

UNIVERSITAT DE BARCELONA
MÀSTER OFICIAL DE METEOROLOGIA

**ESTUDI DE LES TELECONNEXIONS, TELECONNECTIVITAT I
OSCIL·LACIONS A LA REGIÓ MEDITERRÀNIA;
COMPARACIÓ AMB OSCIL·LACIONS DE GRAN ESCALA**

Marc Compte Rovirola

Tutora

Dra. Ileana Bladé Mendoza

Setembre 2012

Índex

1. Introducció	3
1.1. Teleconnexió i teleconnectivitat.	3
1.2. Exemples ben documentats a gran escala.	4
1.2.1. NAO: Oscil·lació de l'Atlàntic Nord.....	4
1.2.2. PNA: Patró del Pacífic/Amèrica del Nord.....	7
1.2.3. Teleconnectivitat.....	8
1.3. Exemples a escala Mediterrània.....	14
1.3.1. L'Oscil·lació de la Mediterrània.	14
1.3.2. Altres oscil·lacions mediterrànies.....	17
1.3.3. L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental	18
2. Objectius.....	20
3. Metodologia	21
3.1. Tècnica d'anàlisi de dades.....	21
1. Coeficient de correlació lineal.	21
2. Nivell de significació de la correlació.....	21
3. Diferència de correlacions.	22
4. Filtres.....	23
3.2. Dades.	25
4. Resultats.....	26
4.1. Estudi de la NAO.	26
4.2. Estudi de la MO	30
4.3. Estudi de la WeMO i teleconnectivitat per diferents freqüències.....	36
5. Conclusions	42
6. Referències bibliogràfiques.....	44

1. Introducció

1.1. Teleconnexió i teleconnectivitat.

De manera general es poden definir les teleconnexions com associacions estadístiques de variables meteorològiques entre dos punts separats per una llarga distància. Les teleconnexions relacionen doncs climes que es troben allunyats els uns dels altres i són conseqüència de moviments dinàmics atmosfèrics i oceànics a gran escala.

Típicament, les teleconnexions s'expressen com correlacions significatives de fluctuacions temporals de variables meteorològiques entre punts àmpliament separats de la terra, i poden ser degudes com a conseqüència del comportament transitori de les ones atmosfèriques a escala planetària [12].

Aquesta definició genèrica de les teleconnexions ha produït la manca d'un acord universal en el criteri i en el procediment per definir les relacions estructurals horitzontals de l'atmosfera, la qual cosa dificulta la comparació de resultats entre diferents estudis [12].

Alguns dels diferents procediments utilitzats pel càlcul de la teleconnexió:

- Utilitzar sèries temporals basades en paràmetres com la temperatura superficial, l'alçada geopotencial a una pressió determinada, o la pressió a nivell del mar, o també combinacions lineals entre els diferents paràmetres. Aquestes relacions poden ser entre un parell d'estacions particulars, com per exemple la MO (Veure apartat 1.3.1); o també es poden donar entre tres o més estacions, com per exemple la NAO definida per Walker i Bliss (1932) (Veure apartat 1.2.1).
- Utilitzar sèries temporals, consistents en combinacions lineals de pressió a nivell del mar o l'alçada geopotencial a una pressió determinada de tres o més estacions mitjançant l'anàlisi de components principals.
- Utilitzar la teleconnectivitat (S'explica en l'apartat 1.2.3).

També, a nivell temporal es poden utilitzar diferents escales, des de diari a estacional.

La tria de les variables i les estacions incorporades dins dels indicadors de l'estructura horitzontal sovint vénen marcades per la disponibilitat d'una sèrie llarga de dades i no pas per estar situades en els nodes amb una major teleconnexió [23], la qual cosa

difficulta la comparació dels resultats entre diferents estudis. És per aquest motiu que Wallace i Gutzler (1981) estandarditzen un mètode per identificar teleconnexions, mitjançant el càlcul de la teleconnectivitat. D'aquesta manera, si la teleconnexió és el valor de la correlació entre dos punts determinats per una variable meteorològica concreta, la teleconnectivitat és la relació entre els dos punts que estan més inversament correlacionats dins d'una malla de punts, on s'han calculat totes les parelles de correlacions possibles. Aquests conceptes relacionats amb l'estudi de la teleconnectivitat de Wallace i Gutzler es detallaran en l'apartat 1.2.3.. Abans però, es presentaran els patrons de teleconnexió més destacats per l'hemisferi nord. Aquests són la NAO (North Atlantic Oscillation) i el PNA (Pacific/North American pattern) [12].

1.2. Exemples ben documentats a gran escala.

1.2.1. NAO: Oscil·lació de l'Atlàntic Nord.

La NAO, o Oscil·lació de l'Atlàntic Nord, és un patró de teleconnexió que consisteix en un balanceig meridional de pressió atmosfèrica que es produeix a l'atlàntic nord i té com a principals centres d'acció l'anticicló de les Açores i la depressió d'Islàndia. Aquests canvis en la pressió comporten, degut al balanç del vent geostrofic, canvis en la direcció i la intensitat del vent [12] que, al seu torn, produeix canvis en el flux d'humitat i també en el balanç hídric de tota la zona d'influència (Figura 1).

Al segle XVIII ja es tenia certa evidència de l'existència de la NAO. Per exemple, el missioner Hans Egede Saabye va observar, mentre estava a Groenlàndia durant els anys 1770-78, que els hiverns que eren relativament temperats a Groenlàndia, a Dinamarca els hiverns eren relativament durs, i al revés [17]. Aquest exemple dóna testimoni que en aquella època es tenia la percepció d'una oscil·lació de les temperatures hivernals entre Groenlàndia i el nord d'Europa.

La NAO però, no va ser confirmada fins a principis del segle XX, quan Defant (1924), Walker i Bliss (1932), d'entre d'altres, la van reconèixer com un dels majors patrons de teleconnectivitat a l'hemisferi nord.

Walker i Bliss intuïen que les oscil·lacions de la temperatura superficial estaven associades amb les oscil·lacions de la pressió a nivell del mar, i que aquestes oscil·lacions eren manifestacions d'un sol fenomen que anomenaren Oscil·lació de l'Atlàntic Nord. Dit amb les seves paraules: "La Oscil·lació de l'Atlàntic Nord [...] és la

tendència de la pressió a ser baixa a prop d'Islàndia a l'hivern quan aquesta es alta a prop de les Açores i el sud-oest d'Europa; i aquesta distribució, es clar, està associada amb altes temperatures al nord-oest d'Europa i amb baixes temperatures enfront les costes del Labrador." [22].

A partir d'aquesta percepció, van definir un índex que consistia en una combinació lineal de dades de la temperatura superficial i la pressió a nivell del mar de nou estacions a ambdues bandes de l'Atlàntic que van considerar més adients. Els valors positius de l'índex estan associats a una forta depressió islàndica, altes pressions al llarg de 40°N, vents de l'oest forts a l'Atlàntic Nord, temperatures per sota de l'habitual a l'àrea de Groenlàndia-Labrador i a l'Orient Mitjà, així com temperatures per sobre de l'habitual a la meitat est dels Estats Units i al nord-oest d'Europa, mentre que valors negatius de l'índex indiquen anomalies en sentit oposat.

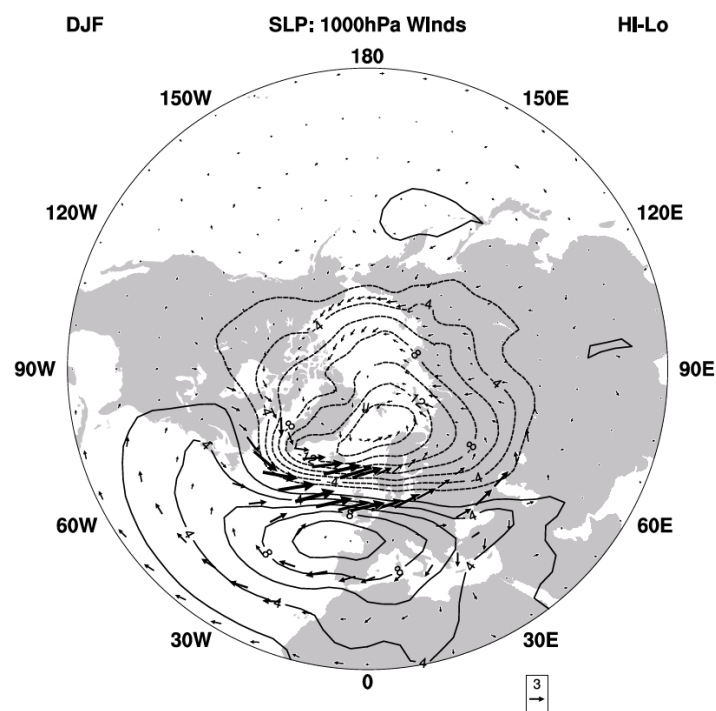


Figura 1. Diferència a l'hivern (desembre-febrer) de la pressió a nivell del mar i els vectors del vent a 1000 hPa entre les fases positives i negatives de l'índex de la NAO. Figura extreta de [12].

Walker i Bliss van raonar que aquestes relacions eren consistents amb simples arguments dinàmics: una depressió anòmalament baixa hauria de conduir a augmentar l'advecció freda sobre l'àrea de Groenlàndia-Labrador, i al mateix temps, augmentar l'advecció humida i temperada del sud-oest sobre el nord-oest d'Europa. De la mateixa manera, una anomalia positiva de la pressió a nivell del mar a baixes

latituds sobre l'Atlàntic i la Mediterrània hauria d'anar acompanyada per una advecció càlida sobre la meitat est dels Estats Units i les condicions contràries sobre l'Orient Mitjà (Figura 2).

Loon and Rogers (1978) van corroborar aquests resultats, ja que van definir un índex de l'oscil·lació que es basava només en les diferències de temperatura entre Groenlàndia i Noruega, de manera que les altres relacions els hi sorgiren espontàniament en els mapes i en els gràfics de correlació, fent servir aquest índex. A més a més, els seus resultats tenien un alt nivell de significança estadística ja que es van basar en dades de 46 hiverns (1931-1976) de les quals no podien disposar Walker i Bliss.

L'anàlisi de Loon i Rogers (1978) va revelar un altre aspecte important de la NAO que no havia estat assenyalat abans: els hiverns que són més freds del normal a la zona entre Groenlàndia i el Labrador i anormalment càlids al nord-oest d'Europa estan caracteritzats, no només per una depressió d'Islàndia més profunda de l'habitual, sinó també per una anomalia positiva de pressió a nivell del mar al centre del Pacífic Nord. Aquest resultat suggeria la possibilitat d'utilitzar les diferències entre les intensitats de les depressions d'Islàndia i de les Aleutianes com un índex alternatiu de la NAO.

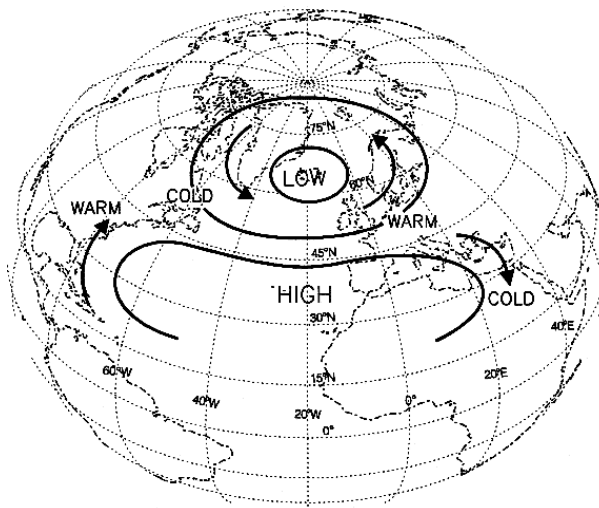


Figura 2 Relació idealitzada entre les anomalies de pressió i temperatura associada amb l'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord. Figura extreta de [7].

A partir d'aquesta conclusió, Wallace i Gutzler (1981) van determinar que la combinació d'una marcada baixa islàndica i d'una dèbil baixa aleutiana comportava, a la part baixa de l'atmosfera, una anomalia positiva del gruix de geopotencial (entre 1000 i 700 hPa) sobre la meitat est dels Estats Units i del nord-oest d'Europa i, al

mateix temps, comportava una anomalia negativa d'aquest mateix gruix de geopotencial sobre l'àrea de Groenlàndia-Labrador i l'Orient Mitjà [23].

Temporalment, la teleconnexió és evident des de períodes setmanals [10], fins a períodes interanuals [14]. Per altra banda, estacionalment la NAO és *l'únic* patró de teleconnexió evident al llarg de tot l'any a l'hemisferi nord [5]. Tot i això, si es fa un anàlisi de components principals per la pressió a nivell del mar sobre l'Atlàntic Nord durant l'hivern, el primer component principal explica més d'un terç de la variància hivernal [12].

1.2.2. PNA: Patró del Pacífic/Amèrica del Nord.

El PNA és un patró de teleconnexió que vincula les anomalies de l'alçada geopotencial entre els camps a la mitja i l'alta troposfera sobre el nord de l'oceà Pacífic i Amèrica del Nord durant l'hivern. Així, els anomenats episodis de bloqueig (alçada geopotencial per sobre de l'habitual al llarg de la costa oest d'Amèrica del Nord) tendeixen a estar acompanyats per una forta anomalia negativa de l'alçada geopotencial al mig del pacífic prop dels 45°N de latitud i també sobre el sud-est dels Estats Units. Per contra, quan l'alçada geopotencial es troba per sota de l'habitual a la costa oest d'Amèrica del Nord, aquesta presenta valors per sobre de l'habitual al mig del pacífic, la qual cosa condueix a un flux més zonal (vents d'oest a est) [12].

Encara que diversos investigadors havien estudiat els vincles del comportament oscil·latori de les anomalies de pressió entre les dues zones abans esmentades (Allen et al. 1940; Klein 1952; Namias 1978; Blackmon et al. 1979), no va ser fins el 1981 que Wallace i Gutzler identificaren aquesta àrea de correlació de l'alçada geopotencial a 500 hPa com un dels patrons de teleconnexió més importants de tot l'hemisferi nord. Fins llavors però, el patró ja estava reconegut com el major mode de variabilitat atmosfèrica sobre Amèrica del Nord [16].

Temporalment, la teleconnexió és evident tant a l'escala meteorològica com climatològica, des de períodes de dies, setmanes, mesos, i estacions [16], fins a dècades [25]. La localització espacial de la teleconnexió a l'escala temporal de mesos o estacions és el resultat de la posició de les ones estacionàries. El flux mig sobre el sector del Pacífic/Nord Amèrica està caracteritzat per un tàlveg al centre-est del nord del Pacífic, una dorsal sobre les muntanyes Rocalloses, i un segon tàlveg sobre l'est d'Amèrica del Nord [16], tal com s'observa a la Figura 3.

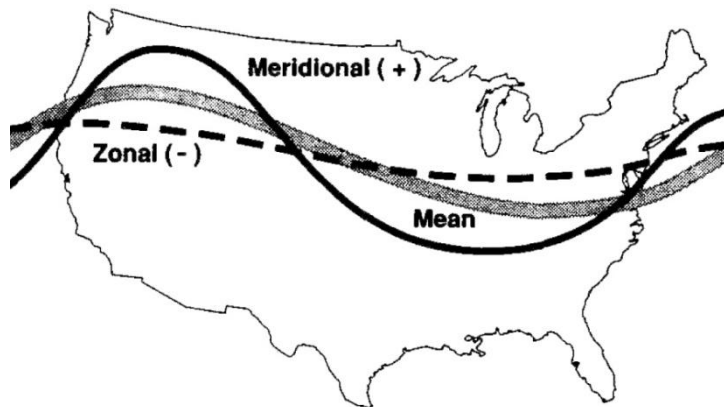


Figura 3. Caràcter del flux a 700 hPa sobre els Estats Units per valors positius i negatius de l'índex PNA. Figura extreta de [16].

