profile observed for G2, which contains higher values of reflectivity at mid and high levels

As pointed out before, those structures associated with a high degree of convection (SQL and SPC) are more prone of producing a LJW than other structures (ISO and MUL). This point is connected with the second paragraph of the present section, which makes reference to the TL rates. It is important to have in mind that the cases of MCS and BOW should be considered apart, because it is possible that SQL changes to

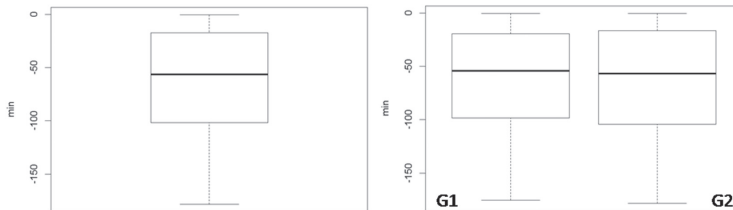


Fig. 11. Lead time between the LJW and the observation at the surface: a) for all cases and b) by groups.

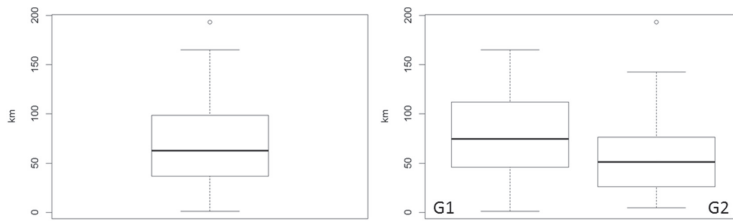


Fig. 12. a) Distance between the LJ and the observation for each LJ. b) Distance between the LJ and the observation according to the groups.

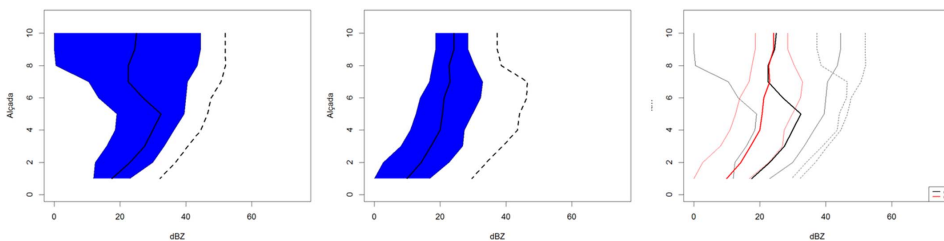


Fig. 13. Same as Fig. 6 but for reflectivity vertical profiles. The black dashed lines in left and central figures represent P99.

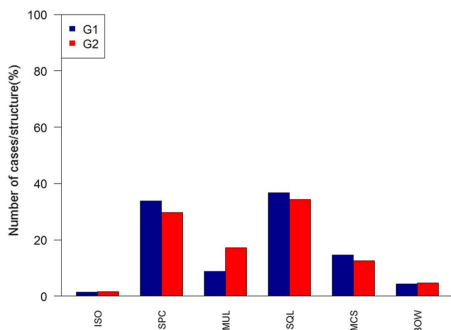


Fig. 14. Classification of radar structures related to LJ.

those structures during the life cycle. In any case, the analysis only considers the time at which the LJ warning was triggered and a lack of cases of those modes of convection has been observed. Finally, addressing the relationship between LJW and the degree of organization, it was observed that alerts are not only observed in more cases for those well-organised structures, but also that when a structure of the type SPC or SQL is observed, the probability of triggering more than one warning in a short period is high. In other words, it is quite frequent that a SPC or SQL structure for which a warning is issued, triggers more warnings during its whole life cycle. On the contrary, ISO and MUL cases only present one warning throughout the complete life span of the structure. This aspect is related with the fact that updrafts in well-organized structures tend to be stronger than in other structures, helping to increase the charge layers' gap.

An analysis carried on in this paper has studied the differences between two groups. This study initially included an additional group: little hail (< 2 cm), medium hail (2–4 cm) and big hail (> 4 cm). The

last group presented remarkable differences compared to the other two groups but the sample was too small to be representative. For this reason, it was finally considered reasonable to reduce the analysis to 2 groups, considering 2 cm as the threshold (which is commonly considered for severe hail). Anyway, several differences with the extreme values of G2 can be observed in the results.

6. Conclusions

This study initially presents a brief climatology of hailstorms in the Lleida Plain region during the studied period (2006–2013). However, the main point of the manuscript has been the analysis of several lightning and radar parameters related to LJW. The thunderstorms have been divided in two groups, according to hail size, in order to observe flow behaviours for each group. Also, the type of lightning has been considered in part of the analysis.

The western part of the area was the most affected by the hailstorms that produced at least one LJ warning. 75% of thunderstorms affected a small number of hailpads. For this reason, it is difficult to associate the number of affected hailpads with the size of thunderstorms. Throughout most of the year, the number of LWJs is higher than the number of hail episodes. Hence, in each hail episode one or more LWJs may be recorded. However, no clear relationship between the maximum hail diameter of hail and the number of LJW could be observed. In an inter-annual evolution analysis for the studied period, the number of hail-storm episodes/year and the maximum size of hail/year did not coincide, showing the high variability of this type of phenomenon.

Answering the question of what type of flashes dominates during the 13 min previous to LJ alerts, IC flashes dominate without variations to the over CG. Regarding the CG portion, there is a dominance of –CG over +CG. Nevertheless, sudden increases of +CG in some parts of the studied period have been observed in both groups.

Considering the evolution of TL and area during these 13 min, the evolutions were similar in the two groups with small variations during the first 10 min and a slight decrease in minute 11, followed by a strong increase between minutes 12 and 13. The only difference between both groups is found in area, G1 showing higher values than G2. Therefore,

the total lightning number and the extension of the area can be used to estimate the magnitude of the thunderstorms.

Analysing the trend during the 13 min (without considering the last 2 min) according to the type of flashes, TL and Area for each group, a slight dominance is found of the negative trend in TL and IC flashes, and a neutral trend in Area, $-CG$ and $+CG$.

Taking into account the LT and the distance between LJW and observations at surface, in most of the cases the LJW triggers within one and half hour and 20 min before the hail impacts are recorded, according to the whole set of cases. In the analysis by groups, LT does not show a remarkable difference between the two groups. The pattern observed is a median located at 55 min and a interquartile of 20 to 100 min.

With regard to the distance between the LJW and the observations recorded by hailpads, it presents a median around 60 km and an interquartile of 35 (Q1) to 100 km (Q3). Some differences between groups have been found. The LJ alerts associated with G1 correspond to a larger distance between the warning and the observation. On the contrary, G2 presents a structure very similar to that of the LT, with less dispersion in the set of values. In this case, the maximum value is lower than for G1.

In relation to the analysis of the behaviour of several radar variables at the time of the LJW, important differences between the thunderstorms of G1 and G2 groups have been found. The main ones correspond to the reflectivity profile. The percentiles of each group show different evolutions in the different levels analysed. G1's profile presents a funnel shape and the G2's profile presents a bow shape. This can also be used as a forecaster of the hail size.

Finally, those structures associated with a high degree of convection (SQL and SPC) are more prone to produce a LJ than other structures (ISO). Regarding the relationship between LJW and the degree of organization, it is observed that LJ not only take place in more cases for those well-organised structures, but also that when a structure of the type SPC or SQL is observed, the probability of issuing more than one warning in a short period is high.

Even though the LJ algorithm provides very valuable information for hail nowcasting, with very good values of lead time and distance, clear difficulties for providing a short-time forecast of the hail size have been found. Probably, the cause is that the warnings in thunderstorms with small hail are triggered in a later stage of the life cycle. Hence, the features of most of the variables are similar to those of the thunderstorms producing larger hail. For this reason, the authors recommend the combined use of radar and lightning data in order to determine the phase of the thunderstorm at the time of the LJW.

Acknowledgements

The authors wish to thank Patricia Altube for her very valuable comments, the Associació de Defensa Vegetal (ADV-Pla de Lleida), the Grupo de Física de la Atmosfera, from the University of Leon, and the Research Area of the Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) for the data.

