

ALMA MATER STUDIORUM · UNIVERSITÀ DI
BOLOGNA

Scuola di Scienze
Corso di Laurea Magistrale in Fisica del Sistema Terra

Il clima estivo in Europa e nel
Mediterraneo: variabilità delle
teleconnessioni atmosferiche

Relatore:
Prof.ssa Nadia Pinardi

Presentata da:
Marco Cadau

Correlatore:
Dott.ssa Annalisa Cherchi

Sessione II
Anno Accademico 2018/2019

Indice

Abstract	vii
Introduzione	1
1 L'estate nell'area del Mediterraneo	5
1.1 Perché il Mediterraneo?	5
1.2 Il clima mediterraneo	8
1.3 Il monzone asiatico	10
1.4 Il meccanismo "monsoon - desert"	12
1.5 L'All-India Rainfall Index	16
1.6 Le teleconnessioni	16
1.7 North Atlantic Oscillation in estate	18
1.7.1 Introduzione	18
1.7.2 Definizione dell'indice	18
1.7.3 Cenni sulle Funzioni Ortogonali Empiriche	18
1.7.4 Summer NAO - Indicazioni operative	20
1.7.5 Principali zone di influenza estive	20
1.7.6 Effetti	21
1.7.7 Il sea ice e la relazione Artico/SNAO	23
2 Metodologia e indicazioni operative	27
2.1 Introduzione	27
2.2 Definizioni delle grandezze meteorologiche	27
2.3 Dati utilizzati	28
2.3.1 Reanalisi	28
2.3.2 Esperimenti numerici	28
2.4 Metodi di analisi	29
2.4.1 Correlazione e mappe di correlazione	29
2.4.2 Definizione di Sliding Correlation	30

3	Analisi climatologica	31
3.1	Sea Level Pressure	31
3.2	Temperatura	33
3.3	Precipitazione	33
3.4	Vento	34
4	Mappe di correlazione e teleconnessioni	37
4.1	All-India Rainfall Index	37
4.2	Summer North Atlantic Oscillation	40
4.2.1	Rianalisi NCEP/NCAR	42
4.2.2	Esperimenti AMIP	47
5	Risultati e conclusioni	53
5.1	Risultati ottenuti	53
5.2	Conclusioni e sviluppi futuri	54
	Bibliografia	57

Elenco delle figure

1.1	Effetti dell'aumento di concentrazione dei gas serra sul Mediterraneo - Temperatura	6
1.2	Effetti dell'aumento di concentrazione dei gas serra sul Mediterraneo - Altre variabili	7
1.3	Effetti dell'aumento di concentrazione dei gas serra sul Mediterraneo - Precipitazione	8
1.4	Mappa di Köppen per il Mediterraneo	9
1.5	Il monzone in India	11
1.6	Omega500 secondo Rodwell e Hoskins	12
1.7	Altre regioni con zone di subsidenza derivate dal "monsoon-desert"	13
1.8	Mappa di Köppen per il continente americano	14
1.9	Effetti di eventi estremi a carattere monsonico	15
1.10	Andamento dell'All-India Rainfall Index	17
1.11	Panoramica dell'NAO	19
1.12	Mappa europea secondo la classificazione dei climi di Köppen .	21
1.13	Effetti della summer NAO - fase positiva	22
1.14	Effetti della summer NAO - fase negativa	23
1.15	Il sea ice allo stato attuale	24
1.16	Evoluzione temporale del sea ice	25
3.1	Climatologia invernale e estiva - SLP - ultimi 30 anni	32
3.2	Climatologia estiva - temperatura - ultimi 30 anni	33
3.3	Climatologia estiva - precipitazione - ultimi 30 anni	34
3.4	Climatologia estiva - vento zonale e meridionale a quota 850mb - ultimi 30 anni	35
3.5	Climatologia estiva - omega500 - ultimi 30 anni	36
4.1	Dati NCEP/NCAR - Mappe di correlazione - omega500/All-India Rainfall Index -	38

4.2	Dati NCEP/NCAR - Mappe di correlazione - omega500/All-India Rainfall Index - filtro per dati statisticamente significativi	39
4.3	Dati NCEP/NCAR - Sliding correlation per l'omega500/All-India Rainfall Index e relativa significatività	40
4.5	Dati NCEP/NCAR - Mappe di correlazione - omega500/SNAO 1	42
4.6	Dati NCEP/NCAR - Mappe di correlazione - omega500/SNAO 2	43
4.7	Dati NCEP/NCAR - Mappe di correlazione - Temperatura/SNAO 1	44
4.8	Dati NCEP/NCAR - Mappe di correlazione - omega500/SNAO 2	45
4.9	Dati NCEP/NCAR - Mappe di correlazione - Precipitazione/SNAO	46
4.10	Modelli - Mappe di correlazione - Omega500/SNAO - EXP1 .	47
4.11	Modelli - Mappe di correlazione - Omega500/SNAO - EXP2 .	48
4.12	Modelli - Mappe di correlazione - Omega500/SNAO	49
4.13	Modelli - Mappe di correlazione - precipitazione/SNAO	50
4.14	Modelli - Mappe di correlazione - temperatura a 2m/SNAO .	51

Elenco delle tabelle

5.1	Riduzione del sea ice nel XXI secolo	55
-----	--	----

Abstract

L'estate nel Mediterraneo è caratterizzata da un clima caldo e secco, con un'alta variabilità spaziale in temperatura e precipitazione. È un'importante zona di transizione, influenzata sia dal clima tropicale che da quello delle medie latitudini, al centro quindi di importanti teleconnessioni, fra le quali quella col monzone indiano estivo tramite il meccanismo "monsoon-desert". Questo fenomeno è identificato alla base dei processi che inducono la subsidenza atmosferica nel Mediterraneo orientale, ma può anche modulare su scala interannuale la variabilità della subsidenza e quindi le precipitazioni nella regione. Il calcolo della correlazione tra intensità del monzone indiano (identificato da un indice di precipitazione noto come "All-India Rainfall Index") e la subsidenza nel Mediterraneo centrale-orientale mostra come nell'ultimo periodo la relazione si sia indebolita. Ovvero la correlazione è positiva e statisticamente significativa, circa dal 1948 ai primi anni duemila, mentre è molto minore e non statisticamente significativa successivamente. L'altro fenomeno molto importante per la variabilità di temperatura e precipitazione nel Mediterraneo ed anche in Europa è SNAO (Summer North Atlantic Oscillation), indice basato sulle differenze di Sea Level Pressure fra Lisbona e Reykjavik per i mesi di Luglio e Agosto. In questo caso, la teleconnessione sembra costante nel tempo anche se rimane più significativa negli ultimi anni solo nel Mediterraneo orientale. Tra le possibili cause di questa variabilità delle teleconnessioni si può ipotizzare l'influenza data dall'Artico e dallo scioglimento costante del ghiaccio marino nella regione. Infatti, esperimenti eseguiti con un modello di circolazione generale dell'atmosfera con diverse distribuzioni nel tempo del ghiaccio marino in Artico mostrano come la teleconnessione rimanga più influente considerando una distribuzione di ghiaccio marino stabile nel tempo e che quindi la riduzione nella sua estensione potrebbe affievolire l'effetto delle teleconnessioni atmosferiche in Europa e nel Mediterraneo.

Introduzione

Il continente Europeo e l'area mediterranea sono caratterizzati da una certa varietà di climi diversi, a seconda della posizione geografica, della latitudine, dell'orografia e di altri fattori (Ulbrich et al., 2013). Tanti sono gli studi passati volti a trovare delle relazioni che possano spiegare o aiutare nella spiegazione di alcuni degli aspetti tipici di questa vasta zona, sia nell'area del Mediterraneo che in nord Europa.

Il Mediterraneo e le regioni circostanti sono caratterizzate tendenzialmente da un clima caldo e secco, mentre il nord Europa, pur presentando una certa variabilità nel clima estivo, è tendenzialmente più freddo e umido. Studiare la variabilità delle teleconnessioni atmosferiche che influenzano queste aree è di importanza chiave, in quanto l'area mediterranea è stata individuata come uno dei principali hotspot del cambiamento climatico in atto, con dei trend ampiamente individuati di marcato riscaldamento, generale diminuzione di precipitazione, aumento dell'evapotraspirazione e diminuzione dell'umidità relativa e del terreno.

Fra i vari fenomeni che coinvolgono queste aree, in questo lavoro di tesi sono state approfondite le conoscenze principalmente su due modi di variabilità, collegati a importanti teleconnessioni nell'area. È stato studiato un meccanismo, chiamato "monsoon-desert", che lega il monzone asiatico estivo con le condizioni di alta pressione e stabilità che normalmente si creano durante l'estate specialmente nel Mediterraneo orientale, dovute alla subsidenza atmosferica. Quest'ultima è ampiamente osservabile mediante le mappe di velocità verticale del vento (Rodwell e Hoskins, 1996) (Rodwell e Hoskins, 2001). È stata dunque studiata la teleconnessione fra il monzone e la subsidenza atmosferica mediterranea, verificata in rianalisi e in modelli di ultima generazione (Cherchi, Annamalai et al., 2014), tramite un indice, l'All-India Rainfall Index (AIRI) costruito in base alla precipitazione estiva in India.

L'altro modo di variabilità di capitale importanza nello studio del clima dell'area mediterranea ed europea è la North Atlantic Oscillation, trattata in questo lavoro nella sua influenza e configurazione estiva. È un indice definito in base alla differenza di pressione fra due "poli" di alta e bassa pressione,

rispettivamente l'anticiclone delle Azzorre e la Depressione d'Islanda, e operativamente calcolato tramite l'utilizzo delle Funzioni Ortogonali Empiriche (EOFs). A seconda della positività o negatività dell'indice stesso in una certa estate, si registrano variazioni significative nella distribuzione della temperatura e della precipitazione su tutta l'area dell'Atlantico settentrionale e non solo. Alcune zone sono più fredde/calde, oppure più umide/secche rispetto alla media.

Questa tesi cercherà di spiegare e di approfondire la nostra conoscenza sulla variabilità interannuale delle relazioni che coinvolgono Summer North Atlantic Oscillation e monzone asiatico nel quadro del clima estivo del continente europeo e dell'area Mediterranea. Dai primi anni duemila la correlazione fra AIRI e le variabili atmosferiche analizzate è stata inferiore, rispetto ai valori localmente significativi della seconda metà del Novecento. Anche la teleconnessione fra SNAO e variabili atmosferiche si è affievolita dall'inizio del nuovo millennio rispetto alla seconda metà del secolo scorso.

La riduzione, dovuta al riscaldamento globale, dell'estensione del ghiaccio marino nell'Artico con tutte le conseguenze che ne derivano per l'atmosfera e per l'oceano potrebbe essere coinvolta in queste nuove dinamiche. Infatti, sono stati utilizzati i dati provenienti da due esperimenti fatti con un modello di circolazione generale atmosferica (AGCM), che differiscono per la distribuzione del ghiaccio marino nell'Artico: mentre in uno questo cala secondo i trend previsti fino ad oggi, nell'altro questo rimane costante per tutto l'intervallo temporale analizzato, dunque abbiamo potuto studiare le differenze fra un tipo di mappe e l'altro e notare che la teleconnessione fra SNAO e variabili atmosferiche in Europa e nel Mediterraneo era più marcata quando il ghiaccio marino rimaneva costante nel tempo.

Il lavoro è strutturato come segue:

- Il capitolo 1 spiega come mai il Mediterraneo sia stato scelto per questo studio, descrive il clima dell'area mediterranea e tutti i fenomeni di cui abbiamo parlato dal punto di vista teorico, assieme alla definizione di teleconnessione e di tutti gli indici usati nella nostra analisi.
- Il capitolo 2 si occupa di esplicitare gli aspetti statistici e operazionali del lavoro svolto e di accennare una breve descrizione dei dati utilizzati, presi da rianalisi sullo stato dell'atmosfera e da modelli a circolazione generale.
- Il capitolo 3 introdurrà l'analisi effettuata mostrando diverse variabili atmosferiche e la loro caratterizzazione negli ultimi decenni dal punto di vista climatologico.

- Il capitolo 4 si occuperà di studiare le correlazioni fra le variabili e gli indici definiti precedentemente e di approfondire la variabilità interannuale delle relazioni esaminate.
- Il capitolo 5, infine, darà un quadro riassuntivo dei risultati ottenuti e delle conclusioni a cui si è giunti, dando l'input sull'argomento per diversi sviluppi futuri.

Capitolo 1

L'estate nell'area del Mediterraneo

1.1 Perché il Mediterraneo?

Ci si potrebbe interrogare sul perché questo studio sia condotto sul Mediterraneo. Verrebbe da pensare che sia giusto per il fatto che sia la zona in cui viviamo, ma in realtà c'è un altro motivo importante: il Mediterraneo riveste un ruolo chiave nella comprensione degli effetti dell'aumento dei gas serra sul clima.

La concentrazione di gas serra è stabilmente aumentata fin dall'inizio dell'età industriale: le osservazioni hanno rivelato un riscaldamento non solo della superficie della Terra, ma anche in troposfera e negli oceani (Mears e Wentz, 2005). Alla fine del secolo un aumento continuo di emissioni potrebbe portare a un riscaldamento globale fra i 2° e i 6° (Diffenbaugh et al., 2007).