El PNA representa la desviació respecte al flux mig, amb els centres de les anomalies sobre el Pacífic Nord, la serralada nord-occidental d'Amèrica del Nord, i la zona sud-oriental dels Estats Units (Figura 3). L'índex del PNA ve donat per l'Expressió 1:

$$PNA = \frac{1}{4} [Z^*(20^\circ N, 160^\circ W) - Z^*(45^\circ N, 165^\circ W) + Z^*(55^\circ N, 115^\circ W) - Z^*(30^\circ N, 85^\circ W)]$$

Expressió 1. Índex del PNA. Z^* és l'anomalia normalitzada de la mitjana mensual de l'alçada geopotencial a 500 hPa. Expressió extreta de [23].

La importància de la posició i el valor de les anomalies dels quatre centres del PNA rau en la relació d'aquest patró amb la circulació atmosfèrica mitjana. La variació del PNA va associada a una variació en l'ondulació del corrent atmosfèric a la part oest de l'hemisferi nord, però també, al mateix temps, aquesta variació comporta un canvi en el desplaçament nord-sud de les masses d'aire sobre el Pacífic i Amèrica del Nord [12]. Per tant, la variació del patró PNA va associat a canvis en el recorregut mitjà de les borrasques.

1.2.3. Teleconnectivitat.

Tal com s'ha comentat anteriorment, un mètode objectiu per trobar els nodes patrons de teleconnexió és mitjançant el càlcul de la teleconnectivitat, un terme introduït a l'estudi de Wallace i Gutzler (1981). Aquest estudi a gran escala servirà més endavant per contrastar-lo amb els estudis a escala regional mediterrània.

Wallace i Gutzler (1981) utilitzen un mètode estadístic per avaluar la teleconnectivitat a nivell de tot l'hemisferi nord. Per això, consideren pel seu estudi les dades de la mitjana mensual de la pressió a nivell del mar i l'alçada geopotencial a 500 hPa de 45 mesos d'hivern boreal, és a dir, els mesos de desembre, gener i febrer de 15 hiverns, des del 1962-63 fins al 1976-77. La base de dades utilitzades van ser del NCAR (National Center for Atmospheric Research).

La tècnica comença amb el càlcul de la mitjana dels 15 anys per cadascun dels tres mesos hivernals, per després restar-la a cada mes corresponent. Així s'obtenen les anomalies mensuals dels 45 mesos, que són la base de càlcul de la correlació. Per identificar objectivament els patrons de teleconnexió, es construeix una matriu **R**, els elements del qual (r_{ij}) són el coeficient de correlació temporal entre l'anomalia de l'alçada geopotencial a un punt determinat (subíndex i) i qualsevol altre punt de la malla hemisfèrica (subíndex j). Les columnes de **R**, anotades com a R_i , representen la correlació d'un punt determinat amb tota la resta (Figura 4).

Per avaluar els mapes de correlació s'ha de tenir en compte el nivell de significació estadística per la correlació. Per una mostra de 45 mesos amb nivell de significació al 90%, es a dir, la probabilitat de que el valor de la correlació sigui donat per l'atzar és més petit o igual al 10%. Per aquest cas, aquest valor correspon a una correlació $|r_{ij}| = 0.25$ si s'assumeix que les anomalies mensual són independents entre sí. No obstant això, aquest criteri no és prou restrictiu ja que l'experiència demostra que calen correlacions $|r_{ij}| \geq 0.75$ per tal d'obtenir resultats reproduïbles [23].

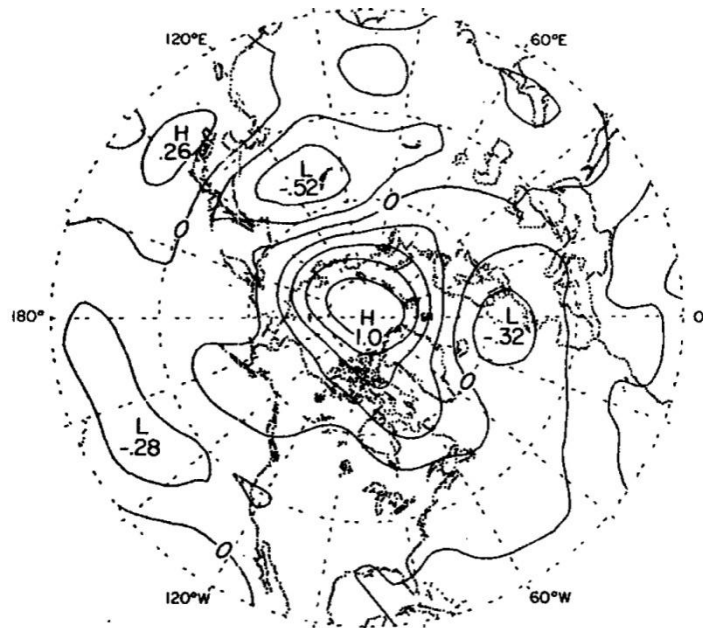


Figura 4. Exemple de mapa de correlació per un punt, que mostra el coeficient de correlació de l'alçada geopotencial a 500 hPa entre el Pol Nord i la resta de punts de la malla. Basat en els 45 mesos d'hivern boreal 1962-63 a 1976-77. Figura extreta de [23].

Els mapes de correlació per un punt es caracteritzen per tenir una regió aproximadament el·líptica (diana) amb alts coeficients de correlació positiva al voltant del punt base. La mida d'aquesta diana indica l'escala horitzontal de les anomalies mensuals a les proximitats del punt base. En alguns mapes, com per exemple la Figura 4, aquesta diana propera al punt base és l'única regió que té una correlació estadísticament significativa. En d'altres mapes però, sorgeix una segona regió que té una forta correlació negativa amb el punt escollit que, conjuntament amb la regió diana, formen un patró dipolar, la qual cosa significa que l'anomalia mensual de l'alçada geopotencial tendeix a ser de signe oposat a les proximitats dels dos centres del dipol.

Aquests patrons dipolars i altres patrons més complexos, que consisteixen en múltiples centres d'acció en un mapa de correlació per un punt, solen indicar oscil·lacions permanents amb nodes i antinodes fixats geogràficament, però també poden ser causats per la propagació d'oscil·lacions en forma d'ona [23]. Pel primer cas hi ha una forta tendència a que els eixos d'aquests patrons dipolars tinguin orientació nord-sud, com per exemple la NAO. Pel segon cas, la tendència és que l'orientació dels eixos sigui d'est a oest, seguint la propagació del tren d'ones.

Si el patró del mapa de correlació per un punt és realment indicador d'oscil·lacions permanents amb uns nodes i antinodes fixats geogràficament, és d'esperar que els punts de la malla pròxims als antinodes mostrin patrons molt més forts que altres punts

de l'hemisferi. Per altra banda, si el patró és indicador de la propagació de les perturbacions a una determinada escala, sense cap preferència geogràfica, la intensitat i la forma del patró de teleconnexió al voltant de cada punt de la malla en una franja latitudinal donada hauria de ser similar. La Figura 19 c i la Figura 19 d són bons exemples d'ambdós casos respectivament.

Per contrastar la intensitat del patró de teleconnexió per diferents punts de la malla, es compara la correlació més negativa de cada mapa de correlació per un punt. Això es pot visualitzar amb un sol mapa a partir d'un vector fila $\mathbf{T}$ que deriva directament de $\mathbf{R}$, on els elements T_i són els valors mínims de r_{ij} . Així doncs: $T_i = |(r_{ij}) \text{ mínim per tota } j|$.

El signe negatiu és omès per conveniència i T_i és anomenat teleconnectivitat del punt de xarxa "i".

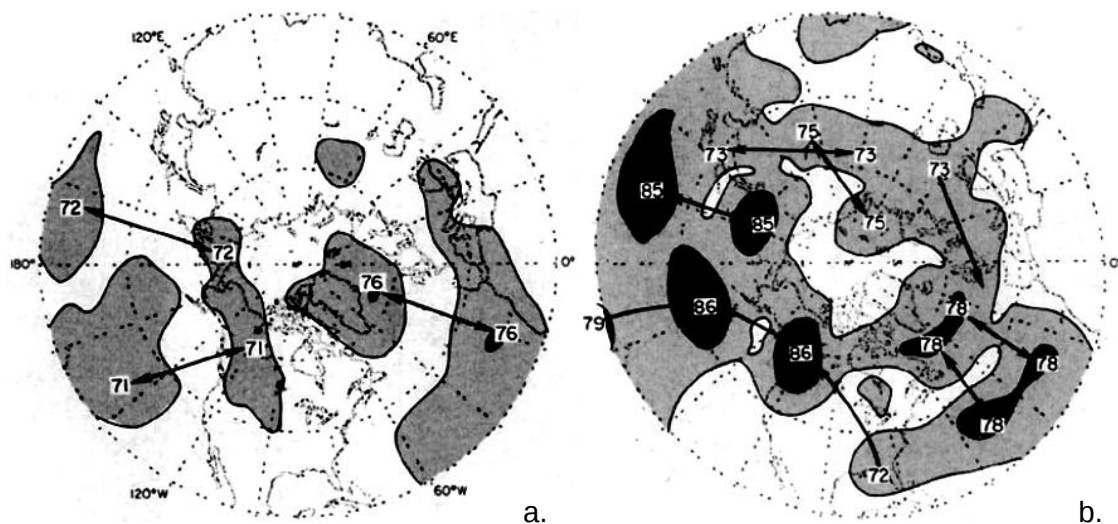


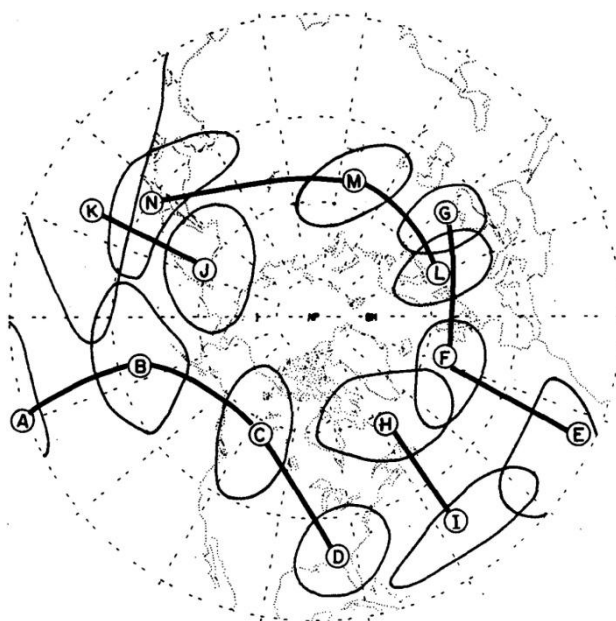
Figura 5. Teleconnectivitat per (a) la pressió a nivell del mar i (b) l'alçada geopotencial a 500 hPa. Basats en els 45 mesos d'hivern boreal (1962-63 a 1976-77). El signe negatiu ha estat omès i els coeficients de correlació han estat multiplicats per 100. Les regions on $\rho_i < 60$ no es mostren; $60 \leq \rho_i < 75$ estan pintats de gris; $75 \leq \rho_i$ estan pintats de negre. Les fletxes connecten els centres de les teleconnectivitats més fortes, és a dir el punt que mostra una correlació negativa més forta del seu mapa de correlació puntual respectiu. Figura extreta de [23].

La teleconnectivitat per la pressió a nivell del mar i per l'alçada geopotencial a 500 hPa pels mesos d'hivern segons l'estudi de Wallace i Gutzler (Figura 5), mostra fortes variacions regionals de la teleconnectivitat, que demostren la realitat de les oscil·lacions de les ones estacionàries amb la distinció geogràfica dels nodes i els antinodes. S'observa que els valors de teleconnectivitat són més grans al nivell de 500 hPa que en superfície.

També és possible mostrar informació addicional sobre l'estructura de les teleconnexions dibuixant les fletxes des de cada centre de forta teleconnectivitat, a partir de l'anàlisi individual de cada mapa que mostra la ubicació més negativa per cada punt. Les fletxes van en les dues direccions, degut a la simetria de R .

El mapa de teleconnectivitat (Figura 5 a) confirma, de manera objectiva, que el patró de teleconnexió per la pressió a nivell del mar en el sector Atlàntic està associat a l'Oscil·lació de l'Atlàntic Nord. La regió islandesa i les baixes latituds sobre l'oceà Atlàntic presenten la correlació negativa més forta. D'altra banda, les correlacions negatives entre el Pacífic subtropical i l'est de Sibèria i Alaska es poden considerar com una confirmació de l'oscil·lació del Pacífic Nord (NPO) per la pressió a nivell del mar, ja descrita per Walker i Bliss (1932). El patró dipol localitzat més a l'est al Pacífic és un reflex del patró del Pacífic/Amèrica del Nord [23]. El denominador comú d'aquests tres patrons és l'orientació nord-sud, ja que les correlacions negatives més fortes relacionen oscil·lacions de pressió a nivell del mar entre zones de latituds superiors i regions d'anticiclons subtropicals.

La teleconnectivitat a 500 hPa (Figura 5 b) tendeix a ser més forta i més complexa que a nivell del mar. Concretament, s'observen cinc patrons (Figura 6 a i b): dos s'estenen sobre la banda est dels oceans i la banda oest dels continents (els anomenats patrons de l'Atlàntic Oriental i del Pacífic/Amèrica del Nord); dos tenen una orientació meridional del dipol i estan situats a la banda oest dels oceans (són el patró de l'Atlàntic Occidental i el patró del Pacífic Occidental); i un que s'estén cap a l'est des de la península escandinava fins a la península de Korea (el patró d'Euràsia) [23].



a.

Patrons de teleconnexió a 500 hPa per l'hemisferi nord.

Node	Posició geogràfica	Nom del patró
A	(20°N, 160°W)	Pacífic/Amèrica del Nord (PNA)
B	(45°N, 165°W)	
C	(55°N, 115°W)	
D	(30°N, 85°W)	
E	(25°N, 25°W)	Atlàntic Oriental o NAO
F	(55°N, 20°W)	
G	(50°N, 40°E)	
H	(55°N, 55°W)	Atlàntic Occidental
I	(30°N, 55°W)	
J	(60°N, 155°E)	Pacífic Occidental o NPO
K	(30°N, 155°E)	
L	(55°N, 20°E)	Euràsia
M	(55°N, 75°E)	
N	(40°N, 145°E)	

b.

Figura 6. (a) Descripció esquemàtica dels patrons de teleconnexió principals a 500 hPa, marcant els seus respectius centres d'acció i (b) els seus noms i posició geogràfica per Wallace i Gutzler (1981) [23]. Figura extreta de [3].

Blackmon [1] ha estudiat les teleconnexions extratropicals de l'alçada geopotencial a 500 hPa després d'aplicar filtres amb diferents passos de banda, concretament baix, intermedi i alt, per analitzar el comportament de les teleconnexions per diferents escales temporals. Aquesta separació revela que les teleconnexions a diferents escales temporals tenen dinàmiques diferents: les d'altres freqüències són de natura baroclínica; les freqüències intermèdies estan relacionades amb la propagació del tren d'ones de Rossby; i les variacions de baixa freqüència estan dominades per patrons dipolars nord-sud [3].

Els resultats de Blackmon casen amb els resultats exposats per Wallace i Gutzler, ja que aquests últims fan referència a variacions de baixa freqüència i són dominats per patrons dipolars nord-sud.

