

Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional
Facultat de Geografia i Història
Universitat de Barcelona

Tesi doctoral

L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental i la Precipitació als Països Catalans

Memòria presentada per
Joan Albert López i Bustins
per optar al títol de Doctor en Geografia

Programa de doctorat
Geografia, Paisatge i Medi Ambient
Bienni 2002–2004

El director de la tesi

Dr. Javier Martín Vide
Catedràtic de Geografia Física
Universitat de Barcelona

Barcelona, juny de 2007

CAPÍTOL 4

L'ESTRATOSFERA I LA WEMO

4.1. L'ESTRATOSFERA COM A NOU REFERENT EN LA PREDICCIÓ METEOROLÒGICA

L'estratosfera es presenta en l'actualitat com una transmissora parcial dels “forçaments”¹ externs en el clima global, i regional a partir de metodologies de *downscaling*. Tradicionalment s'ha estudiat la relació entre el Sol i el clima, els volcans i els tipus de temps, la influència del fenomen de El Niño, etc.; però la relació causa-efecte entre els fenòmens sempre ha estat difícil de demostrar científicament. Avui dia encara és una tasca difícil, però la introducció recent de l'estratosfera en els estudis de variabilitat i canvi climàtic ha permès millorar la relació entre fenòmens llunyans i la climatologia local. Alguns estudis confirmen que l'estratosfera pot ajudar a predir el temps troposfèric a curt i mig termini (Christiansen, 2006; Matthes *et al.*, 2006; Siegmund, 2006). Algunes recerques climàtiques recents plantegen la hipòtesi d'una estratosfera que prediu les condicions meteorològiques en superfície millor que la mateixa troposfera. Malgrat aquests avenços, es palesen certes mancances en l'últim IPCC (2007), on en la majoria de models per estudiar el clima del futur no s'ha considerat apropiadament el paper de l'estratosfera (Baldwin *et al.*, 2007). Aquests models no han contemplat les futures variacions de la concentració d'ozó (O₃) en aquesta capa de l'atmosfera, fet que impedeix que es capturi la futura resposta dinàmica als canvis de radiació en l'estratosfera.

En aquest 4t. capítol de la tesi s'estudia la dinàmica estratosfèrica hivernal de l'hemisferi boreal per la seva incidència directa en el clima dels Països Catalans. L'objecte d'anàlisi és l'estratosfera polar pel paper que pren el vòrtex polar a l'hivern. De novembre a abril, s'estableix una baixa profunda en l'estratosfera polar boreal que arriba fins a nivells troposfèrics, que, juntament amb una reducció de l'espessor de les capes atmosfèriques a l'hivern, dona lloc a un acoblament estratosfera-troposfera (Baldwin i Dunkerton, 1999). En conseqüència, la dinàmica atmosfèrica es propaga verticalment i les anomalies de vent i temperatura es transmeten de l'estratosfera a la troposfera (Baldwin i Dunkerton, 2001). Els episodis amb anormalitats extremes de circulació en l'estratosfera són els que arriben, en principi, amb un senyal més nítid a la troposfera. Es tracta dels moments més freds del vòrtex amb una circulació accelerada i contreta, que en aquesta tesi s'anomenaran amb el terme anglosaxó *coolings* o *cold events* (CE), i dels grans escalfaments estratosfèrics enmig de l'hivern que tenen lloc quan les ones planetàries aconseguen irrompre el vòrtex desplaçant-lo o dividint-lo, i es designaran com a *major midwinter warmings* (MMW).

¹ Aquest mot és una traducció literal de la paraula original anglesa *forcing*.

El mode anular hivernal en l'estratosfera baixa-mitjana es reflecteix en superfície amb l'AO, que vindria a ser el mode anular al nivell 1000 hPa (Baldwin i Dunkerton, 2005). L'AO serà la baula entre ambdues capes atmosfèriques, perquè estudiant el comportament estratosfèric polar es pot intuir la fase del patró, i aquest té una alta correlació positiva amb el patró de variabilitat de baixa freqüència per excel·lència d'Europa Occidental, la NAO, i una relació oposada amb la WeMO (apartat 1.7. en el capítol 1). En conseqüència, una part significativa del comportament de la WeMO a l'hivern dependrà del comportament del vòrtex polar en nivells mitjos atmosfèrics.

Si es plantegen quins són els factors que poden afavorir un reforçament o un debilitament del vòrtex es pot establir un llistat de possibles forçaments en el tipus de temps troposfèric, malgrat la pròpia variabilitat del vòrtex. Entre ells cal destacar l'activitat solar, QBO, l'ENSO, els volcans i els gasos d'efecte hivernacle. El segon i tercer són dependents de l'activitat solar, i els volcans i els gasos d'efecte hivernacle independents, essent aquest últim factor, avui dia, pràcticament una pulsació constant. La interacció dels distints factors respon a relacions *power-law* que no garanteixen que els fets ocorrin a partir d'una austera relació lineal causa-efecte.

En l'apartat 4.2. s'estudia com influeix l'ocurrència de MMW i *coolings* en la precipitació dels Països Catalans. A més, el senyal solar al Golf de València serà un resultat d'interès per establir noves hipòtesis. En un apartat posterior 4.3., s'estudia la relació present i futura entre l'AO i la WeMO a partir del paper dels gasos d'efecte hivernacle en l'estratosfera, vinculada a un augment de la torrencialitat al litoral del País Valencià durant el primer semestre de l'any (Millán *et al.*, 2005; Millán *et al.*, 2006), així com el paper de la destrucció d'O₃ estratosfèric polar a l'hivern tardà en la davallada de precipitacions a la primavera als Països Catalans més continentals (Saladié, 2003; López-Bustins, 2006).

4.2. ELS MMW-COOLINGS I LA PRECIPITACIÓ ALS PAÏSOS CATALANS

4.2.1. INTRODUCCIÓ ALS MMW I COOLINGS

Existeix un desequilibri tèrmic i de concentració d'O₃ entre els Pols i l'Equador a l'estratosfera², sobretot a l'hivern, quan els Pols estan durant uns mesos fora de la zona d'insolació, de forma que s'estableix una circulació zonal de vents compensatòria, que es reforça (vent geotròfic) durant els màxims d'activitat solar per un augment del gradient tèrmic meridiana (Shindell *et al.*, 2001; Huth *et al.*, 2006, 2007)³. En conseqüència, durant els hiverns als Pols, com a situació normal, s'ubica el vòrtex polar, amb una extensió vertical des de la superfície terrestre fins a l'estratosfera. En el si d'aquest, les temperatures són molt baixes i les concentracions d'O₃ molt reduïdes. La compensació de les concentracions d'O₃ estratosfèric és duta a terme per la circulació meridiana *Brewer-Dobson* (B-D)⁴, la qual penetra en el vòrtex polar només quan les ones planetàries aconseguen irrompre'l. Les ones planetàries s'originen a la troposfera a causa de les importants orografies i contrastos mar-terra, a part de la pròpia rotació i curvatura terrestre. Les ones planetàries adquireixen una força major a l'hemisferi boreal perquè les orografies són més importants i hi ha una major alternança de mars i terres, i, en alguns hiverns, són tan fortes i enèrgiques que en la seva propagació vertical penetren a l'estratosfera, alterant els vents ciclònics i escalfant el vòrtex polar. Simultàniament, aquesta irrupció facilita l'arribada de la circulació B-D fins al Pol amb aportació d'O₃. Es redueix la intensitat del vòrtex polar o, fins i tot, s'indueix una circulació contrària de l'est enmig de l'hivern, fenomen que s'anomena MMW. Aquest fenomen no té lloc a l'hemisferi sud⁵, en primer lloc, perquè les orografies són més modestes, en segon, l'àrea continental és menor, i en darrer lloc, perquè el vòrtex polar del Pol Sud és summament més potent que el del Pol Nord, ja que la gran massa de gel antàrtica manté unes temperatures

² La màxima concentració d'O₃ a l'estratosfera, és a dir, on es troba la coneguda capa d'O₃, és a 25 km d'altura aproximadament.

³ Aquest aspecte del forçament solar no es considerarà com a prioritari, perquè els mateixos autors Shindell *et al.* (2001) reconeixen que té una menor incidència que altres factors com els gasos d'efecte hivernacle, la destrucció d'O₃ estratosfèric polar o els volcans tropicals. Els autors Huth *et al.* (2006, 2007) detecten que el patró de l'AO no manifesta una relació lineal dependent significativa amb l'activitat solar.

⁴ Les circulacions Brewer-Dobson (B-D) són corrents compensatòries d'O₃ que ascendeixen a l'Equador per descendir a les latituds mitjanes i polars, transportant la gran formació d'O₃ a les latituds equatorials i tropicals a latituds mitjanes i polars on per una menor insolació se'n produeix menys. En conseqüència, succeeix la paradoxa que la major concentració d'O₃ estratosfèric no es correspon amb el lloc de major formació, doncs, la major concentració és a les latituds mitjanes. A les latituds tropicals és perillós per a la pigmentació caucàsica l'excessiva exposició a la radiació directa, a causa de les condicions d'una major radiació amb una concentració d'O₃ menor del lloc d'origen. És lògic que, en conseqüència, les ètnies autòctones d'aquestes latituds presentin una pigmentació fosca.

⁵ A excepció del setembre de 2002, quan per primera vegada des de que es tenen dades de l'estratosfera polar es pertorba la circulació ciclònica del vòrtex antàrtic (Manney *et al.*, 2005).

molt baixes pràcticament impossibles d'alterar, derivant el vòrtex impenetrable per a les ones planetàries que es propaguen, si és que se'n formen, i per a la circulació B-D. D'aquest mode, s'explica la formació persistent del forat de la capa d'O₃ a la primavera només a l'estratosfera antàrtica (Figura 1), tot i que a l'hemisferi nord es pot donar algun episodi anòmalament destructiu com al 1997 (Labitzke i van Loon, 1999). En aquest punt, cal acotar temporalment i espacialment l'estudi de la incidència de fenòmens externs en la troposfera mitjançant l'estratosfera als hiverns de l'hemisferi boreal

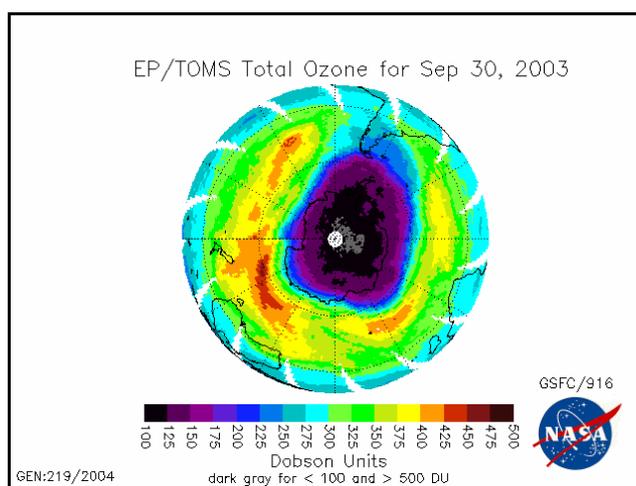


Figura 1. Imatge del satèl·lit *Earth Probe* (NASA) de les concentracions d'O₃ a l'hemisferi sud el 30 de setembre de 2003 en el si d'un vòrtex polar fred i fort (per sota de les 220 unitats *Dobson* es considera forat d'O₃, gamma entre blau marí i morat).

Al llarg de l'hivern tenen lloc diferents *warmings* a l'estratosfera polar, entre ells els *minor* i els *Canadian warmings*⁶, però quan les ones planetàries aconseguixen irrompre el vòrtex polar hivernal té lloc un MMW⁷. Aquest estableix a 10 hPa, anòmalament i temporalment, un anticicló al Pol Nord implicant una circulació de l'est a la latitud 60°N i un gradient positiu de temperatura entre 90°N i 60°N (Labitzke i col·laboradors, 2002). Els MMW són normalment precedits per importants fluxos provinents de la troposfera (Quiroz *et al.*, 1975). L'anomalia creada a les capes més altes de l'estratosfera es transmet esgraonadament en el temps cap als nivells superiors de la troposfera. Normalment, aquests MMW tenen lloc en el període central de l'hivern, d'aquí la seva etimologia, als mesos de gener i febrer. A vegades, han tingut lloc *early major warmings*, és a dir, al desembre, com va

⁶ Tant els *minor warmings* com els *Canadian warmings* són escalfaments de l'estratosfera polar que debiliten en part al vòrtex però sense arribar a irrompre la seva circulació ciclònica.

⁷ Un MMW també pot ser un *final warming*, que indica el final de l'hivern en establir-se l'alta pressió de la meitat càlida de l'any. Un MMW al mes de febrer o a principis de març pot ser un *final warming*, i anomenar-se *early final warming*.

succeir al 1987, 1998 i 2001, valorant la seva excepcionalitat en estudis especialitzats (Naujokat *et al.*, 2002; Charlton *et al.*, 2005).

A la Figura 2, es mostra un exemple d'una anomalia que té lloc en la circulació estratosfèrica durant l'hivern boreal en ser la baixa polar reemplaçada per un anticicló enmig de l'hivern; aquest fou el cas de l'últim gran MMW, al gener de 2006. Quan el MMW ocorre, significa que les ones planetàries tenen una propagació cap al Pol Nord que es representa amb el flux anomenat *Eliassen-Palm*, interrompent la circulació de l'oest, que permet tant un augment de la temperatura de l'estratosfera polar com una major arribada de la circulació B-D al Pol Nord, augmentant la concentració d'O₃ (Figura 3). En canvi, quan les ones planetàries no aconseguen irrompre en el vòrtex es refracten cap a l'Equador, i la vorticitat del vòrtex augmenta impedit l'aportació d'O₃ per part de la circulació B-D (Wallace, 2000a). Aquesta situació succeeix sovint i es tracta d'un *cooling*; un vòrtex més immutable i impenetrable i, òbviament, molt fred i contret. Les concentracions d'O₃ són molt reduïdes en el si d'una forta circulació ciclònica. Les isoterms anòmalament molt negatives se centren en el Pol Nord.

L'estat inicial del vòrtex és substancial per permetre o no la irrupció d'ones planetàries. Un vòrtex inicialment fred s'accelera encara més quan ones planetàries d'intensitat s'hi refracten, però un vòrtex en un estat dèbil inicial pot arribar a pertorbar-se fàcilment en la incursió d'ones planetàries de mitjana magnitud.

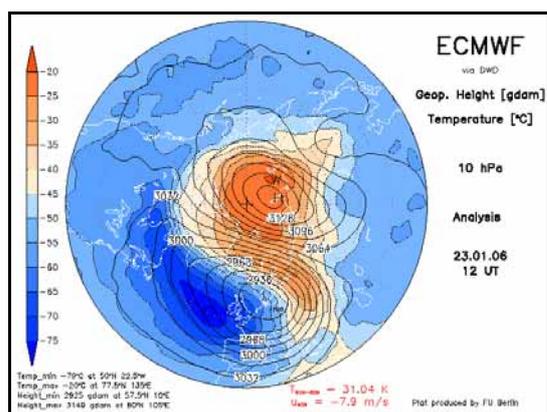


Figura 2. Mapa d'altura, geopotencial i temperatura al nivell 10 hPa a l'hemisferi boreal el dia 23 de gener de 2006, a les 12 h UT (Font: pàgina web de la *Stratospheric Research Group* de la *Freie Universität Berlin*, Alemanya).

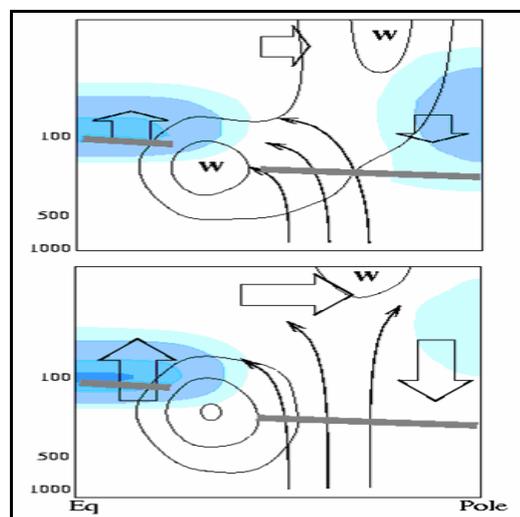


Figura 3. (A dalt) Esquema de la dinàmica de l'atmosfera durant un *cooling*. (A baix) Ídem que (A dalt), però durant un MMW. (L'eix d'ordenades són hPa, les àrees ombrejades blaves són temperatura, els contorns amb la *W* indiquen el vent zonal, les fletxes gruixudes representen la circulació *lagrangiana* a l'estratosfera –una altra manera d'anomenar la circulació B-D– i les fletxes primes són els fluxos *Eliassen-Palm* de les ones planetàries). (Extret de Wallace, 2000).

En aquest 4t. capítol de la tesi, s'analitza el període d'estudi 1958-2000 en comptes del 1951-2000 per una manca inicial de dades de *grid* diària de pressió superficial de reanàlisi del NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) al web de la CRU, i de temperatura i altura geopotencial de l'estratosfera polar a 30 hPa (22-23 km). Es detecten 16 MMW en el període d'estudi (43 hiverns) segons els criteris descrits amb anterioritat pel *Stratospheric Research Group* de la *Freie Universität Berlin* (Labitzke i col·laboradors, 2002). S'analitzen les temperatures de l'estratosfera baixa-mitjana (30 hPa) al Pol Nord i es dedueix una temperatura mitjana per al període d'estudi de -72 °C al gener i de -67 °C al febrer (Taula 1). Els MMW s'identifiquen per unes temperatures bastant superiors a aquestes mitjanes calculades, i els *coolings* per unes de molt inferiors sempre. Les anomalies negatives se seleccionen segons els llindars establerts per a cada mes per Labitzke i col·laboradors (2002): ≤ -75 °C al gener i ≤ -70 °C al febrer. En el període 1958-2000, en 26 anys succeeix algun *cooling* ja sigui al mes de gener o febrer, o en els dos (Taula 1); són bastant més freqüents que els MMW (Baldwin i Dunkerton, 2001). No és d'estranyar que en un mateix hivern succeeixen ambdues anomalies extremes. En alguns hiverns el vòrtex s'inicia reforçat però es pot debilitar a posteriori amb la irrupció d'ones planetàries. Així mateix, després de l'ocurrència d'un MMW, sovint es restableix un vòrtex persistent (Labitzke *et al.*, 2005).

T (°C)	G	F	AOi	<-0.50	>0.50	T (°C)	G	F	AOi	<-0.50	>0.50
X (58-00)	-72	-67	G	F	M	X (58-00)	-72	-67	G	F	M
	≤ -75	≤ -70					≤ -75	≤ -70			
1958	-71	-49	-0.95	-1.73	-2.55	1980	-80	-70	-1.72	-0.07	-1.22
1959	-74	-73	-1.89	3.15	1.9	1981	-81	-56	0.78	0.24	-1.32
1960	-60	-70	-2.22	-1.85	-1.53	1982	-71	-69	-0.59	1.35	1.24
1961	-65	-73	-0.92	1.2	0.53	1983	-79	-62	2.04	-0.85	0.02
1962	-79	-67	1.96	0.1	-2.88	1984	-80	-65	1.16	0.25	-1.93
1963	-74	-52	-2.86	-1.07	0.78	1985	-53	-66	-2.22	-1.49	0.73
1964	-78	-77	1.12	-0.34	-0.33	1986	-76	-74	0.01	-2.05	2.59
1965	-76	-73	-0.7	-1.87	-0.73	1987	-60	-49	-0.31	-1.02	-1.43
1966	-76	-60	-2.9	-1.36	-0.9	1988	-77	-80	0.85	-0.67	-0.07
1967	-80	-78	-0.02	1.73	2.04	1989	-82	-57	3.62	3.6	1.74
1968	-58	-68	-0.32	-1.57	2.24	1990	-80	-63	1.35	3.41	3.55
1969	-72	-74	-3.08	-2.91	-1.4	1991	-70	-57	1.17	-0.09	-0.36
1970	-49	-62	-2.10	-0.87	-2.01	1992	-66	-59	1.64	1.76	1.38
1971	-54	-66	0.01	-0.77	-0.88	1993	-80	-68	4.06	1.12	1.33
1972	-79	-70	0.54	0.25	0.13	1994	-66	-77	-0.14	-0.48	2.03
1973	-73	-44	2.03	1.2	0.98	1995	-70	-57	0.54	1.79	0.53
1974	-78	-79	0.54	-0.34	-0.13	1996	-81	-75	-0.61	0.78	-1.11
1975	-65	-68	1.93	0.85	0.42	1997	-79	-83	0.35	2.53	1.3
1976	-80	-78	0.51	2.22	0.86	1998	-67	-64	-1.56	0.72	0.17
1977	-60	-69	-3.38	-1.47	0.45	1999	-67	-69	0.41	0.95	-1.47*
1978	-74	-66	0.44	-2.37	0.84	2000	-84	-74	1.38	1.82	0.04
1979	-75	-60	-1.85	-0.48	-0.62	* Març 1999 (-52) > X Març (-57)					

MMW
Cooling
Transmissió MMW
NO Transmissió MMW

Taula 1. Temperatures del Pol Nord al nivell 30 hPa (°C) al mes de gener i febrer (les temperatures que corresponen als MMW estan ombrejades en rosa; en blau les que corresponen als *coolings*). Valors de l'AOi (els valors pròpiament negatius (<-0.50) després d'un MMW estan en rosat; en blau estan els valors positius (>0.50) després d'un *cooling*). Els anys amb l'ocurrència d'un MMW estan acolorits, en taronja els que la transmissió del MMW ha estat satisfactòria, i en groc els anys que el MMW no s'ha propagat a la troposfera. Font de les dades: Labitzke i col·laboradors (2002) del *Stratospheric Research Group* de la *Freie Universität Berlin* (Alemanya). (El MMW de 1999 va tenir lloc el 26 de febrer segons ERA-40 Data i en conseqüència la temperatura mitjana anòmalament positiva tingué lloc al mes de març; Charlton i Polvani, 2007). Aquesta taula és adaptada de Lopez-Bustins *et al.* (2006).

4.2.2. FACTORS QUE CONDICIONEN EL COMPORTAMENT DEL VÒRTEX POLAR

4.2.2.1. Activitat solar – QBO

És àmpliament conegut un senyal d'11 anys del cicle de les taques solars (cicle de Schwabe) a l'estratosfera del Pol Nord durant l'hivern avançat, sobretot al mes de febrer, segons la fase de la QBO (Labitzke, 1987, 2004, 2005; Labitzke i van Loon, 1988; van Loon i Labitzke, 1994, 2000). Naito i Hirota (1997) confirmaren aquesta troballa i mostraren que un senyal de la QBO també és present al novembre i al desembre. Segons l'efecte Holton-Tan (Holton i Tan, 1980; Andrews *et al.*, 1987), la QBO implica que els *major warmings* són més freqüents en la seva fase est. Baldwin *et al.* (2001) plantejaren la modulació de l'estratosfera àrtica per part de la QBO durant els mesos de novembre i desembre, la qual canvia sobtadament al mes de gener quan la influència solar es fa manifesta. Una alta activitat solar capgira les regles de l'efecte Holton-Tan; en conseqüència, quan la fase de la QBO és de l'est no s'afavorirà l'ocurrència d'un MMW, però sí que ho farà amb una fase de l'oest de la QBO. Durant els mínims solars, es respectaran les regles inicials, la fase est de la QBO facilitarà l'ocurrència d'un MMW, i en la fase oest de la QBO, el vòrtex tendirà a restar més refredat i els *coolings* sovintejaran.

Si considerem el cicle solar d'11 anys, les anomalies de temperatura, vent i O₃ es detecten clarament en els nivells més alts de l'estratosfera. Tot i que la radiació no varia més d'un 0.1-0.2% entre els màxims i mínims solars (Willson i Hudson, 1988), un 6-8% de variació és detectada en la banda ultraviolada (UV) de l'espectre (Chandra i McPeters, 1994). Actualment, varis estudis han aconseguit trobar un senyal solar en diferents fenòmens atmosfèrics. Kodera (2002, 2003) va deduir variacions en el senyal de la NAO entre els màxims i els mínims solars. Kirov i Giorgeva (2002) també però a una major escala temporal. També es detecta un reforçament o un debilitament en la circulació de Hadley (Salby i Callaghan, 2004; van Loon *et al.*, 2004; Haigh *et al.*, 2005), així com canvis en la circulació B-D (Hood i Soukharev, 2003). Si es realitzen canvis en el perfil vertical de la radiació solar UV, d'O₃ i de vent sobre l'Equador usant un GCM, es pot aconseguir una simulació real del vòrtex polar durant els hiverns boreals (Matthes *et al.*, 2004). Haynes (2005) actualment lidera un projecte de recerca científic de l'atmosfera a la Universitat de Cambridge (Regne Unit) dins el programa SOCLI finançat per la NERC, el qual investiga l'acoblament dinàmic de l'estratosfera-troposfera i els trets de la propagació vertical de la influència del cicle d'11 anys de les taques solars. En la mateixa direcció, encara no es comprèn correctament per què

la relació activitat solar – QBO influeix en l’ocurrència o la no ocurrència d’un MMW, però estudis recents tracten aquest fenomen (Gray *et al.*, 2006).

El forçament solar, en aquest cas, cal entendre’l mitjançant aquesta ocurrència dels MMW. A la Figura 4, es representa l’activitat solar del període d’estudi, on s’identifiquen 3 cicles sencers d’11 anys i la meitat de dos. Cal fixar-se que tots els MMW que tingueren lloc en la fase oest de la QBO foren en períodes d’alta activitat solar, tanmateix, els que ocorregueren en la fase est de la QBO fou durant mínims solars, a excepció de dos casos. La Taula 2 resumeix el nombre de casos segons cada fase. La fase oest de la QBO compleix millor la teoria que la fase est en no haver-hi cap MMW durant una baixa activitat solar amb una fase de la QBO de l’oest. De fet, la relació està documentada com a més satisfactòria durant la fase oest de la QBO (Labitzke *et al.*, 2006). 14 (88%) dels 16 MMW encaixen correctament amb la relació activitat solar – QBO i només dos casos tenen lloc indegudament; els dos en la fase est de la QBO, un en un màxim solar i l’altre amb una activitat solar mitjana. Haigh i Roscoe (2006) han confirmat recentment el forçament d’aquesta relació, o solar indirecte, en calcular un nou índex que creua els índexs de l’activitat solar i de la QBO, i com a resultat mostra un senyal satisfactori, més nítid que el de les dues variables per separat, per al mode anular de l’hemisferi nord –*northern annular mode*– (NAM) de tota l’estació hivernal.

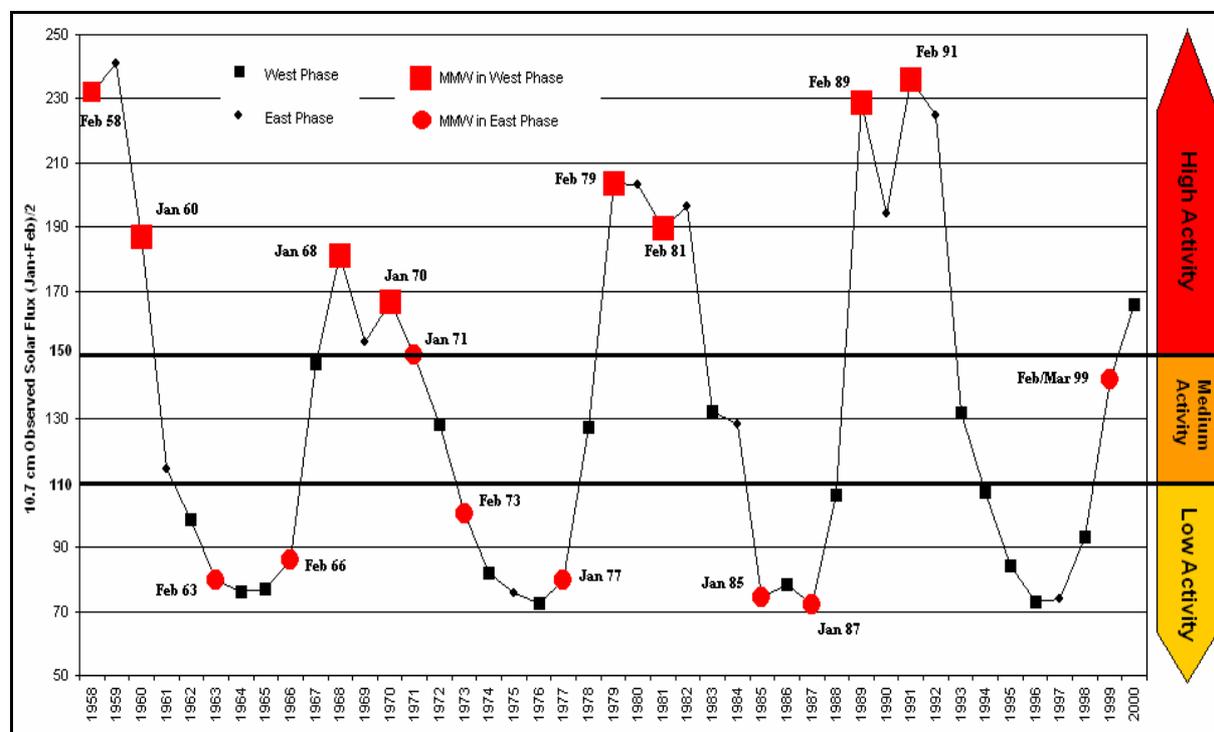


Figura 4. Ocurrència de MMW (1958-2000) segons la relació activitat solar (GF) (10.7 cm flux solar observat, Penticon, Canada, 2800 MHz, *National Geophysical Data Center*) – QBO (40-50 hPa) (GF) (Marquardt i Naujokat, 1997). Els cercles són anys amb fase est de la QBO (n = 18); els quadres són anys amb fase oest de la QBO (n = 25). Cercles i quadres grans i vermells són anys amb ocurrència d’un MMW. 150 i 110 són les unitats del 10.7 cm flux solar observat fixades com a llindars per distingir entre alta, mitjana i baixa activitat solar en els cicles d’11 anys de les taques solars. (Labitzke *et al.*, 2006; reconstruït).

Alta activitat solar (>150 10.7 cm S. Flux)		Baixa activitat solar (<110 10.7 cm S. Flux)	
Oest	Est	Oest	Est
n = 9	n = 7	n = 12	n = 8
MMW = 8	MMW = 1	MMW = 0	MMW = 6
(89%)	(14%)	(0%)	(75%)

Taula 2. Avaluació de l'ocurrència dels MMW segons la relació de l'activitat solar – QBO. (Entre parèntesi s'anota el % d'ocurrència dels MMW sobre el nombre total d'anys de cada grup amb unes determinades condicions). (Labitzke *et al.*, 2006; reconstruït).

Tot i que Labitzke *et al.* (2006) corroboren en l'actualitat la modulació de la relació activitat solar – QBO a l'estratosfera polar hivernal trobada per Labitzke al 1987, romanen incerteses en el mecanisme que expliquin per què s'afavoreixen unes condicions atmosfèriques o unes altres en l'estratosfera polar. A tot això, cal afegir que en els màxims dels cicles d'11 anys de les taques solars, la velocitat dels vents de l'estratosfera equatorial es redueix, sobretot, existeix una bona relació lineal amb la fase est (Labitzke, 2004). L'estat inicial del vòrtex polar també pot fer trontollar la relació teòrica, ja que anys amb un vòrtex anòmalament fred i impenetrable poden evitar la successió d'un MMW encara que les condicions d'activitat solar – QBO siguin favorables, o viceversa quan el vòrtex es troba en un estat flàccid. D'altra banda, cal dir que avui dia encara es troba sota estudi el mecanisme físic pel qual l'activitat solar modula la influència de la QBO i d'altres factors com l'ENSO (veure següent subapartat 4.2.2.2.).

Aquest mecanisme del senyal solar a l'estratosfera, però que posteriorment és transmès a la troposfera (veure apartat 4.2.3.), és la segona via de les cinc que cataloga Vázquez Abeledo (1998, 2003) en la relació Sol-Clima. La primera seria a partir d'una insolació directa que produeix anomalies en les temperatures marines i que influeix parcialment la circulació atmosfèrica sinòptica per una interfície mar-atmosfera (Reid 1991, 2000; Perry, 1994; Romeu i López-Bustins, 2006). La tercera via tracta dels rajos còsmics que penetren més quantiosament durant els anys de mínims solars, ja que la heliosfera es troba contraïda, afavorint una major formació de nuvolositat de tipus baixa (*stratiforme*) en generar-se un major nombre de nuclis de condensació a les capes baixes de l'atmosfera (Svensmark i Friis-Christensen, 1997; Palle *et al.*, 2004; Lucio, 2005). I per últim, la quarta i cinquena via, en desenvolupament, són la vorticitat atmosfèrica, relacionada amb el camp magnètic solar, i el circuit elèctric, on tenen un paper important la ionosfera i les tempestes elèctriques troposfèriques.

4.2.2.2. ENSO

Els esdeveniments de l'ENSO es valoren des del mes d'octubre de l'any en qüestió fins al setembre de l'any següent. El corrent que ascendeix normalment per les costes peruanes es fred, anomenat corrent de Humboldt. Quan aquesta situació normal es reforça on les aigües de la costa pacífica d'Amèrica del Sud són anòmalament més fredes sota una estabilitat atmosfèrica absoluta, per la persistència d'un potent anticicló al Pacífic Sud oriental, succeeixen els esdeveniments freds del ENSO, La Niña, amb unes temperatures troposfèriques refredades, localitzant-se les grans precipitacions equatorials a l'oest del Pacífic Sud. Conseqüentment, té lloc una dinàmica a les capes baixes de l'atmosfera que comporta un refredament de la troposfera tropical, però alhora, un escalfament de la baixa estratosfera en els tròpics (van Loon i Labitzke, 1987). D'aquest mode, augmenta el gradient tèrmic a la baixa estratosfera entre els tròpics i les altes latituds, comportant una intensificació de la circulació zonal al voltant del Pol Nord com a mecanisme compensatori. Als hiverns és quan aquest gradient és més elevat en restar el Pol amb una temperatura més baixa per la manca d'insolació. En la majoria d'esdeveniments de La Niña, trobem un hivern fred en l'estratosfera polar amb un corrent en *jet* intensificat i un debilitament del transport de calor i moment cap al Pol Nord, i per tant ni MMW ni perturbacions del vòrtex polar tindran lloc. El contrari succeeix durant els esdeveniments càlids del ENSO, El Niño⁸, en què les temperatures s'escalfen a la troposfera tropical, alterant el règim normal de precipitacions, produint una major convecció en el cinturó equatorial que refreda la tropopausa tropical, i en conseqüència, redueix les temperatures en la baixa estratosfera tropical, que contrasta amb la troposfera tropical que es troba anòmalament escalfada. Aquests fenòmens alteren els gradients de temperatura entre les altes latituds i els tròpics troposfèrics. Durant els esdeveniments càlids, la baixa troposfèrica de les Aleutianes (Alaska, Pacífic Nord), s'aprofundeix; de manera que, aquest reforçament troposfèric comporta que l'alta estratosfèrica de les Aleutianes s'intensifiqui, la qual incrementa l'asimetria en la circulació hivernal de l'estratosfera. D'aquest mode, el transport de calor i d'O₃ s'amplifica (tasca que exerceixen les ones planetàries i la circulació B-D), causant un Àrtic estratosfèric càlid per una ruptura del vòrtex polar i un increment prematur d'O₃ estratosfèric a les altes latituds.

Troblem molts anys on la fase de l'ENSO és neutra i no participa en la dinàmica. En aquells anys de mínima activitat solar és quan s'han de considerar més aquests esdeveniments de l'ENSO perquè una alta activitat solar distorsiona el mecanisme, però sense constatar-se,

⁸ L'*upwelling* o aflorament d'aigües fredes profundes és mitigat per un corrent anual d'aigües càlides, originat en l'àrea central i oriental del Pacífic Equatorial, que en el seu progrés en direcció est ha d'encorbar-se cap al sud per les costes d'Equador, Perú i el nord de Xile (Martín-Vide, 2003).

de moment, contrarietats com amb el factor de la QBO. En general, cal considerar que amb una alta activitat solar l'estratosfera tendeix a no comportar-se segons la teoria.