È stato osservato come le zone prossime a bacini a più elevata salinità (come il Mar Mediterraneo, infatti) risentano maggiormente dei cambiamenti climatici (Climate Change 2014: Synthesis Report, IPCC, 2014), anche a causa della più facile alterazione dell'equilibrio evaporazione/precipitazione. La regione mediterranea è infatti stata identificata come uno dei più reattivi sistemi climatici in risposta all'aumento di concentrazione dei gas serra, in particolare a causa di:

- spiccato riscaldamento medio;
- decrescita generale di precipitazione;
- aumento della variabilità della stagione calda su scale interannuali (Giorgi, 2006).

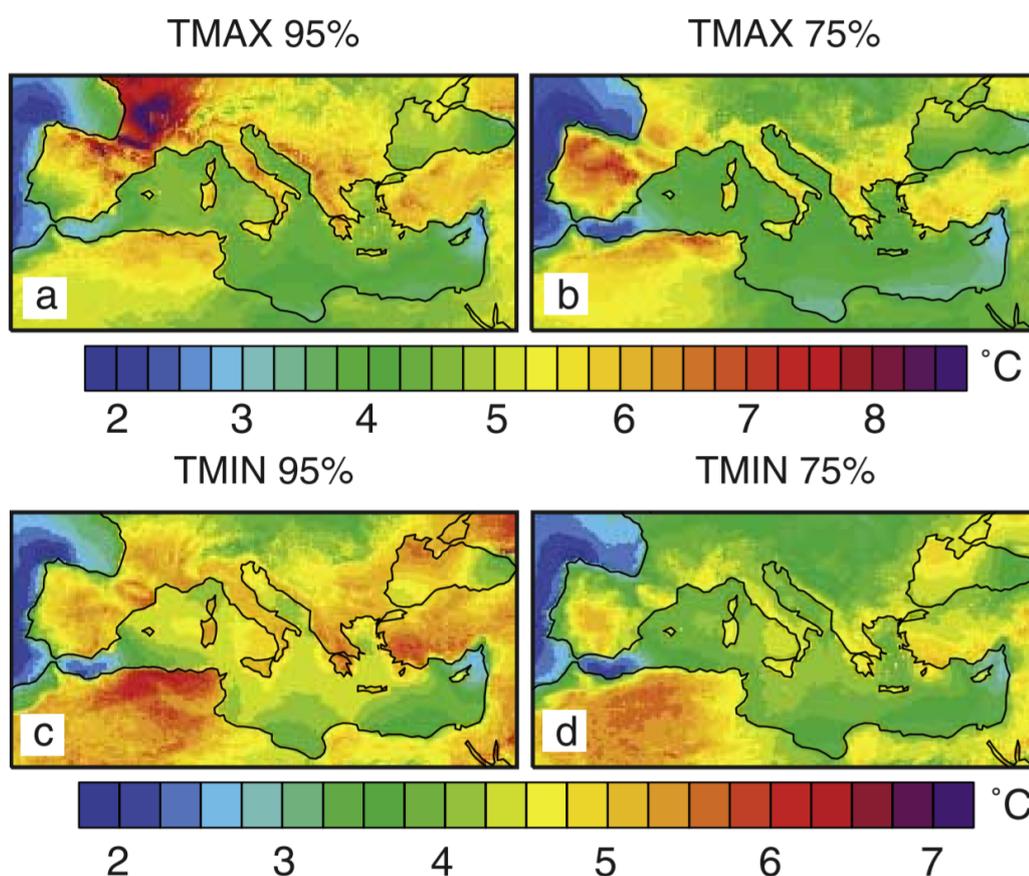


Figura 1.1: Effetti dell'aumento di concentrazione dei gas serra sul Mediterraneo. Sono graficate le anomalie della temperatura massima (a, b) e minima (c, d) ai vari percentili. Fonte: (Diffenbaugh et al., 2007).

L'intensificazione delle ondate di calore nel Mediterraneo è rinforzata dal riscaldamento delle code della distribuzione di temperatura, con le T al 95° percentile (ossia il 5% delle temperature più alte della distribuzione) che crescono di più rispetto alle T al 75° percentile (che, analogamente, corrispondono al 25% di temperature più elevate della distribuzione) (Diffenbaugh et al., 2007). Brevemente, altri effetti che sia le analisi che i modelli confermano sono:

- diminuzione generale dell'umidità relativa;
- diminuzione generale dell'umidità del terreno;
- evapotraspirazione in aumento nel Mediterraneo e nel Mar Nero.

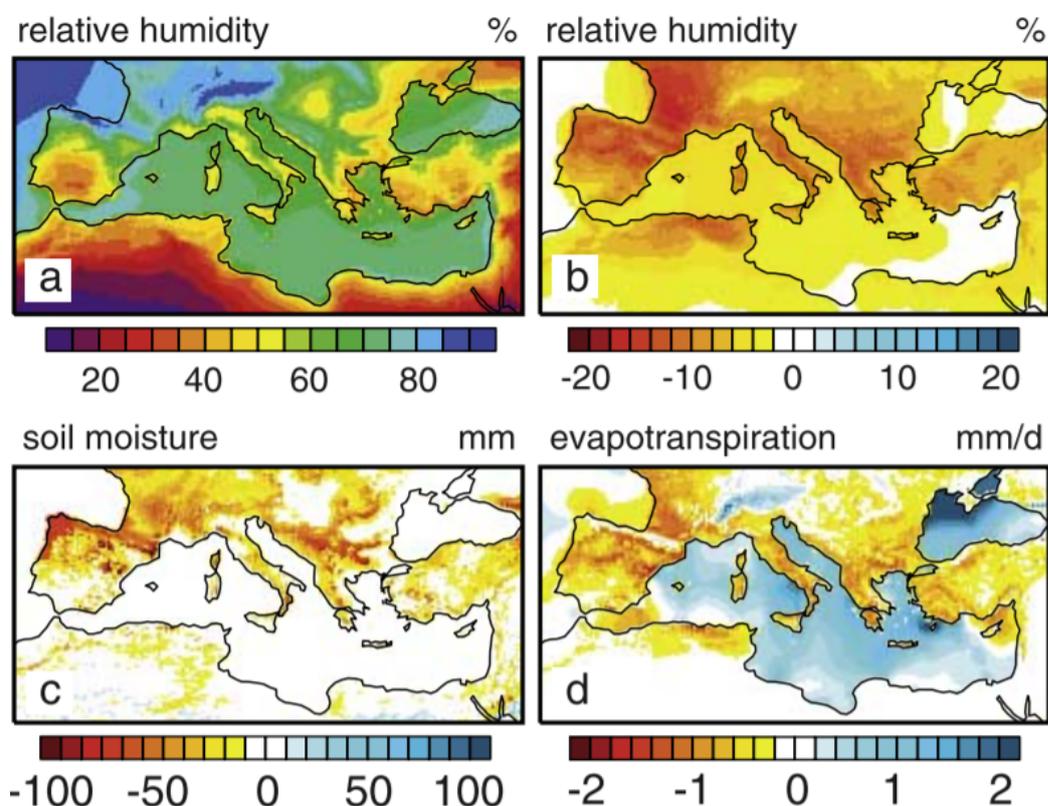


Figura 1.2: Un'altra mappa che espone gli effetti dell'aumento di concentrazione di gas serra sul Mediterraneo: l'umidità relativa (a), la sua anomalia (b), l'umidità del suolo espressa in millimetri (c) e il tasso di evapotraspirazione espressa in millimetri al giorno (d). Fonte: Diffenbaugh et al. (2007).

Gli effetti della maggiore concentrazione di gas serra possono essere dunque visti nelle Figure 1.1, 1.2 e 1.3. Si noti la grande differenza nel sud della Francia, Spagna settentrionale e Nordafrica in Figura 1.1 e, nell'umidità relativa in Figura 1.2a e 1.2b la differenza fra mare e terra e il sud della Francia con differenze anche del 15% rispetto alla norma. In 1.2c e 1.2d si vede come l'umidità del suolo sia calata anche marcatamente in alcune zone dei Balcani e della Penisola Iberica, mentre l'evapotraspirazione sia più elevata in tutto il Mediterraneo ma anche sull'arco alpino (dove infatti la situazione dei ghiacciai diventa sempre più problematica).

Nonostante queste due figure non riguardino analisi ulteriormente approfondite nel lavoro di tesi, sottolineano comunque l'importanza dell'analisi dei cambiamenti climatici nel Mediterraneo.

In Figura 1.3 vengono invece mostrati degli scenari futuri, elaborati con una serie di modelli, sulla prevista perdita di precipitazione annuale su tutta

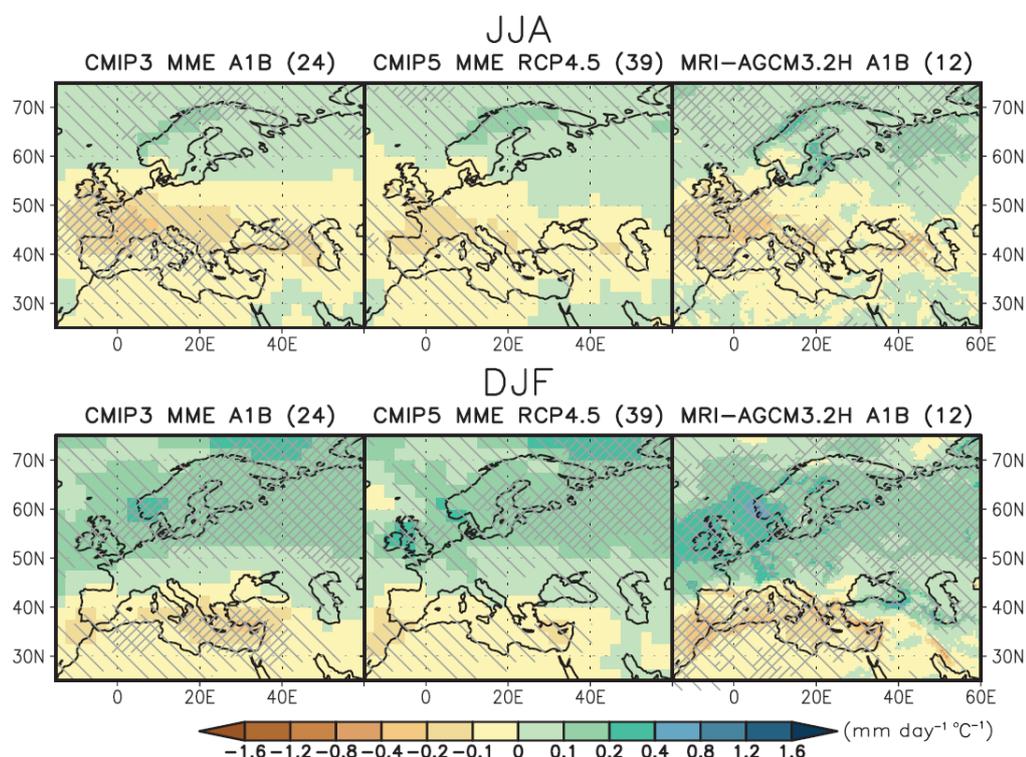


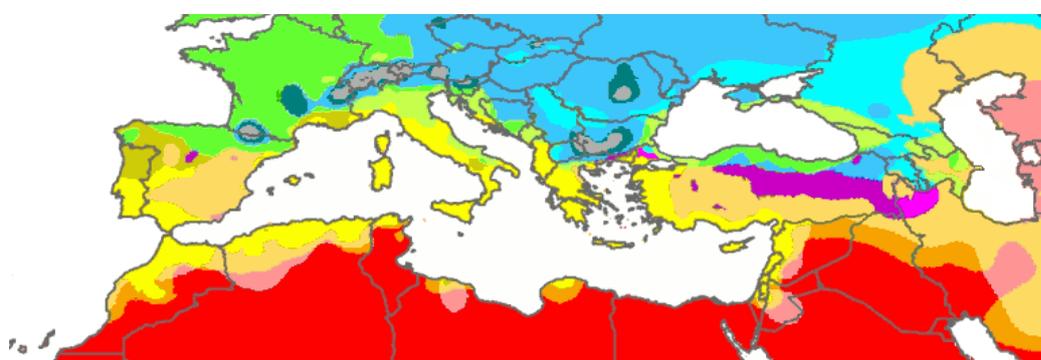
Figura 1.3: Ultima mappa che espone gli effetti dell'aumento di concentrazione di gas serra sul Mediterraneo. Variazione di precipitazione nel periodo 2080-2099 rispetto al range 1986-2005 in estate (sopra) e in inverno (sotto) elaborati tramite una serie di modelli CMIP3 (24) e CMIP5 (39). Le (12) sono mappe di previsione del range 2075-2099 rispetto al range 1979-2003 tramite un modello GCM (General Circulation Model) del Meteorological Research Institute (MRI) giapponese. Fonte: (Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change, IPCC, 2013).

la zona del Mediterraneo, e anche nell'Europa nordoccidentale nel periodo estivo.

1.2 Il clima mediterraneo

La regione mediterranea giace in una zona di transizione e il bacino e le terre circostanti sono influenzate da alcune delle più rilevanti meccaniche agenti sul sistema climatico globale (Giorgi e Lionello, 2008).

Una caratteristica saliente del Mediterraneo è l'alta variabilità spaziale nella temperatura media stagionale e nella precipitazione totale, amplificate dalla complessa orografia dell'area.