References

- Aran, M., Pena, J., 2009. Atmospheric circulation patterns associated with hail events in lleida (catalonia), preprints. In: 5th European Conference on Severe Storms. ECSS.
- Aran, M., Pena, J.C., Torà, M., 2011. Atmospheric circulation patterns associated with hail events in Lleida (Catalonia). *Atmos. Res.* 100 (4), 428–438.
- Boudevillain, B., Andrieu, H., 2003. Assessment of vertically integrated liquid (VIL) water content radar measurement. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 20 (6), 807–819.
- Bringi, V., Vivekanandan, J., Tuttle, J., 1986. Multiparameter radar measurements in Colorado convective storms. Part II: Hail detection studies. *J. Atmos. Sci.* 43 (22), 2564–2577.
- Browning, K., Foote, G., 1976. Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 102 (433), 499–533.
- Browning, K., Frankhauser, J., Chalou, J.-P., Eccles, P., Strauch, R., Merrem, F., Musil, D., May, E., Sand, W., 1976. Structure of an evolving hailstorm part v: synthesis and implications for hail growth and hail suppression. *Mon. Wea. Rev.* 104 (5), 603–610.
- Carey, L.D., Rutledge, S.A., 1998. Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 103 (D12), 13979–14000.
- Carey, L.D., Rutledge, S.A., 2003. Characteristics of cloud-to-ground lightning in severe and nonsevere storms over the central United States from 1989–1998. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 108 (D15).
- Castro, A., Sánchez, J., Fraile, R., 1992. Statistical comparison of the properties of thunderstorms in different areas around the Ebro-valley (Spain). *Atmos. Res.* 28 (3), 237–257.
- Dalezios, N.R., Loukas, A., Bampzelis, D., 2002. Universal kriging of hail impact energy in Greece. *Phys. Chem. Earth A/B/C* 27 (23), 1039–1043.
- Deierling, W., Petersen, W.A., 2008. Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 113 (D16).
- Dessens, J., 1986. Hail in southwestern France. I. hailfall characteristics and hailstorm environment. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 25 (1), 35–47.
- Doswell III, C.A., 2001. Severe convective storms-an overview. In: *Severe Convective Storms*. Springer, pp. 1–26.
- Edwards, R., Thompson, R.L., 1998. Nationwide comparisons of hail size with WSR-88d vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Weather Forecast.* 13 (2), 277–285.
- Farnell, C., Busto, M., Aran, M., Andres, A., Pineda, N., Torà, M., 2009. Study of the september 17th 2007 severe hailstorm in pla d'urgell. Part I: fieldwork and analysis of the hailpads. *Tethys: J. Mediterranean Meteorol. Climatol.* 6, 69–81.
- Farnell, C., Rigo, T., Martín-Vide, J., 2016. Application of cokriging techniques for the estimation of hail size. *Theor. Appl. Climatol.* 1–19.
- Farnell, C., Rigo, T., Pineda, N., 2017. Lightning jump as a nowcast predictor: application to severe weather events in catalonia. *Atmos. Res.* 183, 130–141.
- Fraile, R., Castro, A., Sánchez, J.L., Marcos, J.L., López, L., 2001. Noteworthy c-band radar parameters of storms on hail days in northwestern Spain. *Atmos. Res.* 59, 41–61.
- Gatlin, P.N., Goodman, S.J., 2010. A total lightning trending algorithm to identify severe thunderstorms. *J. Atmos. Oceanic Technol.* 27 (1), 3–22.
- Gaiotti, D., Nordio, S., Stel, F., 2003. The climatology of hail in the plain of Friuli venezia giulia. *Atmos. Res.* 67, 247–259.
- Goodman, S.J., Blakeslee, R., Christian, H., Koshak, W., Bailey, J., Hall, J., McCaul, E., Buechler, D., Darden, C., Burks, J., et al., 2005. The north Alabama lightning mapping array: recent severe storm observations and future prospects. *Atmos. Res.* 76 (1), 423–437.
- Goodman, S.J., Buechler, D.E., Wright, P.D., Rust, W.D., 1988. Lightning and precipitation history of a microburst-producing storm. *Geophys. Res. Lett.* 15 (11), 1185–1188.
- Heinselman, P.L., Priegnitz, D.L., Manross, K.L., Smith, T.M., Adams, R.W., 2008. Rapid sampling of severe storms by the national weather radar testbed phased array radar. *Weather Forecast.* 23 (5), 808–824.
- Kitzmiller, D.H., McGovern, W.E., Saffie, R.F., 1995. The WSR-88d severe weather potential algorithm. *Weather Forecast.* 10 (1), 141–159.
- Krauss, T.W., Marwitz, J.D., 1984. Precipitation processes within an Alberta supercell hailstorm. *J. Atmos. Sci.* 41 (6), 1025–1035.
- Krauss, T.W., Renick, J., 1997. The new Alberta hail suppression project. *J. Wea. Mod.* 29 (1), 100–105.
- Lang, T.J., Rutledge, S.A., Dye, J.E., Venticinque, M., Laroche, P., Defer, E., 2000. Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during STERAO-a. *Mon. Wea. Rev.* 128 (1), 160–173.
- MacGorman, D.R., Burgess, D.W., Mazur, V., Rust, W.D., Taylor, W.L., Johnson, B.C., 1989. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981. *J. Atmos. Sci.* 46 (2), 221–251.
- Makitov, V., 1999. Organization and main results of the hail suppression program in the northern area of the province of Mendoza, Argentina. *J. Wea. Mod.* 31 (1), 76–86.
- Makitov, V.S., Inyukhin, V.S., Kalov, H.M., Kalov, R.H., 2016. Radar research of hailstorm formation and development over the central part of northern Caucasus (Russia). Organization and main results of the regional hail suppression projects. *Nat. Hazards Rev.* 1–20.
- Metzger, E.L., 2010. The relationship between total cloud lightning behavior and radar derived thunderstorm structure. In: *Tech. Rep. DTIC Document*.
- Montanyà, J., Pineda, N., March, V., Illa, A., Romero, D., Solà, G., 2006. Experimental evaluation of the Catalan lightning detection network. In: 19th International Lightning Detection Conference, Tucson.
- Montanyà, J., Soula, S., Pineda, N., 2007. A study of the total lightning activity in two hailstorms. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 112 (D13).
- Montanyà, J., Soula, S., Pineda, N., van der Velde, O., Clapers, P., Solà, G., Bech, J., Romero, D., 2009. Study of the total lightning activity in a hailstorm. *Atmos. Res.* 91 (2), 430–437.
- Montanyà, J., Van der Velde, O., March, V., Romero, D., Solà, G., Pineda, N., 2012. High-speed video of lightning and x-ray pulses during the 2009–2010 observation campaigns in northeastern Spain. *Atmos. Res.* 117, 91–98.
- Nelson, S.P., 1983. The influence of storm flow structure on hail growth. *J. Atmos. Sci.* 40 (8), 1965–1983.
- Palencia, C., Berthet, C., Massot, M., Castro, A., Dessens, J., Fraile, R., 2007. On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.* 83 (2), 493–504.
- Pascual, R., 2002. Estudio de las granizadas en el llano de Lleida. *Nota técnica*(3).
- Pédeboy, S., Barnéoud, P., Berthet, C., 2016. First results on severe storms prediction based on the French national lightning locating system. In: 24th International Lightning Detection Conference and 6th International Lightning Meteorology Conference. Vaisala, Vaisala April.
- Pineda, N., Montanyà, J., 2009. Lightning detection in Spain: the particular case of catalonia. In: *Lightning: Principles, Instruments and Applications*. Springer, pp. 161–185.

- Pineda, N., Rigo, T., Montanà, J., Van der Velde, O., 2016. Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning. *Atmos. Res.* 178, 31–44.
- Przybylinski, R.W., 1995. The bow echo: Observations, numerical simulations, and severe weather detection methods. *Weather Forecast.* 10 (2), 203–218.
- Punge, H., Kunz, M., 2016. Hail observations and hailstorm characteristics in Europe: a review. *Atmos. Res.* 176, 159–184.
- Rigo, T., Llasat, M., 2004. A methodology for the classification of convective structures using meteorological radar: Application to heavy rainfall events on the Mediterranean coast of the Iberian peninsula. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 4 (1), 59–68.
- Rigo, T., Llasat, M.C., 2016. Forecasting hailfall using parameters for convective cells identified by radar. *Atmos. Res.* 169, 366–376.
- Rigo, T., Pineda, N., 2016. Inferring the severity of a multicell thunderstorm evolving to supercell, by means of radar and total lightning. *Electronic J. Severe Storms Meteor.* 11 (2).
- 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. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 10 (9), 1881–1893.
- Saltikoff, E., Tuovinen, J.-P., Kotro, J., Kuitunen, T., Hohti, H., 2010. A climatological comparison of radar and ground observations of hail in Finland. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 49 (1), 101–114.
- Sánchez, J., Fraile, R., De La Madrid, J., De La Fuente, M., Rodríguez, P., Castro, A., 1996. Crop damage: the hail size factor. *J. Appl. Meteor.* 35 (9), 1535–1541.
- Schultz, C.J., Carey, L.D., Schultz, E.V., Blakeslee, R.J., Goodman, S.J., 2014. Physical and dynamical linkages between lightning jumps and storm conceptual models. In: XV International Conference on Atmospheric Electricity, 15–20 June 2014, Norman, Oklahoma, U.S.A.
- Schultz, C.J., Petersen, W.A., Carey, L.D., 2009. Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. *J. Appl. Meteor. Climatol.* 48 (12), 2543–2563.
- Schultz, C.J., Petersen, W.A., Carey, L.D., 2011. Lightning and severe weather: a comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Weather Forecast.* 26 (5), 744–755.
- Smith, B.T., Thompson, R.L., Grams, J.S., Broyles, C., Brooks, H.E., 2012. Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous United States. Part I: storm classification and climatology. *Weather Forecast.* 27 (5), 1114–1135.
- Soula, S., Seity, Y., Feral, L., Sauvageot, H., 2004. Cloud-to-ground lightning activity in hail-bearing storms. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 109 (D2).
- Steiger, S.M., Orville, R.E., Carey, L.D., 2007. Total lightning signatures of thunderstorm intensity over north Texas. Part I: Supercells. *Mon. Wea. Rev.* 135 (10), 3281–3302.
- Trapero, L., Bech, J., Rigo, T., Pineda, N., Forcadell, D., 2009. Uncertainty of precipitation estimates in convective events by the meteorological service of Catalonia radar network. *Atmos. Res.* 93 (1), 408–418.
- Trapp, R.J., Wheatley, D.M., Atkins, N.T., Przybylinski, R.W., Wolf, R., 2006. Buyer beware: some words of caution on the use of severe wind reports in postevent assessment and research. *Weather Forecast.* 21 (3), 408–415.
- Tuovinen, J.-P., Punkka, A.-J., Rauhala, J., Hohti, H., Schultz, D.M., 2009. Climatology of severe hail in Finland: 1930–2006. *Mon. Wea. Rev.* 137 (7), 2238–2249.
- Van Den Heever, S.C., Cotton, W.R., 2004. The impact of hail size on simulated supercell storms. *J. Atmos. Sci.* 61 (13), 1596–1609.
- Wapler, K., 2017. The life-cycle of hailstorms: lightning, radar reflectivity and rotation characteristics. *Atmos. Res.* 193, 60–72.
- Wiens, K.C., Rutledge, S.A., Tessendorf, S.A., 2005. The 29 June 2000 supercell observed during STEPS. Part II: lightning and charge structure. *J. Atmos. Sci.* 62 (12), 4151–4177.
- Williams, E., Boldi, B., Matlin, A., Weber, M., Hodanish, S., Sharp, D., Goodman, S., Raghavan, R., Buechler, D., 1999. The behavior of total lightning activity in severe Florida thunderstorms. *Atmos. Res.* 51 (3), 245–265.
- Williams, E., Weber, M., Orville, R., 1989. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 94 (D11), 13213–13220.
- Williams, E.R., 2001. The electrification of severe storms. In: *Severe Convective Storms*. Springer, pp. 527–561.
- Witt, A., Ellis, M.D., Stumpf, G.J., Johnson, J., Mitchell, E.D.W., Thomas, K.W., 1998. An enhanced hail detection algorithm for the WSR-88d. *Weather Forecast.* 13 (2), 286–303.
- Yao, W., Zhang, Y., Meng, Q., Wang, F., Lu, W., 2013. A comparison of the characteristics of total and cloud-to-ground lightning activities in hailstorms. *Acta Meteorol. Sin.* 27, 282–293.
- Zipser, E.J., Lutz, K.R., 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: a strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon. Wea. Rev.* 122 (8), 1751–1759.