Labitzke i van Loon (1999), en el període 1956-1998, detectaren 6 anys amb un fenomen de El Niño amb una baixa activitat solar en els mesos de gener i febrer: 1964, 1966, 1973, 1977, 1987 i 1998 (Figura 5). Dels quals només al 1964 i 1998 no es produí un MMW. Cal dir que són els dos únics anys dels 6 que la fase de la QBO era de l'oest, i per tant, no favorable per a l'ocurrència d'un MMW. A més, al 1963 el Mt. Agung (veure subapartat següent) entrà en erupció escalfant l'estratosfera tropical que anul·là el senyal (Labitzke i van Loon, 1989). Al 1964 succeí un *cooling* i el 1998 va romandre estable. Només foren 4 els anys amb fenomen de La Niña en mínims solars: 1965, 1974, 1976 i 1997. L'any 1965 fou l'únic any sense la formació d'un vòrtex polar fred i reforçat en l'hivern avançat, tot i que la fase de la QBO era de l'oest, no obstant, tampoc tingué lloc cap MMW. En canvi, al 1997 La Niña guanyà com a factor a la fase de l'est de la QBO en evitar la formació d'un MMW. En aquest exemple, podem veure com no existeixen unes normes regulars en la prioritat d'uns factors davant d'altres. És un enigma que avui dia continua sota estudi. En els anys amb una alta activitat solar, els fenòmens extrems del ENSO no es regionalitzen tan bé com en els anys de mínims solars (Figura 5).

L'estudi de Rodó *et al.* (1997), pioner en l'anàlisi de la influència de l'ENSO a la Península Ibèrica ens mostra que el triangle València-Alacant-Albacete incrementa la seva pluviometria primaveral (MAM) en l'ocurrència de fenòmens de La Niña (valors positius de l'índex de l'ENSO). Es confirmen els resultats, al mateix any, amb l'estudi de Laita i Grimalt (1997), que detecta un augment de la vorticitat a la Mediterrània Occidental en el període bimensual març-abril en els episodis extrems de La Niña. Té certa coherència si es recorda que aquesta àrea té una certa correlació positiva amb l'AOi (Figura 9a del capítol 2), i La Niña afavoreix un increment de l'AOi. Probablement, podria associar-se als fluxos del nord-est sobre els Països Catalans, que tenen lloc en l'ocurrència de *coolings* tal com s'explica detalladament més endavant en aquest mateix capítol. Aquests resultats són coherents, tenint en ment la relació inversa entre la WeMO i l'AO, amb la lleugera correlació negativa trobada entre l'índex de l'ENSO i el WeMOi a la Taula 9 del capítol 1.

Vicente-Serrano (2005) reforça aquesta influència de l'ENSO sobre la precipitació de la Península Ibèrica quan detecta que La Niña afavoreix sequeres a l'oest de la Península Ibèrica, i El Niño més cap a la franja mediterrània, els Països Catalans, però de forma més moderada. D'altra banda, s'han detectat canvis en la reposta pluviomètrica a l'ENSO en el continent europeu al llarg del segle XX (Knippertz *et al.*, 2003).

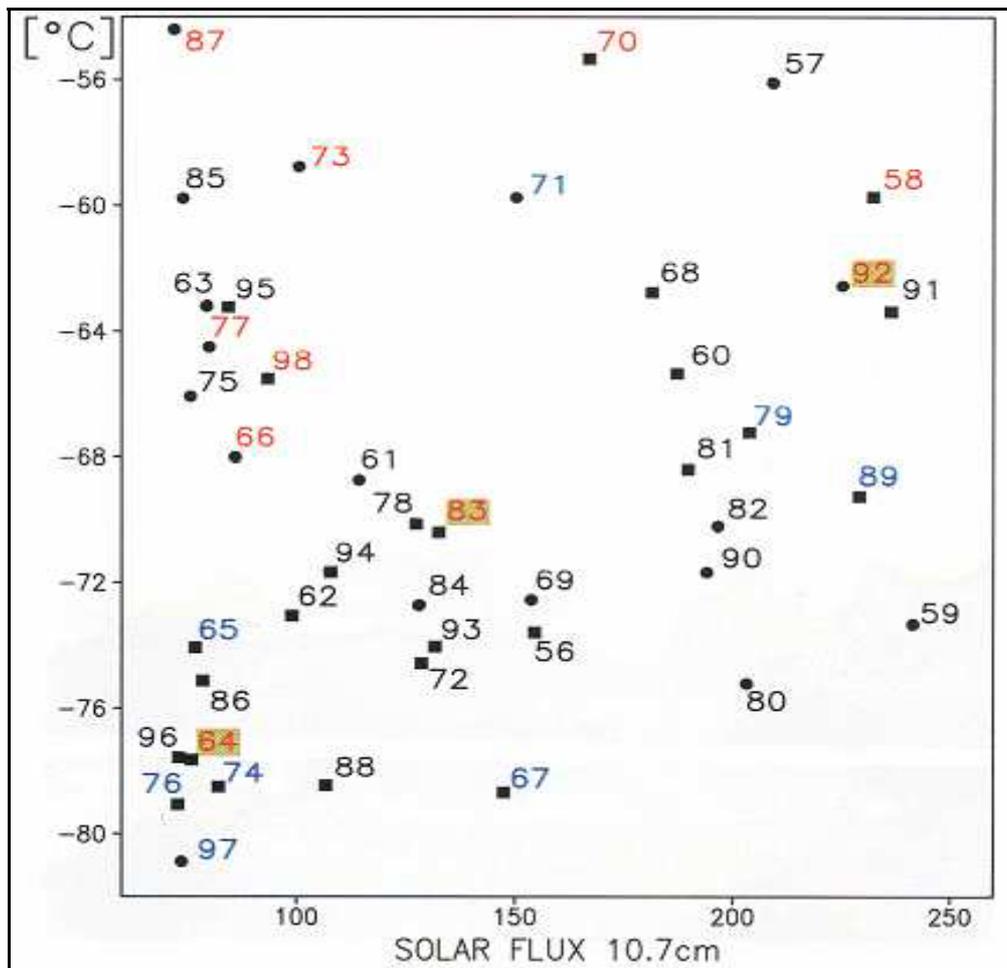


Figura 5. Ordenades: Temperatura (°C) mitjana mensual al nivell 30 hPa al Pol Nord (GF) per al període 1956-1998. Abscisses: Activitat solar (10.7 cm flux). Els cercles són vents de l'est i els quadres de l'oest de la QBO. Els números són els anys: en vermell se senyalen els anys amb fenòmens de El Niño, en blau de La Niña i els ombrejats en verd amb erupcions explosives de volcans tropicals. (Extret de Labitzke i van Loon, 1999).

4.2.2.3. Vulcanisme tropical

Les grans erupcions tropicals injecten gran quantitat de cendres i partícules sòlides a l'estratosfera equatorial des d'on es reparteixen per tot el globus, en part per la circulació B-D. Aquestes partícules precipiten aviat, significat un efímer període d'alteració en el balanç de radiació i la insolació. Emperò, d'altra banda, la gran quantitat de gasos amb sofre i vapor d'aigua que també són injectats a l'estratosfera afavoreixen l'increment de nuclis de condensació, derivant els anomenats aerosols de sulfat, que són en un 75% àcid sulfúric que romanen en l'estratosfera per uns anys. Aquests aerosols són els que influeixen, principalment, en el balanç de radiació perquè reflecteixen les radiacions d'ona curta, absorbint les d'ona llarga. En conseqüència, es refreda la troposfera i s'escalfa l'estratosfera. Aquests escalfaments posteriors de l'estratosfera seran més acusats o no espacialment segons el QBO (Labitzke i van Loon, 1999). En les tres erupcions estudiades (Agung, març 1963; El

Chichón, abril 1982; Pinatubo, juny 1991), el vent a la baixa estratosfera equatorial circulava de l'est, però en els dos primers casos va canviar aviat a l'oest, provocant un esfondrament de l'aire que localitzà l'escalfament més pronunciat als tròpics. A l'últim cas, el del Pinatubo, tot i que fou més potent, la constant circulació prolongada dels vents de l'est va afavorir un alçament de l'aire i disminució generalitzada de les temperatures troposfèriques, arreu del globus, per una reducció de la radiació solar. En conseqüència, l'escalfament estratosfèric fou més estès, però més atenuat.

Durant els mesos posteriors a l'erupció, l'estratosfera tropical es troba escalfada, com en els fenòmens de La Niña; encara que les tres erupcions que aquí s'estudien es produïren durant fenòmens de El Niño. L'activitat volcànica, però, es va imposar (Figura 4). L'efecte d'aquest forçament en el vòrtex àrtic és el mateix que en els fenòmens de La Niña (durant els mínims solars), i les anomalies climàtiques també. El vòrtex roman fort i fred sense ruptures ni escalfaments amb una baixa concentració d'O₃. L'escalfament estratosfèric equatorial de la tercera erupció, a causa del seu debilitament, sembla combatre amb el fenomen de El Niño (tot i que succeeix durant un màxim d'activitat solar, i encara no està correctament estudiat com es comporta durant aquests anys), i en conseqüència, hi ha la possibilitat que hi hagués un lleu escalfament a l'estratosfera del Pol Nord (Figura 5).

En una altra direcció, els aerosols emesos afecten a la química de l'O₃ reduint la concentració d'aquest gas a l'estratosfera polar; principalment, per la disminució de la fotòlisi de l'O₂ a causa de l'absorció de radiació UV per part, majoritàriament, del SO₂ contingut en el plomall volcànic. També, per l'excitació dels àtoms de nitrogen atmosfèric, seguida d'una combinació amb la gran abundància d'oxigen. No obstant, a les altes latituds, una major destrucció d'O₃ estratosfèric podria comportar un refredament i reforçament del vòrtex polar (Langematz, 2000). Aquesta dinàmica té lloc a finals d'hivern quan apareixen els primers rajos de Sol.

Està certament constatat que el vòrtex polar es manté fred i estable fins i tot en el segon hivern posterior a aquestes grans erupcions tropicals per la perdurabilitat dels aerosols en l'estratosfera (Labitzke i van Loon, 1999). Prohom *et al.* (2003) trobaren un patró de circulació anòmalament zonal en superfície en els mesos de gener posteriors a grans erupcions tropicals, que podria estar reflectint aquest reforçament del vòrtex polar en altura.

Els anys a comprovar per al nostre període d'estudi són el 1964, 1983 i 1992 principalment, i de refilada els anys posteriors: 1965, 1984 i 1993. L'erupció Agung donà lloc a unes temperatures anòmalament fredes a l'estratosfera polar, tant als mesos de gener com als de febrer de 1964 i 1965 (Taula 1), tot i que les condicions per a l'ocurrència d'un MMW, segons la relació activitat solar – QBO, eren favorables al 1965 (Figura 4). En el cas de El

Chichón, la davallada de temperatura fou notable als mesos de gener de 1984 i 1985, però no en els mesos de febrer. L'erupció del Pinatubo no refredà l'estratosfera polar com les altres erupcions, només al gener de 1993, però no succeí cap MMW en cap dels dos anys. Aquest senyal dèbil fou a causa de l'escalfament esmorteït, comentat amb anterioritat, de l'estratosfera tropical. Les observacions de les temperatures concorden amb els resultats obtinguts en la tesi de Prohom (2003) i en el treball Prohom *et al.* (2003), que és en el mes de gener quan hi ha un major senyal del forçament de les grans erupcions explosives de les latituds tropicals, en la seva incidència a l'estació hivernal.

L'envergadura del forçament de les erupcions volcàniques és la més intensa de tots els factors, supeditant-los (Labitzke i van Loon, 1989). Tot i que la seva freqüència és pràcticament aleatòria, quan té lloc anul·la els altres forçaments per imposar-se per afavorir un *cooling*; a excepció d'aquells anys en què la circulació dels vents de la baixa estratosfera equatorial no canvien de sentit durant un període prolongat evitant l'escalfament de l'estratosfera tropical necessari, com succeí en l'erupció del Pinatubo.

Aquestes grans erupcions tenen una retroalimentació negativa en alguns climes, ja que quan refreden la troposfera, per la injecció de partícules i gasos a l'estratosfera, responsables de la reducció de la radiació d'ona curta que arriba a la capa inferior, afavoreixen, per l'escalfament de l'estratosfera tropical, una posterior circulació de l'oest en superfície que comporta uns hiverns més temperats a Europa Occidental i a l'est d'Amèrica del Nord.

4.2.2.4. Els gasos d'efecte hivernacle

Els gasos d'efecte hivernacle emesos per l'home han experimentat un increment constant al llarg de les últimes dècades. L'augment d'aquests gasos, entre els més coneguts el CO₂, en la troposfera ha comportat un escalfament d'aquesta capa atmosfèrica per l'absorció, per part dels gasos, de les radiacions d'ona llarga de la superfície de la Terra. Aquest procés provoca un balanç de radiació negatiu als nivells més alts de l'estratosfera, on hi ha una major irradiació, per la manca d'absorció d'ona llarga terrestre que es queda retinguda a la troposfera, i en conseqüència, l'estratosfera pateix un refredament general a causa dels gasos d'efecte hivernacle (Shindell *et al.*, 2001).

Mitjançant altres mecanismes, aquests gasos reforcen el vòrtex polar. La convecció dins la troposfera és important, de forma que l'alta troposfera en els tròpics s'escalfa significativament en resposta a l'increment de gasos d'efecte hivernacle. Aquest procés comporta un fort contrast tèrmic meridiana (de nord a sud) a la tropopausa. Mentre l'alta

troposfera s'escalfa a les latituds baixes, a les mateixes altituds en el Pol Nord es refreda en descendir abruptament la tropopausa. L'increment de gasos d'efecte hivernacle aguditzen conseqüentment el gradient tèrmic meridiana al llarg del nucli del corrent en *jet*. S'estableix una circulació de l'oest reforçada que significa una major intensitat i estabilització del vòrtex polar. Aquest mecanisme físic és principalment vàlid per als mesos de desembre, gener i febrer. Però al llarg de les últimes dècades hi ha hagut una reducció de la concentració d'O₃ a la primavera (finals de febrer, març i abril) per un augment de l'emissió dels gasos halògens d'origen antròpic que han comportat un refredament de l'estratosfera polar primaveral i, per tant, també una major intensitat del vòrtex polar (Labitzke i van Loon, 1999; Langematz, 2000; Rex *et al.*, 2004). Aquests gasos, igual que els dels volcans, són transportats mitjançant la circulació B-D als Pols, on són altament destructius de les concentracions d'O₃. La destrucció, per evidències químiques, es potencia quan la temperatura és més baixa juntament amb una absorció de radiació UV. Aquests ingredients tenen la màxima confluència a finals de la nit hivernal, quan despunten els primers rajos de Sol a la regió polar, i succeeix amb una extrema rapidesa. Per tant, ben aviat, després de l'inici de la destrucció, les temperatures de la baixa estratosfera mostren un descens significatiu en haver-hi menys O₃ per absorbir la radiació UV (Randel i Wu, 1999). El refredament de la baixa estratosfera polar per una destrucció d'O₃ comporta un increment del gradient meridiana de temperatura com en el cas dels gasos d'efecte hivernacle en l'escalfament de l'alta troposfera tropical, i en el d'altres forçaments.

L'Organització Meteorològica Mundial (WMO) (1999) constata una davallada significativa de l'O₃ estratosfèric polar de l'hemisferi nord a la dècada dels 90 a l'hivern/primavera. El primer efecte d'una pèrdua severa d'O₃ sobre el vòrtex polar és fer-lo més persistent fins ben entrada la primavera (Graf *et al.*, 1998), d'aquí la davallada aguditzada de temperatures estratosfèriques detectada a l'hemisferi nord en els anys 90 (Pawson *et al.*, 1998). De totes maneres, Langematz (2000) confirma una davallada de la temperatura de la baixa estratosfera a causa de la reducció d'O₃ de les últimes dècades a l'Antàrtida, però no ho afirma amb contundència per al Pol Nord, fet que qüestiona la possibilitat de l'existència d'altres factors o mecanismes en la davallada recent i molt significativa de la temperatura al mes de març a 30 hPa al Pol Nord (Labitzke i Kunze, 2005). Aquests darrers autors apunten a un possible canvi real de la circulació a mig termini si la tendència negativa recent en aquest mes es manté. Labitzke i van Loon (1999) comenten que un refredament pot portar a menys O₃, i aquest a un major refredament, esdevenint el que anomenaríem retroalimentació positiva, a través de la qual el vòrtex polar esdevindria progressivament més fred, intens i impertorbable. Aquesta interacció en determinats anys pot retardar la transició de l'hivern a

l'estiu a l'estratosfera àrtica, fent que en alguns anys hi hagi un dèficit d'O₃ a la primavera, essent el més destacat el cas de 1997. Aquestes consideracions resten en els models, els quals, solen considerar principalment la influència de la química i la radiació, però, en part, descuiden la retroalimentació del dinamisme simultani.

A l'hemisferi sud la retroalimentació del procés indica un canvi més evident en la dinàmica atmosfèrica a l'estratosfera polar primaveral, on la reducció d'O₃ és més important des de la dècada dels 80 (WMO, 1999). A l'hemisferi austral hi ha una tendència creixent de la permanència del vòrtex polar fins ben entrada la primavera. Els *final warmings* tenen lloc entre un i dos mesos més tard que anys anteriors, permetent-se unes condicions de destrucció d'O₃ més prolongada, que afavoreixen una durada més llarga del forat de la capa d'O₃. En conseqüència s'està contemplant què ha canviat amb aquestes emissions, si la concentració d'O₃ només, o també, una dinàmica atmosfèrica estacional (Labitzke i van Loon, 1999). Tot i les polítiques ambientals per reduir l'emissió de gasos halògens, la concentració d'O₃ a la primavera boreal no començarà a recuperar-se segons el model climàtic de l'estratosfera del *Goddard Institute for Space Studies* (GISS) (Shindell *et al.*, 2001) fins a partir de 2020, a causa de la llarga vida d'aquests gasos a l'estratosfera.

Si es contempla la Taula 1, hom podria senyalar que a la dècada dels anys 90 no succeeixen MMW i els *coolings* són força freqüents, i plantejar la hipòtesi que els gasos d'efecte hivernacle impedeixen l'ocurrència de certs MMW; no obstant, a inicis del segle XXI han tingut lloc varis MMW (Labitzke *et al.*, 2006). En l'apartat 4.3. es contempla àmpliament el forçament dels gasos d'efecte hivernacle a l'hivern i a principis de primavera.

Els gasos d'efecte hivernacle tenen una retroalimentació positiva a l'Europa Atlàntica, perquè a més d'escalfar la troposfera en reforçar les circulacions de l'oest atrapen les radiacions d'ona llarga a la baixa atmosfera (doble escalfament sobre la zona) (Otterman *et al.*, 2002).

4.2.2.5. Taula resum de les anomalies

Les influències de tots els factors anteriors en la variabilitat del vòrtex polar s'han catalogat a mode de resum en la següent Taula 3. Posteriorment, les ones planetàries podran irrompre el vòrtex o no segons el seu estat inicial conseqüent de la interacció de tots els factors.

Vòrtex debilitat Vòrtex reforçat i fred Vòrtex indiferent a aquest factor	QBO		ENSO		VOLCANS	GASOS D'EFECTE HIVERNACLE
	Oest	Est	El Niño	La Niña		
Alta activitat SOLAR (>150 10.7 cm flux solar)						
Baixa activitat SOLAR (<110 10.7 cm flux solar)						

Taula 3. Quadre resum de la interacció dels forçaments de cada factor en la variabilitat del vòrtex polar.

4.2.3. ACOBLAMENT ESTRATOSFERA-TROPOSFERA

La connexió entre ambdues capes és fa palès a l'estació hivernal quan la tropopausa es redueix en establir-se una circulació ciclònica des de la superfície fins a l'estratosfera mitja, que s'anomena vòrtex polar.

Baldwin i Dunkerton (1999, 2001, 2005) analitzaren la predicció del vòrtex polar en superfície. L'AOi diari fou usat per analitzar el comportament del NAM a nivell superficial, ja que el nivell inferior del NAM és l'AO⁹. Els autors detectaren que el NAM a nivells alts (150 hPa) prediu l'AO més satisfactòriament que la mateixa AO, principalment als mesos hivernals (DGFM), però sobretot, als mesos de gener i febrer (Figura 6). A més, usant mitjanes separades de les anomalies d'un vòrtex flàccid (valors negatius de l'AOi) i d'un d'intens (valors positius de l'AOi) a la baixa-mitjana estratosfera a l'hivern al Pol Nord, van detectar una transmissió de les anomalies des de nivells superiors a la superfície (Figura 7). No obstant, van detectar un *lag* aproximat d'entre una setmana i més d'un mes quan van representar les composicions de l'evolució espai-temporal del NAM. El senyal dels MMW mostra una major durada que el dels *coolings* en la baixa estratosfera i en la troposfera. Hameed i Lee (2005) han trobat recentment una variabilitat en aquest acoblament, el qual depèn de la fase de la QBO.

⁹ En el capítol 1 es comentava que l'AO és una extensió de la NAO fins al Pol Nord, emperò concretament, el seu dipol és entre el Pol Nord i el cinturó de pressions superficials al voltant del paral·lel 45°N aproximadament.

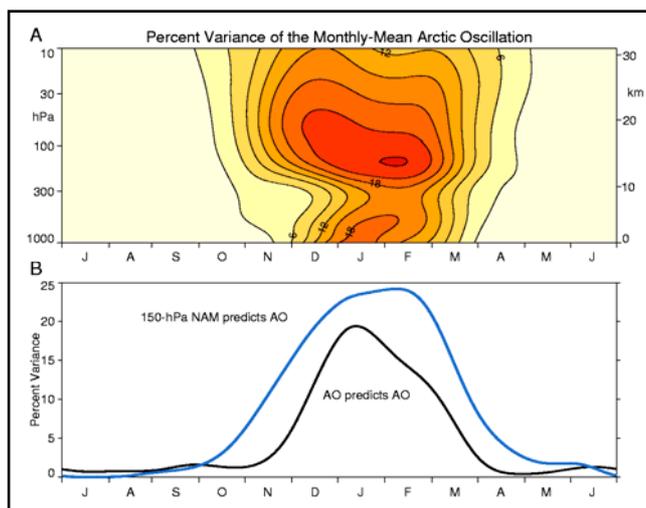


Figura 6. (A) Previsibilitat de la mitjana mensual de l'AOi (1000 hPa NAM) després de 10 dies. Els valors són obtinguts per una regressió lineal entre les sèrie temporals diàries del NAM i la mitjana mensual de l'AOi començant al cap de 10 dies, i són mostrats com percentatge de variància de la mitjana mensual de l'AOi. (B) Secció tallada a través de (A) a 1000 hPa i a 150 hPa. Corba blava: 150 hPa NAM preveu la mitjana mensual de l'AOi; corba negra: AOi preveu la mitjana mensual de l'AOi. (Extret de Baldwin *et al.*, 2003).

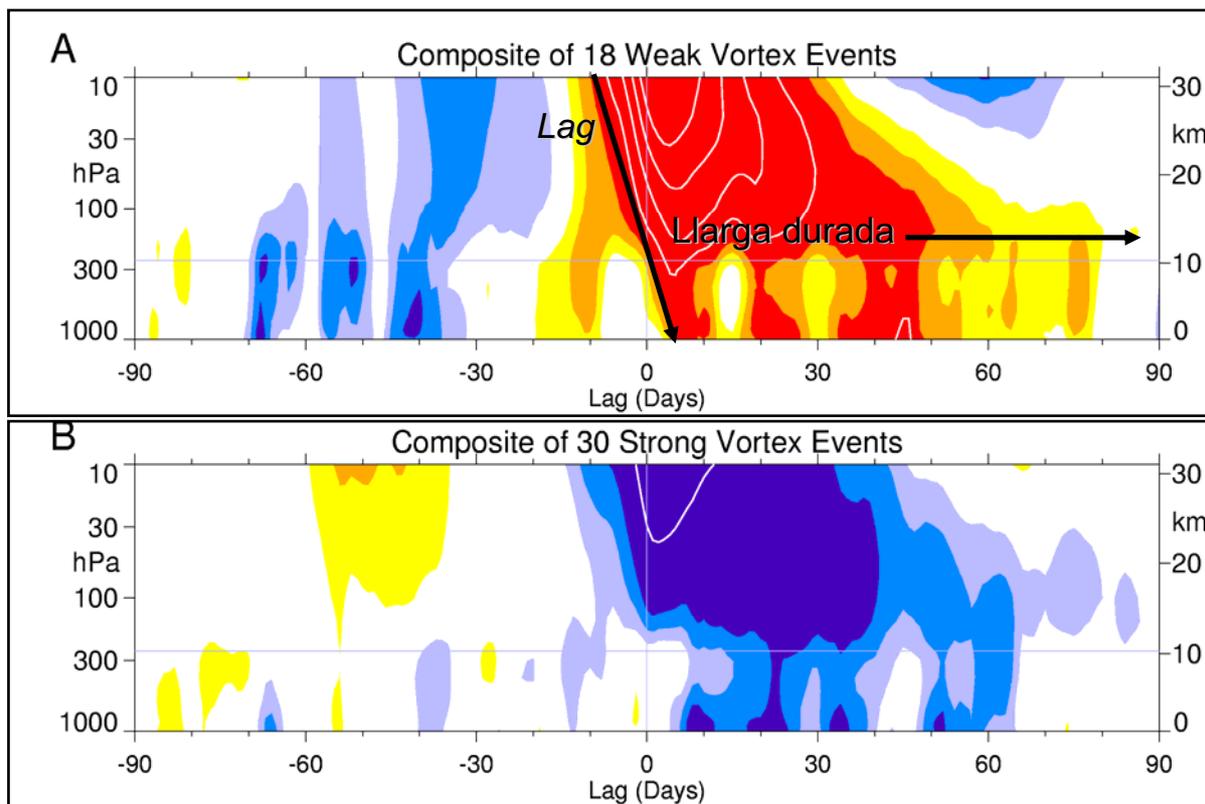


Figura 7. Composicions espai-temporals d'evolució del NAM per a (A) 18 casos de vòrtex polar dèbil i (B) 30 casos de vòrtex polar fort. Els casos es determinen amb les dates en les quals els valors de 10 hPa NAM creuen l'anomalia -3.0 (tons rojos) i +1.5 (tons blaus), respectivament. Els índexs no són dimensionals; l'interval de contorn de l'àrea acolorida és 0.25, i 0.5 per als contorns blancs. Els valors entre -0.25 i 0.25 no s'han acolorit. Les primes línies horitzontals són la localització de la tropopausa. (Extret de Baldwin i Dunkerton, 2001)¹⁰.

¹⁰ En aquesta Figura 7, la tropopausa senyala el llinar de la intrusió de les anomalies estratosfèriques en la troposfera, però amb cert debilitament del senyal.

L'AOi és un índex útil per avaluar l'acoblament estratosfera-troposfera. No tots els MMW es transmeten eficientment des de l'estratosfera a la troposfera. La pròpia variabilitat de l'AO s'ha de tenir en compte, una circulació ciclònica molt intensa en superfície pot impedir la propagació de l'anomalia càlida dels nivells superiors. Charlton *et al.* (2003) han usat recentment l'AO per mostrar que l'estat de la troposfera es pot predir mitjançant l'estat de l'estratosfera. Una anàlisi individual de cada cas fou fet en aquesta tesi amb el propòsit d'establir si ocorre o no la transmissió del MMW. La Taula 1 mostra temperatures a 30 hPa al Pol Nord i valors mensuals de l'AOi (Thompson i Wallace, 2000), d'on ja s'ha comentat amb anterioritat que els MMW es corresponen amb temperatures que sobrepassen amb escreix la mitjana. Quan s'estableix una circulació de l'oest intensa en superfície sobre el Nord d'Europa, es tracta d'una clara fase positiva de l'AO; i amb la fase negativa, les trajectòries de les depressions són més meridionals. S'estableix el llindar -0.50^{11} per separar els valors lleugerament negatius dels pròpiament negatius. Considerant els *lags* involucrats en la transmissió, algunes anomalies que tenen lloc en un mes són reflectides a nivell superficial al següent mes. Per exemple, al 1979 i 1981, l'anomalia càlida apareix a finals de febrer a l'estratosfera, però no es reflecteix perceptiblement a la troposfera fins al mes de març. Al 1979 i 1985, l'anomalia apareix a inicis del mes de gener, i, en conseqüència, es propaga correctament en el mateix mes. D'altra banda, la ruptura del vòrtex no es manifesta per igual a l'hemisferi nord, en ocasions es transmetrà més o menys intensament a la troposfera, sense seguir una relació lineal. A vegades, les llengües d'aire fred es desprendran pel Pacífic, i d'altres per l'Atlàntic, o per cap de les dues.

Durant el període d'estudi 1958-2000, 13 (81%) dels 16 MMW es transmeteren correctament de l'estratosfera a la troposfera. Al 1973 i 1989, l'AOi fou clarament positiva al mes de gener, +2.03 i +3.62 respectivament, i l'anomalia estratosfèrica càlida no va aconseguir arribar fins a la superfície. Tot i que l'anomalia fou dèbilment propagada fins a la troposfera al 1991, no fou considerada perquè era més elevada que el llindar preestablert de -0.50 .

En l'anàlisi present es consideren els mesos on les anomalies d'un MMW es detecten en superfície mitjançant l'esmentat AOi (Taula 1). Hi ha només 4 mesos de gener: 1960, 1970, 1977 i 1985. El mes més influenciat és el mes de febrer en 10 anys: 1958, 1960, 1963, 1966, 1968, 1970, 1971, 1977, 1985 i 1987. El mes de març apareix influenciat en 9 anys: 1958, 1960, 1966, 1970, 1971, 1979, 1981, 1987 i 1999. És en el mes de febrer el moment de l'any quan hi ha un major acoblament estratosfera-troposfera segons la predicció de l'AO per

¹¹ S'estableix el llindar $/0.50/$ de l'AOi perquè els valors mensuals d'un patró de variabilitat de baixa freqüència mostren valors extrems a partir de $/1.0/$ (Hurrell, 1995), i per tant, la fase del patró ja es defineix amb un valor superior a $/0.50/$.

part del NAM (150 hPa) (Figura 6), i la modulació solar és més sensible a l'estratosfera polar segons la fase de la QBO (Labitzke, 2005).

Una anàlisi idèntica es portarà a terme per als *coolings*, essent la seva transmissió similar a la dels MMW. 20 (77%) dels 26 *coolings* es propaguen sensiblement fins a la superfície segons un valor de l'AOi >0.50 (Taula 1). Aquesta transmissió de l'anomalia positiva es fa palesa en 13 mesos de gener: 1962, 1964, 1972, 1974, 1976, 1981, 1983, 1984, 1988, 1989, 1990, 1993 i 2000; al febrer, en 10 anys es troba una influència en superfície d'un *cooling*: 1959, 1961, 1967, 1976, 1989, 1990, 1993, 1996, 1997 i 2000; i al març, en 10 anys: 1959, 1961, 1967, 1976, 1986, 1989, 1990, 1993, 1994 i 1997. En el cas dels *coolings*, és el mes de gener quan es denota una sensibilitat més freqüent en superfície d'aquest fenomen.

Una previsió meteorològica en superfície a través de l'estratosfera, com a eina principal, seria molt útil per a l'estació hivernal per als Països Catalans, la Península Ibèrica i el conjunt d'Europa. Estudis pioners com el de Julian i Labitzke (1965) o Quiroz (1977) ja mostraren que les anomalies extremes que tenen lloc a l'estratosfera poden propagar-se ocasionalment en superfície. Alguns estudis actuals estan confirmant aquestes hipòtesis inicials en què l'estratosfera és una bona predictora del temps troposfèric (Christiansen, 2006; Thompson *et al.*, 2006). Camara *et al.* (2007) suggereixen l'estudi de la variabilitat de l'estratosfera per al desenvolupament dels models de predicció estacionals de la troposfera. Siegmund (2006) estableix el nivell 50 hPa al Pol Nord com el que millor prediu les condicions meteorològiques en superfície. En conseqüència, els investigadors qüestionen la hipòtesi d'una estratosfera millor predictora de la troposfera que la mateixa troposfera. L'acoblament estratosfera-troposfera ha estat avui dia apropiadament estudiada, però encara hi ha algunes incerteses respecte a la irregularitat en la propagació de les anomalies. A aquest aspecte, Labitzke i van Loon senyalen que els resultats contraris als esperats, mai han de ser descartats, ja que aquests milloren l'estudi de la relació activitat solar – QBO i del vertader comportament estratosfera-troposfera. Per exemple, es creu que la troposfera a vegades es comporta anòmalament poc abans que l'anomalia tingui lloc a l'estratosfera (Baldwin i Dunkerton, 1999). S'ha d'apreciar a la Taula 1, que en alguns MMW que ocorren al febrer, l'AO ja es troba en una pronunciada fase negativa al gener. Aquest últim punt té relació amb els condicionaments troposfèrics a l'ocurrència d'un MMW que esmentà Quiroz *et al.* (1975) en un estadi molt inicial de la recerca en aquest camp. L'estudi en acoblament dinàmic entre la troposfera i l'estratosfera durant l'evolució d'anomalies extremes en el NAM estratosfèric està sent millorat; per exemple, s'ha emprat recentment per a aquest fi la versió ECHAM5 d'un GCM de l'atmosfera mitjana (Omriani *et al.*, 2006). Actualment, el projecte d'investigació SPARC (*Stratospheric Research and Their Role in Climate*) intenta

esbrinar l'autèntica influència de l'estratosfera sobre la troposfera. Davant de totes aquestes imprecisions i incerteses del vòrtex polar, Baldwin (2000) plantejà les següents preguntes i reptes per a la futura investigació, que resulten interessants per reflexionar i per entendre tota la dinàmica de l'acoblament explicada: *why does the AO in the stratosphere propagate downward, and why doesn't it always happen?*, (per què l'AO a l'estratosfera es propaga cap a nivells inferiors, i per què no sempre succeeix?); *why is the time scale for downward propagation variable (1-5 weeks)?*, (per què l'escala temporal de propagació cap a la superfície és variable entre una i cinc setmanes?); *the stratospheric connection may yield a measure of predictability of the surface AO, especially at times of major warmings. Can this downward propagation be used to improve medium-range weather forecasts?*, (la connexió estratosfèrica ofereix probablement una mesura de predictibilitat de l'AO superficial, especialment en el cas de major *warmings*. Pot aquesta propagació descendent ser usada per millorar la predicció meteorològica a mig termini?).

4.2.4. ANOMALIES PLUVIOMÈTRIQUES ALS PAÏSOS CATALANS EN L'OCURRÈNCIA DE MMW I COOLINGS

Per a la detecció de la influència dels MMW i *Coolings* en la pluviometria dels Països Catalans se seleccionen només aquells mesos que l'AOi indica una transmissió de l'anomalia fins a la superfície. L'anàlisi es porta a terme separatament per al mes de gener, febrer i març. Es realitza una classificació sinòptica a resolució diària de cada grup de mesos, per detectar quins són els patrons de circulació superficials més freqüents per a cada mes en el marc sinòptic europeu occidental quan aquestes anomalies tenen lloc a l'estratosfera polar de l'hemisferi nord.

L'anàlisi estadística o mètode per a la classificació sinòptica objectiva diària a nivell superficial és mitjançant l'anàlisi de components principals (ACP). L'objectiu és cercar canvis en l'estructura i morfologia dels patrons de circulació. Primerament, es classifiquen els dies compresos en el període de referència 1961-1990, amb el propòsit de definir els patrons de circulació diaris més freqüents normalment per a cada mes. Seguidament, només amb els mesos seleccionats, detectats prèviament amb l'AOi (Taula 1); primer, es portarà a terme l'anàlisi en el cas de l'ocurrència dels MMW, i després, de mode idèntic, dels *coolings*.

L'ACP és una tècnica àmpliament usada amb el propòsit d'establir classificacions sinòptiques automàtiques o objectives i per un ventall d'escala climatològiques, tant espacials com temporals (Barnston i Livezey, 1987; Barry i Carleton, 2001; Esteban *et al.*, 2005; Esteban *et al.*, 2006). S'ha emprat una malla de dades de pressió atmosfèrica a nivell del mar d'una

resolució de 2.5° x 2.5° de latitud i longitud del projecte de reanàlisi NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), que cobreix la finestra 70°N:30°N; 30°W:20°E (357 punts de malla) d'Europa Occidental (Figura 8). La finestra d'estudi comprèn fins a les latituds del cercle polar àrtic, sense focalitzar-se al voltant del context geogràfic dels Països Catalans, amb el fi de reflectir el comportament del vòrtex polar en superfície. S'usa la matriu de dades del mode T, en la qual els dies són les variables i els punts de malla els casos (Huth, 1996; Maheras *et al.*, 1999; Romero *et al.*, 1999). Altres passos en aquest procés de l'ACP implica l'ús de matrius de correlació i de rotació amb el procediment ortogonal de *Varimax*. Aquesta rotació simplifica la discriminació de les variables assignades a cada un d'ells, és a dir, disminueix la dependència entre les components principals (CP) (Richman, 1986). Els resultats de sortida (*output*) són les puntuacions (*scores*), que ens permeten representar les CP retingudes i rotades, i les càrregues factorials (*loadings*) o coeficients de correlació entre cada un dels dies (variables) i cada un de les CP, que permetran el procés d'agrupament de dies. Es poden deduir dos possibles patrons espacials per cada CP retinguda i rotada, un en la seva fase positiva i l'altre en la seva fase negativa. A partir de les càrregues factorials, es comprova la similitud entre cada variable (dia) i cada CP i s'agrupen els dies similars i es calcula la mitjana per obtenir diferents patrons de circulació reals representants de cada grup de dies. Cada dia té un valor de l'AOi (Baldwin i Dunkerton, 2001) que al mateix temps permet calcular una mitjana d'aquest índex de tots els dies compresos en un grup per al patró representant; també s'obté un valor de mitjana del WeMOi. Els dies catalogats sota la influència d'un MMW obtindran com a patró de circulació més representatiu, òbviament, una fase negativa de l'AO en haver-se seleccionat aquells mesos amb un valor de l'AOi <-0.50; i viceversa, amb els *coolings*. Emperò, l'objectiu de l'anàlisi, comentat amb anterioritat, és poder descriure l'estructura i morfologia de les situacions sinòptiques que tenen lloc quan l'anomalia es transmet i comparar-les amb les que es donen en el període de referència, i d'aquesta manera, poder portar a terme un *downscaling* als Països Catalans que justifiquin l'increment o davallada pluviomètrica de les seves distintes regions.