Köppen climate type

EF (Ice-cap)	Dsb (Warm-summer mediterranean continental)	Csa (Hot-summer mediterranean)
ET (Tundra)	Dsa (Hot-summer mediterranean continental)	BSk (Cold semi-arid)
Dfc (Subarctic)	Cfc (Subpolar oceanic)	BSh (Hot semi-arid)
Dfb (Warm-summer humid continental)	Cfb (Oceanic)	BWk (Cold desert)
Dfa (Hot-summer humid continental)	Cfa (Humid subtropical)	BWh (Hot desert)
Dwc (Subarctic)	Cwb (Subtropical highland)	Aw (Savanna)
Dwb (Warm-summer humid continental)	Cwa (Humid subtropical)	Am (Monsoon)
Dwa (Hot-summer humid continental)	Csc (Cold-summer mediterranean)	Af (Rainforest)
Dsc (Dry-summer subarctic)	Csb (Warm-summer mediterranean)	

Figura 1.4: Mappa mediterranea secondo la classificazione dei climi di Köppen con annessa legenda. Fonte: [commons.wikimedia.org/wiki/File:Koppen_World_Map_\(Mediterranean_Sea_area_only\).png](https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Koppen_World_Map_(Mediterranean_Sea_area_only).png)

Le sottoregioni climatiche invernali (DJF) del Mediterraneo spaziano da aree montagnose molto fredde (Alpi, Alpi Dinariche, Pirenei), ad aree miti lungo le linee di costa del meridione, del bacino orientale e del Nordafrica. La precipitazione invernale totale va dai 50/100 mm (Nordafrica) a oltre 500 mm (lungo le coste occidentali delle penisole, amplificata dal forcing orografico e dalle interazioni mare/terra). Una variabilità maggiore caratterizza le aree con quantità elevate di precipitazione invernale.

Le temperature medie estive (JJA) mostrano un gradiente da nord (fresche) a sud (più calde) e superano i 30° C nel sudest. Grandi zone non ricevono precipitazione durante l'estate, mentre nelle aree montane l'ammontare totale può superare i 400 mm e presentare grande variabilità: la densità di stazioni più bassa nelle aree dalla topografia più complessa, come la regione Alpina, è legata ad una sottostima della variabilità precipitativa.

Il clima mediterraneo è influenzato (per mezzo di vari fattori, a piccola o grande scala) da dinamiche climatiche sia tropicali che delle medie lati-

tudini (Trigo et al., 2006). La corrente a getto turbolenta e quella subtropicale contribuiscono alle caratteristiche meteorologiche della regione. Una caratteristica chiave di quest'ultima è il Mediterraneo stesso: esso rappresenta un'importante fonte di energia e umidità per l'atmosfera (Ulbrich et al., 2013). L'evaporazione locale prevale nettamente rispetto alla precipitazione per tutte le stagioni e le caratteristiche del bilancio idrico locale influenzano la quantità di umidità disponibile per il controllo delle anomalie di Sea Surface Temperature (SST) e, almeno parzialmente, le anomalie di precipitazione e temperatura dell'aria nelle regioni continentali circostanti.

Per quanto riguarda l'estate, la circolazione atmosferica sull'area Mediterranea, sia in termini di Sea Level Pressure (SLP) che in termini di campo di altezza geopotenziale a 500 hPa, è caratterizzata da una ridotta variabilità di circolazione e un gradiente spaziale relativamente debole (Ulbrich et al., 2013). Lo spostamento verso nord del massimo di pressione subtropicale, che porta a un'aumentata stabilità sull'intero bacino, e l'espansione dell'area anticiclonica dall'Atlantico al Mediterraneo occidentale e centrale dominano la circolazione superficiale. Il pattern di SST nell'estate mediterranea, come in inverno, mostra un gradiente ovest-est con un bacino orientale più caldo e uno occidentale più freddo, anche se con modifiche regionali connesse ai flussi atmosferici, al sistema vento e alla circolazione oceanica. Il range di SST va dai 20° ai 26° C (Ulbrich et al., 2013).

1.3 Il monsone asiatico

Il tradizionale concetto di dinamica monsonica riguarda la differenza nelle capacità termiche fra massa continentale e strati più alti dell'oceano, differenza che porta a un'inversione dei venti stagionali causata da un cambiamento di temperatura fortemente amplificato in terra rispetto che in oceano. Dunque il concetto tradizionale è regionale e si riferisce a certe aree tropicali che mostrano significative variazioni stagionali in circolazione generale e in precipitazione. Recentemente, ad ogni modo, questo concetto è stato esteso a scala globale: è stato infatti notato che il monsone è guidato dallo spostamento stagionale della zona di convergenza intertropicale (*Inter Tropical Convergence Zone* - ITCZ) (Charney, 1975), ed è stato successivamente trattato come caratteristica dominante nella circolazione globale (Rodwell e Hoskins, 1996) e il discorso è stato allargato a scale via via più grandi da quella locale/regionale a quella globale, e dalla troposfera alla stratosfera. Infine, si è arrivati a una definizione globale del fenomeno, qui citata (Zhisheng et al., 2015):

1.3. Il monzone asiatico

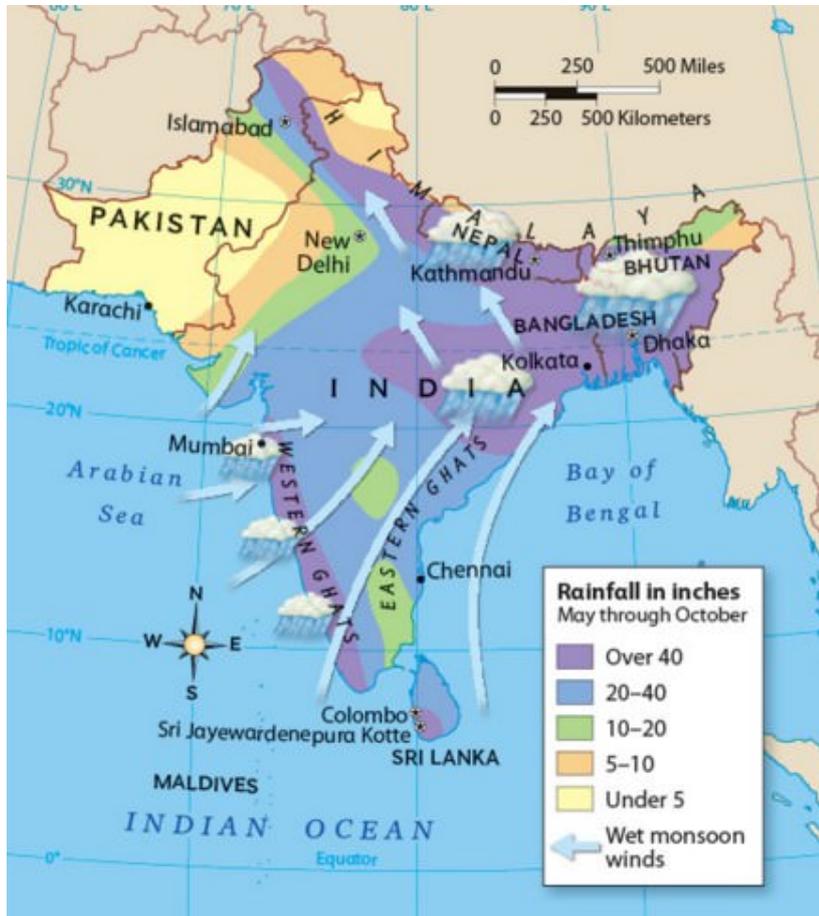


Figura 1.5: Mappa riassuntiva del monzone e i suoi effetti sull'India. Si vede l'evoluzione dei venti a carattere stagionale sul subcontinente e la ITCZ col suo cambio di posizione in estate. Fonte: <https://www.pmfias.com/south-west-monsoon-season-south-west-monsoons-arabian-sea-branch-bay-of-bengal-branch/>

Il monzone globale è la variazione stagionale significativa delle circolazioni atmosferiche tridimensionali a scala planetaria forzata dagli spostamenti dei sistemi di pressione stagionali guidati insieme dal ciclo annuale di forcing solare radiativo e dalle interazioni mare-terra, e il clima associato alla superficie è caratterizzato da un'inversione stagionale della direzione prevalente dei venti e un'alternanza, sempre stagionale, di condizioni climatiche umida e asciutta.

Questa definizione fornisce così sia gli elementi a piccola scala che quelli a grande scala necessari alla comprensione della dinamica monsonica globale.

Nel nostro caso, l'interazione mare-terra avviene fra continente asiatico e

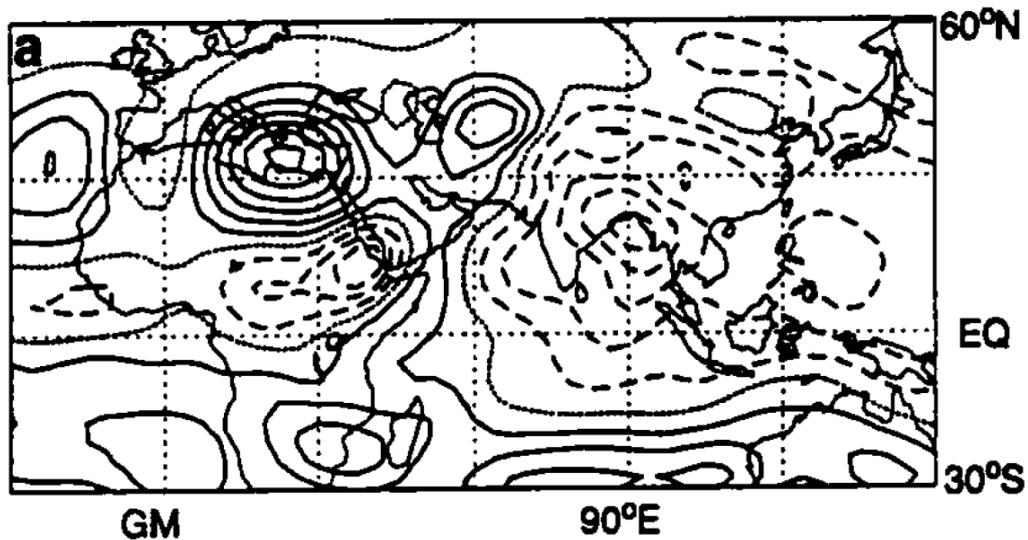


Figura 1.6: Una delle prime osservazioni del meccanismo monzone-deserto. Si tratta di una mappa di omega a 477hPa, mediata per il periodo 1983-1988 sulla sola stagione estiva. Linee continue implicano valori positivi e viceversa le linee tratteggiate. La differenza fra una isolinea e l'altra è di $0.5hPa/h$. Tratto da Rodwell e Hoskins (1996).

oceano Indiano (che si riscalda molto più lentamente del continente, appunto) e l'inversione dei venti avviene negli alisei tra l'oceano Indiano Settentrionale e la costa indiana, che spirano quindi in direzione mare \rightarrow terra. L'aria carica di umidità quindi va verso la terraferma e questo dà luogo a precipitazioni abbondantissime a carattere stagionale su un'ampia zona tra oceano Indiano e oceano Pacifico (si veda la Figura 1.5).

Non è immediato pensare che il monzone possa avere delle influenze sul clima mediterraneo dello stesso periodo: ciò è stato studiato recentemente e ha prodotto dei risultati molto interessanti.

1.4 Il meccanismo "monsoon - desert"

Un fenomeno molto importante che questo lavoro va ad analizzare è il cosiddetto meccanismo "monsoon-desert". Esso è nato come una teoria basata su modelli lineari, grazie al lavoro di Rodwell ed Hoskins (Rodwell e Hoskins, 1996), che poi è stato successivamente verificato in rianalisi (Tyrlis et al., 2013) e in modelli di ultima generazione come i CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project 5) (Cherchi, Annamalai et al., 2014).

