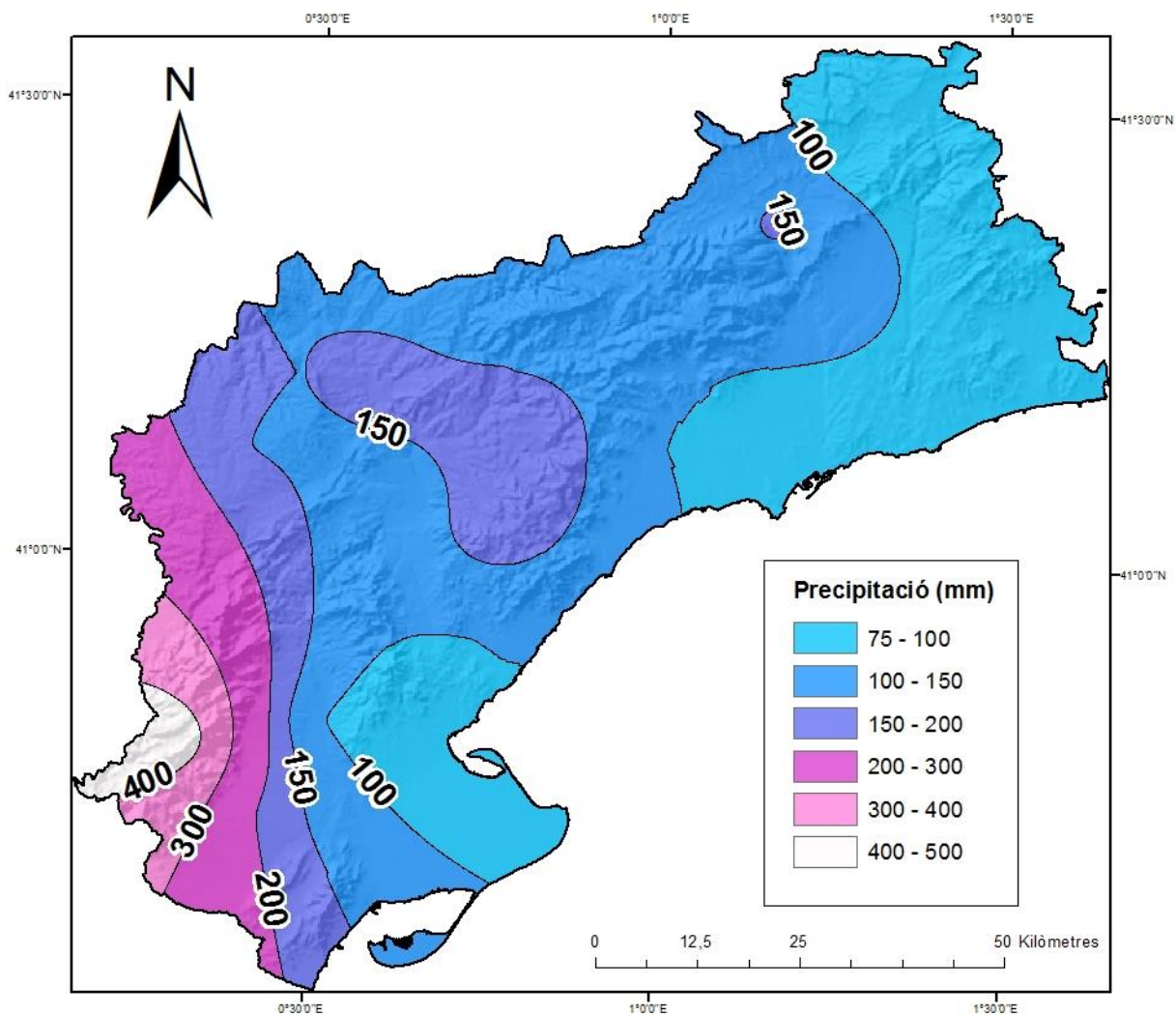


LA VARIABILITAT ESPACIO-TEMPORAL DE LA PRECIPITACIÓ AL CAMP DE TARRAGONA I LES TERRES DE L'EBRE



Precipitació acumulada al Camp de Tarragona i a les Terres de l'Ebre durant l'episodi del 27 al 30 de novembre de 2014. Elaboració pròpia a partir de les dades del Servei Meteorològic de Catalunya.

Alumne: Marc Lemus Cánovas

TREBALL FINAL DE GRAU

Tutor: Joan Albert López-Bustins

2015-2016

Agraïments

Voldria agrair especialment l'ajuda i la paciència inestimable del Dr. López-Bustins, tutor d'aquest Treball Final de Grau, que ha estat capaç de respondre a cada un dels més de 70 correus que li he enviat durant l'elaboració d'aquest treball. Per això i pels coneixements que m'ha sabut transmetre, li dono les gràcies.

Agraeixo al Servei Meteorològic de Catalunya totes les dades facilitades, sense les quals aquesta investigació no hagués estat possible.

Agrair a tots els companys i companyes de la promoció 2012-2016 el seu acompanyament i amistat fins a la culminació d'aquest treball.

Finalment, no podia acabar sense agrair a la meva família el suport incondicional que sempre m'ha donat.

Sumari

1. INTRODUCCIÓ I MOTIVACIÓ	pàg. 1
2. ESTAT DE L'ART	pàg. 2
3. OBJECTIUS I HIPÒTESIS	pàg. 5
3.1. Objectius	pàg. 5
3.2. Hipòtesis	pàg. 5
4. L'ÀREA D'ESTUDI: EL CAMP DE TARRAGONA I LES TERRES DE L'EBRE	pàg. 7
4.1. Descripció física.....	pàg. 7
4.1. Característiques climatològiques	pàg. 8
5. SÈRIES DE DADES DE L'ESTUDI.....	pàg. 10
5.1. Font de dades	pàg. 10
5.2. Selecció de la xarxa d'observatoris i el període d'estudi	pàg. 10
6. METODOLOGIA	pàg. 13
6.1. Càlcul d'índexs de variabilitat pluviomètrica anuals i estacionals	pàg. 13
6.2. Càlcul de la concentració diària de la precipitació	pàg. 14
6.3. Anàlisi dels índexs de teleconnexió NAO i WeMO en relació amb la precipitació.	pàg. 19
6.3.1. Nocions de teleconnexions: el cas de la NAO i la WeMO	pàg. 19
6.3.1.1. L'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord (NAO)	pàg. 20
6.3.1.2. L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO)	pàg. 21
6.4. Anàlisi sinòptica de grans episodis de precipitacions	pàg. 22
6.5. Mètodes cartogràfics	pàg. 24
6.5.1. Anàlisi de regressió i modelització espacial	pàg. 25
7. ESTUDI DE LA VARIABILITAT PLUVIOMÈTRICA I LA TORRENCIALITAT.....	pàg. 28
7.1. Anàlisi de l'evolució temporal de la variabilitat pluviomètrica: 1951-2014, 1951-1982 i 1983-2014	pàg. 28
7.1.1. Anual	pàg. 28
7.1.2. Hivern	pàg. 31
7.1.3. Primavera	pàg. 33
7.1.4. Estiu	pàg. 35
7.1.5. Tardor	pàg. 37
7.1.6. Mediterraneïtat de l'àrea d'estudi: una síntesi dels resultats.....	pàg. 38
7.2. Anàlisi diària de la torrencialitat	pàg. 39
7.2.1. Catàleg d'episodis torrencials i extremadament torrencials	pàg. 39
7.2.2. Representació de la freqüència absoluta d'episodis intensos i torrencials	pàg. 41

7.2.2.1. Cartografia de la freqüència absoluta d'episodis intensos ($P \geq 50$ mm)	pàg. 41
7.2.2.2. Cartografia de la freqüència absoluta d'episodis torrencials ($P \geq 100$ mm)	pàg. 43
7.2.2.3. Evolució mensual dels dies de precipitació intensa ($P \geq 50$ mm), torrencial ($P \geq 100$ mm) i extremadament torrencial ($P \geq 200$ mm).	pàg. 44
7.2.3. Episodis intensos i teleconnexions	pàg. 46
7.2.3.1. Precipitació diària i la NAO	pàg. 46
7.2.3.2. Precipitació diària i la WeMO.....	pàg. 47
7.2.3.3. Calendari quinzenal del WeMOi.....	pàg. 48
8. ANÀLISI DE REGRESSIÓ I MODELITZACIÓ ESPACIAL: EL CAS DEL CV, S_1 I rWeMO.....	pàg. 51
8.1. Modelització del coeficient de variació	pàg. 51
8.2. Modelització de l'índex de disparitat consecutiva	pàg. 53
8.3. Modelització de la rWeMO	pàg. 53
9. CLASSIFICACIÓ SINÒPTICA DELS EPISODIS TORRENCIALS	pàg. 56
10. DISCUSSIÓ	pàg. 61
11. CONCLUSIONS	pàg. 63
12. REFERÈNCIES BIBLIOGRÀFIQUES	pàg. 66
13. ANNEX	pàg. 69
14. ÍNDEX DE FIGURES	pàg. 74
15. LLISTAT D'ACRÒNIMS	pàg. 76

1. Introducció i motivació

Des de sempre l'home s'ha interessat per viure de manera confortable, i el canvi climàtic és i serà un tema que portarà a la corda fluixa la confortabilitat que fins a dia d'avui existeix a la Mediterrània.

La cultura dels assentaments mediterranis es basa en una elevada proximitat als cursos fluvials i àrees marítimes per al seu abastiment i desenvolupament, però alhora aquest fet suposa una exposició i un increment de la vulnerabilitat davant les inclemències naturals. El terme *risc natural* engloba aquesta última afirmació, la qual posseeix un sentit doble segons Calvo (1984): D'una banda, abasta l'esforç continu per a fer el sistema humà menys vulnerable a les inclemències de la naturalesa; de l'altra, la necessitat d'afrontar en concret aquells esdeveniments naturals que excedeixen la capacitat d'absorció del sistema d'ús del medi elaborat per cada societat.

En les últimes dues dècades s'ha construït per sobre del que racionalment era sostenible a l'arc mediterrani espanyol, i a més, algunes d'aquestes edificacions s'han dut a terme en zones de risc, especialment en àrees exposades al perill d'inundació, com en sectors amb risc de sequeres, temporals marítimes i esllavissades. Aquesta realitat ha de ser incorporada a la planificació territorial, ja que són les polítiques territorials les que menys s'han adaptat a aquesta nova realitat. És per això que no es pot deixar de valorar la component humana i social del risc, no l'eminència física, intentant passar de la mitigació del perill a reduir l'exposició i la vulnerabilitat.

Aquest estudi es planteja com un document capaç d'identificar les àrees del sud de Catalunya amb una major exposició a les inundacions des del vessant pròpiament atmosfèric, però que pugui ser d'utilitat en els estudis d'aprofitament dels recursos naturals, des de la perspectiva de la planificació física, i en la presa de consciència del model intensiu d'ocupació del territori que ha sofert la costa mediterrània en les últimes dècades, sense un planejament holístic.

La interessant orografia i la riquesa paisatgística del Camp de Tarragona i de les Terres de l'Ebre m'han empès a realitzar l'estudi aquí present. Segurament, tenir vincles vivencials amb un fragment d'aquest territori també n'ha facilitat la seva elecció i, és que al final, i cito textualment Joan Nogué:

“Los lugares, efectivamente, son “localizables”, pero ni los lugares se pueden reducir a una simple localización ni el espacio geográfico puede ser visto –como a veces hacemos– como un simple espacio topográfico, casi topológico. El espacio geográfico es, en esencia, un espacio existencial. Y, en este espacio, los lugares no son simples localizaciones; no son sólo el cruce de un eje de coordenadas conformado por paralelos y meridianos. Son mucho más que eso: son porciones del territorio imbuidas de significados, de emociones y, por lo tanto, llenas de significados para los seres humanos”.
(Nogué, 2009, p. 157)

2. Estat de l'art

Un dels temes que es troba a l'ordre del dia en l'estudi de la climatologia mediterrània és el que es refereix a la variabilitat pluviomètrica centrada en l'actual procés de canvi climàtic, sobretot per la seva incerta evolució. La pluviometria mediterrània es caracteritza per ser força escassa, al voltant dels 500 mm, i concentrada en les estacions de transició (primavera i tardor). La influència de la mar mediterrània sobre el litoral, es dilueix a mesura que penetrem a l'interior a causa de la marcada orografia paral·lela a la línia de la costa. En el II Informe sobre el canvi climàtic a Catalunya (2010) es defineix el caràcter mediterrani de Catalunya, no únicament per la influència marítima, sinó pel seu caràcter subtropical com més al sud, i per les influències atmosfèriques del mar que hi ha a llevant de les seves terres (Martín-Vide *et al.*, 2010). És important, doncs, incidir en els estudis anteriors tant pel que fa al tractament estadístic de la variabilitat pluviomètrica, com pel que fa la modelització espacial de variables climàtiques, qüestions claus en què se centra aquesta recerca.

L'interès per l'estudi de la variabilitat pluviomètrica ha anat creixent en els darrers anys, sobretot a partir de l'auge del canvi climàtic. Inicialment, els estudis se centraren a determinar com es caracteritzava la precipitació en un període temporal determinat en base a uns estadístics bàsics (Albentosa, 1970). A partir de la dècada dels 80, començaren a proliferar nombrosos estudis (Martín-Vide, 1987; Burgueño, 1991; Burgueño, 1993) que inclogueren nous índexs (PCI i S_1) per a caracteritzar la variabilitat pluviomètrica a una escala mensual i anual (Oliver, 1980; Martín-Vide, 1986). Aquests nous índexs analitzaven, d'una banda, la concentració de la precipitació (PCI), facilitant el coneixement de l'estacionalitat de la precipitació a una escala mensual o anual, establint així una estandardització de les dades pluviomètriques per a concretar aquelles àrees on uns pocs anys o mesos tenen un elevat pes en la precipitació total, una característica molt habitual a l'àrea mediterrània. D'altra banda, l'índex de disparitat consecutiva (S_1) aportava un notable avenç, ja que no es limita a explicar la dispersió relativa de la precipitació, sinó que introdueix un nou paràmetre, el desordre, el qual no només explica la dispersió relativa sinó que inclou l'ordre temporal en què es produeixen aquestes precipitacions, contribuint a avaluar certes característiques climatològiques i a precisar les tendències possibles i els canvis climàtics (Martín-Vide, 1986).

Quant a l'anàlisi de la precipitació diària, suposa un punt d'inflexió la posada en funcionament de l'índex de concentració diària (CI) proposat per Martín-Vide (2004). Aquest índex ressalta el pes d'aquelles freqüències diàries amb una precipitació més elevada sobre el total. Inicialment, aquest índex s'havia basat en classes de precipitació d'1 mm, però vista la seva sensibilitat, recentment s'ha contemplat també l'establiment de classes de més amplitud, de 5 i 10 mm, per evitar problemes de qualitat en les sèries pluviomètriques (Benhamrouche i Martín-Vide, 2012).

No merament els índexs pluviomètrics que hem vist han servit per caracteritzar la pluviometria, també els índexs de teleconnexió ens permeten establir correlacions amb les precipitacions, indicant així, quins

tipus de fluxos o circulacions afavoreixen l'aparició de la precipitació. En aquest sentit, la tasca duta a terme per la Unitat de Recerca Climàtica de la Universitat de East Anglia (Climatic Research Unit UEA) en la reconstrucció de l'oscil·lació de l'Atlàntic Nord (NAO) (Jones, 1997), tipificant i restant les pressions en superfície entre Ponta Delgada (Açores) i Reykjavik (Islàndia), ha permès caracteritzar aquelles regions amb una clara influència a rebre precipitacions de caràcter atlàntic, o sigui, més regulars.

Altrament, les precipitacions de caràcter mediterrani també s'han pogut caracteritzar mitjançant un altre índex de teleconnexió, en aquest cas, per a la Mediterrània Occidental. L'oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO) (Martín-Vide i López-Bustins, 2006) es defineix com la diferència entre les pressions en superfície estandarditzades de Cadis-San Fernando (sud-oest d'Espanya) i Pàdua (nord-est d'Itàlia). La necessitat de la WeMO es fa plausible per la manca de correlació que té la NAO amb la precipitació del sud-est peninsular (Rodó *et al.*, 1997). És especialment rellevant el cas de l'àrea del Golf de València on les correlacions entre la precipitació i la WeMO són molt elevades i, en canvi, amb la NAO aquestes correlacions perden molt de pes (veure apartat 6.3, pàg. 19 per a més informació).

La definició relativament recent de la WeMO (Martín-Vide i López-Bustins, 2006) ha permès establir una caracterització diària dels grans episodis de precipitació, on aquells dies amb precipitació elevada a l'est de la Península Ibèrica es correlacionen significativa i negativament amb els valors de l'índex de la WeMO (WeMOi). Recentment, s'han dut a terme correccions i homogeneïtzacions internes en alguns valors de la resolució diària de la pressió del dipol (López-Bustins *et al.*, 2014).

La variabilitat climàtica i meteorològica fa que sigui una tasca complexa tipificar les diferents situacions atmosfèriques que afecten a una regió. Sens dubte, la climatologia sinòptica aporta aspectes que en la climatologia analítica manquen, com la interconnexió entre els diferents elements del clima o la capacitat d'adaptar-se al dinamisme climàtic, entre d'altres (Raso, 1980). De fet, des d'aquesta mancança de la climatologia analítica, sorgeix la necessitat d'enfocar també l'estudi del clima des del punt de vista sinòptic. La climatologia sinòptica suposa abordar l'anàlisi dels tipus de temps, la seva successió, freqüència i permanència, per tal de concretar els caràcters veritables del clima, a més de constituir les proves sinòptiques dels mecanismes de la circulació atmosfèrica (Albentosa, 1976). La concreció de la climatologia sinòptica s'estableix mitjançant les classificacions sinòptiques, que tipifiquen els estats de l'atmosfera a escala sinòptica (Ribalaygua i Borén, 1996), és a dir, a macroescala, amb dimensions entre 2.000 i 10.000 kilòmetres i amb una duració temporal d'entre un dia i un mes. A partir de les diverses metodologies emprades, podem distingir dos grans grups de classificacions: les classificacions sinòptiques subjectives i classificacions sinòptiques objectives. L'última, és la que ha pres més força darrerament principalment per l'auge de la tecnologia, i és en la que ens hem centrat en la present recerca.

Una de les metodologies de classificació sinòptica objectiva més emprades per a la nostra àrea d'estudi ha estat la proposada per Jenkinson i Collison (1977), que utilitza dades de pressió atmosfèrica a nivell de superfície. La primera aplicació d'aquesta metodologia a l'àmbit de la Mediterrània Occidental es va dur a terme per Martín-Vide (2002), el qual aplica aquesta classificació automàtica per a classificar dies de precipitació torrencial al llevant peninsular, amb uns resultats notablement satisfactoris. Darrerament, han estat molts els estudis que han aplicat aquesta metodologia per a classificar les situacions sinòptiques a la conca de la Mediterrània Occidental, sobretot, en destaquen aquells que es refereixen al Mar Balear i terres circumdants (Llop i Alomar, 2012; Grimalt *et al.*, 2013).

L'altre bloc on hem focalitzat la investigació, la modelització espacial, ha esdevingut molt freqüentat a partir de la dècada dels 2000, sobretot amb el creixent ús i expansió dels Sistemes d'Informació Geogràfica (SIG). El SIG i la seva potència de càlcul s'han convertit en l'actualitat, en una eina pràcticament imprescindible per a l'estudi espacial i la representació de variables climàtiques (López-Díaz *et al.*, 2007). La majoria de treballs consisteixen en l'obtenció i depuració de les dades i en la posterior elecció del mètode més adequat per a la interpolació espacial de les variables. A nivell peninsular, la majoria d'estudis climatològics s'han dedicat a la interpolació de la temperatura i la precipitació, sobretot, per a l'elaboració d'atles climàtics, tan a nivell regional com peninsular (Ninyerola *et al.*, 2000 i 2005). Si bé no hi ha un mètode unitari a l'hora de la generació de cartografia climàtica, la modelització a partir de la regressió múltiple i la posterior correcció de l'error mitjançant la cartografia de residuals és el que ha obtingut millors resultats (Ninyerola *et al.*, 2000 i 2005; Vicente-Serrano *et al.*, 2003; Saz *et al.*, 2009). Encara que fonamentalment els mètodes d'interpolació s'han basat en la temperatura i la precipitació com a variables dependents, la interpolació per regressió múltiple també s'ha executat per als índexs de dispersió com el coeficient de variació (CV) (Chernocky *et al.*, 2008) o l'índex de disparitat consecutiva (S_1) (López-Bustins *et al.*, 2008).

3. Objectius i hipòtesis

3.1. Objectius

En aquest estudi hi ha un objectiu general que és el de **conèixer el caràcter espacio-temporal de la pluviometria del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre**. Per a l'assoliment d'aquest objectiu general, és necessari fer una concreció en diversos objectius específics. Aquests objectius específics són els següents:

- Conèixer la temporalitat de les precipitacions en base a diferents índexs estadístics i escales temporals.
- Establir quina és la relació entre els índexs de teleconnexions i els episodis diaris de precipitació intensa ($P \geq 50$ mm), torrencial ($P \geq 100$ mm) i extremadament torrencial ($P \geq 200$ mm).
- Representar espacialment el caràcter temporal de les precipitacions sobre l'àrea d'estudi.
- Realitzar un catàleg d'episodis de precipitació intensa, torrencial i extremadament torrencial.
- Analitzar quines situacions sinòptiques determinen els episodis de precipitació intensa, torrencial i extremadament torrencial.

3.2. Hipòtesis

Seguint la mateixa estructuració que en els objectius, s'ha formulat la següent hipòtesi general de partida: **En el context de canvi global, la variabilitat temporal de les precipitacions tendeix a augmentar al llarg del període d'estudi**. Aquesta hipòtesi es justifica per ser l'àrea d'estudi una regió de transició entre el clima temperat i de pluviometria regular de l'Europa Occidental i el clima subtropical i de pluviometria més irregular del nord d'Àfrica. Amb l'augment tèrmic deduït de l'escalfament global, l'àrea de transició mediterrània podria estar-se desplaçant cap a latituds més altes, causant així a la nostra àrea, una major variabilitat.

D'altra banda s'exposen un seguit d'hipòtesis concretes que acabaran de complementar aquest estudi:

- La concentració de la precipitació diària és més elevada a les àrees amb major incidència dels fluxos atmosfèrics d'origen mediterrani a causa de la seva orientació i accentuació orogràfica.
- La WeMO (Oscil·lació de la Mediterrània Occidental) té una gradació nord-sud i interior-litoral en la seva correlació amb la precipitació. Aquest índex té una influència més elevada a les àrees amb clima més mediterrani¹, és a dir, les àrees meridionals i litorals.

¹ Caràcter mediterrani entès, no únicament per la influència marítima, sinó pel seu caràcter subtropical com més al sud, i per les influències atmosfèriques del mar que hi ha a llevant, en el cas de la costa catalana (Martín-Vide *et al.*, 2010).

- Els episodis de gran volum de precipitació es produeixen en circulacions atmosfèriques de l'est degut a l'aportació marítima del flux d'aire i a l'orientació dels relleus; les circulacions de sud-est i sud aporten també episodis d'elevada precipitació pel recorregut marí dels vents.

4. L'àrea d'estudi: el Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre

4.1. Descripció física

L'àrea d'estudi comprèn el Camp de Tarragona d'una banda, en el qual s'inclouen les comarques de l'Alt Camp, el Baix Camp, el Baix Penedès, la Conca de Barberà, el Priorat i el Tarragonès, i les Terres de l'Ebre de l'altra, amb les comarques del Baix Ebre, el Montsià, la Ribera d'Ebre i la Terra Alta. Aquestes dues àrees es troben al quadrant nord-est de la Península Ibèrica i al sud-oest del continent europeu. La raó d'aquesta elecció, esmentada breument en la motivació (pàg. 1), es deu a una vinculació personal d'una banda, i a un interès purament climatològic, com ho és el de la torrencialitat d'aquesta àrea de Catalunya (López-Bustins *et al.*, 2008). Aquests dos factors, són els elements pels quals s'ha decidit delimitar aquesta àrea d'estudi.

Pel que fa al caràcter fisiogràfic d'aquestes dues regions –tractades en aquest treball com a un sol conjunt d'estudi– comparteixen alhora una elevada complexitat orogràfica degut a un elevat nombre de serres entre les quals podem destacar, de sud a nord, el Montsià, els Ports, la Serra de Llaberia, el Montsant, les Muntanyes de Prades, les Muntanyes de l'Alt Gaià i el Montmell, com a massissos de més entitat. Una part d'aquests relleus són esculpits pels rius Ebre, Francolí i Gaià, com a cursos fluvials més destacats. En el mapa hipsomètric (fig. 1) es representen aquests elements fisiogràfics.

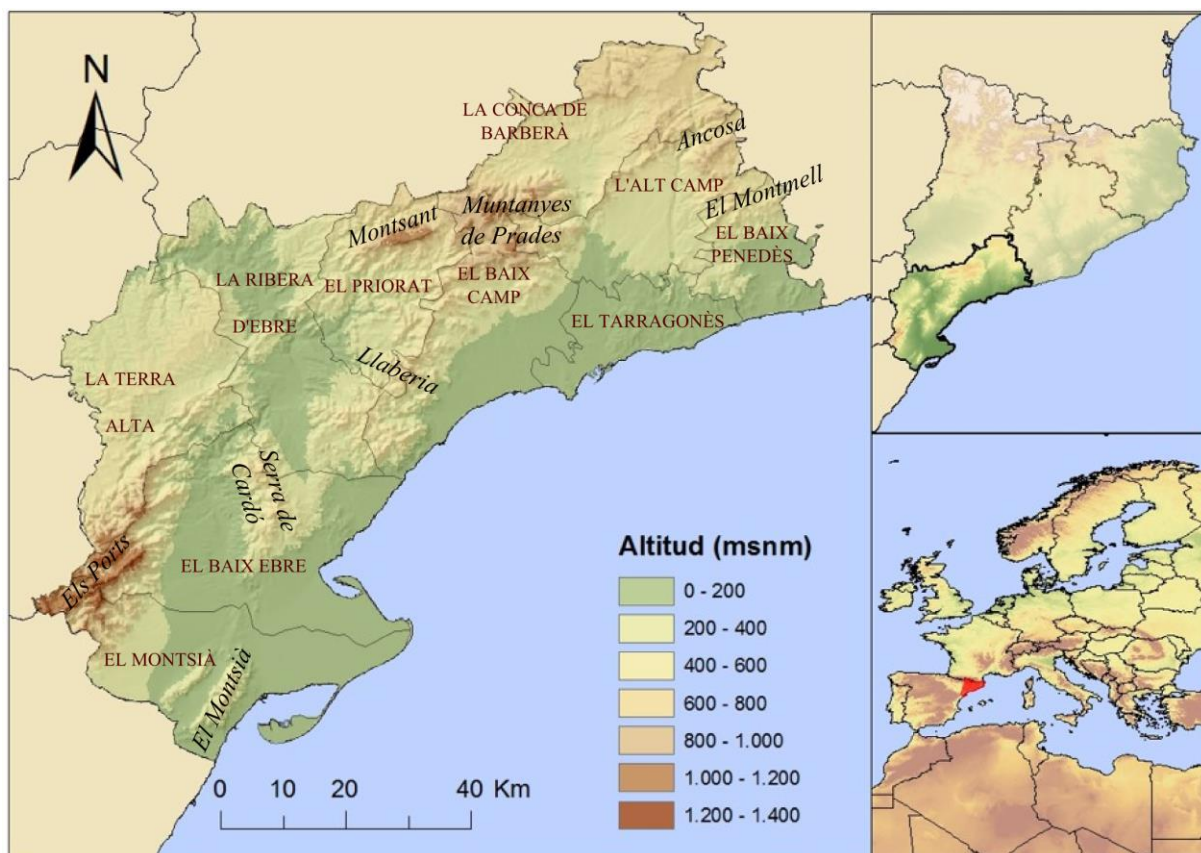


Figura 1. Mapa hipsomètric del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre. Elaboració pròpia.

Una important característica d'aquesta àrea és que comprèn part de les dues principals conques hidrogràfiques de Catalunya: les conques internes i la conca de l'Ebre. Les Muntanyes de Prades i la Serra de Llaberia són els relleus que separen ambdues xarxes hidrogràfiques.

4.2. Característiques climatològiques

En aquest apartat es presentaran, de manera breu, els principals trets climàtics de l'àrea d'estudi. Ens trobem dins d'un clima temperat, caracteritzat per dues estacions temperades i humides, una de càlida i una altra de moderadament freda. Aquestes dues últimes són, generalment, seques. Es tracta d'un clima mediterrani de façana oriental català per a la major part del territori d'estudi i de clima mediterrani de muntanya per a les Muntanyes de Prades i els Ports, segons la classificació dels climes d'Espanya de Martín-Vide i Olcina-Cantos (2001).

Es tracta d'una àrea on és molt freqüent la presència de l'anticicló de les Açores durant l'estiu, i una degradació del mateix a partir de finals d'aquesta estació, propiciant el pas de fronts atlàntics poc actius i la formació de baixes pressions a la Mediterrània Occidental. És en aquestes baixes mediterrànies l'origen de bona part de la pluviometria d'aquesta àrea i, on la topografia intervé de manera decisiva per a establir els màxims i mínims pluviomètrics (fig. 2). La tardor i la primavera són les estacions més plujoses i afavoridores d'aquesta situació.

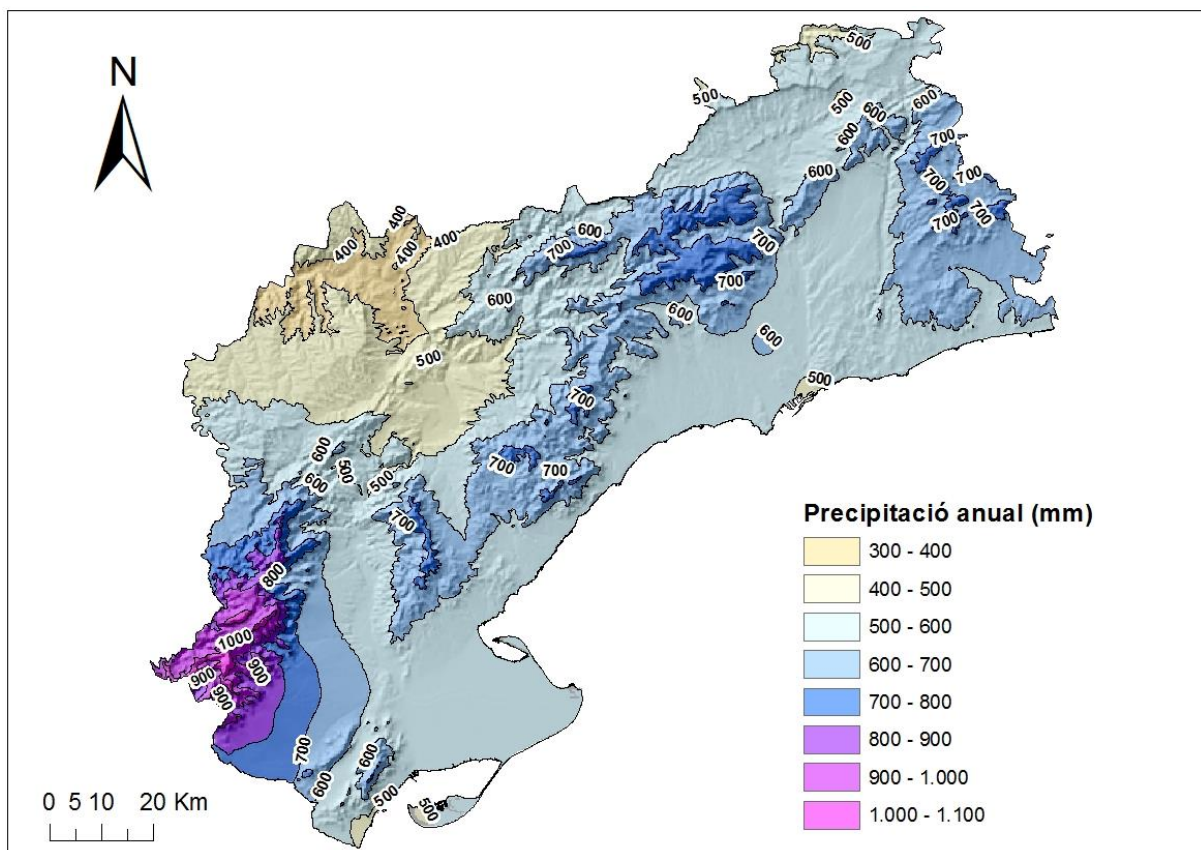


Figura 2. Precipitació anual al Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre (1951-1999). Elaboració pròpia a partir de l'Atlas Climàtic Digital de Catalunya (Ninyerola et al., 2000).

Com es fa plausible, els màxims pluviomètrics es troben a les àrees muntanyoses dels Ports (el Baix Ebre, el Montsià i la Terra Alta), i Muntanyes de Prades (l'Alt Camp, el Baix Camp, la Conca de Barberà i el Priorat). En el primer sistema muntanyós se superen els 1.000 mm anuals, mentre que en el segon rondan els 700-800 mm anuals. L'àrea per on transita el riu Ebre, és en general, una àrea de baixa pluviometria, entre els 350 i 550 mm anuals. La franja costanera té una pluviometria al voltant dels 500-600 mm anuals.

Quant a la temperatura de l'aire, la mitjana anual és de 16°C a la franja costanera, mentre que a les zones més elevades, aquesta temperatura baixa fins als 11°C². L'efecte termoregulator de la Mediterrània provoca una reduïda amplitud tèrmica diària i anual al litoral. En canvi, a mesura que penetrem terra endins aquesta amplitud tèrmica augmenta notablement.

² Dades obtingudes del Servei Meteorològic de Catalunya, a partir de la lectura de l'Atles Climàtic de Catalunya 1961-1990 (Martín-Vide i Raso, 2003). Consulta disponible: http://www.meteo.cat/climatologia/atles_climatic

5. Sèries de dades de l'estudi

5.1. Font de dades

Les dades mensuals de precipitació emprades en els 20 observatoris repartits per l'àrea d'estudi (fig. 3) provenen de dos organismes oficials, el SMC (Servei Meteorològic de Catalunya) i l'AEMET (Agència Estatal de Meteorologia), i del Grup de Canvi Climàtic de la Universitat Rovira i Virgili (C3). En el cas de les dades diàries de precipitació (16 observatoris), aquestes han estat extretes del SMC, així com del projecte ECA&D (European Climate Assessment & Dataset).

5.2. Selecció de la xarxa d'observatoris i el període d'estudi

Per a la selecció de la xarxa d'observatoris pluviomètrics mensuals s'ha contemplat un seguit de requisits:

- Cada comarca de l'àmbit d'estudi ha de comptar amb un mínim d'una estació per tal d'obtenir una distribució espacial el més homogènia possible.
- Seguint el criteri anterior, s'ha seleccionat el màxim d'estacions disponibles amb una sèrie superior a 60 anys, per tal de que els subperíodes compleixin el mínim de 30 anys que recomana la Organització Meteorològica Mundial (OMM) per a estudiar el clima.
 - Les 20 sèries seleccionades tenen 64 anys de dades mensuals (1951-2014) sense cap llacuna, les quals han passat un procés de control de qualitat i homogeneïtzació per part dels diferents organismes oficials i grups d'investigació d'on provenen.
- Per tal d'assegurar l'homogeneïtat de les dades –aspecte clau abans d'iniciar el tractament de les dades–, s'ha optat per aplicar el conegut test de Thom (1966), test d'homogeneïtat absoluta aconsellat per la OMM per a dades amb distribucions no conegudes. El test consisteix a comptabilitzar el número de ratxes o trams de la sèrie que queden per sobre o per sota de la mediana. De les 20 sèries mensuals disponibles, 18 han passat el test d'homogeneïtat al nivell de significació $\alpha = 0,95$, mentre que 2 han passat el test a un nivell de significació de $\alpha = 0,90$. Per tant, s'han acceptat totes les sèries.

Per a la selecció de la xarxa d'observatoris meteorològics diaris s'han contemplat els següents requisits:

- Obtenir la imatge espacial el més coherent possible, tenint en compte la dificultat per aconseguir observatoris amb dades contínues de registres diaris.
- Que aquests registres posseïssin un mínim del 80 % de les dades que comprèn el període 1951-2014.