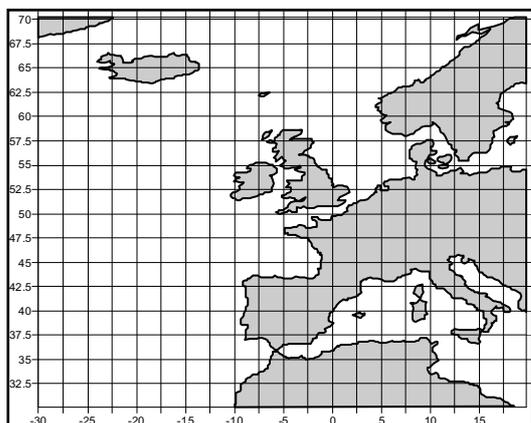


Figura 8. Malla de punts de pressió a nivell del mar de resolució 2.5° de la reanàlisi NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996) cobrint la finestra 70°N:30°N; 30°W:20°E.

El nombre de components retingudes en totes les anàlisis d'aquest apartat són 6 perquè contenen en totes elles al voltant del 90% de la variància i el canvi de pendent en els *Scree-Tests* de les anàlisis és entre el factor 6 i 7; per tant, per a cada anàlisi 12 patrons seran susceptibles de ser els representatius de cada grup de dies. S'ha optat per extreure sempre el mateix nombre de components per homogeneitzar les anàlisis. A la Figura 9, s'exposen els gràfics de sedimentació (*Scree-Tests*) que representen els autovalors (*eigenvalues*) de cada CP extretes sense rotar amb un autovalor ≥ 1 (criteri de Kaiser) per a cada mes per a les anàlisis del període de referència 1961-1990, els MMW i els *coolings*, i la variància explicada acumulada per les 6 primeres CP per a cada un dels casos. Cal fixar-se, que les anomalies positives del vòrtex polar s'associen a patrons de circulació més estables en superfície (90-95% de la variància), mentre les negatives presenten una major irregularitat (85-90% de la variància).

En totes les anàlisis es representen les puntuacions (*scores*) de la primera CP (*Empirical Orthogonal Function* – EOF) per validar la funcionalitat del mètode aplicat i l'ús de la matriu del mode T. La primera EOF (EOF1) s'assimila molt al patró de circulació més freqüent, que sol ser aquest en la seva fase positiva quant a la ubicació dels centres d'acció. Només es representen els tres patrons de circulació més freqüents de cada anàlisi, perquè ja acumulen un 60-80% dels dies en el cas dels MMW, i un 80-90% en el cas dels *coolings*, en tenir una major estabilitat i persistència dels principals patrons de circulació (Figures 10, 11 i 12).

El *downscaling* és el mètode a aplicar per detectar aquelles anomalies de precipitació en els Països Catalans segons uns determinats patrons de circulació obtinguts. En el projecte STARDEX, que coordina la Dra. Goodess de la CRU, és una eina essencial per estudiar l'ocurrència de fenòmens meteorològics extrems que tenen lloc en determinats territoris d'Europa. La tesi recentment presentada per un doctorand de la CRU, Dr. Harding (2007), és una mostra exemplar dels estudis que s'han portat a terme en aquest projecte.

Aquest mètode de *downscaling* permet essencialment millorar les tècniques de previsió meteorològica en distintes zones regionals, ja que a partir de la classificació sinòptica d'una mostra important de dies es pot deduir el tipus de temps per determinats indrets segons el patró de circulació previst.

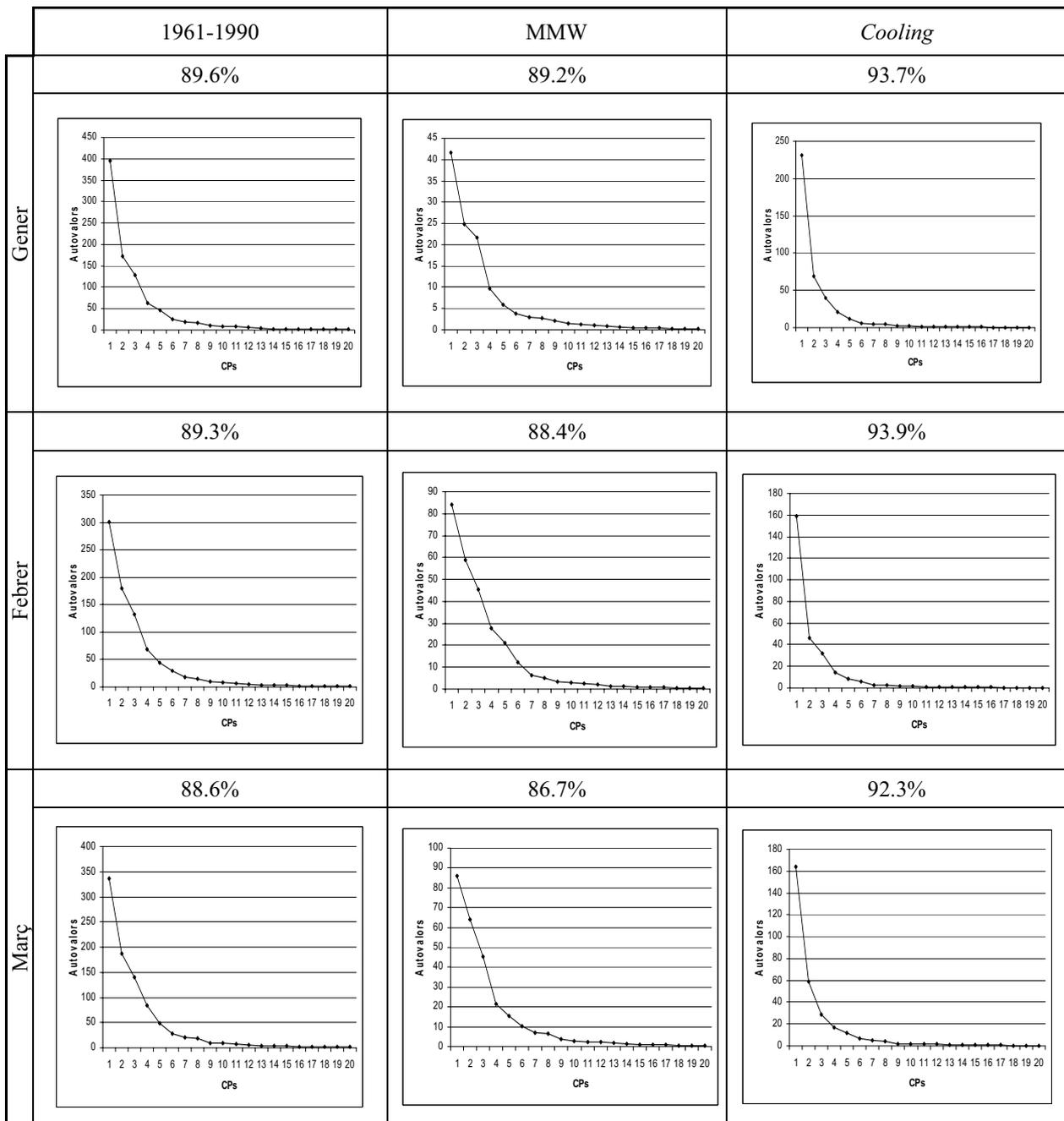


Figura 9. Gràfics de sedimentació (*Scree-Test*) de les CP retingudes segons el criteri de Kaiser sense rotació i, variància acumulada per les 6 primeres CP per al període de referència 1961-1990, als dies sota la influència d'un MMW i als que estan sota la influència d'un *cooling*, per als mesos de gener, febrer i març del període 1958-2000.

4.2.4.1. Gener (Figura 10)

La matriu 1961-1990 comprèn 357 casos (punts de malla) i 930 variables (1961-1990: 30 anys \times 31 dies). El patró més freqüent (CP1+) és una circulació normal de l'oest associada a una fase extrema positiva de l'AO i moderadament positiva de la WeMO. Els dos següents (CP2+ i CP3+) mostren una trajectòria més meridional de les depressions, òbviament associats a una fase negativa de l'AO; però a unes de positives de la WeMO, molt pronunciada en el tercer patró. Una segona classificació, però només amb els dies dels mesos

de gener que presenten, a priori, la influència d'un MMW, indica una alteració d'aquest ordre. Tot i que aquesta segona classificació no té un alt nivell de confiança pel baix nombre de dies classificats (124 dies: 4 mesos de gener \times 31 dies), es justifica pels resultats corresponents als mesos de febrer i març. El patró de circulació més freqüent sota la influència d'un MMW és el segon patró del període de referència, amb un reforçament de la fase negativa de l'AO. Les depressions tendeixen a desplaçar-se cap a latituds mediterrànies per la ubicació d'altres pressions de bloqueig a l'Europa de l'Est i Escandinàvia, i els fluxos de vent seran predominantment de l'oest i sud-oest, que aportaran una major precipitació a les zones interiors dels Països Catalans que es correlacionen millor amb el NAOi (Figura 18 del capítol 2) i l'AOi¹² (Figura 11 del capítol 3) que amb el WeMOi. Les àrees més eixutes dels Països Catalans al mes de gener, les comarques més interiors, són les que més incrementen la seva precipitació. El CP1+ del període 1961-1990 que representava una intensa circulació de l'oest ha desaparegut. Ara, el segon patró més freqüent mostra un baixa ubicada al Golf de Gènova, que dona lloc a adveccions de component nord, i lleugerament nord-est, a l'àrea d'estudi. Aquests fluxos seran eixuts per al nord-est del territori (demarcació de Girona i la Catalunya Nord) en el seu recorregut continental pel sud-est de França, però certament humits per al litoral meridional del País Valencià en recollir quelcom d'humitat en la seva trajectòria pel Golf de València. Les Illes Balears també tindran un cert augment de precipitació pel recorregut marítim dels vents del nord lligats a aquesta depressió de la Mar Lígur. En general, l'augment pluviomètric no és molt pronunciat al litoral, perquè es representen unes fases més aviat neutres o positives del WeMOi del conjunt dels tres patrons.

La matriu amb l'ocurrència de *coolings* és de 403 dies (13 anys \times 31 dies). Sota la influència dels *coolings*, la circulació de l'oest és més persistent, tal com mostren els dos patrons més freqüents (CP1+ i CP2+), per tant, sense el pas de línies frontals per les latituds dels Països Catalans comportarà una davallada de la precipitació, però esmorteïda per la poca dependència d'aquesta tipologia pluviomètrica atlàntica (Azorín-Molina i López-Bustins, 2004). A més, en el primer, es pot percebre com els centres d'acció es reforcen, i les altes pressions es desplacen fins a Europa Central, fet que permet l'arribada de certs fluxos de component nord-est als Països Catalans, que esmorteixen la davallada pluviomètrica a les Pitiüses i a la meitat meridional del País Valencià, on a les Muntanyes d'Alacant hi ha un lleuger increment; coincideix amb l'àrea on la WeMO té un major influència per sobre de la NAO al febrer (Figura 18 del capítol 2). Mentre l'AO es presenta totalment en una fase molt positiva en els dos primers, la WeMO té una fase neutra i positiva respectivament; per tant, les precipitacions tampoc tenen variacions significatives.

¹² El mes de gener és quan l'AO té una major incidència en la precipitació en la seva fase negativa en els Països Catalans, d'aquí l'increment generalitzat en l'àrea d'estudi, sobretot, a l'interior (Figura 11 del capítol 3).

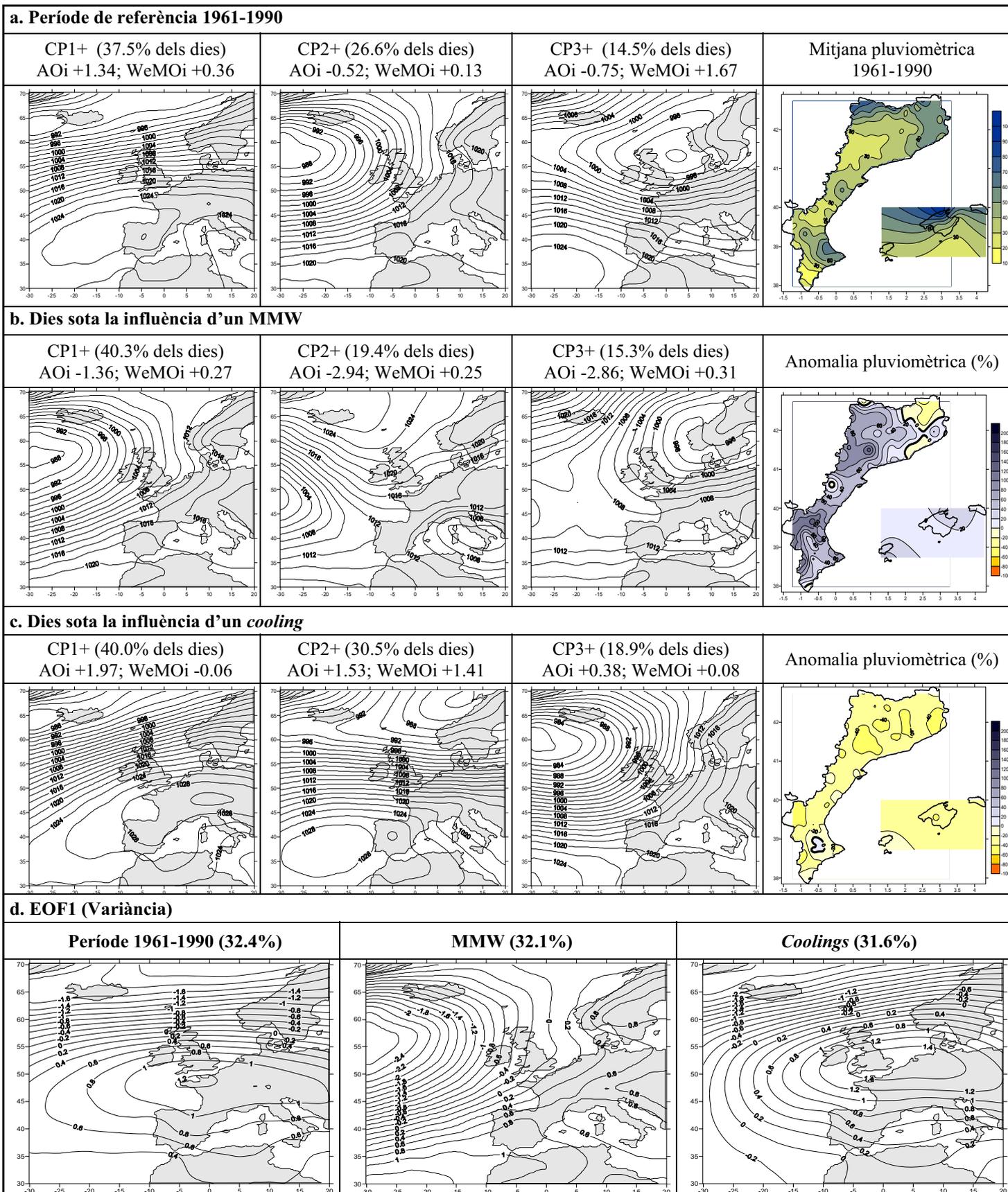


Figura 10. a. Els tres patrons de circulació més freqüents de gener per al període de referència 1961-1990 amb el seu corresponent valor de l'AOi i del WeMOi i el mapa de mitjanes pluviomètriques del període. b. Ídem que (a), però per als dies de gener que es troben sota la influència d'un MMW i amb un mapa d'anomalies pluviomètriques respecte al període de referència 1961-1990. c. Ídem que (b), però per als dies de gener que es troben sota la influència d'un *cooling*. d. Les primeres EOF de les tres anàlisis.

4.2.4.2. Febrer (Figura 11)

La matriu 1961-1990 comprèn 357 casos (punts de malla) i 847 variables (1961-1990: 23 anys \times 28 dies + 7 anys \times 29 dies). El patró més freqüent (CP1+) és una circulació de l'oest associada a una fase positiva de l'AO i de la WeMO, així que, els vents arriben eixuts als Països Catalans. A excepció de la Val d'Aran, per la seva orientació nord, i de la Serra de Tramuntana de Mallorca, perquè els fluxos recullen humitat en el seu recorregut per la Mar Catalanoblear, que en conseqüència es presenten com les àrees més humides en aquest mes. El segon patró de circulació (CP2+) és una fase positiva de l'AO representant dues situacions: una alta de bloqueig sobre la Península Escandinava i un intens anticicló tèrmic de finals d'hivern situat sobre la Plana Centreeuropea. Aquest patró aporta humitat al conjunt dels Països Catalans, en afavorir-se la formació de fronts de retrocés (Estrela *et al.*, 2002) associats a una fase negativa de la WeMO, però al mateix temps, com s'acaba d'esmentar, una fase positiva de l'AO. El següent, el CP3+, és una baixa desplaçada cap al sud a causa d'una alta de bloqueig que comprèn de nord-sud l'Europa més oriental, implicant fluxos marítims del sud-oest sobre la Península Ibèrica, que aporten certa humitat a les àrees més interiors dels Països Catalans. La segona classificació, amb només els dies dels mesos de febrer sota la influència dels MMW, indica una alteració d'aquest ordre; 282 dies (8 anys \times 28 dies + 2 anys \times 29 dies) són classificats. El patró de circulació més freqüent del període de referència també és el predominant en aquest grup dies, però esdevé en una fase negativa de l'AO, mantenint-se en una fase positiva de la WeMO. Succeeix per una conjunció de debilitació i desplaçament cap al sud del patró, i, en conseqüència, les depressions viatgen per unes latituds més meridionals per incrementar la precipitació a l'oest de la Península Ibèrica (Lopez-Bustins *et al.*, 2006), i, per tant, lleugerament en alguns punts de les zones més occidentals dels Països Catalans. Les condicions són àrides per al conjunt d'aquests, sobretot, a la franja litoral, on els vents arriben ben eixuts després de creuar tota la massa continental de la Península Ibèrica. La reducció és molt pronunciada en una de les zones més humides d'aquest mes, el Pirineu Oriental. El segon patró més freqüent (CP2+) sota la influència d'un MMW, el qual és el tercer patró més freqüent del període de referència, no aconsegueix augmentar la pluviometria a l'interior dels Països Catalans com al gener, per tenir una menor freqüència, però sí es podria notar en certs indrets de l'interior de València, i a l'extrem occidental dels Pirineus, per un important aixecament orogràfic dels fluxos del sud-oest. La situació de bloqueig a Europa Central, que sol aportar precipitació als Països Catalans litorals, ara és debilitada i resta en la posició menys freqüent. El predomini de dos patrons de circulació amb una fase positiva de la WeMO porten a una reducció generalitzada de la

precipitació dels Països Catalans davant l'ocurrència de MMW, a excepció, de la regió més nord-occidental, on la WeMO exerceix certa influència en la seva fase positiva.

La matriu amb l'ocurrència de *coolings* és de 283 dies (7 anys \times 28 dies + 3 anys \times 29 dies). Sota la influència dels *coolings*, igual que al mes de gener, els centres d'acció del patró de circulació més freqüent del període de referència es reforcen, sobretot, l'alta pressió amb un desplaçament cap al nord-est, i, com a resultat, es dibuixa una incursió d'una falca anticiclònica fins a l'Europa de l'Est (CP2+), que indica un predomini de les adveccions humides del nord-est sobre els Països Catalans (López-Bustins i Azorín-Molina, 2004), amb una incidència directa a la Plana del Rosselló i a la Costa Brava, al Golf de València i a les Pitiüses. En aquestes àrees l'increment de la precipitació és molt notable, i encaixa amb el mapa de diferències de correlacions del NAOi menys el del WeMOi, en valors absoluts, del mes de febrer de la Figura 18 del capítol 2 per als Països Catalans continentals¹³, i de la Figura 22 del capítol 2 per als insulars. A les Illes Balears, es reflecteix la disposició sud-oest a nord-est de la influència de la WeMO, molt anomenada en el capítol 2, ja que les Pitiüses tenen un comportament pluviomètric, per proximitat geogràfica, similar al del Cap de la Nau. Òbviament, aquest patró coincideix amb una fase molt positiva de l'AO, que comportarà una extrema sequera al conjunt de la Península Ibèrica (Lopez-Bustins *et al.*, 2006), i una fase negativa de la WeMO definida per un augment de pressió al nord d'Itàlia que dona lloc a una major freqüència de fronts de retrocés. La Catalunya Central i Occidental resten amb una certa reducció pluviomètrica en trobar-se les Costes Central i Daurada paral·leles als fluxos marítims del nord-est. A tot això cal sumar-hi el tercer patró de circulació (CP3+), que era el segon més freqüent del període de referència 1961-1990, i ara encara comprèn més del 20% dels dies. Aquest patró mostra com l'anticicló hivernal de Centreeuropa es reforça, i, en conseqüència, hi ha un augment de pressió a les planes d'Europa Central que comporta una fase extrema positiva de l'AO, ja que abraça el paral·lel 45°N¹⁴. En aquest paral·lel, precisament, s'ubica Pàdua, l'extrem nord del dipol de la WeMO, i en conseqüència, s'afavoreix una fase negativa de la WeMO, que es reflecteix amb fronts de retrocés en l'àpex meridional d'aquest anticicló centreeuropeu. Les conseqüències són un augment pluviomètric a les àrees litorals i prelitorals dels Països Catalans en incrementar-se les llevantades. El segon patró de circulació més freqüent (CP1+) són fases positives extremes de l'AO i de la WeMO, que no aporten humitat en el conjunt dels Països Catalans, a excepció de les àrees ja esmentades, de la Val d'Aran i de la meitat nord de les Illes Balears.

¹³ L'AO té certa influència significativa en la seva fase positiva en la pluviometria de Castelló de la Plana i de Perpinyà, que s'ajusta als resultats obtinguts (Figura 11 del capítol 3).

¹⁴ El cinturó de pressions als 45°N aproximadament és on s'ubica l'extrem sud del dipol de l'AO.

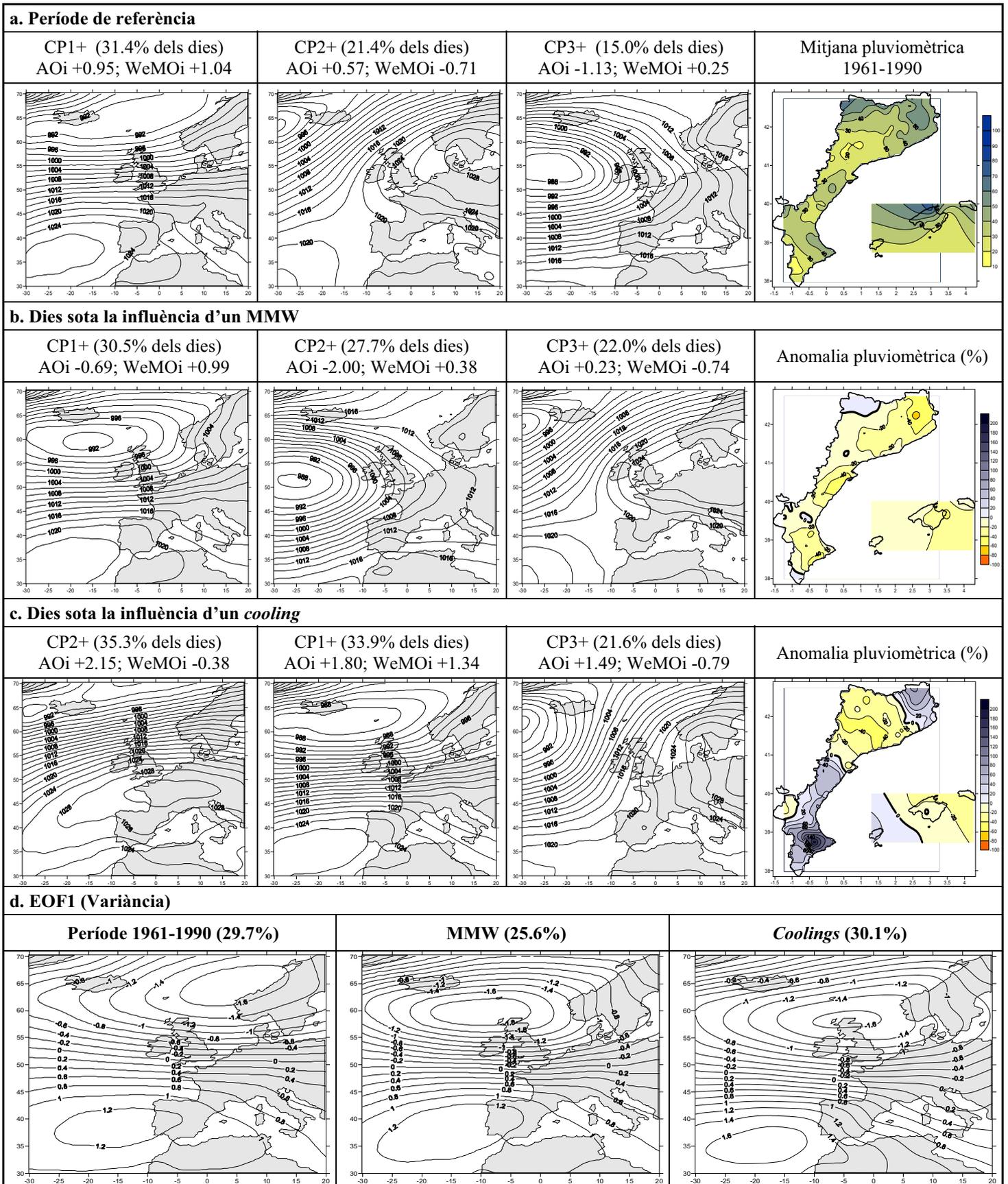


Figura 11. Idem que Fig. 10, però per al mes de febrer.

4.2.4.3. Març (Figura 12)

La matriu 1961-1990 comprèn 357 casos (punts de malla) i 930 variables (1961-1990: 30 anys \times 31 dies). El patró de circulació més freqüent (CP1+) és zonal i estable associat a una fase positiva de l'AO i a una fase neutra de la WeMO, amb una afectació a la precipitació dels Països Catalans similar als altres mesos. El següent patró (CP2+) són vents de l'oest desplaçats a latituds més meridionals amb una baixa localitzada al nord de les Illes Britàniques. Aquesta circulació es correspon amb una fase lleugerament negativa de l'AO, però molt positiva de la WeMO, i en conseqüència els fluxos del nord-oest seran molt eixuts sobre el conjunt Països Catalans, amb aportació d'humitat només a l'extrem occidental dels Pirineus. El tercer (CP3+) fa referència a una situació de bloqueig a causa de la localització d'un anticicló sobre la Península Escandinava, representant una lleugera fase negativa de l'AO. Els dies classificats sota la influència d'un MMW són 279 (9 anys \times 31 dies). El patró més persistent en el període de referència desapareix, però el segon i el tercer passen a ser els predominants. A més, hi ha l'aparició d'un nou tercer patró de circulació amb una pronunciada fase positiva de la WeMO, que afavorirà vents del nord i del nord-oest juntament amb el primer patró. Tots aquests canvis impliquen un desplaçament meridional de la trajectòria de les pertorbacions, amb cert recorregut per Centreeuropa, comportant fluxos del nord-oest sobre els Països Catalans. Les conseqüències pluviomètriques, òbviament, són un lleuger augment al Pirineu Occidental per l'arribada de vents humits de l'atlàntic, però en la majoria dels casos i llocs es dona l'efecte d'ombra pluviomètrica o reducció de la precipitació a sotavent, en algunes ocasions amb efecte fogony, sobretot, al Golf de València i a la Costa Central sud. Els vents de nord i nord-oest (Mestral) aporten certa humitat a la meitat nord de les Illes Balears, sobretot a Menorca, pel seu recorregut per la Mar Catalanobalear (Grimalt Gelabert, comunicació personal).

La matriu amb l'ocurrència de *coolings* és de 310 dies (10 anys \times 31 dies). Sota la influència dels *coolings*, el patró més freqüent és similar al CP1+ del període de referència, però amb un cert desplaçament cap al nord de les altes pressions atlàntiques, essent la seva aportació pluviomètrica als Països Catalans nul·la, a excepció d'alguns fluxos marítims del nord-est que arriba fins a la zona més meridional. El segon patró de circulació (CP2+) és el tercer del període de referència i el segon dels MMW debilitat, comportant condicions d'estabilitat atmosfèrica a l'àrea d'estudi. Ambdós patrons són de fase positiva de l'AO i neutre-positiva de la WeMO. L'últim patró és una fase positiva extrema de l'AO i negativa pronunciada de la WeMO, que es dibuixa amb un potent anticicló sobre Centreeuropa, però, a causa de la seva baixa freqüència respecte els dos anteriors, les seves aportacions pluviomètriques només

pal·lien la sequera predominant als Països Catalans sota la influència de *coolings* en algunes zones costaneres. La davallada de precipitació és fa més palesa arreu de les Illes Balears.

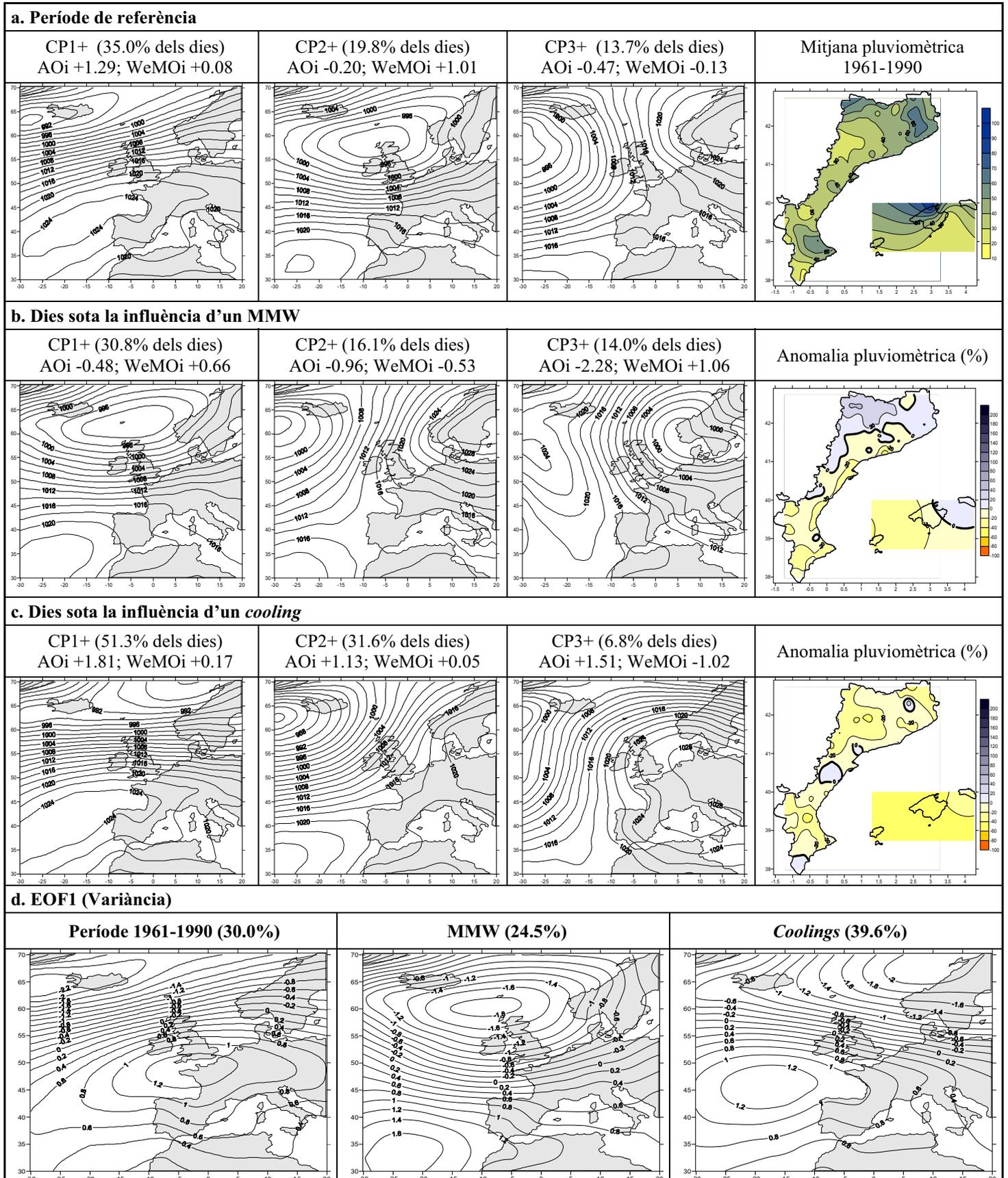


Figura 12. Ídem que Fig. 10, però per al mes de març.

4.2.4.4. Resum de la influència en els tres mesos

En general, hi ha una reducció significativa de la freqüència de vents de l'oest sobre Europa Occidental en aquells mesos sota la influència d'un MMW. Les situacions de bloqueig s'afavoreixen en establir-se un centre d'altres pressions entre Europa de l'Est i Escandinàvia, permetent que les depressions es desplacin meridianament cap a latituds mediterrànies i que la seva trajectòria sigui per paral·lels més meridionals. A unes conclusions semblants arribaren alguns estudis anteriors (Baldwin i Dunkerton, 2001; Camara *et al.* 2007), quan analitzaren episodis de vòrtex debilitat. Conseqüentment, aquesta despresa de depressions circumpolars a l'oest de la Península Ibèrica augmenta la freqüència de fluxos marítims de sud-oest procedents de l'Oceà Atlàntic a la Península Ibèrica (CP1+ de gener i CP2+ de febrer de les respectives parts b de les Figures 10 i 11), implicant un increment pluviomètric a les àrees més interiors dels Països Catalans, per un fort aixecament orogràfic en el cas del Pirineu Occidental. En canvi, les zones litorals i prelitorals, i el conjunt de les Illes Balears, resten eixutes en estar a aixopluc d'aquests fluxos (Figura 13a). La distribució dels coeficients de correlació entre la precipitació de l'àrea d'estudi d'aquests mesos i l'AOi s'assimila amb la distribució de les anomalies de precipitació (Figura 13c). La mitjana ponderada del conjunt dels tres mesos de l'AOi en situacions d'influència de MMW és negativa (-1.55), igual que la del NAOi (-0.87), però la del WeMOi és lleugerament positiva (+0.19). Cal distingir aquelles àrees sota la influència de l'Atlàntic (interior) d'aquelles pròpiament mediterrànies (litoral i prelitoral) del conjunt dels Països Catalans. Aquest fenomen és a causa dels principals relleus de l'est de la Península Ibèrica, amb disposicions submeridianes, esdevenint les fronteres d'ambdós fluxos, l'atlàntic i el mediterrani (Figura 6 del capítol 2). Les zones amb un cert increment són aquelles que es correlacionen negativament amb el NAOi per sobre del WeMOi, car la NAO es troba en una clara fase negativa. La resta de l'àrea d'estudi presenta una davallada en ser més dependent, en signe negatiu, de la WeMO, que es troba en una lleugera fase positiva (Figura 18 i 22 del capítol 2). Cal notar que Menorca i l'extrem septentrional de Mallorca no tenen variació de la precipitació, o fins i tot, un cert increment a causa de les baixes pressions que es desplacen amb una trajectòria més meridional pel nord de la Península Ibèrica (CP1+ de febrer i març de les respectives parts b de les Figures 11 i 12), que donen lloc a adveccions de nord i nord-oest.