La presenza del monzone nel subcontinente Indiano stimola le onde di Rossby tramite riscaldamento diabatico dell'aria e convezione, che si propa-

1.4. Il meccanismo "monsoon - desert"

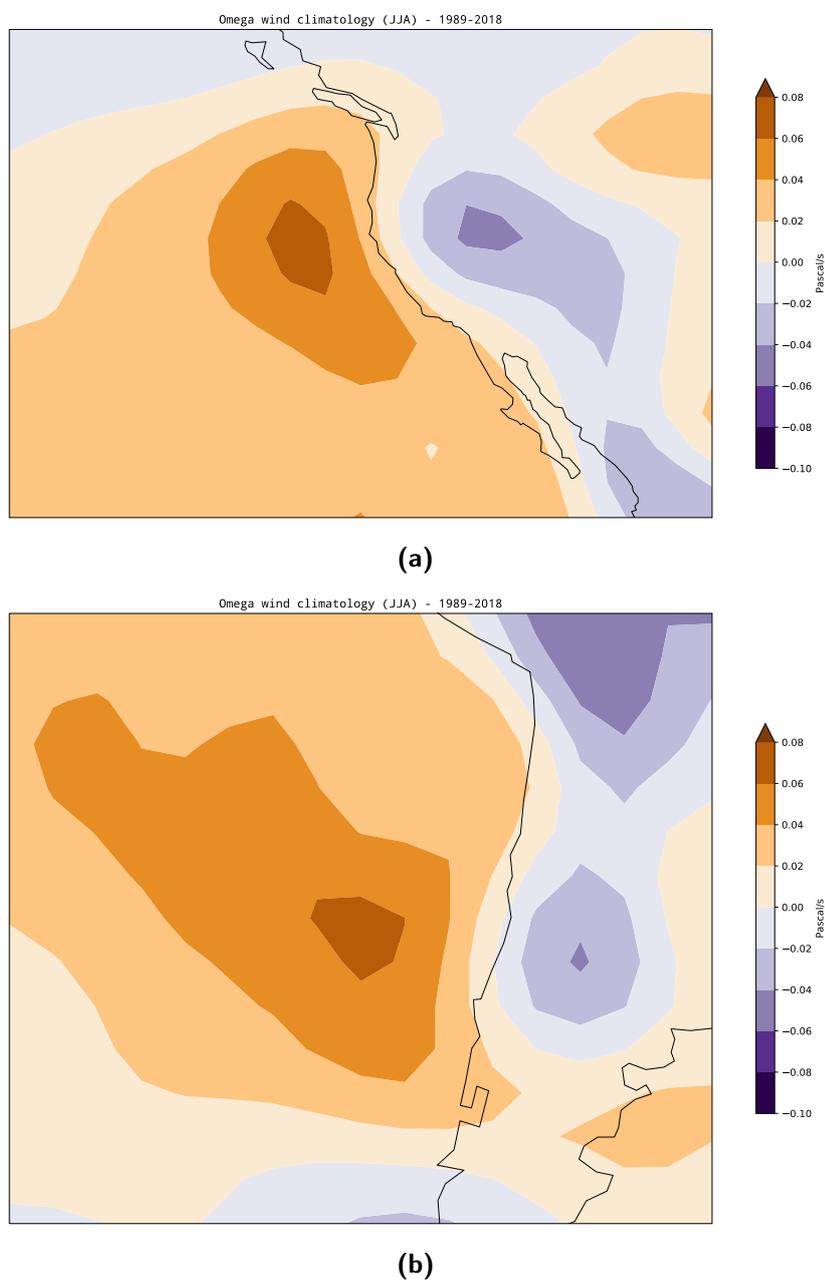


Figura 1.7: Osservazione delle altre zone di subsidenza derivate dal "monsoon-desert" previste da Rodwell ed Hoskins, tramite mappa di omega a 500 hPa (come in Figura 1.6) riferite a (a) la California nel periodo estivo JJA, (b) il Cile nel periodo estivo (dunque DJF), mediate nei gli ultimi 30 anni, dal 1989 al 2018.

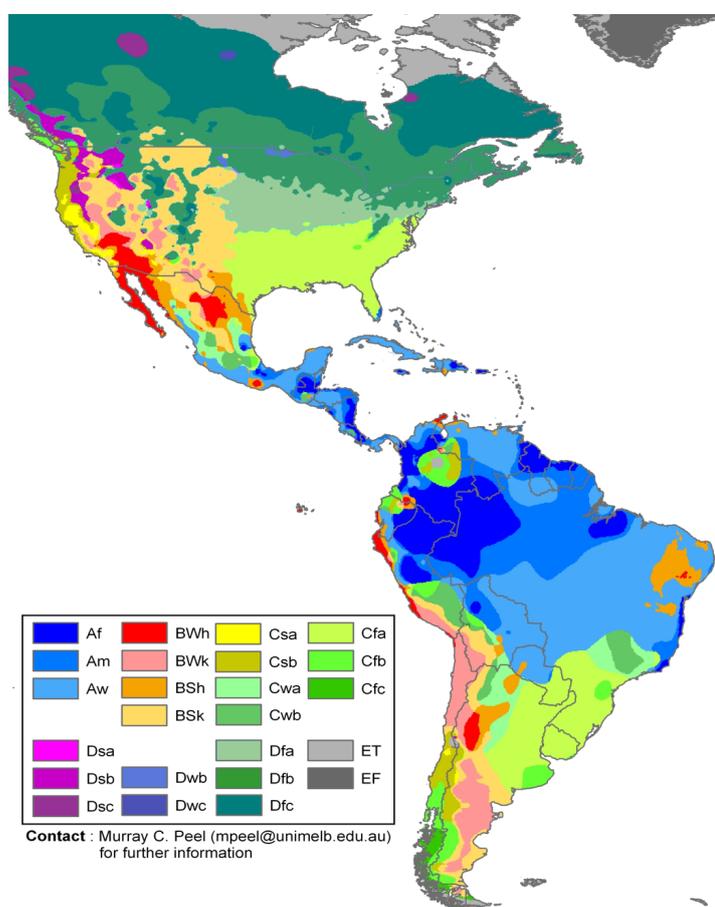


Figura 1.8: L'America secondo la classificazione dei climi di Köppen. anche qui sono presenti delle zone con clima Mediterraneo nella zona occidentale del continente. Fonte: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Americas_Koppen_Map.png

gano verso ovest-nordovest, in direzione del Mediterraneo orientale incontrando il flusso zonale westerly, provocando una discesa di aria nel Mediterraneo (Cherchi, Annamalai et al., 2014) (Figura 1.6). Questa ha come conseguenze una stabilizzazione dell'atmosfera e una permanenza di clima caldo e secco tipici dell'estate. Questo meccanismo può essere identificato anche in altre zone con clima mediterraneo legate alla presenza di sistemi monsonici, dunque non solo in Europa: si è analizzato questo fenomeno anche in zone come California e Cile (vedasi figura 1.8, dove si possono scorgere in giallo ocra le zone con clima Mediterraneo, e le Figure 1.7a e 1.7b), zone di clima mediterraneo ad ovest delle quali sono presenti rispettivamente il monzone nordamericano in estate e il monzone sudamericano nell'estate dell'emisfe-

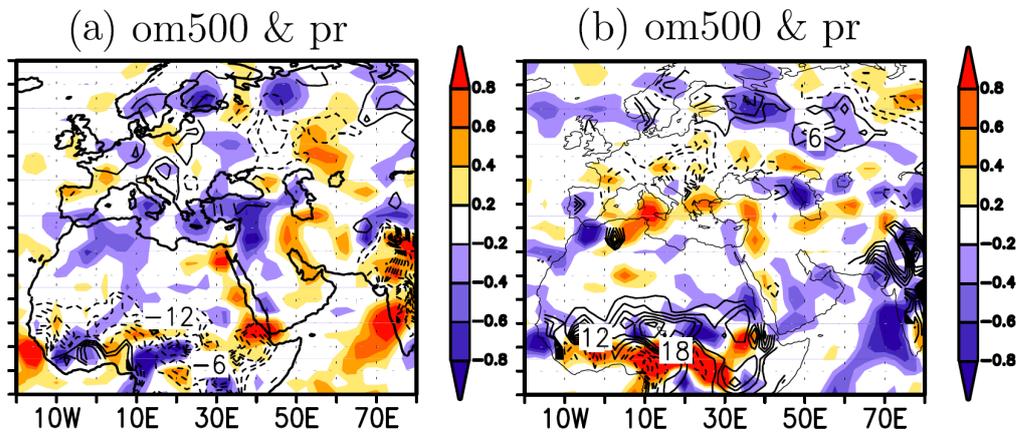


Figura 1.9: Mappe che rappresentano i composites di anomalie di omega500 e di precipitazione per monsoni particolarmente debole (a) e particolarmente forte (b). La scala dell'omega è rappresentata a lato, mentre per la precipitazione sono presenti le isolinee (tratteggiate - anomalia precipitativa negativa, viceversa positiva). Mentre per l'omega500 l'unità di misura è hPa/s , per l'anomalia di precipitazione è il W/m^2 , calcolato come prodotto di millimetri al giorno e calore latente di vaporizzazione (L). Fonte: Cherchi, Annamalai et al. (2014)

ro australe (Rodwell e Hoskins, 2001), con meccaniche molto simili a quelle relative al monzone asiatico. Questo meccanismo aiuta anche a spiegare la presenza dei deserti in zone al di fuori delle latitudini "autorizzate" dalla teoria sulla circolazione generale atmosferica (specialmente dalla cella di Hadley) (Rodwell e Hoskins, 1996)), come per il deserto del Kizilkum in Asia centrale e nelle regioni più settentrionali del Sahara.

Ad ogni modo, ci sono anche altri fattori che rinforzano la subsidenza sul Mediterraneo, ossia la cruciale importanza dell'orografia ma anche l'albedo locale e il monzone occidentale Africano sembrano avere un'importanza nel determinare il rinforzo o l'indebolimento della discesa (Cherchi, Annamalai et al., 2014).

Prevedibilmente, la variabilità interannuale del monzone asiatico ha delle conseguenze sulla subsidenza sul Mediterraneo orientale: è stato dimostrato e studiato come monsoni di intensità maggiore implicino effetti più marcati nella discesa e un clima più asciutto, e viceversa (Cherchi, Annamalai et al., 2014). (Figura 1.9). Infatti, per monsoni particolarmente deboli (a) si può notare una discesa meno marcata e una precipitazione minore anche nell'Africa centro-settentrionale e nel Sahel. Viceversa, per monzone asiatico particolarmente intenso (b) il monzone africano si rinforza. Dunque, si può dire che il meccanismo "monsoon-desert" funziona anche per scale temporali

interannuali (Cherchi, Annamalai et al., 2014).

Si noti che nella figura 1.9 sono raffigurati i composites delle anomalie: ossia, si sono presi gli anni, in un range degli ultimi 70, dove il monzone era più forte/debole. Per individuare in quali anni il monzone si è più discostato dalla media è stato guardato dove la distribuzione aveva deviazione standard σ maggiore di 1.5 per l'All-India Rainfall Index (di cui parleremo fra poche righe) e sono state prese le anomalie riferite a quei soli anni, mediate.

1.5 L'All-India Rainfall Index

Abbiamo fino ad ora parlato del monzone indiano e dell'influenza che questo esercita sulla subsidenza del Mediterraneo orientale. Si ha bisogno quindi di un indice che esprima al meglio la variabilità monsonica al variare degli anni, e questo è l'All-India Rainfall Index (AIRI) (Cherchi, Annamalai et al., 2014). Tale indice è definito come la precipitazione totale caduta su tutta l'India nella stagione monsonica (Giugno, Luglio, Agosto e Settembre) in un certo anno, alla quale si sottrae la climatologia per un certo periodo. In altri termini è l'anomalia della precipitazione totale caduta su tutta l'India durante la permanenza del monzone sul subcontinente.

In Figura 1.10 è possibile osservare, a scopo illustrativo, l'andamento dell'All-India Rainfall Index per il periodo 1871-2016. Le unità di misura dell'AIRI sono, in questo studio, i millimetri.

1.6 Le teleconnessioni

In meteorologia le teleconnessioni atmosferiche sono relazioni remote, alcune delle quali sono anche modi di variabilità a scala sinottica della circolazione atmosferica. Esse sono dunque espressione di parte della variabilità meteorologica e in alcuni casi anche di variabilità climatica cui assistiamo. Il termine "pattern di teleconnessione" si riferisce a uno schema ricorrente, persistente e a larga scala di anomalie di pressione e circolazione che interessano aree geografiche anche molto vaste.

Più precisamente due punti dell'atmosfera si dicono teleconnessi se i parametri fisico-meteorologici associati (ad esempio le variabili atmosferiche che sono state analizzate in questo lavoro) sono tra loro correlati o anticorrelati nel tempo, nel senso statistico del termine (che discuteremo nel prossimo capitolo). Ecco perché l'analisi delle mappe di correlazione e i loro derivati risulta dunque fondamentale per lo studio delle teleconnessioni.

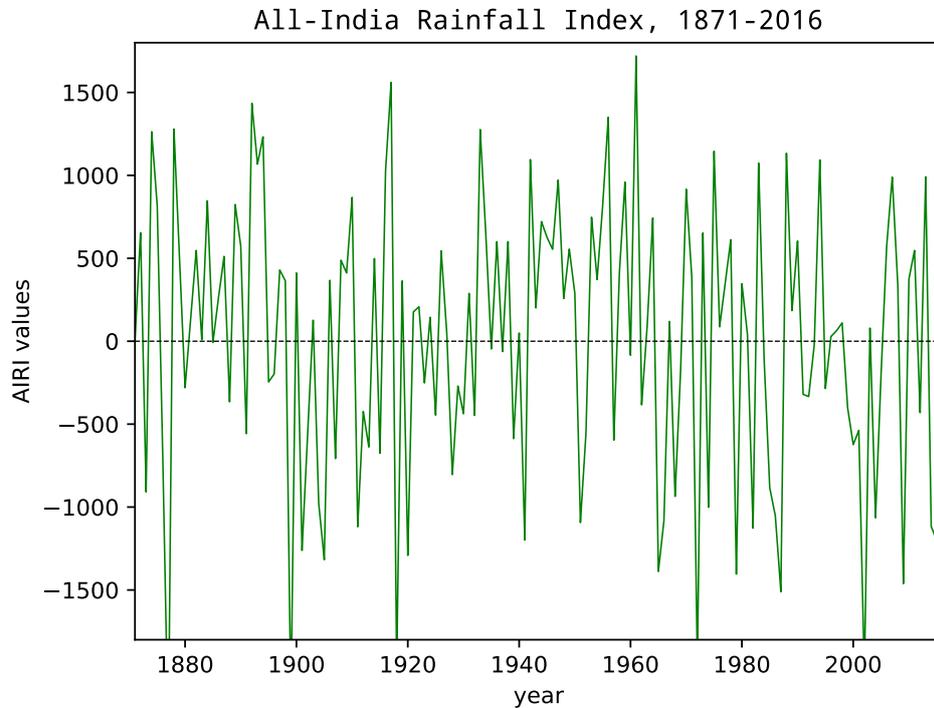


Figura 1.10: L'andamento dell'All-India Rainfall Index dal 1871 al 2016, dove il valore zero è dunque quello della media della precipitazione totale caduta su tutta l'india in questo range temporale (solo JJAS).