- Les sèries han passat un control d'homogeneïtat relativa³ per part del SMC, per tal de certificar-ne la seva qualitat.

Comarca	Localitat estació	Altitud (msnm)	Resolució de la sèrie	Període de la sèrie	% dades disponibles	Font
l'Alt Camp	Valls	230	Mensual	1951-2014	100	SMC
el Baix Camp	Reus-Aeroport	73	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	96,5	SMC
	Reus-Centre de Lectura	139	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	82,4	ECAD
el Baix Ebre	Montbrí del Camp	120	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	95,6	SMC
el Baix Penedès	l'Ametlla de Mar	19	Mensual	1951-2014	97,7	AEMET
	Tortosa – Obs. de l'Ebre	48	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	99,3	ECAD
el Baix Penedès	El Vendrell	60	Mensual	1951-2014	98,3	C3 (URV)
la Conca de Barberà	Montblanc	340	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	95,5	SMC
	Rocafort de Queralt	560	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	95,5	SMC
Sarral	473	Mensual	1951-2014	100	SMC	
		Diària	1951-2014	88,8	SMC	
el Montsià	Vimodó	480	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1954-2013	96,7	SMC
el Montsià	Amposta	12	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	97,5	SMC
	Mas de Barberans	240	Mensual	1951-2014	100	SMC
el Priorat	Cabacés	257	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	97,1	SMC
la Ribera d'Ebre	Benissanet	30	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	87,9	SMC
	Flix/Vinebre	53	Mensual	1951-2014	100	SMC
			Diària	1951-2014	95,7	SMC
	Miravet	28	Mensual	1951-2014	100	SMC
Diària			1951-2014	96,3	SMC	
Riba-roja d'Ebre	88	Mensual	1951-2014	100	SMC	
			Diària	1951-2014	94,5	SMC
Tivissa	313	Mensual	1951-2014	100	SMC	
		Diària	1951-2014	95,1	SMC	

³ La tècnica d'homogeneïtat relativa emprada consisteix en comparar la sèrie completa a analitzar amb un conjunt de sèries de suport properes i coetànies.

la Terra Alta	Vilalba dels Arcs	442	Mensual	1951-2014	99,9	SMC
			Diària	1951-2014	98,9	

Taula 1. Informació sobre les sèries pluviomètriques seleccionades del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre. Elaboració pròpia.

La longitud de les sèries (1951-2014) permet establir dos subperíodes d'estudi de 32 anys (1951-1982 i 1983-2014), tant en la resolució mensual com en la diària.

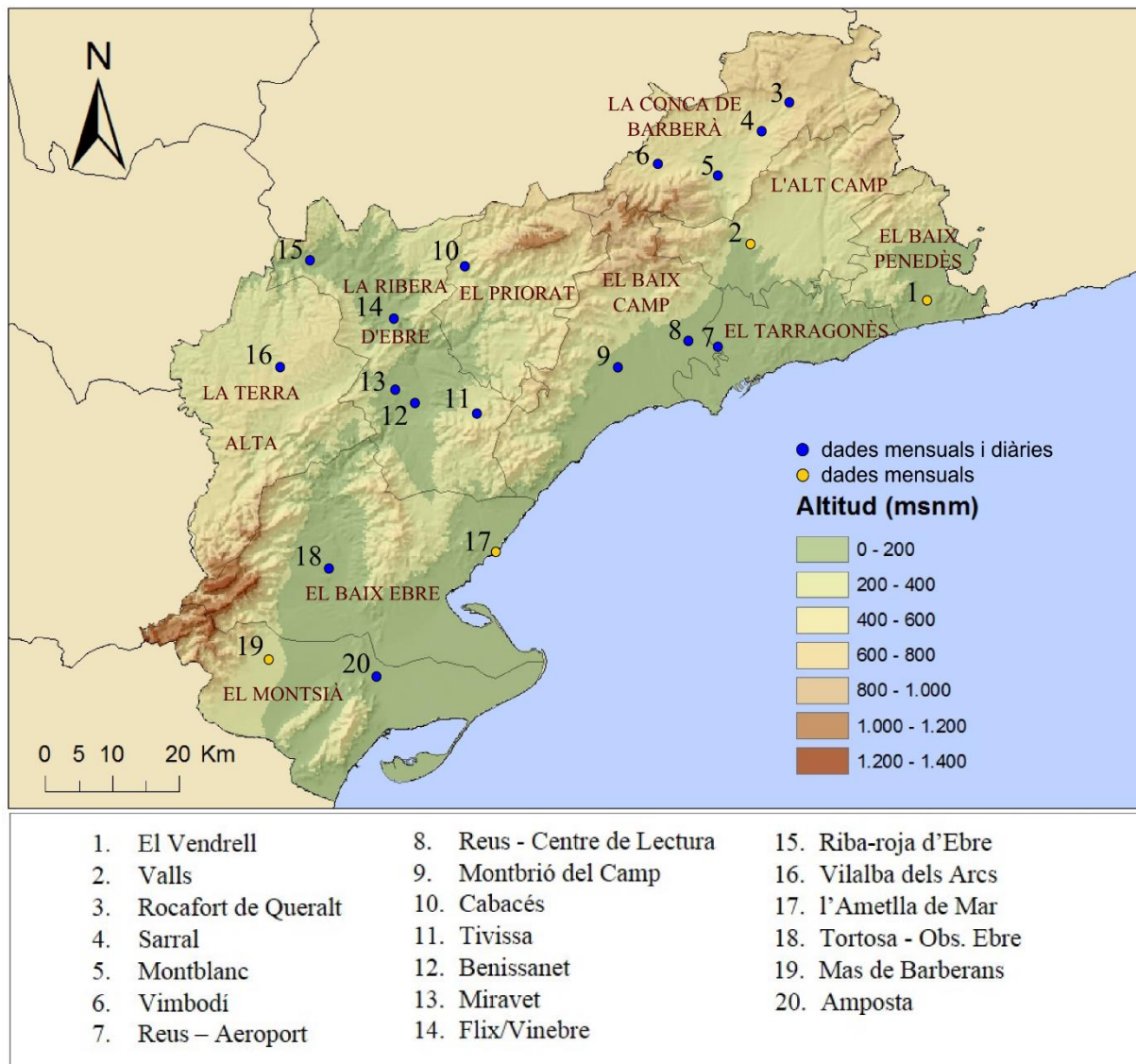


Figura 3. Xarxa d'observatoris pluviomètrics mensuals i diaris del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre. Elaboració pròpia.

6. Metodologia

La metodologia aplicada en el present estudi deriva essencialment de la climatologia quantitativa, basada en l'anàlisi quantitativa. Així doncs, majoritàriament s'han emprat mètodes estadístics, tant per descriure com per explicar les dades pluviomètriques. Si més no, degut a la varietat de mètodes utilitzats, a continuació s'especifica el procediment seguit per a cada un d'ells.

En termes generals, s'ha emprat el software *Microsoft Excel 2013* per a l'anàlisi estadística de dades. L'ús d'altres softwares queda concretat als diferents apartats.

6.1. Càlcul d'índexs de variabilitat pluviomètrica anuals i estacionals

Per al desenvolupament dels càlculs dels índexs de variabilitat pluviomètrica a escala anual i estacional, s'ha emprat el coeficient de variació (CV) expressat en percentatge d'una banda, i l'índex de disparitat consecutiva (S_1) (Martín-Vide, 1986), de l'altra. El CV s'estableix a partir del quocient entre la desviació estàndard i la mitjana, i la posterior multiplicació per 100 per tal d'adequar el valor a percentatge:

$$CV = \frac{s}{\bar{X}} \cdot 100 (\%)$$

On s és la desviació estàndard i \bar{X} la mitjana.

Tot i les bondats del coeficient de variació, no intervé de cap manera l'ordre temporal dels valors de la sèrie. L'ordenació cronològica dels valors constitueix la característica essencial del comportament temporal de la precipitació (Martín-Vide, 2003). Així doncs, l' S_1 està proposat especialment per a mesurar la magnitud dels canvis tal i com s'esdevenen cronològicament (Martín-Vide, 1987; Burgueño, 1992):

$$S_1 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^{n-1} \left| \ln \frac{p_{i+1}}{p_i} \right|,$$

on n és el nombre total d'anys de la sèrie analitzada, p_i és l'any en qüestió i p_{i+1} suposarà el següent any. Els anys amb registres 0 mm se substitueixen per un valor inferior a 1 mm, que no sigui 0, per tal de resoldre la indeterminació.

A partir de la divisió del període d'estudi en dues meitats iguals de 32 anys, s'ha pogut establir una comparativa entre subperíodes per tal d'avaluar quina ha estat l'evolució de la variabilitat pluviomètrica de l'àrea d'estudi.

En ambdós índexs s'ha establert una llegenda qualitativa per als valors anuals (taula 2), per tal de millorar-ne la seva interpretació, proposada per Llasat *et al.* (2009). Valors superiors al 20%, en el cas

del CV, i del 0,25, en el S_1 , són propis d'un clima amb elevada variabilitat pluviomètrica, com és el cas del clima mediterrani.

	molt baix	baix	moderat	moderat-alt	alt	molt alt	Extrem
Coefficient de variació (%)	< 15	[15-20)	[20-25)	[25-30)	[30-35)	[35-40)	≥ 40
Índex de disparitat consecutiva	< 0,20	[0,20-0,25)	[0,25-0,30)	[0,30-0,35)	[0,35-0,40)	[0,40-0,45)	$\geq 0,45$

Taula 2. Llegenda qualitativa proposada per Llasat *et al.*, (2009) per als índexs pluviomètrics CV i S_1 , amb modificació a l'última classe. Font: Elaboració pròpia a partir de Llasat *et al.* (2009)

6.2. Càlcul de la concentració diària de la precipitació

L'índex de concentració diària de la precipitació (CI), proposat per Martín-Vide (2004), permet conèixer com la precipitació diària es distribueix temporalment. Aquest índex prové de l'índex de Gini aplicat a les corbes de Lorenz, per tant, es tracta d'avaluar la freqüència acumulada tant del nombre de dies de precipitació que té cada classe d'1 mm, com la freqüència acumulada resultant de la multiplicació de la marca de classe per la freqüència de dies de precipitació que té la classe en qüestió.

Així doncs, es començarà classificant les quantitats diàries de precipitació en classes d'1 mm, iniciant des de la classe [0,1-0,9), continuant per la [1,0- 1,9), [2,0-2,9), etc., en ordre creixent (taula 3). Es passarà, posteriorment, a configurar una taula amb les classes mencionades fins a la que conté la classe més elevada de precipitació, a la primera columna. A la segona columna, s'inclouran les marques de classe (ma). A la tercera, s'expressen les freqüències absolutes de cada classe (ni), i a la quarta columna s'inclouran les freqüències absolutes acumulades (Σni), on l'últim valor serà el total de dies amb precipitació. A mode d'exemple, en 64 anys, s'han registrat 5.213 dies de precipitació, dels quals, 1.901 dies van de 0,1 a 0,9 mm. El dia més plujós es troba entre 176,0 i 176,9 mm.

La cinquena columna s'obté de la multiplicació de la marca de classe amb la freqüència absoluta ($ma*ni$), obtenint així, de forma aproximada, el valor de precipitació total que aporta cada classe. Per exemple, la classe entre 0,1 i 0,9 mm, amb ma igual a 0,5 mm, es multiplica 1.901 dies per aquesta precipitació de 0,5 mm, resultant 950,5 mm. La sisena columna ($\Sigma ma*ni$) conté els valors acumulats de l'anterior, essent el valor de l'última classe la quantitat total de precipitació registrada durant el període d'estudi (1951-2014), és a dir, 35.498,5 mm. Finalment, la setena ($\% \Sigma ni = X$) i vuitena ($\% \Sigma Pi = Y$) columnes apunten els percentatges de la quarta i sisena columna respecte als valors de les seves últimes files, respectivament. La representació dels valors de les últimes columnes, (X , Y), dona lloc a la corba de concentració o de Lorenz (S) (veure fig. 4).

lim. sup.	ma	ni	Σni	ma*ni	$\Sigma ma*ni$	$\% \Sigma ni = X$	$\% \Sigma Pi = Y$
0,9	0,5	1901	1901	950,5	950,5	36,47	2,68
1,9	1,5	721	2622	1081,5	2032	50,30	5,72
2,9	2,5	449	3071	1122,5	3154,5	58,91	8,89
3,9	3,5	296	3367	1036	4190,5	64,59	11,80
4,9	4,5	232	3599	1044	5234,5	69,04	14,75
5,9	5,5	157	3756	863,5	6098	72,05	17,18
6,9	6,5	156	3912	1014	7112	75,04	20,03
7,9	7,5	131	4043	982,5	8094,5	77,56	22,80
8,9	8,5	94	4137	799	8893,5	79,36	25,05
9,9	9,5	105	4242	997,5	9891	81,37	27,86
10,9	10,5	69	4311	724,5	10615,5	82,70	29,90
11,9	11,5	68	4379	782	11397,5	84,00	32,11
12,9	12,5	55	4434	687,5	12085	85,06	34,04
13,9	13,5	49	4483	661,5	12746,5	86,00	35,91
14,9	14,5	54	4537	783	13529,5	87,03	38,11
15,9	15,5	44	4581	682	14211,5	87,88	40,03
16,9	16,5	43	4624	709,5	14921	88,70	42,03
17,9	17,5	32	4656	560	15481	89,32	43,61
18,9	18,5	32	4688	592	16073	89,93	45,28
19,9	19,5	35	4723	682,5	16755,5	90,60	47,20
20,9	20,5	38	4761	779	17534,5	91,33	49,40
21,9	21,5	26	4787	559	18093,5	91,83	50,97
22,9	22,5	25	4812	562,5	18656	92,31	52,55
23,9	23,5	28	4840	658	19314	92,84	54,41
24,9	24,5	16	4856	392	19706	93,15	55,51
25,9	25,5	24	4880	612	20318	93,61	57,24
26,9	26,5	15	4895	397,5	20715,5	93,90	58,36
27,9	27,5	23	4918	632,5	21348	94,34	60,14
28,9	28,5	18	4936	513	21861	94,69	61,58
29,9	29,5	11	4947	324,5	22185,5	94,90	62,50
30,9	30,5	19	4966	579,5	22765	95,26	64,13
31,9	31,5	11	4977	346,5	23111,5	95,47	65,11
32,9	32,5	18	4995	585	23696,5	95,82	66,75
33,9	33,5	12	5007	402	24098,5	96,05	67,89
34,9	34,5	9	5016	310,5	24409	96,22	68,76
35,9	35,5	8	5024	284	24693	96,37	69,56
36,9	36,5	12	5036	438	25131	96,60	70,79
37,9	37,5	13	5049	487,5	25618,5	96,85	72,17
38,9	38,5	7	5056	269,5	25888	96,99	72,93
39,9	39,5	7	5063	276,5	26164,5	97,12	73,71
40,9	40,5	6	5069	243	26407,5	97,24	74,39
41,9	41,5	9	5078	373,5	26781	97,41	75,44
42,9	42,5	5	5083	212,5	26993,5	97,51	76,04
43,9	43,5	6	5089	261	27254,5	97,62	76,78
44,9	44,5	3	5092	133,5	27388	97,68	77,15
45,9	45,5	3	5095	136,5	27524,5	97,74	77,54
46,9	46,5	6	5101	279	27803,5	97,85	78,32
47,9	47,5	2	5103	95	27898,5	97,89	78,59
48,9	48,5	5	5108	242,5	28141	97,99	79,27
49,9	49,5	9	5117	445,5	28586,5	98,16	80,53
50,9	50,5	6	5123	303	28889,5	98,27	81,38
51,9	51,5	5	5128	257,5	29147	98,37	82,11
52,9	52,5	3	5131	157,5	29304,5	98,43	82,55
53,9	53,5	5	5136	267,5	29572	98,52	83,30

54,9	54,5	3	5139	163,5	29735,5	98,58	83,77
55,9	55,5	4	5143	222	29957,5	98,66	84,39
56,9	56,5	3	5146	169,5	30127	98,71	84,87
57,9	57,5	4	5150	230	30357	98,79	85,52
58,9	58,5	2	5152	117	30474	98,83	85,85
59,9	59,5	2	5154	119	30593	98,87	86,18
60,9	60,5	3	5157	181,5	30774,5	98,93	86,69
61,9	61,5	2	5159	123	30897,5	98,96	87,04
62,9	62,5	3	5162	187,5	31085	99,02	87,57
63,9	63,5	1	5163	63,5	31148,5	99,04	87,75
64,9	64,5	5	5168	322,5	31471	99,14	88,65
65,9	65,5	3	5171	196,5	31667,5	99,19	89,21
66,9	66,5	1	5172	66,5	31734	99,21	89,40
68,9	68,5	2	5174	137	31871	99,25	89,78
69,9	69,5	2	5176	139	32010	99,29	90,17
70,9	70,5	1	5177	70,5	32080,5	99,31	90,37
72,9	72,5	4	5181	290	32370,5	99,39	91,19
73,9	73,5	1	5182	73,5	32444	99,41	91,40
76,9	76,5	3	5185	229,5	32673,5	99,46	92,04
77,9	77,5	2	5187	155	32828,5	99,50	92,48
78,9	78,5	1	5188	78,5	32907	99,52	92,70
80,9	80,5	1	5189	80,5	32987,5	99,54	92,93
81,9	81,5	1	5190	81,5	33069	99,56	93,16
82,9	82,5	3	5193	247,5	33316,5	99,62	93,85
84,9	84,5	1	5194	84,5	33401	99,64	94,09
88,9	88,5	3	5197	265,5	33666,5	99,69	94,84
90,9	90,5	1	5198	90,5	33757	99,71	95,09
91,9	91,5	1	5199	91,5	33848,5	99,73	95,35
93,9	93,5	1	5200	93,5	33942	99,75	95,62
95,9	95,5	1	5201	95,5	34037,5	99,77	95,88
104,9	104,5	2	5203	209	34246,5	99,81	96,47
110,9	110,5	1	5204	110,5	34357	99,83	96,78
112,9	112,5	1	5205	112,5	34469,5	99,85	97,10
114,9	114,5	2	5207	229	34698,5	99,88	97,75
116,9	116,5	1	5208	116,5	34815	99,90	98,07
119,9	119,5	1	5209	119,5	34934,5	99,92	98,41
122,9	122,5	1	5210	122,5	35057	99,94	98,76
124,9	124,5	1	5211	124,5	35181,5	99,96	99,11
140,9	140,5	1	5212	140,5	35322	99,98	99,50
176,9	176,5	1	5213	176,5	35498,5	100,00	100,00
Suma		5213		35498,5			

Taula 3. Distribució de freqüències en classes d'1 mm del número de dies de precipitació, freqüències acumulades (X) i percentatges corresponents de la precipitació aportada (Y) a Tortosa (1951-2014). Elaboració pròpia.

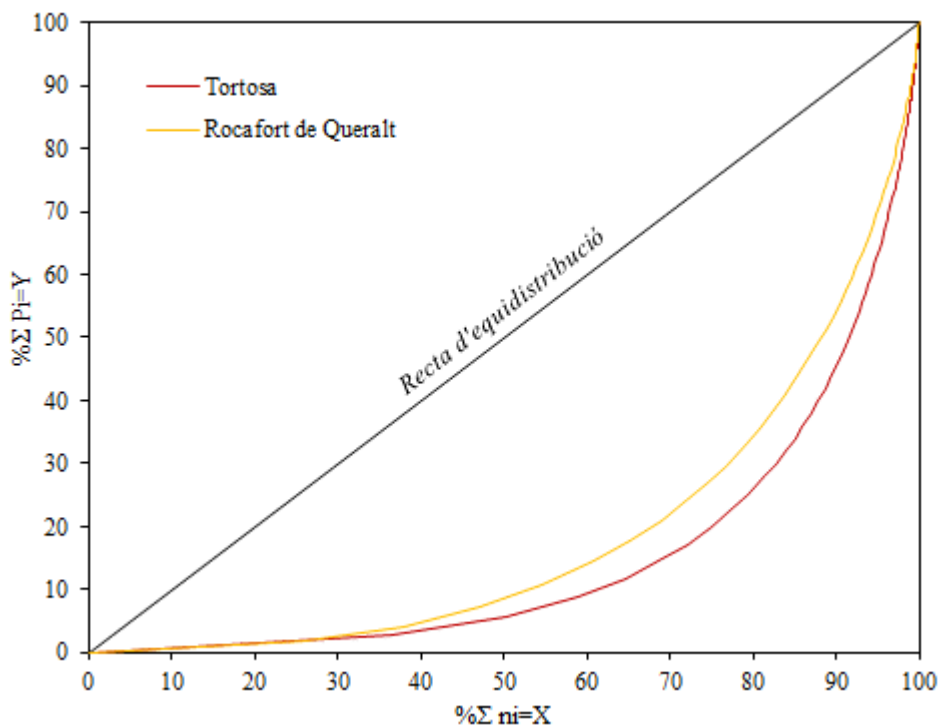


Figura 4. Corbes de concentració o de Lorenz de Tortosa i Rocafort de Queralt, per al període 1951-2014. La major separació de la recta d'equidistribució de Tortosa suposa una major concentració que a Rocafort de Queralt. Elaboració pròpia.

A la figura 4, apareix la recta d'equidistribució o regularitat perfecta de la precipitació, la qual indica que tots els dies de precipitació tenen el mateix pes en el còmput total. També tenim representades les corbes de Lorenz de Tortosa i Rocafort de Queralt, les quals poden ser avaluades en funció de la seva distància relativa respecte a la recta d'equidistribució. D'aquesta manera, com major sigui l'allunyament, major és la concentració i la irregularitat de la precipitació.

Per exemple, la corba referida a Tortosa denota una major concentració o irregularitat que la de Rocafort de Queralt. Conseqüentment, un determinat percentatge dels dies més plujosos a Tortosa aporta un percentatge més elevat de la precipitació total que a Rocafort de Queralt. Vist d'una altra manera, el 80 % dels dies amb precipitació suposen, aproximadament, el 20 % de l'acumulat total a Tortosa i el 30 % de Rocafort, el que implica que a Tortosa queda un percentatge restant major per a precipitacions elevades o concentrades. En aquest estudi, s'emprarà com a referència el llindar de 0,61 del CI proposat per Martín-Vide (2004), entenent que valors més elevats d'aquest llindar suposen una irregularitat diària elevada característica de l'àmbit més mediterrani. Un valor de concentració igual o major a 0,61 significa que més del 70 % del total pluviomètric es concentra en el 25 % dels dies més plujosos, aproximadament (Vélez-Flores, 2013).

S'observa que l'àrea compresa entre la recta d'equidistribució i les corbes de concentració (S), pot proveir una mesura per a la irregularitat de la precipitació. L'índex de Gini serveix per a quantificar-la:

$$\text{Índex de Gini} = 2 S / 10.000 \quad (1)$$

Tot i això, es pot perfeccionar l'índex de Gini substituint les corbes de Lorenz o poligonals, per corbes exponencials que s'ajustin millor (Jolliffe i Hope, 1996). Els estudis de Riehl (1949) i Martín-Vide (2004) introduïren el següent procediment de càlcul per a l'ajust:

$$Y = aXe^{bx} \quad (2)$$

Les constants **a** i **b** de l'equació (2) poden determinar-se mitjançant el mètode de mínims quadrats:

$$\ln a = \frac{\sum x_1^2 \sum \ln y_1 + \sum x_1 \sum x_1 \ln x_1 - \sum x_1^2 \sum \ln x_1 - \sum x_1 \sum x_1 \ln y_1}{N \sum x_1^2 - (\sum x_1)^2} \quad (3)$$

$$b = \frac{N \sum x_1 \sum \ln y_1 + \sum x_1 \sum \ln x_1 - N \sum x_1 \ln x_1 - \sum x_1 \sum \ln y_1}{N \sum x_1^2 - (\sum x_1)^2} \quad (4)$$

Sent *N* el número de parells de valors.

Una vegada determinades les dues constants (**a**, **b**), la integral definida de la corba exponencial entre 0 i 100 mostra la superfície compresa entre la corba, l'eix de les abscisses i l'ordenada 100, que equival al següent:

$$s = \left[\frac{a}{b} e^{bx} \left(x - \frac{1}{b} \right) \right]_0^{100} \quad (5)$$

D'aquesta manera, s'obtidrien els valors més elevats de *S* com més s'aproximessin les corbes exponencials a la recta d'equidistribució. Com el nostre interès rau a avaluar la irregularitat o concentració pluviomètrica diària, és a dir, la separació respecte a la recta d'equidistribució, s'ha de restar 5000 (àrea del triangle sota la recta d'equidistribució) i el valor obtingut a l'equació (5), per així trobar l'àrea compresa entre la corba, la recta d'equidistribució i la ordenada $Y=100$ (*S'*). Amb aquesta superfície pot definir-se el CI de la següent manera:

$$CI = S'/5000 \quad (6)$$

Per tant, el valor del CI és la fracció de *S'* respecte el triangle inferior delimitat per la recta d'equidistribució (Martín-Vide, 2004).

Degut a l'extremada necessitat que té aquest índex per tenir una bona qualitat de les sèries en la seva classe més baixa (0,1 – 0,9), són moltes les sèries que han hagut de ser descartades per procedir amb el seu càlcul. De les 16 sèries diàries (1951-2014), només 9 han estat acceptades per a ser calculades. Per a seleccionar aquestes sèries s'han descartat aquelles en què la primera classe fos inferior a la segona o lleugerament superior, ja que s'entén que la freqüència amb classes entre 0,1 i 0,9 ha de ser molt superior a la freqüència amb classes entre 1,0 i 1,9 (fig. 5). El càlcul d'aquest índex s'ha establert a escala anual, descartant l'escala estacional per a aquest estudi.

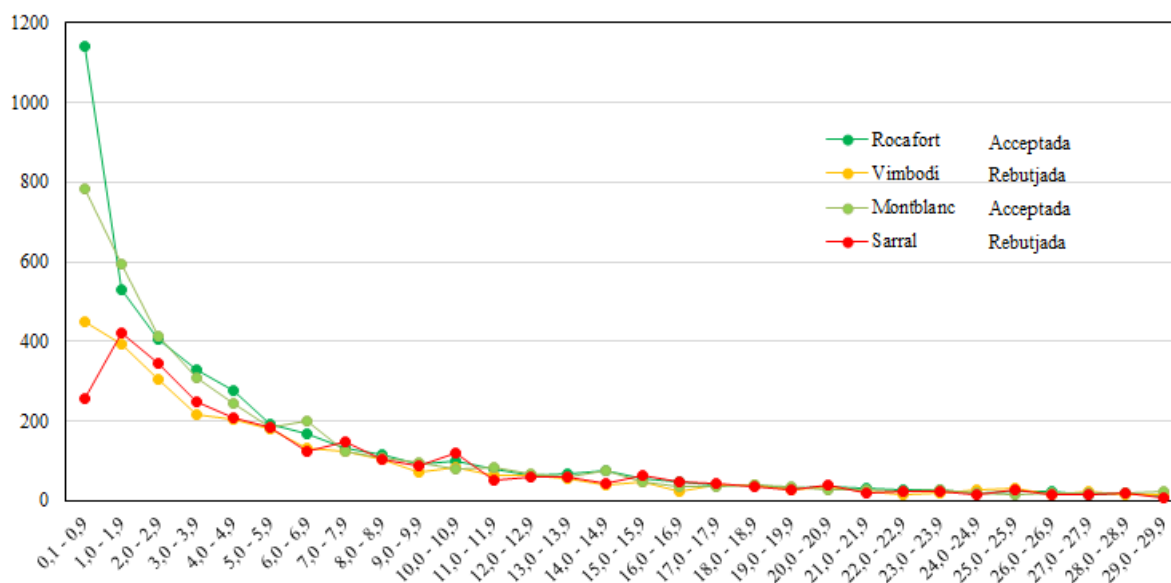


Figura 5. Distribució de les freqüències absolutes per classes d'1 mm a la Conca de Barberà. Elaboració pròpia.

6.3. Anàlisi dels índexs de teleconnexió NAO i WeMO en relació amb la precipitació.

Per a l'estudi teleconnectiu s'han emprat els dos índexs amb major afectació a la nostra àrea d'estudi, el NAOi i WeMOi. Els valors de la NAO provenen de la *Climatic Research Unit, University of East Anglia* (CRU UEA), on s'han dut a terme les tipificacions de pressió de Ponta Delgada (Açores) i Reykjavík (Islàndia), i posteriorment s'han restat per tal d'obtenir l'índex. S'han utilitzat tant valors anuals i estacionals, com valors diaris (1951-2012). En ambdós casos s'ha fet ús del coeficient de correlació de Pearson per conèixer el grau de relació lineal entre la precipitació i el NAOi. Les correlacions anuals i estacionals han estat significatives $\alpha = 0,95$ quan $r \geq 0,25$.

Per a la WeMO, les dades s'han obtingut del Grup de Climatologia de la Universitat de Barcelona, a partir de la diferència dels valors estandarditzats de les pressions de Cadis-San Fernando (Espanya) i Pàdua (Itàlia). El període de dades seleccionat ha estat el mateix que per la NAO, així com el mateix llistat de significació, ja que el parell de dades és el mateix. Per a la WeMO, a part de realitzar-se les mateixes operacions que amb la NAO, s'han construït uns calendaris quinzenals per al període sencer (1951-2012) i els dos subperíodes (1951-1981 i 1982-2012), amb els episodis de més de 100 mm, on es reflecteixen aquelles quinzenes on la WeMO té una major influència.

6.3.1. Nocions de teleconnexions: el cas de la NAO i la WeMO

Les teleconnexions, o patrons de variabilitat de baixa freqüència, tracten de posar en evidència les connexions en els subsistemes atmosfèric i/o oceànic. Si els vincles s'estableixen entre àrees distants, és possible descobrir uns comportaments sincrònics entre els grans centres d'acció, anticiclons i depressions, a unes escales temporals que van de mesos a dècades.

Les teleconnexions es poden classificar segons l'escala:

- **Global:** ENSO (El Niño *Southern Oscillation*), QBO (Oscil·lació Quasi Biennal)
- **Global-hemisfèrica:** Oscil·lació de Madden-Julian, NPO (*North Pacific Oscillation*), etc.
- **Hemisfèrica-continental:** **NAO** (*North Atlantic Oscillation*), AO (*Arctic Oscillation*).
- **Continental-regional:** MO (*Mediterranean Oscillation*)
- **Regional:** **WeMO** (*Western Mediterranean Oscillation*)

Un patró de variabilitat de baixa freqüència el conforma un dipol constituït per un anticicló i una depressió localitzats sobre unes àrees determinades, separats per uns mils de kilòmetres. Les cèl·lules que componen el dipol acostumen a tenir una fase positiva o normal, en la qual l'anticicló i la depressió habituals estan reforçats, en les seves respectives regions. La fase negativa, per contra, es dibuixa per un debilitament de l'anticicló o, directament, per una inversió a una depressió; allà on era habitual la depressió es produeix un augment de la pressió formant-se en molts casos, un anticicló. La fase positiva té una llarga estacionalitat, mentre que la fase negativa té una durada més curta (fig. 6).

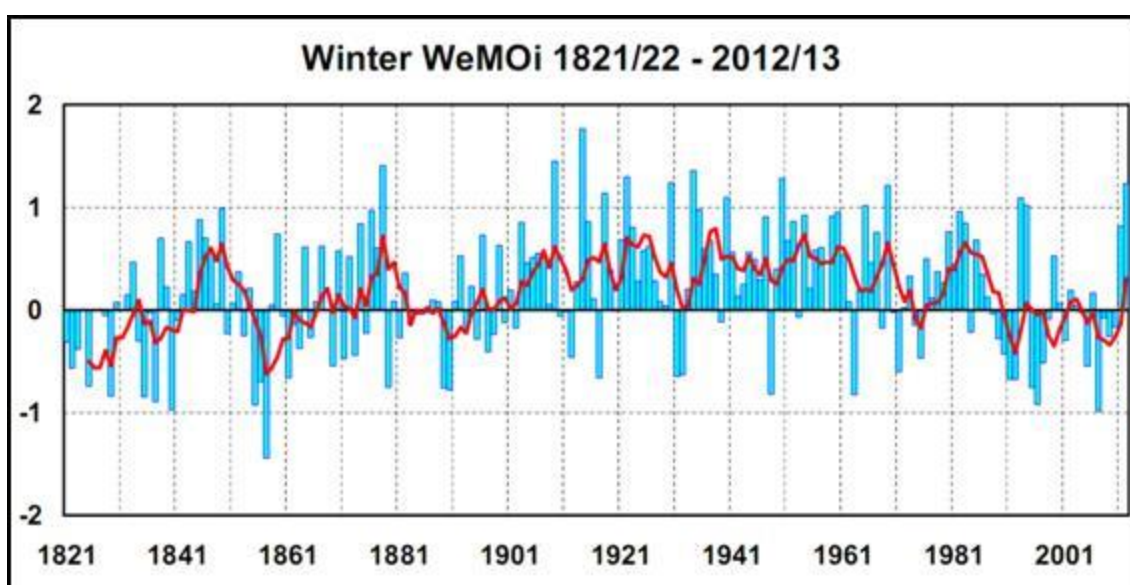


Figura 6. Evolució temporal del WeMOi a l'hivern (DGF) entre 1821/22 i 2012/13 i la mitjana mòbil cada 5 anys. S'observa un clar predomini de la fase positiva. Font: <http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>

6.3.1.1. L'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord (NAO)

Aquesta teleconnexió conté el dipol més important a nivell europeu: l'Anticicló de les Açores i la Depressió d'Islàndia. La fase positiva ve caracteritzada per un anticicló a les Açores i una baixa a Islàndia, el que afavoreix un flux de vents humits de l'oest (westerlies) i que té afectació a l'Europa Occidental en forma de precipitacions regulars i continuades, mentre a la regió mediterrània predomina un temps meteorològic estable (fig. 7, esquerra). Quan la fase és negativa, la circulació sinòptica canvia: els centres d'acció estan debilitats i pot arribar-se a invertir el dipol amb una baixa propera al golf de Cadis i un anticicló a Islàndia. En aquest cas, les borrasques subpolars es desprenen fins a la Mediterrània i produeixen precipitacions abundants en alguns sectors de la Península Ibèrica. Aquesta fase negativa afavoreix la formació d'un bloqueig difluent, o bloqueig en rombe, en alçada, és a dir, el

jet polar forma un rombe que passa per sobre de les altes pressions islandeses, i per sota de la baixa de Cadis (fig. 7, dreta).

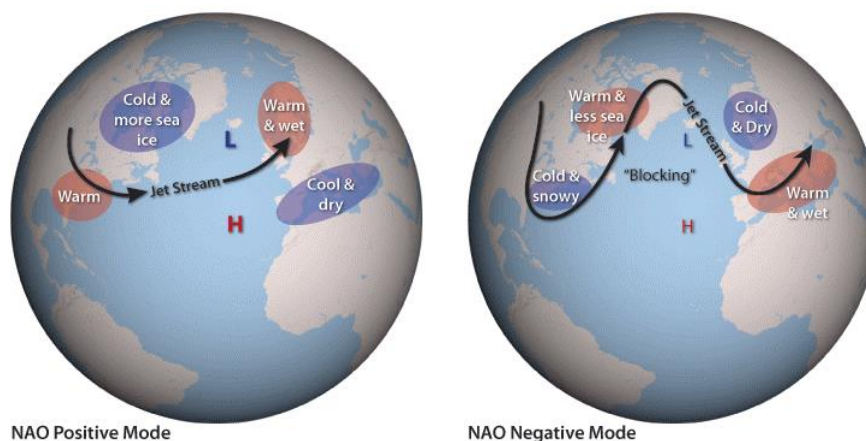


Figura 7. Fase positiva (esquerra) i negativa (dreta) de l'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord (NAO). En la seva fase negativa destaca el bloqueig difluent en alçada. En la seva fase positiva, la component oest del Jet stream. Font: <http://www.aces.edu/climate/variability/NAtlantic-oscillation.php>.

Els coeficients de correlació entre el NAOi i la precipitació ens permeten saber, en primer lloc, si aquesta teleconnexió en qualsevol de les dues fases (positiva o negativa) té alguna aportació en forma d'absència o presència de precipitació a la nostra àrea. En cas que amb alguna de les seves fases aportí precipitacions, ens permet caracteritzar-les degut a l'origen de la massa que les transporta.