Sota la influència dels *coolings*, hi ha un reforçament clar de la circulació de l'oest, fins i tot amb un desplaçament cap al Pol Nord com si es contragués el vòrtex polar en augmentar la seva pròpia vorticitat, que, òbviament, es reflecteix amb una pronunciació dels centres d'acció de la depressió d'Islàndia i l'anticicló de les Açores. Aquesta alta es desplaça

cap al nord-est amb una falca que abraça Centreeuropa, per tant, el conjunt dels Països Catalans restaran sota unes pressions més elevades, que es transmet en una davallada significativa de la precipitació a les àrees interiors de Catalunya i del País Valencià, i a la meitat nord de les Illes Balears (Figura 13b). L'AOi és, òbviament, força positiu (+1.80), consegüentment el NAOi també (+1.79), però el WeMOi és en una fase negativa (-0.26). Les davallades pluviomètriques són notables a l'interior i nord de les Illes on l'AO i la NAO tenen una forta influència en la precipitació en la seva fase negativa. D'altra banda, es detecta un cert increment en algunes àrees de la Catalunya Nord i de la demarcació de Girona, i a les Muntanyes de Castelló i d'Alacant, on el pes de la WeMO és major en la seva fase negativa. La disposició de sud-oest a nord-est de la influència de la WeMO es fa palès en les anomalies pluviomètriques de les Illes Balears. La similitud entre els mapes d'anomalies pluviomètriques i de correlacions amb l'AOi és encara més gran, ja que ara es regionalitzen a la perfecció aquelles àrees de la meitat meridional del País Valencià amb una correlació significativa positiva amb l'AOi com a àrees d'increment significatiu de la precipitació.

Clau de la relació oposada AO/WeMO:

A aquestes alçades de la tesi, és el moment de desvelar el perquè de la relació negativa entre la WeMO i l'AO durant l'estació hivernal, gràcies als mapes obtinguts en la classificació sinòptica objectiva. Els mapes ens han donat a conèixer que la clau de la relació és l'anticicló centreeuropeu hivernal. Com ja s'intuïa, és en els episodis en què el vòrtex polar es troba més refredat i fort quan aquest anticicló té un paper crucial en aquesta relació inversa. De la mateixa manera, els valors dels índexs dels patrons són molt oposats durant els *coolings* i la relació oposada de l'AO i WeMO és significativa durant la segona meitat del segle XX, quan l'AOi esdevé més positiva. Un refredament del vòrtex polar comporta una major vorticitat en superfície, que es reflecteix en un augment de la velocitat dels vents de l'oest a les altes latituds contraient-se el nucli del vòrtex. En aprofundir-se la baixa polar, es reforça l'alta atlàntica propagant-se cap a latituds més septentrionals i cap a Centreeuropa en forma de falca que reactiva l'anticicló tèrmic centreeuropeu, resultant un pont anticiclònic al voltant de les latituds 40-50°N. En conseqüència, l'AOi esdevé extremadament positiu, però el NAOi no necessàriament, en desplaçar-se les altes pressions més al nord de l'Estret de Gibraltar.

El resultat és un desplaçament septentrional dels vents de l'oest cap a les latituds escandinaves amb una major intensitat i persistència. D'altra banda, el desplaçament i augment de pressió a Europa Central comporta un aprofundiment de la fase negativa de la WeMO, en ubicar-se la ciutat de Pàdua a prop de la Plana Centreeuropea, a la latitud 45°N. Normalment, en fases negatives de la WeMO, els fluxos sobre la Península Ibèrica i els

Països Catalans seran de l'est, i normalment associats a una baixa ubicada al Golf de Cadis, però en aquest cas venen impulsats per adveccions de nord-est de l'àpex meridional de l'anticicló centreeuropeu, que poden afavorir l'aparició de depressions mesoescalars a la Mar Catalanobalear, formant-se fronts de retrocés (Estrela *et al.*, 2002; Azorín-Molina i López-Bustins, 2004). Aquests fronts tenen un origen continental molt fred que contrasta amb la Mar Mediterrània molt més càlida, derivant en la formació d'una massa d'aire supramediterrània inestable amb una major capacitat higromètrica. Les seves repercussions positives pluviomètriques seran màximes a les Muntanyes d'Alacant, on les valls estan orientades al nord-est, a tot el conjunt del sud del Golf de València i les Pitiüses, i a la Plana del Rosselló i a la Costa Brava nord per la humitat recollida pels fluxos en el seu recorregut pel Golf de Lleó. Aquest anticicló tèrmic centreeuropeu es troba en el seu moment més àlgid al mes de febrer després d'haver-se refredat l'interior del continent al llarg de tot l'hivern, i, per això, s'explica que la pluviometria del País Valencià, Girona-Rosselló i les Pitiüses siguin totalment dependents de la WeMO en aquest mes (Figura 18 i 22 del capítol 2). En canvi, la major part de Catalunya, l'Occidental i l'Oriental, no té una relació directa amb la WeMO, quan es tracta de la dinàmica d'aquest anticicló, perquè les Costes Centrals i Daurada són paral·leles als fluxos de component nord-est. En canvi, la influència de la WeMO a la tardor (octubre) és més generalitzada sobre els Països Catalans, afectant a bona part de Catalunya, perquè la WeMO és negativa lligada a baixes endògenes del Golf de Cadis, que aporten fluxos del sud-est sobre la zona, però que no deixen grans precipitacions a la meitat meridional del País Valencià pel seu curt recorregut marítim (Figura 18 del capítol 2). Al novembre, la dinàmica sembla invertir-se i que els fluxos del nord-est guanyen pes, en iniciar-se l'establiment de l'anticicló tèrmic centreeuropeu.

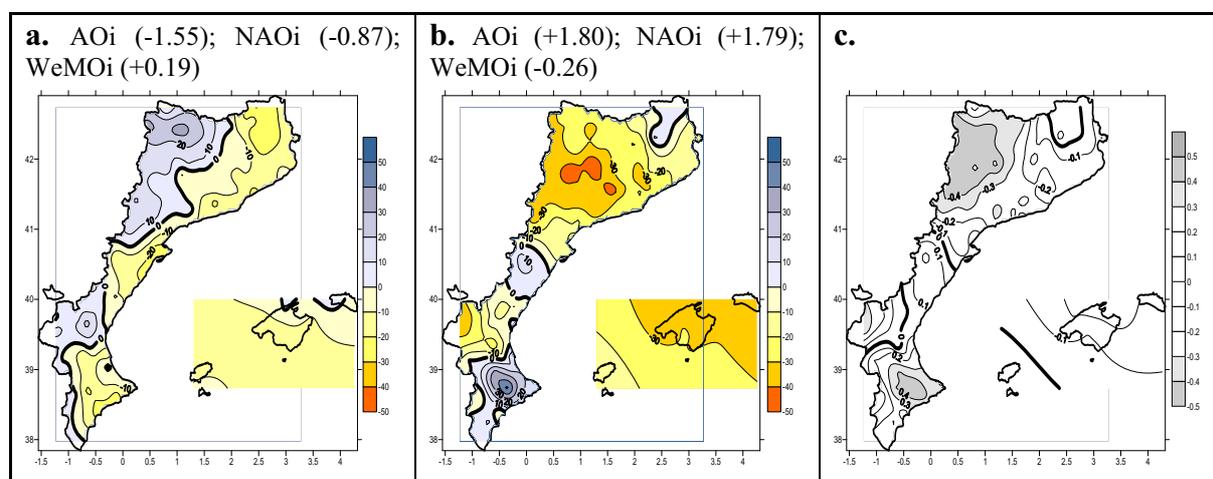


Figura 13. a. Mitjana ponderada (segons el nombre de MMW de cada mes) de gener, febrer i març de les anomalies pluviomètriques en % i dels valors de l'AOi, el NAOi i el WeMOi en l'ocurrència d'un MMW. b. Ídem que (a), però en l'ocurrència d'un *cooling*. c. Mapa de distribució del coeficient de correlació entre l'AOi i la pluviometria dels Països Catalans durant els mesos de gener, febrer i març per al període 1958-2000.

A mode de síntesi, cal anotar que, després de l'ocurrència d'un MMW, s'hauria d'esperar, a curt termini (setmanes), precipitacions, principalment al mes de febrer, a les àrees interiors dels Països Catalans i al nord de les Illes Balears, i una davallada al litoral i prelitoral de l'àrea d'estudi i a les Pitiüses; en esdevenir-se una fase negativa de l'AO, i positiva de la WeMO. Després de l'ocurrència d'un *cooling*, s'haurien d'esperar, també a curt termini (setmanes), precipitacions, principalment al mes de febrer, a les Muntanyes d'Alacant i al conjunt de la meitat meridional del País Valencià, a la Plana del Rosselló i a la Costa Brava nord, i a les Pitiüses, i una reducció pluviomètrica a la major part de Catalunya, sobretot, a la demarcació de Lleida i a la Franja de Ponent, a Menorca i a la meitat septentrional de Mallorca; esdevenint una fase positiva de l'AO, i negativa de la WeMO.

La zona d'influència més probable de les anomalies de l'estratosfera en els Països Catalans és al Prepirineu lleidatà (Ponts, la Noguera), i en un sentit contrari, a les muntanyes del nord d'Alacant (Gorga, el Comtat). Aquest dos enclavaments assoleixen les correlacions més elevades amb l'AOi en sentit oposat dels 131 punts d'estudi (Taula 4). Les diferències pluviomètriques són més notables i pròximes a la distribució dels coeficients de correlació de l'AOi amb la precipitació durant els *coolings*. Si es correlacionen ambdues sèries (valors normalitzats) amb les temperatures d'altura geopotencial a 30 hPa al Pol Nord, les correlacions no indiquen res; en canvi, sí que apareix una certa relació oposada en el cas de l'indret de Gorga, amb l'altura geopotencial. És a dir, quan més profunda sigui la baixa al Pol Nord a l'estratosfera, més plourà a les Muntanyes d'Alacant, doncs, resulta un relació coherent segons els resultats obtinguts amb anterioritat. L'altura geopotencial de la baixa estratosfera polar (GF) es correlaciona quasi significativament amb la pluviometria (GFM) de les Muntanyes d'Alacant (Figura 14, dreta), però també amb la precipitació del Pirineu Oriental. La temperatura estratosfèrica es correlaciona negativa i significativament (95%) amb l'AOi, i molt significativa (99%) i negativament amb l'altura geopotencial, per tant, es detecta una clara transmissió de les anomalies estratosfèriques a la baixa troposfera en el període d'estudi 1958-2000 (Taula 4).

Les Muntanyes d'Alacant són una àrea que es comporta amb notable contrarietat a la resta dels Països Catalans i de la Península Ibèrica segons les anomalies de la baixa estratosfera polar. Per exemple, el punt d'estudi de Gorga es localitza en el cor d'aquestes muntanyes a la capçalera del riu d'Alcoi, el qual s'obre pas fins a la mar al Golf de València amb una orientació nord-est. Les valls recullen i retenen l'humitat dels fluxos de component nord-est, al ser paral·leles a aquests, en les seves capçaleres. El mateix comportament pluviomètric davant aquestes situacions sinòptiques es pot trobar a la Catalunya Nord, per la similitud de les condicions geogràfiques. El Pirineu Oriental ofereix valls orientades al nord-

est (Valls del Tec i de la Tet) que desemboquen a la Plana del Rosselló. El Golf de Lleó substitueix el paper del Golf de València, on els fluxos continentals d'Europa s'alimenten d'humitat; encara que amb un recorregut marítim més curt que aquells que circulen per la Mar Catalanoblear fins al sud del Golf de València. Aquests descarreguen l'humitat a les capçaleres elevades, fins i tot, traspassen la carena i arriben a precipitar a la vessant sud del Pirineu Oriental, ja dintre la Catalunya Sud. N'és un exemple, l'indret de Camprodon, al sector nord-oriental del Ripollès i molt proper al Coll d'Ares, que separa la Conca del Ter de la del Tec, que obté una correlació significativa i negativa entre el seu total pluviomètric dels tres mesos (GFM) amb la temperatura de la baixa estratosfera polar (GF) (Figures 14 esquerra i 15).

		Temperatura 30 hPa Pol Nord (GF)	Altura geopotencial 30 hPa Pol Nord (GF)	AOi (GFM)	Anomalia pluviomètrica (GFM) sota la influència d'un MMW	Anomalia pluviomètrica (GFM) sota la influència d'un <i>Cooling</i>
Precipitació Ponts (GFM)	r	-0.0448	+0.0908	<u>-0.5290</u>	+10.1%	-49.4%
	p-valor	0.7755	0.5624	0.0003		
Precipitació Gorga (GFM)	r	-0.0792	-0.2568	<u>+0.5050</u>	-11.6%	+54.1%
	p-valor	0.6137	0.0965	0.0006		
Temperatura 30 hPa Pol Nord (GF)	r	-	<u>0.8686</u>	<u>-0.3126</u>		
	p-valor	-	0.0000	0.0413		
Altura geopotencial 30 hPa Pol Nord (GF)	r	-	-	<u>-0.6055</u>		
	p-valor	-	-	0.0000		

Taula 4. Valors de la r del coeficient de Pearson i p-valors entre les variables: precipitació Ponts (GFM), precipitació Gorga (GFM), temperatura 30 hPa Pol Nord (GF), altura geopotencial 30 hPa Pol Nord (GF) i AOi (GFM). Anomalies pluviomètriques de Ponts i Gorga (GFM) en els anys del període 1958-2000 sota la influència d'un MMW/*cooling* respecte al període 1961-1990. (Les correlacions significatives al 0.10 es mostren en cursiva, en negreta al 0.05, i en negreta i subratllades al 0.01).

Aquests fluxos freqüents al mes de febrer, associats a l'anticicló centreeuropeu (Figura 42 del capítol 2), fan que la WeMO en la seva fase negativa tingui una influència significativa en la precipitació del Pirineu Oriental (Figura 18 del capítol 2); tot i que la seva correlació amb l'AOi és positiva però no significativa (Figura 13c), es reflecteix molt acuradament la major freqüència de vents del nord-est en anys de vòrtex polar refredat en les anomalies pluviomètriques (Figura 13b).

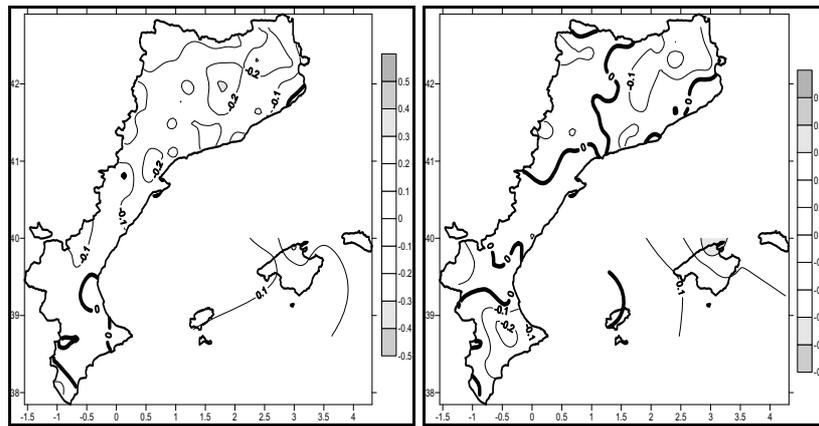


Figura 14. (Esquerra) Distribució del coeficient de correlació de Pearson r entre la pluviometria dels Països Catalans (GFM) i la temperatura 30 hPa Pol Nord (GF). (Dreta) Ídem que (Esquerra), però amb l'altura geopotencial.

A continuació, es traça una regressió lineal entre la temperatura a 30 hPa al Pol Nord (GF) i la pluviometria de Camprodon als mesos de gener, febrer i març (Figura 15). La correlació entre ambdues variables és significativa i negativa al 0.05. La relació és molt fidel en els anys d'ocurrència de MMW, ja que només al 1991, durant l'ocurrència d'un MMW sense cap *cooling*, el total pluviomètric de Camprodon fou superior a la mitjana, i només lleugerament. En els anys de vòrtex refredat és quan es donen les majors precipitacions, tot i que hi ha anys que la precipitació resta per sota la mitjana. Encara que els fronts de retrocés que aporten aquestes quantitats pluviomètriques són freqüents quan el vòrtex es troba refredat, hi ha anys que la fase positiva de l'AO pot anar relacionada amb altres tipus de circulacions sinòptiques. És clar que aquests fronts de retrocés no solen tenir lloc en anys que l'estratosfera polar és anòmalament càlida, i per tant, la precipitació al Pirineu Oriental és difícil que sigui anòmalament abundant.

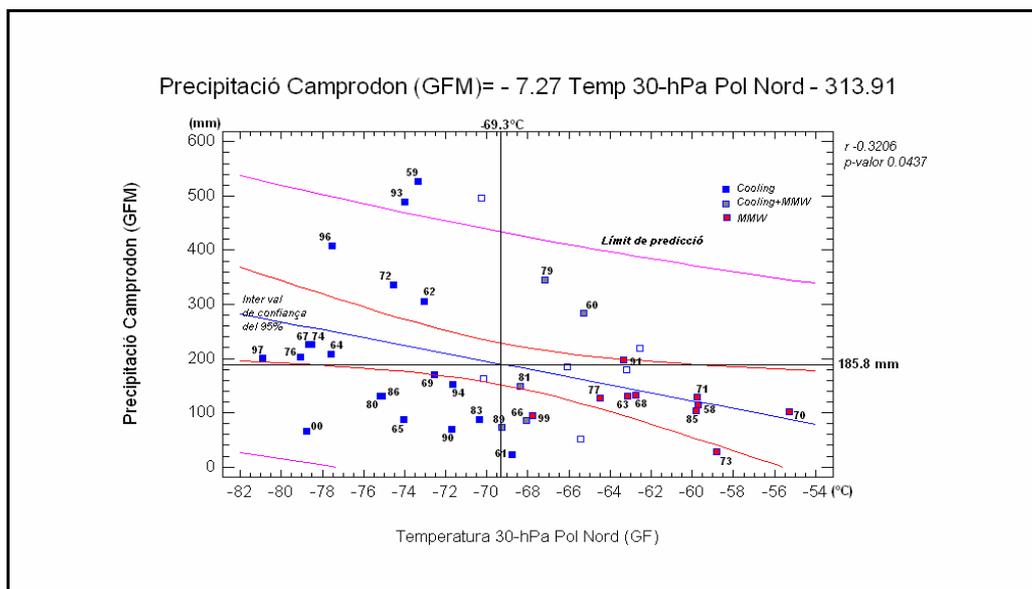


Figura 15. Regressió lineal entre el total pluviomètric de Camprodon (Ripollès) (GFM) (mm) i la temperatura de la baixa estratosfera polar (GF) (30 hPa) (°C) per al període 1958-2000. S'han acolorit els anys amb ocurrència de MMW i de *cooling*, o d'ambdós.

4.2.5. LES MODULACIONS DELS FACTORS EN LA PLUVIOMETRIA SENSE MESURAR LA INTENSITAT DE LA TRANSMISSIÓ DE LES ANOMALIES A LA TROPOSFERA

4.2.5.1. La modulació neta de la relació activitat solar – QBO en la pluvimetria dels Països Catalans

L'anàlisi tracta de comprovar si les circulacions sinòptiques i les variacions de precipitació que s'han deduït sota les influències de les anomalies de l'estratosfera també s'identifiquen sense tenir en compte la transmissió, és a dir, prescindint del valor de l'AOi de la Taula 1. Els principals factors condicionants inicials del vòrtex polar són la QBO i l'activitat solar, els quals seleccionaran els anys a analitzar, ja que són els que exerceixen distintes influències en l'estat del vòrtex polar de manera constant. Els volcans tenen un paper puntual i els gasos d'efecte hivernacle són un forçament constant en el mateix sentit amb rellevància durant l'última dècada del segle XX. L'anàlisi es porta a terme al mes de febrer per dues raons: 1) els contrastos d'anomalies pluviomètriques són més evidents entre l'interior i el litoral dels Països Catalans en el mes de febrer, fet que Lopez-Bustins *et al.* (2006) ja trobaren per a la Península Ibèrica; 2) el mes de febrer es designa com el moment de l'any més sensible de mostrar un senyal de la modulació de la relació activitat solar – QBO en el vòrtex polar (Baldwin i Dunkerton, 2005; Labitzke, 2005). Des d'un principi, es tenia plena consciència que no era just seleccionar només els mesos en els quals l'AOi indica una correcta transmissió de l'anomalia, raó per la qual ha estat afegida aquesta secció. El mateix mètode de classificació objectiva diària en superfície és aplicat, amb l'extracció també dels 6 primers factors de cada grup.

Els anys sota condicions que poden afavorir l'ocurrència d'un MMW són aquells amb una fase oest de la QBO en màxims d'activitat solar, o aquells amb una fase est de la QBO amb una baixa activitat solar (17 anys segons la Figura 4): 1958, 1960, 1963, 1966, 1968, 1970, 1973, 1975, 1977, 1979, 1981, 1985, 1987, 1989, 1991, 1997 i 2000 (479 dies; 28 dies \times 14 anys + 29 dies \times 3 anys). Els patrons de circulació obtinguts segueixen el mateix ordre de freqüència com en l'anàlisi del mes de febrer dels dies sota la influència d'un MMW segons l'AOi. No obstant, el primer patró no mostra un desplaçament cap al sud tan contundent com en la Figura 11b, i el segon és, en part, debilitat (Figura 16). Aquest fet és a causa de la inclusió d'anys, en els quals hi ha una no ocurrència d'un MMW o una manca de la transmissió d'anomalies de l'estratosfera a la troposfera. Conseqüentment, les anomalies pluviomètriques són bastant similars, però també debilitades (Figura 11b). Les àrees amb

davallada pluviomètrica, el nord-est de Catalunya i la costa del País Valencià, tenen uns % menys negatius, fins i tot, a la zona de Castelló es neutralitzen. La zona d'increment del Pirineu Occidental també es redueix. Els valors de l'AOi i del WeMOi es mantenen similars. Només en el cas del primer patró de circulació, l'AOi té una fase distinta en no mostrar-se aquest desplaçament cap a les latituds meridionals. Es demostra que cert senyal solar pot detectar-se a través de la relació activitat solar – QBO, però és ocasionalment anul·lat, tant per la no ocurrència d'un MMW com per la irregularitat en l'acoblament estratosfera-troposfera.

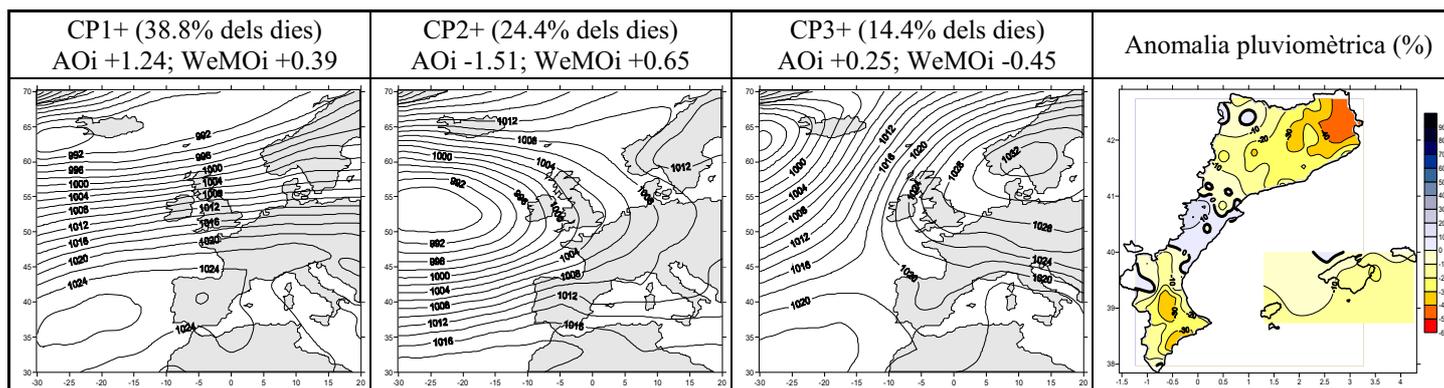


Figura 16. Els tres patrons de circulació més freqüents de febrer amb els seus corresponents valors de l'AOi i WeMOi per als dies que estan potencialment sota la influència d'un MMW segons les condicions inicials de la relació activitat solar – QBO del període 1958-2000, i el mapa d'anomalies pluviomètriques respecte al període de referència 1961-1990. (Adaptat de Lopez-Bustins *et al.*, 2007).

Els anys sota condicions que poden afavorir l'ocurrència d'un *cooling* són aquells amb una fase est de la QBO en màxims d'activitat solar, o aquells amb una fase oest amb una baixa activitat solar (18 anys segons la Figura 4): 1959, 1962, 1964, 1965, 1969, 1971, 1974, 1976, 1980, 1982, 1986, 1988, 1990, 1992, 1994, 1995, 1996 i 1998 (510 dies; 28 dies × 12 anys + 29 dies × 6 anys). Els patrons de circulació obtinguts alteren el seu ordre en aquesta anàlisi (Figura 17). El patró que aglutina un major nombre de dies és el segon de l'anàlisi amb els dies sota el domini dels *coolings* (Figura 11c), però d'alguna manera debilitat. El segon patró de circulació és el tercer dels *coolings*, però amb un desplaçament del centre d'acció al nord d'Europa, que també és el tercer de l'anàlisi amb els dies potencialment influïts per un MMW (Figura 16). En definir-se la configuració sinòptica per un anticicló sobre el nord i el centre d'Europa, s'afavorirà una circulació de l'est que permetrà un manteniment de les anomalies humides al litoral dels Països Catalans i de la meitat meridional de les Illes Balears. Fins i tot, aquelles àrees que abans es mostraven eixutes de la Catalunya Central apareixen amb una lleugera anomalia positiva. En canvi, el patró més freqüent en l'anàlisi dels *coolings* es presenta ara en el tercer lloc i desplaçat cap a paral·lels més septentrionals, i, en conseqüència, els fluxos del nord-est no són tan freqüents i les anomalies positives de precipitació no assoleixen valors tan extrems, amb l'ajuda del segon patró (situació de bloqueig de l'anticicló centre-nord europeu) que no ha variat el % de dies que aglutina

respecte a l'anàlisi amb els *coolings* (Figura 11c). El tercer patró de circulació més freqüent del període de referència 1961-1990 (Figura 11a) no apareix ni en l'anàlisi sota la influència d'un *cooling* (Figura 11c) ni en aquest de les condicions d'activitat solar – QBO que afavoreixen un *cooling*, per tant, molt probablement, no tindrà lloc una circulació meridiana a l'oest d'Europa quan l'estratosfera polar es trobi refredada.

Els valors de l'AOi i del WeMOi indiquen que els patrons de circulació es mantenen en les mateixes fases en correspondència amb els patrons sota la influència dels *coolings*, però amb uns valors més baixos en haver-se inclòs anys, igual que amb els MMW, que no ha succeït un *cooling* quan s'esperava o la transmissió no ha ocorregut correctament. En resum, cal dir que, a priori, el succés d'un *cooling* a la baixa estratosfera polar comporta un augment de la pluviositat a les àrees litorals de l'extrem nord i sud dels Països Catalans continentals i a les Pitiüses, on la incidència dels fluxos del nord-est és màxima, però simultàniament té lloc una davallada a l'interior de Catalunya i al País Valencià per un predomini de les situacions anticiclòniques.

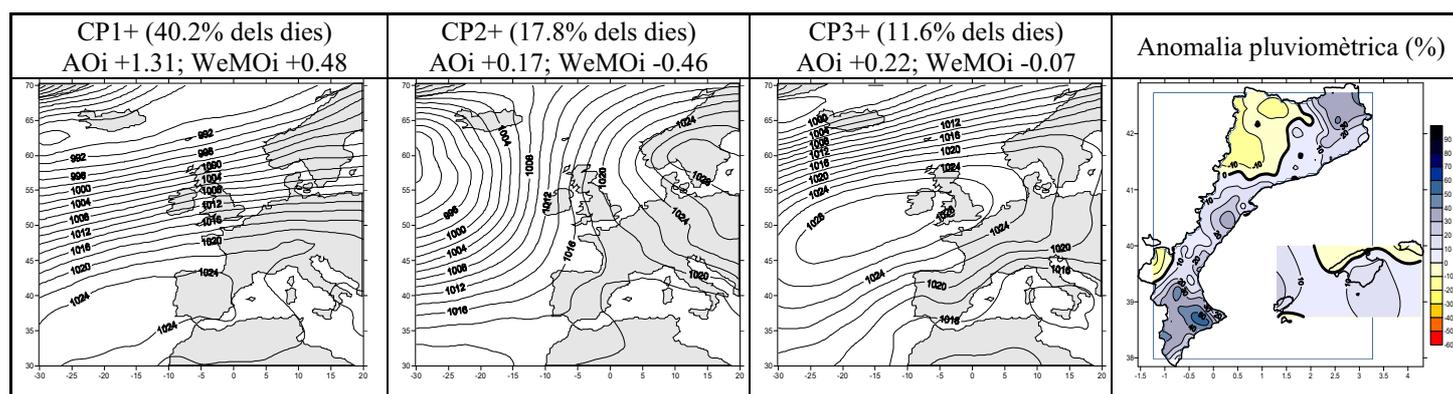


Figura 17. Ídem que Fig. 16, però per als dies que són potencialment sota la influència d'un *cooling*.

4.2.5.2. L'activitat solar i la precipitació dels Països Catalans

En aquest apartat s'analitza el paper dels cicles de les taques solars d'11 anys sense considerar la QBO. Se seleccionen aquells anys amb una alta activitat solar (abundància de taques) (>150 10.7 cm flux solar) i aquells amb una baixa activitat solar (escassetat de taques) (<110 10.7 cm flux solar) segons la Figura 4. Per coherència amb l'apartat anterior, s'analitza també només el mes de febrer i se segueixen els mateixos passos en l'ACP i conglomerats amb una extracció dels 6 primers factors. En principi, els dies classificats en cada grup haurien de mostrar una morfologia i estructura similars als patrons del període de referència 1961-1990, perquè no s'han distingit els anys segons la fase de la QBO. Els anys seleccionats amb una alta activitat solar són (16 anys segons la Figura 4): 1958, 1959, 1960, 1968, 1969,

1970, 1971, 1979, 1980, 1981, 1982, 1989, 1990, 1991, 1992 i 2000 (453 dies; 28 dies \times 11 anys + 29 dies \times 5 anys). Els anys seleccionats amb una baixa activitat solar són (19 anys segons la Figura 4): 1962, 1963, 1964, 1965, 1966, 1973, 1974, 1975, 1976, 1977, 1985, 1986, 1987, 1988, 1994, 1995, 1996, 1997 i 1998 (536 dies; 28 dies \times 15 anys + 29 dies \times 4 anys).

La Figura 18 (a dalt) ens mostra que en anys d'alta activitat solar, els patrons de circulació s'assimilen morfològica i estructuralment als del període de referència 1961-1990 (Figura 11a) amb el mateix ordre de freqüència. Els valors de l'AOi i del WeMOi seran del mateix signe per a cada patró. Les variacions perceptibles són un enfortiment de la baixa d'Islàndia en el primer patró respecte al període de referència, que comporta un cert desplaçament de l'anticicló de les Azores en direcció al Centre d'Europa, donant lloc a una circulació de l'oest més intensa al nord d'Europa, que incrementa la fase positiva de l'AO, però rebaixa la fase positiva de la WeMO a un valor més neutre. Alguna circulació del nord o del nord-est sobre els Països Catalans es podria donar eventualment en anys d'alta activitat solar. Aquest primer patró de circulació és més estable en acumular més de la meitat dels dies en aquesta anàlisi, molt per sobre del 31.4% dels dies que acumula el primer patró del període de referència (Figura 11a).

Aquest primer patró de circulació resultant en anys d'alta activitat solar pot associar-se al que s'ha esmentat a l'inici de l'apartat 4.2. d'aquest capítol, sobre una tendència del vòrtex polar a reforçar-se en períodes de màxima activitat solar (Shindell *et al.*, 2001; Huth *et al.*, 2006). Stefanicki *et al.* (1998) trobaren que en anys de número de Wolf elevat es tendia a una major freqüència de situacions sinòptiques advectives, i menys de convectives, sobre Europa Central, encara que de forma no significativa. El segon patró d'aquesta anàlisi en els anys de màxima activitat solar mostra un altre enfortiment d'un centre d'acció, el de l'anticicló de bloqueig a Europa, desplaçant-se el seu centre fins a latituds escandinaves, neutralitzant-se la fase positiva de l'AO però mantenint-se una de negativa, però debilitada, de la WeMO. Les conseqüències pluviomètriques, a priori, no haurien de mostrar grans variacions, ja que es manté l'ordre de freqüència dels patrons, tot i que el primer augmenta molt notablement. L'increment pluviomètric és generalitzat al litoral dels Països Catalans, sobretot al conjunt del País Valencià, amb màxims al centre del Golf de València amb valors superiors al 60% de la mitjana del període de referència. Una altra zona on s'incrementa la precipitació és a la Catalunya Nord i al Pirineu gironí. La Catalunya Central i Occidental i les Illes Balears resten invariables, només Menorca denota una certa davallada. No s'expectaven unes anomalies positives de precipitació tan notables, ja que s'ha mantingut l'ordre de freqüència dels patrons de circulació respecte al període de referència. No obstant, el primer patró mostra una major

intensitat amb un cert desplaçament cap al nord-est, comportant una lleu circulació marítima del nord-est, però mantenint-se una fase positiva de la WeMO, en ser el desplaçament de les altes pressions cap al centre d'Europa molt lleu. A més, l'enfortiment de l'anticicló de bloqueig del segon patró de circulació, que al mateix temps manté la seva freqüència, afavoreix possiblement una major ciclogènesi a la Mediterrània Occidental, tal com mostren les isòbares en encorbar-se en una circulació ciclònica al voltant de Sardenya, que comportaria uns fluxos del nord-est més intensos en una fase negativa de la WeMO. Les anomalies pluviomètriques positives semblen correspondre's amb les zones més ben correlacionades amb el WeMOi.

La Figura 18 (a baix) ens mostra que en anys de baixa activitat solar els patrons de circulació són morfològicament similars als del període de referència 1961-1990 (Figura 11a), i amb una mateixa intensitat dels centres d'acció, en el cas del CP1+ i CP2+. En conseqüència, els valors de l'AOi i del WeMOi són similars en els patrons de circulació d'ambdós grups d'anys. La variació és que la situació de bloqueig que roman en segon lloc en el període de referència és substituïda per una situació d'AO negativa i de WeMO neutra, estructurada per unes baixes pressions despreses al nord-oest de la Península Ibèrica, que comporten una advecció del sud-oest sobre l'àrea d'estudi. Les conseqüències pluviomètriques son pràcticament invariables a l'interior dels Països Catalans i a la meitat nord de les Illes Balears en mantenir-se la freqüència de fluxos de procedència atlàntica per l'aparició del segon patró de circulació. Les variacions de precipitacions més perceptibles són al litoral i prelitoral de l'àrea d'estudi, i Formentera¹⁵, en minvar les situacions de bloqueig al sud de la Península Escandinava, que comporten adveccions del nord-est sobre els Països Catalans.

Si comparem els patrons d'ambdós grups d'anys, comprovem que la diferència més perceptible és en el segon patró de circulació. Mentre en períodes d'alta activitat solar s'afavoreix la formació d'un anticicló entre Europa Central i la Península Escandinava que impulsa la circulació dels vents de l'oest cap a l'Àrtic i al nord de Noruega, durant els mínims solars es debilita aquest anticicló i deixa pas a la circulació de baixes polars cap a les nostres latituds. No és exactament un debilitament, sinó que es tracta d'un desplaçament de l'àrea anticiclònica cap a Europa de l'Est, amb uns valors més distesos. Segons aquest segon patró, s'afavoreix una certa freqüència de circulació de component N-NE sobre els Països Catalans durant els màxims de taques solars. Tindran lloc adveccions supramediterrànies de component

¹⁵ El lleuger increment d'Eivissa pot ser a causa de la manca de dades en el mes de febrer a l'observatori de Sant Antoni de Portmany en el període 1963-1966.

E-NE amb fases de la WeMO més aviat negatives, essent l'increment pluviomètric notable al País Valencià i a la Catalunya Nord, on l'incidència d'aquests fluxos és major.