11. Article 3. Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?

11.3 Resultats

A continuació es mostren els resultats obtinguts en les anàlisis fetes amb l'objectiu de trobar factors clau que permetin la predicció de la mida de la pedra en el moment del salt del LJ. Seguint els passos esmentats en la secció 3.3.1, primerament, s'explica l'anàlisi preliminar duta a terme en els episodis registrats durant el període estudiat (2006–2013). En segon lloc, es comenten les diferents relacions estudiades entre el LJ i les descàrregues elèctriques i, en tercer lloc, entre el LJ i els paràmetres radar.

11.3.1 Anàlisi preliminar dels episodis de pedra registrats entre 2006–2013

Per tal d'entendre les característiques de les pedregades associades a LJ, s'ha fet una anàlisi preliminar sobre els registres de pedra detectats en el període estudiat.

Primerament, s'ha analitzat el nombre de granímetres afectats per episodi, amb la finalitat de conèixer si les pedregades acostumen a ser locals o bé extenses. Responent a aquesta pregunta, el resultat mostra que en un 74% dels episodis, el nombre de granímetres afectats és inferior a 11, és a dir, l'afectació és local. De totes maneres, això no significa que la tempesta sigui de caràcter local, ja que pot haver afectat només parcialment la zona d'estudi.

En segon lloc, s'ha analitzat la distribució espacial del nombre d'episodis de pedra associats almenys a un LJ. S'ha dividit la zona d'estudi en quadrants i s'ha obtingut que el quadrant oest és el més afectat, amb un 54% dels casos, seguit pels quadrants nord i est, amb un 19% i un 16%, respectivament. Finalment, la zona menys afectada és el quadrant sud, amb tan sols un 11% dels episodis.

Per acabar aquest punt, s'ha estudiat la relació entre el lightning jump, els LJs associats a episodis de pedra i el nombre d'episodis de pedra que han afectat la regió d'estudi durant el període 2006–2013. S'ha observat que en certs anys les alertes han estat associades a episodis de pedra que han afectat la zona d'estudi, mentre que en la resta del període els LJs han afectat també de manera extensa altres punts de Catalunya. Pel que fa a la relació amb el nombre d'episodis de pedra, al llarg del període estudiat s'ha observat un major nombre de LJs; per tant, una observació de pedra pot anar associada a una o més alertes.

11.3.2 Relació entre LJ i descàrregues elèctriques

Evolució del total de llamps i l'àrea

S'ha estudiat el comportament del total de llamps (TL) i l'àrea durant els 13 minuts previs al LJ. Respecte al TL, els dos grups han registrat un comportament similar amb valors constants durant els 10 primers minuts, seguit per un lleu descens en el minut 11. Finalment, entre el minut 12 i el 13 es registra un ràpid increment, el qual va associat al LJ.

Pel que fa a l'àrea, segueix un comportament similar al TL. L'àrea es manté constant fins a arribar al minut 11, moment en què es registra un lleuger descens. Entre el minut 12 i el 13 es produeix un ràpid augment de l'àrea, el qual també va associat amb el LJ. Aquest paràmetre mostra una petita diferència entre grups: el G2 conté una àrea menor que el G1 durant els 10 primers minuts del període.

Predomini del tipus de llamps

Tal com s'ha explicat en el capítol 1 i en la metodologia, secció 3.2.1, el LJ es calcula a partir de les descàrregues elèctriques núvol-núvol (NN) i núvol-terra (NT), i les primeres són les més importants per al seu desencadenament. En aquest punt, s'ha analitzat quin és el predomini dels diferents tipus de llamps durant els 13 minuts previs al LJ, amb la finalitat d'observar comportaments discriminatoris. Aquesta anàlisi s'ha fet a partir d'indicadors associats a temps sever, com la ràtio entre descàrregues NN/NT o bé +NT/-NT, també comentats en el capítol 1.

La ràtio NN/NT ha estat calculada com NN/TL degut a l'absència de descàrregues NT en determinades tempestes. Les descàrregues NN tenen un clar predomini en els dos grups: es mouen entre 0,9 i 1. Malgrat tot, el G1 mostra més variabilitat al llarg del període estudiat, amb el P50, que es mou entre 0,96 i 0,98, fet que significa que en certs moments es produeix un lleu augment dels llamps NT. En canvi, el G2 mostra una tendència més constant, amb lleugeres variacions en els 6 primers minuts.

A causa d'una situació similar al cas anterior, les anomalies positives han estat calculades a partir de la ràtio +NT/NT, en lloc de +NT/-NT. Aquesta ràtio presenta diferències destacades entre els dos grups, amb el G1 que mostra més fluctuacions al llarg del període estudiat. Els llamps -NT dominen bona part del període, encara que des del minut 7 al 13 es detecta un lleu augment dels llamps +NT. En canvi, el G2 mostra un clar domini dels -NT, però amb un major nombre de llamps +NT respecte al G1. De totes maneres, l'evolució d'aquest és similar a

11. Article 3. Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?

la del G1, amb un augment lleuger dels llamps +NT en determinats minuts.

Evolució de cada tipus de llamps

En aquest punt s'han estudiat les evolucions dels diferents tipus de llamps (NN, +NT, -NT), TL i àrea durant un període de 10 minuts (vegeu secció 3.3.1). La finalitat és observar el comportament de cada un dels paràmetres abans que es produeixi l'increment de l'activitat elèctrica que dona lloc al salt de l'alerta.

Per una banda, s'han observat poques diferències entre l'evolució del TL i dels llamps NN. Aquest fet és causat perquè la contribució dels llamps NN al TL és superior al 95%. Tot i això, existeix una lleugera tendència negativa. Per altra banda, la resta de paràmetres (+NT, -NT i àrea) mostren una tendència neutral.

D'aquesta manera, la situació més comuna és observar un increment en els últims minuts, previs al salt del LJ. En els minuts anteriors les evolucions són variables i no segueixen cap tipus de patró comú.

11.3.3 Relació entre LJ i paràmetres radar

Lead time (LT)

El LT ha mostrat uns resultats prometedors, amb 55 minuts de mitjana de LT del conjunt dels casos estudiats. És a dir, en la majoria dels episodis, el salt de l'alerta es produeix 55 minuts abans del registre de temps sever. A més, el rang en molts casos s'ha mogut entre 20 i 100 minuts. Pel que fa al LT per grups, les diferències entre ells són menors. La mediana es troba al voltant dels 55 minuts, mentre que el rang interquartílic del G1 es mou entre 17 i 101 minuts, i el del G2 entre 19 i 98 minuts.

Referent a la distància entre la posició del LJ i el màxim nombre d'observacions registrades a partir dels granímetres, la mediana és al voltant dels 60 km, mentre que, en la major part dels casos analitzats, el rang es mou entre 35 i 100 km. Les diferències entre grups són més destacades que en l'anàlisi anterior. En el cas del G1, la distància entre el LJ i el registre del diàmetre màxim mostra grans distàncies, amb una mediana de 75 km, i el rang interquartílic es mou entre 46 i 112 km. En canvi, el G2 mostra una relació més agrupada, amb una mediana de 51 km i el rang interquartílic varia entre 27 i 76 km.

Evolució del perfil vertical de reflectivitat

En aquesta anàlisi s'ha estudiat l'evolució de la reflectivitat des d'1 km fins als 10 km d'altitud (producte CAPPI150X10) alhora que s'ha calculat el P25, P50, P75 i P99 per a cada un dels grups, els quals han mostrat estructures ben diferents.

Per una banda, l'evolució del perfil del G1 conté una “forma d'embut”, i registra un mínim de reflectivitat a nivells més baixos, que augmenta fins als 5 km i decreix, novament, fins als 10 km. Per altra banda, la reflectivitat del G2 augmenta des del km 1 fins als 4 km, i segueix amb un increment moderat fins als 7 km. Des d'aquest punt fins als 10 km es manté constant. Aquesta evolució pren el nom de “forma d'arc”.

Estructures radar

L'última anàlisi efectuada en aquest estudi s'ha basat en les estructures radar registrades en el moment del salt del LJ per observar si existeix un patró comú en els diferents casos d'estudi.

A partir de la classificació establerta en la secció 3.3.1, l'estructura més freqüent és l'SQL, amb un 35,6% dels casos, seguida per l'SPC, amb un 31,8%. Les dues estructures estan associades a la presència de forts corrents ascendents. Pel que fa a la resta d'estructures, el sistema convectiu mesoscalar (MCS) s'ha produït en un 13,6% dels casos i, en un 12,9% de la mostra ha anat associada a estructures multicel·la (MUL). Les estructures menys freqüents han estat el BOW i l'ISO, amb un 4,5% i un 1,5% dels casos, respectivament.

Entre els dos grups no existeix diferències clares, tan sols que s'han obtingut poques estructures MUL en el G1.

11.4 Conclusions

Aquest estudi presenta una anàlisi inicial de la climatologia de pedregades a Lleida durant el període 2006–2013. Tot i això, la part principal del treball se centra en l'anàlisi de descàrregues elèctriques i paràmetres radar associats a tempestes que han desencadenat un o més LJs. Les tempestes han estat dividides en dos grups, en funció de la mida de la pedra, per tal d'observar comportaments discriminadoris entre ells.

En l'anàlisi inicial s'ha observat que les tempestes no afecten tota la zona d'estudi, sinó que sovint tenen una incidència parcial en aquesta àrea. Aquest fet dificulta associar el nombre de granímetres afectats amb l'extensió de la tempesta. A més,

11. Article 3. Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?

les tempestes no incideixen de la mateixa manera en tota l'àrea, sinó que és el quadrant oest el més afectat, ja que les tempestes sovint arriben per aquest sector. Malgrat tot, la resta de quadrants també se'n veuen afectats, fet que indica que les tempestes poden arribar a qualsevol punt de la zona. Tampoc coincideix el nombre de pedregades amb el nombre de LJs: aquest últim es superior. Això significa que, majoritàriament, les pedregades van associades a més d'una alerta.

Contestant la pregunta de quin tipus de llamps dominen durant els 13 minuts previs al salt del LJ, s'ha observat un clar domini dels llamps NN. Tenint en compte només l'anàlisi dels llamps NT, existeix un domini clar dels llamps -NT, tot i que s'han observat lleugers increments de +NT durant el període estudiat.