6.3.1.2. L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO)

La WeMO es defineix com la diferència entre les pressions en superfície estandarditzades de Cadis-San Fernando i Pàdua. La fase positiva es configura a partir d'un anticicló situat al sud-oest de la Península Ibèrica, juntament amb una depressió al nord de la Península Itàlica, cap a la mar Lígur o a l'Adriàtic (fig. 8, esquerra). Tal situació sinòptica afavoreix fluxos de component nord cap a l'interior de la conca de la Mediterrània Occidental. En aquest cas hi ha precipitacions al nord d'Itàlia i temps estable a la façana mediterrània peninsular ibèrica. La fase negativa es correspon, pel contrari, per una baixa al golf de Cadis o a l'àrea delimitada per Açores-Madeira i el sud-oest ibèric, juntament amb altes pressions a Europa Central i el nord d'Itàlia (fig. 8, dreta). Tal situació comporta fluxos advectionis de component est a bona part de la conca occidental de la mediterrània, produint temps plujós sobre la façana oriental del litoral peninsular ibèric, i temps estable al nord d'Itàlia per la proximitat a l'anticicló centreeuropeu.

La necessitat de la WeMO es fa plausible en la manca d'influència que té la NAO per al sud-est peninsular, sobretot a l'àrea del Golf de València. En canvi, la WeMO es correlaciona satisfactòriament amb la precipitació del País Valencià i Múrcia, al nord i al sud d'aquestes dues àrees la correlació decreix (Martín-Vide i López-Bustins, 2006). A més, la WeMO té una clara influència en la seva fase positiva al País Basc, ja que amb l'advecció de llevant, a Sant Sebastià (País Basc) aquest vent arriba sec, i es manté la pressió atmosfèrica més aviat alta per la influència de l'anticicló situat a Europa Central (López-

Bustins, 2007). Per tant, amb un valor negatiu del WeMOi, a València, la probabilitat de precipitació és molt elevada, en canvi, a Sant Sebastià aquesta probabilitat és baixa i s'espera, més aviat, temps estable.

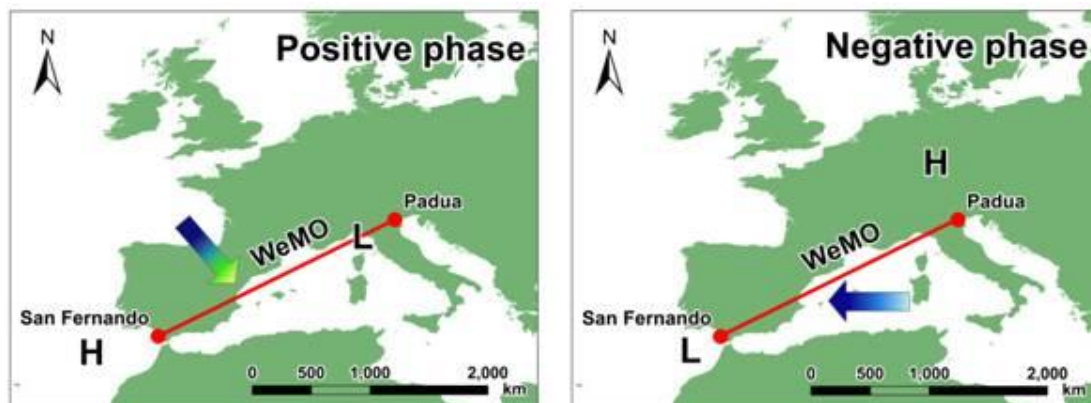


Figura 8. Fases de la WeMO. A l'esquerra, la fase positiva, a la dreta, la negativa. H i L, representen la presència d'anticicló i depressió, respectivament. La fletxa indica la procedència del vent, que apareix groc quan és sec i en blau quan és humit. Font: <http://www.ub.edu/gc/English/wemo.htm>

La resolució diària del WeMOi és molt útil per a la façana oriental de la Península Ibèrica, perquè amb dies de fase negativa de la WeMO es comptabilitzen pràcticament la totalitat dels episodis de gran volum de precipitació (Martín-Vide i López-Bustins, 2006). En general, els patrons de teleconnexió estan més ben establerts a l'hivern que no pas a l'estiu, a causa de la major dinàmica atmosfèrica que té lloc en cada hemisferi durant els mesos freds respectius.

6.4. Anàlisi sinòptica de grans episodis de precipitacions.

La metodologia utilitzada per a classificar sinòpticament els grans episodis de precipitació ha estat la proposada per Jenkinson i Collison (1977), la qual utilitza únicament dades de pressió en superfície. L'adquisició d'aquestes dades, en format .dat, s'han realitzat a través del portal de la CRU <https://crudata.uea.ac.uk/cru/data/ncep/>, que conté la base de dades de *Daily Sea Level Pressure* amb dades diàries de reanàlisi des de 1948. Els arxius .dat han estat oberts mitjançant Microsoft Office Excel com arxius delimitats per comes (.csv), per tal que es poguessin manipular a l'efecte d'utilitzar-los per a l'objectiu del treball.

La classificació de Jenkinson i Collison es basa en l'establiment de 8 variables, deduïdes exclusivament a partir de la pressió atmosfèrica en superfície:

P: Pressió mitjana en superfície (hPa)

W: Component zonal del vent (superficial) geotròfic, calculada com el gradient de pressió entre 35° i 45° N.

S: Component meridiana del vent (superficial) geotròfic, calculat com el gradient de pressió entre 10°W i 10°E.

D: Direcció del vent (° d'azimut)

F: Velocitat del vent (m/s).

ZW: Component zonal de la vorticitat.

ZS: Component meridiana de la vorticitat.

Z: Vorticitat total.

Com que els valors d'aquestes variables es dedueixen només a partir de la pressió atmosfèrica a nivell de la superfície, la classificació de Jenkinson i Collison no pot diferenciar el que és una depressió freda d'una depressió de caràcter tèrmic; com per exemple, es produeix a les àrees interiors de la Península Ibèrica a l'estiu, durant les hores centrals del dia.

Pel que fa als límits de l'àrea d'estudi, Spellman (2000) proposa una retícula de 9 punts per a la Península Ibèrica, anant de 15°W a 5°E. En aquest treball s'ha desplaçat la retícula 5° cap a l'est, amb la finalitat de centrar millor la nostra àrea d'estudi, tal i com proposen Llop i Alomar (2012). En definitiva, els punts resultants, se situaran a la intersecció entre els paral·lels 35° N, 40° N i 45° N i els meridians 10°W, 0°W i 10°E (fig. 9).

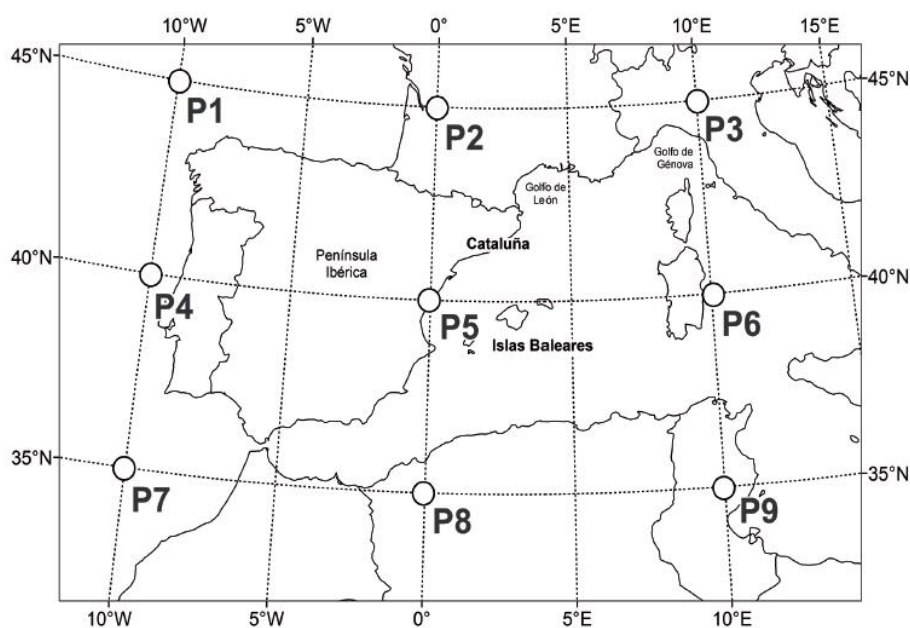


Figura 9. Retícula per a l'aplicació del mètode de Jenkinson i Collison proposada per Llop i Alomar (2012). Font: Llop i Alomar (2012)

$$P = 0.0625[(P1 + P3 + P7 + P9) + 2(P2 + P4 + P6 + P8) + 4P5]$$

$$W = 0.25[(P7 + 2P8 + P9) - (P1 + 2P2 + P3)]$$

$$S = 0.653[0.25(P3 + 2P6 + P9) - 0.25(P1 + 2P4 + P7)]$$

$$D = \arctg (W/S)$$

$$F = (W^2 + S^2)^{1/2}$$

$$ZW = 1.056[(P7 + 2P8 + P9) - (P4 + 2P5 + P6)] - 0.951[(P4 + 2P5 + P6) - (P1 + 2P2 + P3)]$$

$$ZS = 1.305[0.25(P3 + 2P6 + P9) - 0.25(P2 + 2P5 + P8) - 0.25(P2 + 2P5 + P8) + 0.25(P1 + 2P4 + P7)]$$

$$Z = ZW + ZS$$

Taula 4. Expressió analítica de les variables emprades per al mètode de Jenkinson i Collison. Elaboració pròpia.

A partir dels valors de les 8 variables (taula 4), s'apliquen les cinc regles següents per a obtenir el tipus sinòptic corresponent:

1. La direcció del flux ve donada per **D** (s'utilitza una rosa dels vents de 8 rumbos, i es té en compte el signe de **W** i de **S**).
2. Si $Z < F$: Existeix un tipus advectional o direccional pur, definit segons la regla 1 (N –nord–, NE, E, SE, S, SW, W i NW).
3. Si $Z > 2F$: Existeix un tipus ciclònic (C) si $Z > 0$, o anticiclònic (A) si $Z < 0$.
4. Si $F < Z < 2F$: Existeix un tipus híbrid, segons el signe de la Z (regla 3) i la direcció del flux (regla 1) (CN –ciclònic amb advecció del nord–, CNE, CE, CSE, CS, CSW, CW, CNW, AN, ANE, AE, ASE, AS, ASW, AW i ANW).
5. Si $F < 6$ i $Z < 6$: Existeix un tipus indeterminat (U).

6.5. Mètodes cartogràfics

Un dels objectius específics d'aquest estudi era la representació espacial dels diversos índexs analitzats. Per assolir tal objectiu, s'ha de fer una avaluació inicial per establir el mètode d'interpolació idoni aplicable a la nostra àrea d'estudi.

Els mètodes d'interpolació poden ser classificats com a:

- **Interpoladors exactes:** mètodes que prediuen un valor idèntic al de la variable en el punt de mostreig.
- **Interpoladors inexactes:** es tracta de mètodes on el valor de la variable predita en els punts de mostreig és diferent del valor de la variable real, i per tant, la diferència entre ambdós no és igual a 0.

Dins dels interpoladors exactes tenim diversos mètodes:

- **Mètodes locals:** utilitzen en l'estimació la informació dels punts més propers en l'espai. Assumeixen l'existència d'una important autocorrelació espacial de les dades. Són mètodes molt emprats quan la xarxa de punts a analitzar és molt densa i ben distribuïda.
 - **IDW:** Ponderació Inversa a la Distància. El valor estimat serà una mitjana ponderada per la distància de cada un dels punts mostrejats que es troben dins de l'àrea establerta per a la interpolació.
 - **Spline:** utilitza un conjunt de funcions que s'ajusta a un petit nombre de dades. Per a cada punt del sistema es desenvolupa una equació de tipus polinòmic.

Dels interpoladors inexactes destaquen:

- **Mètodes globals:** són útils quan la variació d'un atribut no es produeix mitjançant ruptures brusques, sinó que ho fa de manera continua sobre l'espai. En Climatologia el seu ús és de caràcter exploratori, ja que és un mètode molt sensible a les dades extremes i a la possibilitat que apareguin afectats.
- **Mètodes mixtes:** es tracta de la unió dels mètodes globals i locals. Es basa en l'estudi dels errors d'un interpolador global. La interpolació local dels residus produirà, a priori, una millora en el model.
 - **Regressió múltiple i posterior correcció per residuals** (veure subapartat 6.5.1.).
- **Mètodes geoestadístics:** són mètodes complexos des d'un punt de vista matemàtic. Estimen el valor a partir de les dades observades en tots els altres punts.
 - **Kriging:** és el mètode més emprat en geoestadística. La seva funció es basa a mesurar la distància entre totes les parelles de punts de la mostra possibles i utilitza aquesta informació per generar un model de predicció espacial. L'output del model no mantindrà els valors reals i pot excedir els valors extrems. En Geografia Física és molt emprat per cartografiar variables fisiogràfiques que tinguin una xarxa escassa i irregular de punts d'observació

Així doncs, en aquest treball s'ha fet ús del mètode d'interpolació Kriging Ordinari, en disposar d'una àrea de 20 punts d'observació en el cas del CV i S₁, i de 9 punts en el CI. L'elecció d'aquest mètode no és simplement per una qüestió de punts d'observació –que és fonamental–, sinó que també se'n deriva del seu caire global que permeti generar unes representacions espacials el més coherents possibles.

6.5.1. Anàlisi de regressió i modelització espacial

Degut a l'afany per aconseguir la millor representació espacial possible, hi ha un apartat en aquesta investigació dedicat exclusivament a experimentar amb aquest mètode mixt d'interpolació, citat avui dia com el mètode més exacte per a la interpolació de caràcter climàtic (Vicente-Serrano *et al.*, 2003, Saz *et al.*, 2010, entre altres autors). A continuació es descriuran els passos executats per a la seva consecució.

Per al model de regressió espacial s'ha dut a terme una regressió múltiple amb el software *IBM SPSS Statistics 22*. En el model s'han emprat distintes variables dependents a ser explicades (CV, S₁ i rWeMO) i unes variables independents o explicatives (latitud, longitud, altitud, distància a la Mar Mediterrània i distància a l'Oceà Atlàntic). En funció de l'adequació de les variables explicatives, s'han incorporat totes o parcialment. A continuació, es detalla l'equació de la regressió múltiple:

$$y = b_0 + b_1(\text{LAT}) + b_2(\text{LON}) + b_3(\text{ALT}) + b_4(\text{MED}) + b_5(\text{ATL}),$$

on y és la variable dependent a ser explicada, b_n són els coeficients de la regressió múltiple ajustats per a cada variable dependent (CV, S_1 , rWeMO) per al període 1951-2014⁴, a resolució estacional o anual, segons convingui. S'han emprat aquelles variables independents que expliquessin una major variabilitat, sempre i quan tinguessin un valor r^2 ajustat superior a 0,65.

Per a cada una de les variables independents s'ha compostat mitjançant el software *ArcGIS 10.2* les capes ràster d'informació digital, a una mida de cel·la de 200 metres cadascuna d'elles. Mitjançant les eines de càlcul ràster (*raster calculator*) disponibles en el SIG, les equacions resultants dels models de regressió s'han aplicat sobre les capes digitals d'informació fisiogràfica, estimant-se per a cada cel·la de 200 metres un valor per a la variable dependent. La capa de partida ha estat un Model Digital del Terreny (MDT) de l'Institut Geogràfic Nacional (IGN) a una resolució de 200 metres, a escala provincial.

Com a exemple es presenten els resultats del model de regressió obtingut a partir de *SPSS 22* per al coeficient de variació (CV) de la primavera (1951-2014) (taula 5). La resta de models són consultables a l'annex (pàg. 69).

Resumen del modelo					Coeficientes ^a					
Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación	Coeficientes no estandarizados		Coeficientes estandarizados		t	Sig.
					B	Error estándar	Beta			
1	,868 ^a	,753	,740	3,4096	1138,112	146,309			7,779	,000
2	,892 ^b	,795	,771	3,1961			-.868		-7,417	,000
3	,901 ^c	,812	,777	3,1574	1301,423	162,676			8,000	,000
4	,902 ^d	,813	,763	3,2552			-1,001		-7,656	,000
5	,906 ^e	,821	,757	3,2933			,244		1,867	,079
1	(Constante)									
	UTMY				,000	,000				
2	(Constante)									
	UTMY				,000	,000				
	DIST_MED				,000	,000				
3	(Constante)				1395,064	178,896			7,798	,000
	UTMY				,000	,000			-7,483	,000
	DIST_MED				8,828E-5	,000			1,315	,207
	DEM				,006	,005			1,191	,251
4	(Constante)				1495,882	475,267			3,147	,007
	UTMY				,000	,000			-2,887	,011
	DIST_MED				,000	,000			,727	,479
	DEM				,006	,006			,987	,339
	UTMX				1,932E-5	,000			,230	,821
5	(Constante)				3005,790	1926,430			1,560	,141
	UTMY				-,001	,000			-1,543	,145
	DIST_MED				,000	,000			1,040	,316
	DEM				,006	,006			,913	,377
	UTMX				,000	,000			,841	,415
	DIST_ATL				,000	,000			-,823	,432

a. Predictores: (Constante), UTMY
 b. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED
 c. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, DEM
 d. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, DEM, UTMX
 e. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, DEM, UTMX, DIST_ATL

a. Variable dependiente: CV M-A-M

Taula 5. Resum del model de regressió obtingut per al CV MAM 1951-2014 (esquerra). A la part inferior es mostren les variables conservades per a cada un dels cinc models. El model 3 explica el màxim percentatge de variància. A la dreta es denoten els coeficients del model de regressió obtinguts per al CV MAM 1951-2014. Elaboració pròpia a partir de SPSS 22.

A continuació, es mostra la capa ràster resultant de l'aplicació de l'equació al SIG (fig. 10). En aquest procés intervé una primera capa que és el resultat directe del model, és a dir, la predicció espacial de la regressió. En segon terme, tenim la capa amb els valors residuals, els quals s'han obtingut a partir de la diferència entre els valors observats i el valors predits. Finalment, la suma de la capa de valors predits i

⁴ S'ha descartat la regressió múltiple per a subperíodes (1951-1982) i (1983-2014) degut al gran cost de temps que suposaria per aquest treball tot el procediment de càlcul.

la de residuals ens dóna la capa definitiva on s'expressa amb la màxima correcció la modelització del CV per a la primavera (1951-2014).

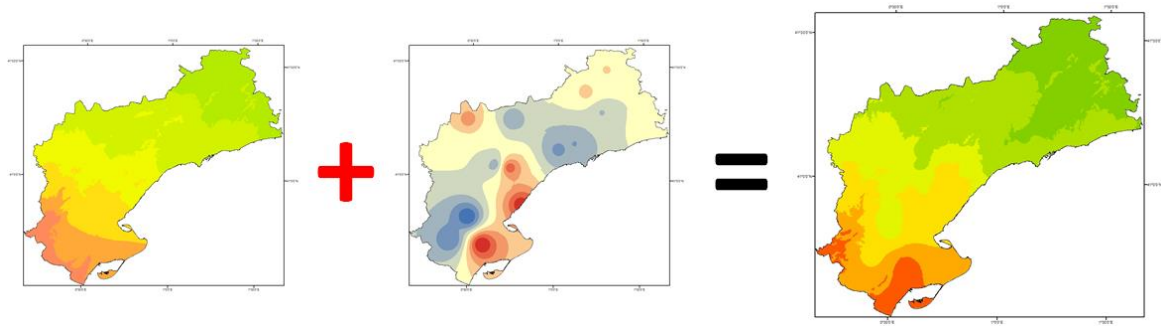


Figura 10. Correcció del model mitjançant residuals i ràster final amb els valors del CV MAM estimats. Elaboració pròpia.

7. Estudi de la variabilitat pluviomètrica i la torrencialitat

7.1. Anàlisi de l'evolució temporal de la variabilitat pluviomètrica: 1951-2014, 1951-1982 i 1983-2014.

En aquest capítol es pretén definir la variabilitat pluviomètrica dels diferents períodes d'estudi i quina ha estat la seva evolució. La variabilitat climàtica es refereix a les variacions en l'estat mitjà i altres dades estadístiques, més enllà dels fenòmens meteorològics determinats (IPCC, 2014). En aquest sentit, emprarem tres índexs estadístics formulats (CV, S_1 i CI) per avaluar tal variabilitat, així com dos patrons de teleconnexió (NAO i WeMO) que defineixin el caràcter pluviomètric de la regió. Els resultats es presentaran anualment i per estacions, per al període d'estudi 1951-2014, i els subperíodes 1951-1982 i 1983-2014, així com la seva diferència neta. Per al CI només s'ha fet el càlcul a escala anual.

Per a l'estudi teleconnectiu, s'ha correlacionat la precipitació anual, estacional i diària de cada observatori amb els valors dels índexs de teleconnexió. Els coeficients de correlació de Pearson amb signe negatiu indiquen una correlació inversa, per exemple, valors baixos de l'índex donen altes precipitacions. Quan el signe és positiu la correlació és directa, amb la qual cosa s'entén que un augment de l'índex comporta alhora, un augment de la precipitació. Els coeficients al voltant de 0 indiquen que no hi ha correlació estadística entre variables. En aquest cas s'espera que els coeficients siguin habitualment negatius ja que tant en la NAO com en la WeMO, les precipitacions acostumen a donar-se en la seva fase negativa. D'aquesta manera, les coropletes ataronjades i vermelles representen un augment de la correlació negativa i les blaves, mostraran un augment de la correlació positiva. Es parteix del supòsit que la tendència a valors negatius de la correlació reforça qualsevol de les teleconnexions estudiades, en tant que és amb les fases negatives quan està observat que precipita amb major abundància (Martín-Vide i López-Bustins, 2006).

7.1.1. Anual

Els valors obtinguts per a l'àrea d'estudi denoten una variabilitat típicament mediterrània amb uns CV clarament per sobre del 20 %, llindar que denota el canvi entre la pluviometria mediterrània i l'atlàntica (Martín-Vide, 2003). Els valors més elevats del CV es troben a la meitat sud i al litoral, que van de 30 a 35 %, considerats alts segons Llasat *et al.* 2009 (veure taula 2, pàg. 14). Aquests coeficients tan elevats s'expliquen per la complexa orografia d'aquesta àrea litoral i per l'elevada susceptibilitat a rebre episodis de precipitacions intenses quan el flux d'aire marí (component est) incideix en aquestes àrees fisiogràfiques complexes.

Respecte a l'evolució interdecadal del CV, veiem com la variabilitat ha disminuït considerablement a la meitat sud, passant de valors molt alts a valors moderats. En canvi, s'ha mantingut més estable com més al nord ens desplaçem. La causa d'aquest descens de variabilitat a la meitat sud pot haver estat produït pel descens d'episodis intensos i torrencials en el segon subperíode (veure apartat 7.2.2., pàg. 41).

Un patró gairebé idèntic al que presenta el CV és el que indica el S_1 . Altre cop, els valors més elevats es distribueixen a les Terres de l'Ebre i al litoral sud, entre 0,35 i 0,4, que per l'orientació i l'orografia, és una àrea susceptible a episodis torrencials. En canvi, a mesura que anem incrementant de latitud, l'orientació dels relleus i la costa varia i el S_1 disminueix considerablement. La variació entre subperíodes es produeix sota la mateixa dinàmica que en el cas del CV, és a dir, una disminució notable de l'índex en el segon subperíode. Allà on s'aprecia una major disminució dels episodis de precipitació intensa ($P \geq 50$ mm) i torrencial ($P \geq 100$ mm) (veure apartat 7.2.2., pàg. 41), és on més queda reflectit el descens de l'índex. A mode d'exemple, a Tortosa els episodis de precipitació iguals o majors a 50 mm, disminueixen de 59, en el període 1951-1982, fins a 37, en el període més recent. Doncs bé, l' S_1 acusa una davallada de -0,25 punts.

El coneixement de l'estructura diària de les variables climàtiques contribueix també a l'avenç en el coneixement de les possibles variacions i tendències per causa del canvi climàtic, que no només han d'afectar els valors mitjans mensuals i anuals (Martín-Vide, 2003). Així doncs, el càlcul del CI permet distingir aquelles àrees en què hi ha pocs dies molt plujosos amb major pes en el total pluviomètric.

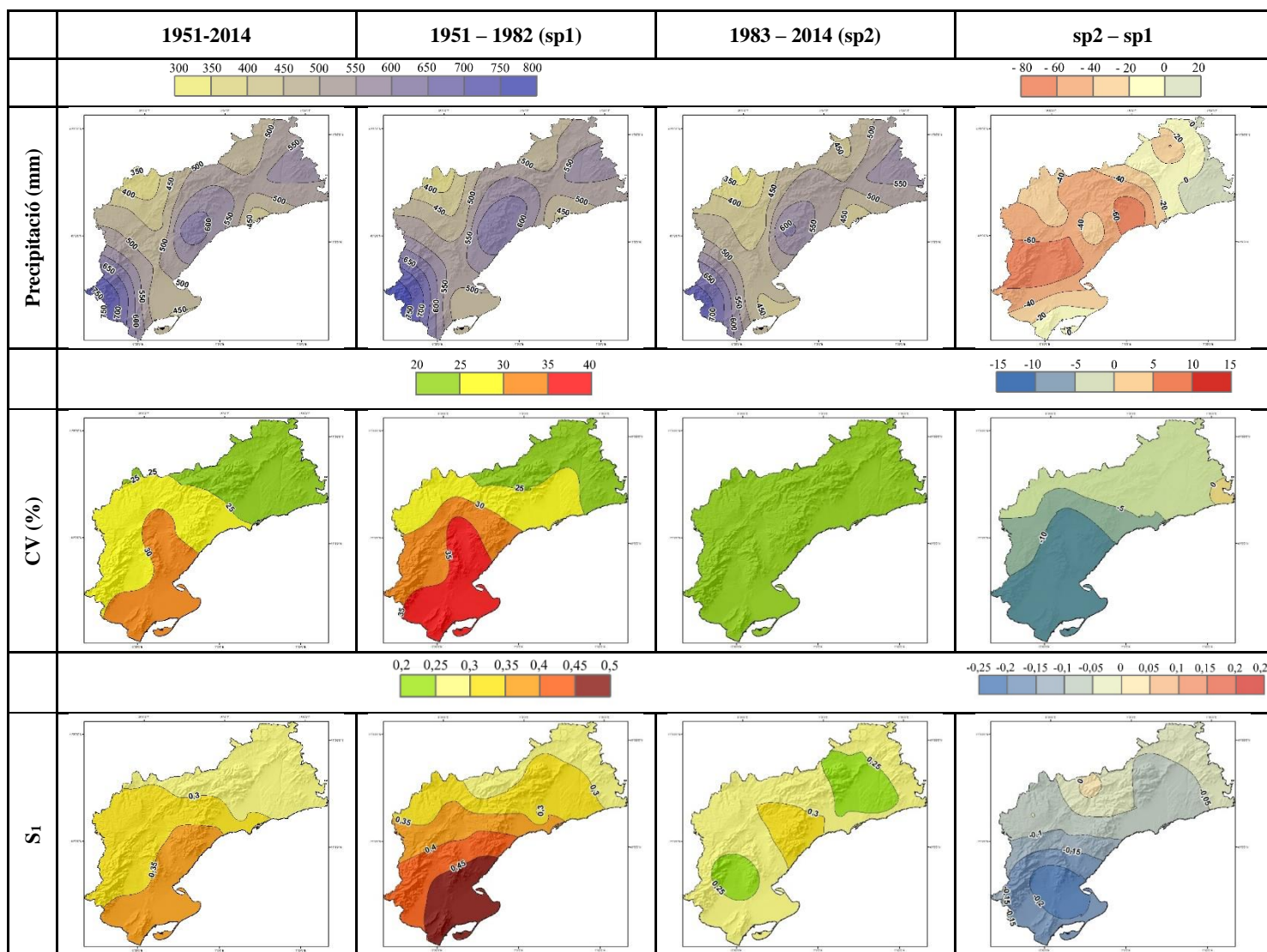
En el cas del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre, el CI té un valor mitjà de 0,63 per al període complet. La precipitació més concentrada cau a les àrees litorals i a l'extrem sud, amb uns valors que assoleixen els 0,69 a l'Observatori de l'Ebre a Tortosa (Baix Ebre). En aquest observatori, el 79 % dels dies de l'any acumulen el 25 % de la precipitació. El 75 % restant de la precipitació cau en tan sols el 21 % de dies que manquen, fet que denota una elevada concentració de la precipitació en aquest observatori, amb els conseqüents processos erosius sobre el sòl (Olcina-Cantos, 2013). Rocafort de Queralt (la Conca de Barberà) posseeix un valor de concentració més moderat, 0,62, el que implica que el 72,5 % dels dies recullen el 25 % de la precipitació, és a dir, una concentració lleugerament inferior a Tortosa però clarament mediterrània (CI elevat $\geq 0,61$).

Quant a l'evolució d'aquest índex, a partir de l'anàlisi dels dos subperíodes, podem distingir un augment a la meitat nord-est i extrem nord-oest, i un descens a l'extrem meridional així com a la costa sud i penetrant a l'interior. La configuració dels valors sorgits al mapa de les diferències netes entre subperíodes del CI té una elevada similitud al mapa de diferències entre els dos subperíodes per al número de dies amb una precipitació superior o igual a 100 mm (veure fig. 19, pàg. 44). En aquelles àrees on ha augmentat el nombre de dies de precipitació torrencial el CI ha augmentat també. El pes que tenen els episodis majors de 100 mm sobre el total anual és molt elevat, per tant, es lògic que si augmenten els dies amb aquest llindar augmenti l'índex de concentració. D'altra banda, les àrees on han disminuït els episodis torrencials també ho fa el CI, ja que la precipitació tendeix a distribuir-se de forma més regular.

L'anàlisi anual de les correlacions entre la precipitació i el WeMOi denota una major sincronització amb aquest índex de teleconnexió que no pas amb el NAOi. Tot i que per a tot el període no existeix una correlació significativa per a cap dels dos índexs, en el primer subperíode (1951-1982), la cartografia

està acolorida de tonalitats ataronjades que denoten una correlació negativa i significativa entre els totals anuals i el WeMOi. En el segon subperíode aquesta correlació significativa desapareix pràcticament, de la qual cosa se'n podria deduir una disminució de la precipitació d'origen mediterrani. Aquest fet és molt significatiu, ja que el descens de la correlació de la WeMO està vinculat directament amb el descens de la variabilitat mostrat en els diversos índexs, tret del CI, el qual pateix un descens més discret i irregular. Tot i tractar-se de l'anàlisi de sols dos períodes, sembla que la WeMO en funció del grau de correlació que estableix amb la precipitació, és capaç d'identificar a la vegada, el grau de variabilitat d'aquesta última.

Anualment, les correlacions amb la NAO no són estadísticament significatives en cap punt de l'àrea d'estudi en cap dels tres períodes. La qual cosa indica que les fases positives i negatives de la NAO no influeixen en la precipitació anual de l'àrea d'estudi.



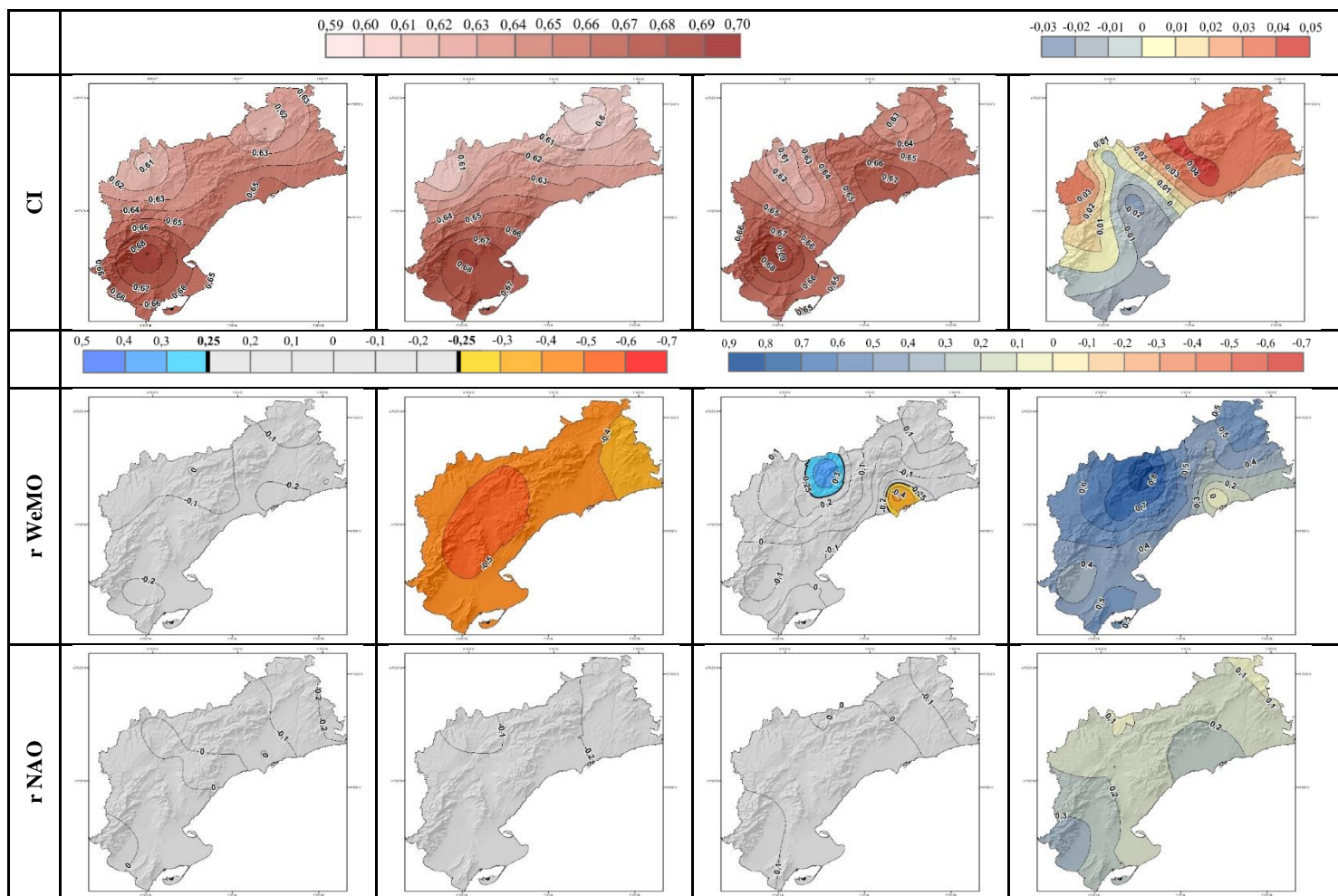


Figura 11. Clúster de mapes composts per a la precipitació mitjana, els índexs pluviomètrics CV, S₁ i CI, així com les correlacions sorgides entre la precipitació i els índexs de teleconnexió WeMOi (rWeMO) i NAOi (rNAO), al Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre, anualment i per als períodes 1951-2014, i els subperíodes 1951-1982 (sp1) i 1983-2014 (sp2). L'última columna representa les diferències netes entre subperíodes (sp2-sp1). Elaboració pròpia.