1.3. Exemples a escala Mediterrània

Passarem ara a descriure les teleconnexions documentades a la literatura científica per la regió mediterrània. La primera és l'Oscil·lació Mediterrània.

1.3.1. L'Oscil·lació de la Mediterrània (*Mediterranean Oscillation, MO*).

Segons Conte et. al. (1989), l'Oscil·lació de la Mediterrània és una manifestació regional de la NAO que implica un comportament sincronitzat, però oposat, de les variables meteorològiques entre les subconques occidental i oriental del mediterrani [8]. Més concretament, la MO és un patró de variabilitat de baixa freqüència caracteritzat per anomalies oposades de pressió, temperatura i precipitació entre els extrems de la conca mediterrània. Així, per exemple, la seva fase positiva es caracteritza per un anticicló a la Mediterrània Occidental i una baixa a la Mediterrània Oriental [4].

Examinant la bibliografia relacionada amb aquesta oscil·lació, s'observa que no hi ha una unitat clara alhora de definir l'índex de la MO, ja que cada autor defineix l'índex en funció de les dades de què disposa, o en funció dels paràmetres que vol avaluar. Aquestes són definicions de l'índex de la MO més transcendents:

- Conte et. al., 1989, defineix per primera vegada l'Oscil·lació del Mediterrani, anomenant *Mediterranean Oscillation index (MOI)* a la diferència de l'anomalia de l'altura geopotencial normalitzada a 500 hPa entre Alger i El Caire [8]. S'analitzarà el procediment del seu càlcul en el següent subapartat.
- Brunetti et al., 2002, defineix el *Mediterranean circulation index (MCI)* com la diferència de l'anomalia de la pressió a nivell del mar normalitzada entre Marsella i Jerusalem, és a dir, entre una estació del nord-oest del Mediterrani i una altre del sud-est del Mediterrani. L'elecció de les estacions de Marsella i Jerusalem va donada per la qualitat (homogeneïtat i llargada) de les seves sèries de dades. Els resultats de l'anàlisi van ser verificats amb altres parells d'estacions properes per comprovar que no tinguessin diferències significatives [6].
- Palitukof, 2003, defineix el *Mediterranean pressure index (MPI)* com la diferència de l'anomalia de la pressió a nivell del mar normalitzada entre Gibraltar i Lord (Israel). Aquest índex és usat per correlacionar-lo amb un altre índex, en aquest cas l'anomalia estandarditzada de la precipitació (SAI) [18].

La majoria d'estudis relacionats amb la MO estan enfocats a correlacionar directament l'índex MO amb altres variables meteorològiques o patrons de teleconnexió. Per exemple, Dünkeloh et. al. (2003) han trobat que la MO no és una oscil·lació independent, ja que està correlacionada directament amb l'AO (Artic Oscillation) i la NAO, sobretot a l'hivern, però la MO també té una forta influència sobre en la precipitació en la conca mediterrània [9].

Comentaris sobre l'anàlisi del càlcul de la MO.

En aquesta secció examinarem de més a prop l'índex identificat per Conte et. al. (1989). Aquest és el més indicat per tal de poder fer l'anàlisi del seu càlcul, ja que va ser el primer índex que es va definir per la MO i el que s'ha fet servir posteriorment com a base per les definicions de les diferents oscil·lacions mediterrànies posteriors.

Conte et. al. suggereixen l'existència de la MO a partir de l'evolució temporal de la mitjana anual de l'alçada geopotencial a 500 hPa per Alger i el Caire pel període 1946-89 (44 anys), obtingudes mitjançant radiosondatges. A partir aquestes dades d'alçada geopotencial per 44 anys, Conte et. al. calculen el polinomi de vuitè ordre que s'hi ajusta per tal de trobar una funció que descrigui el comportament anual de l'alçada geopotencial a 500 hPa per cada estació. En el gràfic suavitzat es pot observar una oscil·lació amb una periodicitat de 22 anys (Figura 7). La característica principal de la figura resultant és que les oscil·lacions entre les dues estacions estan en oposició de fase. Segons aquests autors, això suggereix l'existència d'algun tipus d'oscil·lació en el camp dinàmic sobre la Mediterrània, anàleg a les oscil·lacions a gran escala, que anomenen Oscil·lació de la Mediterrània [19].

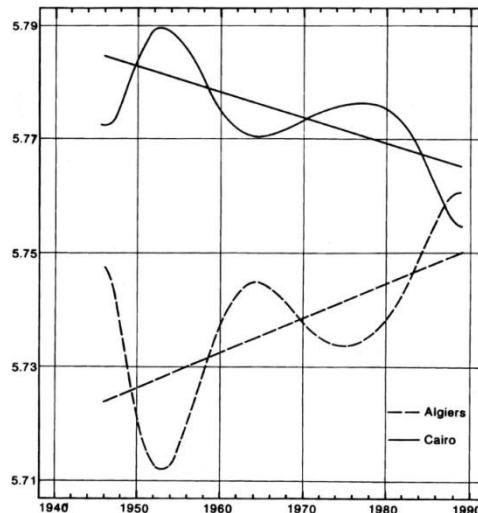


Figura 7. Polinomi de vuitè ordre sobre les dades d'alçada geopotencial a 500 hPa (10^3m) pels anys 1946-1989. Les dades de partida es mostren a la Figura 14. També es representa la recte de regressió lineal. Figura extreta de [19].

Per tal d'avaluar la distribució espacial de l'oscil·lació, Conte et al. calculen també el coeficient de correlació de l'alçada geopotencial a 500 hPa entre Alger i 13 estacions més de la conca Mediterrània. El mapa de correlació que s'obté de la interpolació dels valors de correlació entre Alger i les altres 13 estacions es mostra a la Figura 8. S'hi observa una declinació suau en la correlació des de l'Alger cap al costat est del Mediterrani, culminant en una correlació negativa sobre el Caire de -0.63 [19].

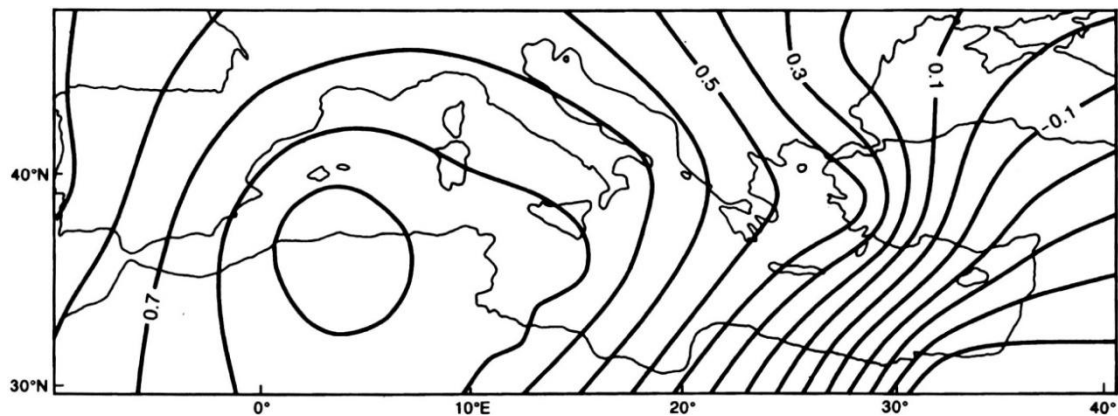


Figura 8. Mapa del coeficient de correlació de l'alçada geopotencial a 500 hPa entre Alger i tretze estacions més del Mediterrani. Contorns cada 0.1. Figura extreta de [19].

Aquest mapa (Figura 8), extret d'un article de Palutikof i Conte, entre altres [19] contrasta amb el mapa (Figura 9) mostrat per Jacobeit et. al. [13], citant com a referència a Conte et. al (1989). És a dir, segons les referències, aquests dos mapes haurien de ser iguals. Això però no és així ja que s'observa una clara diferència en la forma de les isolínies i, en el segon mapa, un màxim de correlació negativa que

s'estén més al nord en relació al primer mapa fins a un valor de -0.7. No hem pogut esbrinar d'on prové la figura de Jacobeit, per la qual cosa dubtem de la seva veracitat.

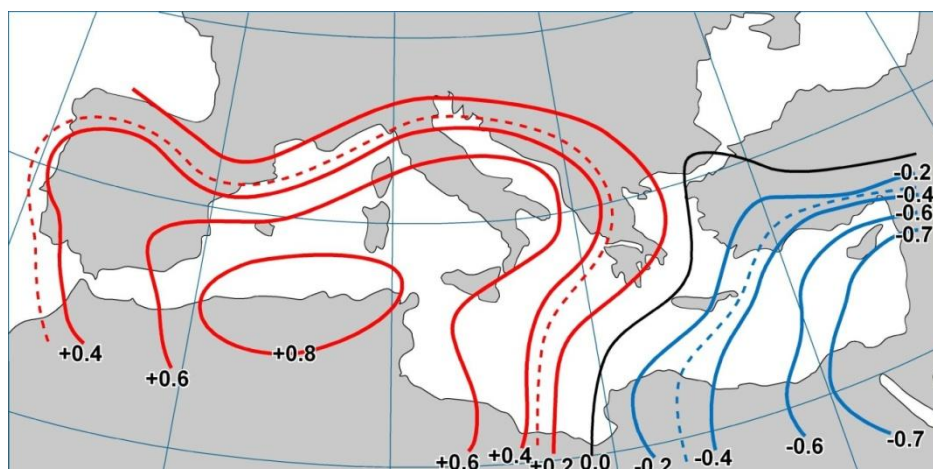


Figura 9. Com la Figura 8. Figura extreta de [13]

Per altra banda, Palutikof et. al. (1996), especulen sobre l'origen de l'oscil·lació de pressió sobre el mediterrani i suggereixen que la MO pot ser explicada en part per la mida de la conca. La distància des de l'oest fins a l'est és al voltant de 3000 Km aproximadament, que segons ells, coincideix amb la meitat de la longitud d'ona zonal d'una ona de Rossby. Les ones de Rossby s'estenen sobre el sud d'Europa, principalment com a causa de la posició de l'anticicló de les Açores, però també degut la discontinuïtat termal entre el continent i l'oceà, així com també per els efectes orogràfics [19].

Tal com exposen Brunetti et. al., (2002) l'inconvenient que té la MO definida d'aquesta manera, és que només hi ha dades disponibles de l'alçada geopotencial a partir de la segona meitat del segle XX, i descriu un patró dipolar utilitzant només les dades de dues estacions particulars (el geopotencial a 500 hPa d'Alger i del Caire) [6].

1.3.2. Altres oscil·lacions mediterrànies.

A banda de l'Oscil·lació de la Mediterrània i l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (aquesta es definirà a l'apartat 1.3.3), diferents autors han identificat altres oscil·lacions a la conca Mediterrània i a la seva zona d'influència:

MMC (Mediterranean Meridional Circulation pattern).

Düneloh i Jacobeit (2003) defineixen el patró Mediterrani de Circulació Meridiana, que està caracteritzat per dos centres de pressió oposats, un a l'oest de Gran Bretanya, i

l'altre a la Península Itàlica [9]. Aquesta configuració produeix fluxos meridians (que segueixen el meridià) del nord sobre la Península Ibèrica en la seva fase positiva i del sud en la negativa.

NCP (North sea Caspian Pattern).

Kutiel et. al., (2002) defineixen un índex alternatiu a la NAO per explicar el comportament de les variables meteorològiques de la Mediterrània Oriental, degut a l'escassa informació que la NAO aporta a aquesta conca. L'índex NCP és la diferència estandarditzada de les anomalies d'altura geopotencial a 500 hPa entre el Mar del Nord i el nord del Mar Caspi [15].

Al conjunt de la Mediterrània Oriental, aquest índex té una correlació amb la precipitació més forta que l'índex de la NAO (Kutiel et al., 2002). Així com també ho és per Turquia (Kutiel i Türkes, 2005) i pels mars Egeu i Negre (Gunduz i Ozsoy, 2005).

EMP (Eastern Mediterranean Pattern).

Maheras et. al., (2006) descriuen un patró de teleconnexió que es manifesta a l'hivern entre el nord-est de l'Atlàntic Nord i la Mediterrània Oriental a 300 i 500 hPa [11].

1.3.3. L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (Western Mediteranian Ocillation, WeMO).

L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO) sorgeix com a contraposició de la MO, ja que mentre que la MO intenta explicar una oscil·lació a nivell de tota la mediterrània, la WeMO es centra en el marc sinòptic de la conca occidental mediterrània i les seves rodalies. A més, la WeMO també es planteja per què es pugui correlacionar significativament amb la precipitació dins l'àmbit de la costa occidental de la Mediterrània, ja que altres patrons de teleconnexió, com la NAO o l'AO, no hi tenen una correlació significativa [4].

Bustins, (2004) defineix la WeMO a partir de la mitjana climatològica de la pressió a nivell del mar per la segona meitat del segle XX. En el mapa que s'obté s'observa (no mostrat), per la zona d'estudi, la depressió sobre el Mar de Ligur i l'anticicló de les Açores, davant la costa Atlàntic de la península Ibèrica. A partir d'aquest dipol climatològic de la pressió mitjana a nivell del mar, Bustins escull un punt proper a cada un dels dos nodes que tingui una sèrie de dades diàries de pressió temporalment extensa. Per aquest motiu, a un extrem escull la ciutat de Pàdua, que té una sèrie que

es remunta fins al 1725. A l'altre extrem s'escull la ciutat de Cádiz (San Fernando) que té una sèrie que es remunta fins al 1820.

L'elecció dels dos nodes de la WeMO ve dictada pel fet de disposar de sèries de dades llargues en dues estacions a dos suposats centres de teleconnexió, que només es veuen reflectits a partir de la mitjana climàtica de la pressió a nivell del mar. D'entrada, això ens suggereix pensar que la WeMO ha estat construïda a partir d'una percepció subjectiva, ja que no s'utilitza cap mètode estadístic per determinar la posició d'aquests nodes.

Un cop triats els nodes, Bustins calcula la correlació de la pressió a nivell del mar, per cada mes de calendari i anualment pel període 1821-2000 (Taula 1). Els resultats mostren per tots els casos una correlació positiva. Segons Bustins, aquests resultats no anul·len la WeMO com a patró de variabilitat, sinó que corrobora la seva escala regional, ja que els dos nodes es troben dins de la mateixa meitat de l'ona de Rossby. Per tant, l'augment o la disminució de pressió ha de ser proporcionalment igual per als dos nodes [4].

Gen	Feb	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Oct	Nov	Des	Anual
0.57	0.58	0.52	0.27	0.40	0.41	0.31	0.39	0.35	0.44	0.37	0.43	0.41

Taula 1. Correlació de la pressió a nivell del mar entre San Fernando i Pàdua. Sèrie diària (1821-2000). Per cada mes de l'any i anualment. Nivell de significació $p \leq 0.01$. Dades extretes de [4].

Creiem, però, que aquest resultat suggereix que la WeMO no és un patró de teleconnexió, ja que aquest, per definició, es produeix quan es tenen dos nodes inversament correlacionats, cosa que en aquest cas no succeeix. Aquest caràcter positiu de la correlació podria venir donada pel fet de calcular la correlació per una escala de mesos o anys, ja que emprant aquesta escala temporal s'obtenen les oscil·lacions de gran escala espacial com, per exemple, la NAO. La WeMO, tal com el mateix Bustins menciona, és una oscil·lació a escala sinòptica i per tant, aquesta la podem considerar com una oscil·lació d'alta freqüència. Per això seria d'esperar que, si realment existeix la WeMO, els valors de correlació entre els dos nodes per escala sinòptica (1-2 dies) haurien de ser significativament negatius. Aquesta hipòtesis s'analitzarà posteriorment a l'apartat de resultats.