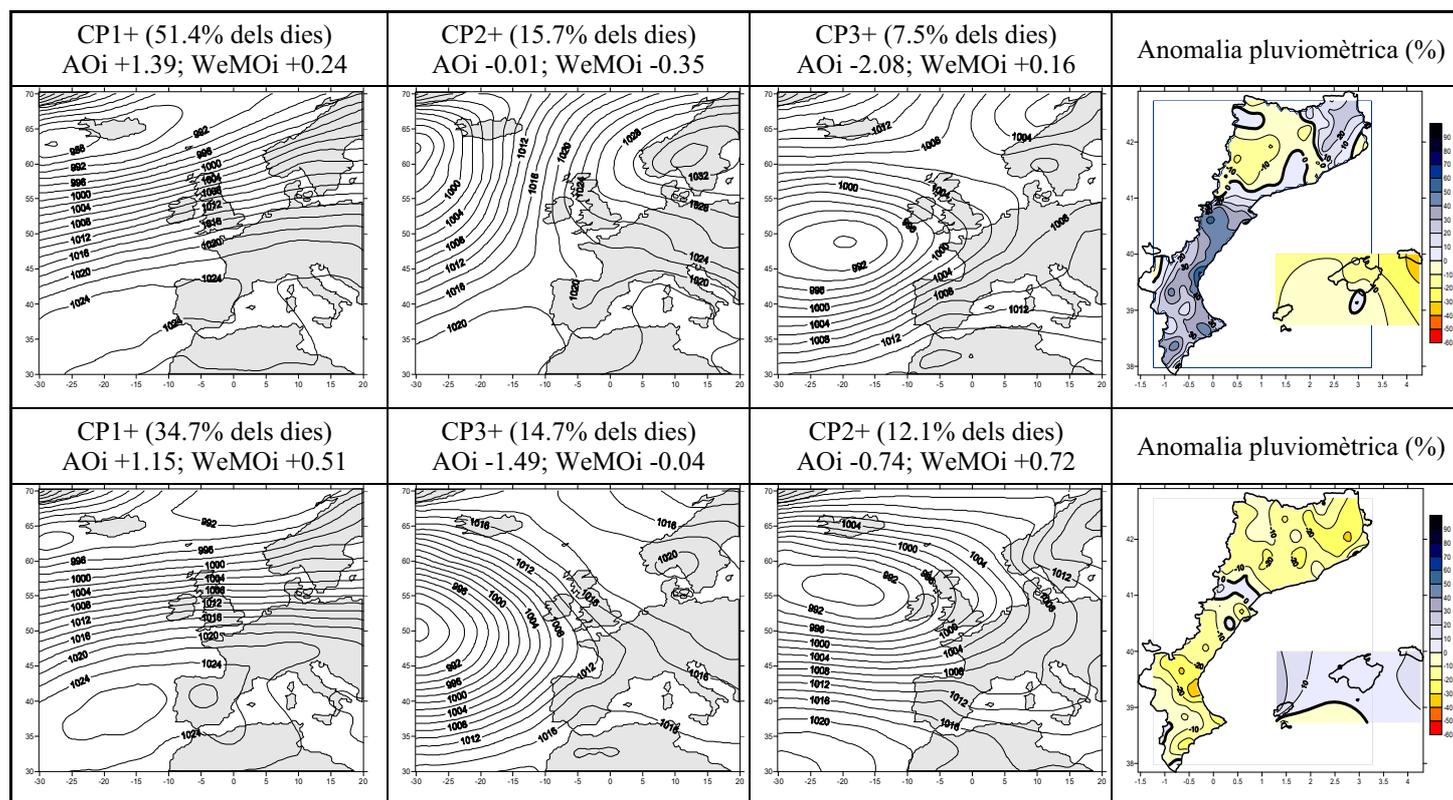


Figura 18. (A dalt) Els tres patrons de circulació més freqüents de febrer amb els seus corresponents valors de l'AOi i el WeMOi per als dies amb una alta activitat solar del període 1958-2000, i el corresponent mapa d'anomalies pluviomètriques respecte al període de referència 1961-1990. (A baix) Ídem que (A dalt), però per als dies de febrer amb una baixa activitat solar.

	AOi	NAOi	WeMOi
Anys d'alta activitat solar (>150 10.7 cm flux solar observat)	+0.30	+0.80	-0.10
Anys de baixa activitat solar (<110 10.7 cm flux solar observat)	-0.10	+0.00	+0.10

Taula 5. Mitjanes dels valors de l'AOi, el NAOi i el WeMOi dels anys amb una alta activitat solar i una baixa activitat solar del període 1958-2000.

En els mínims solars, el WeMOi tendirà a ser més positiu en expandir-se l'anticicló de bloqueig fins a l'Europa de l'Est. Hi haurà una major despesa de baixes cap a les latituds ibèriques que definiran una fase negativa de l'AO. Augmentaran els fluxos de l'oest i sud-oest sobre els Països Catalans, que arribaran aponentats al litoral d'aquests, comportant una davallada pluviomètrica més destacable a les zones on abans més s'incrementaven, el Golf de València i la Plana del Rosselló – Pirineu Oriental – Serralada Transversal. A les Illes Balears s'incrementarà la precipitació en realimentar-se els fluxos en el seu recorregut pel Golf de València.

La Taula 5 mostra els valors dels índexs dels patrons, que s'ajusten a l'esmentat en el paràgrafs anterior. Durant els màxims dels cicles solars, el vòrtex pren major dinamisme, que

es reflecteix amb una clara fase positiva de l'AO, i molt positiva de la NAO, i de retruc, la WeMO esdevé en una fase lleugerament negativa, representativa de circulacions del nord-est¹⁶. En els períodes de baixa activitat solar, la influència no és tan ben definida, no obstant, es percep una cert debilitament de la circulació ciclònica al voltant del pol. En aquesta mateixa línia, Koderà (2002, 2003) detecta que el senyal de la NAO és més extens i intens, fins a àmplies zones del nord d'Àsia, durant els anys d'alta activitat solar en comparació amb els anys de mínims, que es contrau a l'Oceà Atlàntic. Alguns GCM com el FUB-CMAM (Langematz *et al.*, 2005) o el GISS-GCMAM (Rind *et al.*, 2004) indiquen un predomini de la fase negativa de la NAO durant el Mínim de Maunder de l'activitat solar, que es correspon amb els augments de precipitació en àrees de la Península Ibèrica ben correlacionades amb el NAOi, com és Andalusia (Rodrigo *et al.*, 2000), i amb una alternança de fases moderades positives i negatives de la WeMO, que es correspon amb un relatiu caràcter plujós dels Països Catalans però no torrencial (Barriendos, 1997; Oliva *et al.*, 2006).

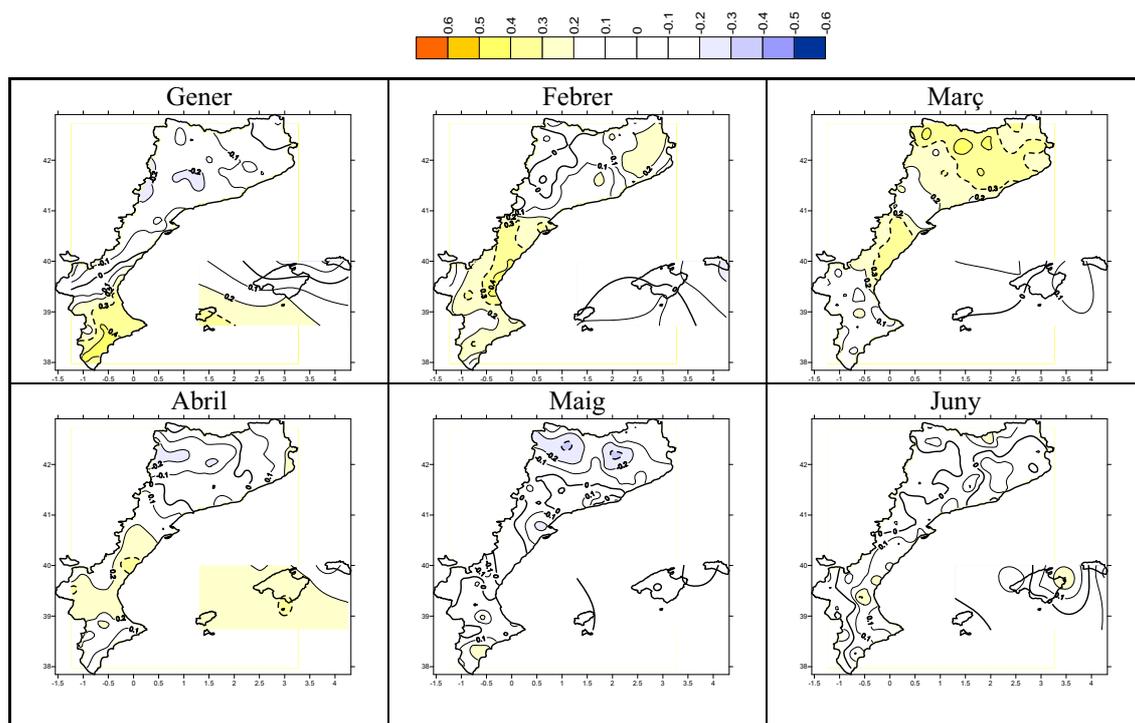
El Golf de València i la Plana de Rosselló-Pirineu Oriental són les àrees més sensibles de mostrar un senyal dels cicles d'11 anys de les taques solars, ja que és on la precipitació augmenta i disminueix més notòriament entre els màxims i mínims solars. Romeu i López-Bustins (2006) apunten al Golf de València com l'única àrea de la Península Ibèrica amb una alta correlació positiva entre la pluviometria i el número de *Wolf* de les taques solars sense cap any de desfàs. La seva causa l'atribuïren a la primera de les vies definides per Vázquez Abeledo (1998), la insolació directa; la resposta del Mar Mediterrani és immediata per les seves reduïdes dimensions, mitjançant una interfície mar-atmosfera. Montón Chiva i Querreda Sala (1997) també trobaren correlacions significatives i positives entre la precipitació del País Valencià i les taques solars.

A continuació, es vol comprovar succintament si el senyal solar només és present al mes de febrer. Es representen els mapes de correlacions entre el flux solar observat i la pluviometria dels Països Catalans per mesos, i es detecta en quins mesos hi ha una relació sense desfàs (Figura 19). La distribució de les correlacions és similar al mes de gener i febrer, on es mostren el País Valencià, Pitiüses i el Pirineu Oriental com les àrees amb un senyal solar significatiu, o quasi significatiu en el cas de l'última àrea. Shindell *et al.* 2001, mitjançant el model climàtic de l'atmosfera mitjana GISS, dedueixen que, tot i el dèbil forçament de l'activitat solar respecte altres factors com els gasos d'efecte hivernacle, la destrucció d'O₃ o els volcans, al mes de febrer és quan el senyal solar és més evident i al desembre més dèbil. Aquests autors detecten una certa propagació d'energia de les ones

¹⁶ Cal recordar que l'advecció del NE es cataloga com una fase neutra d'excepció de la WeMO a la Figura 1 del capítol 1, però que pot adquirir certs valors negatius com s'ha mostrat al llarg d'aquest capítol si té lloc la incisió d'una falca anticiclònica sobre Centreeuropa, i els fluxos adquireixen un cert recorregut marítim del NE o E.

planetàries cap a l'Equador a causa d'un vòrtex polar reforçat. D'aquest mode, podria explicar-se per què el senyal no apareix al mes de desembre, i si ho fa, és a les àrees interiors i en signe negatiu. Però de totes maneres, no es pot deduir amb certesa la dinàmica de desembre fins que no s'estudiïn en futures anàlisis els patrons de circulació més freqüents d'aquest mes individualment. Les correlacions significatives i positives dels mesos de gener i febrer denoten la lògica d'una influència dels vents de component nord-est que tenen lloc quan el vòrtex polar es troba enfortit, i dóna lloc a una fase positiva de l'AO i negativa de la WeMO. El mapa de la distribució de les correlacions al mes de març indica unes relacions significatives a la major part de Catalunya, difícil d'explicar i que resta com a objectiu de futura recerca. En mesos primaverals i d'estiu, surten algunes àrees de correlació blava com al maig o al juliol, que indiquen que a major activitat solar menys precipitació. La incidència en aquesta època de l'any potser no recau en els patrons de circulació, sinó més aviat en circulacions locals de brises i de desenvolupament de sistemes convectius.

A la Figura 21 del capítol 3, les regions I, II i IV del País Valencià tenen un cicle significatiu al voltant dels 11 anys en la seva pluviometria hivernal (DGFM), que també és detectat a la regió V de les Pitiüses, més dèbilment, i a la regió XI de la Catalunya Nord sense significació. Aquests resultats tenen una certa correspondència amb les correlacions positives trobades en els mesos de gener, febrer i març de la Figura 19, ja que són les àrees més ben correlacionades negativament amb el WeMOi i on la incidència dels vents del nord-est és més notable.



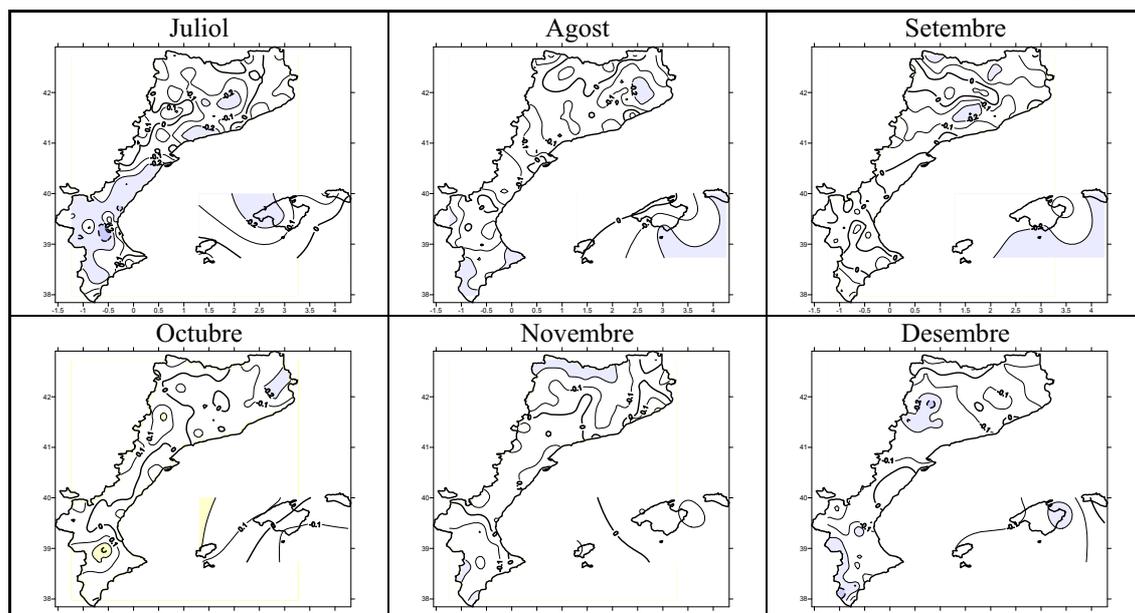


Figura 19. Mapes de distribució de les correlacions entre el flux solar observat (10.7 cm) i la precipitació dels Països Catalans per mesos, per al període 1958-2000. Les àrees significatives al 95% del nivell confiança estan delimitades per la isolínia discontinua de ± 0.3 . S'ha acolorit des del valor ± 0.2 per indicar aquelles àrees properes a la significació. La isolínia en negreta correspon al valor 0.

4.2.5.3. El vulcanisme tropical i la precipitació dels Països Catalans

Els aerosols emesos per les grans erupcions volcàniques tropicals escalfen en un primer moment l'estratosfera tropical per absorció de la radiació d'ona llarga (Figura 20), comportant un major gradient tèrmic meridiana a la baixa estratosfera, particularment a l'hivern quan no hi ha insolació sobre el Pol. El mecanisme físic que es desenvolupa per contrarestar una baixa estratosfera tropical escalfada i elevada és el mateix que en el dels gasos d'efecte hivernacle, un aprofundiment de la baixa polar (Robock, 2000). S'indueix, consegüentment, una circulació de vents anòmalament zonal a la baixa estratosfera, que refracten les ones planetàries que es propaguen verticalment cap a l'Equador, romanent el vòrtex polar fort i fred. Tractant-se de l'estació hivernal, els mesos a analitzar seran de desembre a febrer. Les destruccions implícites d' O_3 estratosfèric a l'hivern tardà que comporten aquests aerosols injectats a l'estratosfera, obliguen a allargar l'anàlisi fins al mes de març. El forçament volcànic és equivalent a la dels gasos d'efecte hivernacle, però a una escala temporal més reduïda i intensa.

En aquest cas, l'anàlisi és més senzill, en comptes d'usar ACP i conglomerats, s'opta per calcular les anomalies de precipitació segons el període 1961/62-1989/90 per a l'hivern llarg (DGFM) i els valors mitjans de l'AOi, el NAOi i el WeMOi per establir correspondències. En un principi, si el forçament dels volcans tropicals comporta un refredament del vòrtex, és a dir, un *cooling*, la circulació més freqüent subseqüent hauria de

ser una circulació del nord-est, basant-se en les anàlisis anteriors corresponents (Figures 10c, 11c i 12c). Segons Prohom (2003) a l'estació hivernal, sobretot al mes de gener, és quan es detecta un major senyal, en intensificar-se anòmalament les circulacions de l'oest sobre Europa al voltant de la latitud 60°N.

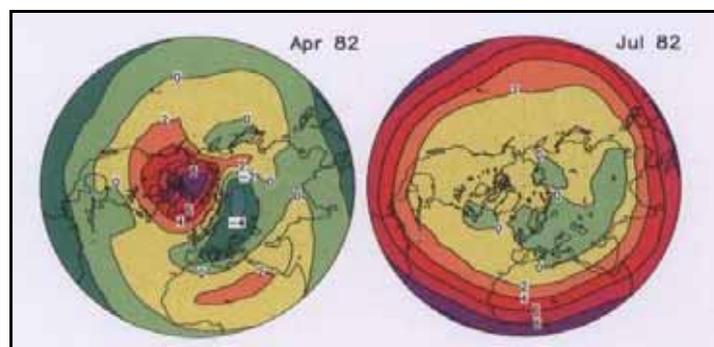


Figura 20. Desviació de la temperatura a 30 hPa (°C) de la mitjana del període 1965-1974. (Esquerra): abril 1982, abans de l'erupció de El Chichón. (Dreta): tres mesos després de l'erupció de El Chichón, juliol 1982. (Extret de Labitzke i van Loon, 1996).

En el període d'anàlisi 1958-2000 tenen lloc 3 erupcions tropicals importants ja esmentades amb anterioritat: Agung (8°S – Indonèsia – març de 1963), El Chichón (17°N – Mèxic – abril de 1982) i Pinatubo (15°N – Filipines – juny de 1991). Es prescindeix de la influència de cadascun individualment segons la QBO en l'escalfament de l'estratosfera tropical, i de la seva intensitat eruptiva, per tant, es parteix d'una igualtat entre ells que permetrà detectar una influència general d'aquest vulcanisme tropical. L'anàlisi es divideix en dos subperíodes: 1) l'hivern just posterior a l'erupció; i 2) l'hivern de l'any següent, ja que s'ha detectat una certa perdurabilitat de les anomalies (Labitzke i van Loon, 1999). El primer grup seran els hiverns de 1963/64, 1982/83 i 1991/92, i el segon, els de 1964/65, 1983/84 i 1992/93.

Els dos grups d'hiverns ens mostren resultats similars (Figura 21): increment pluviomètric màxim en aquelles tres àrees conegudes per una major incidència dels fluxos del nord-est, a excepció, de les Pitiüses. Paradoxalment, els resultats són més significatius al segon hivern que no pas al primer. Les àrees més occidentals de Catalunya i del País Valencià obtindran anomalies negatives de precipitació hivernals després d'erupcions volcàniques, igual que la major part de la Península Ibèrica per una intensificació de la circulació zonal (López-Bustins *et al.*, 2006). En canvi, les àrees que incrementaran la seva pluviometria seran el nord-est de Catalunya, les Muntanyes d'Alacant o de transició de València a Alacant, i, a contra pronòstic, el sud de Mallorca en comptes de les Pitiüses. Per esbrinar quelcom més d'aquest nou resultat a les Illes Balears, caldria una anàlisi més exhaustiva posterior de

classificació sinòptica objectiva. Prohom (2003) també trobà, en la seva tesi, un increment pluviomètric al sud-est de la Península Ibèrica al mes de febrer.

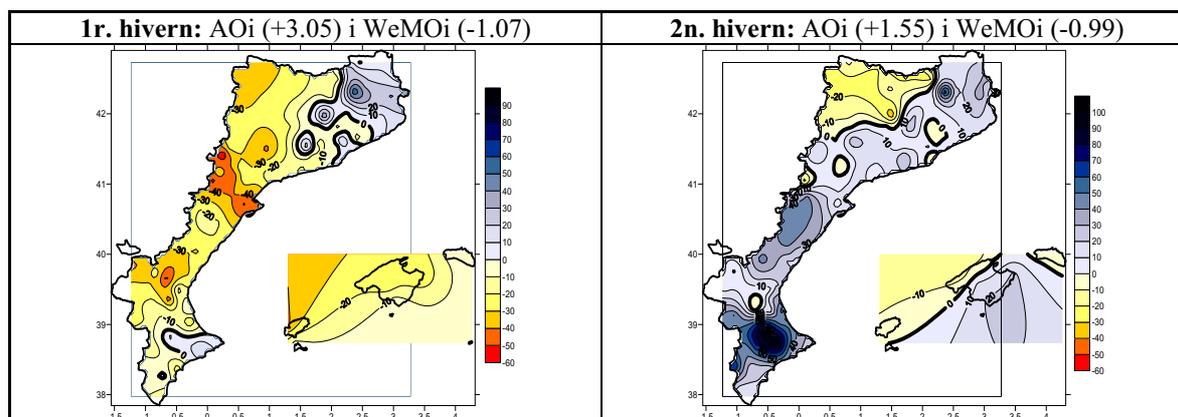


Figura 21. Anomalies pluviomètriques (%) dels dos hiverns (DGFM) posteriors a una erupció volcànica tropical segons el període de referència 1961/62-1989/90 dels Països Catalans i valors dels índexs de l'AOi i de la WeMO.

A continuació, es procedeix a una anàlisi d'acotació temporal per al primer mes de gener després de l'erupció volcànica, perquè les anàlisis de Prohom *et al.* (2003) apunten a aquest mes, on té lloc un major senyal del forçament volcànic. Es corroboren els resultats d'una intensificació de la circulació de l'oest desplaçada al nord d'Europa (Escòcia i Països Escandinaus) amb una fase positiva de l'AO que comporta una fase negativa de la WeMO. Possiblement, és per un desplaçament cap al nord-est de la falca anticiclònica de les Açores en reforçar-se (Figura 10c), i juntament amb l'anticicló tèrmic d'Europa Central estableixen un pont anticiclònic a les latituds mitjanes europees que dona lloc a adveccions polars continentals del nord-est o de l'est sobre els Països Catalans en el seu àpex meridional (Figura 22a). Al mateix temps els fluxos recullen humitat en el seu recorregut pel Golf de Lleó, la Mar Catalanobalear i el Golf de València. Òbviament, les conseqüents anomalies pluviomètriques són un lleuger increment a les zones, ja conegudes, d'incidència dels fluxos del nord-est: Muntanyes d'Alacant, Pirineu Oriental – Plana del Rosselló i Pitiüses. Mentre Eivissa i Formentera, ara sí, responen als resultats esperats, les anomalies romanen quelcom debilitades a les Muntanyes d'Alacant (Figura 22b).

A mode de resum, després d'una gran erupció volcànica tropical cal esperar un refredament del vòrtex polar estratosfèric que comporti una fase positiva de l'AO. Els vents de l'oest s'intensifiquen i, simultàniament, es desplacen cap a les latituds escandinaves per una intrusió de les altes pressions atlàntiques, també reforçades, a Europa Central. Aquestes altes pressions s'uneixen amb l'anticicló tèrmic de la Plana Centreeuropea, donant lloc a una fase negativa de la WeMO amb circulacions de l'est i del nord-est (front de retrocés) sobre els Països Catalans, en la seva ubicació en l'àpex meridional del pont anticiclònic de nova

formació. Les conseqüències pluviomètriques són una reducció principalment a la Catalunya Occidental, Franja de Ponent i interior del País Valencià, i un augment a les àrees amb una incidència humida dels fluxos provinents de la massa polar continental: Plana del Rosselló – Pirineu Oriental, Muntanyes d’Alacant i les Pitiüses.

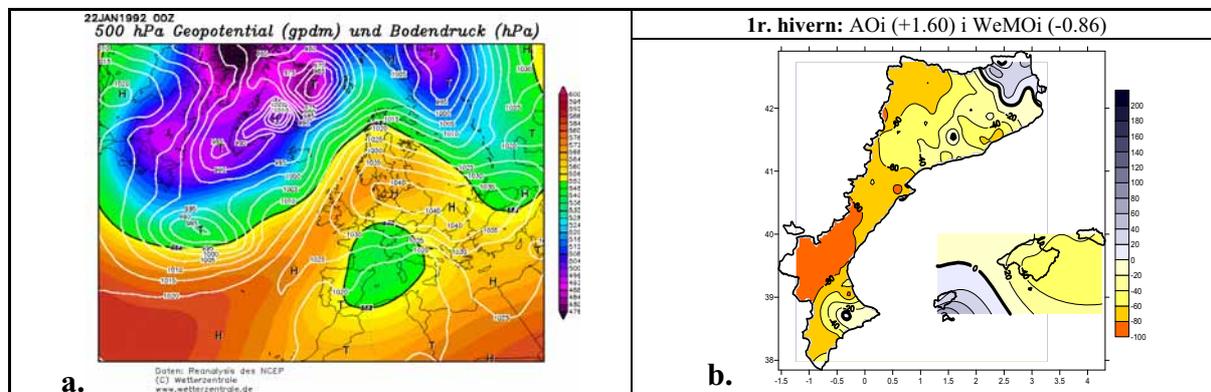


Figura 22. a. Mapa sinòptic de superfície i d’altura geopotencial a 500 hPa del dia 22 de gener de 1992, sota la influència de l’erupció del Pinatubo. **b.** Anomalies pluviomètriques (%) del conjunt dels mesos de gener (1964, 1983, 1992) posteriors a les erupcions volcàniques tropicals de l’Agung (1963), El Chichón (1982) i Pinatubo (1991) segons el període de referència 1961-1990 dels Països Catalans i valors dels índexs de l’AO i de la WeMO.

4.3. ELS GASOS D'EFECTE HIVERNACLE I L'AUGMENT DE LA TORRENCIALITAT ALS PAÏSOS CATALANS

4.3.1. LA DUALITAT DEL FORÇAMENT DELS GASOS D'EFECTE HIVERNACLE

Els gasos d'efecte hivernacle, com s'ha explicat amb anterioritat, tenen un doble forçament sobre el vòrtex polar. Segons Shindell *et al.* (1999, 2001), els gasos d'efecte hivernacle són els que tenen un forçament més clar sobre la CGA segons el model GISS que usen. En els seus resultats arriben a la conclusió que aquests gasos juguen un paper crucial en les tendències recents de l'AOi, per davant del factor solar i volcànic. Els halògens emesos dins el que es considera els gasos d'efecte hivernacle contribueixen a una destrucció d'O₃ a l'estratosfera polar afavorint un vòrtex fred fins ben entrada la primavera, de manera significativa. No obstant, el forçament dinàmic dels gasos d'efecte hivernacle en elevar la tropopausa tropical, i per efecte balancí *–seesaw effect–* (Stocker, 1998), un enfonsament d'aquesta al Pol, que afavoreix un *cooling* (Figura 23), és l'única capaç de causar l'increment prolongat i constant de l'AOi hivernal, observat al llarg de les darreres dècades. Hipotèticament, aquest fet suggereix que la tendència positiva de l'AOi i la concurrència del reforçament del vòrtex estratosfèric en l'Àrtic tenen un origen probablement antròpic.

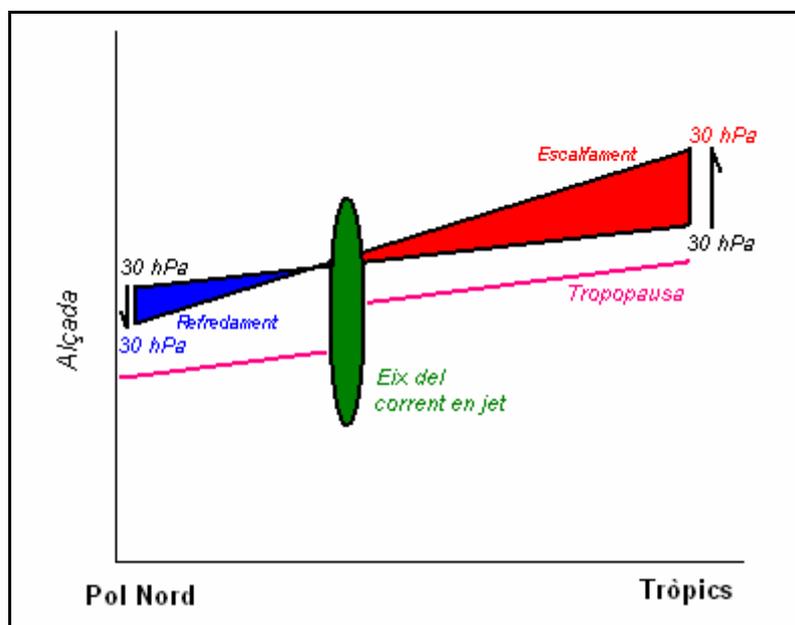
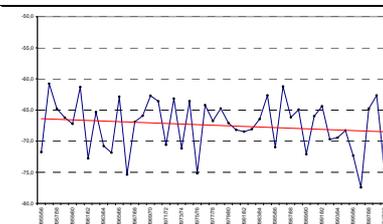
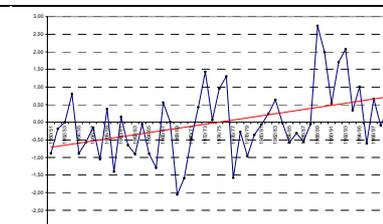
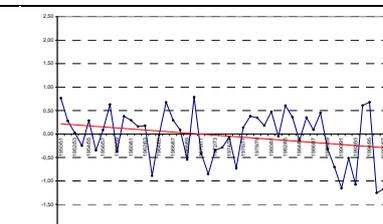


Figura 23. Esquema de la variació de l'altura geopotencial a 30 hPa quan l'estratosfera tropical s'escalfa i incrementa el gradient de temperatura Equador - Pol Nord que comporta un consegüent augment del gradient altimètric meridiana. (Reelaboració a partir de Robock, 2000, en la seva anàlisi de la influència de les erupcions volcàniques en el clima).

Es defineix el període d'estudi de desembre a març¹⁷, on el paper dels gasos d'efecte hivernacle és important en l'estat del vòrtex polar per l'elevació de la tropopausa tropical en l'escalfament que té lloc a la baixa troposfera equatorial, a causa de la convecció dins la mateixa troposfera. Més endavant, s'analitza separatament el mes de març, moment de l'any quan conflueixen la influència descrita i el forçament de la destrucció de l'O₃ estratosfèric, també induït pels gasos d'efecte hivernacle.

4.3.2. ELS GASOS D'EFECTE HIVERNACLE EN LA SEVA INFLUÈNCIA HIVERNAL

La temperatura hivernal de la baixa estratosfera polar té una certa tendència negativa recent, encara que no significativa (Taula 6), igual que l'altura geopotencial 30 hPa (no es mostra), per una major freqüència de *coolings* durant la última dècada del segle XX, i una menor freqüència de MMW (Taula 1). Es podria plantejar si els MMW que no tingueren lloc al 1997 i 2000 tot i les condicions favorables d'activitat solar i fase de la QBO per a la seva ocurrencia, han estat evitats per la rellevància que està prenent el forçament dels gasos d'efecte hivernacle (Figura 4)¹⁸. En conseqüència, es justifiquen les molt esmentades tendències hivernals positiva de l'AOi i negativa del WeMOi durant la segona meitat del segle XX (Taula 6). La recent fase negativa de la WeMO a l'estació hivernal podria estar associada a aquest increment de la intensitat del vòrtex polar.

t-test per al coeficient <i>b1</i>	Temp Pol Nord 30 hPa	AOi	WeMOi
Tendència (valor/ 10 anys)	-0.48 °C t = /-1.0034/ < 2.0161 (95%)	+0.30 t = /-2.1373/ > 2.0101 (95%)	-0.11 t = /3.3484/ > 2.0101 (95%)
Gràfic			

Taula 6. Tendències i gràfics hivernals (DGFM) de la temperatura (°C) de la baixa estratosfera del Pol Nord (30 hPa) per al període 1955/56-1999/2000 (Labitzke i col·laboradors, 2002) i de l'AOi i WeMOi per al període 1950/51-1999/2000. (En negreta es mostren les tendències significatives al 0.05).

¹⁷ El forçament dinàmic dels gasos d'efecte hivernacle té lloc als mesos d'hivern perquè no hi ha insolació al Pol Nord i s'afavoreix un major gradient de temperatura meridiana entre l'Equador i el Pol.

¹⁸ No obstant, a principis del segle XXI els MMWs han estat recurrents.

A la Figura 6 del capítol 3, es dedueix que les fases oposades hivernals entre la WeMO i l'AO es definien millor durant la segona meitat del segle XX, ja que les tres últimes tenien una forta oscil·lació. La 7a. fase arrenca a finals de la dècada dels 80, on l'AOi s'incrementa amb l'enfortiment del vòrtex polar esmentat, coincidint amb una extrema fase negativa de la WeMO. Amb la intenció de comprovar la importància d'aquesta última fase, la precipitació hivernal (DGF) dels Països Catalans té una tendència positiva al Golf de València i al nord-est de Catalunya (Figura 17 del capítol 3), essent significativa en varis observatoris al mes de gener (Figura 16 del capítol 3).

4.3.2.1. Patrons de circulació sobre Europa Occidental en hiverns d'AO de fase extrema

Per tal d'explicar la relació oposada entre l'AO i la WeMO mitjançant la variabilitat de les altes pressions a Europa Central a l'hivern, es porta a terme una classificació objectiva dels patrons superficials de circulació sobre Europa. Primer, se seleccionen els sis hiverns (DGFM) amb una fase més positiva de l'AO i els sis hiverns amb una fase més negativa de l'AO del període d'estudi 1958/59-1999/2000, ja que les dades del projecte de reanàlisi del NCEP/NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), com s'ha esmentat anteriorment, s'inicien al 1958. La majoria dels hiverns corresponen, òbviament, amb una fase oposada de la WeMO (Taula 7). Els hiverns amb una anomalia de l'AOi extrema positiva són més recents que els de les negatives, per tant, els patrons en la fase positiva seran els que s'hauran incrementat a finals del segle XX, fet que es comprova en una altra anàlisi, més endavant, en aquest mateix subapartat. D'aquesta manera, es poden detectar els principals patrons que impliquen una fase oposada de la WeMO en fases extremes de l'AO. Es defineixen dos grups de pràcticament de la mateixa mida¹⁹, 728 dies per al grup dels hiverns amb una AO més positiva, i 727 dies per al grup representat pels dies hiverns amb una AO més negativa. El mètode usat per identificar els principals patrons atmosfèrics és l'ACP, ja usat en l'apartat 4.2.4. d'aquest mateix capítol, amb la mateixa malla de pressió superficial diària. Malgrat que es barregen dies de diferents mesos en un mateix grup, la matriu T-mode permet per defecte prescindir d'una estandardització (Huth, 2000). Els passos en l'ACP són els mateixos que en les anteriors anàlisis, però el nombre de components extrems és diferent en tractar-se de grups de dies de diferents mesos. Es retenen menys factors per una major homogeneïtat, que són 4 per al grup de dies d'AO positiva i de 5 per al grup de dies d'AO negativa segons el canvi de pendent dels respectius *Scree-Tests* (no es mostren), que contenen un 80-90% de la variància.

¹⁹ Poden variar uns dies encara que el nombre d'hivern seleccionats sigui el mateix, però dependrà de si es tracta d'anys de traspàs o no.

Els sis hiverns amb un AOi més elevat	1972/73	1975/76	1988/89	1989/90	1991/92	1992/93
AOi	+1.44	+1.30	+2.74	+1.99	+1.71	+2.08
WeMOi	-0.35	-0.73	-0.32	-0.71	-0.51	-1.08
Els sis hiverns amb un AOi més negatiu	1959/60	1965/66	1968/69	1969/70	1976/77	1978/79
AOi	-1.40	-1.30	-2.06	-1.59	-1.58	-0.97
WeMOi	+0.38	+0.67	-0.55	+0.78	+0.14	+0.34

Taula 7. Els sis hiverns (DGFm) amb una fase més extrema positiva i negativa de l'AO en el període d'estudi 1958/59-1999/2000. Es mostren els valors dels índexs de cada hivern de l'AO i de la WeMO.