Il vantaggio immediato delle teleconnessioni è che esse possono rappresentare un potenziale di predicibilità su scala interannuale e stagionale: infatti se un aspetto della teleconnessione è ben rappresentato, allora c'è possibilità che anche il resto del processo sia valido e possa essere usato come strumento di previsione. Tutti i pattern di teleconnessione sono un aspetto che naturalmente si verifica nel nostro sistema atmosferico caotico e possono principalmente originare una riflessione delle dinamiche atmosferiche interne (National Oceanic Atmospheric Administration, 2018).

Questo lavoro di tesi si concentra sulla variabilità di due delle principali teleconnessioni atmosferiche che coinvolgono il Mediterraneo: quelle legate ai modi di variabilità del "monsoon-desert" e la Summer North Atlantic Oscillation (SNAO).

1.7 North Atlantic Oscillation in estate

1.7.1 Introduzione

In questo lavoro trattiamo anche della capitale importanza della grande circolazione atmosferica che interessa il nord Atlantico. Infatti, i due sistemi più importanti per il clima europeo e mediterraneo sono sicuramente l'anticiclone delle Azzorre e la depressione d'Islanda.

Il primo è un'area di alta pressione semipermanente di origine subtropicale oceanica, generalmente sempre presente sull'Atlantico settentrionale, con massimo di pressione in prossimità delle isole Azzorre. Questo anticiclone può spostarsi nel tempo e andare verso Nord, in stretto rapporto con i movimenti della Depressione d'Islanda, oppure verso est (come abbiamo già citato) per condizionare visibilmente il clima europeo.

La depressione d'Islanda, invece, è un'area di bassa pressione analoga all'Anticiclone delle Azzorre, che staziona semipermanentemente in prossimità dell'Islanda. Esso tende a spostarsi con più difficoltà ed è il principale centro motore delle perturbazioni che colpiscono il continente Europeo.

1.7.2 Definizione dell'indice

I movimenti dell'Anticiclone condizionano anche la posizione temporanea della depressione d'Islanda, per cui si usa comunemente un indice, chiamato North Atlantic Oscillation (NAO, appunto), che è ottenuto come differenza di pressione atmosferica a livello del mare fra due punti vicini al massimo e al minimo di pressione dei due estremi. Solitamente per convenzione si usano le città europee di Lisbona, in Portogallo, e Reykjavik, in Islanda. In figura 1.11 si possono osservare le posizioni generiche dei due fenomeni in questione e le principali caratteristiche delle due fasi dell'NAO.

Infatti, le intensità dei due picchi di pressione possono variare significativamente al passare del tempo, affievolendosi o rinvigorendosi, determinando conseguenze profondamente diverse. Qui si parlerà principalmente della situazione estiva omettendo le conseguenze invernali a livello meteorologico nello specifico.

1.7.3 Cenni sulle Funzioni Ortogonali Empiriche

Trattiamo brevemente lo strumento statistico delle Funzioni Ortogonali Empiriche (abbreviato con EOFs, Empirical Orthogonal Functions in inglese). L'analisi delle EOFs ha come scopo il trovare un numero relativamente basso

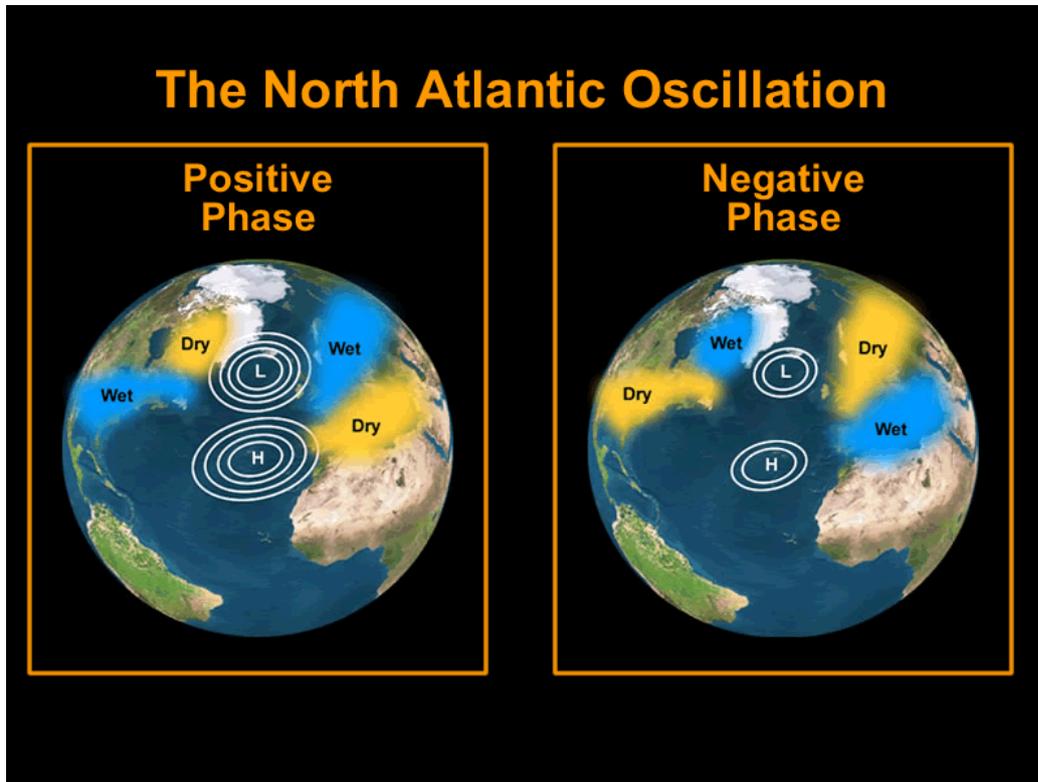


Figura 1.11: I due massimo e minimo di pressione, l'Anticiclone delle Azzorre (in basso, indicato con High) e la depressione d'Islanda (indicata con low) e i loro andamenti in fase di indice NAO positivo o negativo (Attenzione: la figura fa riferimento alle conseguenze invernali a livello geografico, di cui si omette la spiegazione per brevità). Fonte: muchadoaboutclimate.wordpress.com/2013/09/06/the-north-atlantic-oscillation/

di variabili indipendenti, che trasmettono quanta più informazione originale possibile senza ridondanza, tramite una scomposizione di un segnale in funzione di funzioni ortogonali determinate dai dati stessi (Yu, 2003).

Questo strumento può essere usato per esplorare la struttura della variabilità di un campo in maniera obiettiva, e analizzare le relazioni entro un set di variabili. In sostanza, l'analisi usa un set di funzioni ortogonali (le EOFs, per l'appunto) per rappresentare un campo Z variabile nello spazio e nel tempo nel seguente modo:

$$Z(x, y, t) = \sum_{k=1}^N PC_k(t) \cdot EOF_k(x, y) \quad (1.1)$$

dove $PC_k(t)$ rappresenta la componente principale, in parole povere la varia-

bilità temporale del campo Z presa "singolarmente" dopo la scomposizione, di ordine k . $EOF_k(x, y)$, invece, è la funzione ortogonale empirica, chiamata anche l'autovettore di ordine k , ed esprime la variabilità spaziale del campo. All'aumentare di k viene fornita sempre meno informazione originale in percentuale. Infatti, generalmente viene usato principalmente il primo termine della sommatoria, che esprime comunque gran parte della variabilità spaziale e temporale del campo.

1.7.4 Summer NAO - Indicazioni operative

Abbiamo quindi detto che l'NAO è derivato dalla differenza di Sea Level Pressure fra i due centri di bassa e alta pressione, generalmente Reykjavik e Lisbona ma comunque fissati convenzionalmente.

Ad ogni modo si ha una definizione statistica molto importante e utilizzabile operativamente per poter studiare le teleconnessioni con gli altri climi o con altri fenomeni atmosferici. Infatti, l'NAO è la prima funzione ortogonale empirica dell'anomalia di pressione a livello del mare calcolata in un certo intervallo temporale. Per ricondurci a quanto spiegato nella Sezione 1.7.3, possiamo paragonare il campo $Z(x, y, t)$ alla SLP, e la prima EOF è proprio l'ultimo fattore all'interno della sommatoria nell'equazione 1.1 per $k = 1$.

Ho calcolato personalmente sia la prima EOF, per vedere l'andamento a livello spaziale della Summer North Atlantic Oscillation nell'area del nord Atlantico, che la cosiddetta time series dell'SNAO (l'indice al variare del tempo), ossia il primo fattore all'interno della somma dell'equazione 1.1 per $k = 1$. Saranno mostrate in un capitolo successivo.

Per quanto riguarda i mesi estivi, la maggior parte degli studi concordano sul prendere solamente i mesi di Luglio e di Agosto nel calcolo (C. K. Folland et al., 2009), trascurando quindi Giugno.

1.7.5 Principali zone di influenza estive

L'NAO in estate influenza significativamente l'area del nord Europa. I climi che caratterizzano l'Europa al di fuori dell'area Mediterranea sono sostanzialmente diversi da quello mediterraneo: come si può vedere sempre dalla Figura 1.12, il nord Europa può identificarsi più nelle fasce Cf o Df, di climi prettamente oceanici o continentali.

Questo tipo di clima è prevalentemente umido in tutti i periodi dell'anno e vede la stagione estiva come anzi una delle più ricche di precipitazione. Risente, durante l'estate, di perturbazioni provenienti dall'Oceano Atlantico o soprattutto di una serie di perturbazioni che può provenire dalla fusione temporanea della depressione d'Islanda (vedasi Sezione 1.4) con il vortice polare,

1.7. North Atlantic Oscillation in estate

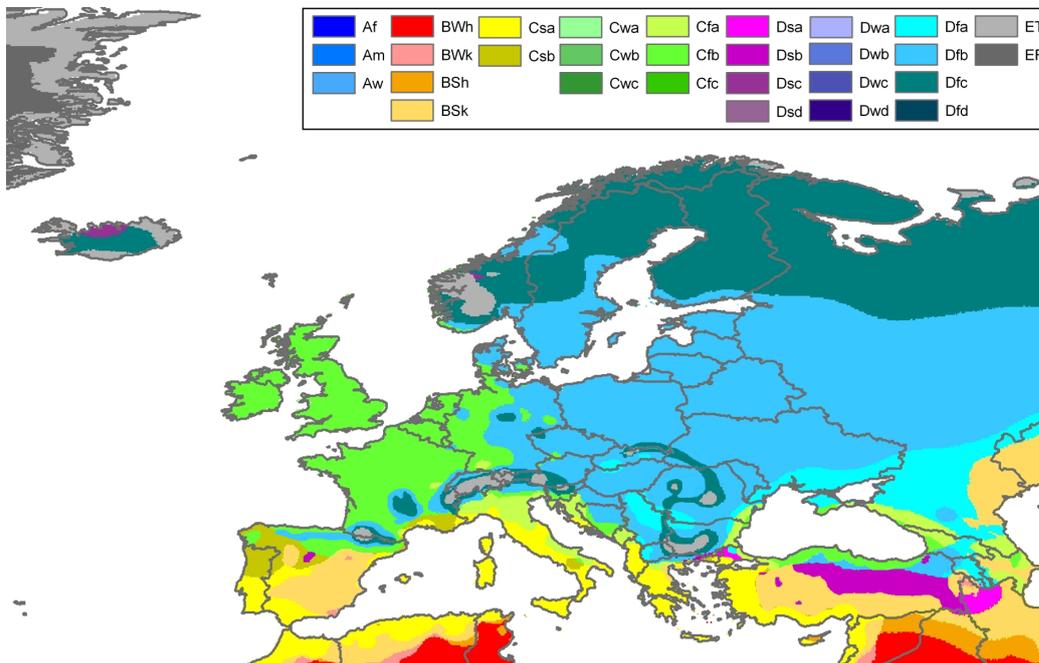


Figura 1.12: Mappa europea secondo la classificazione dei climi di Köppen con legenda, analoga alle precedenti. Fonte: commons.wikimedia.org/wiki/File:Europe_Koppen_Map.png

che diventa in questi casi il centro motore delle perturbazioni che dall'estremo nord Atlantico si spingono verso l'Europa. Più sporadicamente queste perturbazioni possono andare a lambire l'arco alpino o le zone balcaniche.