Considerant l'evolució del TL i de l'àrea durant aquests 13 minuts, les evolucions són similars en els dos grups, amb petites variacions durant els primers 10 minuts, un lleuger descens en el minut 11, seguit per un fort augment entre els minuts 12 i 13. Sobre les diferències entre grups, només destaca el valor de l'àrea del G1, el qual és superior al del G2. D'aquesta manera, tant el TL com l'àrea poden ser utilitzats per analitzar la magnitud de la tempesta.

Analitzant la tendència dels diferents tipus de llamps, TL i àrea/grup durant els primers 10 minuts dels 13 que precedeixen el LJ, s'ha observat una tendència negativa en els llamps NN i NT, mentre que ha estat neutra en els llamps +NT, -NT i en l'àrea.

Respecte al lead time (LT), s'ha detectat que en la majoria dels casos el LJ salta entre 20 minuts i una hora i mitja abans que el temps sever sigui registrat en superfície. En l'anàlisi per grups no s'observa una gran diferència entre ells, amb una mediana que se situa al voltant dels 55 minuts i amb un rang interquartílic entre 20 i 100 minuts.

Pel que fa a la distància espacial entre el registre del LJ i les observacions en superfície registrades pels granímetres, s'ha calculat una mediana al voltant dels 60 km i un rang interquartílic entre 35 i 100 km. Aquests valors signifiquen que hi ha una llarga trajectòria des que es detecta el LJ i es registra el temps sever. A banda, s'han trobat algunes diferències entre grups, amb distàncies més grans en el G1 que en el G2. Això significa que les tempestes del G1 es mouen més ràpid, ja que el LT és similar entre els dos grups.

En relació amb els paràmetres radar analitzats, s'han trobat diferències interessants entre els dos grups. Pel que fa al perfil de reflectivitat, el G1 mostra un perfil d'embut, amb un increment de la reflectivitat fins a capes mitjanes i un descens d'aquesta a capes altes. El G2 s'associa a una forma d'arc, amb un augment de la reflectivitat fins a capes mitjanes i una tendència constant fins a capes altes.

Aquests perfils poden ser utilitzats com a predictors de la mida de la pedra.

Finalment, les estructures radar associades a un elevat grau de convecció són les que s'han detectat, majoritàriament, en moments de LJ. Les alertes no només són detectades en estructures ben organitzades, sinó que també en estructures tipus SPC o SQL.

11. Article 3. Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. Can we predict the size of the hail? / Anàlisi de paràmetres radar i llamps associats a lightning jump. Podem predir la mida de la pedra?

12

INCORPORACIÓ DE L'ALGORISME LJ EN L'OPERATIVA DE PREDICCIÓ DE L'SMC. CAMPANYA 2017 LJ

12.1	LJ 2017	169
12.1.1	Anàlisi i caracterització de les alertes de la campanya 2017	169
12.1.2	Distribució de les alertes	172
12.2	Lightning jumps vs observacions 2017	173
12.3	Conclusions	175

12.1 LJ 2017

12.1.1 Anàlisi i caracterització de les alertes de la campanya 2017

Al llarg de la campanya 2017 s'han registrat 101 lightning jumps i 326 lightning jumps amb multiplicitat, els quals s'han detectat majoritàriament a punts del Pirineu i Prepirineu Central i, en menor mesura, a punts de les comarques de Girona, Franja de Ponent i, de manera més puntual, a la Costa Central (vegeu figura 12.1).

12. Incorporació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2017 LJ

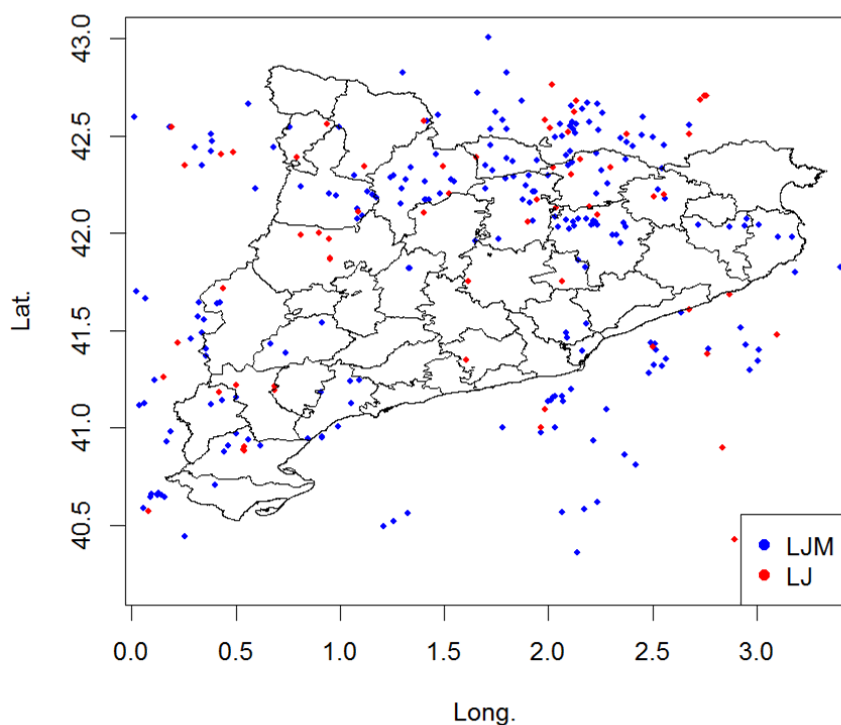


Figura 12.1: Distribució espacial dels LJs registrats a Catalunya. Punts en blau, LJ; en vermell, LJM.

Si comparem els LJs 2017 amb els LJs registrats durant el període 2006–2016, al llarg de l'any 2017 han estat més centrats en el Pirineu Oriental, alhora que el nombre d'alertes detectades han estat inferiors (no es mostra imatge).

Pel que fa al lead time, mostra un rang clarament positiu i, fins i tot, superior al registrat durant la campanya 2016, amb un temps d'anticipació que es mou entre 0 i 180 minuts i alguns registres amb un valor superior. En canvi, s'han detectat alguns casos, minoritaris, amb un LT negatiu, és a dir que les observacions s'han registrat abans de l'alerta. De totes maneres, tal com s'ha explicat anteriorment, poden ser casos concrets en què existeix més d'un LJ per una observació i alguns d'ells han saltat abans i altres després de l'alerta, o bé hi ha manca d'observacions a posteriori del salt del LJ (vegeu figura 12.2).

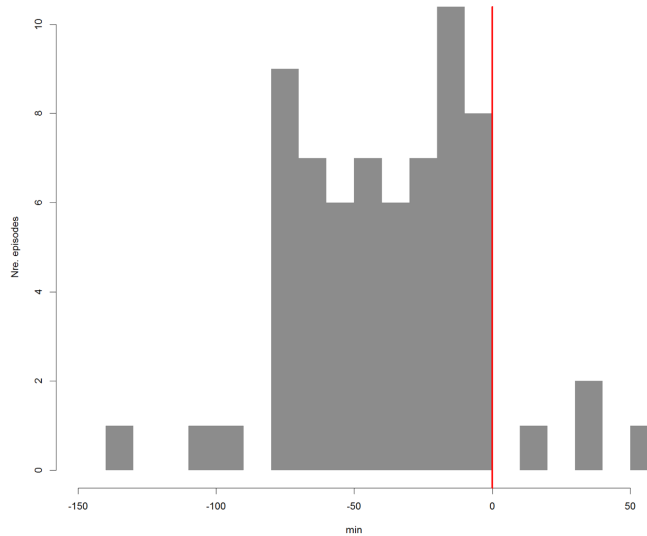


Figura 12.2: Lead time 2017.

En la campanya 2017 l'eina del LJ ha continuat treballant amb un grau elevat d'encert de predicció de temps sever, i el LJM també ha mostrat ser una eina vàlida per predir intensitat de precipitació i pedra petita. D'aquesta manera ho mostra el PC, amb un 80% d'encerts, mentre que les falses alarmes són superiors a la campanya 2016, però continuen sent poc importants. També destaca el biaix, el qual obté un valor d'1 i, per tant, indica que existeix un molt bon lligam entre LJs i observacions associades a temps sever (vegeu figura 12.3).

		OBSERVAT		
		Yes	no	
PREDICCIÓ	yes	62	20	79
	no	19	101	120
		81	121	202

PC = 0.81 = 81%

FAR = 0.24 = 24%

BIAS = 1.00

Figura 12.3: Índex de validació i taula de contingència de la campanya 2017.

12.1.2 Distribució de les alertes

D'acord amb la climatologia analitzada dels LJs (2006–2016), la distribució mensual del nombre de LJs i LJMs mostra una evolució clarament relacionada amb el règim tèrmic anual, amb una tendència creixent des de la primavera fins als mesos més càlids d'estiu (juliol i agost), per decreixer, de nou, fins als mesos de tardor. Durant els mesos hivernals, el nombre de LJs ha estat nul (vegeu figura 12.4). En aquesta mateixa figura també s'observa com el nombre de LJMs és molt superior al de LJs.

La distribució mensual d'ambdós tipus d>alertes al llarg de l'any 2017 obté una corba diferent de la corba climatològica que es mostra en la imatge dreta de la figura 12.4. En el període 2017 es registra un pic d>alertes el mes de juny i decreix progressivament des del juliol fins al setembre. El nombre de LJs i LJMs es manté en els mesos d'octubre i novembre, però amb menor quantitat. Aquesta evolució, diferent de la climatologia, s'explica per les anomalies tèrmiques comentades en la figura 12.4.

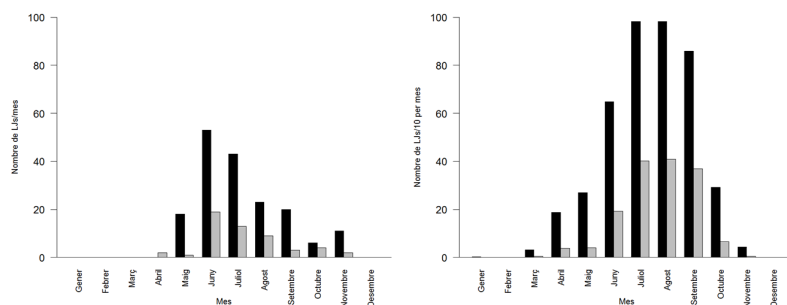


Figura 12.4: Distribució mensual dels LJ registrats a Catalunya; en la imatge de l'esquerra, les alertes registrades durant l'any 2017, i en la imatge de la dreta, durant el període 2006–2016. En color gris es representen els lightning jumps amb multiplicitat, i en negre, els lightning jumps, que no contempnen la multiplicitat.