Les classificacions d'ambdós grups mostren diferències substancials (Figura 24). Primerament, durant la fase extrema positiva de l'AO, la freqüència dels patrons és més estable perquè hi ha un nombre major de casos inclosos dins els principals patrons de circulació, és a dir, les primeres EOF contenen una major variància que els de la fase negativa de l'AO²⁰. Per això, l'extracció de factors ha estat inferior en el grup dels dies d'AO positiva. El patró de circulació més freqüent en ambdós grups és una circulació de l'oest sobre les latituds mitjanes d'Europa Occidental, però amb algunes diferències en cada grup. En el grup positiu de l'AO, el patró és desplaçat cap al nord-est i els centres d'acció adquireixen una força major. En el grup negatiu de l'AO, el patró es desplaça cap al sud i tant l'anticicló de les Açores com la baixa d'Islàndia es debiliten. El patró de circulació resultant és una clara fase positiva de la WeMO tenint els vents una component nord-oest sobre els Països Catalans, i la fase de l'AO és lleugerament negativa perquè les depressions viatgen a una latitud relativament meridional. Els dos patrons més freqüents següents en el grup negatiu de l'AO no presenten una fase positiva de la WeMO (en el CP3+ el WeMOi és quasi nul). En contrast, el grup de l'AO positiva, els dos patrons principals següents mostren una fase clarament negativa de la WeMO. Aquests darrers patrons representen l'anticicló hivernal centreeuropeu i una alta sobre les Illes Britàniques, respectivament, bloquejant la circulació zonal a les latituds mitjanes desplaçant-la a latituds escandinaves. Aquests anticiclons comporten un increment de la pressió al nord d'Itàlia, fent la WeMO negativa, i comportant fluxos del nord-est i est sobre els Països Catalans. Aquestes adveccions incrementaran la precipitació, probablement de tipus torrencial en estar associats a fronts de retrocés, a les tres àrees de major d'incidència dels fluxos del nord-est. La precipitació serà reduïda a les àrees més

²⁰ La variància de l'EOF1 del grup d'AO positiva és 39.9% i de l'EOF2 24.0%, i del grup d'AO negativa, 28.6% i 19.0%, respectivament.

continentals de Catalunya i del País Valencià, sobretot, a la demarcació de Lleida i a la Franja de Ponent, i a la meitat nord de les Illes Balears (Figura 24 a dalt).

L'afectació de les fases extremes positives de l'AO en un augment de la pluviometria del conjunt del País Valencià, sobretot al litoral, per la incidència dels fronts de retrocés que no són tan efectius per al conjunt de Catalunya, comporta la regionalització hivernal definida per una Catalunya sota la influència de la NAO i un País Valencià sota la de la WeMO (Figura 19 del capítol 2), i una degradació de la influència simultània d'ambdós patrons de sud-oest a nord-est a les Illes Balears (Figura 23 del capítol 2). La precipitació es redueix en els hiverns del grup de la fase extrema negativa de l'AO a les Muntanyes d'Alacant-València, i al Pirineu Oriental. Les àrees interiors tenen un lleuger increment per l'arribada de certa humitat per l'oest, en viatjar les baixes polars per latituds més meridionals, sobretot, al Pirineu més occidental de l'àrea d'estudi. La pluviometria d'aquesta àrea dels Pirineus augmenta quan les adveccions són del nord-oest amb una fase positiva ben definida, que ve representada pel patró més freqüent, CP1+ (Figura 24 a baix). Les Illes Balears mostren poca variació davant les fases extremes negatives de l'AO, però, en general, hi ha una lleugera reducció.

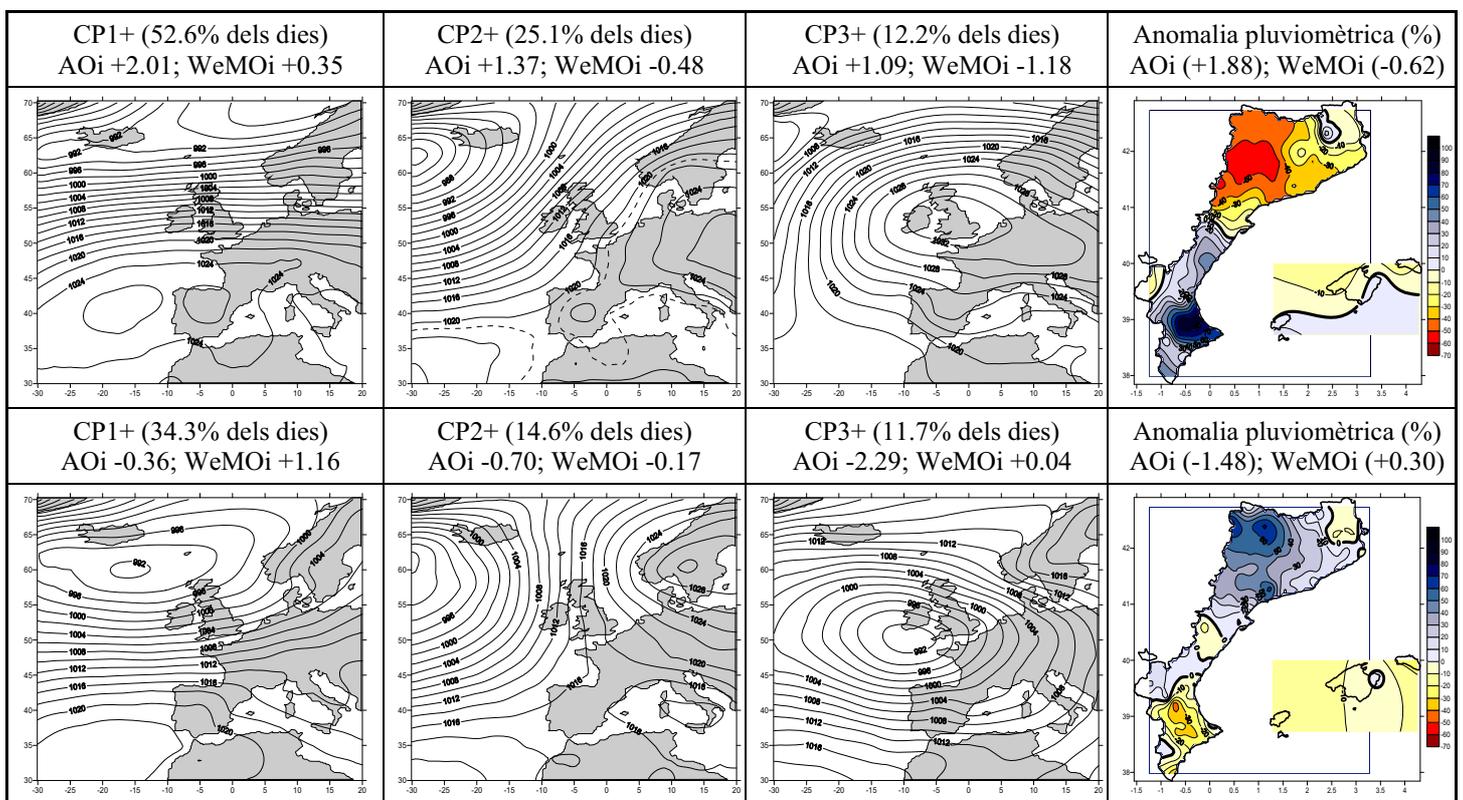


Figura 24. (A dalt) Els tres patrons de circulació més freqüents amb els seus corresponents valors de l'AOi i WeMOi per als dies dels hiverns (DGFM) amb una fase extrema positiva de l'AO del període 1958/59-1999/2000, i el corresponent mapa d'anomàlies pluviomètriques respecte al període de referència 1961/62-1989/90. (La isolínia discontinua del CP2+ és la de 1021 hPa). (A baix) Ídem que (A dalt), però per als dies dels hiverns (DGFM) amb una fase extrema negativa de l'AO.

Les situacions en omega representades pel CP2+ i CP3+ del grup de dies d'AO positiva són situacions de bloqueig molt diferents a la del CP2+ del grup de dies d'AO negativa. Les primeres situacions mostren uns anticiclons ubicats a les latituds europees mitjanes que permeten una certa continuïtat de la circulació intensa dels vents de l'oest, però a latituds escandinaves, mantenint-se una fase extrema positiva de l'AO. En canvi, en la situació del CP2+ del grup d'AO negativa, l'anticicló es troba centrat al sud de la Península Escandinava, amb una extensió des del cercle polar àrtic fins a Europa de l'Est. Aquestes altes pressions forçaran unes circulacions més meridionals de les baixes polars fins a l'oest de la Península Ibèrica, pertorbant-se per complet la circulació zonal. El CP1+ del grup d'AO positiva, tot i desplaçar-se l'anticicló de les Açores cap al nord-est com en els patrons de circulació més freqüents dels *coolings* en l'apartat 4.2.4., no estableix una circulació del nord-est tan ben definida sobre els Països Catalans, ja que en treballar només amb dies d'AO positiva extrema ha permès separar en dos patrons la circulació atmosfèrica més freqüent sota la influència d'un *cooling*: l'alta atlàntica que es reforça amb una aproximació cap a Centreeuropa i l'enfortiment de l'anticicló tèrmic d'Europa Central. El CP1+ i el CP2+ del grup dels dies d'AO positiva representen conjuntament aquest desplaçament de les altes pressions atlàntiques cap a Europa Central que enllaça amb l'anticicló tèrmic hivernal de la Plana Centreeuropea. En algunes anàlisis, per defecte de la metodologia usada d'anàlisi multivariant, aquest desplaçament pot venir representat pels dos primers patrons de circulació, com és el cas de la Figura 24 (a dalt), o per un sol patró de circulació com és el cas del CP2+ de la Figura 11c.

Quereda Sala (1989) va comprovar una elevada correlació entre les temperatures de les latituds polars de l'Atlàntic Nord en superfície i les precipitacions de caràcter torrencial al País Valencià vinculats a l'aparició de baixes al Golf de Cadis. Concorda amb els patrons de circulació dels anys amb un AOi extrem positiu (Figura 24 a dalt), sobretot amb el CP3+, en què es presenten unes altes pressions sobre Europa Central que en el seu paper de bloqueig desvien la circulació zonal cap als Països Escandinaus, i estableixen una circulació de l'est sobre els Països Catalans en una fase negativa de la WeMO. Aquesta situació sinòptica s'exemplificaria amb l'episodi de precipitació del 2 al 4 de novembre de 1987, encara que no englobada dins el període d'hivern d'estudi, que fou molt torrencial a la meitat sud del Golf de València²¹ en l'aparició d'una depressió al Golf de Cadis. La situació sinòptica estava caracteritzada per la ubicació d'un anticicló de bloqueig sobre les Illes Britàniques, prolongant una falca fins al nord d'Itàlia i Europa de l'Est, de manera que desviava la circulació zonal a latituds circumpolars, definint-se una fase positiva de l'AO però al mateix

²¹ A Gandia (la Safor) se superaren els 700 mm en 24 h.

temps negativa de la WeMO, afavorint-se la ciclogènesi al Golf de Cadis per la circulació de retrocés de llevant a la Península Ibèrica i per la despresa d'una baixa polar per l'oest de la Península Ibèrica (Figura 25). Aquesta situació sinòptica d'inundacions als Països Catalans exemplifica la importància de la variabilitat de l'anticicló centreeuropeu quant al seu paper impulsor a l'hora de desenvolupar un front de retrocés sobre els Països Catalans. Llasat (1991) ja catalogà el patró "bloqueig continental" com un dels models més típics amb un alt risc de precipitacions intenses a l'àrea dels Països Catalans, sobretot a la tardor, sovint vinculat a depressions aïllades a nivells alts (DANA o gotes fredes) a les latituds ibèriques.

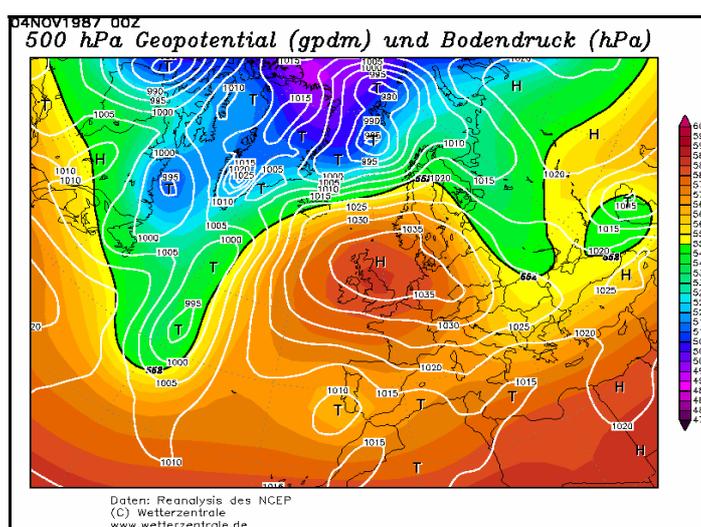


Figura 25. Mapa sinòptic de superfície i d'altura geopotencial a 500 hPa del dia 4 de novembre de 1987 a les 00 UT (AOi +0.72; WeMOi -2.97).

4.3.2.2. Evolució dels patrons de circulació hivernals a Europa Occidental

Una manera de corroborar aquesta hipotètica influència dels gasos d'efecte hivernacle en la circulació atmosfèrica sobre Europa és calcular l'evolució dels principals patrons de circulació hivernals al llarg del període 1958/59-1999/2000. En l'estudi de Lopez-Bustins *et al.* (en avaluació) s'analitza per a l'hivern curt (DGF), en comptes de per a l'hivern llarg (DGFM) com en l'anàlisi anterior, l'evolució dels principals patrons de circulació al llarg de les darreres dècades del segle XX. Es parteix d'una mostra més gran de 3.791 dies que comprèn tots els dies de desembre, gener i febrer del període 1958/59-1999/2000. Per portar a terme una classificació diària automàtica aplicant els ACP d'aquesta matriu més gran de dies s'ha de treballar amb el programa STATISTICA (StatSoft, 2001), en comptes de l'usat fins aleshores, el SPSS (*Statistical Product and Service Solutions*), per qüestions de processament de càlcul computacional. Els passos en l'ACP i la finestra de la malla, no obstant, són els

mateixos que en les anàlisis anteriors. Es retenen els 4 primers factors perquè contenen més del 80% de la variància i el gràfic de sedimentació mostra una ruptura del pendent a la 4a. component (no es mostra el *Scree-Test*).

Es mostren els tres patrons de circulació més freqüents que aglutinen gairebé el 80% de tots els 3.791 dies classificats. El més freqüent, el CP1+, és una circulació de l'oest definida per una fase positiva de la WeMO. Aquest patró de circulació no aporta humitat als Països Catalans, només a la Val d'Aran, i lleugerament a la Catalunya Nord i a Menorca per no estar sota l'efecte orogràfic directe dels Pirineus. El segon patró més freqüent, el CP3+, és clau, ja que és un fase positiva de l'AO i una de negativa de la WeMO, caracteritzada per l'anticicló centreeuropeu que desvia les circulacions de l'oest enfortides cap a latituds circumpolars. I el darrer patró de circulació, el CP2+, és una fase negativa de l'AO definida per la despresa de baixes circumpolars al nord-oest de la Península Ibèrica en haver-hi un anticicló de bloqueig a Europa de l'Est. Aquest patró afavoreix la precipitació a l'interior dels Països Catalans, mentre el CP3+ a les àrees litorals (Figura 26, a dalt).

A partir del test de Mann-Kendall²² (Sneyers, 1992) es detecta que el CP3+ augmenta la seva freqüència absoluta significativament al 0.05, i que el CP2+ es redueix al 0.10. El CP1+ s'incrementa però sense significació (Figura 26, a baix). Es corrobora un augment de pressió atmosfèrica a Europa Central (Shindell *et al.*, 1999; Maugeri *et al.*, 2004) i de situacions anticiclòniques sobre els Alps (Stefanicki *et al.*, 1998) a l'hivern, així com un descens del nombre de ciclons a les latituds mitjanes d'Europa (45°-50°N) (Trigo, 2006), una disminució de la nuvolositat *stratiforme* associada a sistemes frontals a Polònia (Wibig, en premsa), i una major freqüència de vents de gregal i llevant sobre els Països Catalans. Martín-Vide *et al.* (2004) detecten un patró de circulació d'identica morfologia que el CP3+ com el més freqüent en el bimestre gener-febrer durant el període 1978-1999, que és distint al del període anterior 1956-1977 que mostra una circulació més meridiana sobre Europa Occidental. És en aquests dos mesos quan l'AOi té un augment més important (Taula 3 del capítol 3). La reducció de baixes polars despresa al nord-oest de la Península Ibèrica implica una menor freqüència del pas de fronts atlàntics per sobre dels Països Catalans a l'hivern. Les tendències de les freqüències absolutes d'aquests patrons de circulació són consistents amb les tendències de l'AOi i del WeMOi (Taula 3 del capítol 3) i de la pluviometria dels Països Catalans (Figura 17 del capítol 3) a l'hivern durant la segona meitat del segle XX. A més, el mes d'hivern quan aquest patró augmenta més notablement és al mes de gener (no es mostra) que és coherent amb els mapes de tendències pluviomètriques mensuals de la Figura 16 del

²² És en l'única anàlisi de la tesi que s'ha emprat el test de Mann-Kendall, en comptes del t-test, per precisar els % dels nivells de confiança de les tendències.

capítol 3, que mostren aquest mes amb un increment de la precipitació més generalitzat als Països Catalans. Les tendències del WeMOi a resolució mensual (Taula 3 del capítol 3), mostren com el gener és l'únic mes que té una tendència negativa significativa. A mode de conclusió, cal deduir que els gasos d'efecte hivernacle, per un mecanisme físic, podrien tenir una incidència més directa en la pluviometria dels Països Catalans, augmentant-la, al mes de gener. És consistent amb les conclusions de Prohom (2003) que apunten al mes de gener quan el vulcanisme té una major influència en la circulació atmosfèrica sobre Europa en reforçar-se el vòrtex polar.

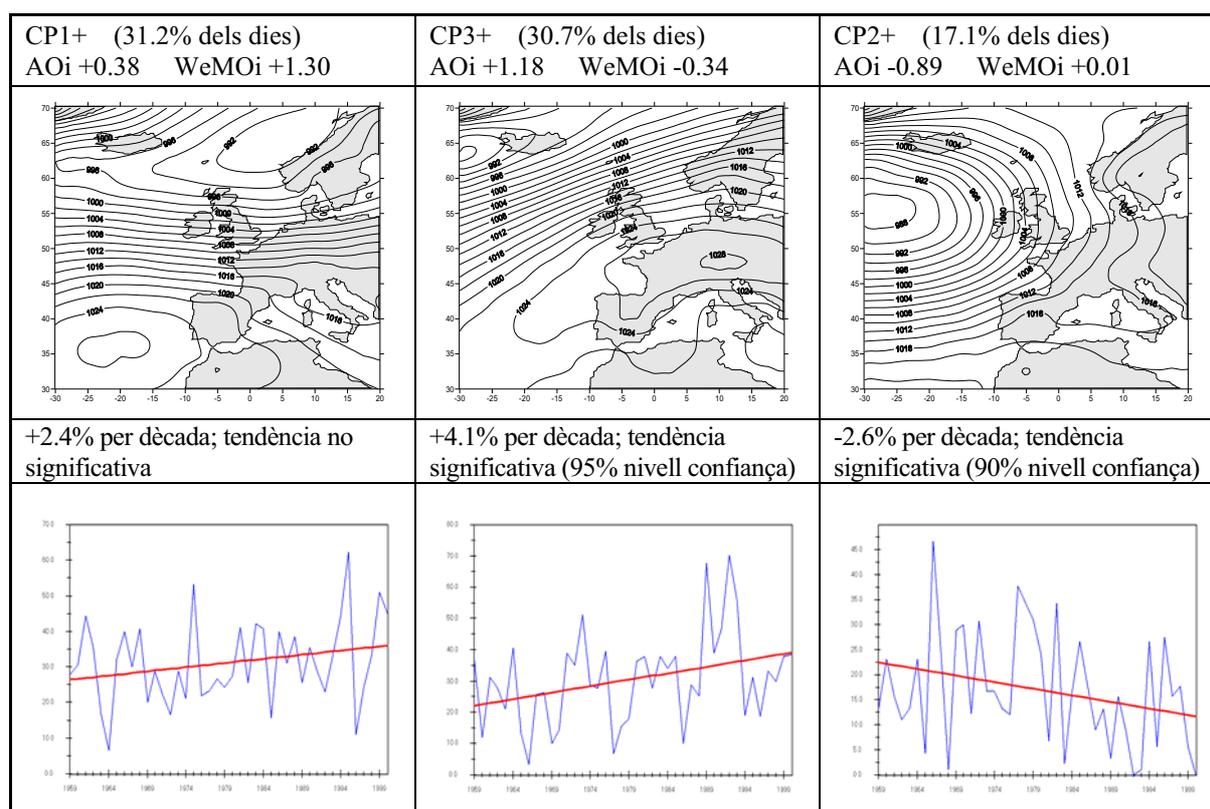


Figura 26. (A dalt) Els tres patrons de circulació més freqüents sobre Europa Occidental a l'estació hivernal (DGF) durant el període 1958/59-1999/2000 (es mostren els valors de l'AOi i del WeMOi). (A baix) Les tendències segons el test de Mann-Kendall i l'evolució temporal de les freqüències absolutes anuals dels tres patrons de circulació (es traça la regressió lineal).

4.3.2.3. Altres consideracions finals

Amb els resultats obtinguts fins ara, es pot afirmar que la WeMO permet establir una certa distinció entre la influència de la NAO i de l'AO sobre l'oest de la conca mediterrània, ja que té una relació molt diferent amb cada un d'ells. El WeMOi es correlaciona positivament amb el NAOi, però negativament amb l'AOi (Taula 9 del capítol 1), tot i que alguns estudis consideren que són patrons similars (NAO/ mode anular) (Wallace, 2000b). Huth (2007), mitjançant l'ACP, dedueixen que l'AO no és res més que un artefacte estadístic,

i que la NAO és l'únic patró físicament representatiu de la variabilitat de la circulació atmosfèrica a l'hemisferi nord. L'actual tendència positiva de l'AOi hivernal implica un clima més humit per al Golf de València i per al Pirineu Oriental, perquè el WeMOi presenta una recent i pronunciada tendència negativa. Els augments pluviomètrics probablement són de caràcter torrencial, ja que els fronts de retrocés van lligats a una tipologia pluviomètrica mediterrània (Estrela *et al.*, 2002; Azorín-Molina i López-Bustins, 2004). A les Taules 8 i 11 del capítol 3, es mostra com el CI i el nombre d'episodis augmenten en l'últim quart del segle XX a l'hivern a València i Torrevella, corroborant la recent evolució negativa de la WeMO. En aquesta estació de l'any, al llarg del període 1951-2000 la WeMO guanya pes al País Valencià i la NAO en perd (Figura 28 del capítol 3), fet que provoca un augment del CV de l'àrea. A la zona de la Catalunya Nord i del Pirineu Oriental, la NAO fins i tot guanya terreny, i, per tant, no es detecta un augment de la torrencialitat, ni un de pluviomètric, tan contundent com al Golf de València. Els vents del nord-est tenen un recorregut molt variable, i en moltes ocasions, tenen només un lleuger recorregut marítim pel Golf de Lleó. La Plana del Rosselló i el Pirineu Oriental estan més oberts a aquests fluxos quan viren a una procedència més propera a llevant, que dependrà de l'ubicació del centre d'acció de les altes pressions centreeuropees. La mínima variació de la procedència del flux de gregal pot comportar tipus de temps molt distints en aquesta regió dels Països Catalans. Cal tenir en compte que la ubicació més septentrional de la Catalunya Nord, permet una exposició a un ventall més ampli de influències; és a dir, els fluxos del nord-oest tenen una certa importància en l'aportació d'humitat sobre la regió en superar còmodament els modestos relleus de les Corberes que separen la Plana d'Aquitània de la del Rosselló. La major proximitat d'aquestes terres septentrionals al centre d'acció anticiclònic centreeuropeu sovint no comporta convecció, i dependrà de les condicions en altura i de la formació de baixes mesoescalars entre els golfos de Lleó i Gènova que l'afavoreixin. A les Illes Balears (Figura 32 del capítol 3) l'augment de la influència de la WeMO a les Pitiüses a finals del segle XX és coherent amb el del País Valencià, amb un cert increment del CV, encara que la precipitació no presenti variació en aquesta zona de l'arxipèlag.

La clau hipotètica de l'augment de la torrencialitat de finals del segle XX deduït en algunes zones (litoral del Golf de València i muntanyes del nord d'Alacant – sud de València) del País Valencià durant l'hivern és l'increment de gasos d'efecte hivernacle a la baixa troposfera. En el si de la convecció a la zona de convergència intertropical, els gasos escalfen l'alta troposfera tropical, elevant-se la tropopausa en conseqüència, com en els episodis d'erupcions volcàniques. Aquests resultats encaixen amb l'increment dels fronts de retrocés i de la precipitació torrencial durant el primer semestre de l'any, destacant el mes de gener,

(Millán *et al.*, 2005, 2006), i de la pluviometria hivernal (González-Hidalgo *et al.*, 2002²³, 2006) al Golf de València. En conseqüència, té lloc un joc de balanç, que la baixa polar s'aprofundeix en compensació de l'elevació de la troposfera tropical, i es refreda, incrementant-se encara més el gradient tèrmic a la baixa estratosfera entre el Tròpic i el Pol (Robock, 2000; Shindell *et al.*, 2001) (Figura 23). Com a resposta, el vòrtex polar augmenta la seva circulació ciclònica per compensar el desequilibri energètic hemisfèric, que es transmet en superfície amb una advecció intensificada de l'oest. Es forma una depressió polar més profunda reflectida en una baixa d'Islàndia més forta i desplaçada cap al nord-est, més propera al Pol Nord, per la contracció que pateix el vòrtex en l'augment de la seva vorticitat (Shindell *et al.*, 1999, Baldwin i Dunkerton, 2001). Altre cop per efecte de balanç, l'alta pressió subtropical de les Açores també es reforça i es desplaça cap a latituds més septentrionals, reactivant l'anticicló tèrmic centreeuropeu. Aquest increment recent de la pressió hivernal a Europa Central, detectat ja per alguns autors citats anteriorment, implica una fase positiva de l'AO, però al mateix temps una de negativa de la WeMO (Taula 6) (Martin-Vide i Lopez-Bustins, 2006), que es caracteritza per una major freqüència de fronts de retrocés sobre els Països Catalans amb component est i nord-est. Aquests fluxos estan augmentant hipotèticament la precipitació de tipus torrencial sobretot a les àrees litorals del Golf de València i de les Muntanyes d'Alacant. En canvi, les àrees més continentals dels Països Catalans presenten una certa reducció de les seves mitjanes pluviomètriques hivernals (Figura del capítol 2), lligada a una disminució de la seva precipitació d'origen atlàntic (Miró *et al.*, 2006), típica de fases negatives de l'AO.

Els estudis del CEAM (Millán *et al.*, 2005, 2006) indiquen que aquest augment dels fronts de retrocés que afecten a la franja litoral del País Valencià també és present a l'estació primaveral. En l'apartat següent, en una anàlisi més enfocada a aquesta estació, s'analitzarà el mes de març individualment, ja que és un mes on l'estratosfera polar s'ha refredat considerablement per una possible causa relacionada amb la destrucció d'O₃ estratosfèric.

Per conèixer si en l'actualitat, en els inicis del segle XXI, encara ens trobem en una fase negativa de la WeMO, es pot recórrer a les dades de l'AOi hivernals dels últims anys. Les dades de la WeMO, de moment, no estan actualitzades, perquè el projecte europeu IMPROVE finalitzà al 2000. Les dades de l'AOi hivernals (DGMF) obtingudes de la pàgina web de la NOAA són: 2000/01 (-1.41), 2001/02 (+0.57), 2002/03 (-0.25), 2003/04 (-0.66), 2004/05 (-0.26), 2005/06 (-0.46) i 2006/07 (+1.05). Aquestes dades de continuïtat podrien apuntar a un cessament de la tendència positiva de l'AOi i la subseqüent finalització de la fase negativa de la WeMO de finals del segle XX, obrint portes a altres hipòtesis.

²³ González-Hidalgo *et al.* (2002) estableixen un estudi per al País Valencià durant el període 1950-2000, on detecten que l'estació hivernal és l'única que guanya pes percentual sobre la precipitació anual a la dècada dels 90.

4.3.3. ELS GASOS D'EFECTE HIVERNACLE I LA SEVA INFLUÈNCIA EN LA TRANSICIÓ HIVERN-PRIMAVERA (MARÇ)

El retard de l'arribada de la primavera a l'estratosfera polar és un dels efectes del canvi climàtic més perceptibles (Rex *et al.*, 2004). A l'hemisferi sud, ja es constata que hi està havent un canvi en la dinàmica a mig termini, com ja s'ha comentat en el subapartat 4.2.2.4. A l'hemisferi nord, el canvi no és tan evident, però en la dècada dels 90 freqüentaren anys en què el vòrtex polar no es dissolgué fins ben entrada la primavera, esdeveniments que s'anomenen *late final warmings*. El cas més espectacular és el de 1997, i una situació contrària, és la del 1984. Ambdós anys són les temperatures més extremes negativa i positiva, respectivament, registrades a 30 hPa de l'estratosfera polar àrtica en el mes de març durant les tres últimes dècades del segle XX (Figura 27).

Newman *et al.* (2001) estableixen una relació directa entre la propagació cap al Pol Nord dels fluxos *Eliassen-Palm* de les ones planetàries i les variables temperatura i O₃ de l'estratosfera del Pol Nord en l'hivern tardà. Durant la dècada dels 90, va tenir lloc una pèrdua severa d'O₃ a l'estratosfera àrtica com a resultat combinat de l'efecte d'un canvi climàtic a mig termini i de l'increment dels halògens antropogènics en l'estratosfera (Hinssen *et al.*, 2007). En conseqüència, el potencial màxim per a la formació de núvols polars estratosfèrics (*-polar stratospheric clouds-PSC*) s'ha incrementat amb fermesa en els darrers lustres (Rex *et al.*, 2004; Hansen *et al.*, 2006). Els PSC requereixen per a la seva formació temperatures extremadament fredes, per sota dels -78 °C. Aquests núvols són precursors del perill de destrucció de l'O₃; cristalls molt petits de gel i petites gotes d'aigua en els núvols proveeixen superfícies on els clorofluorocarbonis (CFC)²⁴ es converteixen en molècules destructives d'O₃. Aquests núvols, normalment, només es formen a l'hemisferi sud per les temperatures més baixes que es donen en el vòrtex antàrtic, però en alguns sondejos a l'estratosfera àrtica al voltant dels anys 90 mostraren que els nivells de compostos de Cl₂ podrien portar a una destrucció massiva d'O₃ si les condicions hivernals fredes persistien fins a mitjans de primavera (Newman, 2000). Langematz (2000) atribueix parcialment la reducció de la temperatura estratosfèrica a una pèrdua d'O₃ usant el model berlinès FUB-CMAM, encara que de forma més evident a l'hemisferi sud. Una idea final, ja esmentada en el subapartat 4.2.2.4., és que un refredament potencia una major destrucció d'O₃, i menys O₃ comporta més fred, una retroalimentació positiva per la qual el vòrtex polar esdevé progressivament més fred, intens i estable (Labitzake i van Loon, 1999). Aquesta és la interacció que en alguns anys, com el de 1997, provoca que hi hagi un retard de la transició de l'hivern a l'estiu a l'estratosfera àrtica i tingui lloc la formació d'un forat a la capa d'O₃. Aquesta interacció encara s'estudia avui dia en

²⁴ Els gasos CFC contenen halògens com el clor (Cl) i el fluor (F), però ara també està prenent importància, sobretot a l'Àrtic, el brom (Br), que és més eficient que el Cl. Aquests gasos eren comunament usats en la indústria com a refrigerants.

projectes com SPARC, però cal una major atenció en aquesta retroalimentació simultània i dinàmica que es infravalora en els càlculs dels models, els quals se centren principalment només en les variables de la química i de la radiació.

L'emissió de gasos CFC s'ha reduït dràsticament, per la seva alta capacitat destructiva de l'O₃, després del Protocol de Mont-real de 1987, però la seva màxima concentració en l'estratosfera s'ha estimat per al voltant del 2000. Donada la seva llarga vida, s'estima una perdurabilitat d'una concentració crítica d'aquests gasos a l'atmosfera almenys fins al 2050.

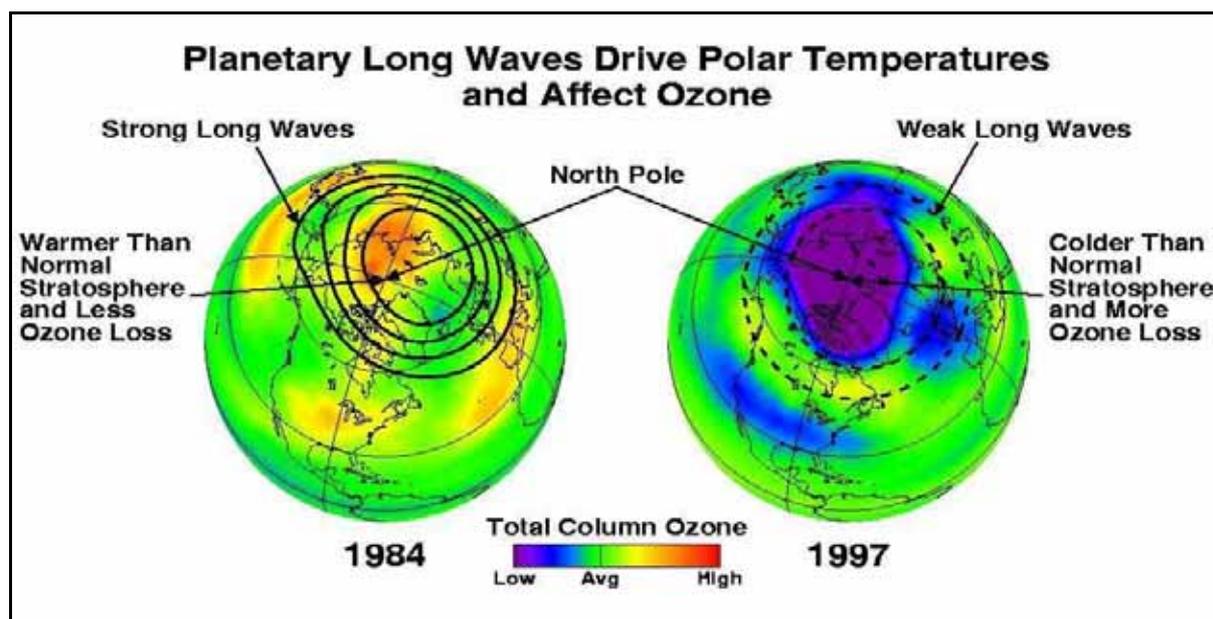


Figura 27. Relació entre la propagació d'ones planetàries i la temperatura de l'estratosfera polar en la seva afecció a l'O₃. Els casos anòmals extrems i oposats de 1984 i 1997. (Extret de Barry i Phillips, 2001).

Segons la Taula 3 del capítol 3, en el període 1951-2000, l'AOi mostra una certa tendència positiva en el mes de març, però no significativa com en el conjunt de l'hivern (DGFM) (Taula 6); i el WeMOi mostra una tendència nul·la. La temperatura estratosfèrica al mes de març tampoc presenta una tendència definida (-0.023 °C/ 10 anys) al llarg del període 1956-2000. No obstant, Labitzke i Kunze (2005) detectaren la tendència més significativa i negativa de la temperatura de la baixa estratosfera al Pol Nord al mes de març, quan dividiren el període d'estudi en dos. A partir del final dels anys 70, és quan s'inicien les destruccions massives d'O₃ a causa dels gasos CFC. Les temperatures ens mostren que el vòrtex polar entra progressivament més refredat a la primavera a finals del segle XX. Aquesta davallada de temperatures estratosfèriques en el mes de març també es mostra en estudis posteriors (Labitzke *et al.*, 2005; Kim i Choi, 2006; Langematz i Kunze, 2006).

Tot i la feble garantia de tendències de períodes temporals inferiors a 30 anys, s'estableixen dos subperíodes per al WeMOi i per a la temperatura estratosfèrica polar: 1956-1977 i 1978-2000. No s'estableixen dos subperíodes per l'AOi, perquè el seu increment és

continu durant el període 1951-2000. La temperatura de l'estratosfera polar es redueix significativament en el segon subperíode (Figura 28a), fet que indica que el vòrtex s'enforteix amb una major circulació ciclònica. En prendre el vòrtex un major dinamisme en el segon subperíode, les anomalies es transmeten més nítidament en superfície. Prova d'això en són les correlacions significatives trobades en el mes de març en el període 1979-2000 entre la temperatura i l'altura geopotencial 30 hPa del Pol Nord, i la pluviometria de la Península Ibèrica, que no es troben en el període previ 1958-1979 (López-Bustins, 2006). És per això que els valors extrems positius de l'AOi en el període 1951-2000 es concentren en els darrers 20 anys, i els valors negatius no són tan extrems com en els 15 primers anys (Figura 28b). La WeMO té un comportament molt satisfactori en extremar-se les condicions en l'estratosfera polar, responent amb una davallada significativa i negativa des de finals dels anys 70. A la dècada dels 90, el WeMOi roman majoritàriament en valors negatius, molt extrems en alguns anys (Figura 28c).