2. Objectius

L'objectiu d'aquest treball és analitzar i verificar l'existència de les teleconnexions, tant a gran escala com a escala mediterrània. Per tal de complir aquesta tasca, s'aprendran i s'empraran diferents tècniques d'anàlisi estadística per calcular, mitjançant dades de reanàlisis, els patrons de teleconnexió, la teleconnectivitat, el nivell de significació de la correlació i la diferència de correlacions. També es compararan aquests resultats amb els d'estudis anteriors. D'aquesta manera, es podrà determinar la robustesa dels resultats.

Per les oscil·lacions de gran escala, s'analitzarà i es comprovarà la validesa de l'estudi de Wallace i Gutzler (1981). Per avaluar la robustesa dels resultats referents a la teleconnectivitat, es tornaran a calcular els patrons de teleconnexió pel mateix període, però també per un període més llarg. S'utilitzarà la NAO com a exemple per il·lustrar la robustesa dels patrons a gran escala: per això es calcularà l'evolució de la seva teleconnectivitat al llarg del temps i s'avaluarà si les fluctuacions que té són significatives.

Per les oscil·lacions a la regió mediterrània, s'analitzaran i es comprovaran concretament l'estudi de Conte et. al. (1989) per l'Oscil·lació de la Mediterrània (MO) i l'estudi de Bustins (2004) per l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental (WeMO). Per la MO, s'intentarà reproduir el mapa de correlació corresponent a Alger pel mateix període que l'emprat per Conte et. al. També es farà el mapa anàleg a l'anterior corresponent al Caire. Aquests càlculs es repetiran utilitzant mètodes de filtratge, i també emprant un període més extens. Finalment s'elaborarà un mapa de teleconnectivitat pels resultats més rellevants i s'avaluarà la significació de la fluctuació d'aquesta al llarg del temps.

Es calcularà la teleconnectivitat per la pressió a nivell del mar i per l'alçada geopotencial a 500 hPa per tota la mediterrània aplicant filtres per separar les fluctuacions de diverses freqüències. A partir d'aquests resultats, s'analitzarà la teleconnectivitat de la WeMO, partint de la hipòtesis de que aquesta és una oscil·lació d'alta freqüència.

D'aquesta manera, es comprovarà si aquestes suposades oscil·lacions mediterrànies són tan o més robustes que les oscil·lacions de gran escala.

3. Metodologia

3.1. Tècnica d'anàlisi de dades.

Per tal de construir i posteriorment comprovar la robustesa dels patrons de teleconnectivitat, s'utilitzen diferents mètodes estadístics relacionats amb la correlació lineal.

1. Coeficient de correlació lineal.

La dispersió de les dades sobre la mitjana és mesurat per la variància:

$$\sigma_X^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N} = \overline{a'^2} \quad (2)$$

La desviació estàndard és l'arrel quadrada de la variància:

$$\sigma_X = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \bar{X})^2}{N}} = \sqrt{\overline{a'^2}} \quad (3)$$

La covariància entre dues variables X i Y és definida com:

$$\text{Cov}(X, Y) = \frac{\sum_{i=1}^N ((X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y}))}{N} = (\overline{x'y'}) \quad (4)$$

A partir de les expressions (3) i (4), s'obté la correlació:

$$r_{XY} = \frac{\text{Cov}(X, Y)}{\sigma_X \sigma_Y} \quad (5)$$

El coeficient de correlació lineal, o també dit simplement com correlació, mesura la relació lineal entre dues variables quantitatives.

2. Nivell de significació de la correlació.

El nivell de significació de la correlació es calcula a partir de la inferència estadística de la correlació, estant aquesta associada a la verificació d'una hipòtesis. Per tant, el nivell de significació de la correlació es defineix com el valor a partir del qual la probabilitat que la correlació sigui deguda a l'atzar és baixa, per un determinat interval de confiança. En aquest cas, la probabilitat de que la correlació sigui deguda a l'atzar serà del 5%, és a dir, l'interval de confiança serà del 95%.

Si es considera un teòric coeficient de correlació d'una població (paràmetre ρ), aquest és estimat pel coeficient de correlació de la mostra (estimador r) a partir d'un test d'hipòtesis.

- Test d'hipòtesis 1:

La hipòtesis nul·la, o també anomenada hipòtesis conservadora, pren com a cert que no existeix correlació entre variables $\rho = 0$. Per contra, la hipòtesis alternativa, que d'entrada no és considerada com a certa, pren com afirmativa l'existència de correlació (*Hipòtesis nul·la* $H_0: \rho = 0$, *hipòtesis alternativa*: $H_1: \rho \neq 0$).

La distribució de probabilitats és simètrica i per tant s'utilitza la distribució t-student.

$$t = \frac{r\sqrt{N-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad (6)$$

L'expressió (6) és la distribució t-student amb $v=N-2$ graus de llibertat. Per tant, el nivell de significació de la correlació per $H_0: \rho = 0$ vindrà donat per l'expressió:

$$r = \sqrt{\frac{t^2}{(N-2) + t^2}} \quad (7)$$

3. Diferència de correlacions.

Per determinar si dos coeficients de correlació difereixen significativament l'un de l'altre, es calcula l'estadístic z:

$$z = \frac{Z_1 - Z_2 - \mu_{Z_1 - Z_2}}{\sigma_{Z_1 - Z_2}} \quad (8)$$

On l'expressió (8) ve donada per les expressions (9), (10) i (11):

$$Z = \frac{1}{2} \ln \left(\frac{1+r}{1-r} \right) \quad (9)$$

$$\mu_{Z_1 - Z_2} = \mu_{Z_1} - \mu_{Z_2} \quad (10)$$

$$\sigma_{Z_1 - Z_2} = \sqrt{\sigma_{Z_1}^2 + \sigma_{Z_2}^2} = \sqrt{\frac{1}{N_1 - 3} + \frac{1}{N_2 - 3}} \quad (11)$$

A un 95 % de significació, si $|z|$ és més gran que 1,96 significa que les diferències són significativament diferents.

4. Filtres.

Els filtres serveixen per separar les fluctuacions atmosfèriques segons la seva escala temporal. Així es poden separar, per exemple, les fluctuacions de període mensual de les fluctuacions de període d'un o dos dies. Així, de manera general:

$$T_t = T_t^R + T_t^L \quad (12)$$

On T_t^R i T_t^L representen les components estacionàries amb variabilitat ràpida (fluctuacions de període “curt”) i variabilitat lenta (fluctuacions de període “llarg”) respectivament. D'aquesta manera, es pot anomenar el filtre passabaix (que deixa passar només la variabilitat lenta), el filtre passabanda (que deixa passar només la variabilitat definida dins d'un cert rang), i el filtre passaalt (que deixa passar la variabilitat ràpida).

Un filtre passabaix es pot venir donat, per exemple:(9)

$$Y_t = \sum_{k=-K}^K a_k X_{t+k} \quad (13)$$

On, de l'expressió (13) $\{a_{-K}, \dots, a_K\}$ és un conjunt de $2K+1$ pesos (coeficients de ponderació) reals. Aquests pesos poden ser manipulats perquè el filtre retengui diferents variacions temporals.

Diferents autors han calculat filtres dissenyats particularment per separar la variabilitat en bandes atmosfèriques. En aquest treball s'utilitzaran dos dels tres filtres dissenyats per Blackmon [1] per les dades disponibles dos vegades al dia (00z i 12z), utilitzant l'expressió (14)

$$Y_t = a_0 X_t + \sum_{k=1}^{15} a_k (X_{t+k} + X_{t-k}) \quad (14)$$

On, de l'expressió (14) $\{a_k\}$ són el conjunt de pesos donats per la Taula 2

Coeficients (k)	Filtres $\{a_k\}$		
	Passabaix	Passabanda	Passaalt
0	0,09747	0,27769	0,47626
1	0,09547	0,14335	-0,31860
2	0,08963	-0,10201	0,01975
3	0,08049	-0,19477	0,10098
4	0,06883	-0,09233	-0,01860
5	0,05564	0,02830	-0,05468
6	0,04196	0,04193	0,01678
7	0,02882	0,00335	0,03331
8	0,04707	0,00411	-0,01445
9	0,00734	0,03281	-0,02073
10	0,00000	0,03043	0,01179
11	-0,00488	-0,00200	0,01257
12	-0,00748	-0,01917	-0,00900
13	-0,00818	-0,00967	-0,00715
14	-0,00749	-0,00013	0,00627
15	-0,00596	-0,00304	0,00362

Taula 2. Valors pels coeficients a_k per els filtres passabaix, passabanda i passaalt, per dades cada 12 hores. Extret de [1]

El filtre passabaix, que filtra l'alta freqüència, reté períodes més llargs que 10 dies; el filtre passabanda és per períodes d'entre 2,5 i 6 dies; i el filtre passaalt, que filtre la baixa freqüència, és per períodes d'entre 1 i 2 dies.

4.1. Semi-resta (diferències filtrades).

Les diferències filtrades es calculen restant el valor del dia anterior (la persistència) al valor del dia present, i el resultat del qual es divideix per dos:

$$Y_t = \frac{X_t + X_{t-1}}{2} \quad (15)$$

Un problema que té aquest filtre passaalt és que es perd molta variància. Tot i això, com que la variància associada amb les pertorbacions amb períodes més petits que dos dies és relativament petit, es pot considerar que no afecta als resultats [24].

4.2. Mitjana mòbil.

La mitjana mòbil és un filtre que suavitza les sèries temporals i d'aquesta manera es mantenen les variacions llargues i lentes, i per contra, s'eliminen les variacions curtes i ràpides.

Així doncs, a partir de l'expressió (9), per la mitjana mòbil: $a_k = \begin{cases} \frac{1}{2K+1} & \text{per } k \leq K \\ 0 & \text{per } k > K \end{cases}$

A partir d'aquest filtre passabaix, si es resta la mitjana mòbil al valor corresponent al punt central del període en què es fa la mitjana, s'obté un filtre que actua com un filtre passaalt. Així partint de l'expressió (13) s'obté:

$$Z_t = X_t - Y_t \quad (16)$$

3.2. Dades.

Per aquest treball s'han utilitzat dades de reanàlisis del NCEP/NCAR Reanalysis, proporcionades pel *NOAA National Center for Environmental Prediction*, i el *National Center of Atmospheric Research*. El període total utilitzat s'estén des del gener del 1948 al febrer del 2012. El pas de malla és de 2,5°. Les dades són a resolució mensual, diària, o també a 4 dades diàries (00z, 06z, 12z, 18z).

4. Resultats

4.1. Estudi de la NAO.

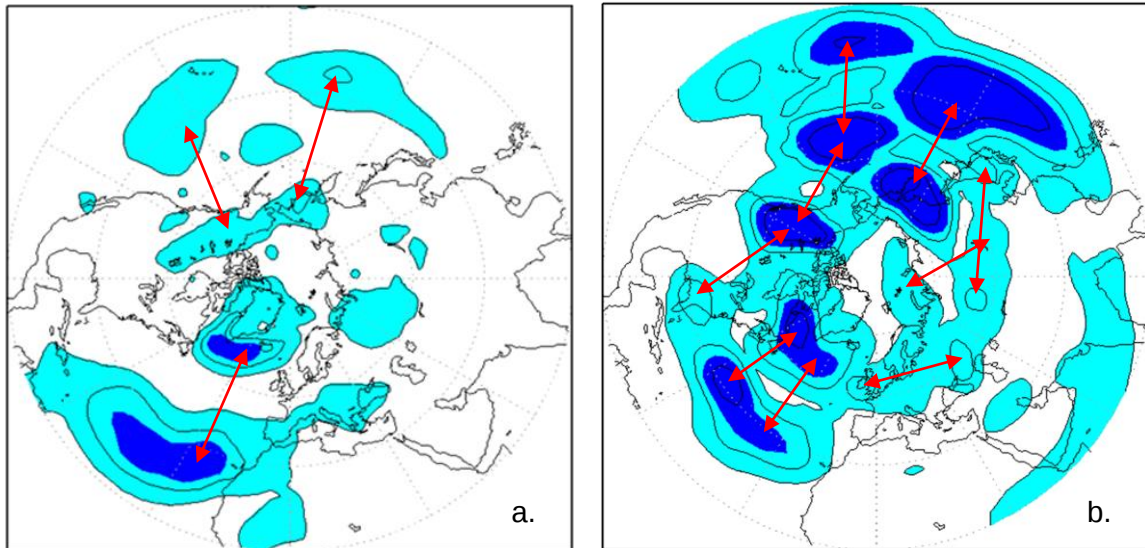


Figura 10. Teleconnectivitat per: (a) la pressió a nivell del mar i (b) l'alçada geopotencial a 500 hPa. Basats en els 45 mesos d'hivern (desembre, gener i febrer pels hiverns 1962-63 a 1976-77). El signe negatiu ha estat omès i els coeficients de correlació han estat multiplicats per 100. Regions on $\rho_i < 60$ no es mostren; $60 \leq \rho_i < 75$ estan pintats de blau clar; $75 \leq \rho_i$ estan pintats de blau fosc. Els contorns es mostren a $\rho_i = 60$, $\rho_i = 70$ i $\rho_i = 80$. Les fletxes connecten els centres de les teleconnectivitats més fortes, és a dir el punt que mostra una correlació negativa més forta del seu mapa de correlació puntual respectiu. Base de dades NCEP/NCAR.

Per començar, hem reproduït el procediment utilitzat per Wallace i Gutzler per calcular la teleconnectivitat pels mateixos anys que ells tenen en consideració utilitzant les dades del NCEP/NCAR. El resultat (Figura 10) és molt semblant, tan en la forma com en els valors absoluts, a l'obtingut per aquests autors (Figura 5). Només s'observen petites diferències, com ara alguns màxims de correlació negativa lleugerament més elevats en el nostre anàlisi. On es fa més evident aquesta lleugera diferència correspon als nodes de la NAO per la pressió a nivell del mar. Aquests s'estenen més a l'oest en el nostre càlcul que no pas pel de Wallace i Gutzler, amb un màxim de correlació negativa de -0.79. De la mateixa manera, a 500 hPa, els dos patrons de teleconnexió sobre l'Atlàntic Nord tenen valors lleugerament diferents entre ells, mentre que pel mapa de Wallace i Gutzler aquests valors són iguals. Concretament, pels nostres càlculs, el patró de teleconnectivitat de l'Atlàntic Occidental té una correlació negativa màxima de -0.82, mentre que per la NAO aquest és de -0.77.

Centrant-nos en la NAO i prenent com a referent els dos nodes de teleconnectivitat per la pressió a nivell del mar triats per Wallace i Gutzler, hem calculat la correlació de cada node amb la resta de punts de l'hemisferi respectivament (Figura 11). Els resultats mostren clarament la forta correlació entre els dos nodes (-0.79). A més a més, el mapa de correlació per el node d'Islàndia mostra una correlació negativa significativa que s'estén sobre gran part de l'atlàntic a l'Àfrica nord-occidental, a la latitud 30°N (Figura 11 a). En canvi, la correlació negativa pel node pròxim a les Açores està confinat en una regió menys extensa (Figura 11 b). Això sí, com era d'esperar, els resultats són pràcticament idèntics als de Wallace i Gutzler (no mostrats).