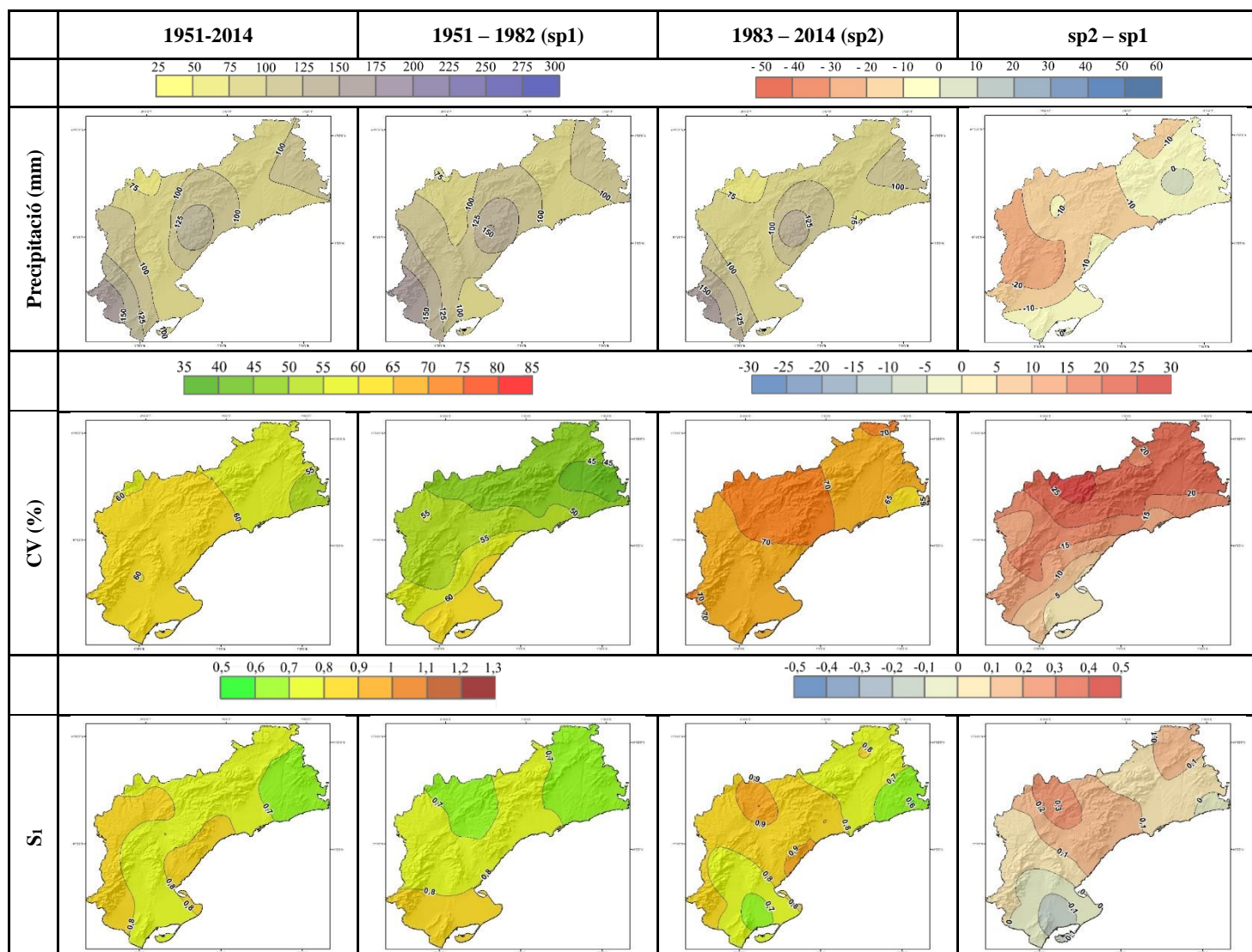
7.1.2. Hivern

L'estació hivernal posseeix uns valors de variabilitat moderats quant al CV (entre 50 i 65 %) i al S₁ (entre 0,6 i 0,9). Cal tenir en compte que a resolució estacional, els valors dels índexs són sempre més elevats que anualment perquè una estació comprèn un període de temps més curt (3 mesos) que un any (12 mesos). A l'hivern, la variabilitat sembla haver augmentat durant el segon subperíode, ja que com mostren els resultats del coeficient de variació, l'augment en punts percentuals és molt destacable als trams de l'interior nord de l'àrea d'estudi, quantificant un ascens de 30 punts a Flix-Vinebre (Ribera d'Ebre) o 28 a Cabacés (El Priorat). En canvi, al Delta de l'Ebre els valors del CV, tot i ser ja elevats, no incrementen pràcticament.

Respecte l'índex S₁, aquest també augmenta en el segon subperíode però d'una manera més pausada i no a tot arreu. L'ascens més considerable es produeix a l'àrea limítrofa entre el Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre, on l'increment arriba a 0,3 punts, així com a l'extrem nord-est, on l'increment és més lleuger, inferior a 0,2. Per contra, destaca el lleuger descens de l'índex al voltant del Delta de l'Ebre.

Els coeficients de correlació estimats entre la precipitació i el WeMOi tendeixen a negativitzar-se arreu durant el segon subperíode, amb uns valors més àmpliament negatius com més a l'oest ens trobem. En canvi, la variació entre períodes denota que els punts on més ha incrementat la correlació ha estat els situats a l'est i, decreixen gradualment cap a l'oest. El NAOi, tot i estar més ben correlacionat que el WeMOi durant el primer subperíode, perd força durant el segon subperíode a bona part de les Terres de l'Ebre i només incrementa molt lleugerament a la franja septentrional i oriental del Camp de Tarragona.

En general, la rWeMO detecta amb major sensibilitat un augment de la variabilitat, ja que el primer subperíode només correlaciona negativa i significativament les àrees amb major valor del CV. Al següent subperíode el reforçament de la rWeMO va lligat amb un reforçament del CV arreu del territori. El punt on menys augmenta la rWeMO, el Delta de l'Ebre, és alhora el punt on menys augmenta el CV. L'índex S₁ es presenta molt irregular arreu del territori i és més difícil trobar-hi similituds amb l'evolució de la rWeMO. A destacar també que durant el primer subperíode, en el qual la NAO té més influència que la WeMO, la variabilitat és més reduïda a tot el territori, mentre que quan la rWeMO té una major influència que la NAO, la variabilitat incrementa en el segon subperíode.



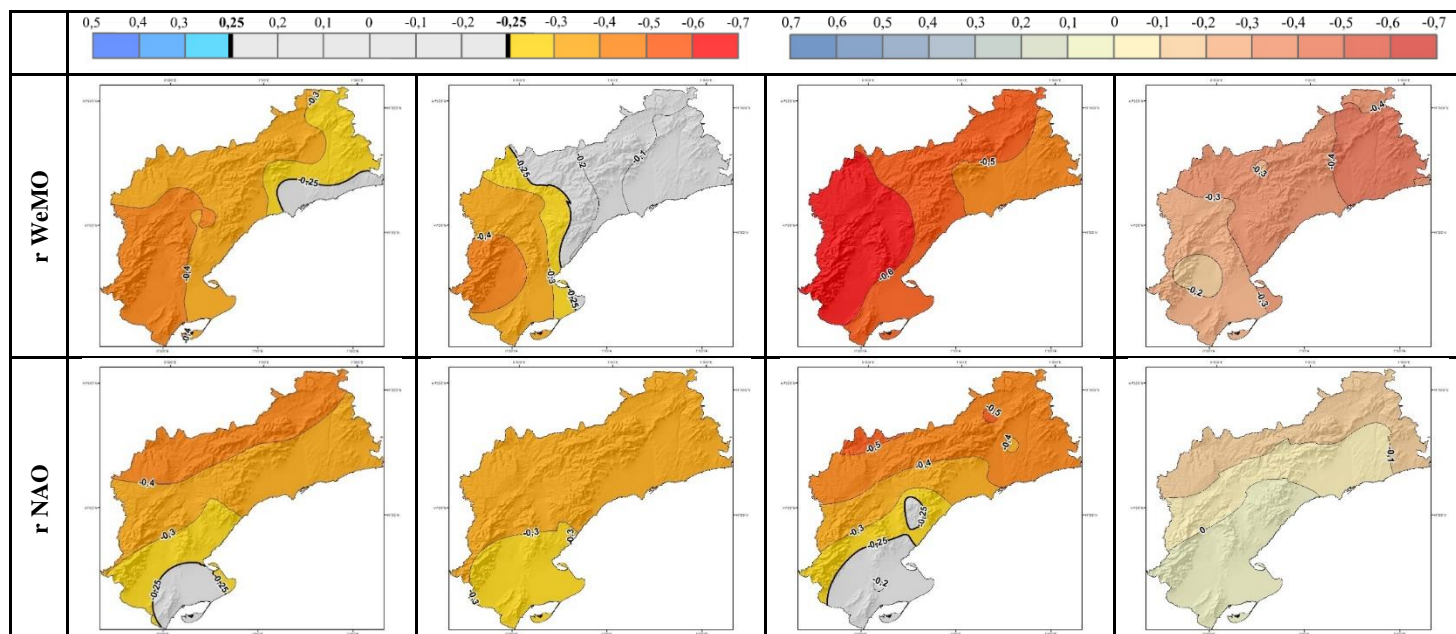


Figura 12. Clúster de mapes compostats per a la precipitació mitjana, els índexs pluviomètrics CV i S_1 , així com les correlacions sorgides entre la precipitació i els índexs de teleconnexió WeMOi (rWeMO) i NAOi (rNAO), al Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre, durant l'hivern (desembre, gener i febrer) i per als períodes 1951-2014, i els subperíodes 1951-1982 (sp1) i 1983-2014 (sp2). L'última columna representa les diferències netes entre subperíodes (sp2-sp1). Elaboració pròpia.

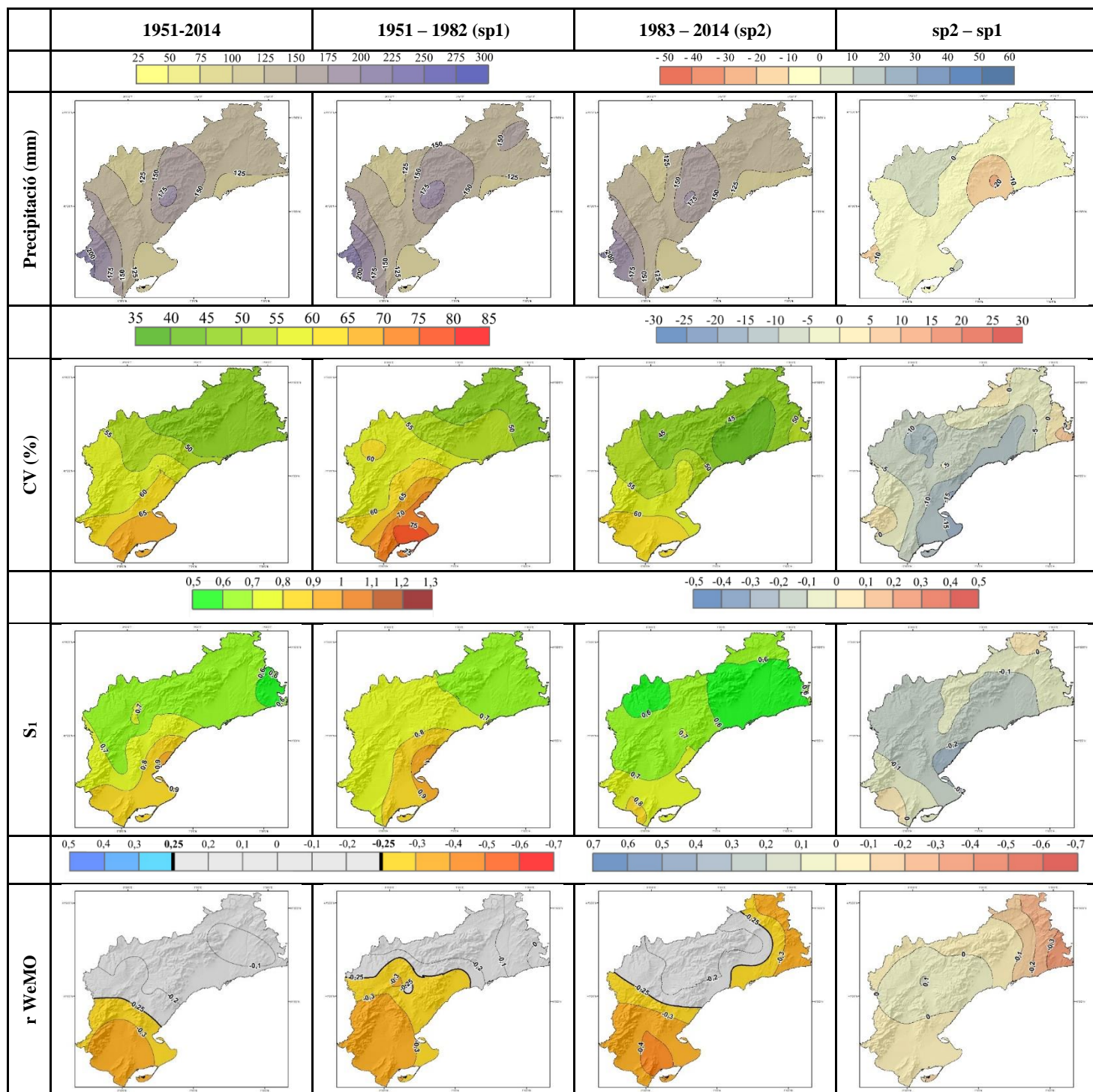
7.1.3. Primavera

Durant aquesta estació hi ha una gradació nord sud del CV, amb valors més moderats al nord (45-50 %) i més elevats al sud (65-70 %). De fet, a Amposta (el Montsià) la primavera és la segona estació més humida, però al mateix temps és la que posseeix el CV més alt. En aquest sentit, podem argumentar que l'àrea costanera de l'extrem sud depèn fonamentalment de situacions ciclòniques, advectiones de l'est o sud-est per rebre precipitacions de forma abundant en aquesta època, ja que la convecció que es produeix a les zones interiors no té massa arribada a àrees litorals a causa del mar fred que inhibeix aquesta flux vertical. Per tant, en haver-hi anys sense situacions plujoses es produeix una gran variabilitat. El mateix patró, pràcticament idèntic, es reproduïx per al S_1 . En ambdós índexs hi ha un contrast entre el litoral sud i el litoral nord, degut al canvi d'orientació del contorn de la costa així com dels relleus, la qual cosa pot explicar aquesta gradació dels valors de sud a nord per la costa. L'orientació de la costa sud afavoreix que les situacions ciclòniques o advectiones marítimes tinguin una major repercussió que a la costa nord.

Pel que fa als patrons de teleconnexió, la WeMO té una major influència al terç sud, on la correlació és significativa per a tot el període. Precisament els valors més alts del CV i S_1 per al període sencer es troben a l'àrea de major influència de la WeMO. Respecte a la variació interdecadal dels valors rWeMO, al terç sud la correlació es manté estabilitzada (negativització inferior a -0,1); en canvi, apareix una franja amb correlacions negatives i significatives a la part oriental del Camp de Tarragona, però que té poc impacte en els índexs pluviomètrics, només es detecta un increment del CV a l'extrem est de la costa per un augment de la rWeMO. La precipitació de l'àrea central, que divideix les conques internes i la conca de l'Ebre, no es correlaciona estadísticament amb el WeMOi durant el període sencer ni els subperíodes. Si bé és cert que la influència de la WeMO al terç sud es manté estable, els índexs

pluviomètrics pateixen una lleugera disminució. Tot i això, el manteniment d'aquesta correlació amb el WeMOi continua denotant una àrea de forta variabilitat.

Pel que respecta al NAOi, hi ha una correlació negativa i significativa pràcticament durant tot el període però amb una r entre -0,25 i -0,3, és a dir, poc destacable. Durant el primer subperíode, la NAO té una influència superior a la WeMO arreu del territori; en canvi, en el segon subperíode la NAO perd influència respecte a la WeMO, alhora que els índexs pluviomètrics també disminueixen.



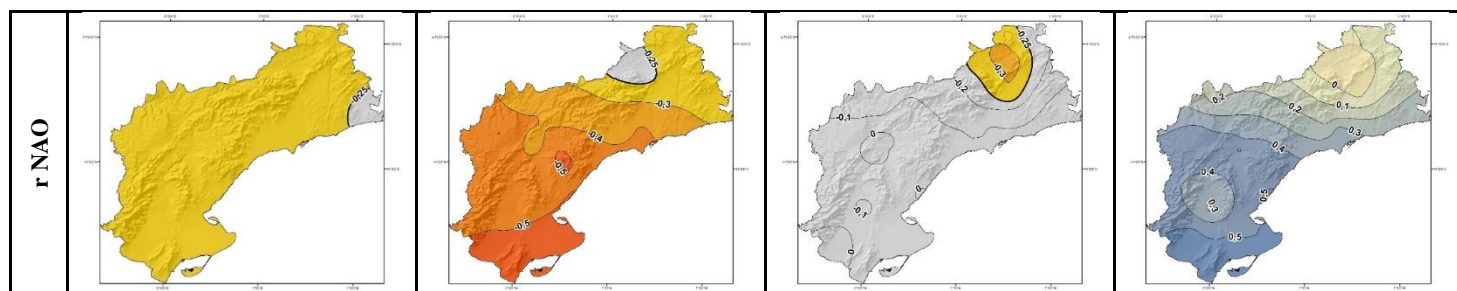


Figura 13. Ídem que fig. 12, però per a l'estació de primavera (març, abril i maig).

7.1.4. Estiu

El CV a escala estacional té els seus valors més elevats durant l'estiu. Pot sobtar si pensem que l'estiu és una època en què les precipitacions són molt escasses en aquesta àrea, però té una certa lògica si argumentem que els salts relatius són majors. Com a exemple podem mostrar el cas de Tivissa, comarca de la Ribera d'Ebre, i Valls, a l'Alt Camp. El seus CV són 73,7 % i 51,9 % durant el període sencer, respectivament. Doncs bé, el que marca la diferència entre ambdós valors és la precipitació mitjana que recull cada observatori: 76,7 mm en el cas de Tivissa i 106,3 mm per a Valls. Com menor és la precipitació mitjana, els salts relatius que hi ha entre els anys és major, ja que per exemple, una aportació de 30 mm no té el mateix pes en els dos observatoris. En el cas de l'evolució temporal, veiem que en el primer període el nucli amb valors més elevats del CV es troben al voltant de la costa del nord del Delta de l'Ebre. En canvi, per al segon subperíode, aquest nucli d'alta variabilitat es localitza més al nord, on augmenta notablement la variabilitat respecte el primer subperíode, per contra, aquesta variabilitat disminueix allà on era més alta durant el primer subperíode. Un augment de la variabilitat de forma més moderada és extensible a la resta del territori, tret de la costa est on es manté sense canvis.

L'índex S_1 té un comportament similar al CV però amb alguns matisos. Per exemple, per al període sencer, la màxima variabilitat detectada es al delta en el cas del S_1 , mentre el CV la detecta força més al nord. Tot i aquest matís, la variació entre períodes té moltes similituds, només cal veure el mapa de diferències entre el segon subperíode i el primer, en ambdós índexs: augment de la variabilitat a l'interior i disminució al litoral. L'alta variabilitat a l'estiu ve donada per petits embossaments d'aire fred que generen ruixats convectius irregulars. Tot i això, és una situació poc freqüent en aquesta època de l'any, sobretot en els mesos de juny i juliol.

Pel que fa als índexs de teleconnexió, aquests tenen poca cosa a dir en la variabilitat pluviomètrica de l'àrea d'estudi atès que no hi ha pràcticament significació en el període sencer per a la rWeMO, i no n'existeix per a la rNAO. Per al primer subperíode no hi ha significació per a cap de les dues teleconnexions, mentre que per al segon hi ha una correlació força positiva per a la rWeMO mentre que per a la rNAO aquesta correlació només és positiva en alguns trams de la costa. Aquesta manca d'influència dels patrons teleconnectius es deu a la falta de gradient bàric en aquesta època de l'any, ja que les precipitacions, que són escasses, es produeixen amb situacions sinòptiques desdibuixades i amb pressions properes als valors normals habitualment, ja que el generador de precipitació són petits

embossaments d'aire fred que no tenen repercussió en la pressió en superfície, element clau de les teleconnexions.

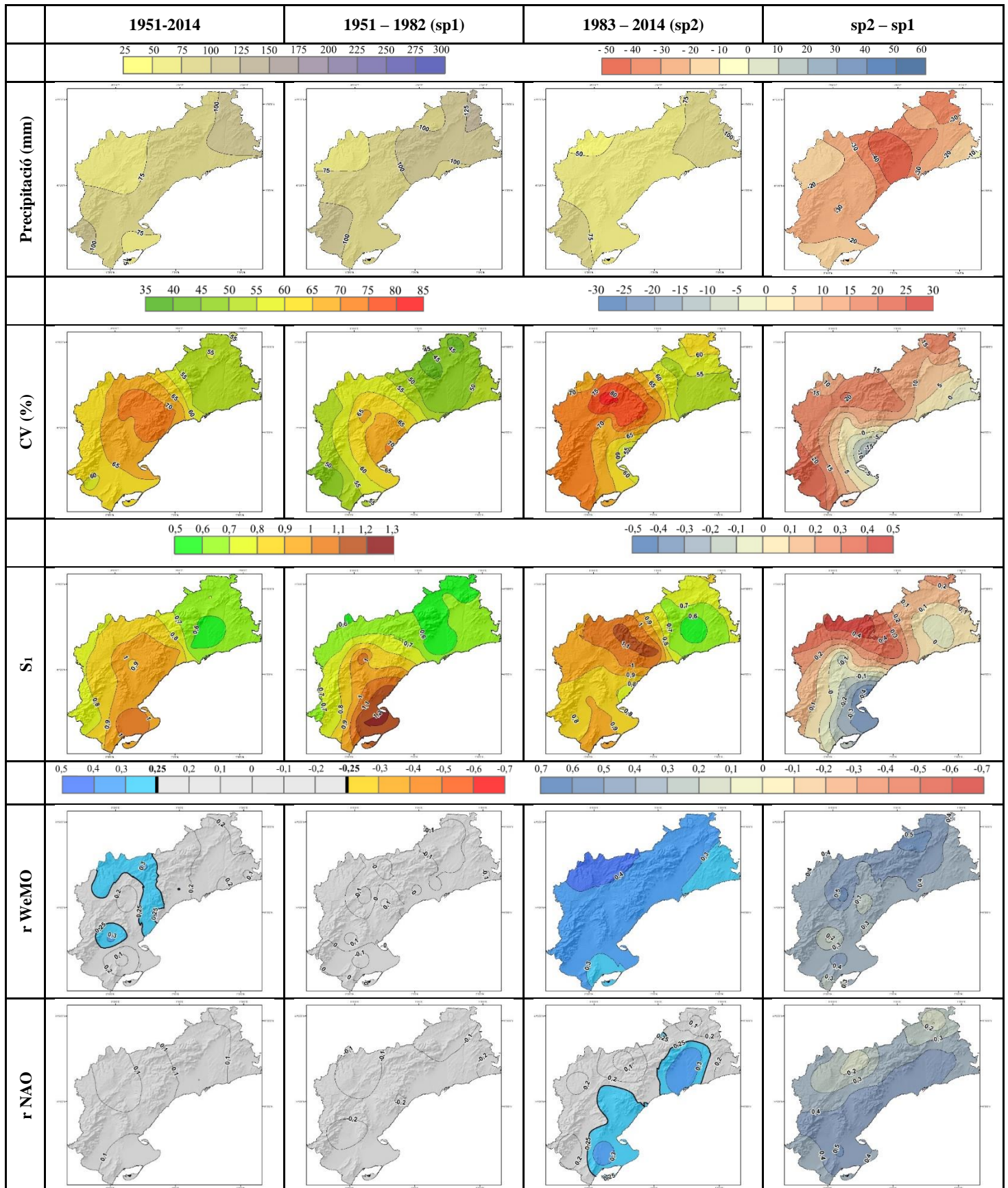


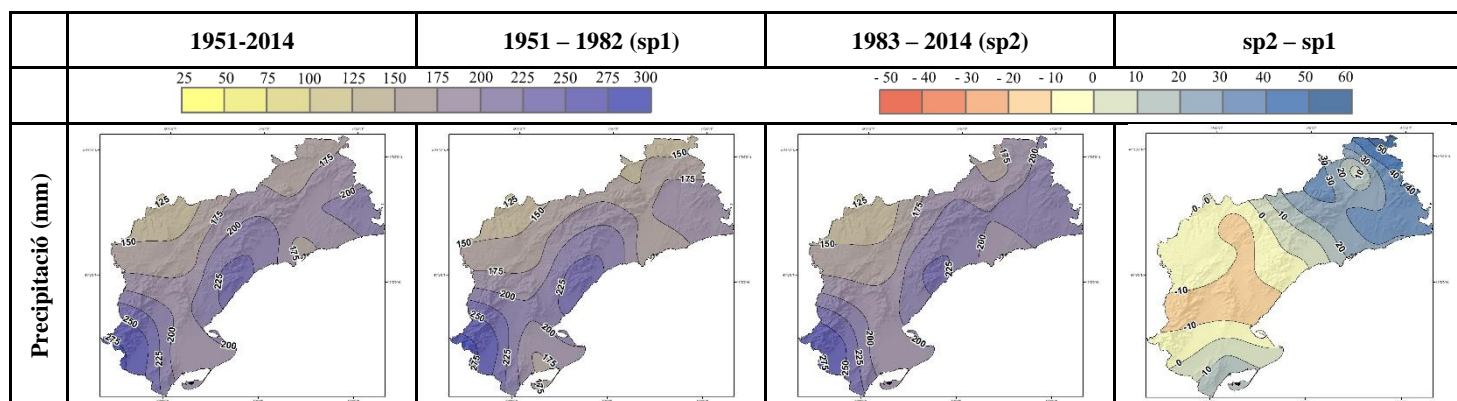
Figura 14. Ídem que fig. 12, però per a l'estació d'estiu (juny, juliol i agost).

7.1.5. Tardor

A la tardor es registra la precipitació més elevada de les quatre estacions de l'any a la majoria d'observatoris. L'observatori de Mas de Barberans (el Montsià) posseeix la precipitació mitjana més elevada de tots els observatoris amb un valor de 254 mm.. A Benissanet (la Ribera d'Ebre) és la segona estació de l'any, després de l'estiu (67,5%), amb un major CV per al període sencer (66,2%). Aquest valor contrasta amb la variabilitat més moderada que hi ha a l'interior i costa nord del Camp de Tarragona, on el CV a Sarral (la Conca de Barberà) o Reus (el Baix Camp) no assoleix el 42 %. Possiblement l'orografia i la seva orientació tinguin quelcom a veure en aquesta irregularitat dels valors del CV, permetent una major o menor freqüència d'episodis torrencials en aquesta època de l'any. El primer subperíode té una cartografia molt similar a tot el període, tot i que realça els valors arreu comportant una major variabilitat. Per contra, el segon subperíode del CV detecta una disminució molt notable del CV a tota l'àrea d'estudi, propiciant una caiguda de 24 punts percentuals del primer subperíode al segon a Benissanet (sp1: 76,1%; sp2: 52,3%). A les àrees on el CV era més elevat el primer subperíode és on disminueix més de cara el segon, en canvi, allà on ja era baix, es manté estable.

Respecte el S_1 , els valors de la tardor són els més baixos de totes les estacions de l'any, la qual cosa indica que és el trimestre menys desordenat dels quatre. El fet que la precipitació acostuma a ser abundant a la tardor provoca que els salts relatius entre anys no siguin gaire accentuats, afavorint així que l'índex no es dispari com podria passar a l'estiu. La variabilitat entre períodes denota una disminució en el subperíode més recent, en el qual s'elimina qualsevol gradient, quedant uns valors molt baixos del S_1 a tot el territori.

Per aquesta estació de l'any, el WeMOi torna a detectar l'evolució de la variabilitat, en funció del grau de correlació que obté amb la precipitació. La rWeMO en el primer subperíode assoleix valors molt negatius a força contrades (entre -0,6 i -0,7), mentre que en el segon subperíode els coeficients de correlació augmenten més de sis dècimes en diferents observatoris i passen a ser no estadísticament significatius. Com hem vist, en el segon subperíode els índexs pluviomètrics també mostren un notable descens, sobretot el CV. D'altra banda, la NAO té menor influència que la WeMO, tant en el període sencer, quan no té significació pràcticament enlloc, com en els subperíodes, quan només té significacions parcials en el primer subperíode i desapareixen per complet en el segon.



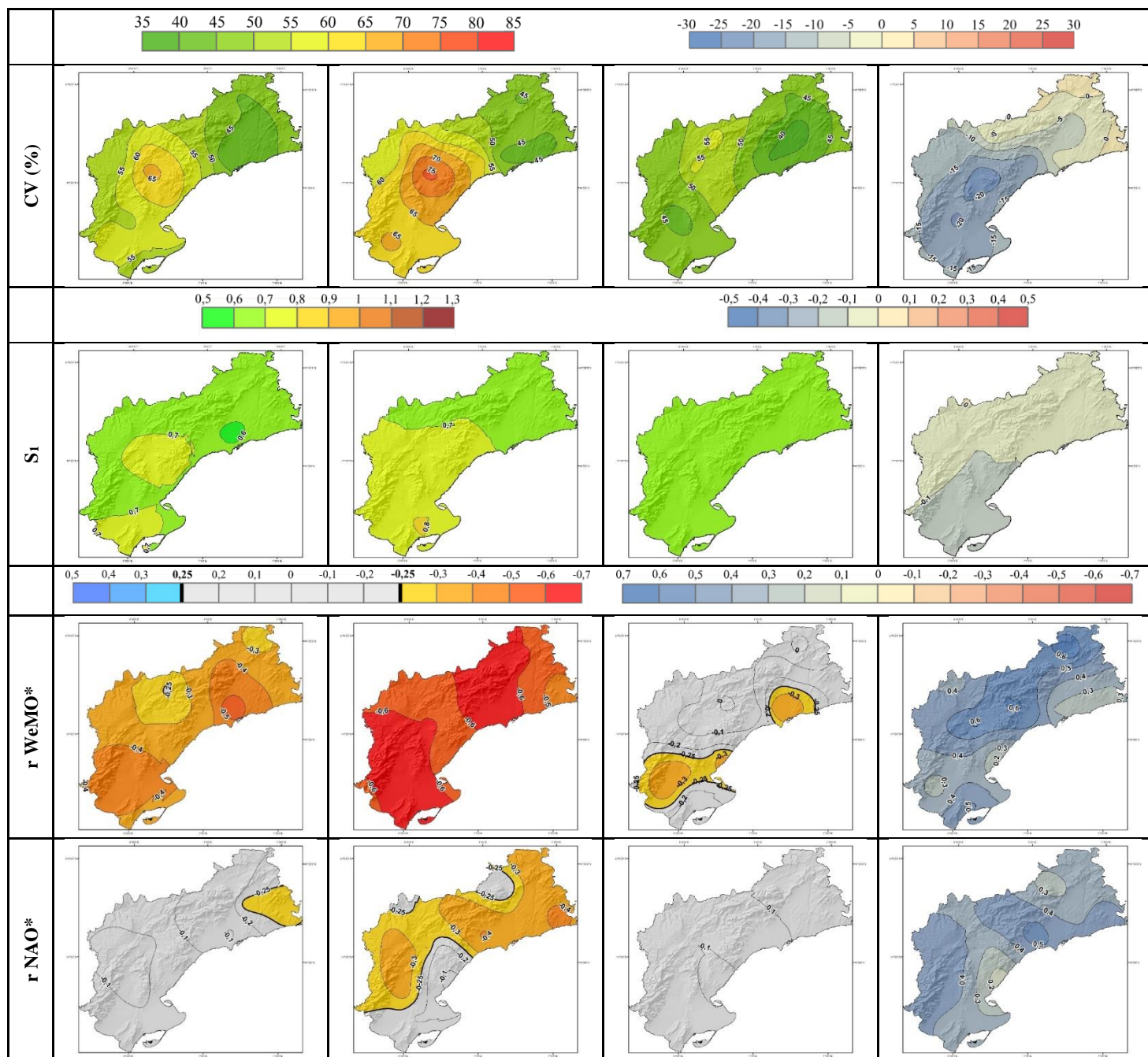


Figura 15. Ídem que fig. 12, però per a l'estació de tardor (setembre, octubre i novembre).

7.1.6. Mediterraneïtat de l'àrea d'estudi: una síntesi dels resultats

La mediterraneïtat del clima es refereix, en primer lloc, al seu caràcter subtropical, més clar com més al sud, i en segon lloc, a les influències atmosfèriques del mar que hi ha a llevant (Martín-Vide *et al.*, 2010). En el cas del territori que ens ocupa, aquest component de mediterraneïtat està solament definit pel caràcter subtropical, ja que, anualment i per estacions, el CV i el S₁ tenen una major tendència a distribuir-se gradualment de nord a sud –essent les àrees més meridionals les que assoleixen valors més alts de variabilitat–. Per contra, i després de calcular la distància euclidiana entre la línia de la costa i els diversos punts d'estudi, sembla que la component marítima no té una significació rellevant en la variabilitat pluviomètrica del nostre àmbit, perquè tota l'àrea d'estudi és litoral en el seu conjunt –el

punt més llunyà de l'àrea d'estudi respecte el mar és de 54 km, mentre que l'amplitud latitudinal assoleix 115 km-. El coeficient de correlació de Pearson calculat entre el CV i la latitud retorna valors estadísticament significatius anualment i per a totes les estacions durant el període sencer (taula 6). De fet, l'anàlisi per subperíodes del CV, denota un trencament d'aquest gradient subtropical en el segon subperíode, anualment i per a totes les estacions, tret de la primavera. Aquest debilitament subtropical va lligat al debilitament de les correlacions dels índexs de teleconnexió en línies generals. A l'hivern, hi ha un augment important de la influència de la WeMO al nord de l'àrea d'estudi durant el segon subperíode que comporta una disminució del gradient latitudinal de subtropicalitat. La situació definida per al CV es repeteix pràcticament igual al S_1 , només anotar que per a l'hivern i la tardor per al període complet, la significació de la correlació no existeix, cosa que sí succeïa amb el CV.

<i>r CV-Latitud</i>	Anual	Hivern	Primavera	Estiu	Tardor
1951-2014	-0,77	-0,45	-0,87	-0,46	-0,47
1983-2014 (sp2)	0,12	0,20	-0,71	-0,34	-0,10
1951-1982 (sp1)	-0,84	-0,76	-0,83	-0,48	-0,62
sp2-sp1	0,96	0,96	0,12	0,14	0,52
<i>Estadísticament significatiu al 95 %.</i>					
<i>r S₁-Latitud</i>	Anual	Hivern	Primavera	Estiu	Tardor
1951-2014	-0,81	-0,40	-0,71	-0,62	-0,34
1983-2014 (sp2)	-0,12	0,06	-0,61	-0,24	0,13
1951-1982 (sp1)	-0,90	-0,67	-0,53	-0,70	-0,58
sp2-sp1	0,78	0,73	-0,08	0,46	0,71
<i>Estadísticament significatiu al 95 %.</i>					
<i>r CV-Dist. Med.</i>	Anual	Hivern	Primavera	Estiu	Tardor
1951-2014	-0,20	-0,01	-0,30	-0,01	0,04
1983-2014 (sp2)	0,34	0,37	-0,17	0,29	0,25
1951-1982 (sp1)	-0,30	-0,35	-0,29	-0,20	-0,07
sp2-sp1	0,64	0,72	0,12	0,49	0,32
<i>Estadísticament significatiu al 95 %.</i>					
<i>r S₁-Dist. Med.</i>	Anual	Hivern	Primavera	Estiu	Tardor
1951-2014	-0,37	0,10	-0,31	-0,11	0,03
1983-2014 (sp2)	0,00	0,29	-0,14	0,24	0,52
1951-1982 (sp1)	-0,45	-0,25	-0,27	-0,36	-0,34
sp2-sp1	0,45	0,54	0,13	0,60	0,86
<i>Estadísticament significatiu al 95 %.</i>					

Taula 6. Coeficients de correlació de Pearson entre el CV i la latitud i el CV i la distància euclidiana a la costa mediterrània, per al període 1951-2014 i els subperíodes 1951-1982 i 1983-2014, així com la seva diferència neta, anualment i per estacions de l'any. Ídem per al S_1 . Elaboració pròpia.

7.2. Anàlisi diària de la torrencialitat

En aquest subapartat s'analitza la intensitat diària de les precipitacions. Aquestes precipitacions es classifiquen en intenses ($P \geq 50$ mm), torrencials ($P \geq 100$ mm) i extremadament torrencials ($P \geq 200$ mm). A partir d'aquests tres llindars s'estén una anàlisi de la distribució espacio-temporal. Per a concloure el subapartat, es fa l'estudi teleconnectiu (WeMO i NAO) a resolució diària de la torrencialitat, per veure si aquests patrons tenen alguna influència en aquest tipus d'episodis.