Les tendències pluviomètriques del mes de març als Països Catalans es caracteritzen per ser la davallada més considerable i generalitzada de tots els mesos considerant tot el període d'estudi 1951-2000 (Figura 16 del capítol 3). En aquest període, l'AOi té una tendència positiva però el WeMOi roman sense variacions. A més, el NAOi ascendeix positiva i significativament (Taula 3 del capítol 3). Les reduccions significatives de precipitació són en aquelles àrees on hi ha una correlació significativa negativa amb el NAOi o amb l'AOi, els Pirineus, sobretot l'occidental, i la meitat nord de les Illes Balears. El País Valencià resta més invariable. Aquests resultats concorden amb la davallada pluviomètrica molt significativa del centre i oest de la Península Ibèrica (Aguilar *et al.*, 2006; López-Bustins, 2006; Norrant i Douguédroit, 2006; Paredes *et al.*, 2006), i de les conques internes de Catalunya (Saladié *et al.*, 2006).

Per comprovar quins són els patrons de circulació més freqüents a l'inici primaveral en aquells anys en què l'estratosfera polar pateix una destrucció massiva d'O₃ i en aquells que la concentració d'O₃ és abundant, se seleccionen aquells anys en què el mes de març tingui una temperatura anòmalament superior al valor estandarditzat /0.75/ del període 1970-2000. Aquestes darreres tres dècades són el moment quan s'inicia la incidència dels gasos CFC en la destrucció d'O₃ i la davallada significativa de la temperatura estratosfèrica al Pol Nord. La mitjana de la temperatura al Pol Nord al nivell 30 hPa durant el període 1958-2000²⁵ és -57.4 °C. L'interval de valors estandarditzats (-0.75, +0.75) s'estableix per constituir ambdós grups: els dies de març amb una estratosfera polar anòmalament càlida (temperatura >+0.75) i els

²⁵ Altra vegada s'usa aquest període d'estudi per la manca de dades anteriors en el projecte de reanàlisi NCEP/NCAR.

dies de març amb una estratosfera polar anòmalament freda (temperatura <-0.75). Aquests valors normalitzats corresponen a les temperatures -51.4 i -63.4 °C. La selecció permet formar dos grups de 7 mesos de març: càlids (1974, 1975, 1978, 1980, 1984 i 1989) i freds (1970, 1976, 1982, 1990, 1994, 1995 i 1997). Cal tenir present que els mesos extrems freds són majoritàriament posteriors als càlids, reafirmant-se la idea del refredament estratosfèric polar en aquest mes (Figura 29).

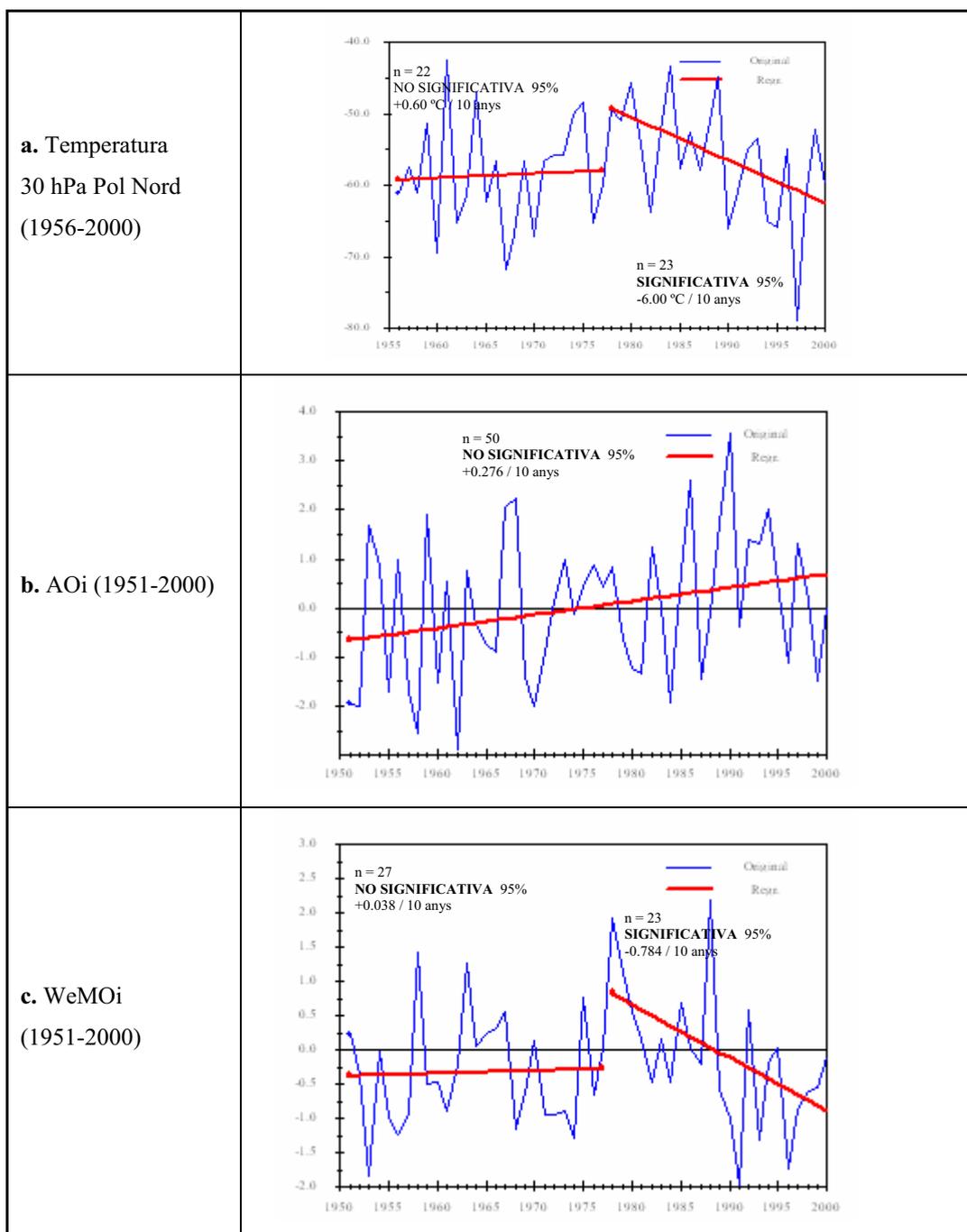


Figura 28. a. Tendències de la temperatura 30 hPa al Pol Nord del mes de març per a dos subperíodes: 1956-1977 i 1978-2000. b. Tendència de l'AOi de març per al període 1951-2000. c. Tendències del WeMOi de març per a dos subperíodes: 1951-1977 i 1978-2000. (Aplicació del t-test usant el software AnClim –Stepanek, 2005-).

Usant el mateix mètode de l'ACP i conglomerats es pretén definir la morfologia i estructura dels patrons més freqüents sota condicions anòmales a l'estratosfera polar. La transmissió dels comportaments extrems del vòrtex a la superfície s'entén per un acoblament estratosfera-troposfera que s'explica en l'apartat 4.2.3. (Baldwin i Dunkerton, 1999, 2001, 2005).

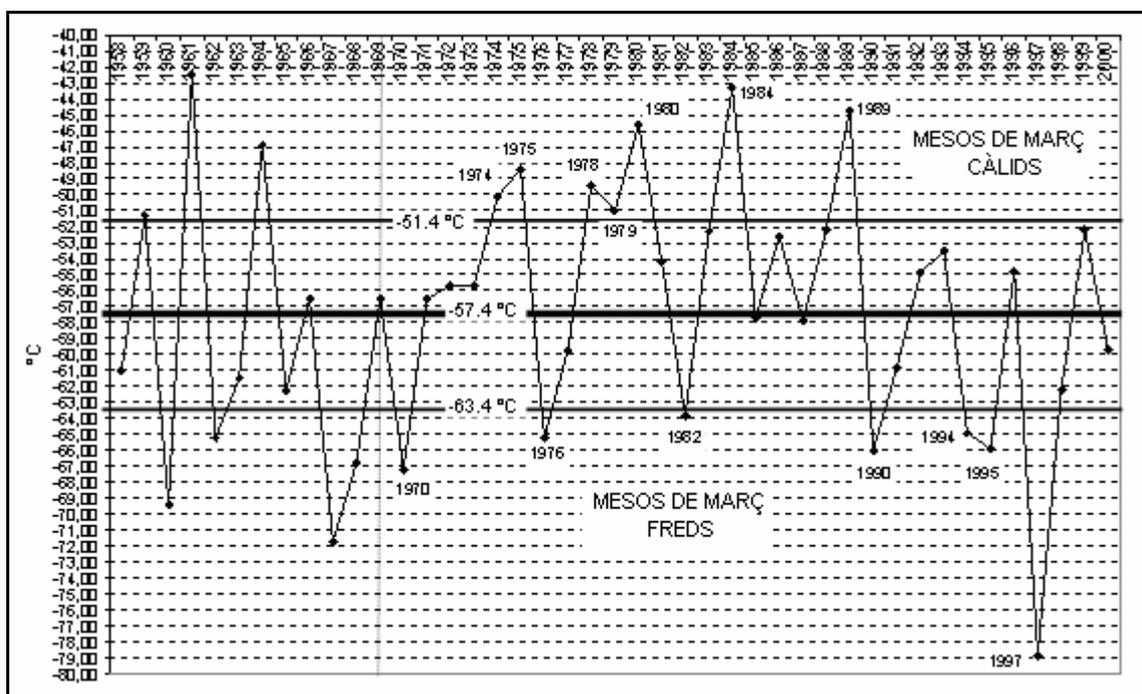


Figura 29. Evolució de la temperatura estratosfèrica a 30 hPa al Pol Nord amb els seus corresponents llindars per a la selecció dels mesos de març extrems. (Extret de López-Bustins, 2006).

Les matrius i passos de l'anàlisi multivariant són els mateixos que els aplicats en els apartats anteriors, però només seleccionant aquells dies del mes de març que interessin. L'anàlisi es porta a terme per a ambdós grups de la mateixa mida, 217 dies (31 dies \times 7 anys). Cal comentar que l'extracció és dels 6 primers factors, en ambdós grups, que contenen al voltant del 90% de la variància, en ambdues anàlisis.

El patró de circulació més freqüent durant els mesos de març càlids és una circulació de l'oest desplaçada cap a latituds més meridionals, i es correspon amb una fase positiva de l'AO, però debilitada (Figura 30, a baix). En canvi, en aquells mesos de març freds, es reforça la fase positiva de l'AO, amb un cert enfortiment dels centres d'acció, i un desplaçament cap a Europa Central de l'anticicló atlàntic; i inherentment, un moviment cap al nord i enfortiment dels vents de l'oest (Figura 30, a dalt). De forma que, mentre tenen lloc mesos de març molt secs a la meitat occidental de Catalunya, la meitat sud del País Valencià té una modesta davallada de les precipitacions, fins i tot, una no variació o lleuger increment a les muntanyes del nord d'Alacant. L'explicació es dona quan el CP1+ dels mesos de març freds és una fase

negativa de la WeMO definida per la típica advecció de nord-est i est, induïda per un front de retrocés sobre els Països Catalans, quan l'estratosfera polar es troba anòmalament refredada. Al Pirineu Occidental, sobretot a la vessant nord (Val d'Aran), els mesos de març freds també causen una reducció pluviomètrica, però de forma més esmorteïda perquè el CP2+ mostra uns fluxos del nord-oest que comporten certes precipitacions a la zona. Hinssen *et al.* (2007) també han detectat un enfortiment dels vents de l'oest per una pèrdua d'O₃ a causa dels gasos d'efecte hivernacle en l'hivern tardà. Aquests autors mencionen el paper de la reducció de la cobertura de gel sobre l'Àrtic com un factor addicional que contribueix al reforçament de la vorticitat sobre el Pol Nord. Una cobertura de gel inferior, implica unes temperatures més elevades en superfície que no afavoreixen la formació tan contundent d'un anticicló tèrmic, facilitant la penetració a la troposfera de les anomalies de circulació ciclònica de l'estratosfera.

Tornant als mesos de març càlids, el conjunt dels Països Catalans obté uns increments notables de pluviometria a causa del segon patró de circulació més freqüent, que afavoreix la formació d'una baixa en el si de la Mediterrània Occidental amb un front de retrocés (Estrela *et al.*, 2002) en ubicar-se un potent anticicló de bloqueig a Escandinàvia. En definitiva, els mesos freds s'associen a fases positives extremes de l'AO, i els càlids a unes més aviat negatives, com el patró CP2+ (Figura 30, a baix) que té una afecció directa als Països Catalans. No és d'estranyar que la precipitació de les àrees interiors de Catalunya, més sensible pluviomètricament a la variació de la temperatura estratosfèrica polar, tingui una correlació positiva significativa amb aquesta i amb l'altura geopotencial durant les tres darreres dècades del segle XX (Figura 31). A més, el detriment de la precipitació a la major part dels Països Catalans al mes de març es pot posar en relació amb l'ocurrència de cap mes de març càlid, per contra de 4 de freds, durant l'última dècada del segle XX.

El paper dels fluxos del nord-est associats a *coolings*, en el mateix mes de març, perd certa incidència en la pluviometria dels Països Catalans; de fet, el CP que els representa, el CP1+, no aglutina un nombre de casos molt superior al CP2+. En conseqüència, les anomalies pluviomètriques positives no són presents en totes les àrees d'incidència dels fluxos del nord-est o est vinculats a un front de retrocés, només a la zona de màxima afecció, les Muntanyes d'Alacant. Però, en canvi, les anomalies pluviomètriques negatives s'estenen arreu dels Països Catalans, perquè ni el CP1+ ni el CP2+ dels mesos freds de març són situacions sinòptiques de pluges per al conjunt de la Península Ibèrica. A la Figura 29 del capítol 3, l'AO, en la seva fase positiva, guanya pes en el darrer quart del segle XX en la pluviometria de la regió d'Alacant que es podria correspondre a una major freqüència del CP1+ de la Figura 30 (a

dalt) vinculada a una tendència negativa significativa de la temperatura de l'estratosfera polar al llarg de les dues últimes dècades del segle XX.

Es demostra, el fet evident, que la davallada pluviomètrica de la major part dels Països Catalans del mes de març, en el període 1951-2000, essent molt significativa al Pirineu més occidental i a la meitat nord de les Illes Balears (Figura 17 del capítol 3), és per una major freqüència durant la dècada dels 90 dels patrons associats a *coolings* en l'hivern tardà. No és perceptible a la meitat sud del País Valencià, on un lleuger increment en el potencial d'esdeveniments torrencials es dedueix a les àrees conegudes per una major incidència dels fluxos del nord-est, sobretot a les Muntanyes d'Alacant, perquè aquests esdevenen més freqüents a finals del segle XX. Les anomalies pluviomètriques en aquests anys seleccionats en la Figura 30 (a dalt) no són gaire positives en les àrees esmentades com en altres anàlisis on el patró de circulació resultant era el mateix amb un centre d'acció anticiclònic sobre Europa Central.

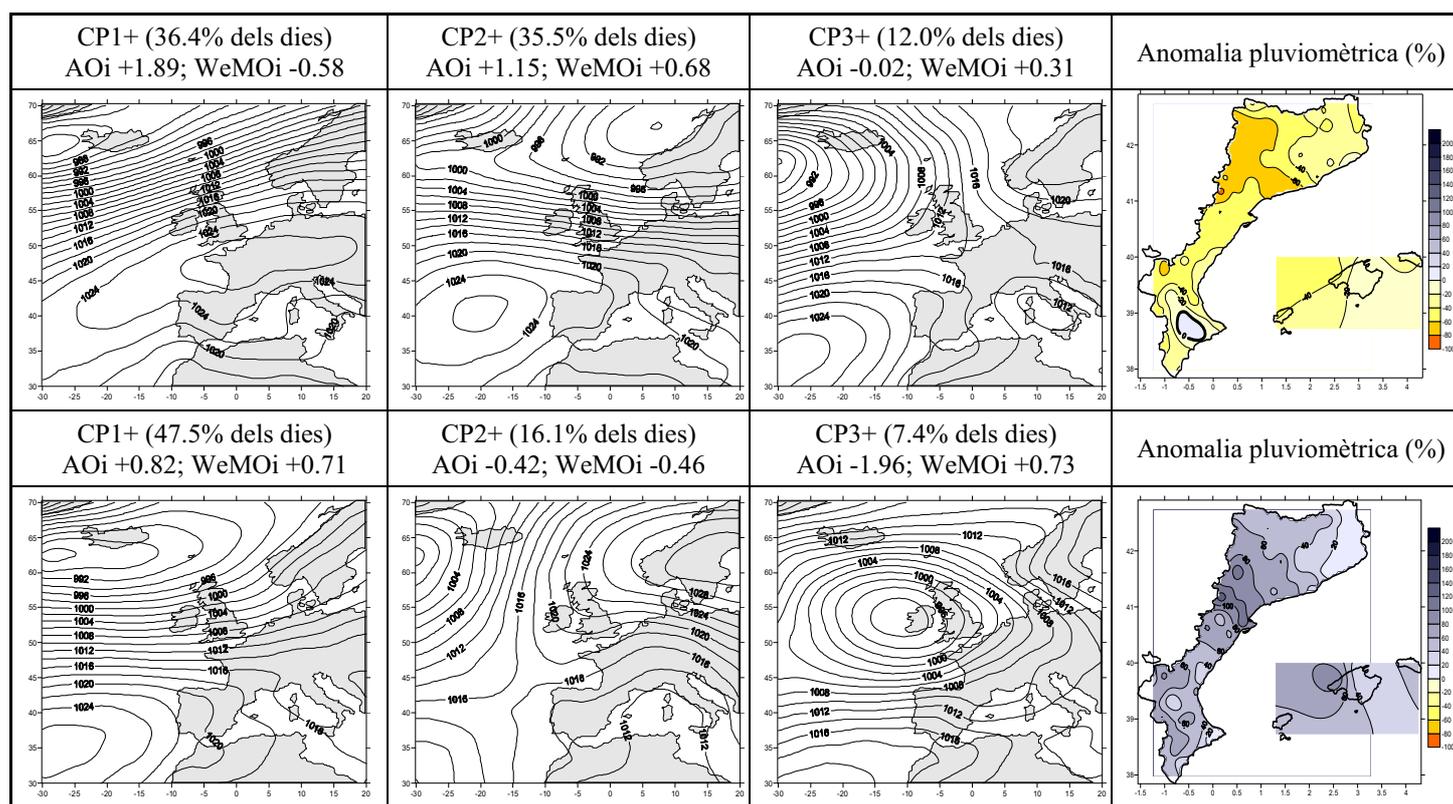


Figura 30. (A dalt) Els tres patrons de circulació més freqüents amb els seus corresponents valors de l'AOi i del WeMOi per als dies dels 7 mesos de març amb una estratosfera anòmalament freda del període 1970-2000, i el corresponent mapa d'anomalies pluviomètriques respecte al període de referència 1961-1990. (A baix) Ídem que (A dalt), però per als dies dels 7 mesos de març amb una estratosfera anòmalament càlida del període 1970-2000.

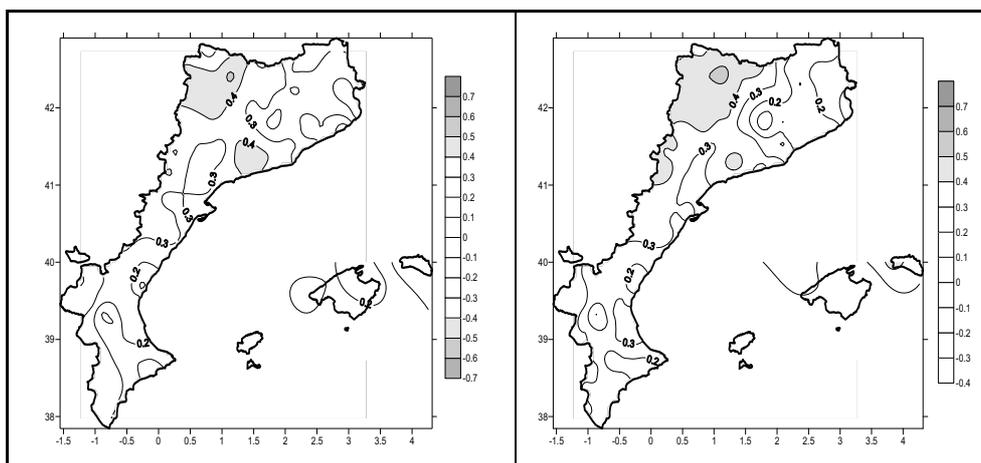


Figura 31. (Esquerra) Distribució dels coeficients de correlació de Pearson entre la temperatura de l'estratosfera polar (30 hPa) i la pluviositat dels Països Catalans al mes de març per al període 1970-2000. (Dreta) Ídem que (Esquerra), però amb l'altura geopotencial.

La manca d'ocurrència de mesos de març càlids en l'estratosfera polar durant la darrera dècada, mentre n'han tingut lloc 4 de freds, és un fet evident que explica part del descens pluviomètric als Països Catalans al mes de març. L'últim mes de març càlid fou al 1989, però en aquell mateix any, l'AOi es trobava molt positiu en els mesos de gener (+3.62) i febrer (+3.60), encomanant-se en conseqüència, una fase positiva de l'AO també al mes de març (+1.74). D'aquest mode s'evità la propagació de l'escalfament estratosfèric a la troposfera per la pròpia variabilitat del vòrtex polar en superfície o de l'AO (Baldwin i Dunkerton, 1999, 2005; Lopez-Bustins *et al.*, 2006). És diferent d'allò que va ocórrer en el darrer escalfament estratosfèric en un mes de març, al 2005 (Langematz i Kunze, 2006), en què l'AO (AOi -1.35) es presentà amb una fase negativa però en canvi no va pal·liar la sequera que patien en aquells moments els Països Catalans, especialment a l'interior, i la resta de la Península Ibèrica. L'explicació la trobaren García-Herrera *et al.* (2007) en un desplaçament de la situació de bloqueig cap a latituds més meridionals, i en general, de tota la dinàmica atmosfèrica, afavorint-se llavors fortes precipitacions a les Illes Canàries. Finalment, només el mes de març de 2004 va destacar per ser molt fred (-71 °C, Labitzke *et al.*, 2005). Fins al 2006 roman una ratxa de 22 anys des de 1984 sense un destacat escalfament estratosfèric al mes de març o d'un *early final warming* que doni lloc a un increment de la pluviositat en aquest mateix mes, i les temperatures continuen en una tendència negativa (Berlin Stratospheric Data – Freie Universität Berlin, 2006; Langematz i Kunze, 2006). A principis del segle XXI han freqüentat els MMW (Labitzke *et al.*, 2006), que comporten un reforçament posterior del vòrtex en l'inici primaveral (Labitzke *et al.*, 2005), per tant, aquest factor també ha col·laborat a mantenir la tendència negativa de la temperatura estratosfèrica polar del mes de març en els primers anys del segle XXI.

Convé comentar que el mes de març de 1997 fou l'any en què el vòrtex polar entrà a la primavera amb la temperatura més baixa mai registrada i amb la conseqüent destrucció d'O₃ més important, i les conseqüències pluviomètriques per al conjunt de la Península Ibèrica foren molt notables. La temperatura de l'estratosfera polar dels mesos anteriors fou anòmalament molt freda (Taula 1), quan tingué lloc un esdeveniment de La Niña en una baixa activitat solar (Figura 5), amb possible contagi conseqüent al mes següent d'inici primaveral. Al març de 1997, el 82.4% de 51 observatoris d'estudi de la Península Ibèrica distribuïts per tot el territori (Figura 1 del capítol 2) registraren una precipitació inferior als 5 mm, essent el registre de Santiago de Compostela de 0 mm, quan té una mitjana pluviomètrica en el mes de març per sobre dels 150 mm (López-Bustins, 2006). L'AOi, en superfície, adoptà un valor força positiu (+1.30), igual que el NAOi (+1.55), i en conseqüència, el WeMOi un valor negatiu (-0.85).

Les conseqüències pluviomètriques del mes de març de 1997 als Països Catalans són rellevants, donat que pràcticament les $\frac{3}{4}$ parts del territori tenen una anomalia negativa superior al 80% tot i la WeMO trobar-se en una fase negativa. Cal dir que la pluviometria de març dels Països Catalans no té una correlació molt satisfactòria amb el WeMOi, com tindria el mes de febrer. El paper de la NAO i l'AO és més important en la variabilitat pluviomètrica d'aquest mes (Figures 18 i 22 del capítol 2 i Figura 11 del capítol 3). Les àrees més afectades són els Pirineus, l'interior de Castelló amb el sud de la Franja de Ponent i la meitat oriental de les Illes Balears, on la precipitació va ser en molts punts de 0 mm. El Camp d'Alacant, zones de la Conca del Vinalopó i la desembocadura del Segura són les àrees on la davallada no es detecta per una certa incidència dels vents del nord-est, que salvaren la zona meridional dels Països Catalans del dèficit hídric de la resta del territori (Figura 32, esquerra). Aquesta poca claredat de l'augment pluviomètric en el mes de març a les zones on els vents del nord-est tenen, a priori, una major incidència, col·loquen la influència dels gasos CFC antròpics com a factor principal que redueix la precipitació en el conjunt dels Països Catalans en aquest mes. Es posa en dubte la seva tasca de potenciar la major torrencialitat primaveral detectada a les àrees litorals del País Valencià (Millán *et al.*, 2005, 2006), que podria tenir un altre origen com seria un escalfament de les temperatures marines de la Mediterrània Occidental en aquesta estació (Estrela *et al.*, en premsa). No obstant, a la Figura 29 del capítol 2, es pot observar com en el subperíode 1976-2000 l'AO ha guanyat influència respecte al subperíode anterior 1951-1975 a les Muntanyes d'Alacant-València.

D'altra banda, el mes de març de 1984 registrà la temperatura mensual estratosfèrica polar a 30 hPa més elevada en aquest mes de les darreres tres dècades. La precipitació fou anòmalament més elevada a Catalunya, a l'interior del País Valencià i a la major part de les

Illes Balears. Emperò, algunes àrees litorals del País Valencià tingueren una reducció similar o, fins i tot, més agreujada que al març de 1997, en afavorir-se més adveccions d'origen atlàntic que de mediterrani per una estratosfera polar anòmalament càlida (Figura 32, dreta).

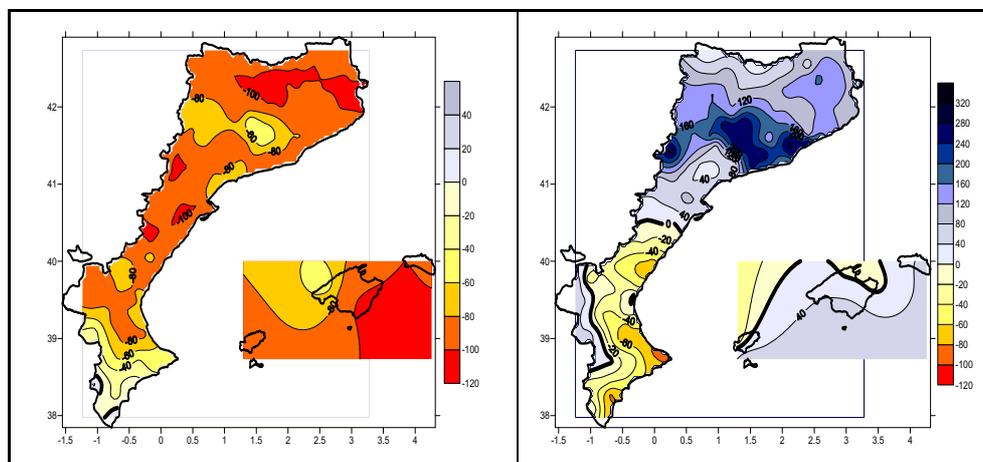


Figura 32. (Esquerra) Anomalies pluviomètriques en % del març de 1997 respecte al període de referència 1961-1990. (Dreta) Ídem que (Esquerra), però per al març de 1984.

Millán *et al.* (2005) detecten un augment de la torrencialitat en el primer semestre de l'any a les zones costaneres del sud del Golf de València i a les Muntanyes d'Alacant al llarg del període 1959-2000, per un augment de la precipitació associada a fronts de retrocés als mesos de gener i febrer, i, sobretot, d'abril. Es tracta tanmateix d'una precipitació torrencial ja que Norrant i Douguédroit (2006) detectaren una tendència positiva i significativa a la façana mediterrània de la Península Ibèrica dels episodis de precipitació en 24 h que superaven el 95è. percentil als mesos de gener i abril. A més, durant el primer semestre té lloc una davallada al conjunt del País Valencià, sobretot a l'interior, de les precipitacions de tipus atlàntic (Miró *et al.*, 2006) i convectiu (Estrela *et al.*, 2006), i, proporcionalment, la precipitació de caràcter mediterrani, més irregular, és la que pren més importància sobre la zona a finals del darrer segle. El mes de març es mostra força invariable en el seu estudi, d'aquí el lleuger increment a les àrees de les muntanyes del nord d'Alacant. És, en aquesta àrea, on les precipitacions catalogades com a mediterrànies són més freqüents segons el seu estudi. Els mesos de gener i febrer es confirmen en l'estudi de Millán *et al.* (2005) amb un increment d'aquesta torrencialitat, probablement relacionada amb l'augment de gasos d'efecte hivernacle, que comporten, mitjançant un mecanisme físic, un reforçament del vòrtex polar, que es transforma en una tendència positiva de l'AOi i negativa del WeMOi en aquests mesos i per al conjunt de l'estació hivernal, en el període 1951-2000 (Taula 3 del capítol 3). La pluviometria dels Països Catalans està sota una influència de la WeMO al mes de febrer, sobretot, a les àrees d'incidència dels fluxos del nord-est, i al mes de gener, a les Muntanyes

d'Alacant. A més, l'acoblament estratosfera-troposfera és òptim als mesos de gener i febrer, per tant, la transmissió d'anomalies de circulació del mode anular en altura (50 hPa) en superfície (AOi) són més probables (Figura 6), que no pas per exemple al mes de desembre.

Les tendències negatives tèrmiques de l'estratosfera polar, des de finals dels anys 70, són molt acusades al mes de març en diferents bases de dades, i també, però més tímidament, als mesos de febrer i abril (Labitzke i Kunze, 2005) (Figura 33). El mecanisme químic s'uneix amb el físic a finals de febrer, i aprofitant el bon aacoblament d'ambdues capes atmosfèriques, donant lloc a una tendència positiva molt significativa del NAOi i l'AOi al mes de febrer a la segona meitat del darrer segle (Taula 3 del capítol 3), que explicaria en part el perquè la WeMO guanya terreny d'influència en el període 1976-2000 respecte al 1951-1975 en la pluviometria dels Països Catalans d'hivern (Figures 28 i 32 del capítol 3). La davallada pluviomètrica, encara que més esmorteïda, del mes febrer, que també està tenint lloc en algunes parts de la Península Ibèrica com per exemple d'Andalusia (Aguilar Alba, comunicació personal), pot ser una resposta a la disminució de les temperatures estratosfèriques polars del mes de febrer, sobretot, a la segona quinzena.

La davallada tèrmica del mes de març, ja dins un forçament antròpic de caràcter químic, per la destrucció d'O₃, i prolongada fins a inicis d'abril, podria explicar, parcialment, l'augment de la torrencialitat del mes d'abril juntament amb l'increment de la temperatura marina de la conca occidental de la Mediterrània (Estrela *et al.*, en premsa). Es planteja com a nova hipòtesi a validar-se amb el corresponent anàlisi de classificació sinòptica. Al mes d'abril es podria haver reforçat una circulació de l'oest com en mesos anteriors, amb un allargament de la vida de l'anticicló hivernal centreeuropeu fins a mitjans de primavera que augmentés la freqüència de les adveccions polars continentals, com a resultat de les anomalies estratosfèriques del mes de març i d'abril transmeses en superfície. Cal recordar que les anomalies tèrmiques de l'estratosfera polar d'un mes determinat poden romandre fins al mes següent o més en superfície, tal com s'ha estudiat en el cas de l'anàlisi dels MMW i dels *coolings* dels mesos de gener i febrer de l'anterior apartat 4.2.4. Emperò, l'acoblament estratosfera-troposfera es debilita als mesos de març i d'abril (Figura 6), donant possiblement un major pes al factor de la temperatura del mar, i les correlacions entre la pluviometria dels Països Catalans i el WeMOi ja no són tan satisfactòries al mes d'abril (Figura 18 i 22 del capítol 2). D'altra banda, el conjunt dels Països Catalans perden influència de la NAO a la primavera al llarg de la segona meitat del segle XX, en favor, en part, de la influència relativa de la WeMO (Figura 29 del capítol 3), sobretot a la regió més meridional dels Països Catalans (la IV de la Figura 20 del capítol 3) (Figura 35 del capítol 3). Aquesta regió té una certa influència dels fluxos del nord-est, igual que els observatoris de les Muntanyes d'Alacant

ubicats a la part sud de la regió I, però que queden dissolts entre altres punts de d'observació del nord de València. En el moment d'establir les regions en els càlculs d'aquesta tesi en el capítol 3 es desconeixia encara, abans d'obtenir els resultats dels capítols 3 i 4, les delimitacions més adequades de les regions pluviomètriques dels Països Catalans.

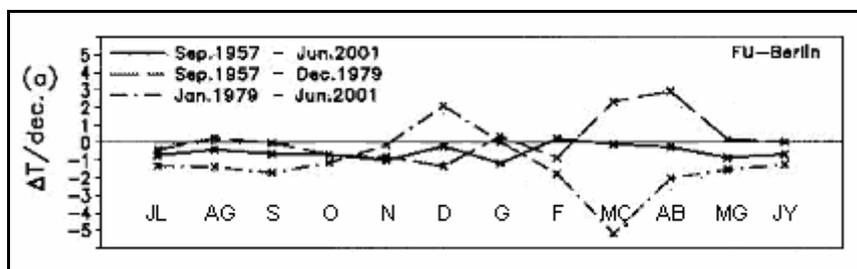
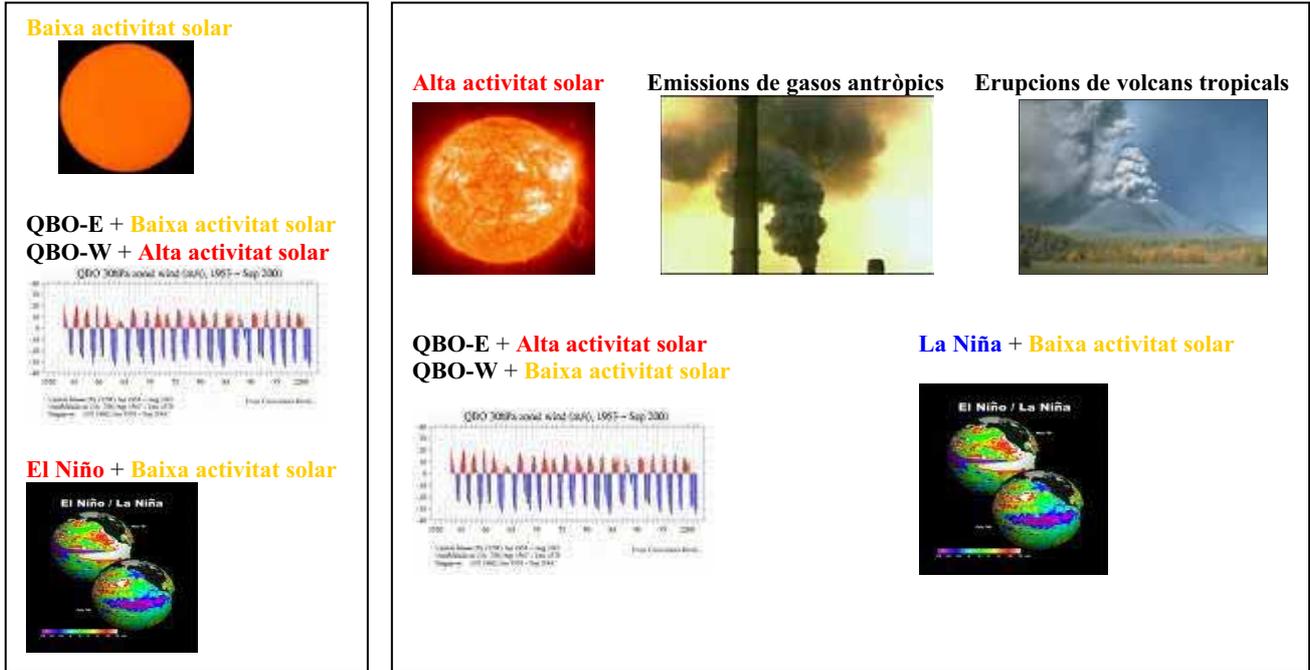


Figura 33. Tendències temporals (K/dècada) de les temperatures al Pol Nord (30 hPa) al llarg de l'any per mesos (de juliol a juny) (FU-Berlin data). (Extret de Labitzke i Kunze, 2005).