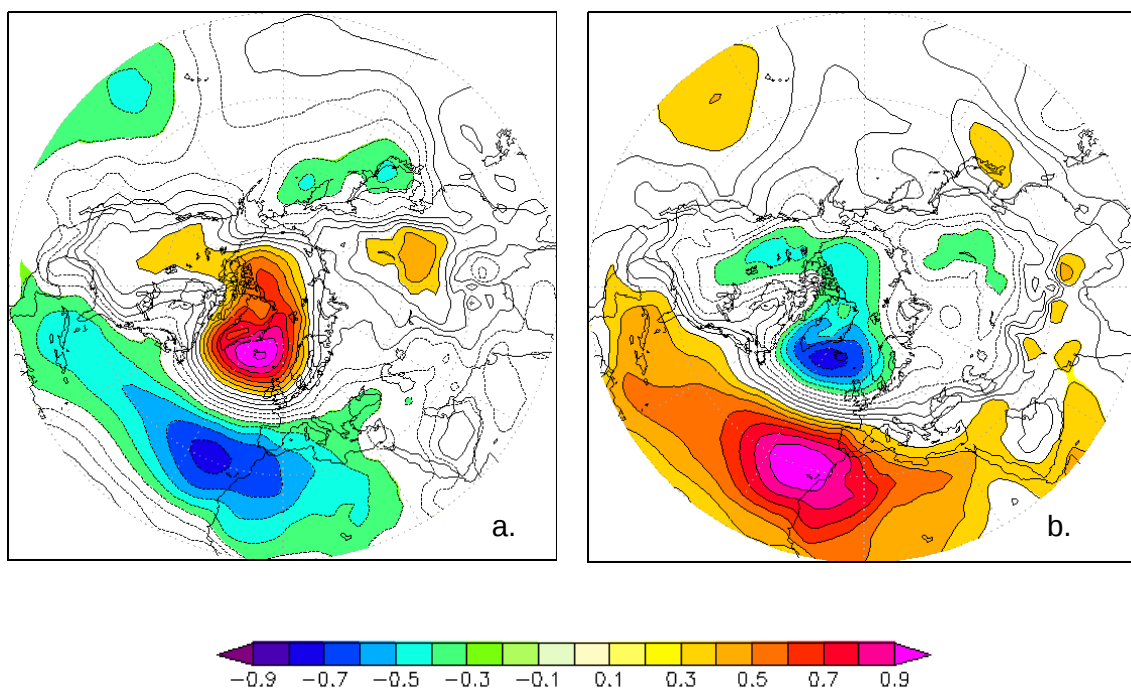


Figura 11. Mapa de correlació per un punt mostrant el coeficient de correlació de la pressió a nivell del mar entre (a) 65°N, 20°W i (b) 30°N, 20°W, i tota la resta de punts de la malla. Basat en els mateixos 45 mesos que la Figura 10. En color es mostren els valors que tenen una significació $p > 95$.

Per comprovar la robustesa de l'anàlisi de Wallace i Gutzler, s'ha calculat l'evolució temporal de la teleconnexió entre els dos nodes de la NAO per la pressió a nivell del mar per períodes de 15 anys (Figura 12 a), mitjançant una finestra mòbil durant un interval total de 60 anys. S'han escollit períodes de 15 anys perquè aquest és el període utilitzat en l'estudi de Wallace i Gutzler. Així es pot comparar temporalment la teleconnexió tal i com la van definir aquests autors. Justament, el període del seu estudi correspon a l'any 1969 per la Figura 12 a, amb una correlació de -0.79.

També s'ha calculat l'evolució temporal de la teleconnexió per els nodes situats 5° més a l'oest en relació als primers. L'elecció d'aquests segons nodes es justifica pel fet que es troben, com també s'hi troben els dos nodes primers, dins la zona de màxima teleconnectivitat, com s'ha observat a la Figura 10.

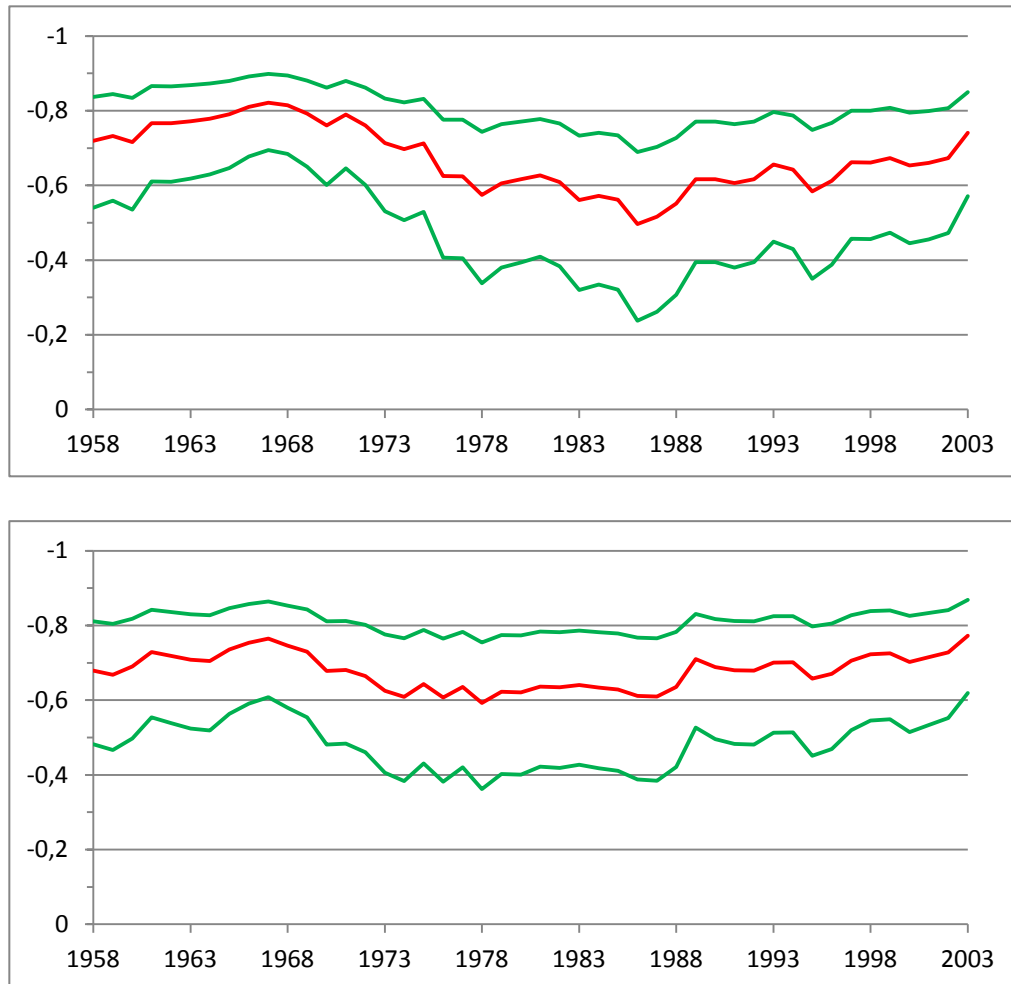


Figura 12. Evolució temporal del coeficient de correlació de la pressió a nivell del mar durant els mesos d'hivern entre els punts (a) 65°N, 20°W i 30°N, 20°W i (b) 65°N, 25°W i 30°N, 25°W. Donada per una finestra mòbil de 15 anys, des de l'hivern 1951-52 a l'hivern 2010-11. El valor es mostra en l'any central del període. S'hi representa també l'interval de confiança al nivell del 5% de la correlació.

El rang de correlacions per períodes de 15 anys és de -0.50 a -0.82, i la mitjana de -0.67 (Figura 12 a). Per determinar si aquestes variacions són significatives, calculem la significació de la diferència de correlació tan pel màxim com pel mínim de correlació respecte a la correlació mitjana. S'obté $|z_{\text{màx}}| = 1.58$ i $|z_{\text{mín}}| = 1.23$. Tenint en compte que per un 95% ($p = 0.05$) el nivell de significació és $|z| > 1.96$, concloem que les fluctuacions de la teleconnectivitat no són significatives.

En la Figura 12 b (nodes desplaçats 5° més a l'oest en relació als de la Figura 12 a) el rang de correlacions per períodes de 15 anys és de -0.59 a -0.77, i la mitjana de -0.68. Els resultats d'aquest cas són anàlegs als del primer i mostren que les fluctuacions de la teleconnectivitat tampoc són significatives.

Aquests resultats mostren que no hi ha diferències significatives entre les fluctuacions de teleconnectivitat durant tot el període (hivern 1951-52 a hivern 2010-11). S'observa que la correlació és més estable al meridià 25°W que el meridià 20°W. Tot i això, la correlació mitjana és pràcticament igual amb ambdós casos.

Per completar l'anàlisi de la robustesa dels resultats de Wallace i Gutzler, s'ha tornat a calcular el mapa de teleconnectivitat, aquesta vegada pel període total de 60 anys. Per la pressió a nivell del mar (Figura 13 a), s'observa clarament la teleconnectivitat per la NAO i la NPO, sent la NAO la que té una teleconnectivitat més forta. A més, en el cas de la NAO, la teleconnectivitat no és només entre dos nodes puntuals, sinó que els dos nodes ocupen una àmplia regió que s'estén de sud-oest a nord-est entre els meridians 50°W a 0°E aproximadament. La NPO en canvi, té els nodes centrats sobre les seves respectives regions centrals. En canvi, per els nostres resultats no s'observa el PNA en superfície.

A 500 hPa (Figura 13 b), s'observa que la NPO és més intensa que la NAO, justament al revés que per la pressió a nivell del mar. Ara bé, aquest resultat tampoc ens ha d'estranyar, ja que en aquest sentit, els mapes de teleconnexió per Wallace i Gutzler també indiquen aquest comportament (una NAO relativament més intensa que el NPO per la pressió a nivell del mar, i al revés per l'alçada geopotencial a 500 hPa). A 500 hPa també està reflectit el PNA. Aquest però no s'observa gaire bé perquè els seus nodes queden sobreexposats per els nodes, més intensos, de la NAO i la NPO. De fet, on s'observa més bé un dels nodes del PNA és al nord-est d'Amèrica del Nord.

A 500 hPa no s'observen els altres patrons de teleconnexió menors que sí s'observen per l'estudi de Wallace i Gutzler. Aquesta diferència es deu a que, per un període analitzat relativament curt (15 anys), apareixen més patrons no robustos (soroll) que quan es fan servir un període relativament llarg (60 anys). En aquest últim cas, es patrons que s'observen són robustos.

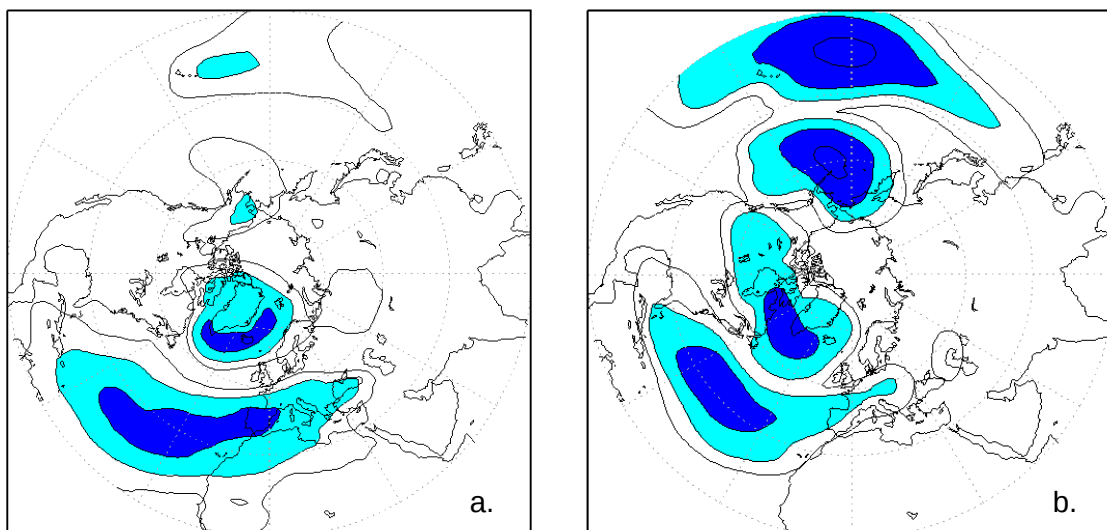


Figura 13. Teleconnectivitat per (a) la pressió a nivell del mar i (b) l'alçada geopotencial a 500 hPa. Basats en els 180 mesos d'hivern (desembre, gener i febrer pels hiverns 1951-52 a 2010-11). El signe negatiu ha estat omès i els coeficients de correlació han estat multiplicats per 100. Regions on $\rho_i < 60$ es mostren sense color; $60 \leq \rho_i < 70$ estan pintats de blau clar; $70 \leq \rho_i$ estan pintats de blau fosc. Els contorns es mostren a $\rho_i = 50$, $\rho_i = 60$ i $\rho_i = 70$. Base de dades NCEP/NCAR.

4.2. Estudi de la MO.

Per reproduir l'anàlisi original de Conte et. al. s'ha de tenir en compte que el seu estudi comença l'any 1946 i comprèn un període de 44 anys (1946-89). En canvi, la sèrie de dades disponibles del NCEP/NCAR comença el 1948. Per poder comparar un mateix període de 44 anys, s'ha utilitzat el període 1948-91. Una altre consideració és que els punts que corresponen al pas de malla més pròxims a Alger i el Caire són respectivament 37.5°N 2.5°E i 30°N 30°E. Així doncs, s'ha calculat la mitjana anual de l'alçada geopotencial per aquest període per aquests dos punts propers a Alger i el Caire. Per poder comparar els resultats, degut a que no hem disposat de la base dades originals, hem superposat els nostres resultats amb la figura original de Palutikof et. al., que mostra la mitjana anual de l'alçada geopotencial per la sèrie temporal de 44 anys (període 1946-89) que Conte et. al. va utilitzar com a base del seu estudi [19].

Comparant les dades a simple vista entre els valors d'alçada de geopotencial calculats i els de Palutikof et. al. (Figura 14) ja s'observen diferències notables. Per el Caire, a la

primera part del període, els valors d'alçada geopotencial calculats són més baixos que els de Conte et. al. Contràriament, a la part final del període, la diferència és en sentit oposat. Per Alger, els valors d'alçada geopotencial calculats són en general més baixos i fluctuen més any a any que els valors de Conte et. al.