7.2.1. Catàleg d'episodis torrencials i extremadament torrencials

Degut a l'abundant nombre de dies amb precipitació igual o superior a 50 mm (1.181 dies), s'ha descartat crear una taula que agrupés aquests dies. A continuació es mostren les taules referents a tots els dies amb precipitació igual o superior a 100 mm (130 dies) i 200 mm (3 dies) dels 16 observatoris que posseeixen una sèrie a resolució diària entre el 1951 i el 2014 (taules 7 i 8).

a. Llistat d'episodis ≥ 200 mm

DATA	LLOC	PRECP (mm)
27/08/1992	Amposta	226,4
21/10/2000	Cabacés	207,0
22/10/2000	Tivissa	240,0

Taula 7. Recull dels episodis diaris extremadament torrencials ocorreguts en els distints observatoris entre el 1951 i el 2014. Elaboració pròpia.

b. Llistat d'episodis ≥ 100 mm

DATA	LLOC	PRECP (mm)	DATA	LLOC	PRECP (mm)	DATA	LLOC	PRECP (mm)
12/09/1951	Benissanet	107,4	19/09/1971	Montbrió	116,2	26/09/1992	Montbrió	110,5
12/09/1951	Miravet	107,4	19/09/1971	Tivissa	146,0	26/09/1992	Vilalba	109,0
12/09/1951	Montbrió	109,5	21/09/1971	Benissanet	179,6	09/10/1994	Benissanet	148,0
12/09/1951	Tivissa	132,2	21/09/1971	Miravet	179,6	09/10/1994	Cabacés	149,2
12/09/1951	Tortosa	112,8	21/09/1971	Tivissa	176,0	09/10/1994	Miravet	148,0
13/09/1951	Amposta	120,0	01/10/1971	Vimbodí	113,0	09/10/1994	Montblanc	120,2
13/09/1951	Cabacés	118,0	10/10/1971	Benissanet	155,6	09/10/1994	Rocafort	112,0
20/10/1951	Montbrió	142,0	10/10/1971	Miravet	155,6	09/10/1994	Tivissa	158,0
03/10/1955	Aeroport Reus	160,6	07/11/1971	Tortosa	124,5	10/10/1994	Montblanc	123,1
29/03/1956	Tivissa	107,0	17/11/1971	Vimbodí	101,4	10/10/1994	Tortosa	110,3
29/05/1957	Aeroport Reus	109,2	04/12/1971	Amposta	127,0	19/10/1994	Vimbodí	172,1
29/05/1957	Reus C.L.	105,5	04/12/1971	Tivissa	144,0	09/12/1995	Reus C.L.	121,6
29/05/1957	Tortosa	116,6	20/09/1972	Amposta	106,0	06/09/1999	Rocafort	114,2
15/06/1957	Tivissa	113,0	22/09/1972	Benissanet	109,8	21/10/2000	Benissanet	116,0
05/09/1959	Tivissa	134,2	22/09/1972	Miravet	109,8	21/10/2000	Cabacés	207,0
20/09/1959	Tortosa	114,4	25/03/1974	Amposta	107,0	21/10/2000	Miravet	116,0
21/09/1959	Amposta	110,0	25/03/1974	Tivissa	137,0	21/10/2000	Montbrió	155,5
21/09/1959	Tivissa	141,0	27/05/1975	Amposta	133,0	22/10/2000	Benissanet	117,0
29/09/1959	Montbrió	172,0	28/05/1975	Cabacés	109,1	22/10/2000	Flix	109,0
10/10/1959	Vimbodí	113,7	28/05/1975	Tivissa	153,0	22/10/2000	Miravet	117,0
05/06/1960	Tortosa	104,2	29/05/1975	Benissanet	130,4	22/10/2000	Tivissa	240,0
08/12/1960	Amposta	100,0	29/05/1975	Miravet	130,4	07/04/2002	Amposta	114,5
21/11/1961	Tivissa	168,5	10/06/1975	Reus C.L.	129,1	06/05/2003	Tivissa	118,0
29/11/1961	Cabacés	106,0	10/06/1975	Montbrió	105,0	15/11/2003	Tortosa	114,5
25/01/1962	Amposta	100,0	05/09/1976	Montbrió	101,5	07/09/2005	Tivissa	102,5
24/02/1962	Tortosa	104,5	07/01/1977	Tivissa	124,5	13/08/2006	Amposta	105,9
25/02/1962	Amposta	100,0	26/06/1981	Montblanc	119,6	12/09/2006	Aeroport Reus	138,4
25/09/1962	Montbrió	111,0	26/06/1981	Montbrió	115,0	12/09/2006	Reus C.L.	118,1
14/10/1962	Vilalba	100,0	04/09/1982	Montbrió	102,0	12/09/2006	Tortosa	140,8
22/12/1964	Montbrió	116,5	21/10/1982	Amposta	103,0	12/11/2008	Vimbodí	110,5
19/10/1965	Tortosa	176,5	21/10/1982	Montbrió	128,0	17/09/2010	Tivissa	105,0
08/11/1967	Benissanet	116,8	21/10/1982	Tivissa	120,5	23/10/2011	Reus C.L.	108,0
08/11/1967	Flix	105,0	21/10/1982	Tortosa	119,7	25/10/2012	Montbrió	140,7
08/11/1967	Miravet	116,8	28/09/1984	Rocafort	129,4	17/11/2012	Tortosa	122,0
09/11/1967	Riba-roja	116,5	29/07/1985	Amposta	133,0	08/08/2013	Amposta	109,0
09/11/1967	Tivissa	171,5	01/10/1987	Aeroport Reus	101,9	16/11/2013	Cabacés	124,0
19/11/1967	Tivissa	164,0	04/10/1987	Amposta	138,0	16/11/2013	Flix	102,0
20/11/1967	Tivissa	167,0	09/10/1987	Montblanc	153,2	16/11/2013	Montbrió	102,2

21/11/1967	Riba-roja	136,0	24/06/1988	Montblanc	109,6	16/11/2013	Tivissa	156,1
05/04/1969	Tivissa	166,0	27/12/1989	Tivissa	103,0	16/11/2013	Vilalba	101,5
04/10/1969	Amposta	118,0	31/07/1990	Amposta	120,0	17/11/2013	Benissanet	110,0
19/10/1969	Tivissa	106,0	05/11/1991	Vimbodí	138,2	17/11/2013	Miravet	110,0
19/09/1971	Benissanet	127,6	27/08/1992	Amposta	226,4			
19/09/1971	Miravet	127,6	08/09/1992	Montbríó	122,0			

Taula 8. Recull dels episodis diaris torrencials ocorreguts en els distints observatoris entre el 1951 i el 2014. Elaboració pròpia.

7.2.2. Representació de la freqüència absoluta d'episodis intensos i torrencials

Es representen el nombre de dies amb precipitació igual o superior a 50 mm (fig. 16 i 17) i igual o superior a 100 mm (fig. 18 i 19). Degut a l'escassetat de dies amb precipitació igual o superior a 200 mm s'ha descartat fer cartografia per a aquests dies.

7.2.2.1. Cartografia de la freqüència absoluta d'episodis intensos ($P \geq 50$ mm)

En relació amb la precipitació intensa, els dos observatoris que posseeixen una major freqüència absoluta són Tivissa (la Ribera d'Ebre) i Amposta (el Montsià), amb 147 i 118, dies respectivament. Els observatoris amb freqüències més modestes són els que es troben a Rocafort de Queralt i Sarral (la Conca de Barberà), que compten amb 39 i 37 dies, respectivament, en tot el període d'estudi. Hi ha un clar predomini de les freqüències entre 50 i 100 dies de precipitació intensa en els observatoris d'estudi.

Si fem la divisió en dos subperíodes, el primer posseeix la major freqüència en els mateixos punts que per a tot el període i els punts amb menor freqüència també coincideixen. En el segon subperíode es detecta una disminució accentuada i força generalitzada del nombre de dies de precipitació intensa. Convé destacar que els dos observatoris més septentrionals que posseïen la freqüència absoluta més baixa del territori, són els únics que augmenten de freqüència en el segon subperíode, juntament amb l'observatori de Reus (el Baix Camp).

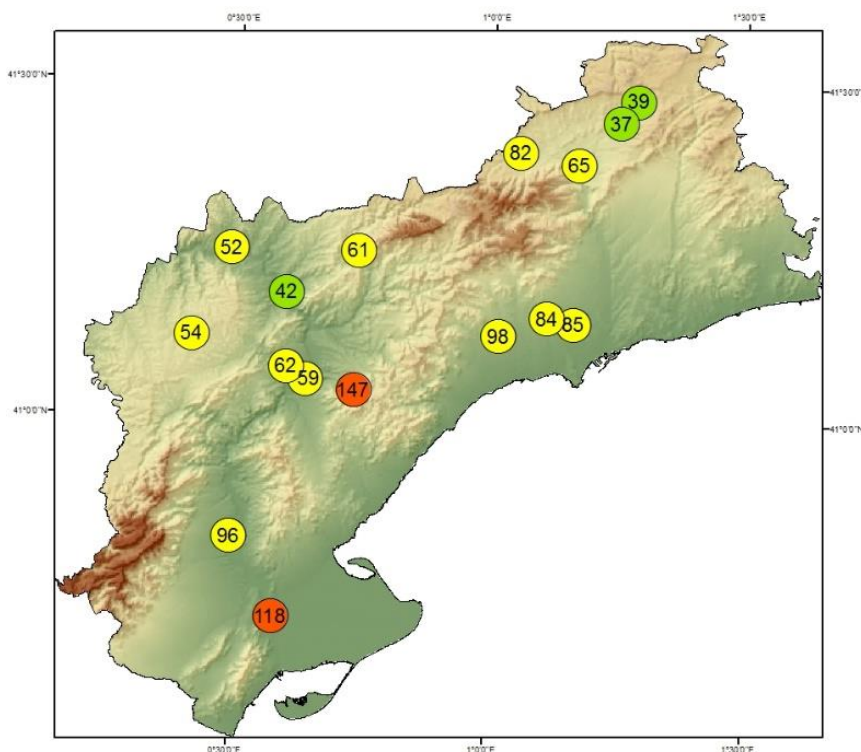
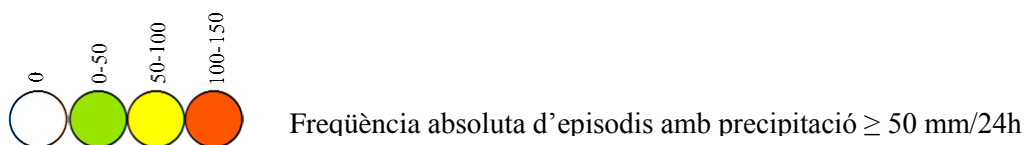


Figura 16. Mapa de freqüències absolutes dels episodis diaris intensos (≥ 50 mm) per als 16 observatoris a resolució diària entre el 1951 i el 2014 al Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre. Elaboració pròpia.

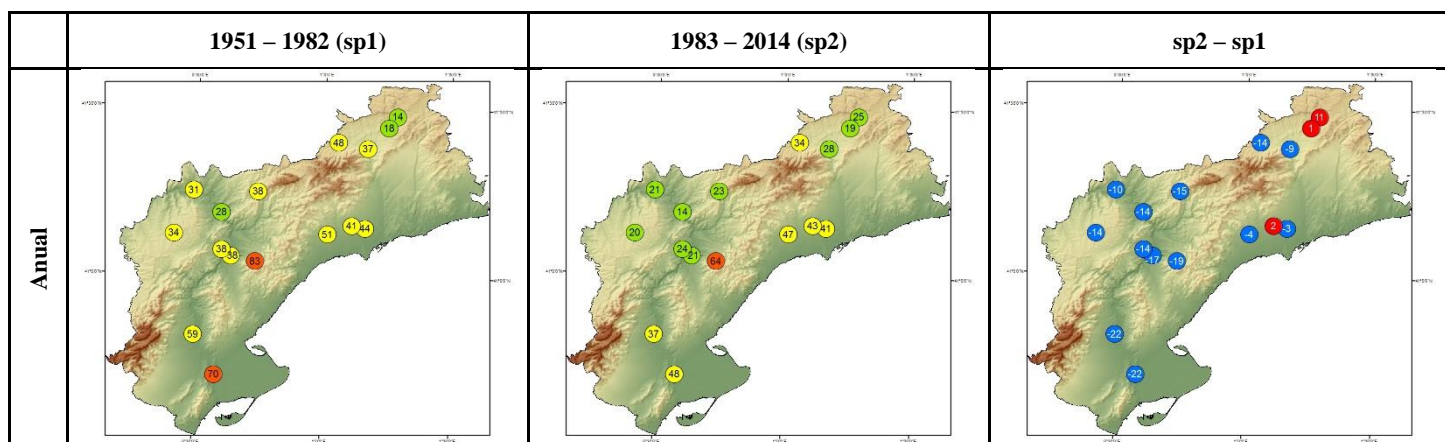
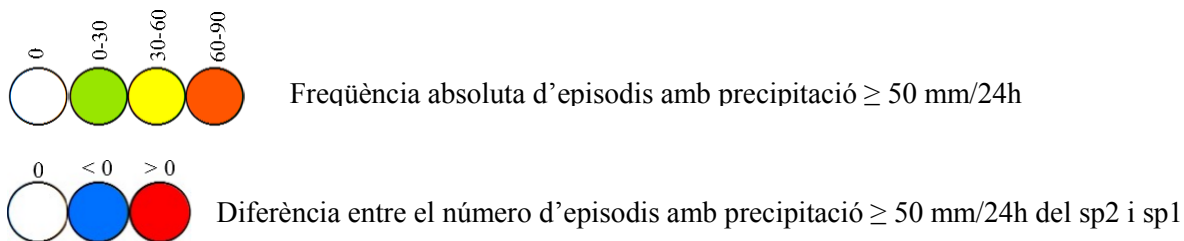


Figura 17. Mapa de freqüències absolutes dels episodis diaris intensos (≥ 50 mm) per als 16 observatoris a resolució diària i per als dos subperíodes 1951-1982 i 1983-2014, així com la diferència neta, al Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre. Elaboració pròpia.

7.2.2.2. Cartografia de la freqüència absoluta d'episodis torrencials ($P \geq 100$ mm)

Quant als episodis torrencials, hi ha una elevada correlació amb els episodis intensos, és a dir, allà on hi havia una major freqüència de dies amb precipitació intensa, també hi ha un major nombre de dies de precipitació torrencial. Per al període sencer, Tivissa i Amposta posseeixen els màxims amb 25 i 18 dies de precipitació torrencial, respectivament. Per contra, al nord de la Terra Alta i de la Ribera d'Ebre, el nombre de dies amb precipitació torrencial està entre 2 i 3, i als dos observatoris més orientals de la Conca de Barberà les freqüències estan entre 0 i 3.

Si s'analitza l'evolució de les freqüències absolutes entre els dos subperíodes, com a patró general, es detecta una disminució de freqüència a les Terres de l'Ebre i una estabilització o lleu increment al Camp de Tarragona. Òbviament, hi ha excepcions en ambdues parts del territori. Si s'observa la cartografia anual del CI anterior (fig. 11, pàg. 31), hi ha una correlació estadísticament significativa ($r = 0,82$) entre el mapa de diferències dels dos subperíodes de l'índex i el mapa de diferències entre els dos subperíodes de les freqüències absolutes. La disminució dels episodis torrencials repercuteix en una disminució de la concentració de la precipitació, i viceversa.

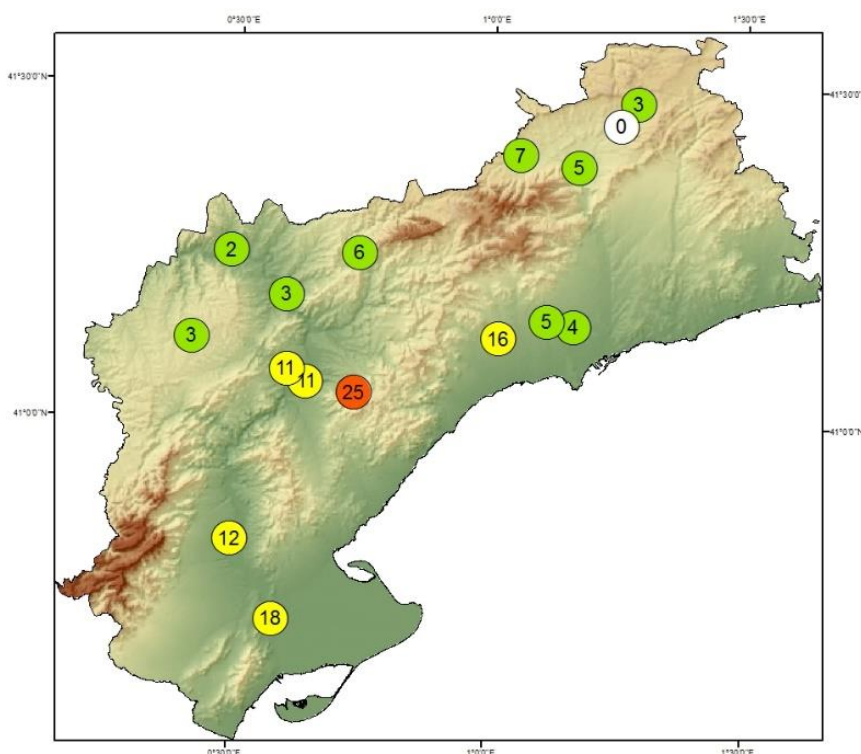
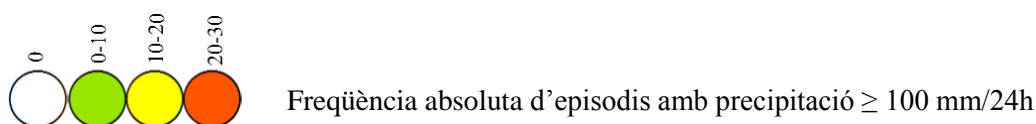


Figura 18. Ídem que fig. 16, però per als episodis diaris torrencials (≥ 100 mm).

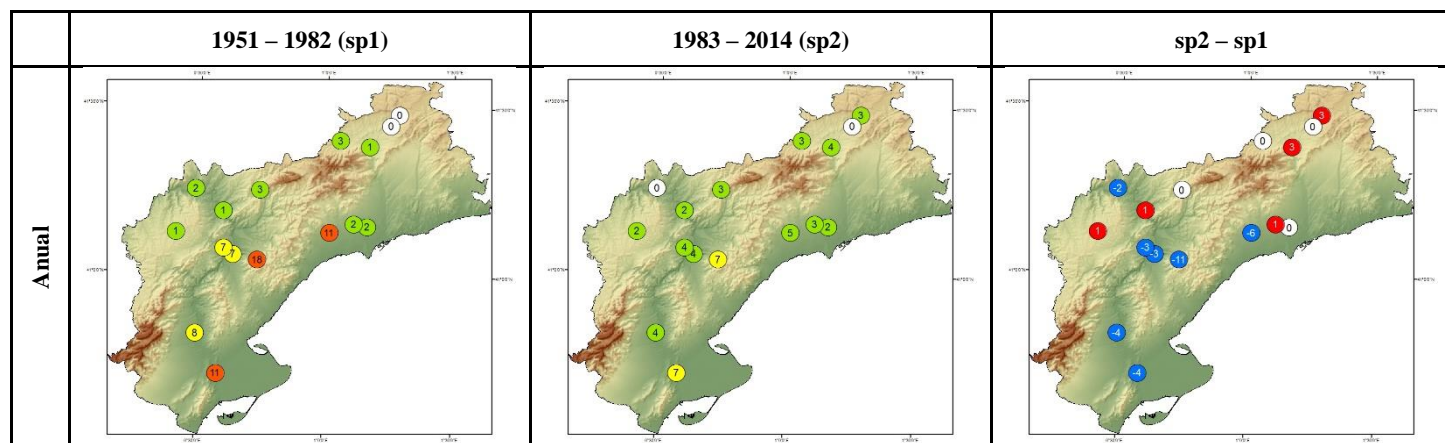
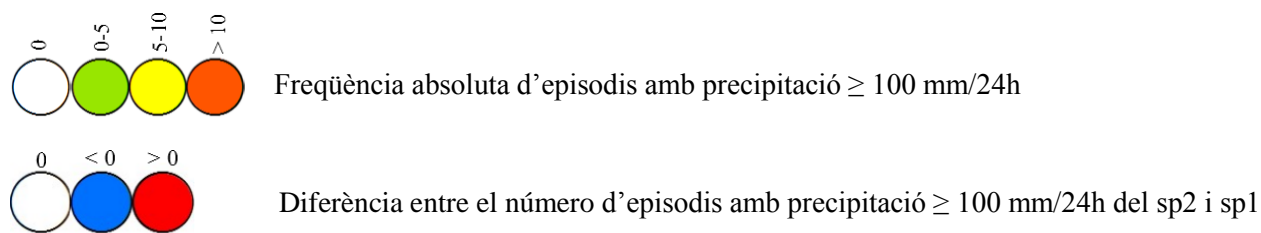


Figura 19. Ídem que fig. 17, però per als episodis diaris torrencials (≥ 100 mm).

7.2.2.3. Evolució mensual dels dies de precipitació intensa ($P \geq 50$ mm), torrencial ($P \geq 100$ mm) i extremadament torrencial ($P \geq 200$ mm)

Els gràfics que es presenten a la figura 20, representen les freqüències absolutes de dies amb precipitació intensa, torrencial i extremadament torrencial. El gràfic 20a denota una clara estacionalitat dels episodis intensos a la tardor amb 632 episodis (52,5%). La resta d'estacions ja posseeixen percentatges molt més repartits i clarament inferiors: la primavera amb 225 episodis (19 %), l'estiu amb 176 (14,9%) i, finalment, l'hivern amb 148 (12,5 %). L'estacionalitat incrementa amb força quan analitzem els dies amb precipitació torrencial, ja que la tardor passa a retenir 94 dies, és a dir, 72,3% de tots els episodis. La resta d'estacions segueixen el mateix ordre que en els episodis intensos, però lògicament, amb percentatges menors: primavera 14 dies (10,8%), estiu 12 dies (9,3%) i hivern 10 dies (7,7%) .

Si analitzem l'evolució entre subperíodes, el primer que cal remarcar és la disminució en el segon subperíode, tant dels episodis intensos, que cauen un 24,3 %, és a dir, 163 episodis menys respecte el primer subperíode, com dels episodis torrencials, que passen de 77 en el primer subperíode a 53 en el segon, això és, un descens del 31,2 % respecte el primer subperíode. En el segon subperíode es registren 3 episodis d'extrema torrencialitat, fet que no havia succeït en el primer subperíode. Dos d'aquests episodis extrems es produeixen a l'octubre i un a l'agost. D'altra banda, veiem que l'estacionalitat dels episodis a la tardor roman sense canvis. Ara bé, hi ha certes modificacions en el comportament interior d'aquesta estació. D'una banda, disminueixen molt notablement els episodis intensos del setembre, que basculen cap al novembre en el segon subperíode. Altres lleugers increments en els episodis intensos es produeixen al març i al juliol, però en general, la majoria de mesos disminueixen. Respecte els episodis torrencials, torna a ser el setembre el mes que disminueixen en major nombre (-60 %), mentre que el

mes que el prossegueix, l'octubre, augmenta considerablement el número d'episodis (+36,6 %). Maig i juny també arrosseguen lleugeres baixades, passant de 8 a 1 i, de 6 a 1 episodis, respectivament.

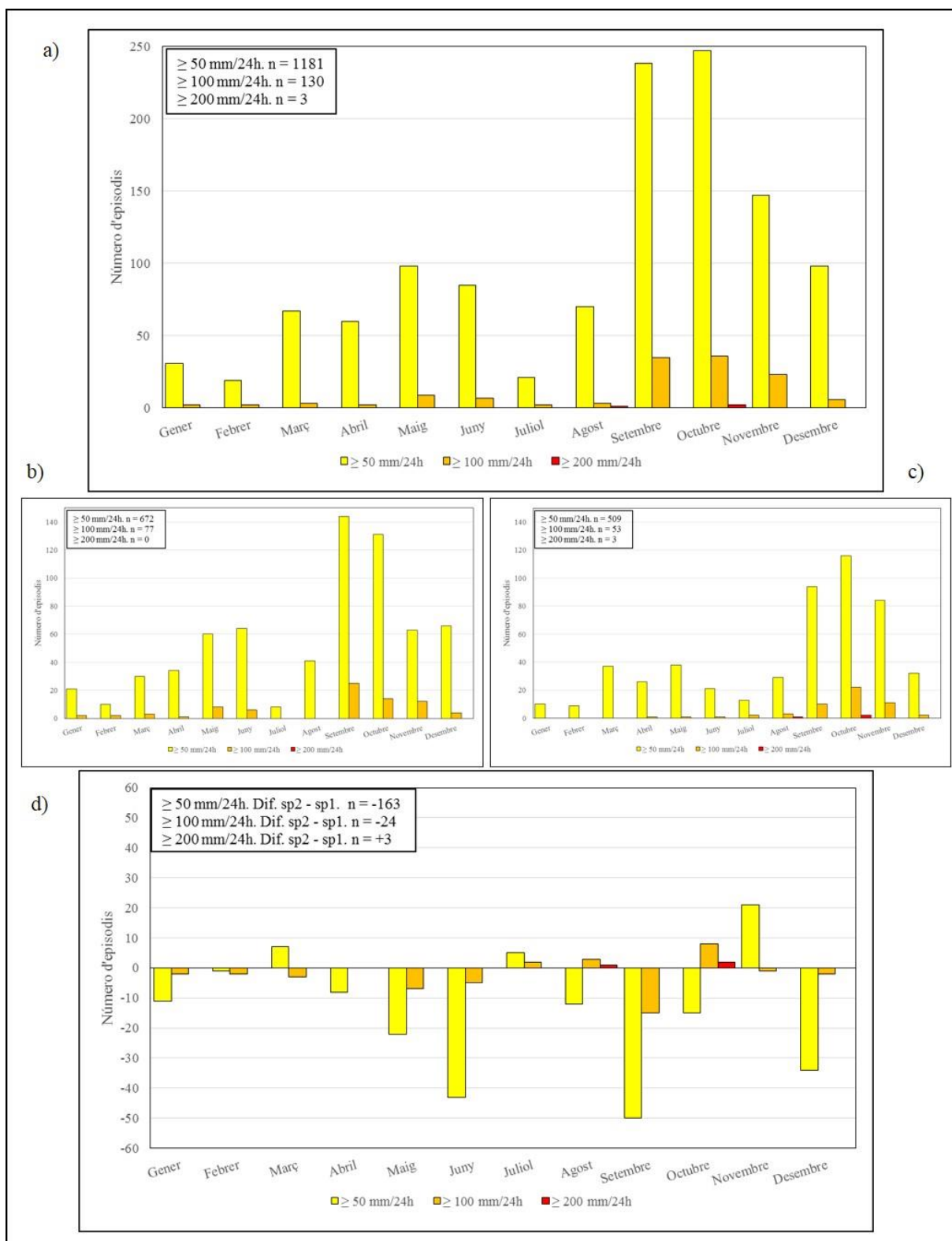


Figura 20. a) Número d'episodis amb precipitació ≥ 50 , 100 i 200 mm per als 16 observatoris amb resolució diària de l'àrea d'estudi (1951-2014). b) Número d'episodis amb precipitació ≥ 50 , 100 i 200 mm per als 16 observatoris amb resolució diària de l'àrea d'estudi (1951-1982). c) Número d'episodis amb precipitació ≥ 50 , 100 i 200 mm per als 16 observatoris amb resolució diària de l'àrea d'estudi (1983-2014). d) Variació del número d'episodis amb precipitació ≥ 50 , 100 i 200 mm per als 16 observatoris amb resolució diària de l'àrea d'estudi entre el subperíode 1983-2014 (sp2) i 1951-1982 (sp1). Elaboració pròpia.

7.2.3. Episodis intensos i teleconnexions

7.2.3.1. Precipitació diària i la NAO

Es mostren les 16 sèries (1951-2012) a resolució diària correlacionades amb els valors diaris del NAOi per a dies amb precipitació $\geq 0,1$ mm. Com és plausible, les distribucions resultants de la correlació insinuen una distribució normal (mesocúrtica), en què la majoria de dies de precipitació superior a 0 mm cauen a l'entorn de la fase neutra de la NAO, mentre que als extrems de l'índex disminueixen els episodis (simètrica). Contràriament als diagrames de la WeMO (fig. 22) la NAO té una desviació estàndard força inferior, el que suposa una menor variabilitat i una major estabilitat de les fases positives i negatives. A destacar que les precipitacions més elevades es donen alternadament amb fase negativa o positiva (observar gràfics a partir del llindar de 100 mm, fig. 21). Aquest fet evidencia una manca d'afinitat entre les precipitacions torrencials i la NAOi, per la qual cosa no es tracta d'un índex que ens permeti caracteritzar la pluviometria intensa de la nostra àrea a resolució diària.

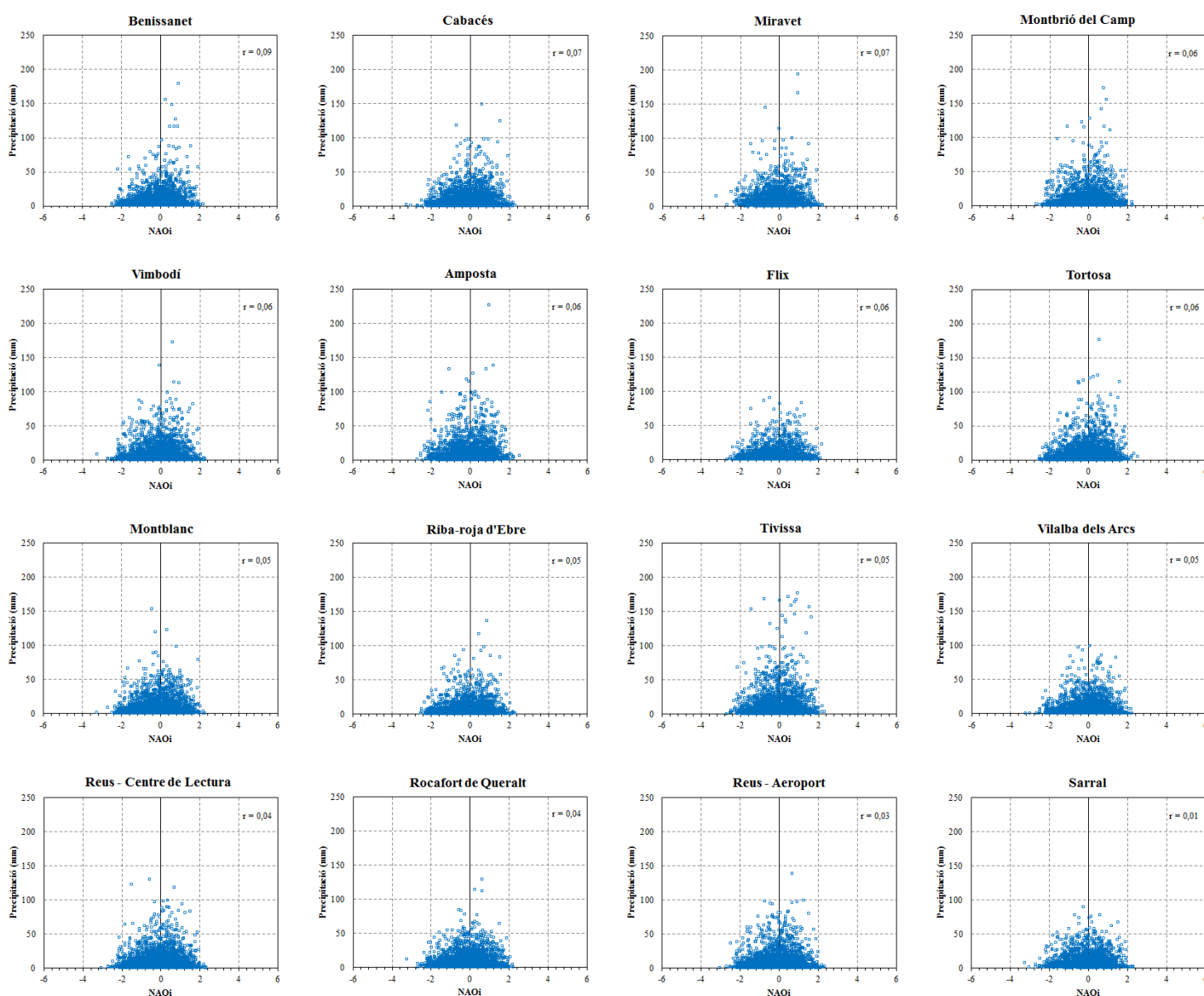


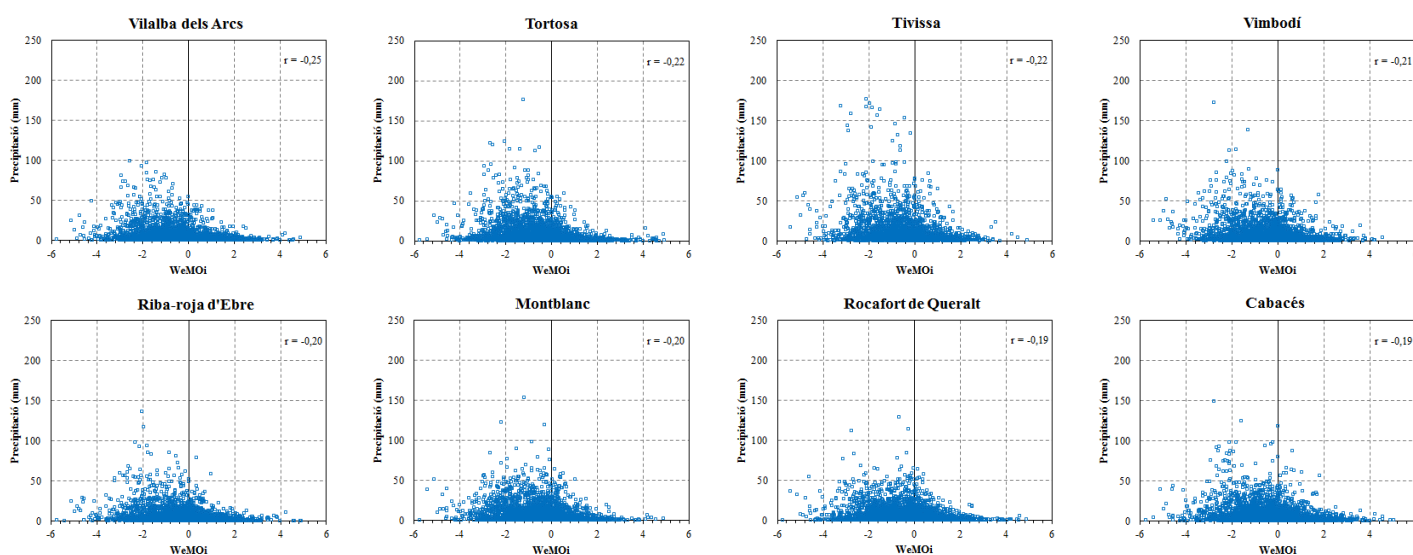
Figura 21. Clúster de gràfics de dispersió que correlacionen la precipitació diària $\geq 0,1$ mm amb el NAOi per al període 1951-2012. Elaboració pròpia.

7.2.3.2. Precipitació diària i la WeMO

Les distribucions formades per la malla de punts és similar a una corba de distribució normal aplanada (platicúrtica), és a dir, que posseeix una elevada desviació estàndard i, per tant, una major variabilitat (fig. 22). Com més negatiu és el valor de r , la màxima densitat de punts tendeix a desplaçar-se cap a l'esquerra, on rau en els valors negatius de l'índex, i apareix una cua que s'allarga cap a valors extrems positius (biaix positiu).

Conseqüentment, com que estem avaluant els dies de precipitació, ja que no es tenen en compte els dies amb 0 mm, podem comprovar com amb WeMOi negatiu hi ha una major acumulació de dies de precipitació que no pas amb WeMOi positiu. D'altra banda, i d'aquí l'interès d'aquestes distribucions, és que la precipitació en grans quantitats resideix pràcticament en la seva totalitat a valors negatius del WeMOi. Si prenem com a exemple el lliandar de 100 mm, catalogat com a precipitació torrencial, pràcticament a tots els observatoris aquesta quantitat cau amb valors negatius del WeMOi (WeMOi negatiu en el 85,5% dels episodis ≥ 100 mm), rarament amb valors positius (14,5 % dels episodis). Si incrementem el lliandar a 150 mm, la totalitat dels episodis (100%) es produeixen en la fase negativa de la WeMO.

El fet de que la WeMO tingui una major afinitat diària que la NAO a la nostra àrea d'estudi, evidencia també una major variabilitat, ja que la precipitació del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre té una millor sincronització amb el patró de teleconnexió que posseeix una major desviació. A més, el WeMOi es postula com un possible predictor dels episodis torrencials a la nostra àrea d'estudi, en tant que les fases negatives de la WeMO incidiran en un major increment de la torrencialitat.