1.7.6 Effetti

Gli effetti più tangibili e intensi sono sempre stati analizzati solo per la stagione invernale, nella quale l'NAO è responsabile di gran parte della variabilità meteorologica nella regione nord Atlantica con conseguenze sull'intensità e direzione degli westerlies, e dunque variazioni notevoli nella distribuzione del vapore acqueo e delle precipitazioni, determinando intensità, numero e traiettoria delle perturbazioni e modificando l'aspetto termico sull'Europa. Per queste ragioni riguardo all'estate la situazione è sempre stata relativamente poco trattata in letteratura, fatta eccezione per gli ultimissimi anni. Recentemente, infatti, si è comunque osservata una variabilità del "dipolo" alta-bassa pressione, seppur con centro geografico in diversa posizione (Linderholm e C. Folland, 2017) e intensità dell'indice minore (rispetto all'inverno) (Bladé et

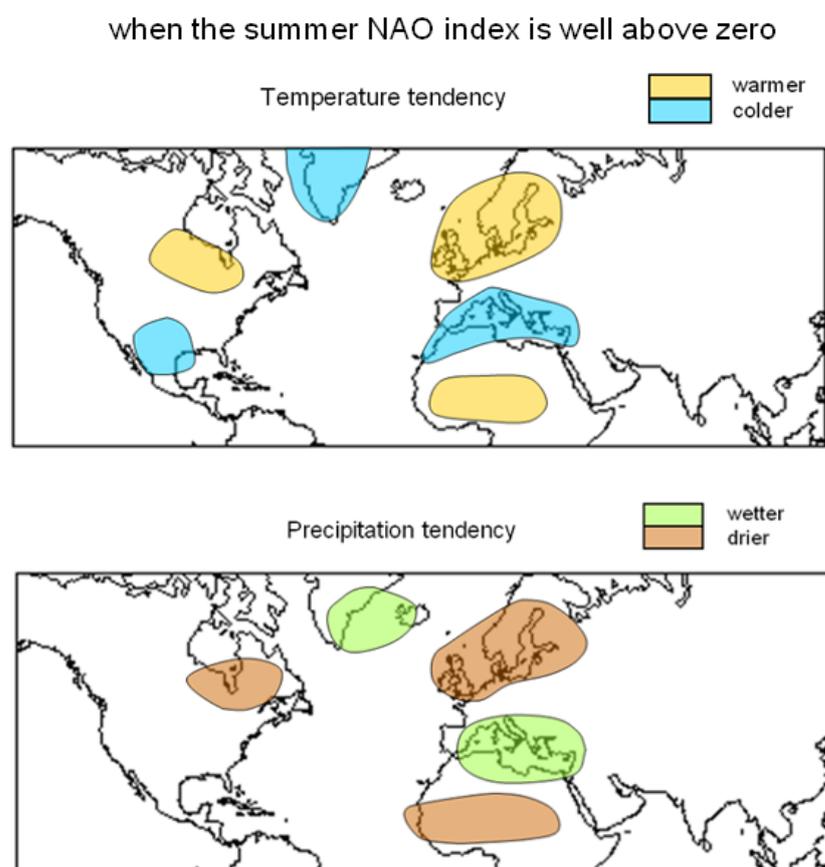


Figura 1.13: Le conseguenze, a livello generale, di fasi positive della summer NAO. Fonte: <https://www.metoffice.gov.uk/research/climate/seasonal-to-decadal/gpc-outlooks/ens-mean/nao-description>

al., 2012), che ha influenzato in misura non indifferente il clima e i fenomeni meteorologici del nord Europa e della regione mediterranea.

Si faccia molta attenzione alle figure 1.13 e 1.14: esse riassumono le conseguenze di un indice SNAO percettibilmente positivo o negativo. In primis si può notare che nelle zone di influenza sono compresi anche Canada settentrionale e Groenlandia, e Africa centro-settentrionale. Inoltre, nella sua fase positiva la SNAO è associata a condizioni anticicloniche sul nord Europa, portando un clima più caldo e secco. Situazione diametralmente opposta si verifica nell'area mediterranea, dove il clima è più umido e freddo rispetto al normale. Analogamente, nella sua fase negativa, gli effetti sono invertiti e l'estate mediterranea risulta ancor più calda e asciutta rispetto al normale, mentre rimane più fredda e piovosa in nord Europa. Le fasi positive e ne-

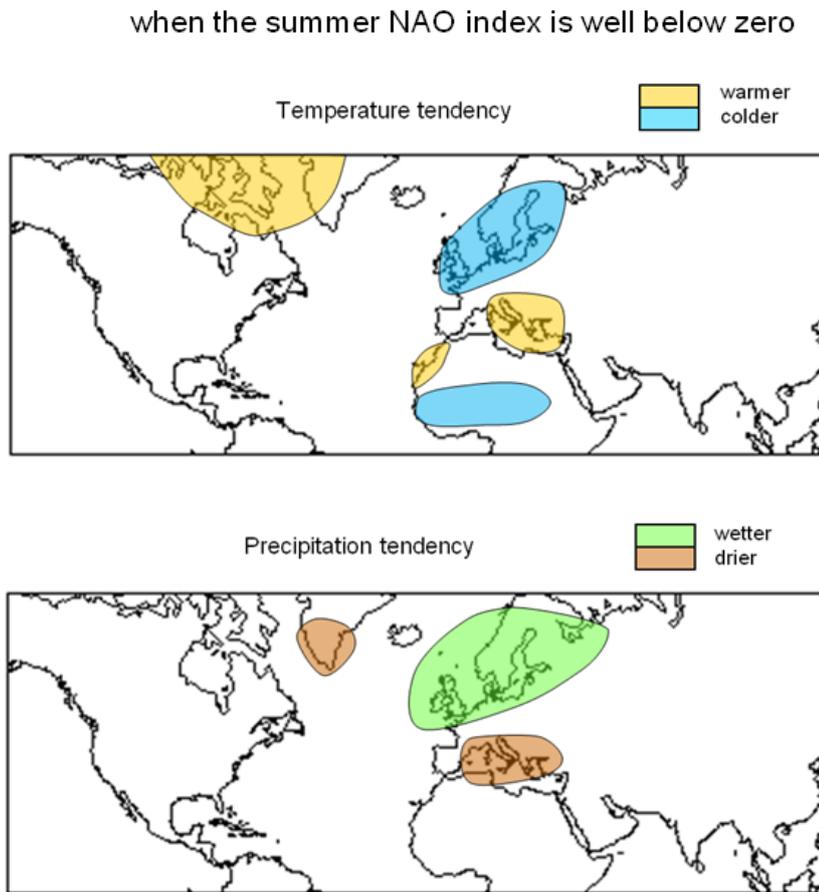


Figura 1.14: Le conseguenze, a livello generale, di fasi negative della summer NAO. Fonte: <https://www.metoffice.gov.uk/research/climate/seasonal-to-decadal/gpc-outlooks/ens-mean/nao-description>

gative possono intercambiarsi anche da anno in anno e anche solo per pochi anni (anzi, come vedremo in seguito, è proprio quello che accade nei fatti), e ciò contribuisce a definire la Summer North Atlantic oscillation, come anche la sua controparte invernale, come un'indice caratterizzato da una spiccata variabilità interannuale.

1.7.7 Il sea ice e la relazione Artico/SNAO

Un'altra importante relazione è quella fra la North Atlantic Oscillation e il clima artico estivo: nella caratterizzazione del clima delle latitudini polari è indispensabile parlare di sea ice.

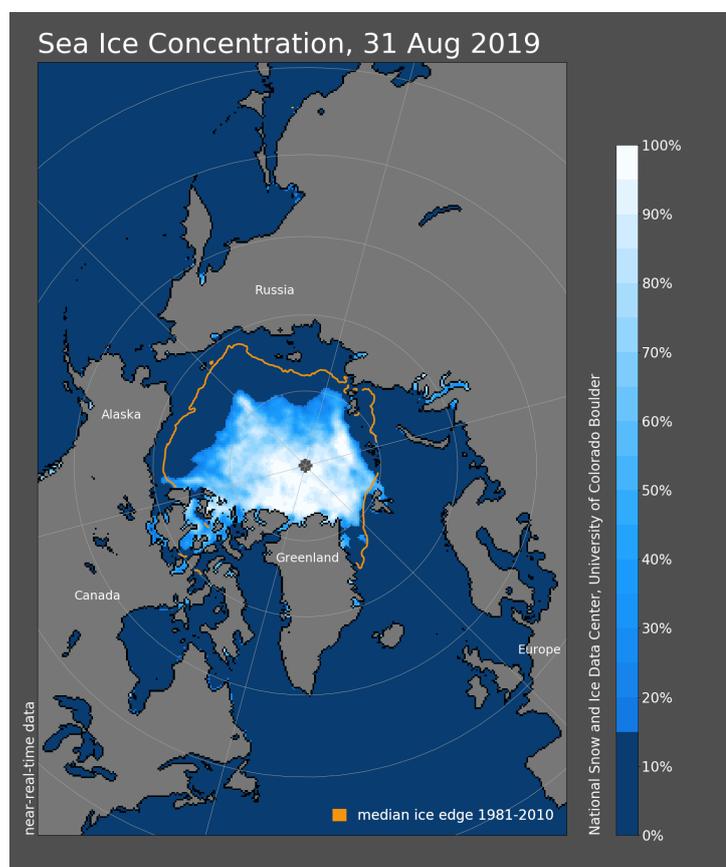


Figura 1.15: Estensione del sea ice, con relative percentuali in oceano, aggiornato al 31 Agosto 2019. In giallo, l'estensione media per il periodo 1981-2010. Fonte:https://nsidc.org/data/seaice_index/images/daily_images/N_daily_concentration_hires.png

Sea ice, o ghiaccio marino in italiano, è il termine usato per indicare l'acqua dell'oceano che congela e affiora in superficie. Mediamente, sono interessati alla formazione, permanenza e scioglimento del sea ice circa 25 milioni di chilometri quadrati (University of Colorado, 2018), un'area equivalente a più del doppio di quella dell'intero Canada, ma con, chiaramente, sostanziali variazioni nell'estensione durante il corso dell'anno, all'alternarsi delle stagioni, con minimi relativi nella tarda estate (fine Agosto/Settembre). È ormai risaputo che l'estensione del ghiaccio marino si stia riducendo a causa del riscaldamento globale, e cercheremo di capire la relazione fra Summer North Atlantic Oscillation e clima artico/sea ice.

A scopo illustrativo, in Figura 1.15 si può vedere l'attuale estensione dell'oceano in cui è presente ghiaccio marino, a concentrazioni via via più

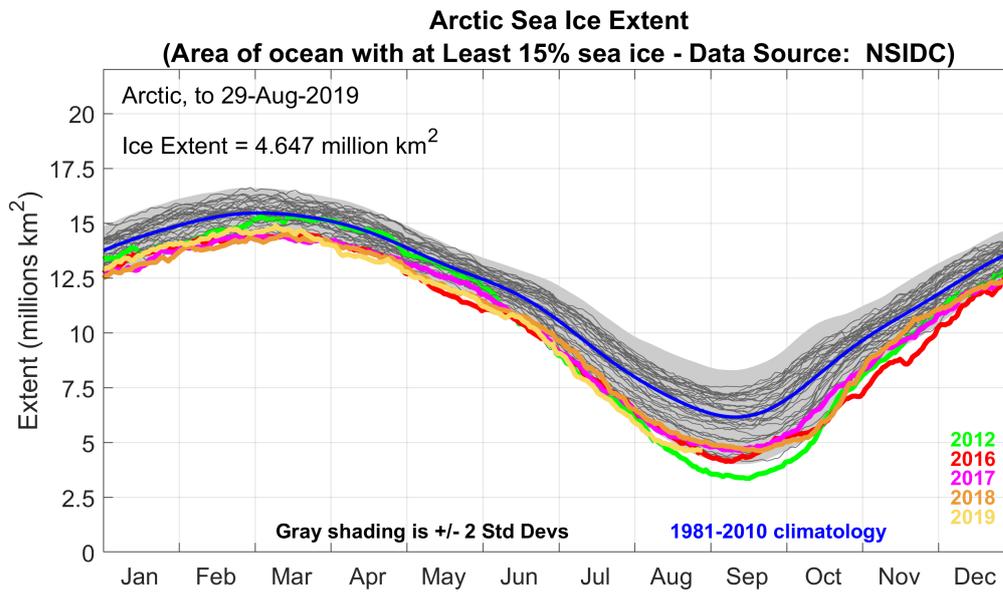


Figura 1.16: Variabilità annuale dell'estensione del ghiaccio marino artico. In blu scuro, la media 1981-2010, con sfumature in grigio comprendente due deviazioni standard. Fonte: http://akclimate.org/sites/Default/Files/NH_seaice_extent-2019-8-29.png

elevate con colori più chiari. In Figura 1.16, invece, osserviamo il tipico andamento del sea ice nell'arco dell'anno, con i massimi a fine inverno e i minimi, come già accennato, a fine estate. Si nota come negli ultimi anni l'estensione è ulteriormente calata rispetto al passato.

Capitolo 2

Metodologia e indicazioni operative

2.1 Introduzione

Questo capitolo riassume le nozioni di statistica indispensabili per l'analisi effettuata i risultati ottenuti. Sono inoltre descritti i dati utilizzati e la definizione statistica/operativa degli indici e delle grandezze da me analizzate.

2.2 Definizioni delle grandezze meteorologiche

Le variabili atmosferiche che ho analizzato sui vari dataset sono:

- precipitazione;
- Sea Level Pressure (SLP), ossia la pressione atmosferica al livello del mare;
- U850 e V850, componenti orizzontale e meridionale del vento nella bassa troposfera a 850mb (ossia a circa 1-1,5 km di quota);
- omega500, ossia la velocità verticale in coordinate di pressione, a 500mb (ossia a circa 5,5 km di quota);
- temperatura +2m, ossia prossima alla superficie a un'altezza di riferimento di circa 2m.