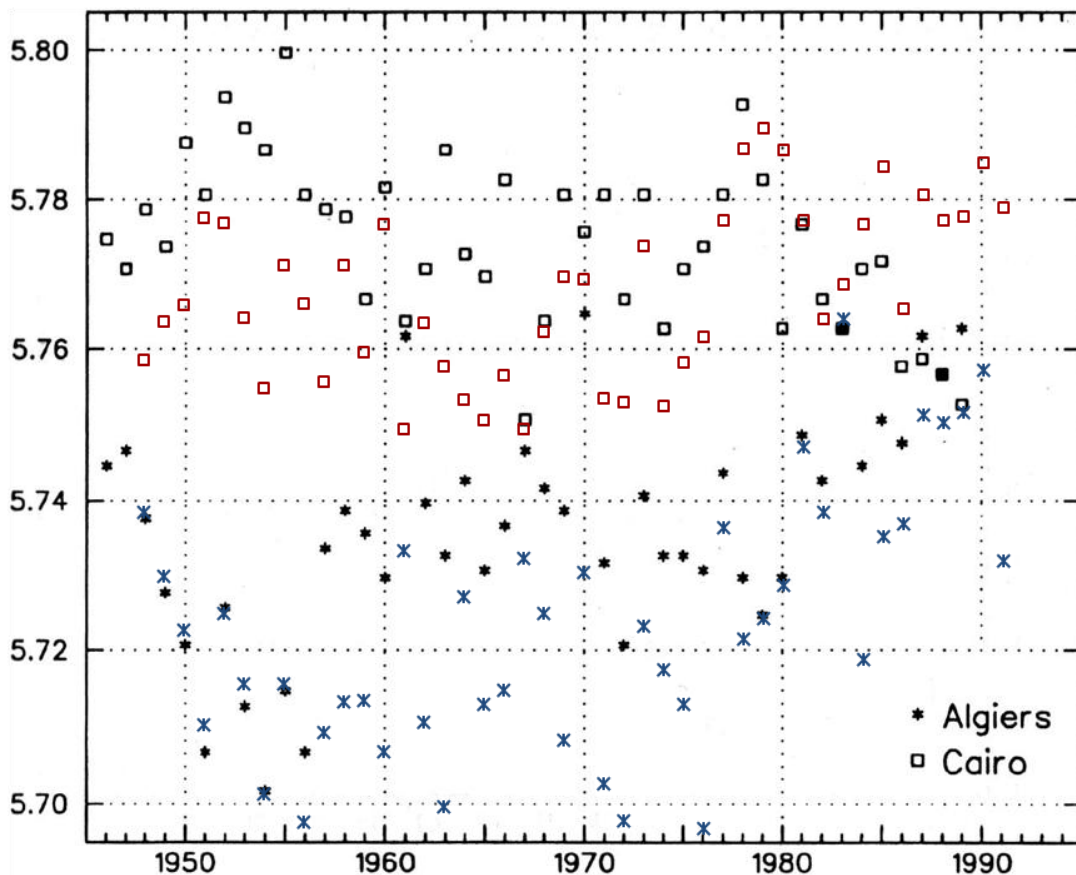


Figura 14. Superposició de les sèries temporals de la mitjana anual de l'alçada geopotencial (10^3 m). En negre es mostren les dades per Alger i el Caire pel període 1946-1989, segons Palutikof et. al. (1996). Figura extreta de [19]. Superposat a aquest primer i en color, es mostren les dades per Alger (37.5°N 2.5°E) i el Caire (30°N 30°E). pel període 1948-1991, a partir de la base de dades NCEP/NCAR.

L'estudi de Palutikof et. al. no explica quina és la metodologia utilitzada per obtenir el mapa de correlació per l'alçada geopotencial. L'única referència és que s'utilitza la mitjana anual de l'alçada geopotencial. Per això hem calculat l'anomalia anual de l'alçada geopotencial a 500 hPa a partir de restar per cada any la mitjana climàtica de tota la sèrie de 44 anys (1948-1991).

Hem reproduït el mapa de correlació de l'alçada geopotencial a 500 hPa pel punt sobre l'Alger (Figura 15 a). Sorprenentment, no s'observa cap correlació negativa entre Alger i el Caire, sinó el contrari: els dos punts estan correlacionats positivament de manera significativa a 0.4. Aquest contrast (Figura 15 a) es fa més palès si es compara amb el mapa de correlació de l'alçada de geopotencial a 500 hPa per Alger segons Palutikof et. al. (Figura 8), ja que els mapes de correlació només mostren similituds en la zona propera al punt de màxima autocorrelació. També hem calculat el corresponent mapa de correlació per el Caire (Figura 15 b). Es destacable que per aquest mapa de correlació no hi ha cap punt que estigui inversament correlacionat amb el Caire de manera significativa.

Se'ns acudeixen dues raons per explicar aquesta discrepància amb els resultats de Conte et al. Una és que alguna de les dues estacions utilitzades en l'anàlisi de Conte et al. tingués dades errònies. Una altra possibilitat és que el mètode de càlcul que hem utilitzat per fer la correlació no sigui el mateix que utilitza Conte et al. És per això que també hem tornat a calcular la correlació però filtrant les dades anuals de dues maneres: mitjançant una diferència filtrada i també restant la mitjana mòbil de 5 anys, tal i com s'ha explicat anteriorment (equacions (15 i (16 respectivament). L'objectiu que es vol assolir amb aquestes operacions és obtenir unes anomalies anuals lligades a les fluctuacions d'entre un i cinc anys. D'aquesta manera no influeixen en els càlculs les fluctuacions de més llarg abast, ni tampoc la tendència a llarg termini que pugui tenir l'alçada geopotencial (Figura 15 c, d, e, f). Per aquests càlculs, la correlació entre Alger i el Caire no és significativa. S'observa però, una correlació negativa significativa superior a -0.5 entre el Caire i el centre d'Europa emprant la resta de la mitjana mòbil de 5 anys (Figura 15 f).

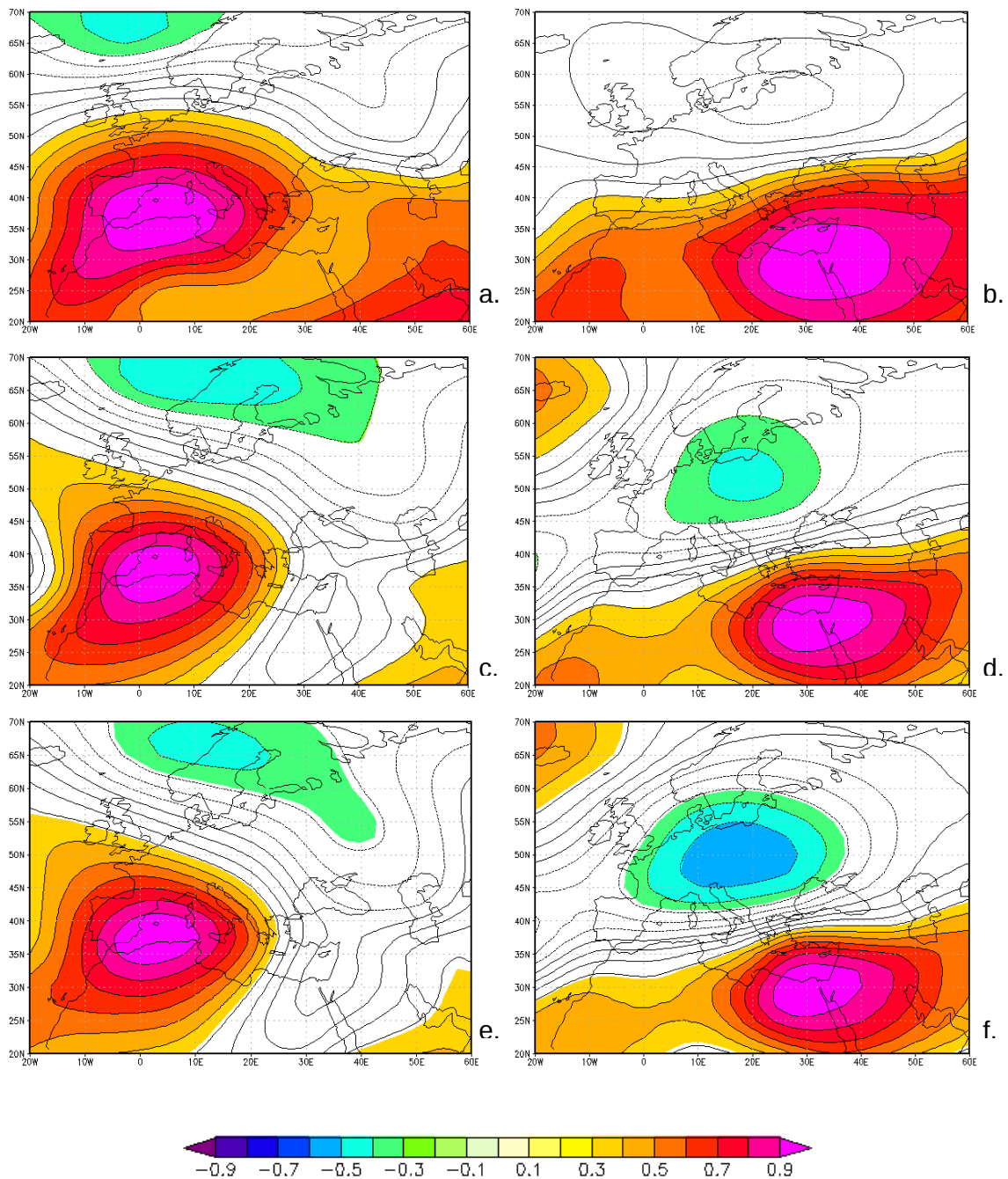


Figura 15. Mapa de correlació per un punt a 500 hPa entre (a) (c) (e) Alger (b) (d) (f) el Caire i cadascun de la resta de punts de la malla. (a) i (b) A partir de l'anomalia anual, (c) i (d) Aplicant diferències filtrades, (e) i (f) Aplicant la resta de la mitjana mòbil de 5 anys sobre la mitjana d'un any. Basat en la mitjana anual de 44 anys (1948-1991). Nivell de significació al 95%. base de dades de NCEP/NCAR.

Aquest resultat suggereix la possibilitat de que hi hagi una teleconnexió entre la zona del Caire i el centre d'Europa. Per això es repeteix el càlcul estenent-lo a tot el període possible per la base de dades de NCEP/NCAR, és a dir, 64 anys (1948-2011). Els resultants obtinguts (Figura 16), són similars als obtinguts per 44 anys (Figura 15). El

mapa de correlació per el Caire tan per diferències filtrades com per la resta de mitjana mòbil de 5 anys (Figura 16 d i f) presenta una correlació negativa significativa de -0.5 entre la zona del Caire i el centre d'Europa, la qual cosa reforça la possibilitat de que existeixi una teleconnexió entre aquestes dues zones.

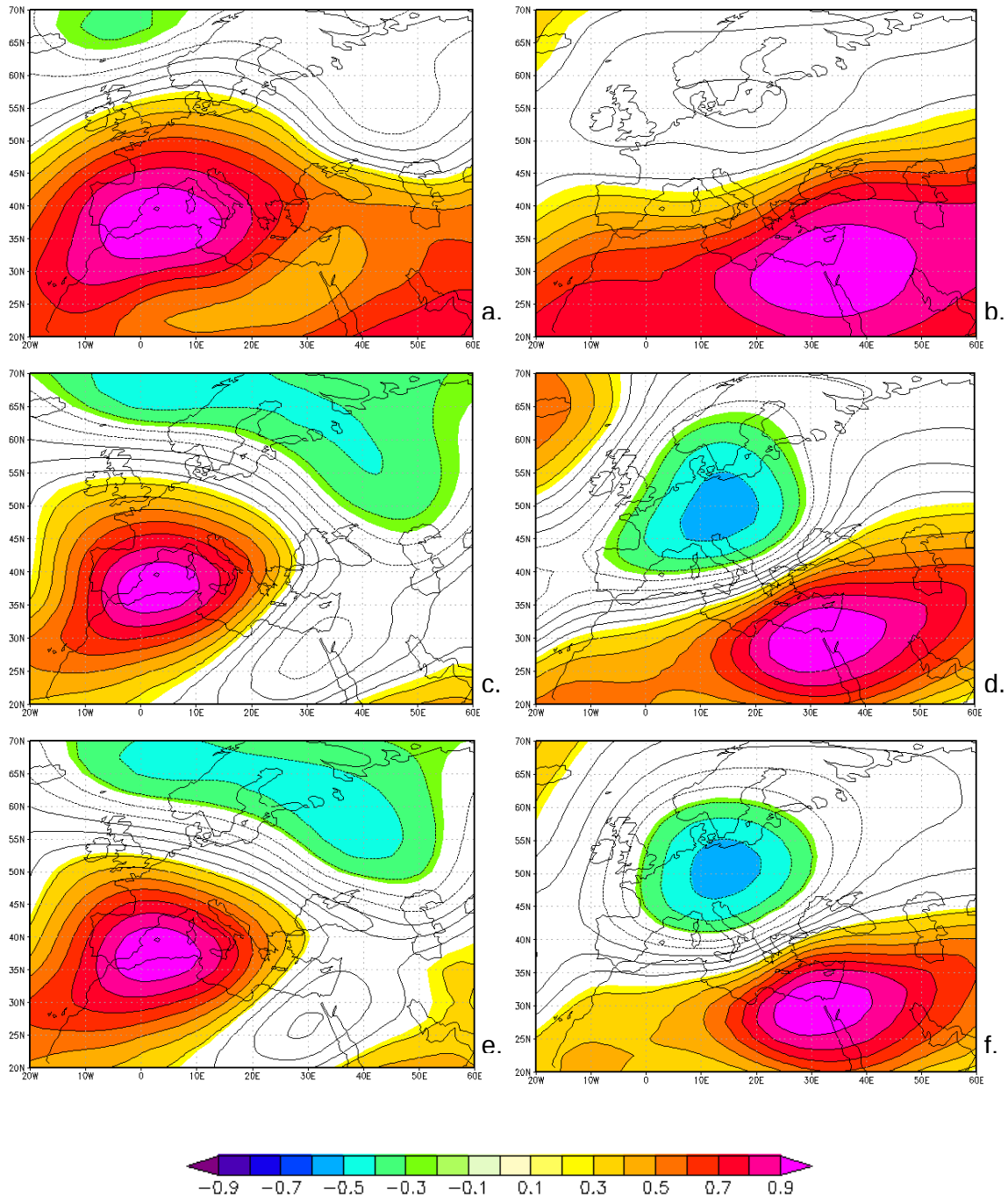


Figura 16. Com la Figura 15 però basant-se en la mitjana anual de 64 anys (1948-2011).

Per tal d'avaluar l'abast de la correlació negativa a la zona del centre d'Europa, s'ha calculat el mapa de teleconnectivitat per diferències filtrades a partir de la mitjana anual de 64 anys (Figura 17).

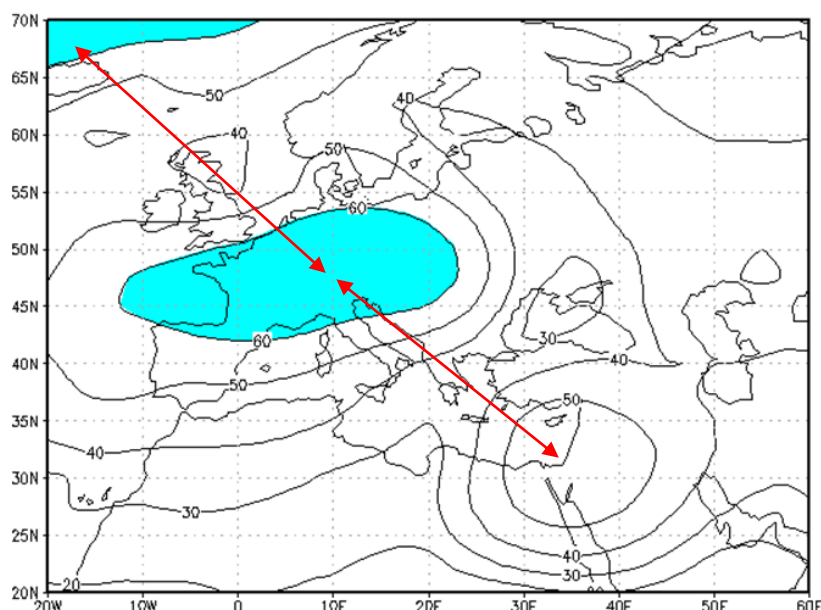


Figura 17. Teleconnectivitat per l'alçada geopotencial a 500 hPa. Aplicant diferències filtrades a la mitjana anual dels anys 1948-2011). El signe negatiu ha estat omès i els coeficients de correlació han estat multiplicats per 100. Regions on $\rho_i < 60$ es mostren sense color. Els contorns es mostren cada $\rho_i = 10$. Base de dades NCEP/NCAR.