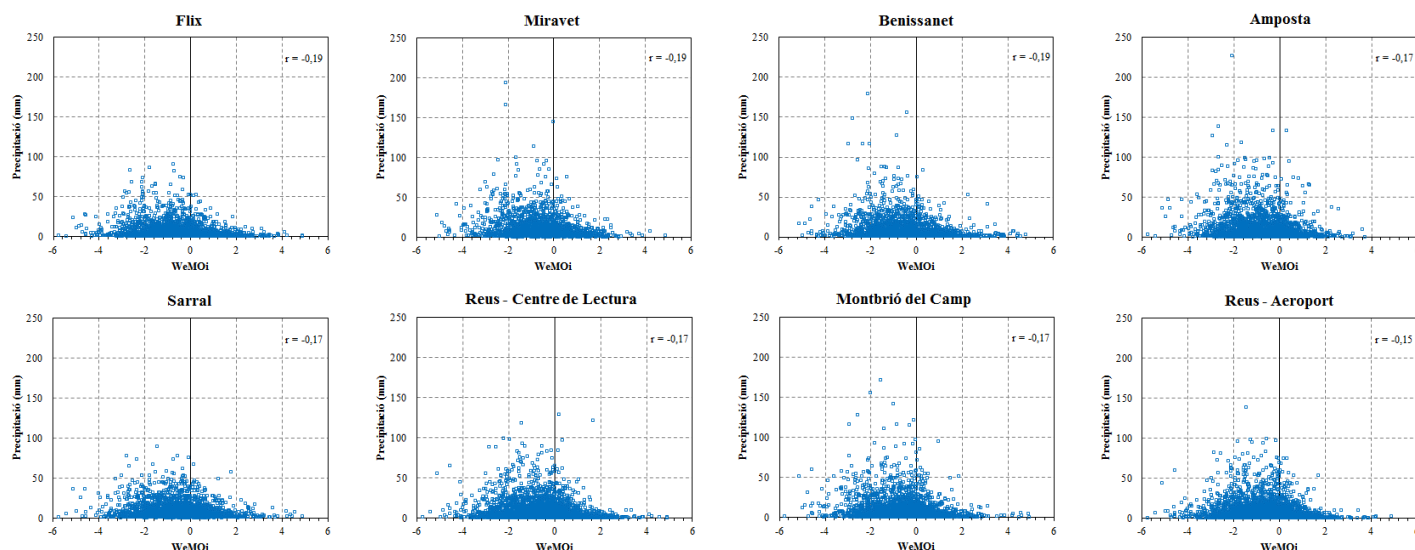


Figura 22. Ídem que fig. 21, però per al WeMOi.

7.2.3.3. Calendari quinzenal del WeMOi

Comprovada la bona capacitat explicativa de la WeMO per als episodis intensos i torrencials, és interessant estudiar quina és la distribució d'aquests períodes negatius al llarg de l'any i veure'n quina repercussió tenen sobre aquests volums de precipitació. D'aquesta manera, es construeixen tres calendaris del WeMOi, un per al període sencer (1951-2012) i dos per als subperíodes (1951-1981 i 1982-2012), prenent com exemple el realitzat per López-Bustins (2007), que estima els valors quinzennals del WeMOi així com la freqüència d'episodis intensos i torrencials representada en tants per un.

El cicle anual del període complet del WeMOi (fig. 23) es caracteritza per un hivern amb anomalia positiva de l'índex, com a conseqüència d'un augment ciclogènic a l'àrea del nord d'Itàlia i la conseqüent arribada de vent de nord-oest (Mestral) molt sec al Camp de Tarragona i a les Terres de l'Ebre. Durant la primavera, l'índex tendeix a ser força irregular, així com a l'estiu, quan la situació bàrica no està gaire definida i les precipitacions es produeixen per fenòmens convectius. La tardor es la fase oposada a l'hivern i els seus valors passen a negativitzar-se per bé que incrementen els episodis ciclogènics a la mediterrània catalanobalear. Aquest fet es produeix a causa del major nombre d'ondulacions del front polar que contacta amb la massa càlida i humida de la mediterrània, afavorint així la formació de baixes mediterrànies, caracteritzades per la seva intensitat pluviomètrica.

El calendari de la WeMO denota com en la fase positiva hivernal, l'escassetat dels episodis diaris intensos i torrencials és evident, mentre que a la tardor, el nombre d'episodis s'incrementa durant les dues quinzenes de setembre i octubre, al mateix temps que els valors negatius del WeMOi toquen fons. Destaca també una lleu negativització de l'índex a la segona quinzena de maig quan es produeix un lleu increment dels episodis intensos i torrencials. Curiosament, la segona quinzena de novembre també pateix un increment dels episodis diaris intensos i torrencials, alhora que el WeMOi es positivitza.

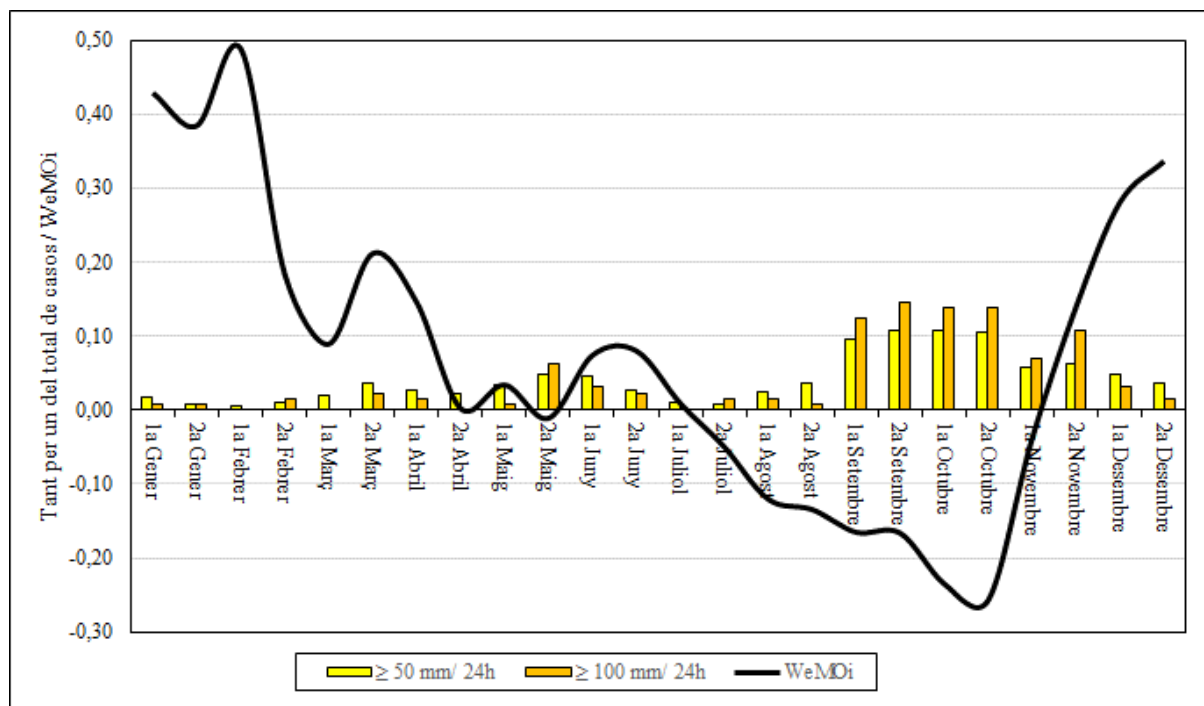


Figura 23. Evolució intraanual dels valors quinzenals del WeMOi i els episodis intensos i torrencials expressats en tant per un, registrats en els 16 observatoris a resolució diària per al període 1951-2012. Elaboració pròpia.

Si analitzem el calendari de la WeMO per al primer subperíode (1951-1981) (fig. 24), veiem que el mínim del WeMOi es produeix en dues quinzenes: la primera quinzena d'octubre (-0,16), seguit de la segona quinzena de setembre (-0,15). En aquest subperíode, el mínim del WeMOi no coincideix exactament amb la màxima concentració d'episodis intensos i torrencials. No obstant, és el període comprès entre la primera setmana de setembre i la segona d'octubre, el que recull la major quantitat d'episodis diaris i torrencials, i alhora està immers tot ell en valors negatius del WeMOi. Cal destacar la segona quinzena de maig, que obté el valor mínim del primer semestre del WeMOi (0,02) i alhora és la quinzena amb major acumulació d'episodis intensos i torrencials del primer semestre.

Quant al calendari del segon subperíode (1982-2012) (fig. 25), el cicle anual del WeMOi marca un mínim nítid la segona quinzena d'octubre (-0,42), alhora que s'hi produeix la màxima concentració d'episodis torrencials. Una altra novetat respecte el primer subperíode és la negativització del WeMOi durant la primera quinzena de novembre i una reducció brusca de la segona quinzena d'aquest mateix mes. Aquest fet ha propiciat un major tant per un d'episodis torrencials i diaris que en el primer subperíode per al mes de novembre. D'altra banda, la primera quinzena de maig pateix una breu negativització (-0,13) alhora que es realcen els episodis intensos produïts en aquesta quinzena.

En general, el WeMOi ha desplaçat el seu mínim negatiu del període comprès entre la primera quinzena de setembre i la primera d'octubre, en el primer subperíode, a la primera i segona quinzena d'octubre, en el segon subperíode. De la mateixa manera, també s'han traslladat les freqüències màximes quinzenals d'episodis intensos i torrencials. Prova d'això n'és el desplaçament de les dues quinzenes de setembre, que posseïen les freqüències més elevades en el primer subperíode, a les dues quinzenes

d'octubre, que en el segon subperíode són les que obtenen una major freqüència d'episodis intensos i torrencials.

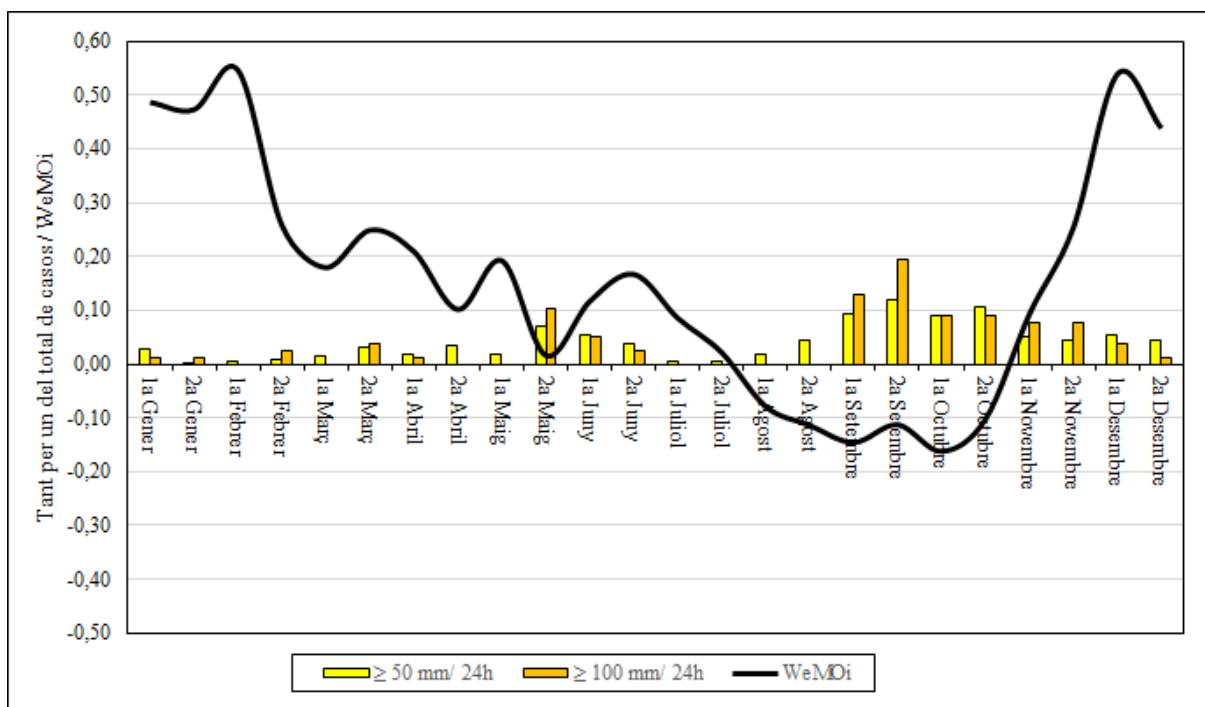


Figura 24. Ídem que fig. 23, però per al primer subperíode (1951-1981).

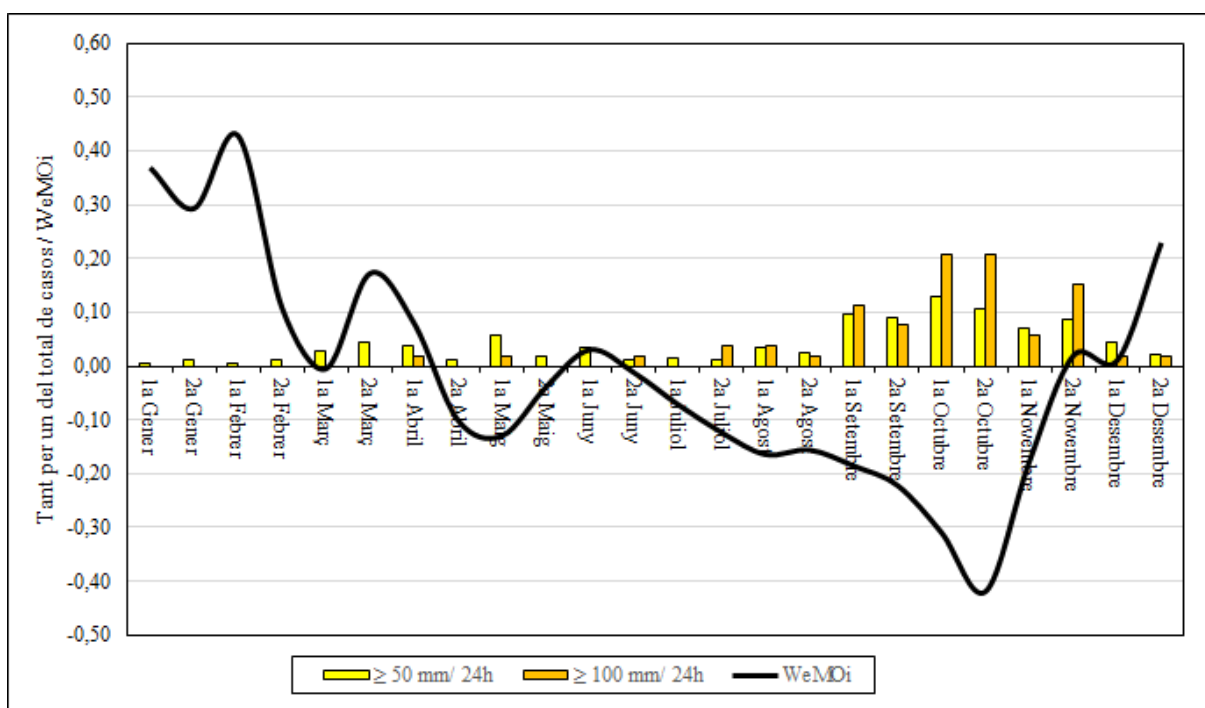


Figura 25. Ídem que fig. 23, però per al segon subperíode (1982-2012).

8. Anàlisi de regressió i modelització espacial: el cas del CV, S₁ i rWeMO

En aquest apartat s'ha dut a terme una experimentació a partir de models de regressió per tal d'obtenir una cartografia de major detall, d'algun dels paràmetres estudiats en aquest treball. En tractar-se d'un apartat experimental, tan sols s'han fet els models per a l'escala anual i estacional del període sencer, d'aquesta manera s'han descartat els subperíodes. Es presenten només aquelles cartografies que expliquen, com a mínim, el 65 % de la variància⁵. Les variables regressades han estat el CV, S₁ i la rWeMO. Per últim, anotar que la cartografia aquí present no ha estat validada a partir d'una mostra aleatòria prèviament.

8.1. Modelització del coeficient de variació

Els models de regressió executats per al CV han donat resultats acceptables per a l'escala anual, la primavera i l'estiu, aportant un major detall en la delimitació dels rangs de valors (fig. 26). En el cas anual, les variables que millor expliquen la distribució espacial d'aquest coeficient són la latitud, la distància a l'Atlàntic i l'altitud comportant una variància $r^2 = 0,68$. La nova distribució espacial engrandeix l'àrea amb valors superiors al 30 % del CV i la fa extensa a tot el terç sud, tret de les cotes més elevades on aquest disminueix. També augmenten els valors que van de 25 a 30 % a la plana del Camp de Tarragona, amb la conseqüent reducció dels valors de 20 a 25 %.

Per a la primavera, la regressió dona uns resultats considerables que expliquen el 78% de la variància. En aquest cas, les variables que aporten més significació són la latitud, distància a la Mediterrània i l'altitud. Respecte a la cartografia resultant, apareix un increment amb valors superiors a 70, tant al voltant de la Serra del Montsià com del sud dels Ports. Aquest increment és lògic si ens fixem en l'orientació est dels relleus, afavorits per rebre precipitacions de caire torrencials en situacions òptimes. Es produeix, també, un increment de la variabilitat a les Muntanyes de Prades i a la costa Daurada nord.

Finalment, la nova modelització per al CV de l'estiu explica el 65% de la variància, i emprà la latitud, longitud, distància a la Mediterrània, distància a l'Atlàntic i altitud, per a crear el model. En general, hi ha una disminució dels valors estimats respecte al Kriging ordinari, sobretot, als dos extrems de l'àrea d'estudi

⁵ Els resultats complets de les anàlisis de regressió es poden consultar als annexos (pàg. 69)

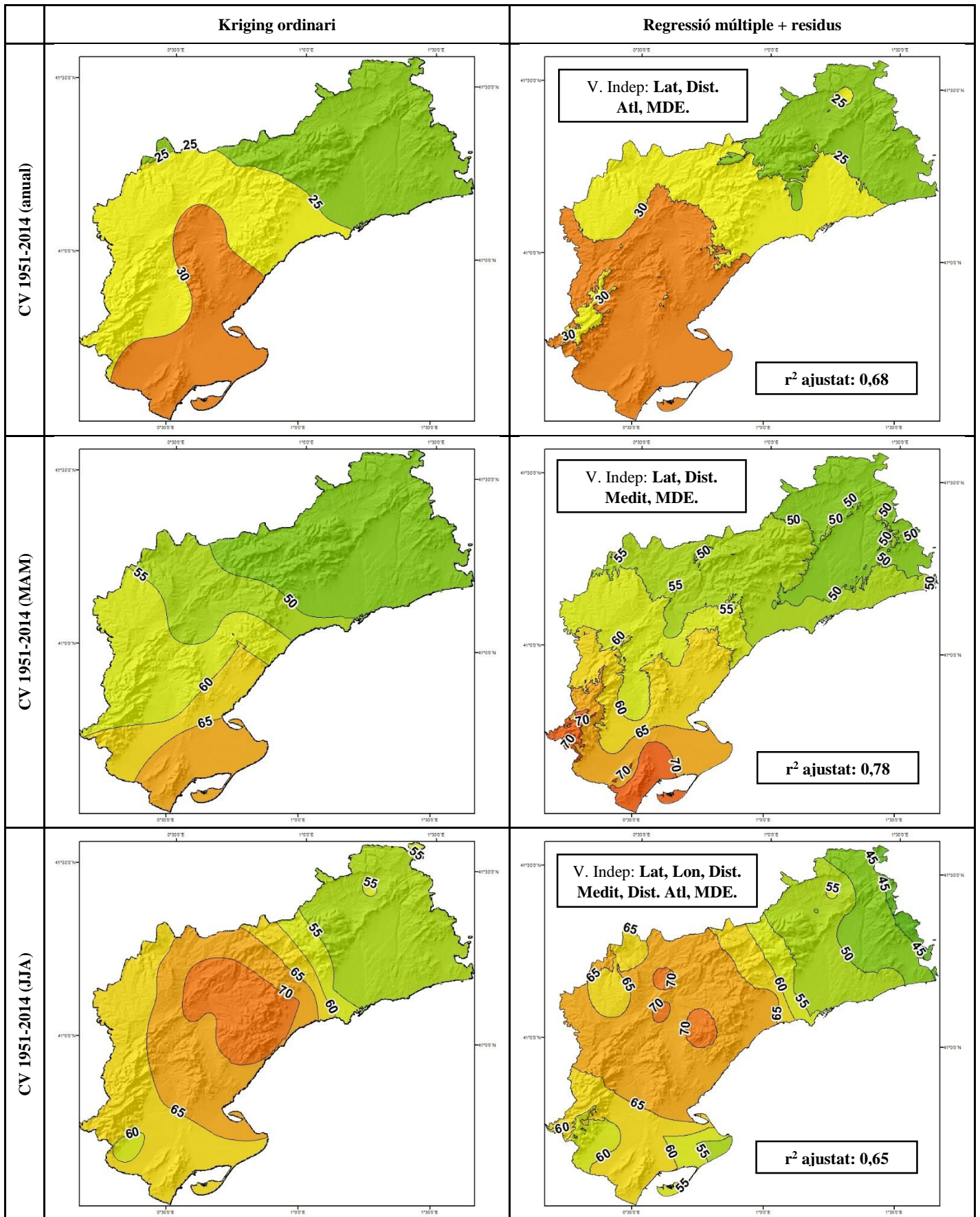


Figura 26. Comparativa entre les interpolacions executades a través del Kriging ordinari i les interpolacions realitzades a partir de la regressió múltiple i posterior correcció per residuals per al CV anual, primaveral i estival, entre el 1951 i 2014. Elaboració pròpia.

8.2. Modelització de l'índex de disparitat consecutiva

L'anàlisi de regressió només ha donat resultats acceptables en l'escala anual del S_1 (fig. 27). A partir de la latitud, distància a la Mediterrània i distància a l'Atlàntic, s'ha explicat el 69 % de la variància. La nova cartografia incorpora un nou rang de valors a l'est de la Conca de Barberà, denotant una reducció del S_1 en aquesta àrea.

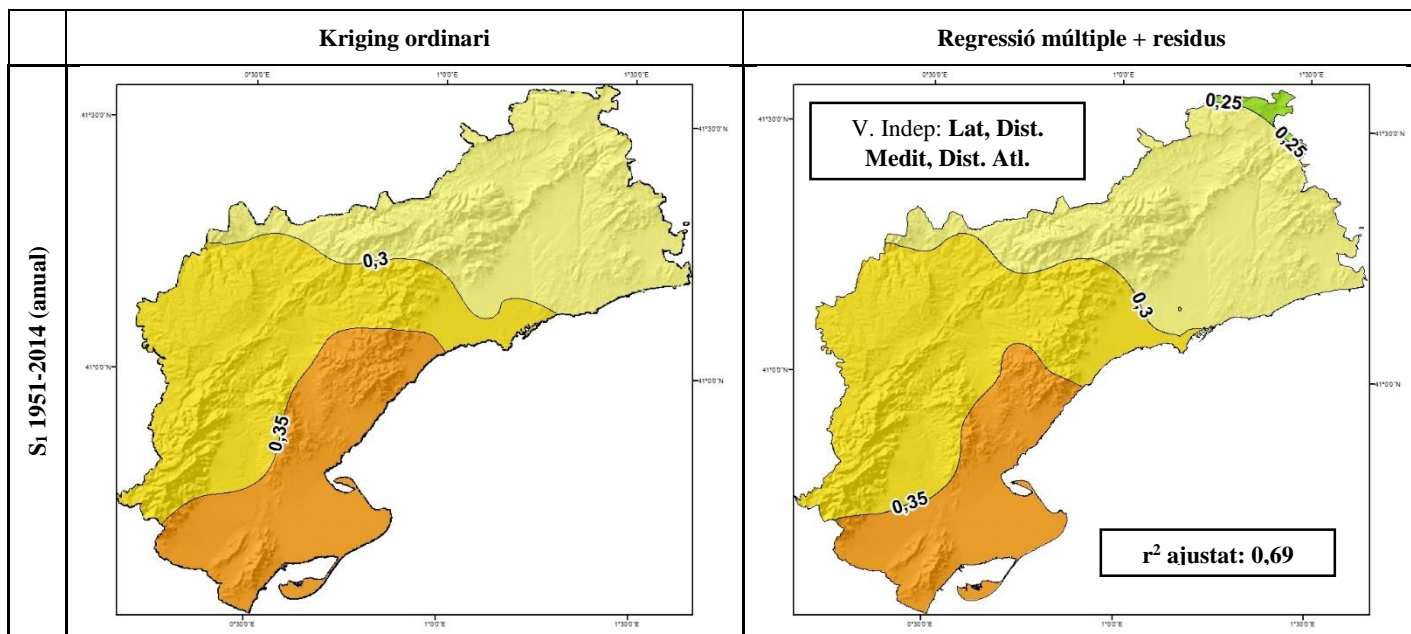


Figura 27. Ídem que fig. 26, però per al S_1 anual.

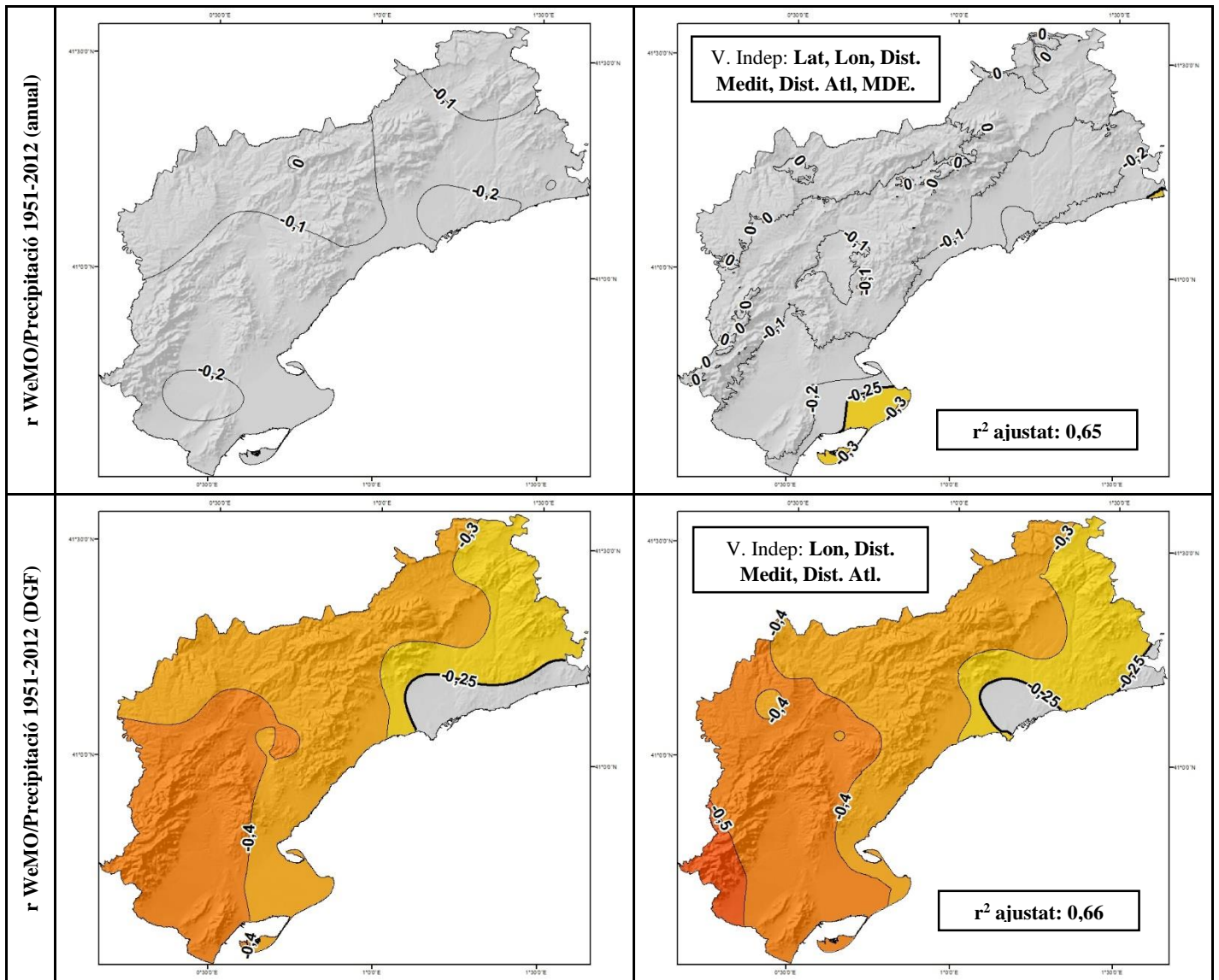
8.3. Modelització de la rWeMO

L'interès a modelar la correlació entre la precipitació i el WeMOi es deu a la necessitat de saber fins a quin punt la WeMO pot estar condicionada per factors físics que impedeixin o afavoreixin la seva creixent influència sobre el territori. Les anàlisis de regressió només han donat resultats coherents en la correlació anual, hivernal i primaveral (fig. 28).

En relació amb la correlació anual, partim d'una cartografia exempta de significació quan s'ha cartografiat amb els valors observats a través de Kriging. Per contra, quan hem generat el model amb totes les variables físiques possibles, apareix una petita àrea de significació al voltant del Delta de l'Ebre, que supera, molt dèbilment, la correlació de $r = -0,3$. El resultat és prou coherent si veiem que per al CV i S_1 anual, el tram amb major variabilitat coincideix amb el tram on hi ha significació negativa de la correlació entre el WeMOi i la precipitació.

Quant a la modelització dels coeficients de l'hivern, el model generat explica el 66% de la variància i té en compte la longitud, la distància a la Mediterrània i la distància a l'Atlàntic. Els resultats incrementen la superfície amb significació estadística. També hi ha un augment de la correlació al sud dels Ports, que si recuperem la figura 12 (pàg. 33) que fa referència a l' S_1 1951-2014 per a l'hivern, s'entreveu certa coherència entre ambdós cartografies.

Per acabar, el model generat per a cartografiar la rWeMO de la primavera ha explicat el 87% de la variància, una xifra molt elevada, que estima que els valors predits s'ajusten notablement bé als reals. En aquesta cartografia destaca un lleuger increment de la superfície amb significació, així com de l'àrea amb major correlació. Els resultats s'avenen a les cartografies del CV i S₁ per aquesta estació, ja que en general els valors més alts coincideixen amb les àrees millor correlacionades de la rWeMO.



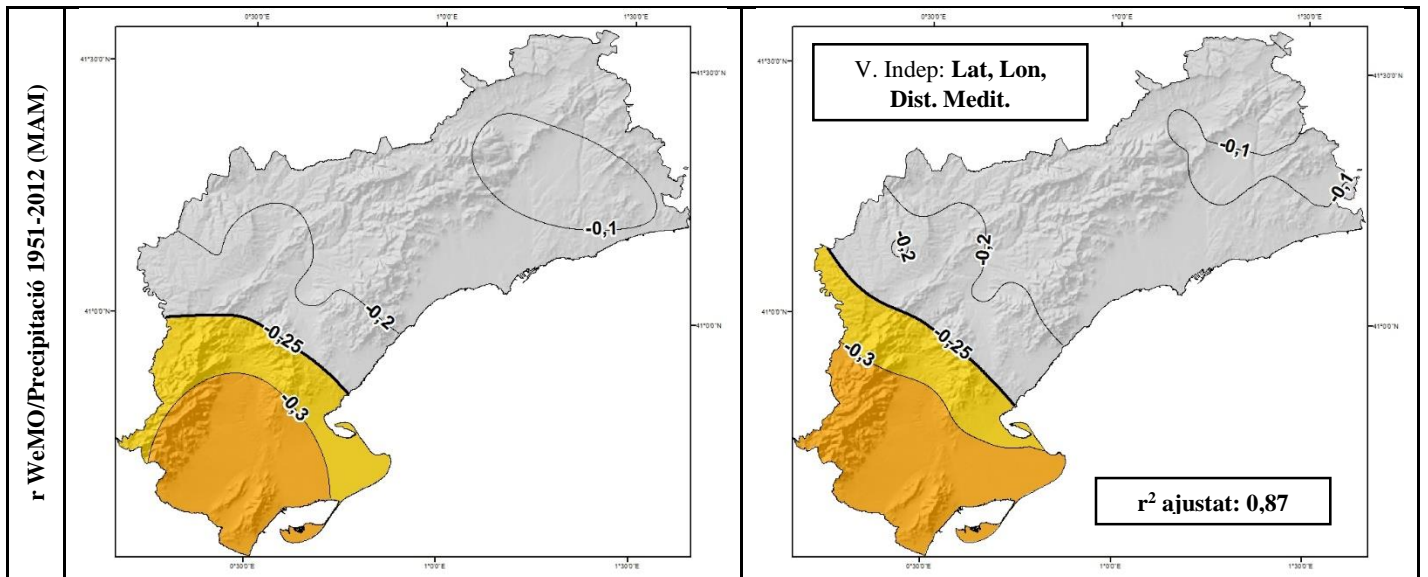


Figura 28. Ídem que fig. 26, però per al rWeMO anual, hivernal i primaveral (1951-2012).

9. Classificació sinòptica dels episodis torrencials

Aquest apartat aborda l'aplicació del mètode de classificació sinòptica automàtica de Jenkinson i Collison (J&C) per a les precipitacions torrencials (100 mm en 24 hores). El període d'estudi per a la classificació sinòptica ha estat el que va de 1951 a 2014 per a tots els observatoris amb una resolució diària. El total de dates en què ha ocorregut un episodi torrencial a l'àrea d'estudi ha estat de 83. En la figura 29 i la taula 9, s'anoten les freqüències absolutes i relatives dels tipus sinòptics presents per als dies de precipitació torrencial. Els tipus sinòptics s'assenyalen de la següent manera: les lletres A (Anticiclònic) i C (Ciclònic) indiquen si es tracta, respectivament, d'anticiclons o ciclons purs, i si és el cas, el component direccional del vent per aquest tipus: N (Nord), S (Sud), E (Est), o W (Oest). En els casos en què el tipus sinòptic correspon a una advecció, s'indica simplement amb la lletra del corresponent component direccional del vent: N, S, E o W. Els tipus indeterminats són els que s'indiquen amb la lletra U.