Aquest augment de les situacions de nord-est sobre els Països Catalans en els mesos hivernals, per un possible origen antròpic, també es detecta en l'estudi de Esteban *et al.* (2006) en el període 1961-1990, a partir d'una classificació sinòptica objectiva mitjançant un anàlisi per ACP i *clustering*, quan demostra un augment significatiu del *cluster* 15, el qual dibuixa acuradament el pont anticiclònic entre l'alta de les Açores, desplaçada cap a Europa Central, i l'anticicló tèrmic hivernal centreeuropeu; generant-se fluxos del nord-est sobre els Països Catalans. Peña *et al.* (2006) dedueixen una recent pulsació negativa de les temperatures en el Pirineu Oriental a l'hivern (DGF), que podria ser a causa d'aquest augment de la freqüència dels fluxos amb un origen polar continental. D'aquest mateix mode, es pot indicar que el conjunt dels Països Catalans probablement tendiran a patir irrupcions d'aire siberià més sovint, que permetran l'esdeveniment d'onades de fred majoritàriament eixutes en el territori, però amb nevades abundants a les Muntanyes d'Alacant i Pirineu Oriental, pel recorregut marítim dels fluxos de component nord-est pels golfos de València i Lleó, respectivament. De fet, ja s'està detectant un increment dels episodis de nevades a les comarques del nord d'Alacant, com l'Alcoià i el Comtat, en situacions de nord-est, sobretot al mes de gener (Moltó Mantero, comunicació personal), just quan es detecta un augment més significatiu del CP3+ de la Figura 26. En un altre estudi, Esteban *et al.* (2005), es corrobora el fet que al Pirineu Oriental puguin tenir lloc episodis de precipitacions intenses quan l'advecció és del nord-est, tot i que els índexs de torrencialitat i la correlació amb el WeMOi no ho detecten a l'estació hivernal pels factors descrits amb anterioritat en el subapartat 4.3.2.3.

En les anàlisis del capítol 3 ja es detecta un augment consensuat de la torrencialitat a l'hivern en el període 1976-2000, respecte al 1951-1975, al llarg del litoral dels Països Catalans, però més notablement a València i a Torrevella, segons el CI (Taula 8 del capítol 3). La ID també augmenta a València a l'hivern, a causa de l'increment dels episodis de més de 100 mm i 50 mm en 24 h, però aquests també augmenten a la primavera (Taula 11 i 12 del capítol 3). L'anàlisi del CI i de la ID resta pendent de calcular per a aquesta estació, que segurament reflectiria un augment de la torrencialitat. En el conjunt de l'hivern, hi ha un increment pluviomètric al Pirineu Oriental i al Golf de València (Figura 17 del capítol 3), que podria ser fruit d'una major torrencialitat, com el previst per a l'estació de tardor en l'estudi de Sumner *et al.* (2003), per a finals del segle XXI, d'un augment dels totals pluviomètrics anuals d'alguns punts de la vessant mediterrània de la Península Ibèrica per una major freqüència dels episodis torrencials. González-Hidalgo *et al.* (2003) també preveuen un escenari per al País Valencià controlat per un nombre limitat de dies de precipitació torrencial, molt variables interanualment que contribuiran en la variació de les mitjanes pluviomètriques, concretament, en un augment del CI de la zona.

4.4. ORGANIGRAMA DE SÍNTESI A MODO DE CONCLUSIÓ

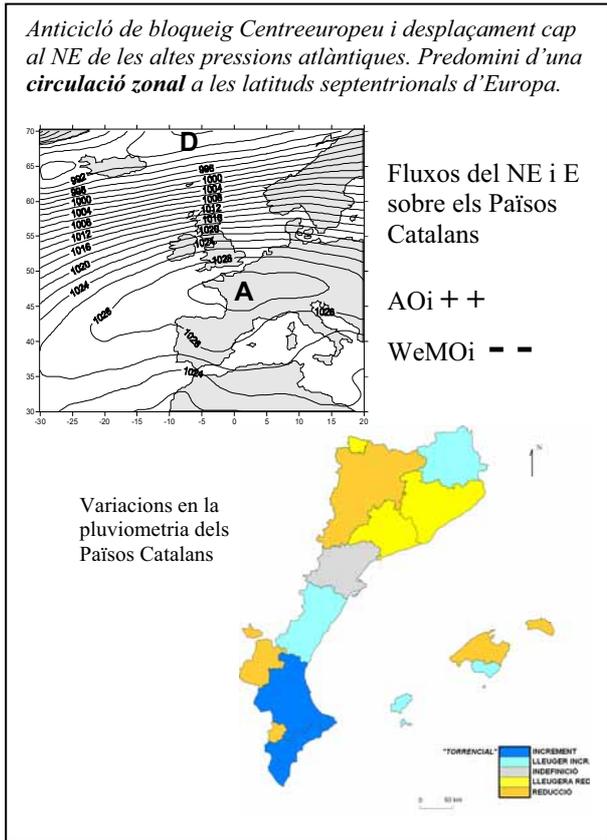
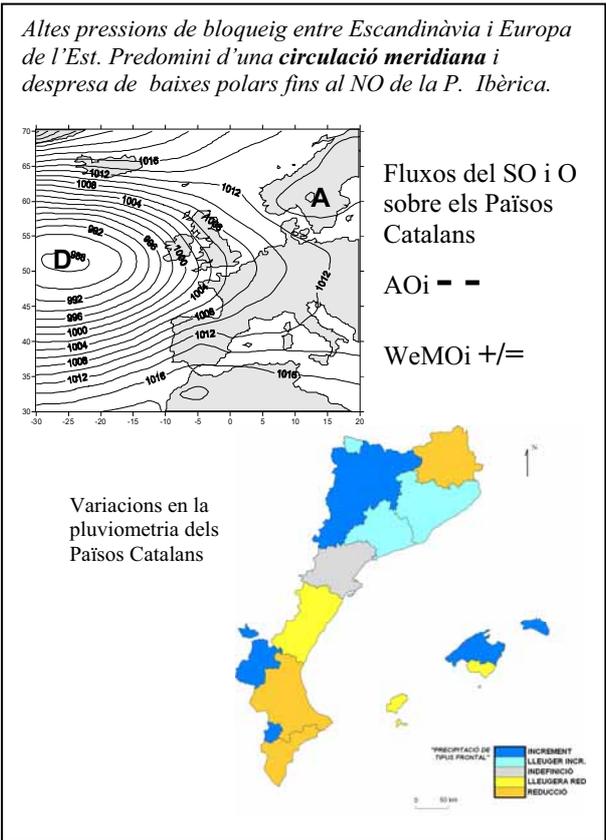


Alta concentració d'O₃

**Vòrtex debilitat/
Escalfament
estratosfèric**

Baixa concentració d'O₃

**Vòrtex fort
i fred**



Referències bibliogràfiques

- Aguilar M, Sánchez-Rodríguez E, Pita MF. 2006. Tendencia de las precipitaciones de marzo en el sur de la Península Ibérica. *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 41-51, Zaragoza.
- Andrews DG, Holton JR, Leovy CB. 1987. *Middle Atmospheric Dynamics*. Academic Press, London, 489 p.
- Azorín Molina C, López-Bustins JA. 2004. Catálogo sinóptico manual y causas atmosféricas de la precipitación en la provincia de Alicante. *Boletín de la AGE* **38**: 279-310.
- Baldwin MP. 2000. The Arctic Oscillation and its role in stratosphere-troposphere coupling. *SPARC Newsletter* **14**.
- Baldwin MP, Dunkerton TJ. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *Journal of Geophysical Research* **104**: 30937-30946.
- Baldwin MP, Dunkerton TJ. 2001. Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science* **294**: 581-584.
- Baldwin MP, Dunkerton TJ. 2005. The solar cycle and stratosphere-troposphere dynamical coupling. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **67**: 71-82.
- Baldwin MP, Gray LJ, Dunkerton TJ, Hamilton K, Haynes PH, Randel WJ, Holton JR, Alexander MJ, Hirota I, Horinouchi T, Jones DBA, Kinnersley JS, Marquardt C, Sato K, Takahashi M. 2001. The Quasi-Biennial Oscillation. *Reviews of Geophysics* **39**: 179-229.
- Baldwin MP, Stephenson DB, Thompson DWJ, Dunkerton TJ, Charlton AJ, O'Neill A. 2003. Stratospheric memory and extended-range weather forecasts. *Science* **301**: 636-640.
- Baldwin MP, Dameris M, Shepherd TG. 2007. How Will the Stratosphere Affect Climate Change? *Science* **316**: 1576-1577.
- Barnston AG, Livezey RE. 1987. Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review* **115**: 1083-1126.
- Barriendos M. 1997. Climatic variations in the Iberian Peninsula during the late Maunder Minimum (AD 1675-1715): an analysis of data from rogation ceremonies. *The Holocene* **7** (1): 105-111.
- Barry PL, Phillips T. 2001. *Planetary Waves and Ozone Holes* (NASA) <http://www.firstscience.com/SITE/ARTICLES/ozone.asp>
- Barry RG, Carleton AM. 2001. *Synoptic and Dynamic Climatology*. Routledge. London, 620 p.
- Camara A, Serrano E, Ayarzagüena B, Mechoso CR. 2007. Winter rainfall variability over Europe in the coupled stratosphere-troposphere system. *Geophysical Research Abstracts* **9**: 08908. European Geosciences Union, Vienna.
- Chandra S, McPeters RD. 1994. The solar cycle variation of ozone in the stratosphere inferred from Nimbus 7 and NOAA 11 satellites. *Journal of Geophysical Research* **99**: 20665-20671.
- Charlton AJ, Polvani LM. 2007. A New Look at Stratospheric Sudden Warmings. Part I. Climatology and Modeling Benchmarks. *Journal of Climate* **20**: 449-469.
- Charlton AJ, O'Neill A, Stephenson DB, Lahoz WA, Baldwin MP. 2003. Can Knowledge of the state of the stratosphere be used to improve statistical forecasts of the troposphere? *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **129**: 3202-3225.
- Charlton AJ, O'Neill A, Lahoz WA, Berrisford PB. 2005. The Splitting of the Stratospheric Polar Vortex in the Southern Hemisphere, September 2002: Dynamical Evolution. *Journal of the Atmospheric Sciences* **62**: 590-602.
- Christiansen B. 2006. On the use of stratospheric information in extended range forecasts of the near surface weather. *Geophysical Research Abstracts* **8**: 01634. European Geosciences Union, Vienna.
- Esteban P, Jones PD, Martin-Vide J, Mases M. 2005. Atmospheric circulation patterns related to heavy snowfall days in Andorra, Pyrenees. *International Journal of Climatology* **25**: 319-329.
- Esteban P, Martin-Vide J, Mases M. 2006. Daily atmospheric circulation catalogue for western Europe using multivariate techniques. *International Journal of Climatology* **26**: 1501-1515.
- Estrela MJ, Millán M, Peñarrocha D, Pastor F. 2002. *De la gota fría al frente de retroceso. Las precipitaciones intensas en la Comunidad Valenciana*. CEAM, València, 260 p.
- Estrela MJ, Miró JJ, Millán M. 2006. Análisis de tendencia de la precipitación por situaciones convectivas en la Comunidad Valenciana (1959-2004). *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 125-136, Zaragoza.
- Estrela MJ, Pastor F, Miró JJ. Precipitaciones torrenciales en la Comunidad Valenciana: La temperatura superficial del agua del mar y áreas de recarga. Primeros resultados. *Xarxa temàtica RIMARC*, en premsa.
- García-Herrera R, Paredes D, Trigo RM, Trigo IF, Hernández E, Barriopedro D, Mendes MA. 2007. The Outstanding 2004/05 Drought in the Iberian Peninsula: Associated Atmospheric Circulation. *Journal of Hydrometeorology* **8**: 483-498.
- González-Hidalgo JC, de Luis M, Raventós J. 2002. Variaciones estacionales de la precipitación en la costa Este peninsular durante la década de los años noventa. *III Congreso de la Asociación Española de Climatología* **3**: 229-236, Palma.

- González-Hidalgo JC, de Luis M, Raventós J, Sánchez JR. 2003. Daily rainfall trend in Valencia Region of Spain. *Theoretical and Applied Climatology* **75**: 117-130.
- González-Hidalgo JC, de Luis M, Stepanek P, Lanjeri S. 2006. Propuesta metodológica para realizar el control de calidad de las precipitaciones mensuales en la vertiente mediterránea de la Península Ibérica. *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 391-409, Zaragoza.
- Graf HF, Kirchner I, Perlwitz J. Changing lower stratospheric circulation: The role of ozone and greenhouse gases. *Journal of Geophysical Research* **103**: 11251-11261.
- Gray LJ, Crooks S, Palmer M, Pascoe C, Sparrow S. 2006. A Possible Transfer Mechanism for the 11-Year Solar Cycle to the Lower Stratosphere. *Space Science Reviews* **125**: 357-370.
- Haigh JD, Roscoe HK. 2006. Solar influences on polar modes of variability. *Meteorologische Zeitschrift* **8**: 371-378.
- Haigh JD, Blackburn M, Day R. 2005. The Response of Tropospheric Circulation to Perturbations in Lower-Stratospheric Temperature. *Journal of Climate* **18**: 3672-3685.
- Hameed S, Lee NL. 2005. A mechanism for sun-climate connection. *Geophysical Research Letters* **32**, L23817 doi:10.1029/2005GL024393.
- Hansen G, Blum U, Gauss M, Kivi R, Kyrö E, Maturilli M, Myhre CL, Stebel K, Søvde A. 2006. Winter 2005-2006: A new northern hemisphere record winter respect to stratospheric temperatures and Polar Stratospheric Cloud formation? *Geophysical Research Abstracts* **8**: 08199. European Geosciences Union, Vienna.
- Harding AE. 2007. *Changes in Mediterranean Climate Extremes: Patterns, Causes, and Impacts of Change*. PhD thesis. Supervisors: Clare Goodess and Kerry Turner. Climatic Research Unit, University of East Anglia, Norwich, UK.
- Haynes P. 2005. Stratospheric Dynamics. *Annual Review of Fluid Mechanics* **37**: 263-293.
- Hinssen Y, van Delden A, de Geus W. 2007. Sensitivity of mid-latitude westerly flow in the troposphere to human induced global change. *Geophysical Research Abstracts* **9**: 06784. European Geosciences Union, Vienna.
- Holton JR, Tan HC. 1980. The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb. *Journal of Atmospheric Science* **37**: 2200-2208.
- Hood LL, Soukharev BE. 2003. Quasi-decadal variability of the tropical lower stratosphere: the role of extra tropical wave forcing. *Journal of Atmospheric Science* **60**: 2389-2403.
- Hurrell JW. 1995. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. *Science* **269**: 676-679.
- Huth R. 1996. An intercomparison of computer-assisted circulation classification methods. *International Journal of Climatology* **16**: 893-922.
- Huth R. 2000. A circulation classification scheme applicable in GCM studies. *Theoretical and Applied Climatology* **67**: 1-18.
- Huth R. 2007. Arctic or North Atlantic Oscillation? Arguments based on the principal component analysis methodology. *Theoretical and Applied Climatology* **89**: 1-8.
- Huth R, Bochníček J, Hejda P. 2006. Solar activity affects the annularity of the Arctic Oscillation. *Geophysical Research Abstracts* **8**: 02892. European Geosciences Union, Vienna.
- Huth R, Bochníček J, Hejda P. 2007. Solar activity affects the intensity and annularity of the Arctic Oscillation. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **69**: 1095-1109.
- Julian PR, Labitzke KB. 1965. A Study of Atmospheric Energetics During the January-February 1963 Stratospheric Warming. *Journal of the Atmospheric Sciences* **22** (6): 597-610.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo KC, Ropelewski C, Wang J, Leetma A, Reynolds R, Jeene R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bulletin of the American Meteorological Society* **77**: 437-471.
- Kim D, Choi W. 2006. Decadal and year-to-year Variations of the Arctic lower-stratospheric temperature for the month of March and their relationship with eddy heat flux. *International Journal of Climatology* **26** (8): 1125-1132.
- Kirov B, Georgieva K. 2002. Long Term Variations and Interrelations of ENSO, NAO and Solar Activity. *Physics and Chemistry of the Earth* **27**: 441-448.
- Knippertz P, Ulbrich U, Marques F, Corte-Real J. 2003. Decadal changes in the link between El Niño and springtime North Atlantic oscillation and European – North African rainfall. *International Journal of Climatology* **23**: 1293-1311.
- Kodera K. 2002. Solar cycle modulation of the North Atlantic Oscillation: implication for the spatial structure of the NAO. *Geophysical Research Letters* **29** (8), 1218 doi:10.1029/2001GL014557.
- Kodera K. 2003. Solar influence on the spatial structure of the NAO during the winter 1900-1999. *Geophysical Research Letters* **30** (4), 1175 doi:10.1029/2002GL016584.

- Labitzke K. 1987. Sunspots, the QBO, and the Stratospheric Temperature in the North Polar Region. *Geophysical Research Letters* **14**: 535-537.
- Labitzke K. 2004. On the signal of the 11-year sunspot cycle in the stratosphere and its modulation by the quasi-biennial oscillation (QBO). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **66**: 1151-1157.
- Labitzke K. 2005. On the solar cycle-QBO relationship: a summary. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **67**: 45-54.
- Labitzke K, van Loon H. 1988. Associations between the 11-year solar cycle, the QBO and the atmosphere. Part I: the troposphere and stratosphere in the northern hemisphere winter. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* **50**: 197-206.
- Labitzke K, van Loon H. 1989. The Southern Oscillation. Part IX: The Influence of Volcanic Eruptions on the Southern Oscillation in the Stratosphere. *Journal of Climate* **2** (10): 1223-1226.
- Labitzke K, van Loon H. 1996. The effect on the stratosphere of three tropical volcanic eruptions. *NATO ASI Series I* **42**: 113-125.
- Labitzke K, van Loon H. 1999. *The stratosphere phenomena history and relevance*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 179 p.
- Labitzke K and Kunze M. 2005. Stratospheric temperatures over the Arctic: Comparison of the three data sets. *Meteorologische Zeitschrift* **14** (1): 65-74.
- Labitzke K i col·laboradors. 2002. *The Berlin Stratospheric Data Series*. CD from Meteorological Institute, Free University of Berlin.
- Labitzke K, Naujokat B, Kunze M. 2005. The Lower Arctic Stratosphere in Winter since 1952: an Update. *Sparc Newsletter* **24**: 27-28.
- Labitzke K, Kunze M, Brönnimann S. 2006. Sunspots, the QBO, and the Stratosphere in the North Polar Region – 20 Years later. *Meteorologische Zeitschrift* **9**: 355-363.
- Laita M, Grimalt M. 1997. Vorticity and pressure anomalies in the Western Mediterranean during El Niño/Southern Oscillation extremes. *International Journal of Climatology* **17**: 475-482.
- Langematz U. 2000. An estimate of the impact of observed ozone losses on stratospheric temperature. *Geophysical Research Letters* **27** (24): 2077-2080.
- Langematz U, Kunze M. 2006. Observed trends of polar stratospheric temperatures and vortex dynamics for the evaluation of Chemistry-Climate-Models (CCMs) *Geophysical Research Abstracts* **8**: 04770. European Geosciences Union, Vienna.
- Langematz U, Claussnitzer A, Matthes K, Kunze M. 2005. The climate during the Maunder Minimum: a simulation with the Freie Universität Berlin Climate Middle Atmosphere Model (FUB-CMAM). *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **67**: 55-69.
- López-Bustins JA. 2006. Temperatura de la estratosfera polar y precipitación de la Península Ibérica en marzo (1958-2000). *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 175-189, Zaragoza.
- Lopez-Bustins JA, Esteban P, Labitzke K, Langematz U. 2006. Major Midwinter Warmings and Iberian Peninsula Rainfall. *Geophysical Research Abstracts* **8**: 03493. European Geosciences Union, Vienna.
- Lopez-Bustins JA, Esteban P, Labitzke K, Langematz U. 2007. The role of the stratosphere in Iberian Peninsula rainfall: A preliminary approach in February. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, doi:10.1016/j.jastp.2007.05.015.
- Lopez-Bustins JA, Martin-Vide J, Sanchez-Lorenzo, A. Iberia winter rainfall trends based upon changes in teleconnection and circulation patterns. *Global and Planetary Change*, en avaluació.
- Lucio PS. 2005. Learning with solar activity influence on Portugal's rainfall: A stochastic overview. *Geophysical Research Letters* **32**, L23819 doi:10.1029/2005GL023787.
- Llasat MC. 1991. *Gota fría*. Marcombo, Barcelona, 165 p.
- Maheras P, Xoplaki E, Davies T, Martin-Vide J, Barriendos M, Alcoforado MJ, 1999. Warm and cold monthly anomalies across the Mediterranean basin and their relationship with circulation; 1860-1990. *International Journal of Climatology* **19**: 1697-1715.
- Manney GL, Sabutis JL, Allen DR, Lahoz WA, Scaife AA, Randall CE, Pwason S, Naujokat B, Swinbank R. 2005. Simulations of Dynamics and Transport during the September 2002 Antarctic Major Warming. *Journal of the Atmospheric Sciences* **62**: 690-707.
- Marquardt C, Naujokat B. 1997. An update of the equatorial QBO and its variability. *1st SPARC General Assembly*, Melbourne Australia, WMO/TD **814**: 87-90.
- Martín-Vide, J. 2003. *El temps i el clima*. Departament de Medi Ambient i Editorial Rubes, Barcelona, 127 p.
- Martín-Vide J, Lopez-Bustins JA. 2006. The Western Mediterranean Oscillation and rainfall in the Iberian Peninsula. *International Journal of Climatology* **26** (11): 1455-1475.
- Martín-Vide J, Fernández García AJ, Barcia Sardiñas S, Núñez Mata E. 2004. Alteraciones detectadas en los procesos de la circulación atmosférica europea, en el período 1956-1999. Comportamiento de las variables meteorológicas, para los bimestres enero-febrero y julio-agosto. *CD-Memorias de la Convención Trópico*. Ciudad de La Habana, Cuba.

- Matthes K, Kuroda Y, Kodera K, Langematz U. 2006. Transfer of the solar signal from the stratosphere to the troposphere: Northern winter. *Journal of Geophysical Research* **111**, D06108, doi:10.1029/2005JD006283.
- Maugeri M, Brunetti M, Monti F, Nanni T. 2004. Sea-Level pressure variability in the Po plain (1765-2000) from homogenized daily secular records. *International Journal of Climatology* **24**: 437-455.
- Millán M, Estrela MJ, Miró JJ. 2005. Rainfall Components: Variability and Spatial Distribution in a Mediterranean Area (Valencia Region). *Journal of Climate* **18**: 2682-2705.
- Millán M, Estrela MJ, Miró JJ. 2006. Análisis de tendencia de la precipitación bajo situaciones de frente de retroceso en la Comunidad Valenciana (1959-2004). *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 199-209, Zaragoza.
- Miró JJ, Estrela MJ, Millán M. 2006. Análisis de tendencia de la precipitación por frentes atlánticos en la Comunidad Valenciana (1959-2004). *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 211-220, Zaragoza.
- Montón Chiva E, Quereda Sala J. 1997. *¿Hacia un cambio climático?. La evolución del clima mediterráneo desde el siglo XIX*. Fundació Davalos-Fletcher, València, 520 p.
- Naito Y, Hirota I. 1997. Interannual variability of the northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **75**: 925-937.
- Naujokat B, Krüger K, Matthes K, Hoffmann J, Kunze M, Labitzke K. 2002. The early major warming in December 2001 – exceptional? *Geophysical Research Letters* **29** (21), 2023 doi:10.1029/2002GL015316.
- Newman PA. 2000. *What's happening to stratospheric ozone over the Arctic, and why?*. USGCRP Seminar, Washington, DC, United States <http://www.usgcrp.gov/usgcrp/seminars/000714FO.html>
- Newman PA, Nash ER, Rosenfield JE. 2001. What controls the temperature of the Arctic stratosphere during the spring? *Journal of Geophysical Research* **106** (17): 19999-20010.
- Norrant C, Douguédroit A. 2006. Monthly and daily precipitation trends in the Mediterranean (1950-2000). *Theoretical and Applied Climatology* **83**: 89-106.
- Oliva M, López-Bustins JA, Barriendos M, Muedra C, Martín-Vide J. 2006. Reconstrucció històrica de la Oscil·lació del Mediterràneo Occidental (WeMO) e inundacions en el levante peninsular (1500-2000). *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 241-250, Zaragoza.
- Omrani NE, Latif M, Giorgetta MA. 2006. Troposphere-stratosphere coupling during strong stratospheric Northern Annular Mode. *Geophysical Research Abstracts* **8**: 09025. European Geosciences Union, Vienna.
- Otterman J, Angell J, Atlas R, Bungato D, Schubert S, Starr D, Susskind J, Wu MLC. 2002. Advection from the North Atlantic as the forcing of winter greenhouse effect over Europe. *Geophysical Research Letters* **29** (8), doi:10.1029/2001GL014187.
- Palle E, Butler CJ, O'Brien K. 2004. The possible connection between ionization in the atmosphere by cosmic rays and low level clouds. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **66**: 1779-1790.
- Paredes D, Trigo RM, Garcia-Herrera R, Trigo IF. 2006. Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: weather typing and storm-tracking approaches. *Journal of Hydrometeorology* **7**: 101-113.
- Pawson S, Labitzke K, Leder S. 1998. Stepwise changes in stratospheric temperature. *Geophysical Research Letters* **25**: 2157-2160.
- Peña JC, Garcia C, Esteban P, Martí G, Prohom M. 2006. Recent decrease of temperature over the Eastern Pyrenees and its relationship with the atmospheric circulation: preliminary results. *Proceedings of the 5th European Congress on Regional Geoscientific Cartography and Information Systems*. Session 4 - Climate Change **1**: 361-363, Barcelona.
- Perry CA. 1994. Solar-irradiance variations and regional precipitation fluctuations in the western USA. *International Journal of Climatology* **14**: 969-983.
- Prohom MJ. 2003. *Incidència de les grans erupcions volcàniques en el clima de la Península Ibèrica i Balears*. Tesi doctoral. Director: Javier Martín Vide. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional de la Universitat de Barcelona.
- Prohom MJ, Esteban P, Jones PD, Martin-Vide J. 2003. Surface atmospheric circulation over Europe following major tropical eruptions, 1780-1995 in *Volcanism and the Earth's Atmosphere*. Robock A and Oppenheimer C (eds). American Geophysical Union (AGU), Geophysical Monograph Series **139**: 273-281.
- Quereda Sala J. 1989. *La ciclogènesis y las gotas frías del Mediterráneo Occidental*. Diputació de Castelló, 135 p.
- Quiroz RS. 1977. The tropospheric-stratospheric polar vortex breakdown of January 1977. *Geophysical Research Letters* **4**: 151-154.
- Quiroz RS, Miller AJ, Nagatani RM. 1975. A Comparison of Observed and Simulated Properties of Sudden Stratospheric Warmings. *Journal of the Atmospheric Sciences* **32** (9): 1723-1736.
- Randel WJ, Wu F. 1999. Cooling of the Arctic and Antarctic polar stratospheres due to ozone depletion. *Journal of Climate* **12**: 1467-1479.
- Reid GC. 1991. Solar Total Irradiance Variations and the Global Sea Surface Temperature Record. *Journal of Geophysical Research* **96**: 2835-2844.

- Reid GC. 2000. Solar Variability and the earth's climate: Introduction and overview. *Space Science Reviews* **94**: 1-11.
- Rex M, Salawitch RJ, von der Gathen P, Harris NR, Chipperfield MP, Naujokat B. 2004. Arctic ozone loss and climate change. *Geophysical Research Letters* **31**, L04116, doi:10.1029/2003GL018844.
- Richman MB. 1986. Rotation of principal components. *Journal of Climatology* **6**: 293-335.
- Rind D, Shindell D, Perlwitz J, Learner J, Lonergan P, Lean J, McLinden C. 2004. The Relative Importance of Solar and Anthropogenic Forcing of Climate Change between the Maunder Minimum and the Present. *Journal of Climate* **17**: 906-929.
- Robock A. 2000. Volcanic Eruptions and Climate. *Reviews of Geophysics* **38** (2): 191-219.
- Rodó X, Baert E, Comin FA. 1997. Variations in seasonal rainfall in Southern Europe during the present century: relationships with the North Atlantic Oscillation and the El Niño-Southern Oscillation. *Climate Dynamics* **13**: 275-284.
- Rodrigo FS, Esteban-Parra MJ, Pozo-Vázquez D, Castro-Díez Y. 2000. Rainfall variability in southern Spain on decadal to centennial time scales. *International Journal of Climatology* **20**: 721-732.
- Romero R, Sumner G, Ramis C, Genovés A. 1999. A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. *International Journal of Climatology* **19**: 765-785.
- Romeu Codina E, López-Bustins JA. 2006. Aproximación a la posible existencia de la señal de los ciclos solares 18 y 19 en la pluviometría de la Península Ibérica. *Geographicalia* **49**: 19-36.
- Saladié O. 2003. *Variaciones y tendencia secular de la precipitación en el sector nororiental de la Península Ibérica (1850-2000)*. Tesis doctoral. Director: Diego López Bonillo (URV). Tutora: Montserrat Jardí i Porqueres (UB). Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional de la Universitat de Barcelona.
- Saladié O, Brunet M, Aguilar E, Sigró J, López D. 2006. Análisis de la tendencia de la precipitación de primavera en la cuenca del Pirineo Oriental durante el periodo 1896-2003. *V Congreso de la Asociación Española de Climatología* **5**: 475-485, Zaragoza.
- Salby M, Callaghan P. 2004. Evidence of the solar cycle in the general circulation of the stratosphere. *Journal of Climatology* **17**: 34-46.
- Shindell DT, Miller RL, Schmidt GA, Pandolfo L. 1999. Simulation of recent northern winter climate trends by greenhouse-gas forcing. *Nature* **399**: 452-455.
- Shindell DT, Schmidt GA, Miller RL, Rind D. 2001. Northern Hemisphere winter climate response to greenhouse gas, ozone, solar, and volcanic forcing. *Journal of Geophysical Research* **106**: 7193-7210.
- Siegmund P. 2006. Possibilities for extended-range forecasting based on stratospheric predictors. *Geophysical Research Abstracts* **8**: 10429. European Geosciences Union, Vienna.
- Sneyers R. 1992. On the use of statistical analysis for the objective determination of climatic change. *Meteorologische Zeitschrift* **1**: 247-256.
- Stefanicki G, Talkner P, Weber RO. 1998. Frequency Changes of Weather Types in the Alpine Region since 1945. *Theoretical and Applied Climatology* **60**: 47-61.
- Stepanek P. 2005. *AnClim – Software for Time Series Analysis*. Dept of Geography, Faculty of Natural Sciences, MU, Brno. 1.47 MB.
- Stocker TF. 1998. The Seesaw Effect. *Science* **282**: 61-62.
- Sumner GN, Romero R, Homar V, Ramis C, Alonso S, Zorita E. 2003. An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century. *Climate Dynamics* **20**: 789-805.
- Svensmark H, Friis-Christensen E. 1997. Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage-a missing link in solar-climate relationships. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics* **59**: 1225-1232.
- Thompson WJ, Wallace JM. 2000. Annular Modes in the Extratropical Circulation. Part I: Month-to-Month Variability. *Journal of Climate* **13**: 1000-1016.
- Thompson WJ, Furtado JC, Shepherd TG. 2006. On the Tropospheric Response to Anomalous Stratospheric Wave Drag and Radiative Heating. *Journal of the Atmospheric Sciences* **63**: 2616-2629.
- Trigo IF. 2006. Climatology and interannual variability of storm-tracks in the Euro-Atlantic sector: a comparison between ERA-40 and NCEP/NCAR reanalyses. *Climate Dynamics* **26**: 127-143.
- van Loon H, Labitzke K. 1987. The Southern Oscillation. Part V: The Anomalies in the Lower Stratosphere of the Northern Hemisphere in winter and a Comparison with the Quasi-Biennial Oscillation. *Monthly Weather Review* **115** (2): 357-369.
- van Loon H, Labitzke K. 1994. The 10-12 years atmospheric oscillation. *Meteorologische Zeitschrift* **3**: 259-266.
- van Loon H, Labitzke K. 2000. The influence of the 11-year solar cycle on the stratosphere below 30km: a review. *Space Science Review* **94**: 259-278.
- van Loon H, Meehl GA, Arblaster JM. 2004. A decadal solar effect in the tropics in July-August. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **66**: 1767-1778.

- Vázquez Abeledo, M. 1998. *La Historia del Sol y el Cambio Climático*. Mc Graw-Hill, Madrid, 488 p.
- Vázquez Abeledo, M. 2003. The influence of solar variability on terrestrial climate. *Recent Research Development in Astrophysics* **1**: 1-25.
- Vicente-Serrano SM. 2005. El Niño and La Niña influence on droughts at different timescales in the Iberian peninsula. *Water Resources Research* **41**, W12415, doi:10.1029/2004WR003908.
- Wallace JM. 2000a. *On the Arctic and Antarctic Oscillations*. Notes by Eric De Weaver and Michael Palmer http://www.jisao.washington.edu/wallace/ncar_notes/
- Wallace JM. 2000b. North Atlantic Oscillation/Annular Mode: two paradigms – one phenomenon. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* **126**: 791-805.
- Wibig J. Cloudiness variations in Łódź in the second half of the 20th century. *International Journal of Climatology*, en premsa.
- Willson RC, Hudson HS. 1988. Solar luminosity variations in solar cycle 21. *Nature* **332**: 810-812.

Altres

- *Berlin Stratospheric Data – Freie Universität Berlin* (Stratospheric Research Group at the Meteorological Institute) <http://strat-www.met.fu-berlin.de/>
- *Climatic Research Unit (CRU)*. *School of Environmental Sciences*. *University of East Anglia*. Norwich, UK <http://www.cru.uea.ac.uk/>
- *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* (2007) <http://www.ipcc.ch>
- *Fundació CEAM* (Centre d'Estudis Ambientals de la Mediterrània), Paterna, València. Dir. Millán Millán. <http://www.gva.es/ceam/>
- *Monitoring Weather and Climate, NOAA/National Weather Service* http://www.cpc.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao_index.html
- *Solar flux, Penticton (Canada), National Geophysical Data Center, NOAA* <http://www.ngdc.noaa.gov/stp/SOLAR/FLUX/flux.html>
- *SPARC-Stratospheric Processes And their Role in Climate*. (A core project of the World Climate Research Programme).
- *STARDEX* (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions). European Commission Project. Fifth Framework Programme. Contract no: EVK2-CT-2001-00115. February 2002 to July 2005. Co-ordinated by Dr Clare Goodess, CRU <http://www.cru.uea.ac.uk/projects/stardex/>
- StatSoft, Inc. 2001. *STATISTICA (Data Analysis Software System), version 6* <http://www.statsoft.com>
- *Total Ozone Mapping Spectrometer (NASA)* http://toms.gsfc.nasa.gov/ozone/ozone_v8.html
- *Wetterzentrale: Reanalysis des NCEP* <http://www.wetterzentrale.de>
- *WMO – World Meteorological Organization*. 1999. Scientific Assessment of ozone depletion. Report n°44.

Algunes de les fonts de les imatges de l'orgnigrama de l'apartat 4.4.

- *Berlin Stratospheric Data – Freie Universität Berlin* (Stratospheric Research Group at the Meteorological Institute) <http://strat-www.met.fu-berlin.de/>
- *Solar Influences on Climate (SOCLI) Programme, funded by NERC (Natural Environment Research Council)* <http://www.see.leeds.ac.uk/research/ias/composition/current/socli.htm>
- *The Stratospheric Sudden Warming website* <http://www.appmath.columbia.edu/ssws/index.php>
- *Volcanoes of Mexico Photo Gallery* <http://photos.si.edu/mexvolc/volcmex.htm>