D'altra banda, la distribució horària dels LJs i LJMs registrats al llarg de l'any 2017 ha estat molt similar a la que mostra la climatologia, amb un període màxim d>alertes comprès entre 12–20 UTC i un pic màxim entre les 12–14 UTC (vegeu figura 12.5). Aquest període coincideix amb el moment de màxima radiació diürna, en què la convecció és més intensa. Per tant, s'observa, novament, la importància de la convecció perquè les tempestes siguin desenvolupades i acabin desencadenant la presència de LJs.

També destaquen les alertes registrades a principi i final del dia, les quals no estan associades a les condicions tèrmiques, sinó a circulacions dinàmiques. En aquests moments del dia, la temperatura no és un ingredient que pugui tenir-se en compte per al desenvolupament de les tempestes. En canvi, sí que ho és la inestabilitat a capes altes, que juntament amb les convergències de vent en superfície, l'aportació d'humitat a nivells baixos i l'ambient càlid acumulat durant el dia, poden ajudar al desenvolupament vertical de les nuvolades i desencadenar nuclis tempestuosos.

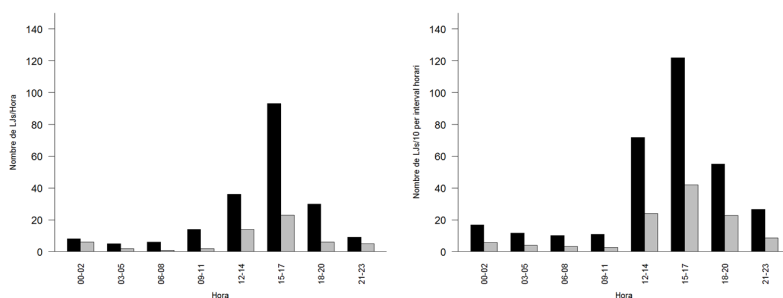


Figura 12.5: Distribució horària dels LJs registrats a Catalunya. En gris, LJM*s*, i, en negre, LJs. Vegeu descripció figura 12.4.

12.2 Lightning jumps vs observacions 2017

Existeix una clara relació entre els dos tipus de LJ i les observacions registrades, tant en la distribució geogràfica com pel que fa a la distribució mensual i horària. Aquesta bona relació és un indicador del bon funcionament de l'eina LJ com a predictora de temps sever, precipitació intensa i pedra petita. Seguidament, el treball s'endinsa a mostrar amb més profunditat aquest lligam.

Pel que fa a la distribució espacial, s'observa un nombre màxim de LJs al Pirineu i Prepireneu, zona on també existeix un màxim nombre d'observacions (vegeu figura 12.6). Aquest nombre d'observacions podria ser més elevat, ja que actualment es tracta d'una regió amb una baixa densitat de població. Tot i això, existeix un resultat positiu i directe de la campanya Plega/Caça la pedra (vegeu capítol 7), la qual ha ajudat a disposar de més registres arreu.

La resta de les zones amb un nombre elevat d>alertes són el Pla de Lleida, el litoral central, punts del quadrant nord-est i l'extrem sud del Catalunya. Es detecta un nombre important d'observacions a punts del litoral central i el Pla de Lleida,

12. Incorporació de l'algorisme LJ en l'operativa de predicció de l'SMC. Campanya 2017 LJ

els quals s'expliquen per la quantitat de població que hi habita i per la xarxa de granímetres que s'hi troba instal·lada (vegeu capítol 2.3), respectivament.

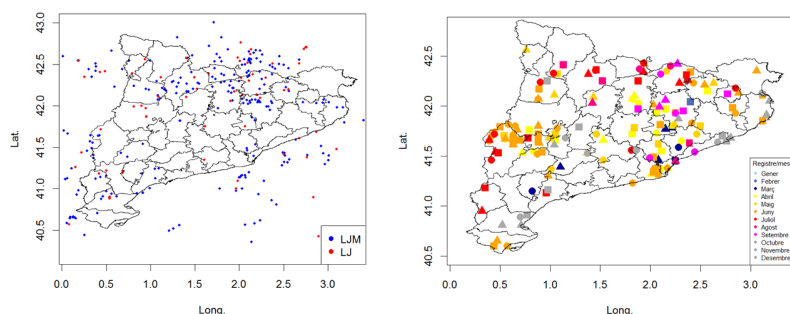


Figura 12.6: Distribució espacial dels LJs (imatge esquerra) i les observacions (imatge dreta; vegeu llegenda a figura 3.1) registrats a Catalunya.

Tot i que la distribució mensual dels LJs i LJM registrats al llarg del 2017 no coincideix amb la seva distribució climatològica, sí que ho fa amb la distribució mensual de les observacions associades a temps sever, amb aquest pic màxim el mes de juny i el descens acusat els mesos d'agost i setembre. Existeix un elevat nombre d'observacions en l'inici del període (abril i maig) que no es corresponen amb el nombre de LJs, i és que algun d'aquests registres, sobretot durant el mes d'abril, s'associa a calamarsa, fenomen pel qual no és indispensable que es detectin les alertes LJ i LJM (figura 12.7).

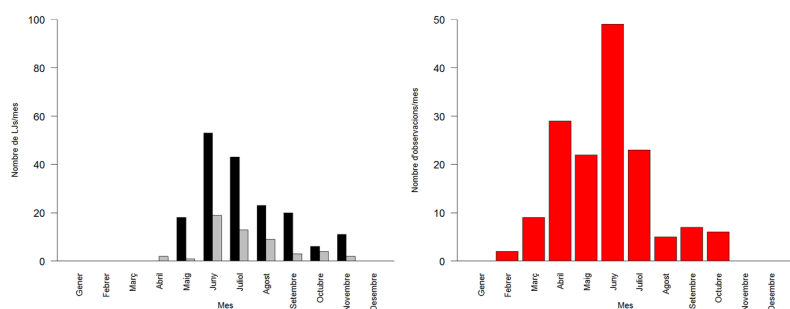


Figura 12.7: Distribució mensual dels LJs (imatge esquerra) i les observacions (imatge dreta) al llarg de l'any 2017.

S'ha comentat prèviament que la distribució horària del LJ s'associa al moment de màxima convecció degut a les elevades temperatures. A més, s'hi ha d'afegir

que aquesta màxima convecció és favorable a la presència de temps sever, el qual es reflecteix amb un nombre màxim d'observacions en un interval molt proper al màxim de LJs.

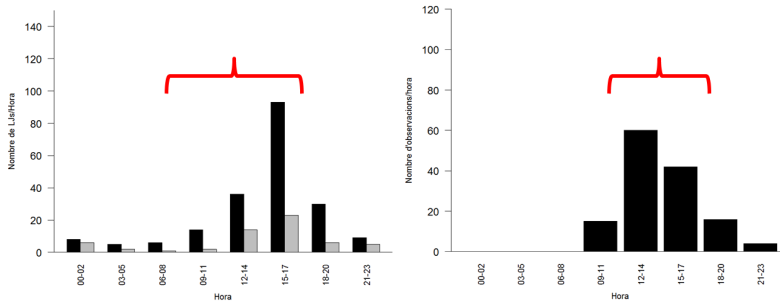


Figura 12.8: Distribució horària dels LJs (imatge esquerra) i les observacions (imatge dreta) al llarg de l'any 2017.

12.3 Conclusions

Durant l'any 2017 s'ha portat a terme la campanya anomenada “Plega/Caça la pedra” amb la finalitat d'incrementar el nombre de registres de pedra, ja que aquestes observacions han estat gairebé nul·les segons la zona afectada o l'hora de la tempesta. Aquesta campanya ha tingut molt bons resultats, amb un augment notable de les observacions respecte d'anys anteriors.

L'any 2017 s'ha caracteritzat per ser anòmal tèrmicament, amb temperatures màximes diürnes que han assolit el pic màxim el mes de juny. Durant els mesos de juliol i agost han estat més baixes arreu però, encara, amb registres per sobre de la mitjana climàtica a punts de la meitat nord i est del territori català.

Pel que fa al nombre d'alertes, s'han detectat 101 LJs i 326 LJMs, majoritàriament centrats en punts del Pirineu i el Prepirineu Central. El nombre d'alertes ha estat inferior respecte del nombre d'alertes/any en el període 2006–2016. Aquesta disminució coincideix amb un descens del nombre de tempestes severes registrades durant l'any 2017, respecte a la mitjana climàtica.

La diferència de temps entre l'alerta i l'observació es mou en la majoria dels casos entre 0 i 180 minuts, un LT superior al registrat en anys anteriors. El percentatge d'encert en què l'alerta ha pronosticat temps sever és elevat, amb un 80%, mentre que les falses alarmes es mouen al voltant del 20%. El biaix amb un valor d'1

constata el bon lligam entre l'alerta LJ i temps sever.

Si comparem la relació entre LJs i observacions, l'anomalia tèrmica registrada en el període càlid de l'any 2017 queda palesa en la distribució mensual i espacial, tant de les observacions com de les alertes LJ i LJM. Per una banda, la distribució espacial de les observacions s'ha obtingut en zones poc habituals, com al litoral central. En canvi, en àrees on les pedregades són més habituals, com al Pla de Lleida, han estat gairebé inexistents a partir del mes de juliol. Per altra banda, la distribució mensual de les observacions i LJs mostra una evolució similar, amb un pic màxim al juny, acompanyat d'un descens progressiu des d'aleshores fins al setembre. Aquesta evolució es diferencia respecte a l'evolució climatològica en el fet que el pic màxim es registra durant els mesos més càlids, juliol i agost.

La distribució horària dels LJs i LJMs no mostra canvis respecte a la mitjana climàtica, que assoleix el pic màxim durant les hores de màxima insolació. Aquestes tempestes són associades a un caràcter convectiu, el qual afavoreix el desenvolupament de les tempestes. S'han detectat alertes durant la matinada i les primeres hores del dia; en aquest cas el desenvolupament de les tempestes s'associa a un caràcter dinàmic.

PART VI
CONCLUSIONS



13

CONCLUSIONS GENERALS

Com s'ha mostrat al llarg d'aquesta tesi, les pedregades afecten anualment Catalunya, sobretot determinades àrees com el Pla de Lleida. Aquestes pedregades generen pèrdues econòmiques importants, principalment en indrets on l'agricultura juga un paper destacat.