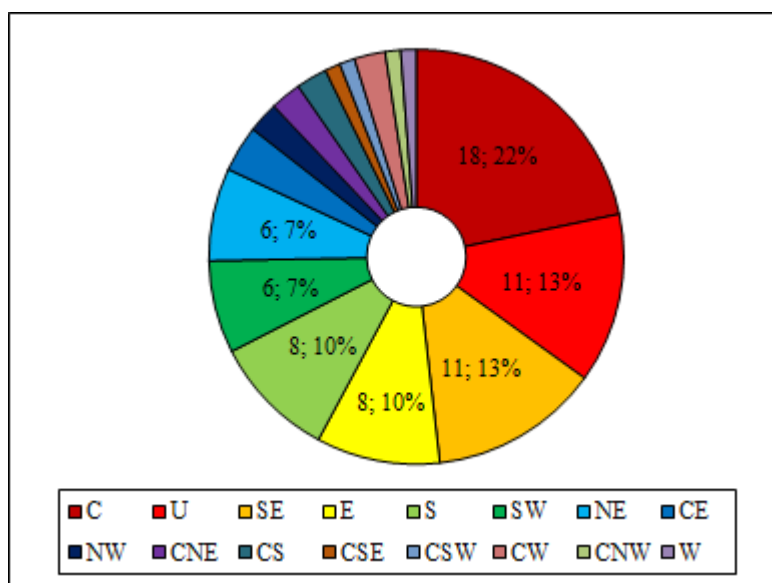


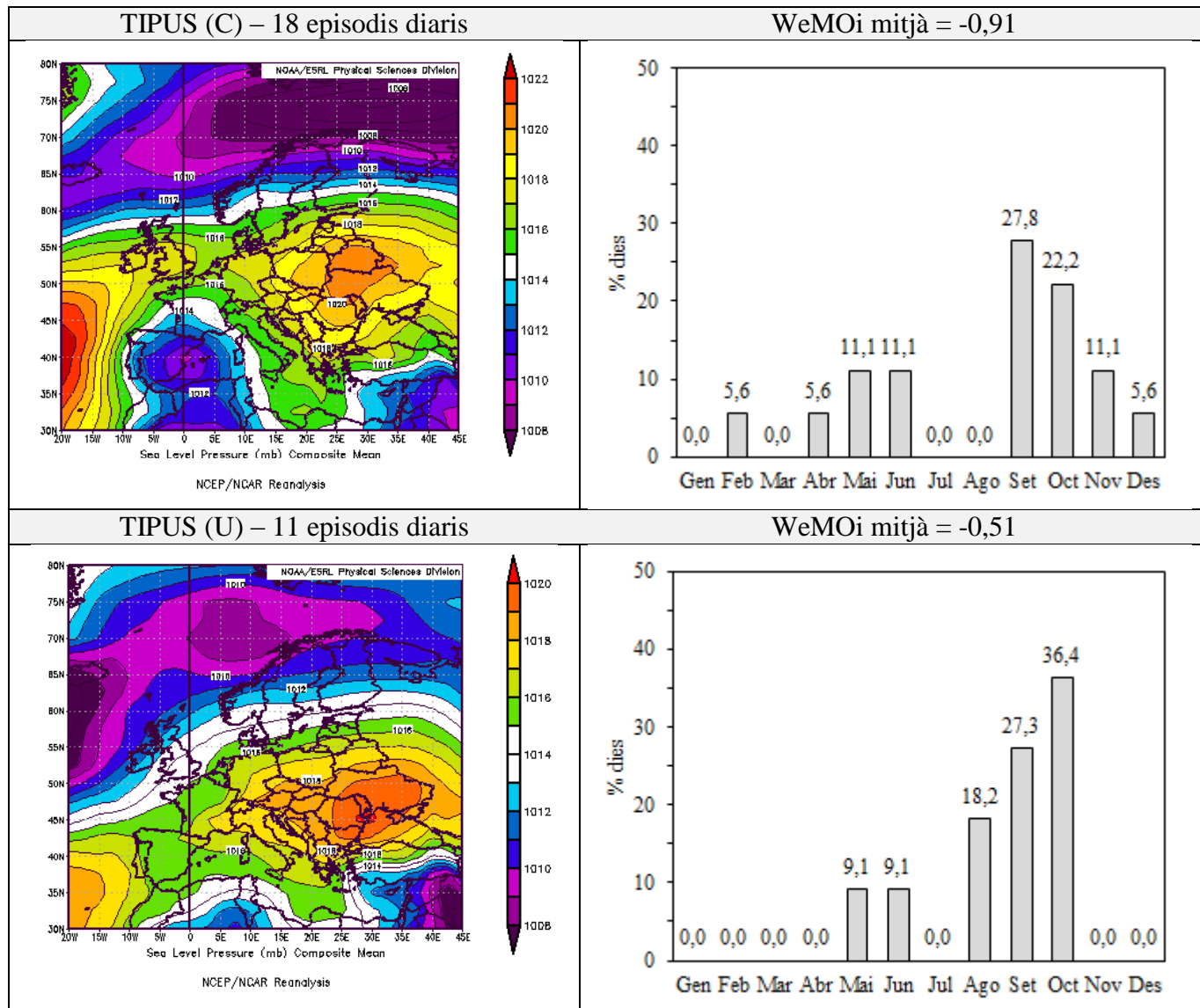
Figura 29. Diagrama de sectors que expressa el pes dels diferents tipus sinòptics per als dies amb precipitació igual o major a 100 mm, a partir de la classificació de Jenkinson i Collison (J&C). Elaboració pròpia.

	C	U	SE	E	S	SW	NE	CE	NW	CNE	CS	CSE	CSW	CW	CNW	W
Freqüència absoluta	18	11	11	8	8	6	6	3	2	2	2	1	1	2	1	1
Freqüència relativa (%)	21,7	13,3	13,3	9,6	9,6	7,2	7,2	3,6	2,4	2,4	2,4	1,2	1,2	2,4	1,2	1,2

Taula 9. Distribució de les freqüències absolutes i relatives per als tipus sinòptics sorgits de l'aplicació del mètode de J&C als episodis diaris de precipitació igual o major a 100 mm. Elaboració pròpia.

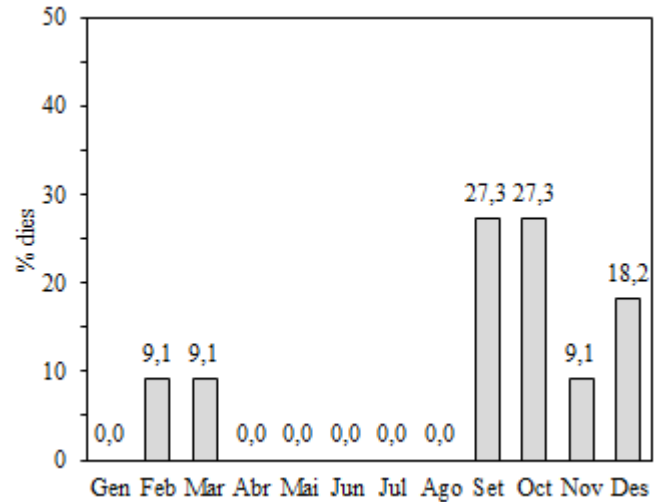
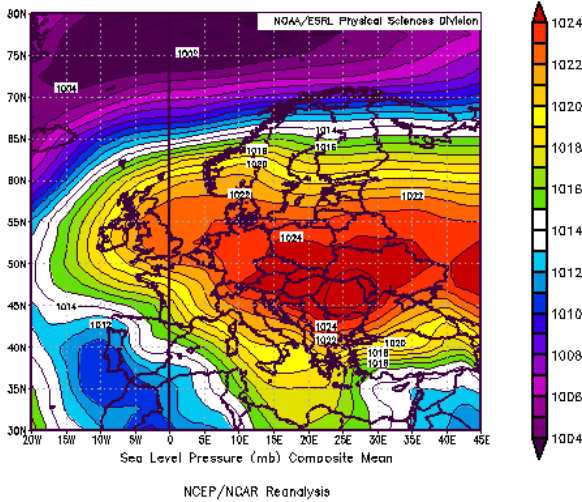
Al Camp de Tarragona i a les Terres de l'Ebre, el tipus més significatiu és el C (ciclònic), que representa, pràcticament, un 22 % dels episodis totals. El segueix el tipus indeterminat (U) i l'advectiu pur de sud-est (SE), cadascun suposa el 13,3 % del total. Els tipus advectius purs d'est (E) i de sud (S) posseeixen una freqüència relativa de 9,6 % en ambdós casos. Per últim, destacar també els fluxos advectius purs de sud-oest (SW) i nord-est (NE), amb una freqüència relativa de més 7,2 % per a cada un.

A continuació, i per tal de reconèixer la causa d'aquestes freqüències dels tipus sinòptics, s'ha generat un mapa sinòptic a partir de tots els dies que componen cada tipus sinòptic, mitjançant l'aplicació de reanàlisi NCEP/NCAR de la NOAA: <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>. A més, també es mostren les freqüències relatives mensuals, en percentatge, de cada tipus sinòptic (fig. 30).



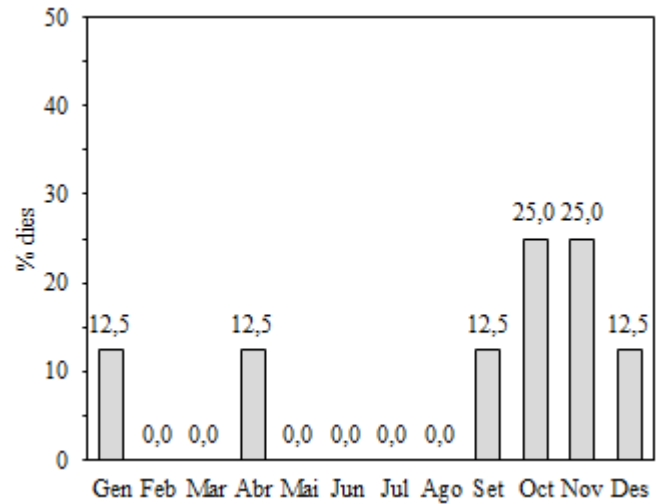
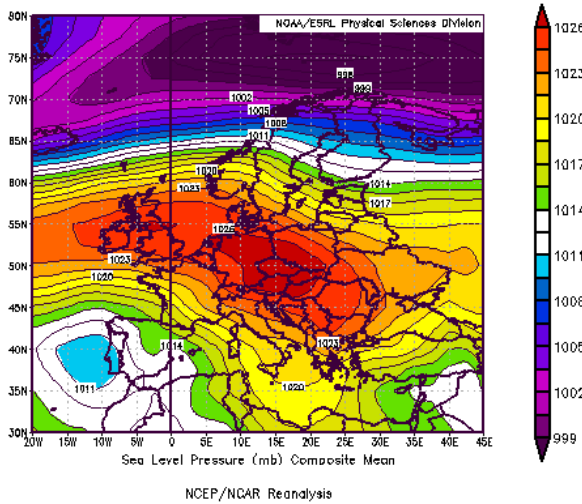
TIPUS (SE) – 11 episodis diaris

WeMOi mitjà = -2,16



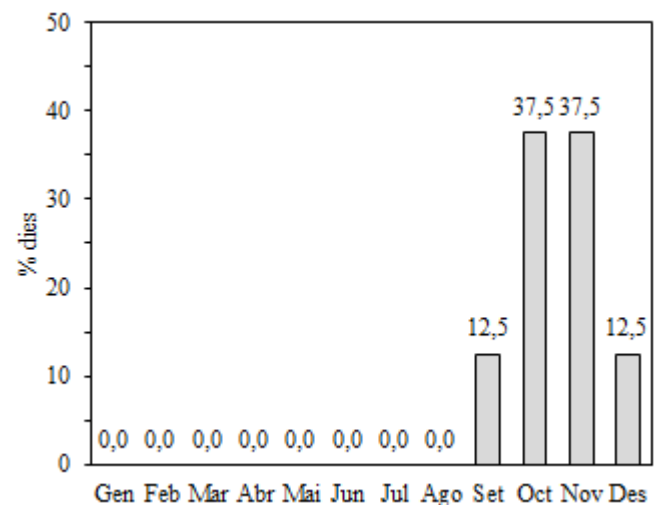
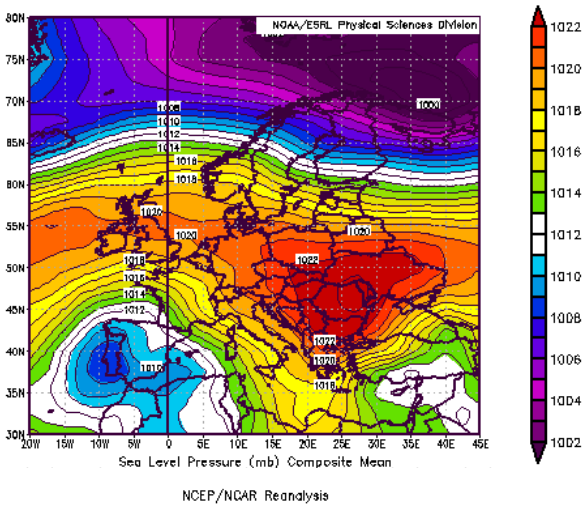
TIPUS (E) – 8 episodis diaris

WeMOi mitjà = -2,05



TIPUS (S) – 8 episodis diaris

WeMOi mitjà = -2,17



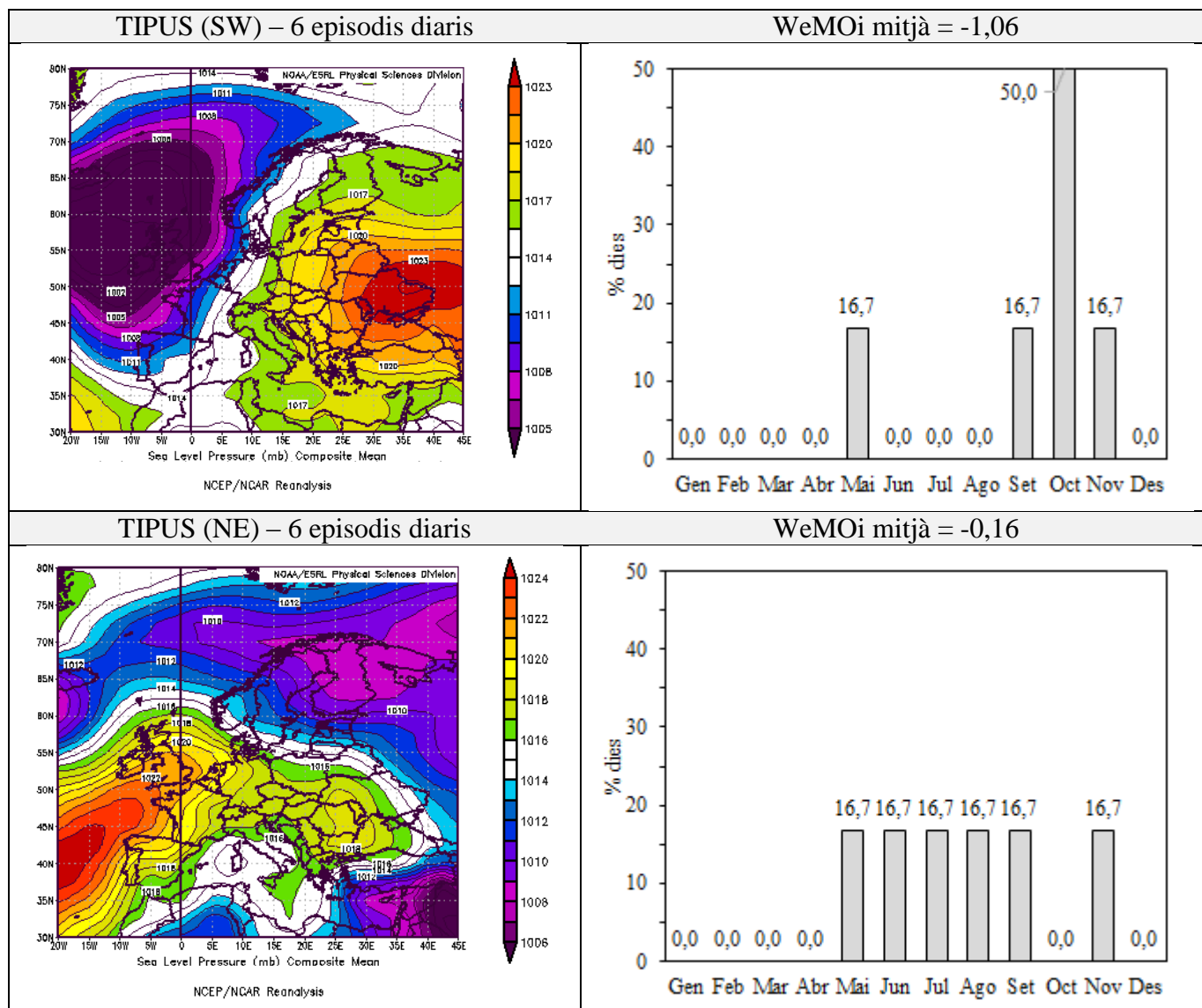


Figura 30. Composició de mapes sinòptics per als tipus sinòptics més freqüents en els episodis diaris iguals o superiors a 100 mm (esquerra), i diagrames de freqüències relatives mensuals, en percentatge, per a cadascun dels tipus sinòptics durant el període 1951-2014 (dreta). Al marge dret de la capçalera de cada tipus sinòptic s’anota el valor mitjà del WeMOi per a cada grup d’episodis. Ve de la pàgina 57. Elaboració pròpia i <http://www.esrl.noaa.gov/psd/data/composites/day/>.

La major freqüència del tipus C, i predominantment durant els mesos de tardor, no fa sinó que posar en evidència el caràcter ciclogènic de la regió durant aquesta estació, que com s’ha comentat anteriorment, es deu a una major ondulació del front polar que incorpora masses fredes en altura a la proximitat de la Mediterrània, on l’aigua del mar està a una elevada temperatura. Això provoca una inestabilització i una pèrdua de pressió en forma de baixa ciclònica. El segon tipus sinòptic més comú és l’indeterminat i l’advection de sud-est. En el primer cas, la major freqüència d’aquests episodis amb una situació sinòptica indeterminada es produeix en els mesos d’octubre, setembre i agost, probablement per l’arribada d’alguns embossament d’aire fred que es despenja del front polar formant una DANA (depressió aïllada a nivells alts), la qual no té un reflex en superfície. D’altra banda, el maig i juny, contemplem el 18,2 % dels casos indeterminats, època de l’any que coincideix amb l’inici d’una situació de persistent estabilitat atmosfèrica i un augment de la temperatura a la conca mediterrània, propiciant l’aparició de brises

marines costaneres, que poden afavorir el mecanisme de la convecció amb les conseqüents tempestes de finals de primavera i principis d'estiu (Llop i Alomar, 2012). Respecte el segon cas, les situacions advectiones de sud-est es produeixen per la situació d'una depressió al sud-est peninsular que impulsa vents d'aquest component humit cap a la costa sud de Catalunya. Els episodis torrencials amb aquest tipus advectioniu es produeixen en major mesura a la tardor, per l'alt contingut de vapor d'aigua que posseeix la capa en contacte (precipitació potencial) amb el mar càlid d'aquesta època. El mateix, però en menor mesura passa a la primavera, perquè la transferència potencial de vapor d'aigua a la troposfera és menor, en estar el mar a una temperatura relativament freda. Les situacions sinòptiques advectiones pures de l'est i del sud, prenen un patró similar al de les situacions advectiones del sud-oest. A diferència d'aquests tres últims tipus sinòptics, la situació advectioniva del sud-oest es produeix per una situació que té més reflex en alçada que no en superfície. El causant del gran volum de precipitacions en una situació d'aquest tipus és un tàlveg en alçada. Es tracta d'una entrada d'aire més fred en forma de "V" i en què la part davantera d'aquest tàlveg és la que transporta l'aire fred i força l'encavalcament de la capa càlida i humida que rau a la Mediterrània, generant així forts aiguats. Finalment, el tipus de nord-est, que només posseeix 6 episodis dels 83 comptabilitzats, té els seus episodis distribuïts en l'etapa càlida de l'any, possiblement perquè va associat a entrades d'aire relativament fred en alçada que dispara la convecció fruit del caldejament del sòl habitual en aquesta època per l'elevada insolació.

La mitjana dels valors del WeMOi per a cada grup sinòptic, són en tots els casos negatius. Els tipus advectionius purs de SE, S i E, són els que s'adapten millor a la fase negativa de la WeMO (-2,16, -2,17 i -2,05, respectivament), ja que en els tres casos hi ha una depressió ben marcada al Golf de Cadis i un anticicló centre europeu que mostra altes pressions al nord d'Itàlia. El tipus sinòptic C, el més freqüent, té un valor del WeMOi considerablement més baix (-0,91) que els tres tipus esmentats anteriorment. Aquest fet es deu a que la baixa es troba situada al Mar Balear i, per tant, també més propera al nord d'Itàlia, amb la qual cosa la pressió atmosfèrica en superfície en aquella zona no serà ni tan elevada ni tan diferenciada de la de Cadis, el que provocarà una reducció del WeMOi. El tipus U, que abasta tots els episodis que no han pogut ser classificats, mostra un WeMOi de -0,51. Aquest valor és proper a 0 perquè hi ha alguns episodis torrencials estiuencs inclosos en aquest tipus, que es caracteritzen per produir-se en la fase neutra del WeMOi, és a dir, quan el gradient baromètric és molt baix.

10. Discussió

El Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre es presenten com una àrea d'elevada irregularitat temporal en l'aspecte pluviomètric. L'anàlisi dels índexs pluviomètrics CV, S₁ i CI ha ressaltat que l'àrea posseeix uns valors característics del clima mediterrani, tot i això, s'ha discutit prèviament sobre el terme de mediterraneïtat (Martín-Vide, 2010) aplicat a la nostra àrea, el qual només compleix el factor de subtropicalitat com s'ha demostrat a la taula 6 (pàg. 39). Per aquest motiu, hom es pregunta si aquest increment de variabilitat al sud del territori d'estudi no es deu, més aviat, a una component fisiogràfica com ho és l'orientació dels relleus i el contorn litoral. Per respondre aquesta qüestió necessitaríem ampliar l'àrea d'estudi, tant al nord com al sud, per tal de comprovar si aquest gradient latitudinal perdura o és un fenomen local.

D'altra banda, l'evolució temporal d'aquests índexs pluviomètrics ha denotat, a grans trets, un descens de la variabilitat en el període actual (1983-2014) respecte a l'anterior (1951-1982) a escala anual. L'escala estacional ha configurat un augment de la variabilitat per a les estacions seques (estiu i hivern) i una reducció per a les estacions humides (primavera i tardor). Evidentment, aquestes afirmacions tenen matisos que han estat esmentats a l'apartat corresponent (pàg. 28).

L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO) ha esdevingut clau per a caracteritzar les àrees amb major variabilitat, així, les seves pulsacions temporals han tingut força correlació amb l'evolució de la variabilitat palesa pels índexs pluviomètrics. Aquesta teleconnexió ha caracteritzat prou correctament les precipitacions de caràcter mediterrani ja que els grans volums de precipitació sempre han ocorregut en la seva fase negativa. Per contra, la NAO s'ha caracteritzat, habitualment, per posseir una menor influència que la WeMO, aportant poca informació a l'hora de caracteritzar la pluviometria de la nostra regió. Els resultats es troben amb concordança amb els presentats per López-Bustins (2007).

La tendència que han seguit els episodis intensos i torrencials de precipitació diària ha estat clarament decreixent, patint una forta reducció en el període recent respecte a l'anterior. Per contra, han sorgit tres episodis extremadament torrencials en el segon subperíode. Webster *et al.* (2005) relacionaren l'increment de la temperatura del mar amb l'augment dels fenòmens més extrems com els huracans de força 4 i 5. En el cas que ens ocupa, la sèrie de temperatura del mar més propera i llarga és la de l'Estartit (Girona), a càrrec del Sr. Josep Pascual, la qual detecta un important increment tèrmic a tots els nivells des de 1974 (taula 10). Aquest fet podria sostenir que l'increment de la temperatura del mar, pot suposar un increment dels episodis extremadament torrencials a la nostra àrea d'estudi i a la Mediterrània en general, tal com apunta el darrer IPCC (2014).

	Tendència estacional de la temperatura del mar (°C/dècada)			
	Superfície	-20m	-50m	-80m
Hivern	+0,25* [+0,13 / +0,37]	+0,24* [+0,13 / +0,35]	+0,20* [+0,09 / +0,32]	+0,18* [+0,06 / +0,30]
Primavera	+0,29* [+0,17 / +0,41]	+0,27* [+0,16 / +0,37]	+0,24* [+0,15 / +0,33]	+0,17* [+0,09 / +0,26]
Estiu	+0,30* [+0,13 / +0,48]	+0,28* [+0,22 / +0,55]	+0,36* [+0,23 / +0,50]	+0,14* [+0,08 / +0,21]
Tardor	+0,31* [+0,11 / +0,51]	+0,33* [+0,13 / +0,52]	+0,37* [+0,21 / +0,52]	+0,24* [+0,12 / +0,36]

Taula 10. Tendència estacional de la temperatura de l'aigua del mar a l'Estartit (1974-2014), expressada en °C per dècada. L'asterisc al costat del valor numèric indica que la tendència és estadísticament significativa, amb un nivell de confiança del 95% (segons el test de Mann-Kendall), i entre claudàtors els límits superior i inferior per un nivell de confiança del 95%. Font: Butlletí Anual d'Indicadors Climàtics 2014, SMC.

Un altre dels apartats que s'ha tractat en aquest treball ha estat l'aplicació de models de regressió sobre la cartografia dels índexs pluviomètrics i de la correlació de la precipitació amb el WeMOi. En aquest sentit, tot i que la cartografia exposada en el treball denota uns resultats acceptables, són moltes les estacions de l'any en què la inclusió de variables geogràfiques no milloren la cartografia de les variables dependents, ja que la variància explicada està per sota del 65%. D'aquesta manera, cal qüestionar-se si la selecció de variables geogràfiques independents ha estat suficient, tenint en compte que dels 15 models que s'han regressat, només 7 han obtingut una variància per sobre del 65%. Futures variables a ser incloses podrien ser la radiació solar o l'altitud mitjana en radis de 5 km (López-Bustins *et al.*, 2008). Si deixem de banda aquest aspecte estadístic, els models acceptats i cartografiats a l'apartat 9 han donat uns resultats més coherents amb la fisiografia del territori i amb una major resolució espacial, fent que s'acostin més a la realitat.

Finalment, l'estudi sinòptic emprat en aquesta recerca ha donat resultats satisfactoris, ja que les situacions que ha agrupat el mètode tenen consonància amb episodis de grans pluviometries. Per exemple, el tipus ciclònic és el que més freqüència ha tingut, lògic si el que estem analitzant són episodis torrencials. A més, hi ha un notable predomini dels valors negatius del WeMOi en tots els tipus sinòptics classificats, fet ja demostrat en l'estudi de Martín-Vide *et al.* (2008). Tot i les bondats del mètode de classificació sinòptica emprat, hi ha algunes mancances relacionades amb la impossibilitat per classificar un percentatge de dies, degut al fet de només usar valors de pressió atmosfèrica en superfície. Això fa pensar en la possibilitat d'emprar mètodes estadístics multivariants, com l'anàlisi de components principals (ACP), per a poder establir tipus sinòptics a través d'un major nombre de variables de partida (Peña *et al.*, 2015).

11. Conclusions

Amb l'objectiu d'acceptar o rebutjar les hipòtesis de les quals es partia en aquesta investigació, s'inclouen aquí cada una d'elles amb les conclusions respectives.

Es partia de la següent hipòtesi general:

“En el context de canvi global, la variabilitat temporal de les precipitacions tendeix a augmentar a mesura que ens aproximem a l'actualitat”

Per a l'explicació d'aquesta hipòtesi es parteix del fet que l'àrea d'estudi és una zona que resta en una àrea de transició entre el clima més temperat i oceànic –de pluviometria més regular–, i el clima subtropical i àrid –de pluviometria més irregular–. Amb l'augment tèrmic deduït de l'escalfament global, l'àrea de transició es desplaça a majors latituds, exercint així a la nostra àrea, una major variabilitat.

S'ha comprovat com la variabilitat no ha seguit un patró unànime d'increment en el període més recent (1983-2014). Els índexs pluviomètrics analitzats destaquen una reducció considerable de la variabilitat a escala anual, així, a aquesta escala temporal la precipitació s'ha comportat de forma més regular, la qual cosa s'ha validat a través de l'anàlisi de la teleconnexió definida a la Mediterrània Occidental, que també perd influència en el període recent. Respecte a l'escala estacional, hi ha un patró general d'increment de la variabilitat en les estacions de l'estiu i l'hivern, és a dir, en aquelles estacions més seques. En canvi, en les estacions humides, la tardor i la primavera, la variabilitat ha disminuït considerablement, fet ressaltat per la pèrdua d'influència de la WeMO sobre el territori, principalment a la tardor. L'anàlisi temporal de les freqüències absolutes per als episodis diaris intensos i torrencials també ha marcat una notable disminució d'aquests en el període més recent. Així doncs, **la hipòtesi general que plantejàvem inicialment s'ha de rebutjar.**

Una nova formulació d'hipòtesi que podria explicar aquest increment de variabilitat a l'estiu és que l'àrea de transició entre ambdues franges climàtiques –la temperada-oceànica i la subtropical-àrida– ha vist incrementada la seva latitud per l'augment de la temperatura global del planeta, que té major repercussió a l'hemisferi nord (IPCC, 2014). A l'estiu, el caldejament de la superfície fa que l'aire es torni més lleuger i es debilitin els anticiclons subtropicals, alhora que també ho fan els vents alisis de l'hemisferi nord. Per tant, els alisis de l'hemisferi sud tenen més força i empenyen la Zona de Convergència Intertropical (ZCIT) i, conseqüentment, el cinturó d'anticiclons subtropicals, a latituds més septentrionals de les habituals. Per a l'hivern s'hauria de formular una hipòtesi a part, i és que la variabilitat pot haver incrementat per un enfortiment i expansió de l'Anticicló de les Açores en el període més recent, tal i com apunta (Alonso-Pérez *et al.*, 2011).

Per a complementar la hipòtesi general, es proposaven un conjunt d'hipòtesis secundàries:

La concentració de la precipitació diària és més elevada a les àrees amb major incidència dels fluxos atmosfèrics d'origen mediterrani a causa de la seva orientació i accentuació orogràfica.

La major concentració de la precipitació diària es produeix a la meitat sud de l'àrea d'estudi, i es detecta màxima a sobrevent dels Ports, a l'Observatori de l'Ebre, amb un valor de 0,69 per al període 1951-2014. Dels 9 observatoris on s'ha calculat el CI és el que posseeix, també, un major nombre de dies de precipitació intensa i torrencial. Si prenem la resta d'observatoris que no han estat inclosos al càlcul del CI, Tivissa destaca com l'àrea amb un major nombre d'episodis diaris intensos i torrencials, pel seu enclavament muntanyós. Tot i això, amb 9 observatoris –cap d'ells situat per sobre de 600 msnm– per a cartografiar el CI, es fa difícil establir un mapa detallat on es contempli l'efecte orogràfic en la concentració de la precipitació. De cara a futures investigacions, caldria calcular el CI per a classes de 5 mm evitant així la pèrdua de nombroses sèries per la manca de qualitat en les classes de precipitació més petites. També seria idoni cartografiar l'índex a partir de models regressius que incloguessin variables geogràfiques físiques independents. **Per tant, es confirma parcialment aquesta hipòtesi secundària.**

“La WeMO (Oscil·lació de la Mediterrània Occidental) té una gradació nord-sud i interior-litoral en la seva correlació amb la precipitació. Aquest índex té una influència més elevada a les àrees amb clima més mediterrani, és a dir, les àrees meridionals i litorals.”

Aquesta hipòtesi té una elevada concordança amb l'establerta de partida. Efectivament, la influència de la WeMO té una regionalització similar als índexs pluviomètrics. Les correlacions més negatives entre la WeMO i la precipitació denoten una major mediterraneïtat, però bàsicament entesa per la seva component subtropical. La influència marítima està absent, probablement perquè tota l'àrea d'estudi és litoral en el seu conjunt. Com hem vist als diagrames de dispersió de la WeMO (fig. 22, pàg. 48), aquesta té una elevada desviació estàndard per l'aplanament de la seva distribució, cosa que implica una major variabilitat en aquelles àrees on la correlació entre el WeMOi i la precipitació és més forta. Així doncs, l'àrea sud del territori que ens ocupa, és la que posseeix unes millors correlacions amb la WeMO, la qual cosa implica una major variabilitat. **Es confirma parcialment aquesta hipòtesi secundària.**

“Els episodis de gran volum de precipitació es produeixen en circulacions atmosfèriques de l'est degut a l'aportació marítima del flux d'aire i a l'orientació dels relleus; les circulacions de sud-est i sud aporten també episodis d'elevada precipitació pel recorregut marí dels vents.”

Després de realitzar l'anàlisi sinòptica, ha quedat determinat que els episodis torrencials es produeixen pel tipus ciclònic en un 22% dels casos, i pel tipus advection de sud-est i el tipus indeterminat en el 13% dels casos. El 10 % dels casos són produïts per adveccions de l'est i el mateix percentatge és vàlid per a

les adveccions del sud. D'aquesta manera, les adveccions que s'anomenaven a la hipòtesi com els tipus sinòptics més freqüents en precipitacions torrencials, en realitat sumen el 33 % de tots els casos. Ara bé, la major part dels tipus sinòptics classificats són d'origen mediterrani, i tots ells tenen una mitjana negativa del WeMOi, el que denota el caràcter marí dels fluxos. **Per tant, es confirma aquesta hipòtesi secundària.**

12. Referències bibliogràfiques

- ALBENTOSA, L.M. 1970. La aplicación del método estadístico en climatología. El régimen anual de precipitaciones en Barcelona (11). , no. 11.
- ALBENTOSA, L.M. 1976. Climatología dinámica, sinoptica o sintetica. Origen y desarrollo. *Revista de Geografía*, vol. 10, nº 1-2.
- ALONSO-PEREZ, S., CUEVAS, E., PEREZ, C., QUEROL, X., BALDASANO, J. M., DRAXLER, R. and DE BUSTOS, J. J. 2011. Trend changes of African airmass intrusions in the marine boundary layer over the subtropical Eastern North Atlantic region in winter. *Tellus B*, 63: 255–265. doi:10.1111/j.1600-0889.2010.00524.x
- BENHAMROUCHE, A. & VIDE, J.M. 2012. Avances metodológicos en el análisis de la concentración diaria de la precipitación en la España peninsular. *Anales de Geografía*, vol. 32, pp. 11-27.
- BURGUEÑO, J. 1991. Caracterització bàsica de la irregularitat de les precipitacions a Catalunya. *Notes de Geografia física. Universitat de Barcelona.*, pp. 25-32.
- BURGUEÑO, J. 1993. La irregularitat de les precipitacions a Espanya. Aplicacions de l'Índex de Disparitat Consecutiva. *Separata del libro: Aportaciones en homenaje al professor Luís Miguel Albentosa*, pp. 41-55.
- CALVO GARCÍA-TORNEL, F. 1984. La Geografía de los riesgos. *Geocrítica*, vol. 54, pp. 5-40.
- GARAU, J.L. & GARAU, G.A. 2012. Clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison para los días de precipitación mayor o igual a 100 mm en la franja litoral catalana e islas baleares. *VIII Congreso de la Asociación Española de Climatología.*, pp. 10.
- GRIMALT, M. & ALOMAR, G. 2013. Determination of the Jenkinson and Collison's weather types for the western Mediterranean basin over the 1948-2009 period. Temporal analysis. *Atmósfera*, vol. 26, no. 1, pp. 75-94.
- IPCC (2014). Cinqué informe IPCC. www.ipcc.ch
- JENKINSON, A.F. & COLLISON, P. 1977. An initial climatology of Gales over the north sea. Synoptic Climatology Branch Memorandum, 62, Meteorological Office, London.
- JOLIFFE, I. T. & HOPE, P. B. 1996. Representation of daily rainfall distributions using normalized rainfall curves. *International Journal of Climatology*. Vol. 16, No. 10, 1157-1163 pp.
- JONES, P.D., JONSSON, T., WHEELER, D. 1997. Extension to the North Atlantic Oscillation using early instrumental pressure observations from Gibraltar and South-West Iceland. *International Journal of Climatology*. 17: 1433–1450
- LLASAT, M.C., MARTÍN-VIDE, J., LÓPEZ-BUSTINS, J.A. & BARRERA, I A. 2009. Constatacions de caràcter meteorològic a Catalunya. In Prat, N. and A. Manzano (eds.): *Aigua i canvi climàtic. Diagnosi dels impactes previstos a Catalunya*. Agència Catalana de l'Aigua, Departament de Medi Ambient i Habitatge, Generalitat de Catalunya, Barcelona, pp 29-41
- LÓPEZ-DÍAZ, J.A., LUNA, Y. & CHAZARRA, A. 2007. Métodos y técnicas en climatología. En CUADRAT, J.M. & MARTÍN-VIDE, J.. (eds.). *La climatología española: pasado, presente y futuro*. Prensas Un. Zaragoza. 569 p. ISBN 8477338868.
- LLOP GARAU, J. & ALOMAR GARAU, G. 2012. Clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison para los días de precipitación mayor o igual a 200 mm en la isla de Mallorca. *Territoris*, vol. 8, pp. 143-152.
- LÓPEZ-BUSTINS, J.A. 2007. *L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental i la Precipitació als Països Catalans*.

S.l.: Universitat de Barcelona.

LÓPEZ-BUSTINS, J.A., SALVÀ-CATARINEU, M. & CERNOCKY, T. 2008. Càlcul i cartografia de la irregularitat pluviomètrica temporal a Catalunya mitjançant tècniques SIG. *Segon congrés català de la Geografia*, vol. c, no. Figura 1, pp. 228-237.

LÓPEZ-BUSTINS, J.A., MARTÍN-VIDE, J. & BARRIENDOS, M. 2014. Actualizació de los valores del índice de la Oscilación del mediterráneo Occidental (WeMOi): 1821-2013. *Publicaciones de la Asociación Española de Climatología (AEC)*, vol. Serie A, n, pp. 1689-1699. ISBN: 978-84-16027-69-9.