S'observa que la zona del centre d'Europa (47.5°N, 12.5°E) està teleconnectada d'una banda amb l'extrem nord de la NAO (70°N, 20W), i de l'altre amb l'extrem sud-oriental del mediterrani (32.5°N, 35°E), amb un valor de -0,58. Creiem que la teleconnexió trobada a la Figura 17 entre centreeuropea i l'Atlàntic nord podria correspondre a la branca est del *Easter Atlantic pattern* (EA). D'altra banda, la teleconnexió entre el centre d'Europa i Terra Santa podria ser un reflexa del patró Trans-Europeu (Trans-European pattern) [3].

Per corroborar la robustesa d'aquest segon patró dipolar, s'ha calculat l'evolució temporal de la teleconnexió entre els dos nodes mencionats per períodes de 15 anys mitjançant una finestra mòbil (Figura 18).

El rang de correlacions per períodes de 15 anys és de -0.08 a -0.82, i la mitjana de -0.45. En aquest cas, la significació de la diferència de correlació tan pel màxim com pel mínim de correlació relativament a la correlació mitjana és, respectivament $|z_{\max}| = 1.65$ i $|z_{\min}| = 0.99$. Per un nivell de confiança del 95% ($|z| > 1.96$), aquestes variacions no són significativament diferents. No obstant, per bona part del període analitzat, del

1968 al 1996, la correlació no és significativa ja que l'interval de confiança és més gran que zero i com que la correlació real rau dins de l'interval de confiança, aquesta pot ser que tingui un valor més gran que zero. Per tant, aquesta teleconnexió no és robusta.

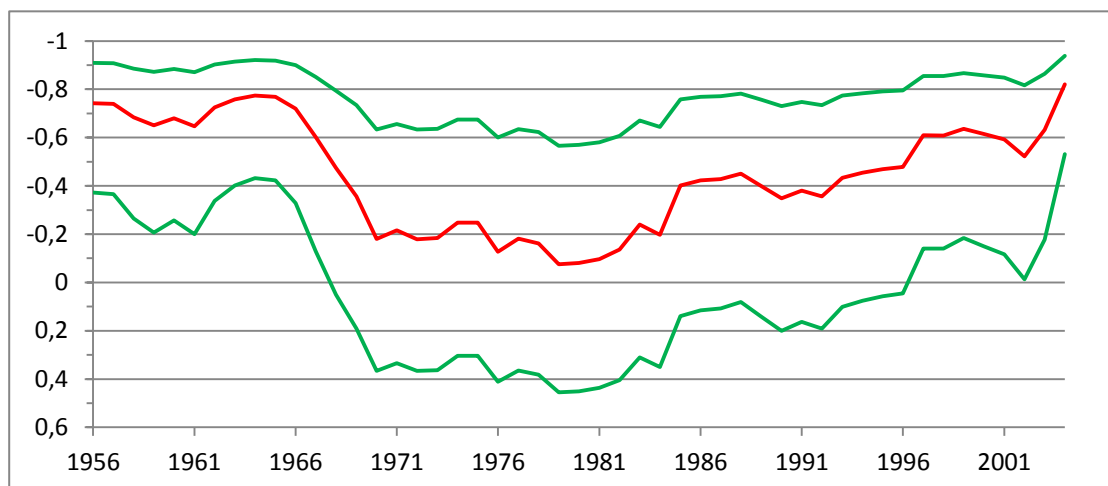


Figura 18. Evolució temporal del coeficient de correlació de l'alçada geopotencial a 500 hPa entre els punts 47.5°N, 12.5°E i 32.5°N, 35°E. Aplicant diferències filtrades a la mitjana anual per períodes de 15 anys. Representat amb una finestra mòbil d'un any, de l'any 1948 a 2011. El valor es mostra en el any central del període. S'hi representa també l'interval de confiança al nivell del 5% de la correlació.

En conjunt aquests resultats indueixen a pensar que la MO, tal com està definida per Conte et al., no és suficientment robusta, ja que els nodes definits per Conte et al. no corresponen als identificats en el nostre anàlisi. D'una banda, el Caire queda dins d'una zona teleconnectada però no és el centre i, tal com s'ha pogut comprovar, aquesta teleconnexió no és robusta. D'altra banda, a Alger no hi ha cap indicati d'una possible teleconnexió amb cap indret, almenys amb l'anàlisi utilitzat.

4.3. Estudi de la WeMO i teleconnectivitat per diferents freqüències.

La WeMO, tal com s'ha comentat anteriorment, ha estat definida de manera ad hoc, sense un anàlisi estadístic objectiu. Per això, el que hem intentat aquí és comprovar si, a partir del mètode de càlcul de la teleconnectivitat, podem identificar l'esmentada oscil·lació.

Es pot fer un anàlisi de la teleconnectivitat conjuntament per tota la Mediterrània a partir d'unes mateixes dades, però utilitzant diversos filtres per separar les anomalies pels períodes que interessin. D'aquesta manera, considerant que la WeMO és una oscil·lació d'alta freqüència, esperarem trobar-la en els mapes de teleconnectivitat corresponents a aquesta freqüència. D'altra banda, pels mapes de teleconnectivitat amb una freqüència d'oscil·lació més baixa, seria d'esperar que trobéssim, per exemple, la MO.

L'anàlisi es farà per la pressió a nivell del mar, ja que, segons la definició de Bustins, la WEMO només es dona al nivell del mar, però també es farà l'anàlisi per l'alçada geopotencial a 500 hPa. D'aquesta manera es podran contrastar resultats entre les dues alçades per la WeMO, ja que segons la definició de Bustins, la WEMO només es dona al nivell del mar. D'altra banda, l'anàlisi per aquests dos nivells servirà també per comprovar com s'hi comporten altres oscil·lacions, com per exemple la MO.

Els càlculs s'han fet a partir del període de 60 hiverns (1951-52 a 2010-11) i també per tres subperíodes de 20 anys d'aquest primer, que són els hiverns 1951-52 a 1970-71, 1971-72 a 1990-91, 1991-92 a 2010-11 (no mostrats). S'ha considerat com hivern el període que s'estén des de l'1 de desembre al 28 de febrer de l'any següent, (90 dies).

Per escales temporals llargues (períodes mes llargs que un mes) s'utilitza el mètode descrit per Blackmon [3]. Així doncs, utilitzant la base de dades NCEP/NCAR amb una dada diària corresponent a la mitjana diària, es calcula la mitjana de 30 dies a intervals de 15 dies, per així obtenir 5 valors mitjans per cada hivern. Es calcula també la mitjana pels 60 anys d'aquests 5 períodes hivernals, per després restar aquesta mitjana climàtica a cada període respectiu, obtenint així les anomalies mitjanes per cada període de 30 dies (300 en total). S'ha calculat també l'anomalia per cada hivern a partir de la resta entre la mitjana dels 90 dies d'hivern per cada any respectiu i la mitjana dels 90 dies d'hivern pels 60 anys.

D'aquesta manera, les escales temporals llargues es poden subdividir entre components interanuals i components intra-estacionals, sent la primera l'anomalia de la mitjana de 90 dies, i la segona la desviació de l'anomalia de la mitjana 30 dies respecte a l'anomalia de la mitjana de 90 dies de cada hivern.

Els mètodes de filtratge descrits anteriorment estan enfocats a identificar oscil·lacions com la MO, ja que, tal com s'ha descrit, és una oscil·lació de baixa freqüència. En canvi, per identificar la WeMO, que aparentment es dona a escala sinòptica, utilitzarem filtres d'alta freqüència descrits per Blackmon [1], per la qual cosa, s'ha utilitzat la base

de dades NCEP/NCAR amb 4 valors diaris. D'aquest s'han utilitzat 2 valors diaris (00z i 12z).

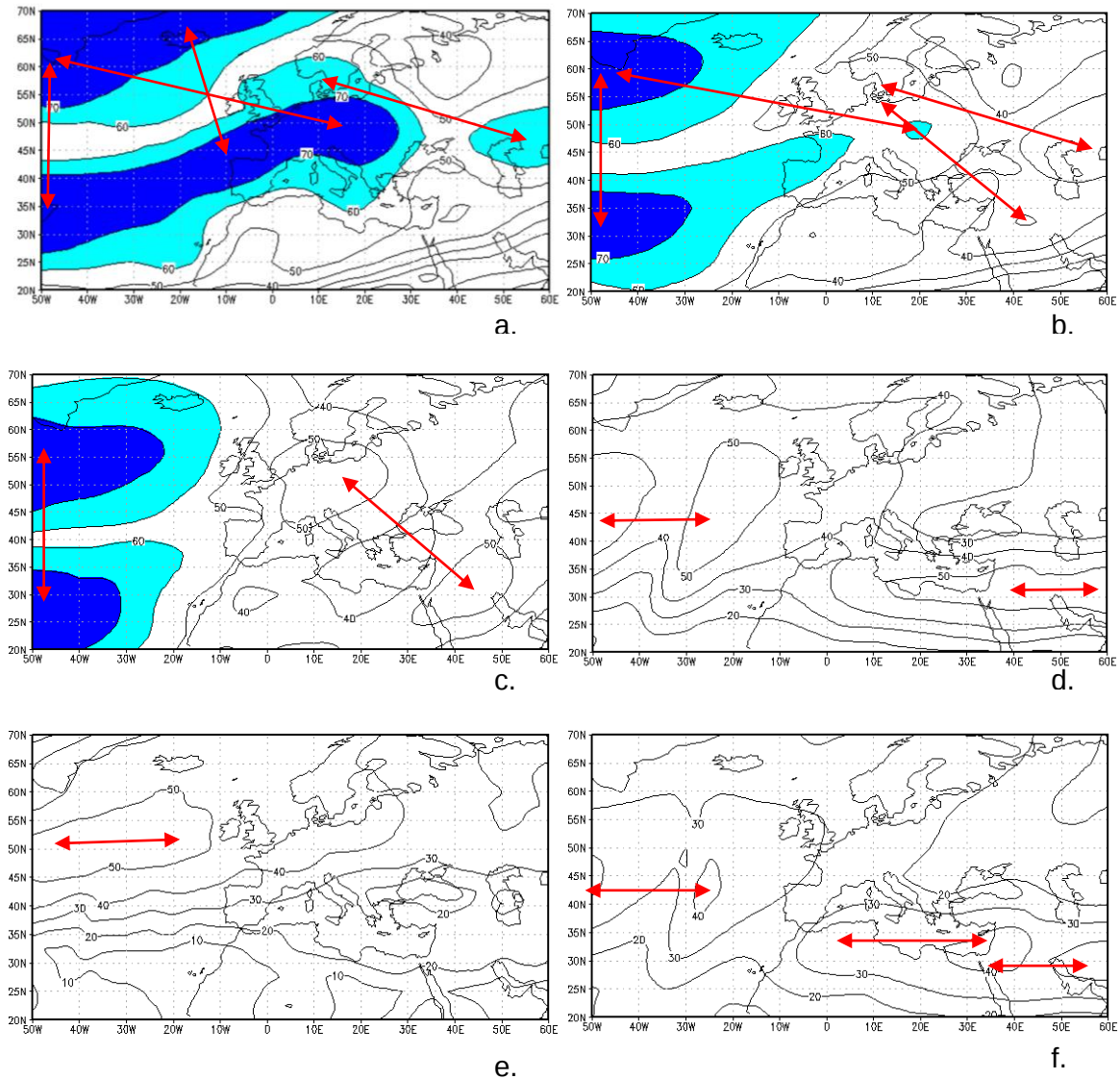


Figura 19. Teleconnectivitat de l'alçada geopotencial a 500 hPa, per (a) mitjana de 90 dies, (b) mitjana de 30 dies, (c) mitjana de 30 dies sense la variabilitat interanual, (d) filtre passabanda, (e) filtre passaalt, (f) diferències filtrades. Basats en la mitjana diària per (a), (b), (c) i (f), i basats en dos valors diaris (00 z i 12 z) per (d) i (e). Pel període hivernal (del 1 de desembre al 28 de febrer) dels anys 1951-52 a 2010-11. El signe negatiu ha estat omès i els coeficients de correlació han estat multiplicats per 100. Regions on $\rho_i < 60$ es mostren sense color; $60 \leq \rho_i < 70$ estan pintats de blau clar; $70 \leq \rho_i$ estan pintats de blau fosc. Els contorns es mostren cada 10 ρ_i . Les fletxes connecten els centres de les teleconnexions més fortes Base de dades NCEP/NCAR.

Per aïllar fluctuacions amb una escala temporal intermèdia, és a dir les fluctuacions amb un període de 2,5-6 dies, s'ha utilitzat el filtre passabanda. El filtre passaalt reté les fluctuacions per períodes d'un o dos dies. Per tant, aquest és el que s'utilitza per

una escala temporal curta. També s'han calculat les diferències filtrades a partir de la base de dades NCEP/NCAR diària.

Els resultats a 500 hPa mostren per fluctuacions a una escala temporal llarga (Figura 19 a, b i c), la teleconnexió de la NAO. Les diferències de la posició i l'abast dels patrons de teleconnexió entre la teleconnectivitat per mitjanes de 90 dies i mitjanes de 30 dies (Figura 19 a i b) poden ser reflex de diferents processos dinàmics que operen a escala interanual i intra-estacional. Aquesta segona (Figura 19 b), és comparable amb els resultats d'estudis basats en la mitjana mensual, com el de Wallace i Gutzler. Justament, si es compara la teleconnectivitat de la mitjana de 30 dies hivernals amb la teleconnectivitat pels mesos d'hivern presentada per Wallace i Gutzler (Figura 10 b), deixant de banda el fet de que els períodes estudiats són diferents, s'observen clares similituds en la posició i en la magnitud dels patrons de teleconnexió, amb la diferència que en el nostre cas (Figura 19 b) apareix també una teleconnexió entre el centre-nord d'Europa i el Pròxim Orient, així com una teleconnexió entre el centre-est d'Europa i el node nord de la NAO. Aquest últim però, està present en el patró de teleconnexió de l'atlàntic oriental (Figura 6). La teleconnexió entre el centre d'Europa i el Pròxim Orient apareix d'una manera més clara quan s'elimina la variabilitat interanual (Figura 19 c). Aquesta teleconnexió és el patró Trans-Europeu [3].

Les fluctuacions a una escala temporal curta (Figura 19 d, e i f) mostren en general un patró diferent que les figures precedents. D'una banda, els màxims de teleconnectivitat són menys pronunciats. Així, el rang de teleconnexió per aquests és de 0.45-0.55 en comparació amb un rang de 0.55-0.75 per escales temporals més llargues. També desapareix el patró dipolar nord-sud de la NAO i apareixen uns patrons orientats d'est a oest, tant al nord de l'atlàntic com al sud-est del Mediterrani i el Pròxim Orient (Figura 19 d i f). Aquest patrons corresponen a trens d'ones no geogràficament fixats, la qual cosa fa que sigui difícil identificar els centres d'acció de la teleconnexió [3].

En els resultats per la pressió a nivell del mar, s'observa com la teleconnectivitat per la mitjana de 30 dies hivernals (Figura 20 b) és pràcticament idèntica a la teleconnectivitat pels mesos d'hivern obtinguda per Wallace i Gutzler (Figura 10 a) i també ho és a la teleconnectivitat que hem calculat nosaltres per un període més llarg (Figura 13 a). De fet, en general, les fluctuacions a una escala temporal llarga (Figura 20 a, b i c) tenen una clara orientació de la teleconnexió nord-sud. A més, per la mitjana de 30 dies sense variabilitat interanual (Figura 20 c), no s'observa el patró Trans-Europeu, cosa que sí es veia a 500 hPa. D'altra banda, en les figures corresponents a fluctuacions a escala temporal curta (Figura 20 c, d i e) sorgeix el

patró de teleconnexió orientat d'oest a est lligat a trens d'ones, tal com també s'ha observat per la mateixa escala temporal a 500 hPa (Figura 19 c, d i e). Pel mapa de teleconnectivitat pel filtre passaalt (Figura 20 e), aquest fenomen només s'observa sobre l'atlàntic nord i no s'observa sobre la Mediterrània. En canvi en aquest cas, el que s'observa sobre el nord d'Àfrica i sobre el Pròxim Orient són les oscil·lacions d'alta freqüència de la pressió a nivell del mar.