Aquesta tesi ha tingut com a objectiu respondre a diferents preguntes, des del camp de la diagnosi fins al camp de la predicció, i ha volgut obtenir respostes concretes sobre qüestions com: *quan pedregarà?*, *on pedregarà?*, *quin diàmetre màxim de la pedra es pot registrar?*, *quin diàmetre de pedra s'ha registrat en aquest punt?*, *com ha afectat la pedregada en el territori?* (vegeu capítol ??).

A partir dels estudis efectuats en aquesta mateixa tesi s'ha aconseguit donar resposta a les qüestions plantejades, i en alguns casos s'ha anat, fins i tot, més enllà, tot i que encara queden pendents algunes millores de cara al futur. Alhora, s'han seguit dues línies paral·leles relacionades amb l'operativitat i la validació del producte resultant d'aquesta tesi (vegeu figura 13.1).

Abans d'entrar en profunditat, s'han presentat els tipus de dades i la metodologia i, a més, s'ha fet un estudi per conèixer com són les pedregades que afecten la zona d'interès, concretament el Pla de Lleida (vegeu capítol 4). S'ha observat que en els últims anys els episodis de pedra tendeixen a disminuir, però no la seva severitat; tot el contrari, ja que el diàmetre de la pedra té una tendència a incrementar. Pel que fa a la distribució mensual, durant els mesos d'abril i maig es produeix un

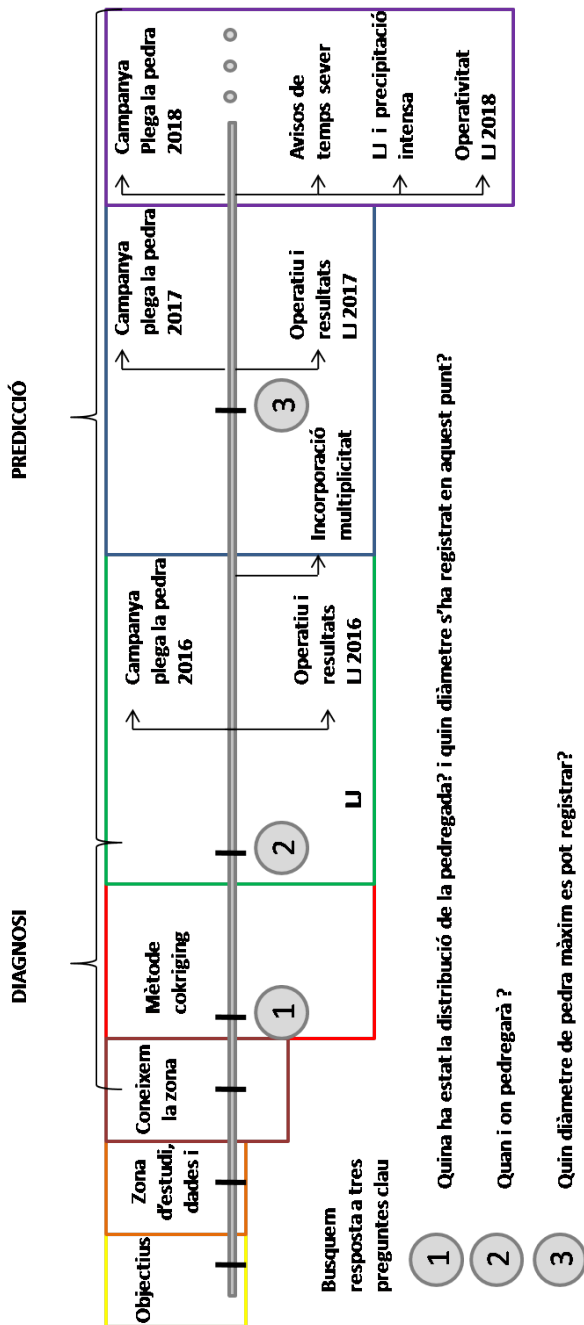


Figura 13.1: Camí seguit al llarg de la tesi.

nombre elevat de pedregades, però d'una mida inferior a 2 cm. En canvi, durant els mesos de juny, juliol i agost, el nombre d'episodis disminueix, però augmenta el diàmetre de la pedra. A partir del mes de setembre, tant el nombre d'episodis com el diàmetre màxim tendeixen a disminuir, malgrat la constància d'alguns casos excepcionals. Finalment, referent a la distribució espacial, s'ha observat que és l'oest del Pla de Lleida la zona amb una major afectació per aquest tipus de fenomen.

En aquesta anàlisi prèvia s'ha observat que les pedregades són un fenomen local i amb una distribució territorial irregular, com també són variables la intensitat i severitat del mateix fenomen. Aquesta elevada variabilitat dificulta el coneixement de l'afectació d'una pedregada en una zona concreta i el fet de saber quin ha estat el diàmetre màxim registrat en un punt concret on no hi ha un granímetre instal·lat. D'aquí en surgeix la pregunta següent:

Quin diàmetre de pedra s'ha registrat en aquest punt? Com ha afectat la pedregada al territori?

Per tal de trobar la resposta, en el capítol 5, s'ha treballat amb la tècnica cokriging universal, que ens ha permès elaborar un mapa d'estimació de la mida de la pedra molt proper als valors reals a partir de la combinació d'un nombre mínim d'observacions (dades puntuals) i paràmetres radar (dades contínues).

Tenint en compte diferents aspectes, s'ha observat que és la imatge no corregida del producte VIL del radar individual CDV la que proporciona una millor correlació amb les observacions en superfície. Cal tenir present que, en aquest cas, el radar CDV és el més proper a la zona d'estudi i, en segon lloc, la imatge no corregida és vàlida degut a l'absència d'obstacles orogràfics davant el senyal del radar.

Malgrat tot, en general, abans de dur a terme aquest mètode d'estimació, s'han de corregir diferents factors perquè el resultat sigui òptim. Primerament, cal aplicar un control de qualitat en les observacions. En aquest cas, com més elevat sigui el nombre d'observacions, més proper a la realitat serà el resultat d'estimació de la mida de la pedra; en segon lloc, s'han d'eliminar errors de radar i, finalment, cal tenir en compte el factor blocatge del radar. En els capítols 6 i 7 s'expliquen casos particulars de tipus d'episodis, per zones particulars (Penedès) o períodes concrets (campanya 2017).

Una vegada s'han caracteritzat, analitzat i observat com són les pedregades que afecten la zona d'estudi, s'ha cregut que era el moment d'intentar trobar resposta a una de les preguntes més ambicioses: **quan i on pedregarà?** (vegeu capítol 8).

A partir de l'eina lightning jump (LJ) s'ha pogut respondre a aquesta pregunta. Aquesta eina es basa en un algorisme que s'activa quan detecta un increment sobtat

del nombre total de llamps respecte als minuts previs.

Inicialment, el comportament d'aquesta eina a Catalunya s'ha estudiat davant els episodis de temps sever registrats durant el període 2006–2013. S'ha obtingut un percentatge d'encert de predicció en un 70% dels casos, mentre que en només un 10% ha saltat sense produir-se temps sever.

Una de les característiques més importants del LJ és el lead time, és a dir, la diferència de temps entre la detecció de LJ i l'ocurrència de temps sever. Durant aquest primer estudi, s'ha calculat que, majoritàriament, el rang es mou entre 30 i 90 minuts.

Davant els bons resultats obtinguts, l'Equip de Predicció i Vigilància de l'SMC (EPV-SMC) l'ha adquirit com una eina operativa en mode de proves per tal de fer un seguiment del seu comportament davant els episodis severos de la campanya 2016 i observar com treballa en temps real (vegeu capítol 9).

Al llarg d'aquest període s'han detectat 104 LJs, majoritàriament centrats en l'àrea prepirinenca i durant els mesos més càlids del període, moment més favorable per al desenvolupament de tempestes. La distribució del nombre d'observacions no es correspon amb la del nombre de LJs. Aquest fet s'explica, per una banda, perquè el nombre de tempestes severes no van ser destacades al llarg de l'any 2016 i, per altra banda, perquè existeix una manca d'observacions considerable. Tot i això, el nombre de LJs és superior al nombre d'observacions; per tant, per cada observació es registra més d'un LJ.

El LT calculat durant la campanya 2016 es mou entre 0 i 50 minuts, amb alguns registres que contenen un LJ més ampli. Degut a la falta d'observacions, s'ha cregut oportú considerar que les zones en què el PdP 45 mostra valors superiors al 80% són zones en què la tempesta ha deixat pedra. Tenint en compte aquesta consideració, el percentatge d'encert mostra valors superiors als 90%, mentre que les falses alarmes són molt baixes.

A mesura que la campanya 2016 ha avançat, s'ha incorporat una nova característica en l'algorisme LJ, la Multiplicitat. Aquesta té en compte els diferents nodes energètics que conformen una descàrrega elèctrica. En canvi, sense tenir present la multiplicitat, només es té en compte el primer pols energètic d'una descàrrega elèctrica (presentat en el capítol 10).

Per tant, el nombre de LJs amb multiplicitat és major que el nombre de LJs sense tenir en compte la multiplicitat. Al llarg de la campanya 2016 s'han detectat 104 alertes i 426 alertes tenint en compte la multiplicitat. Ambdós tipus de LJ tenen la mateixa distribució geogràfica, amb un major nombre centrat en la zona prepirinenca.

El LT és positiu en els dos tipus d'alertes, en el LJ es mou entre 0 i 50 minuts, mentre que tenint en compte la multiplicitat s'incrementa entre 0 i 120 minuts.

Aquesta nova incorporació a l'algorisme ha permès augmentar el percentatge d'encert en la predicció de temps sever i reduir-ne l'error, però també ha generat un increment en el nombre de falses alarmes. Aquest increment queda reduït si al LJ amb multiplicitat hi afegim dues noves tasques de predicció, les quals fan referència a pedra no severa i tempestes associades a precipitació intensa.

Seguint en la línia principal de la tesi, i una vegada obtingues les respostes a la primera i a la segona pregunta, s'ha passat a la tercera: **Quin diàmetre màxim de la pedra es pot registrar?**. Aquest punt es presenta en el capítol 11).

En aquesta anàlisi, el centre d'estudi han estat les pedregades, de les quals s'ha intentat pronosticar la mida de la pedra. Han estat diferenciades segons el diàmetre: pedra grossa (superior a 2 cm) o pedra petita (inferior a 2 cm) i, per cada un dels grups, s'ha analitzat el comportament de les descàrregues elèctriques i dels paràmetres radar.