Nei capitoli successivi verranno esaminate queste grandezze in vari periodi temporali. In particolare, per una determinata variabile, bisogna specificare le definizioni di:

- **Climatologia:** è la variabile in questione mediata in un certo range temporale solitamente specificato (in genere gli ultimi 30 o 40 anni);
- **Anomalia:** è la variabile di un database (che potrebbe anche essere una media mensile, come spessissimo succede in questo testo) al quale è stata sottratta la climatologia.

2.3 Dati utilizzati

2.3.1 Reanalisi

La gran parte dei dati che ho utilizzato sono presi dal database americano NOAA ESRL, ossia dal laboratorio Earth System Research Laboratory (ESRL) della National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), l'agenzia federale americana più importante nel campo della meteorologia, oceanografia e climatologia. A sua volta possiamo dividere i dati di questo lavoro in tre tipi:

- quelli provenienti dalle reanalisi NCEP/NCAR (da quelli NOAA, appunto): le reanalisi fanno parte di un dataset globale costantemente aggiornato che rappresenta lo stato dell'atmosfera e della superficie terrestre, incorporando osservazioni e gli output di modelli numerici di previsione del tempo. Sono il prodotto comune dei lavori dei National Centers for Environmental Prediction (NCEP) e del National Center for Atmospheric Research (NCAR), tutti statunitensi.
- i dati provenienti dal governo indiano sulla quantità di precipitazione caduta su tutta l'India; sono organizzati in singoli mesi o in stagioni e coprono un intervallo molto vasto, dal 1871 al 2016.
- i dati GPCC (Global Precipitation Climatology Center) per la precipitazione dal 1901 al 2016 (solo dati su terra), anch'essi presenti nel database ESRL NOAA.

Tutti i dati hanno una risoluzione spaziale di 2.5° per 2.5° , quindi sia in latitudine che in longitudine, distribuiti su tutto il globo, e sono medie mensili della relativa variabile.

2.3.2 Esperimenti numerici

Nell'ultima parte del lavoro sono stati anche utilizzati dei dati ottenuti dal modello CMCC-CM2-HR4, nella sola componente atmosferica, del Centro

Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici (CMCC), appartenente ai modelli del tipo Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP) (World Climate Research Programme, 2018). Questo consta di due esperimenti (chiamati successivamente EXP1 e EXP2): mentre in EXP1 la Sea Surface Temperature (SST) e la concentrazione di sea ice sono prescritte seguendo l'andamento osservato nel range temporale 1979-2014, in EXP2 la SST è identica ma il sea ice, nella zona dell'Artico, è climatologico: ciò significa che non varia nel tempo e corrisponde ogni anno alla climatologia dell'estensione del ghiaccio marino calcolata sempre nel periodo 1979-2014 (Cherchi, Fogli et al., 2019).

Dal database si possono estrapolare molte variabili, fra cui Sea Level Pressure, omega500, precipitazione totale e temperatura in prossimità della superficie, da me analizzate. Come per le rianalisi NCEP/NCAR utilizzate, anche questi dati sono globali ma, a differenza di queste ultime, hanno sempre come range temporale il periodo 1979-2014. Dunque è possibile capire come lo scioglimento del ghiaccio marino influenzi le variabili atmosferiche e, soprattutto come vedremo nel caso della nostra analisi, le correlazioni fra queste variabili e la time series SNAO.

2.4 Metodi di analisi

2.4.1 Correlazione e mappe di correlazione

Diverse mappe che si vedranno nel corso del lavoro saranno delle cosiddette mappe di correlazione.

Come correlazione si intende qui il coefficiente di correlazione di Pearson, fra due serie di valori X e Y , che ha valori compresi fra -1 e $+1$. Mentre quest'ultimo valore indica una correlazione massima, -1 indica una massima anticorrelazione. È calcolato come segue:

$$r = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} \quad (2.1)$$

Con σ_{xy} la covarianza fra la serie X e la serie Y , e σ_x e σ_y le due deviazioni standard delle due serie rispettivamente.

Detto questo, una mappa di correlazione è una mappa terrestre fatta con la correlazione, secondo Pearson, calcolata per ogni punto di griglia: questo perché per ogni punto di griglia si ha una X serie di tot valori, ossia un valore all'anno nel nostro caso, e una Y serie dell'altra variabile da correlare alla prima.

2.4.2 Definizione di Sliding Correlation

Un altro importante tipo di grafico che andremo ad analizzare è quello della **Sliding Correlation**: in sostanza, si tratta di una mappa di correlazione mediata spazialmente su una certo range di latitudini e longitudini, dimodoché si ottiene un punto per ogni range temporale desiderato, e si guarda l'evoluzione di questa correlazione mediata al variare del range temporale. Quest'ultimo, nelle mappe che andremo ad osservare, varia di anno in anno su di un range di 30 anni (in poche parole, 1948/78, 1949/79, 1950/80 ecc.) Se ne osserverà un chiaro esempio nel capitolo successivo.

Capitolo 3

Analisi climatologica

Inizialmente ho cercato di capire come usare i dati delle rianalisi NCEP/NCAR per poter avere un quadro di come fosse andata l'estate in Europa e nella zona mediterranea negli ultimi tempi. Ho dunque iniziato a graficare e analizzare la climatologia, per gli ultimi 30 anni, delle principali variabili atmosferiche. L'area che ho preso in considerazione è comprendente anche dell'Africa settentrionale e dell'Asia occidentale, fino ad arrivare all'India.

3.1 Sea Level Pressure

Per quanto riguarda la pressione a livello del mare, si possono già delineare le principali caratteristiche del periodo estivo (Figura 3.1a): l'anticiclone delle Azzorre sulla sinistra, con i massimi di pressione proprio nel pieno oceano Atlantico Settentrionale, e la depressione d'Islanda a nord, con minimi di pressione (pur non troppo bassi in valore assoluto). Si noti la situazione nella zona interessata dal monzone estivo in Asia, dove infatti i valori di SLP medi sono piuttosto bassi, in linea con la presenza del monzone estivo. Nel Sahel, che ha inizio a sud del Sahara prima dell'Africa equatoriale, osserviamo pressioni atmosferiche minori rispetto ai dintorni a causa del monzone africano (Parker et al., 2005).

A titolo illustrativo, è bene confrontare la situazione con quella invernale: in Figura 3.1b si può vedere una mappa analoga alla 3.1a ma per il periodo DJF (Dicembre, Gennaio e Febbraio): di nuovo ci sono i due centri di pressione alta e bassa nella zona delle Azzorre e dell'Islanda, ma i minimi di SLP sulla depressione d'Islanda sono visibilmente più accentuati in virtù della sua maggiore influenza e potenza. Molto importante è anche la presenza di una vasta area anticiclonica nell'Asia centrale e settentrionale, ossia l'anticiclone russo-siberiano, che ha come conseguenze una forte stabilità atmosferica per

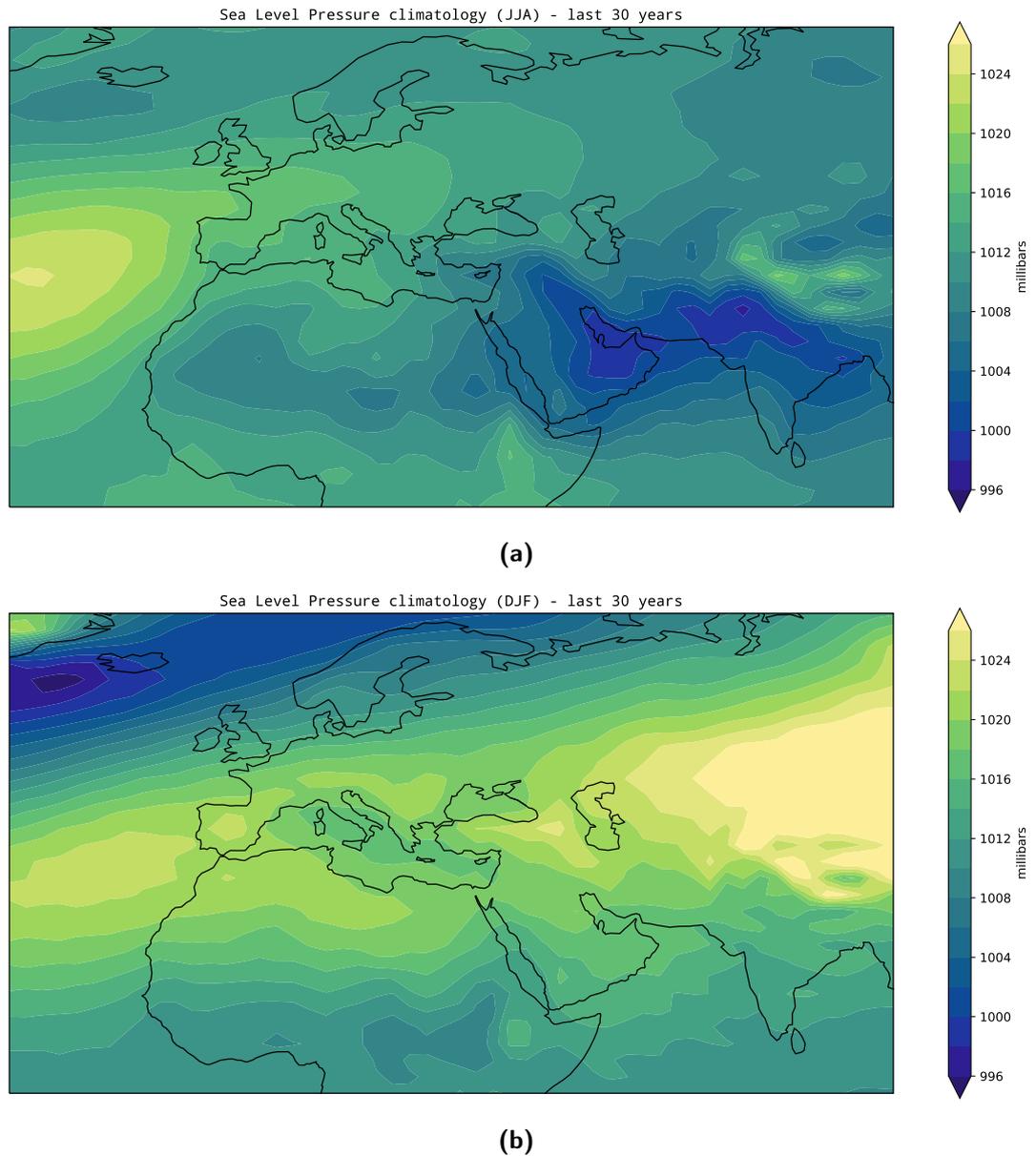


Figura 3.1: (a) Climatologia JJA (Giugno, Luglio e Agosto) della Sea Level Pressure, nel periodo 1989-2018. (b) Mappa analoga alla Figura 3.1a, ma per i mesi invernali DJF (Dicembre, Gennaio e Febbraio)

tutta la stagione invernale. Le pressioni medie della zona che durante l'estate è interessata al monzone asiatico verte verso valori più intermedi rispetto al periodo Giugno-Luglio-Agosto.

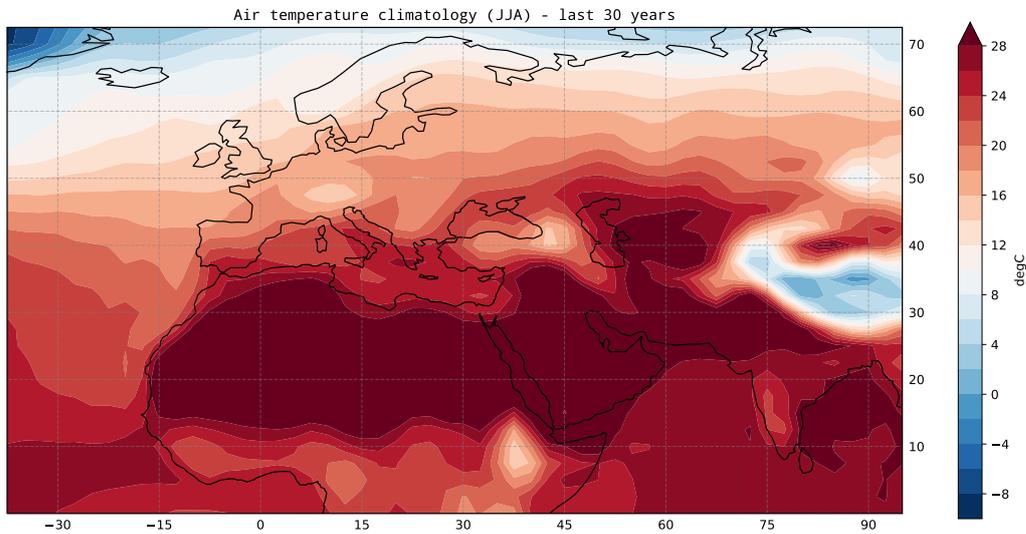


Figura 3.2: Climatologia JJA (Giugno, Luglio e Agosto) della temperatura dell'aria in prossimità della superficie, nel periodo 1989-2018.