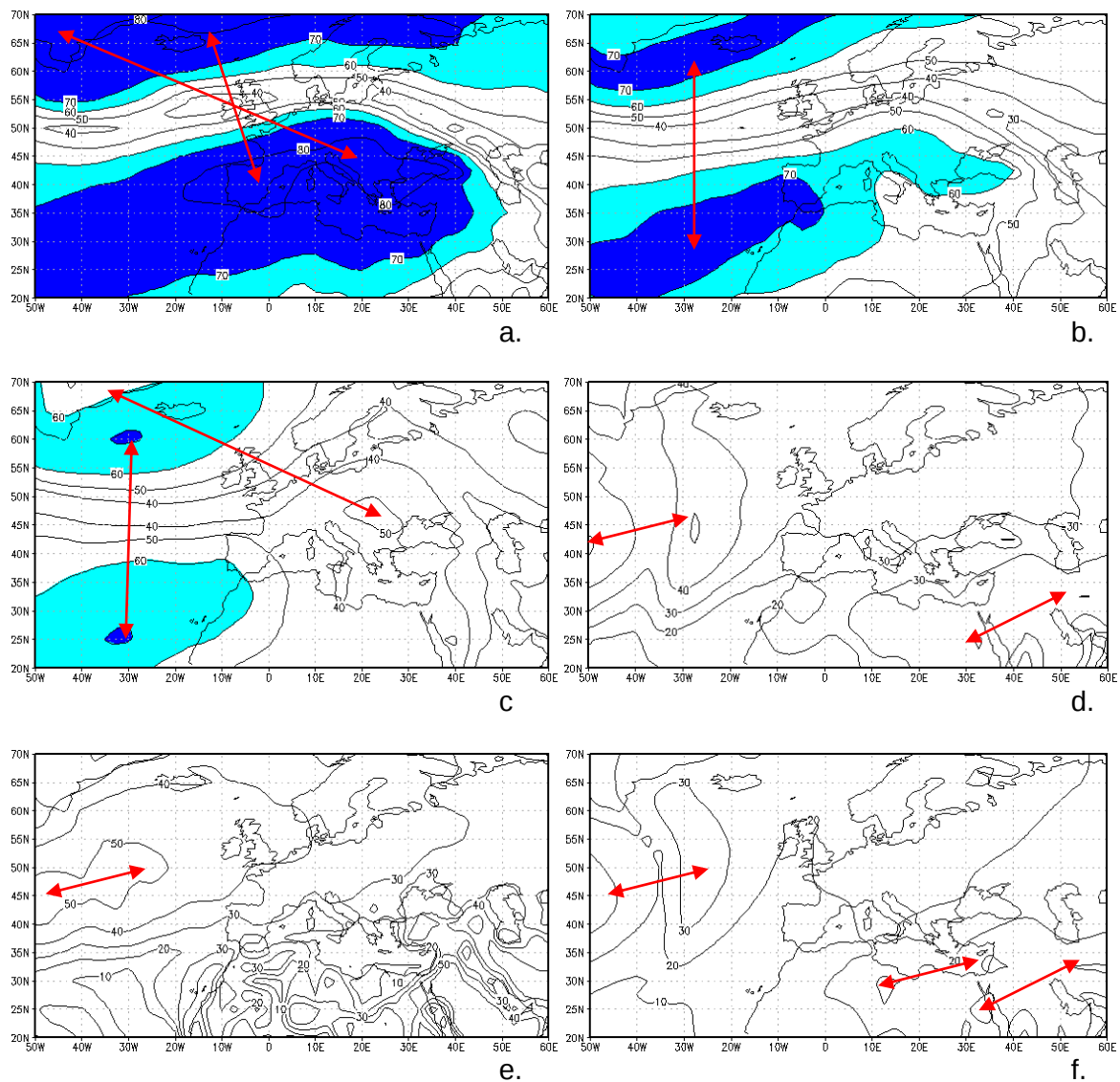


Figura 20. Com la Figura 19 però per la pressió a nivell del mar.

Com s'observa en els mapes de teleconnectivitat, no apareix cap patró de teleconnexió similar a la WeMO per caps dels filtres utilitzats, tan per la pressió a nivell del mar, com per l'alçada geopotencial a 500 hPa. Així doncs, no hem trobat evidències de l'existència de l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental.

Per l'Oscil·lació Mediterrània les conclusions són lleugerament diferents, ja que, si bé és cert que, emprant la definició de Conte et. al. els resultats no són robustos, en analitzar diferents freqüències a 500 hPa sí que sorgeixen patrons de teleconnexió que recorden a la MO. Per una banda, la teleconnectivitat per mitjanes de 30 dies sense la variabilitat interanual (Figura 19 c) mostra el patró Trans-Europeu, un node dels quals està situat al Pròxim Orient. Per altra banda, la teleconnectivitat a la zona mediterrània per diferències filtrades, és a dir, per períodes de 2 dies (Figura 19 f), té una orientació oest – est que segueix aproximadament la riba sud del Mediterrani, és a dir, entre aproximadament Alger i el Caire. Per la pressió en superfície només s'observa un patró de teleconnexió per diferències filtrades entre Líbia i Israel (Figura 20 f). Aquests dos últims patrons de teleconnexió esmentats corresponen al desplaçament del tren d'ones.

Per tant, tot i trobar patrons de teleconnectivitat per baixes freqüències vinculats, en certa mesura, a la NAO, i trobar per l'alta freqüència patrons de teleconnexió corresponents a trens d'ones, no hem trobat ni la WeMO ni la MO. És per això que aquests resultats posen en qüestió les suposades oscil·lacions mediterrànies.

5. Conclusions

Els resultats confirmen, en general, la percepció que es tenia d'entrada sobre la robustesa i reproductibilitat de les oscil·lacions a gran escala i la imprecisió en la definició i falta de robustesa de les oscil·lacions identificades a escala mediterrània.

En primer lloc, recalculant els mapes de teleconnectivitat de Wallace i Gutzler pel mateix període, els resultats són gairebé idèntics als mapes originals, cosa que era el que esperàvem. Centrant-nos en la NAO, hem analitzat com ha evolucionat la correlació de la teleconnectivitat entre els dos nodes (65°N, 20°W i 30°N, 20°W) al llarg del temps, concloent que, encara que aquesta correlació té fluctuacions, les variacions no són significatives.

Recalculant els mapes de teleconnectivitat de Wallace i Gutzler per un període molt més llarg (60 anys enlloc de 15), aquests mostren que la NAO i el NPO són els patrons de teleconnectivitat dominants, tan per la pressió a nivell del mar, com per l'alçada geopotencial a 500 hPa. No obstant, la NAO domina per sobre el NPO per la pressió a nivell del mar, i el NPO domina per sobre la NAO per l'alçada geopotencial a 500 hPa. Aquests resultats, juntament amb el patró de teleconnexió PNA que s'observa per 500 hPa, testimonien aquests patrons són robustos.

Els resultats obtinguts per les oscil·lacions mediterrànies són més complexos. Pel què fa a la MO, en reproduir el mapa de teleconnectivitat per el període de 44 anys més semblant possible al període utilitzat per Conte et. al. (1989), sorprenentment no s'observa la teleconnexió descrita entre Alger i el Caire. Contràriament al que s'esperava, aquests dos punts estan significativament correlacionats positivament a un 0.4. Aquest resultat fa pensar que bé no hem sabut interpretar correctament l'anàlisi de Conte et al. a l'hora reproduir-lo, o bé hi ha un error en les dades de radiosondatge originals. Sumat al fet que s'han trobat poques referències bibliogràfiques, algunes d'elles amb dades inconsistents, els nostres resultats posen en dubte la veracitat d'aquesta oscil·lació.

Al calcular el mapa de la teleconnectivitat per l'alçada geopotencial a escala interanual per un període de 64 anys, sorgeix una nova teleconnexió entre el centre d'Europa i la zona de Terra Santa que té una correlació significativa de -0.58, tot i que no és massa robusta per períodes més curts. Hi ha doncs indicis que apunten a l'existència d'una dèbil teleconnexió entre aquestes dues regions. Aquesta teleconnexió podria

correspondre només a un reflex del que Blackmon et. al (1984) anomenen patró Trans-Europeu.

Finalment, els resultats referents a la teleconnectivitat per diferents bandes de freqüències, tant a 500 hPa com al nivell del mar a partir de les dades de 60 hiverns, no mostren cap indicatiu de l'existència de l'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental, ja que no s'observa cap patró de teleconnexió entre zona nord d'Itàlia i la posició climatològica de l'anticicló de les Açores. Aquests resultats posen en evidència que la definició de la WeMO és massa ambigua i imprecisa, i el terme "oscil·lació", en aquest cas, no és adequat.

Aquest estudi de teleconnectivitat per diferents freqüències, mostra, aplicant un filtre passabanda o diferències filtrades a 500 hPa, una certa teleconnectivitat a la riba sud del Mediterrani entre els extrems occidental i oriental, que també s'estén dins del Pròxim Orient. Aquesta teleconnectivitat sembla ser deguda a la presència de trens d'ones en aquesta regió. Els resultats mostren també un altre patró de teleconnectivitat vinculat a la Mediterrània, el patró Trans-Europeu, corresponent a variabilitat intra-estacional.

En conclusió, a partir dels mapes de teleconnectivitat i l'anàlisi estadística efectuada, hem confirmat la robustesa dels patrons dominants de teleconnexió a gran escala (NAO i PNA), però en canvi no hem trobat indicis suficients per confirmar l'existència de les oscil·lacions a escala mediterrània (MO i WeMO).

6. Referències bibliogràfiques

- [1] Blackmon, M.L., 1976: A Climatological Spectral Study of the 500 mb Geopotential Height of the Northern Hemisphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **33**: 1607-1623.
- [2] Blackmon, M. L., Madden, R. A., Wallace, J. M., Gutzler, D. S. 1979: Geographical Variations in the Vertical Structure of Geopotential Height Fluctuations. *Journal of Atmospheric Sciences*, **36** (12): 2450-2466.
- [3] Blackmon, M.L., Lee, Y.-H., Wallace, J.M., 1984: Horizontal Structure of 500 mb Height Fluctuations with Long, Intermediate and Short Time Scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **41** (6): 961-979.
- [4] Bustins, J.A., 2004: L'Oscil·lació de la Mediterrània Occidental i la Precipitació als Països Catalans. Director: Javier Martín Vide. Barcelona: Universitat de Barcelona. Departament de Geografia Física i Anàlisi Geogràfica Regional.
- [5] Branston, A. G., Liverzey, R. E., 1987: Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns. *Monthly Weather Review*. **115**: 1083-1126.
- [6] Brunetti, M., Maugeri, M., Nanni, T., 2002: Atmospheric circulation and precipitation in Italy for the last 50 years. *International Journal of Climatology*. **22**: 1455-1471.
- [7] Chao, B.F., Zhou, Y.H., 1999: Meteorological excitation of interannual polar motion by the North Atlantic Oscillation. *Journal of Geodynamics*. **27** (1): 61-73.
- [8] Conte, M., Giuffrida, A., Tedesco, S., 1989: The Mediterranean oscillation. Impact on precipitation and hydrology in Italy. *Conference on: Climate Water, 11-15 September 1989. Publications of the Academy of Finland, Helsinki*: 121-137.
- [9] Dünkeloh, A., Jacobeit, J., 2003: Circulation dynamics of mediterranean precipitation variability 1948-98. *International Journal of Climatology*. **23**: 1846-1866.
- [10] Feldstein, S. B., 2000: The Timescale, Power Spectra, and Climate Noise Properties of Teleconnection Patterns. *Journal of Climate*. **13**: 4430-4440.

- [11] Hatzaki, M., Flocas, H. A., Asimakopoulos, D. N., Maheras, P., 2007: The eastern Mediterranean teleconnection pattern: identification and definition. *International Journal of Climatology*. **27**: 727-737.
- [12] Hurrell, J.W., Kushnir, Y., Ottersen, G., Visbeck, M., Hurrell, J.W., Y. Kushnir, G. Ottersen i M. Visbeck, 2003: An overview of the North Atlantic Oscillation: *The North Atlantic Oscillation: Climatic Significance and Environmental Impact* [Hurrell, J.W., et al. (eds.)]. Geophysical Monograph 134, American Geophysical Union, Washington, DC, 1–35.
- [13] Jacobeit, J., Seubert, S., Dünkeloh, A., 2007: Links of the Mediterranean Oscillation to mid-latitude and tropical climate dynamics. 2nd ESF MedCLIVAR workshop. Connections between Mediterranean and Global Climate Variability. 2 juliol 2012. http://www.medclivar.eu/workshop_2.html
- [14] Kushnir, Y., Wallace, J.M., 1989: Low-Frequency Variability in the Northern Hemisphere Winter: Geographical Distribution, Structure and Time-Scale Dependence. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **46** (20): 3122-3142
- [15] Kutiel, H., Benaroch, Y., 2002: North Sea-Caspian Pattern (NCP) – an upper level atmospheric teleconnection affecting the Eastern Mediterranean: Identification and definition. *Theoretical and Applied Climatology*. **71**: 17-28.
- [16] Leathers, D.J., Yarnal, B., Palecki, M.A. 1991: The Pacific/North American Teleconnection Pattern and United States Climate. Part I: Regional Temperature and Precipitation Associations. *Journal of Climate*. **4**: 517-528.
- [17] Loon, H., Rogers, J. C., 1978: The Seesaw in Winter Temperatures between Greenland and Northern Europe. Part I: General Description. *Monthly Weather Review*. **106**: 296-310.
- [18] Palutikof, J.P., 2003: Analysis of Mediterranean climate data: measured and modelled. *Mediterranean climate: Variability and trends*. Springer-Verlag, Berlin: 125-132.
- [19] Palutikof, J.P., Conte, M., Casimiro Mendes, J., Goodess, C.M., Espirito Santo, F., 1996: Climate and climate change. In: *Brandt, C.J., Thornes, J.B., (eds) Mediterranean desertification and land use*. John Wiley and Sons, London: 43-86.

- [20] Simmons, A. J., Wallace, J. M., Branstator, G. W., 1983: Barotropic Wave Propagation and Instability, and Atmospheric Teleconnection Patterns. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **40**: 1363–1392.
- [21] Storch, H., Zwiers, F. Statistical analysis and climate research. Cambridge: Cambridge University Press, 1999.
- [22] Walker, G. T., Bliss, E. W., 1932: World Weather V. *Memoirs of the Royal Meteorological Society*. **4**: 53-84.
- [23] Wallace, J.M., Gutzler, D.S., 1981: Teleconnections in the Geopotential Height Field during the Northern Hemisphere Winter. *Monthly Weather Review*. **109**: 784-812.
- [24] Wallace, J. M., Lim, Gyu-Ho., Blackmon, M. L., 1987. Relationship between Cyclone Tracks, Anticyclone Tracks and Baroclinic Waveguides. *Journal of the Atmospheric Sciences*. **45** (3): 439-462.
- [25] Yarnal, B., Leathers, D. J., 1988: Relationship between Interdecadal and Interannual Climatic Variations and Their Effect on Pennsylvania Climate. *Annals of the Association of American Geographers*. **78** (4): 624-641.