El perfil de reflectivitat és l'únic paràmetre que mostra patrons discriminadoris entre grups i pot ser utilitzat com a predictor de la mida de la pedra. El grup de pedra petita conté un perfil en forma d'embut, amb un augment de la reflectivitat fins a capes mitjanes i un descens d'aquesta a nivells més alts. El grup de pedra grossa mostra una forma d'arc, és a dir, un augment de la reflectivitat fins a capes mitjanes i una tendència constant fins a capes altes.

Aquests últims i prometedors avenços s'han aplicat al llarg de la campanya 2017, en la qual el LJ no ha estat en fase de proves, sinó que ha entrat en l'operativa de predicció de l'EPV-SMC (vegeu capítol 12).

Per tal de millorar una de les mancances més importants comentades durant la tesi, la falta d'observacions, s'ha portat a terme la Campanya Plega/Caça la pedra. Aquesta iniciativa ha obtingut molt bons resultats, amb un augment notable de les observacions respecte d'anys anteriors, mentre que el nombre d'episodis ha estat inferiors degut a l'anomalia tèrmica registrada durant els mesos estivals de l'any 2017. Aquesta anomalia també s'ha vist reflectida en la distribució territorial del fenomen, que ha estat present en molts indrets de Catalunya, sense mostrar registres màxims als llocs més habituals.

El nombre d'alertes al llarg d'aquesta campanya ha estat inferior respecte d'anys anteriors amb un total de 101 LJs i 326 LJMs. Aquests, novament, són majoritàriament detectats a la zona prepirinenca. Al llarg d'aquesta campanya el pic màxim d'alertes ha estat registrat el mes de juny, acompanyat d'un descens pro-

gressiu fins al mes de setembre. Aquesta variació en l'evolució respecte d'altres anys s'explica per l'anomalia tèrmica comentada prèviament, com també pel fet que el nombre d'alertes sigui menor.

La distribució horària no conté modificacions respecte a registres del període 2006–2016, i el nombre màxim d'alertes s'ha obtingut a les hores de màxima insolació. Aquestes tempestes van associades a un caràcter convectiu, el qual afavoreix el desenvolupament de les tempestes.

El lead time mostra un rang positiu, fins i tot superior al del 2016, amb un temps d'anticipació que pot arribar fins als 180 minuts. El grau d'incert de predicció de temps sever ha estat d'un 80%, amb un biaix d'1; per tant, es corrobora aquest bon lligam entre l'alerta LJ i la predicció de temps sever. També s'ha observat una bona correlació entre LJM i precipitació intensa i pedra petita.

Aquest és un resum general de les conclusions a les quals s'ha arribat en aquesta tesi, però en cada un dels capítols se'n pot trobar més detall.

PART VII
REFERÈNCIES

REFERÈNCIES

- Adler, R. F., and R. A. Mack, 1986: Thunderstorm cloud top dynamics as inferred from satellite observations and a cloud top parcel model. *Journal of the atmospheric sciences*, **43** (18), 1945–1960.
- Allen, J., 2017: Hail size: What we know around the world. *Proceedings of the 2nd European Hail Conference*, U. of Bern, Ed., KIT, Karlsruhe Institute of Technology.
- Amburn, S. A., and P. L. Wolf, 1997: Vil density as a hail indicator. *Wea. Forecasting*, **12** (3), 473–478.
- Aran, M., and J. Pena, 2009: Atmospheric circulation patterns associated with hail events in lleida (catalonia), preprints. *5th European Conference on Severe Storms, ECSS*.
- Aran, M., J. C. Pena, and M. Torà, 2011: Atmospheric circulation patterns associated with hail events in lleida (catalonia). *Atmos. Res.*, **100** (4), 428–438.
- Bech, J., R. Pascual, T. Rigo, N. Pineda, J. López, J. Arús, and M. Gayà, 2007: An observational study of the 7 september 2005 barcelona tornado outbreak. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **7** (1), 129–139.
- Bech, J., and Coauthors, 2011: A mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. part i: Overview, damage survey and radar analysis. *Atmos. Res.*, **100** (4), 621–637.
- Bedka, K. M., 2011: Overshooting cloud top detections using msg seviri infrared brightness temperatures and their relationship to severe weather over europe. *Atmos. Res.*, **99** (2), 175–189.
- Bluestein, H. B., G. T. Marx, and M. H. Jain, 1987: Formation of mesoscale lines of precipitation: Nonsevere squall lines in oklahoma during the spring. *Monthly Weather Review*, **115** (11), 2719–2727.
- Boudevillain, B., and H. Andrieu, 2003: Assessment of vertically integrated liquid (vil) water content radar measurement. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **20** (6), 807–819.
- Browning, K., and G. Foote, 1976: Airflow and hail growth in supercell storms and some implications for hail suppression. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102** (433), 499–533.
- Brunner, J. C., S. A. Ackerman, A. S. Bachmeier, and R. M. Rabin, 2007: A quantitative analysis of the enhanced-v feature in relation to severe weather. *Weather and Forecasting*, **22** (4), 853–872.

- Calhoun, K. M., E. R. Mansell, D. R. MacGorman, and D. C. Dowell, 2014: Numerical simulations of lightning and storm charge of the 29–30 may 2004 geary, oklahoma, supercell thunderstorm using enkf mobile radar data assimilation. *Monthly Weather Review*, **142** (11), 3977–3997.
- Carey, L. D., and S. A. Rutledge, 1998: Electrical and multiparameter radar observations of a severe hailstorm. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **103** (D12), 13 979–14 000.
- Chronis, T., L. D. Carey, C. J. Schultz, E. V. Schultz, K. M. Calhoun, and S. J. Goodman, 2015: Exploring lightning jump characteristics. *Weather and Forecasting*, **30** (1), 23–37.
- Cintineo, J. L., T. M. Smith, V. Lakshmanan, H. E. Brooks, and K. L. Ortega, 2012: An objective high-resolution hail climatology of the contiguous united states. *Weather and Forecasting*, **27** (5), 1235–1248.
- Dalezios, N. R., A. Loukas, and D. Bampzelis, 2002: Universal kriging of hail impact energy in greece. *Phys. Chem. Earth A/B/C*, **27** (23), 1039–1043.
- Darden, C. B., D. J. Nadler, B. C. Carcione, R. J. Blakeslee, G. T. Stano, and D. E. Buechler, 2010: Utilizing total lightning information to diagnose convective trends. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **91** (2), 167–175.
- del Moral, A., M. del Carmen Llasat, and T. Rigo, 2017: Identification of anomalous motion of thunderstorms using daily rainfall fields. *Atmospheric Research*, **185**, 92–100.
- Delobbe, L., and I. Holleman, 2006: Uncertainties in radar echo top heights used for hail detection. *Meteor. Appl.*, **13** (4), 361–374.
- Dessens, J., 1986: Hail in southwestern france. i: Hailfall characteristics and hailstrom environment. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **25** (1), 35–47.
- Dessens, J., C. Berthet, and J.-L. Sanchez, 2007: A point hailfall classification based on hailpad measurements: the anelfa scale. *Atmos. Res.*, **83** (2), 132–139.
- Dimitrova, T., R. Mitzeva, H. D. Betz, H. Zhelev, and S. Diebel, 2011: Lightning behaviour during the lifetime of severe thunderstorms. *6th European Conference on Severe Storms*.
- Dixon, M., and G. Wiener, 1993: Titan: Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting—a radar-based methodology. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10** (6), 785–797.
- Doswell III, C. A., H. E. Brooks, and M. P. Kay, 2005: Climatological estimates of daily local nontornadic severe thunderstorm probability for the united states. *Weather and Forecasting*, **20** (4), 577–595.
- Dye, J. E., and B. E. Martner, 1978: The relationship between radar reflectivity factor and hail at the ground for northeast colorado thunderstorms. *J. Appl. Meteor.*, **17** (9), 1335–1341.
- Edwards, R., and R. L. Thompson, 1998: Nationwide comparisons of hail size with wsr-88d vertically integrated liquid water and derived thermodynamic sounding data. *Wea. Forecasting*, **13** (2), 277–285.

- Farnell, C., 2013: Anàlisi dels episodis de pedra /calamarsa a ponent (1980 – 2011). Cartografia del risc de pedra /calamarsa a l'agricultura de ponent. M.S. thesis, Màster oficial en Planificació Territorial i Gestió Ambiental, Dept. de Geografia Humana, Universitat de Barcelona.
- Farnell, C., M. Aran, M. Busto, J. Mateo, N. Pineda, T. Rigo, and M. Torà, 2013: Study of the 5th july 2012 severe hailstorm in pla d'urgell (ne spain). *7th European Conference on Severe Storms*, Vaisala, Ed.
- Farnell, C., M. Busto, M. Aran, A. Andres, N. Pineda, and M. Torà, 2009: Study of the september 17th 2007 severe hailstorm in pla d'urgell. part i: fieldwork and analysis of the hailpads. *Tethys: Journal of Mediterranean Meteorology and Climatology*, **6**, 69–81.
- Farnell, C., and M. d. C. Llasat Botija, 2013: Proposal of three thermodynamic variables to discriminate between storms associated with hail and storms with intense rainfall in catalonia (proposta de tres variables termodinàmiques per discriminar entre tempestes amb pedregades i tempestes amb pluges intenses). *Tethys: Journal of Mediterranean Meteorology and Climatology*, **10**, 25–34.
- Farnell, C., T. Rigo, and J. Martin-Vide, 2016: Application of cokriging techniques for the estimation of hail size. *Theor. Appl. Climatol.*, 1–19.
- Farnell, C., T. Rigo, and N. Pineda, 2014: Anàlisi d'un possible esclafit a la comarca del segrià. *XX Jornades de Meteorologia Eduard Fontserè*, ACAM, Ed., 150.
- Farnell, C., T. Rigo, and N. Pineda, 2017a: Lightning jump as a nowcast predictor: Application to severe weather events in catalonia. *Atmos. Res.*, **183**, 130–141.
- Farnell, C., T. Rigo, and N. Pineda, 2017b: Exploring radar and lightning variables associated with the lightning jump. can we predict the size of the hail? *Atmospheric Research*.
- Fraile, R., A. Castro, and J. Sánchez, 1992: Analysis of hailstone size distributions from a hailpad network. *Atmos. Res.*, **28 (3-4)**, 311–326.
- Galway, J. G., 1989: The evolution of severe thunderstorm criteria within the weather service. *Weather and Forecasting*, **4 (4)**, 585–592.
- García-Ortega, E., L. López, and J. Sánchez, 2011: Atmospheric patterns associated with hailstorm days in the ebro valley, spain. *Atmos. Res.*, **100 (4)**, 401–427.
- Gatlin, P., and S. Goodman, 2008: Severe weather precursors in the lightning activity of tennessee valley thunderstorms. *Preprints, 3rd Conf. on Meteorological Applications of Lightning Data, New Orleans, LA, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM*, Vol. 8.
- Giaiotti, D., S. Nordio, and F. Stel, 2003: The climatology of hail in the plain of friuli venezia giulia. *Atmos. Res.*, **67**, 247–259.
- Gil Olcina, A., and J. Olcina Cantos, 1999: *Climatología básica*. 551.58 GIL, Ariel.
- Goodman, S. J., and Coauthors, 2005: The north alabama lightning mapping array: Recent severe storm observations and future prospects. *Atmospheric research*, **76 (1)**, 423–437.