MARTÍN-VIDE, J. 1986. Notes per a la definició d'un índex de «desordre» en pluviometria. *Societat Catalana de Geografia*, pp. 89-96.

MARTÍN-VIDE J. 1987. Propiedades y aplicaciones de un índice de disparidad en pluviometría. X Congreso Nacional de Geografía (AGE) 1: 267-276.

MARTÍN-VIDE, J., OLCINA-CANTOS, J. 2001. Climas y Tiempos en España. Madrid: Alianza Editorial.

MARTÍN VIDE, J. 2002. Aplicación de la clasificación sinóptica automática de Jenkinson y Collison a días de precipitación torrencial en el este de España. En: Cuadrat, J.M.; Vicente, S.M.y Saz, M.A. (Eds.). La información climática como herramienta de gestión ambiental. Universidad de Zaragoza, pp. 123-127.

MARTÍN-VIDE, J. 2003. *El temps i el clima*. Departament de Medi Ambient. Generalitat de Catalunya. Barcelona: Rubes.. 128 p.

MARTÍN-VIDE, J.; RASO, J.M. 2003. Atlas climàtic de Catalunya. Període 1961-1990. Termopluviometria. Escala 1:750.000. Barcelona: ICC i Servei Meteorològic de Catalunya.

MARTÍN-VIDE, J. 2004. Spatial distribution of a daily precipitation concentration index in peninsular Spain. *International Journal of Climatology*, vol. 24, no. 8, pp. 959-971. ISSN 08998418. DOI 10.1002/joc.1030.

MARTÍN-VIDE, J. & LOPEZ-BUSTINS, J.-A. 2006. The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology*, vol. 26, no. 11, pp. 1455-1475.. ISSN 0899-8418. DOI 10.1002/joc.1388.

MARTÍN-VIDE, J. & SÁNCHEZ-LORENZO, A. 2006. Distribución espacial de la concentración pluviométrica diaria en la Península Ibérica. *5ª asamblea hispano-portuguesa de geodesia y geofísica.*, pp. 1-4.

MARTÍN-VIDE, J., SANCHEZ-LORENZO, A., LÓPEZ-BUSTINS, J.A., CORDOBILLA, M.J., GARCÍA-MANUEL, A. & RASO, J.M. 2008. Torrential rainfall in northeast of the Iberian Peninsula: synoptic patterns and WeMO influence. *Advances in Science and Research*, vol. 2, pp. 99-105. ISSN 1992-0636. DOI 10.5194/asr-2-99-2008.

MARTÍN-VIDE, J., BRUNET, M., PROHOM, M. & RIUS, A. 2010. Els climes de Catalunya. Present i tendències recents. *El Canvi Climàtic a Catalunya. 2n informe del Grup d'Experts en Canvi Climàtic de Catalunya*, pp. 39-72.

NINYEROLA, M., PONS, X. & ROURE, J.M. 2000. A methodological approach of climatological modelling of air temperature and precipitation through GIS techniques. *International Journal of Climatology* [en línia], vol. 20, no. 14, pp. 1823-1841. ISSN 08998418.

NINYEROLA, M., PONS, X., & ROURE J.M., 2005. Atlas Climático Digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica. ISBN 932860-8-7. Universidad Autónoma de Barcelona, Bellaterra.

NOGUÉ, J. 2014. Sentido del lugar, paisaje y conflicto. *Geopolítica(s). Revista de estudios sobre espacio y poder*, vol. 5, no. 2, pp. 155-163.

OLCINA-CANTOS, J. 2013. Riscos climàtics i canvi climàtic en el litoral mediterrani espanyol: un escenari d'incerteses. *Treballs de la Societat Catalana de Geografia*, vol. 76, pp-pp. 181-203.

PEÑA, J.C., ARAN, M., PÉREZ-ZANÓN, N., CASAS-CASTILLO, M.C., RODRÍGUEZ-SOLÀ, R. & REDAÑO, A. 2015. Análisis de las situaciones sinópticas correspondientes a episodios de lluvia severa en Barcelona. *XXXV Reunión Bienal de la Real Sociedad Española de Física*, pp. 1-2.

RIEHL H. 1949. Some aspects of Hawaiian rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society* 3(5): 176.

RODÓ, X., BAERT, E., & COMIN, F. A. 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation, *Clim. Dyn.*, 13, 275 – 284.

SAZ-SÁNCHEZ, M. a, SERRANO-NOTIVOLI, R., LUIS-ARRILLAGA, M. De & LONGARES-ALADRÉN, L. a 2009. Comparación de métodos de interpolación y de regresión para la cartografía de temperaturas máximas y mínimas absolutas: El caso de Navarra (norte de España). *Aec*, no. February 2016.

SERVEI METEOROLÒGIC DE CATALUNYA. ÀREA DE CLIMATOLOGIA. 2014. Butlletí Anual d'Indicadors Climàtics. Any 2014.

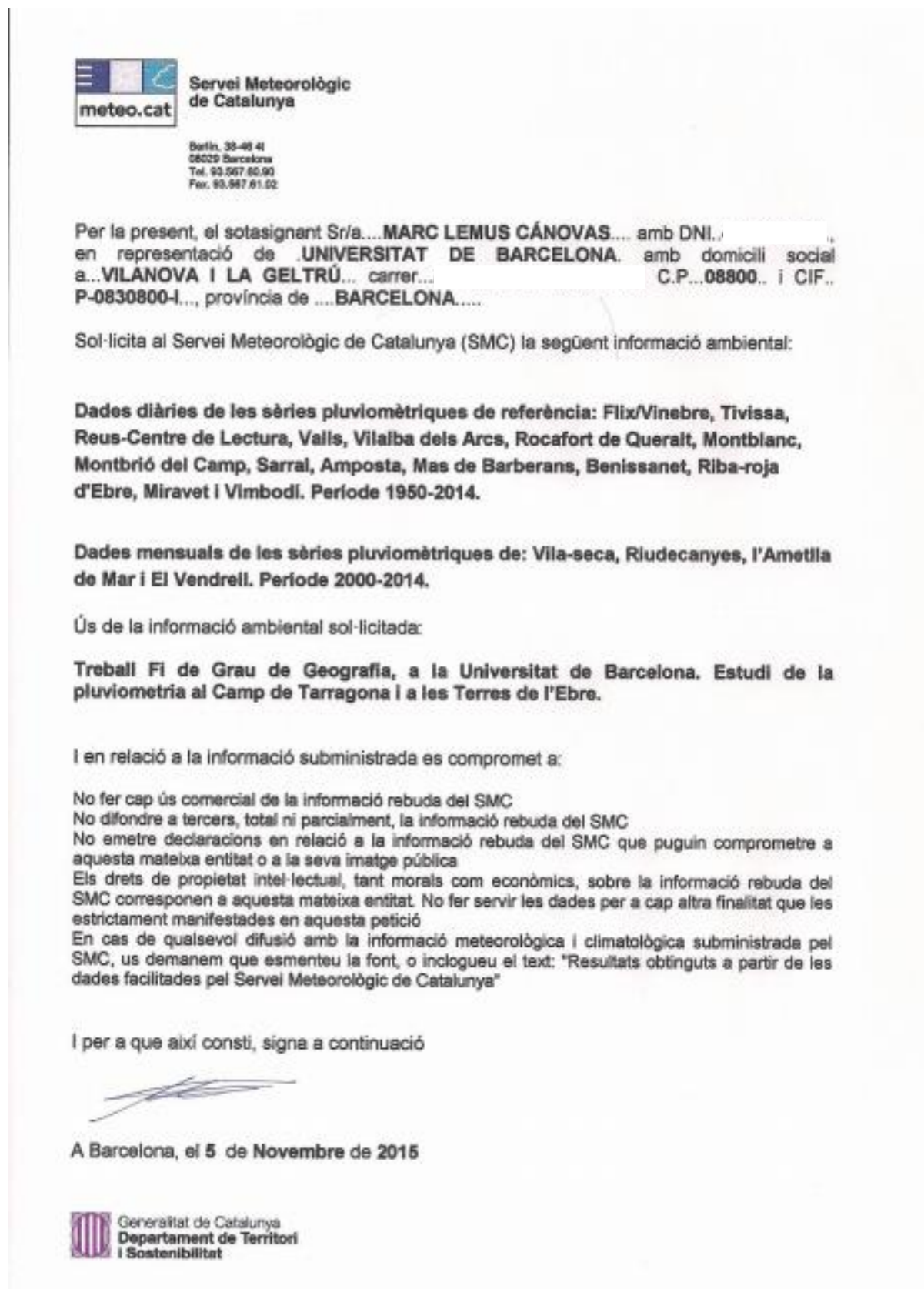
SPELLMAN, G. 2000: The application of an objective weather-typing system to the Iberian peninsula. *Weather*, 55, 375-385.


VÉLEZ-FLORES, A. 2013. *Características Climatológicas de la Precipitación Diaria en Puerto Rico*. Programa de Doctorat Geografia. S.l.: Universitat de Barcelona.

VICENTE-SERRANO, S.M., SAZ-SÁNCHEZ, M.A. & CUADRAT, J.M. 2003. Comparative analysis of interpolation methods in the middle Ebro Valley (Spain): Application to annual precipitation and temperature. *Climate Research*, vol. 24, no. 2, pp. 161-180. ISSN 0936577X. DOI 10.3354/cr024161.

WEBSTER, P., HOLLAND, G., CURRY, J. & CHANG, H.-R. 2005. Changes in Tropical Cyclone Number, Duration, and Intensity in a Warming Environment. *Science*, vol. 309, pp. 1844-1846. ISSN 0036-8075. DOI 10.1126/science.1116448.

13. Annex



 **Servei Meteorològic de Catalunya**

Berlín, 38-40 41
08029 Barcelona
Tel. 93.567.80.90
Fax. 93.567.61.02

Per la present, el sotasignat Sr/a... **MARC LEMUS CÁNOVAS**... amb DNI...
en representació de **UNIVERSITAT DE BARCELONA**, amb domicili social
a... **VILANOVA I LA GELTRÚ**... carrer... C.P... **08800**.. i CIF..
P-0830800-I..., província de ... **BARCELONA**....

Sol·licita al Servei Meteorològic de Catalunya (SMC) la següent informació ambiental:

Dades diàries de les sèries pluviomètriques de referència: Flix/Vinebre, Tivissa, Reus-Centre de Lectura, Valls, Vilaiba dels Arcs, Rocafort de Queralt, Montblanc, Montbrí del Camp, Sarraí, Amposta, Mas de Barberans, Benissanet, Riba-roja d'Ebre, Miravet i Vimbodí. Període 1950-2014.

Dades mensuals de les sèries pluviomètriques de: Vila-seca, Riudecanyes, l'Ametlla de Mar i El Vendrell. Període 2000-2014.


Ús de la informació ambiental sol·licitada:

Treball Fi de Grau de Geografia, a la Universitat de Barcelona. Estudi de la pluviometria al Camp de Tarragona i a les Terres de l'Ebre.

I en relació a la informació subministrada es compromet a:

No fer cap ús comercial de la informació rebuda del SMC
No difondre a tercers, total ni parcialment, la informació rebuda del SMC
No emetre declaracions en relació a la informació rebuda del SMC que puguin comprometre a aquesta mateixa entitat o a la seva imatge pública
Els drets de propietat intel·lectual, tant morals com econòmics, sobre la informació rebuda del SMC corresponen a aquesta mateixa entitat. No fer servir les dades per a cap altra finalitat que les estrictament manifestades en aquesta petició
En cas de qualsevol difusió amb la informació meteorològica i climatològica subministrada pel SMC, us demanem que esmenteu la font, o inclogueu el text: "Resultats obtinguts a partir de les dades facilitades pel Servei Meteorològic de Catalunya"

I per a que així consti, signa a continuació



A Barcelona, el **5** de **Novembre** de **2015**


 **Generalitat de Catalunya**
Departament de Territori i Sostenibilitat

Figura 31. Sol·licitud de les dades pluviomètriques al Servei Meteorològic de Catalunya.

Dia	PRECIPI-TACION mm	METEOROS OBSERVADOS			VIENTO DOMI-NANTE	Nombre de la Estación	
		m	f	n		Amposta	
1					Provincia		Número
2					Tarragona		9987
3					Mes	Año	
4					Septiembre	1992	
5					Observador		
6					Elixa Sabatè		
7	0'2				Suma	NUMERO DE DIAS DE: Lluvia ● 3 Nieve ✕ 1 Granizo △ 1 Tormenta ⚡ 3 Niebla ≡ 1 Rocío ∩ 1 Escarcha ⊥ 1 Nieve cubrió suelo ☒ 1	
8	3'9						
9	2'8				Suma	DIAS DE PRECIPITACION <0,1 (ip.) 0 ≥0,1 4 ≥1,0 3 ≥10,0 2 ≥30,0 1	
10	2'8						
11					Suma	PRECIPITACION MAXIMA EN UN DIA 226,4mm. dia 26	
12							
13					Suma	Viento dominante En los días de lluvia En el día de más lluvia	
14							
15					Suma	Precipitación total del mes 259'2 mm	
16							
17					Suma		
18							
19					Suma		
20							
21					Suma		
22							
23					Suma		
24							
25					Suma		
26	226'4						
27					Suma		
28							
29					Suma		
30							
31					Suma		

Figura 32. Fitxa d'observació meteorològica durant el mes de setembre de 1992 a Amposta (Montsià). Destaca l'episodi de 226,4 mm en 24 hores el dia 26. Font: Servei Meteorològic de Catalunya.

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación
1	,767 ^a	,588	,565	2,3496
2	,847 ^b	,717	,684	2,0036
3	,855 ^c	,730	,680	2,0155
4	,856 ^d	,733	,662	2,0723
5	,856 ^e	,733	,638	2,1443

- a. Predictores: (Constante), UTMY
- b. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL
- c. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL, DEM
- d. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL, DEM, UTMX
- e. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL, DEM, UTMX, DIST_MED
- f. Variable dependiente: Cvannual

Modelo		Coefficients no estandarizados		t	Sig.	
		B	Error estándar			
1	(Constante)	537,613	100,824	5,332	,000	
	UTMY	,000	,000	-7,67	-5,068	,000
2	(Constante)	686,021	101,161	6,782	,000	
	UTMY	,000	,000	-9,47	-6,560	,000
	DIST_ATL	-8,644E-5	,000	-4,02	-2,784	,013
3	(Constante)	632,730	117,900	5,367	,000	
	UTMY	,000	,000	-8,64	-5,015	,000
	DIST_ATL	-9,075E-5	,000	-4,22	-2,872	,011
	DEM	-,003	,003	-1,49	-,895	,384
4	(Constante)	945,075	859,152	1,100	,289	
	UTMY	,000	,000	-1,320	-1,053	,309
	DIST_ATL	,000	,000	-7,90	-7,779	,448
	DEM	-,003	,003	-1,34	-,757	,461
	UTMX	5,328E-5	,000	,437	,367	,719
5	(Constante)	861,935	1254,351	,687	,503	
	UTMY	,000	,000	-1,194	-,641	,532
	DIST_ATL	,000	,000	-7,28	-,586	,567
	DEM	-,002	,004	-1,25	-,614	,549
	UTMX	3,882E-5	,000	,318	,181	,859
DIST_MED	-1,253E-5	,000	-,049	-,094	,926	

a. Variable dependiente: Cvannual

Taula 11. Resum del model de regressió obtingut per al CV anual 1951-2014 (esquerra). A la part inferior es mostren les variables conservades per a cada un dels cinc models. El model 3 explica un major percentatge de variància. A la dreta es denota els coeficients del model de regressió obtinguts per al CV anual 1951-2014. Elaboració pròpia a partir de SPSS 22.

Resumen del modelo

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación
1	,868 ^a	,753	,740	3,4096
2	,892 ^b	,795	,771	3,1961
3	,901 ^c	,812	,777	3,1574
4	,902 ^d	,813	,763	3,2552
5	,906 ^e	,821	,757	3,2933

- a. Predictores: (Constante), UTMY
- b. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED
- c. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, DEM
- d. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, DEM, UTMX
- e. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, DEM, UTMX, DIST_ATL

Coefficientes^a

Modelo		Coefficients no estandarizados		Coefficients estandarizados	t	Sig.
		B	Error estándar			
1	(Constante)	1138,112	146,309		7,779	,000
	UTMY	,000	,000	-,868	-7,417	,000
2	(Constante)	1301,423	162,676		8,000	,000
	UTMY	,000	,000	-1,001	-7,656	,000
	DIST_MED	,000	,000	,244	1,867	,079
3	(Constante)	1395,064	178,896		7,798	,000
	UTMY	,000	,000	-1,076	-7,483	,000
	DIST_MED	8,828E-5	,000	,183	1,315	,207
	DEM	,006	,005	,176	1,191	,251
4	(Constante)	1495,882	475,267		3,147	,007
	UTMY	,000	,000	-1,162	-2,887	,011
	DIST_MED	,000	,000	,257	,727	,479
	DEM	,006	,006	,162	,987	,339
	UTMX	1,932E-5	,000	,084	,230	,821
5	(Constante)	3005,790	1926,430		1,560	,141
	UTMY	-,001	,000	-2,351	-1,543	,145
	DIST_MED	,000	,000	,441	1,040	,316
	DEM	,006	,006	,152	,913	,377
	UTMX	,000	,000	1,214	,841	,415
	DIST_ATL	,000	,000	-,823	-,809	,432

a. Variable dependiente: CV M-A-M

Taula 12. Ídem que taula 11, però per al CV de primavera (MAM) 1951-2014.

Resumen del modelo

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación
1	,714 ^a	,510	,483	5,7751
2	,743 ^b	,552	,500	5,6821
3	,762 ^c	,580	,502	5,6717
4	,843 ^d	,711	,634	4,8568
5	,863 ^e	,744	,653	4,7343

- a. Predictores: (Constante), UTMX
- b. Predictores: (Constante), UTMX, DEM
- c. Predictores: (Constante), UTMX, DEM, DIST_ATL
- d. Predictores: (Constante), UTMX, DEM, DIST_ATL, DIST_MED
- e. Predictores: (Constante), UTMX, DEM, DIST_ATL, DIST_MED, UTMY

Coefficientes^a

Modelo		Coefficients no estandarizados		Coefficients estandarizados	t	Sig.
		B	Error estándar			
1	(Constante)	124,737	14,602		8,543	,000
	UTMX	,000	,000	-,714	-4,332	,000
2	(Constante)	121,322	14,619		8,299	,000
	UTMX	,000	,000	-,654	-3,864	,001
	DEM	-,009	,007	-,214	-1,262	,224
3	(Constante)	146,592	28,530		5,138	,000
	UTMX	,000	,000	-,536	-2,624	,018
	DEM	-,015	,009	-,331	-1,625	,124
	DIST_ATL	,000	,000	-,218	-1,031	,318
4	(Constante)	273,150	54,272		5,033	,000
	UTMX	,000	,000	-,548	-3,135	,007
	DEM	-,003	,009	-,059	-,290	,776
	DIST_ATL	,000	,000	-,949	-2,846	,012
	DIST_MED	-,001	,000	-,947	-2,611	,020
5	(Constante)	-3427,285	2769,409		-1,238	,236
	UTMX	-,001	,000	-2,844	-1,647	,122
	DEM	-,001	,009	-,026	-,130	,898
	DIST_ATL	,000	,001	,617	,508	,620
	DIST_MED	-,001	,000	-1,433	-2,825	,013
	UTMY	,001	,001	2,436	1,336	,203

a. Variable dependiente: CV J-J-A

Taula 13. Ídem que taula 11, però per al CV d'estiu (JJA) 1951-2014.

Resumen del modelo^f

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación
1	,810 ^a	,656	,637	,0236795433
2	,837 ^b	,700	,665	,0227422880
3	,858 ^c	,737	,687	,0219805438
4	,860 ^d	,739	,669	,0226053110
5	,860 ^e	,739	,646	,0233812027

- a. Predictores: (Constante), UTMY
- b. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL
- c. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL, DIST_MED
- d. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL, DIST_MED, DEM
- e. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_ATL, DIST_MED, DEM, UTMX
- f. Variable dependiente: S1

Coefficientes^a

Modelo		Coefficients no estandarizados		Coefficientes estandarizados	t	Sig.
		B	Error estándar	Beta		
1	(Constante)	6,268	1,016		6,169	,000
	UTMY	-1,307E-6	,000	-,810	-5,859	,000
2	(Constante)	7,227	1,148		6,294	,000
	UTMY	-1,477E-6	,000	-,916	-6,164	,000
	DIST_ATL	-5,587E-7	,000	-,236	-1,586	,131
3	(Constante)	6,938	1,127		6,157	,000
	UTMY	-1,347E-6	,000	-,835	-5,441	,000
	DIST_ATL	-1,399E-6	,000	-,590	-2,116	,050
	DIST_MED	-1,250E-6	,000	-,440	-1,483	,158
4	(Constante)	7,170	1,329		5,397	,000
	UTMY	-1,392E-6	,000	-,863	-4,911	,000
	DIST_ATL	-1,488E-6	,000	-,627	-2,055	,058
	DIST_MED	-1,415E-6	,000	-,498	-1,441	,170
	DEM	1,481E-5	,000	,069	,357	,726
5	(Constante)	9,142	13,677		,668	,515
	UTMY	-1,820E-6	,000	-,128	-,613	,550
	DIST_ATL	-1,895E-6	,000	-,799	-,651	,526
	DIST_MED	-1,264E-6	,000	-,445	-,869	,400
	DEM	1,376E-5	,000	,064	,317	,756
	UTMX	3,397E-7	,000	,253	,145	,887

a. Variable dependiente: S1

Taula 14. Ídem que taula 11, però per al S1 anual 1951-2014.

Resumen del modelo

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación
1	,708 ^a	,502	,474	,05839
2	,743 ^b	,552	,499	,05699
3	,787 ^c	,620	,548	,05412
4	,847 ^d	,718	,643	,04813
5	,863 ^e	,745	,654	,04739

- a. Predictores: (Constante), DIST_MED
- b. Predictores: (Constante), DIST_MED, UTMY
- c. Predictores: (Constante), DIST_MED, UTMY, UTMX
- d. Predictores: (Constante), DIST_MED, UTMY, UTMX, DIST_ATL
- e. Predictores: (Constante), DIST_MED, UTMY, UTMX, DIST_ATL, DEM

Coefficientes^a

Modelo		Coefficients no estandarizados		Coefficientes estandarizados	t	Sig.
		B	Error estándar	Beta		
1	(Constante)	-,220	,025		-8,771	,000
	DIST_MED	4,122E-6	,000	,708	4,257	,000
2	(Constante)	-4,215	2,901		-1,453	,164
	DIST_MED	3,279E-6	,000	,563	2,912	,010
3	UTMY	8,808E-7	,000	,266	1,377	,186
	(Constante)	-16,477	7,766		-2,122	,050
	DIST_MED	-5,314E-7	,000	-,091	-,213	,834
4	UTMY	3,745E-6	,000	1,133	2,079	,054
	UTMX	-2,188E-6	,000	-,794	-1,689	,111
	(Constante)	-78,423	27,961		-2,805	,013
	DIST_MED	-3,981E-6	,000	-,684	-1,483	,159
5	UTMY	1,712E-5	,000	5,179	2,822	,013
	UTMX	-1,274E-5	,000	-4,624	-2,678	,017
	DIST_ATL	1,367E-5	,000	2,812	2,286	,037
	(Constante)	-82,381	27,723		-2,972	,010
	DIST_MED	-5,566E-6	,000	-,956	-1,888	,080
5	UTMY	1,802E-5	,000	5,452	2,994	,010
	UTMX	-1,371E-5	,000	-4,974	-2,884	,012
	DIST_ATL	1,420E-5	,000	2,921	2,406	,031
	DEM	,000	,000	,242	1,214	,245

a. Variable dependiente: rWeMO_anual

Taula 15. Ídem que taula 11, però per al rWeMO anual 1951-2014.

Resumen del modelo

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación
1	,815 ^a	,664	,645	,04407
2	,818 ^b	,669	,630	,04500
3	,843 ^c	,711	,657	,04332
4	,853 ^d	,728	,655	,04345
5	,853 ^e	,728	,631	,04495

- a. Predictores: (Constante), UTMX
- b. Predictores: (Constante), UTMX, DIST_ATL
- c. Predictores: (Constante), UTMX, DIST_ATL, DIST_MED
- d. Predictores: (Constante), UTMX, DIST_ATL, DIST_MED, UTMY
- e. Predictores: (Constante), UTMX, DIST_ATL, DIST_MED, UTMY, DEM

Coefficientes^a

Modelo		Coefficients no estandarizados		Coefficients estandarizados	t	Sig.
		B	Error estándar	Beta		
1	(Constante)	-1,009	,111		-9,059	,000
	UTMX	2,062E-6	,000	,815	5,959	,000
2	(Constante)	-,920	,207		-4,441	,000
	UTMX	2,139E-6	,000	,845	5,577	,000
	DIST_ATL	-3,470E-7	,000	-,078	-,513	,614
3	(Constante)	-,283	,461		-,614	,548
	UTMX	2,294E-6	,000	,906	5,992	,000
	DIST_ATL	-2,282E-6	,000	-,511	-1,606	,128
	DIST_MED	-2,468E-6	,000	-,462	-1,532	,145
4	(Constante)	-24,303	25,237		-,963	,351
	UTMX	-1,778E-6	,000	-,702	-,414	,685
	DIST_ATL	2,672E-6	,000	,599	,495	,628
	DIST_MED	-4,187E-6	,000	-,783	-1,728	,105
	UTMY	5,211E-6	,000	1,717	,952	,356
5	(Constante)	-23,968	26,295		-,912	,377
	UTMX	-1,697E-6	,000	-,670	-,376	,712
	DIST_ATL	2,627E-6	,000	,589	,469	,646
	DIST_MED	-4,053E-6	,000	-,758	-1,449	,169
	UTMY	5,135E-6	,000	1,691	,900	,384
	DEM	-9,052E-6	,000	-,022	-,108	,915

a. Variable dependiente: rWeMO_DGF

Taula 16. Ídem que taula 11, però per al rWeMO d'hivern (DGF) 1951-2014.

Resumen del modelo

Modelo	R	R cuadrado	R cuadrado ajustado	Error estándar de la estimación
1	,858 ^a	,737	,722	,04197
2	,939 ^b	,882	,868	,02888
3	,943 ^c	,889	,868	,02889
4	,945 ^d	,893	,865	,02929
5	,947 ^e	,896	,859	,02990

- a. Predictores: (Constante), UTMY
- b. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED
- c. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, UTMX
- d. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, UTMX, DIST_ATL
- e. Predictores: (Constante), UTMY, DIST_MED, UTMX, DIST_ATL, DEM

Coefficientes^a

Modelo		Coefficients no estandarizados		Coefficients estandarizados	t	Sig.
		B	Error estándar	Beta		
1	(Constante)	-12,967	1,801		-7,200	,000
	UTMY	2,806E-6	,000	,858	7,100	,000
2	(Constante)	-16,591	1,470		-11,287	,000
	UTMY	3,614E-6	,000	1,106	11,151	,000
	DIST_MED	-2,616E-6	,000	-,454	-4,584	,000
3	(Constante)	-20,438	4,146		-4,929	,000
	UTMY	4,513E-6	,000	1,380	4,693	,000
	DIST_MED	-3,811E-6	,000	-,662	-2,859	,011
	UTMX	-6,864E-7	,000	-,252	-,992	,336
4	(Constante)	-32,833	17,017		-1,929	,073
	UTMY	7,189E-6	,000	2,199	1,948	,070
	DIST_MED	-4,501E-6	,000	-,782	-2,755	,015
	UTMX	-2,799E-6	,000	-1,027	-,966	,349
	DIST_ATL	2,735E-6	,000	,569	,752	,464
5	(Constante)	-34,127	17,492		-1,951	,071
	UTMY	7,484E-6	,000	2,289	1,971	,069
	DIST_MED	-5,019E-6	,000	-,872	-2,698	,017
	UTMX	-3,113E-6	,000	-1,142	-1,038	,317
	DIST_ATL	2,908E-6	,000	,605	,781	,448
	DEM	3,492E-5	,000	,080	,629	,540

a. Variable dependiente: rWeMO_MAM

Taula 17. Ídem que taula 11, però per al rWeMO de primavera (MAM) 1951-2014.

14. Índex de figures i taules

FIGURES

Figura 1. Mapa hipsomètric del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre.	pàg. 7
Figura 2. Precipitació anual al Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre (1951-1999).....	pàg. 8
Figura 3. Xarxa d'observatoris pluviomètrics mensuals i diaris del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre	pàg. 12
Figura 4. Corbes de concentració o de Lorenz de Tortosa i Rocafort de Queralt (1951-2014)	pàg. 17
Figura 5. Distribució de les freqüències absolutes per classes d'1 mm a la Conca de Barberà (1951-2014)	pàg. 19
Figura 6. Evolució temporal del WeMOi a l'hivern (DGF) entre 1821/22 i 2012/13	pàg. 20
Figura 7. Fase positiva i negativa de l'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord (NAO)	pàg. 21
Figura 8. Fase positiva i negativa de la de l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO)	pàg. 22
Figura 9. Retícula per a l'aplicació del mètode de Jenkinson i Collison	pàg. 23
Figura 10. Correcció del model mitjançant residuals i ràster final amb els valors del CV primaveral (MAM) estimats. pàg. 27	
Figura 11. Clúster de mapes compostats per a la precipitació mitjana, CV, S_1 , rWeMO i rNAO anual i per al període sencer (1951-2014), subperíodes (1951-1982 i 1983-2014) i la seva diferència neta, al Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre.....	pàg. 31
Figura 12. Ídem que la figura 11, però per a l'estació de l'hivern (desembre, gener i febrer)	pàg. 33
Figura 13. Ídem que fig. 11, però per a l'estació de primavera (març, abril i maig).....	pàg. 35
Figura 14. Ídem que fig. 11, però per a l'estació d'estiu (juny, juliol i agost).....	pàg. 36
Figura 15. Ídem que fig. 11, però per a l'estació de tardor (setembre, octubre i novembre)	pàg. 38
Figura 16. Mapa de freqüències absolutes dels episodis diaris intensos ($P \geq 50$ mm) per al període sencer (1951-2014)	pàg. 42
Figura 17. Mapa de freqüències absolutes dels episodis diaris intensos ($P \geq 50$ mm) per als dos subperíodes (1951-1982 i 1983-2014) i la seva diferència neta.....	pàg. 42
Figura 18. Ídem que fig. 16, però per als episodis diaris torrencials ($P \geq 100$ mm)	pàg. 43
Figura 19. Ídem que fig. 17, però per als episodis diaris torrencials ($P \geq 100$ mm)	pàg. 44
Figura 20. Gràfics de freqüències absolutes de dies de precipitació intensa ($P \geq 50$ mm), torrencial ($P \geq 100$ mm) i extrem. torrencial ($P \geq 200$ mm) per al període sencer (1951-2014), els subperíodes (1951-1982 i 1983-2014) i la seva diferència neta	pàg. 45
Figura 21. Clúster de gràfics de dispersió de la precipitació diària i el NAOi (1951-2014).....	pàg. 46
Figura 22. Ídem que fig. 21, però per al WeMOi	pàg. 48
Figura 23. Calendari quinzenal del WeMOi per al període sencer (1951-2012)	pàg. 49
Figura 24. Ídem que fig. 23, però per al primer subperíode (1951-1981).....	pàg. 50
Figura 25. Ídem que fig. 23, però per al segon subperíode (1982-2012).....	pàg. 50
Figura 26. Mapes comparatius entre Kriging ordinari i regressió múltiple corregida per residuals per al CV anual, primaveral i estival (1951-2014)	pàg. 52
Figura 27. Ídem que fig. 26, però per al S_1 anual	pàg. 53
Figura 28. Ídem que fig. 26, però per al rWeMO anual, hivernal i primaveral (1951-2012).....	pàg. 55
Figura 29. Diagrama de sectors dels tipus sinòptics freqüents per als dies amb precipitació ≥ 100 mm.....	pàg. 56

Figura 30. Composició de mapes sinòptics per als tipus sinòptics més freqüents en els episodis diaris iguals o superiors a 100 mm, i diagrames de freqüències relatives mensuals, en percentatge, per a cadascun dels tipus sinòptics durant el període 1951-2014	pàg. 59
Figura 31. Sol·licitud de les dades pluviomètriques al Servei Meteorològic de Catalunya.....	pàg. 69
Figura 32. Fitxa d'observació meteorològica durant el mes de setembre de 1992 a Amposta (Montsià).....	pàg. 70

TAULES

Taula 1. Informació sobre les sèries pluviomètriques seleccionades del Camp de Tarragona i les Terres de l'Ebre.....	pàg. 12
Taula 2. Llegenda qualitativa proposada per Llasat et al., (2009) per als índexs pluviomètrics CV i S ₁ (modificada) ...	pàg. 14
Taula 3. Distribució de freqüències en classes d'1 mm del número de dies de precipitació, freqüències acumulades (X) i percentatges corresponents de la precipitació aportada (Y) a Tortosa (1951-2014).....	pàg. 16
Taula 4. Expressió analítica de les variables emprades per al mètode de Jenkinson i Collison	pàg. 24
Taula 5. Resum del model de regressió i els seus coeficients obtinguts per al CV MAM 1951-2014.....	pàg. 26
Taula 6. Coeficients de correlació de Pearson entre el CV i la latitud i el CV i la distància euclidiana a la costa mediterrània, per al període sencer (1951-2014) i els subperíodes (1951-1982 i 1983-2014), així com la seva diferència neta, anualment i per estacions de l'any. Ídem per al S ₁	pàg. 39
Taula 7. Recull dels episodis diaris extremadament torrencials ocorreguts en els distints observatoris entre el 1951 i el 2014.....	pàg. 40
Taula 8. Recull dels episodis diaris torrencials ocorreguts en els distints observatoris entre el 1951 i el 2014.....	pàg. 41
Taula 9. Distribució de les freqüències absolutes i relatives per als tipus sinòptics sorgits de l'aplicació del mètode de J&C als episodis diaris de precipitació igual o major a 100 mm.	pàg. 56
Taula 10. Tendència estacional de la temperatura de l'aigua del mar a l'Estartit (1974-2014)	pàg. 62
Taula 11. Resum del model de regressió i els seus coeficients obtinguts per al CV anual 1951-2014	pàg. 70
Taula 12. Ídem que taula 11, però per al CV de primavera (MAM) 1951-2014.....	pàg. 71
Taula 13. Ídem que taula 11, però per al CV d'estiu (JJA) 1951-2014.....	pàg. 71
Taula 14. Ídem que taula 11, però per al S ₁ anual 1951-2014.....	pàg. 72
Taula 15. Ídem que taula 11, però per al rWeMO anual 1951-2014.....	pàg. 72
Taula 16. Ídem que taula 11, però per al rWeMO d'hivern (DJF) 1951-2014	pàg. 73
Taula 17. Ídem que taula 11, però per al rWeMO de primavera (MAM) 1951-2014	pàg. 73

15. Llistat d'acrònims

A: Anticiclònic

ACP: Anàlisi de Components Principals

AEMET: Agència Estatal de Meteorologia

AO: Arctic Oscillation

C: ciclònic

CI: Concentration Index

CRU: Climatic Research Unit

CV: coeficient de variació

C3: Grup de Canvi Climàtic

DANA: depressió aïllada a nivells alts

DGF: desembre, gener i febrer

E: est

ECA&D: European Climate Assessment & Dataset

ENSO: El Niño South Oscillation

IGN: Instituto Geográfico Nacional

IPCC: Intergovernmental Panel for Climate Change

J&C: Jenkinson & Collison

JJA: juny, juliol i agost

MAM: març, abril i maig

MO: Mediterranean Oscillation

N: nord

NAO: North Atlantic Oscillation

NCAR: National Center of Atmospheric Research

NCEP: National Centers for Environmental Research

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration

NPO: North Pacific Oscillation

OMM: Organització Meteorològica Mundial

P: precipitació

PCI: Precipitation Concentration Index

QBO: Quasi-Biennial Oscillation

S: sud

SIG: Sistemes d'Informació Geogràfica

SMC: Servei Meteorològic de Catalunya

SON: setembre, octubre i novembre

Sp1: primer subperíode

Sp2: segon subperíode

S1: índex de disparitat consecutiva

U: indeterminat

W: oest

WeMO: Western Mediterranean Oscillation

ZCIT: Zona de Convergència Intertropical