- Heymsfield, A. J., A. R. Jameson, and H. W. Frank, 1980: Hail growth mechanisms in a colorado storm: Part ii: Hail formation processes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37** (8), 1779–1807.
- Holleman, I., 2001: Hail detection using single-polarization radar. scientific report. Tech. rep., KNMI WR-2001-01: 1–72.
- Kane, R. J., 1991: Correlating lightning to severe local storms in the northeastern united states. *Weather and Forecasting*, **6** (1), 3–12.
- Kitzmiller, D. H., W. E. McGovern, and R. F. Saffle, 1995: The wsr-88d severe weather potential algorithm. *Wea. Forecasting*, **10** (1), 141–159.
- Knight, C. A., and N. C. Knight, 2001: Hailstorms. *Severe Convective Storms*, Springer, 223–254.
- Krauss, T. W., and J. D. Marwitz, 1984: Precipitation processes within an alberta supercell hailstorm. *J. Atmos. Sci.*, **41** (6), 1025–1035.
- Krauss, T. W., and J. Renick, 1997: The new alberta hail suppression project. *J. Weather Modif.*, **29** (1), 100–105.
- Kunz, M., J. Sander, and C. Kottmeier, 2009: Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest germany. *Int. J. Climatol.*, **29** (15), 2283–2297.
- Lakshmanan, V., T. Smith, G. Stumpf, and K. Hondl, 2007: The warning decision support system-integrated information. *Weather and Forecasting*, **22** (3), 596–612.
- Lang, T. J., S. A. Rutledge, J. E. Dye, M. Venticinque, P. Laroche, and E. Defer, 2000: Anomalously low negative cloud-to-ground lightning flash rates in intense convective storms observed during sterao-a. *Monthly weather review*, **128** (1), 160–173.
- Makitov, V., 1999: Organization and main results of the hail suppression program in the northern area of the province of mendoza, argentina. *J. Weather Modif.*, **31** (1), 76–86.
- Makitov, V. S., V. S. Inyukhin, H. M. Kalov, and R. H. Kalov, 2016: Radar research of hailstorm formation and development over the central part of northern caucasus (russia). organization and main results of the regional hail suppression projects. *Nat. Hazards Rev.*, 1–20.
- Metzger, E. L., 2010: The relationship between total cloud lightning behavior and radar derived thunderstorm structure. Tech. rep., DTIC Document.
- Mezher, P., and R. Mercuri, 2009: Análisis geoestadístico de la distribución de eventos de granizo en argentina. *XXIV Scientific Meeting of the Asociación Argentina de Geofísicos y Geodestas*.
- Montanyà, J., S. Soula, N. Pineda, O. van der Velde, P. Clapers, G. Solà, J. Bech, and D. Romero, 2009: Study of the total lightning activity in a hailstorm. *Atmos. Res.*, **91** (2), 430–437.

- Montopoli, M., E. Picciotti, S. Di Fabio, A. Telleschi, A. Volpi, and F. Marzano, 2010: X-band weather radar monitoring of precipitation fields at urban scale: spatial calibration and accuracy evaluation. *Proceeding of the 6th European conference on radar in meteorology and hydrology ERAD*.
- Ortega, K. L., T. Smith, and K. Scharfenberg, 2006: An analysis of thunderstorm hail fall patterns in the severe hail verification experiment. *Preprints, 23rd Conference on Severe Local Storms*.
- Palencia, C., C. Berthet, M. Massot, A. Castro, J. Dessens, and R. Fraile, 2007: On the individual calibration of hailpads. *Atmos. Res.*, **83** (2), 493–504.
- Palencia, C., D. Giaiotti, F. Stel, A. Castro, and R. Fraile, 2010: Maximum hailstone size: relationship with meteorological variables. *Atmos. Res.*, **96** (2), 256–265.
- Parker, M. D., and R. H. Johnson, 2000: Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems. *Monthly weather review*, **128** (10), 3413–3436.
- Petra, M., and S. M. Nataša, 2013: Lightning distribution during the hailstorms with the overshooting tops. *2013 EUMETSAT Meteorological Satellite Conference*.
- Pineda, N., M. Aran, A. Andres, M. Busto, C. Farnell, and M. Torà, 2009: Study of the september 17th 2007 severe hailstorm in pla d’urgell. part ii: meteorological analysis. *Tethys*, **6**, 81–1000.
- Pineda, N., J. Bech, T. Rigo, and J. Montanyà, 2011: A mediterranean nocturnal heavy rainfall and tornadic event. part ii: Total lightning analysis. *Atmos. Res.*, **100** (4), 638–648.
- Pineda, N., and J. Montanyà, 2009: Lightning detection in spain: the particular case of catalonia. *Lightning: Principles, Instruments and Applications*, Springer, 161–185.
- Pineda, N., T. Rigo, J. Bech, and X. Soler, 2007: Lightning and precipitation relationship in summer thunderstorms: Case studies in the north western mediterranean region. *Atmospheric research*, **85** (2), 159–170.
- Pineda, N., T. Rigo, J. Montanà, and O. Van der Velde, 2016: Charge structure analysis of a severe hailstorm with predominantly positive cloud-to-ground lightning. *Atmos. Res.*
- Porrás, I., A. Sairouni, and M. Aran, 2014: Climatologia de la probabilitat de calamarsa a catalunya. *Notes d’Estudi del Servei Meteorològic de Catalunya*, S. M. de Catalunya, Ed., 1–44.
- Punge, H. J., K. Bedka, and M. Kunz, 2017: Hail frequency in europe. *Proceedings of the 2nd European Hail Conference*, K. I. o. T. KIT, Ed., University of Bern.
- Ramis, C., J. Arús, J. M. López, and A. M. Mestres, 1997: Two cases of severe weather in catalonia (spain): an observational study. *Meteorol. Appl.*, **4** (03), 207–217.
- Rigo, T., and M. C. Llasat, 2016: Forecasting hailfall using parameters for convective cells identified by radar. *Atmos. Res.*, **169**, 366–376.
- Rigo, T., and N. Pineda, 2016: Inferring the severity of a multicell thunderstorm evolving to supercell, by means of radar and total lightning. *E-Journal of Severe Storms Meteorology*, **11** (2).

- Rigo, T., N. Pineda, and J. Bech, 2010: Analysis of warm season thunderstorms using an object-oriented tracking method based on radar and total lightning data. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **10** (9), 1881–1893.
- Rigo, T., A. Serra, and M. Berenguer Ferrer, 2013: Integració de dades de radar i pluviòmetre per a la predicció meteorològica d'avingudes. *Gestió de les inundacions*, 1–6.
- Sánchez, J., R. Fraile, J. De La Madrid, M. De La Fuente, P. Rodríguez, and A. Castro, 1996: Crop damage: The hail size factor. *J. Appl. Meteor.*, **35** (9), 1535–1541.
- Schaefer, J. T., J. J. Levit, S. J. Weiss, and D. W. McCarthy, 2004: The frequency of large hail over the contiguous united states. *Preprints, 14th Conf. on Applied Climatology, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc.*, Vol. 3.
- Schultz, C. J., W. A. Petersen, and L. D. Carey, 2009: Preliminary development and evaluation of lightning jump algorithms for the real-time detection of severe weather. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **48** (12), 2543–2563.
- Schultz, C. J., W. A. Petersen, and L. D. Carey, 2011: Lightning and severe weather: A comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. *Weather and forecasting*, **26** (5), 744–755.
- Schuster, S. S., R. J. Blong, and M. S. Speer, 2005: A hail climatology of the greater sydney area and new south wales, australia. *International Journal of Climatology*, **25** (12), 1633–1650.
- Sioutas, M., and H. Flocas, 2003: Hailstorms in northern greece: synoptic patterns and thermodynamic environment. *Theor. Appl. Climatol.*, **75** (3), 189–202.
- Smith, B. T., R. L. Thompson, J. S. Grams, C. Broyles, and H. E. Brooks, 2012: Convective modes for significant severe thunderstorms in the contiguous united states. part i: Storm classification and climatology. *Weather and Forecasting*, **27** (5), 1114–1135.
- Smith, T. M., K. Ortega, K. Scharfenberg, K. Manross, and A. Witt, 2006: The severe hail verification experiment. *23rd Conference on Severe Local Storms*.
- Steiger, S. M., R. E. Orville, and L. D. Carey, 2007: Total lightning signatures of thunderstorm intensity over north texas. part ii: Mesoscale convective systems. *Mon. Wea. Rev.*, **135** (10), 3303–3324.
- Tessendorf, S. A., S. A. Rutledge, and K. C. Wiens, 2007: Radar and lightning observations of normal and inverted polarity multicellular storms from steps. *Monthly Weather Review*, **135** (11), 3682–3706.
- Tuovinen, J.-P., A.-J. Punkka, J. Rauhala, H. Hohti, and D. M. Schultz, 2009: Climatology of severe hail in finland: 1930-2006. *Mon. Wea. Rev.*, **137** (7), 2238–2249.
- Waldvogel, A., B. Federer, and P. Grimm, 1979: Criteria for the detection of hail cells. *J. Appl. Meteor.*, **18** (12), 1521–1525.
- Williams, E., and Coauthors, 1999: The behavior of total lightning activity in severe florida thunderstorms. *Atmos. Res.*, **51** (3), 245–265.