3.2 Temperatura

Possiamo esaminare anche, tornando a un discorso puramente estivo, la mappa climatologica della temperatura dell'aria (Figura 3.2). La variabile in questione è la temperatura prossima alla superficie terrestre, detta in gergo a livello σ 0.995. Questa notazione si usa spesso in fisica dell'atmosfera poiché permette di dividere l'atmosfera in livelli σ , coordinata verticale definita come il rapporto fra la pressione a un dato punto nell'atmosfera e la pressione alla superficie. Dunque, un livello 0.995 implica una forte vicinanza alla superficie (pochi metri al di sopra).

In questa mappa possiamo osservare le alte temperature medie estive sopra le zone desertiche dell'emisfero boreale e la maggior temperatura media, a grandi linee, nel Mediterraneo orientale piuttosto che in quello occidentale. Un altro fatto rilevante è la temperatura sopra l'oceano Indiano, più elevata di quella dell'oceano Atlantico a parità di latitudine, sopra i 10° N.

3.3 Precipitazione

Un'altra mappa climatologica molto rilevante è quella della precipitazione estiva (Figura 3.3), misurata in mm/giorno. Si nota la totale mancanza di pioggia o quasi nella zona mediterranea, al contrario di ciò che succede in Europa settentrionale, proprio come suggerisce la letteratura.

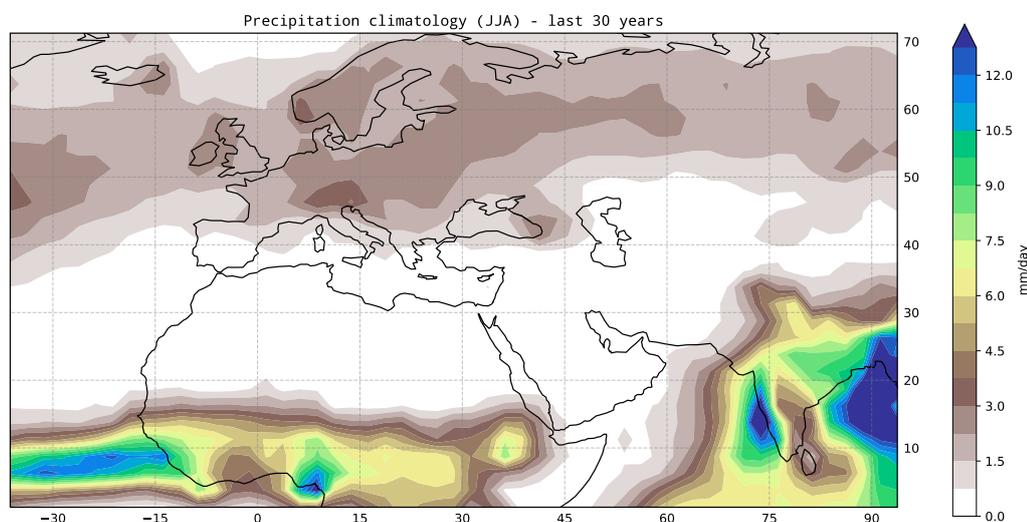


Figura 3.3: Climatologia JJA (Giugno, Luglio e Agosto) della precipitazione, nel periodo 1989-2018.

Si osservi la marcata differenza nell’Africa centrale, interessata a precipitazioni a carattere più continuativo, e soprattutto alla zona dell’Asia sudorientale: si nota chiaramente la presenza del monsonone.

3.4 Vento

Altra importante variabile di cui si può analizzare l’andamento JJA è il vento. Nelle figure 3.4a e 3.4b possiamo osservare il vento a quota 850mb zonale e meridionale. In questo modo, si possono notare alcune cose rilevanti:

- l’intensità degli westerlies che percorrono l’oceano Atlantico, che si fanno strada fra la depressione d’Islanda e l’Anticiclone delle Azzorre che presentano valori elevati di ventilazione solo lontano dai centri. Si vede bene questo fenomeno in figura 3.4a, poiché il minimo della depressione islandese abbiamo visto essere leggermente a sudovest dell’Islanda per lo stesso periodo (Figura 3.1a), che infatti presenta valori medi di vento sia zonale che meridionale prossimi allo zero. Ragionamento analogo si fa per l’anticiclone delle Azzorre.
- Ad ogni modo i venti sono di prevalenza orientale nella maggiorparte del continente europeo, tendendo poi a virare verso sud nella zona del Mediterraneo orientale (come si vede in 3.4b)

3.4. Vento

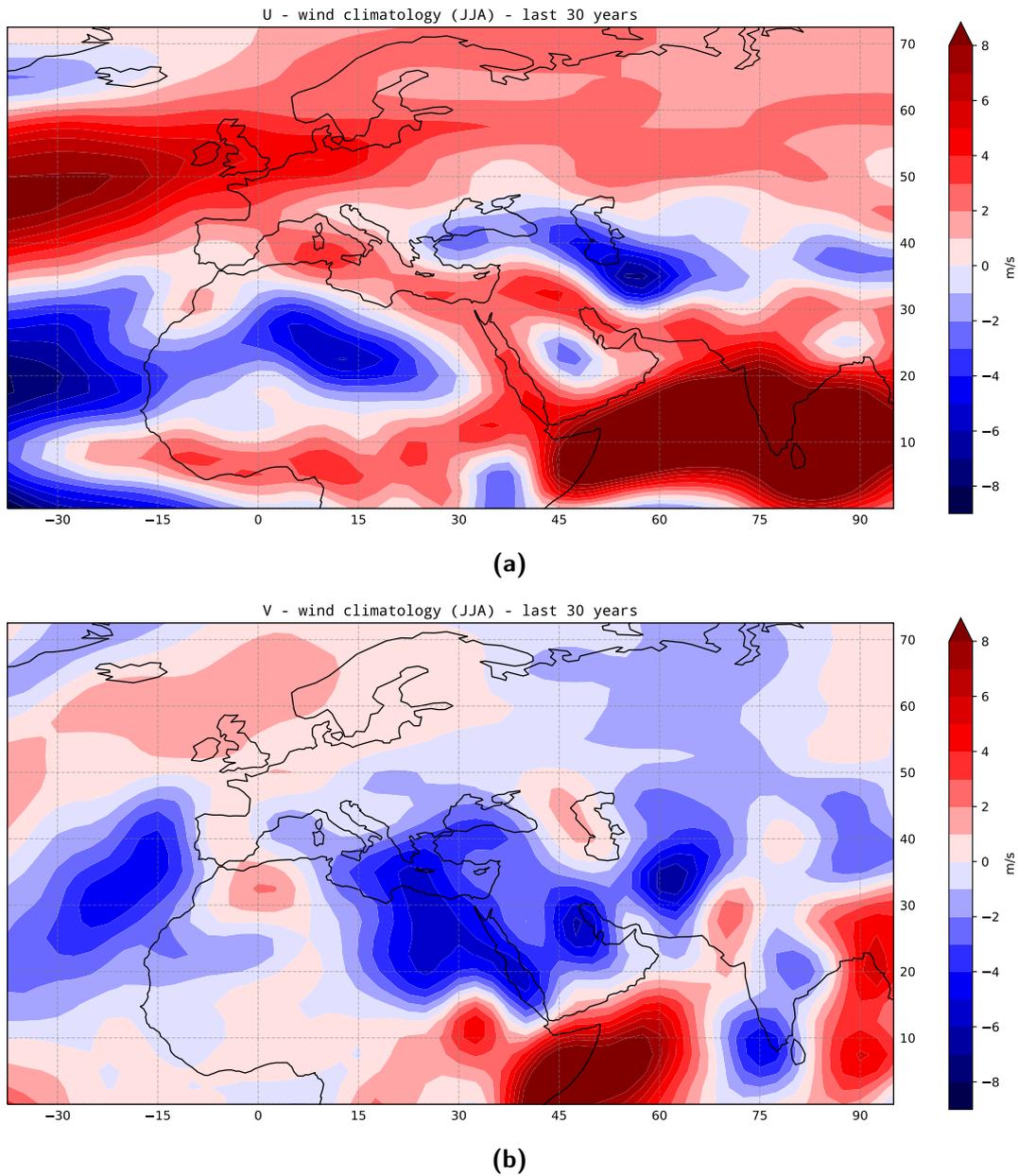


Figura 3.4: (a) Climatologia JJA del vento orizzontale, ad una quota di 850mb. (b) Mappa analoga alla Figura 4.1a, ma per il vento meridionale (rosso = venti verso nord, blu = verso sud).

- A partire dalla regione del Corno d’Africa fino ad arrivare all’India - e non solo - la componente orizzontale del vento diventa elevatissima. Ciò significa che avviene un grande trasporto di aria che, verso

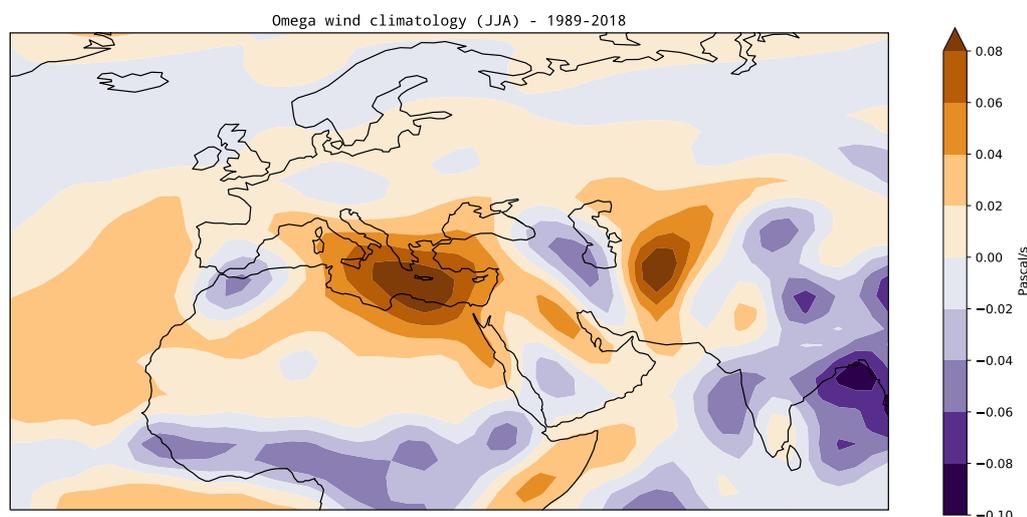


Figura 3.5: Climatologia JJA della componente verticale del vento in coordinate di pressione, nel periodo 1989-2018.

est, si carica di umidità nel passaggio nel caldo oceano Indiano e che si riversa nel subcontinente indiano. Anche nella mappa di V si vede come nel corno d’Africa i valori siano elevati, dando come risultante una componente fortemente nordorientale, mentre poi si annullano andando verso est, tenendo come componente privilegiata quella orientale almeno in linea generale, procedendo lungo la costa indiana e tenendo conto dell’orografia.

Passiamo ora all’analisi di un’altra mappa molto importante: quella della climatologia dell’omega500 negli ultimi 30 anni. Si badi al fatto che l’omega è positiva per vento discendente (arancio), negativa per vento ascendente (indaco). Si vede bene la subsidenza nel Mediterraneo orientale di cui abbiamo parlato nei capitoli precedenti, effetti molto simili anche nel deserto del Kizilkum, e un’omega mediamente negativa in tutta la zona monsonica (india e sudest asiatico), dove infatti assistiamo ad una forte ascesa dell’aria oceanica per convezione. Da ciò che abbiamo detto precedentemente sulla zona dell’Africa equatoriale, soggetta comunque a precipitazione intensa, possiamo constatare un’omega tendenzialmente negativa, come succede sulla parte settentrionale dell’oceano Indiano.

Capitolo 4

Mappe di correlazione e teleconnessioni

4.1 All-India Rainfall Index

L'analisi di tutte le mappe climatologiche affrontata nel capitolo precedente e lo studio dei vari fenomeni teorici ha portato poi a chiedersi se ci fosse una relazione che correlava le varie grandezze atmosferiche fra di loro anche fra punti distanti: è proprio con la definizione di teleconnessione che possiamo rispondere a questa domanda. Ho dunque provato a analizzare la correlazione fra l'All-India Rainfall Index (Figura 1.10) e l' ω_{500} (Figura 3.5), o meglio la sua anomalia, e osservare la variabilità di questa teleconnessione negli anni.

Osservando la figura, si nota come la teleconnessione abbia mostrato una certa variabilità negli ultimi 70 anni. Mentre nel range 1948-1977 (Figura 4.1a) si può notare come la subsidenza nel Mediterraneo orientale sia stata correlata visibilmente con il monzone asiatico (che fa presentare infatti, nella regione indiana, valori di anticorrelazione molto elevati), in tempi più recenti, nel range 1987-2016 (Figura 4.1b), la subsidenza che abbiamo osservato in figura 3.5 non sembra essere più dovuta dal meccanismo "monsoon-desert" o alla presenza del monzone nel subcontinente indiano.

Statisticamente parlando, è lecito chiedersi quanto sia significativo il risultato che abbiamo ottenuto negli anni: nelle mappe 4.2 possiamo vedere dati filtrati per correlazioni con una significatività almeno al 90%. Nella prima osserviamo un chiaro esempio di come, nel periodo 1965-1994, la subsidenza nel Mediterraneo sia stata certamente significativa e dunque sicuramente teleconnessa al monzone indiano. Nella seconda, invece, che è la stessa mappa di Figura 4.1b ma col filtro ai soli dati statisticamente significativi, la

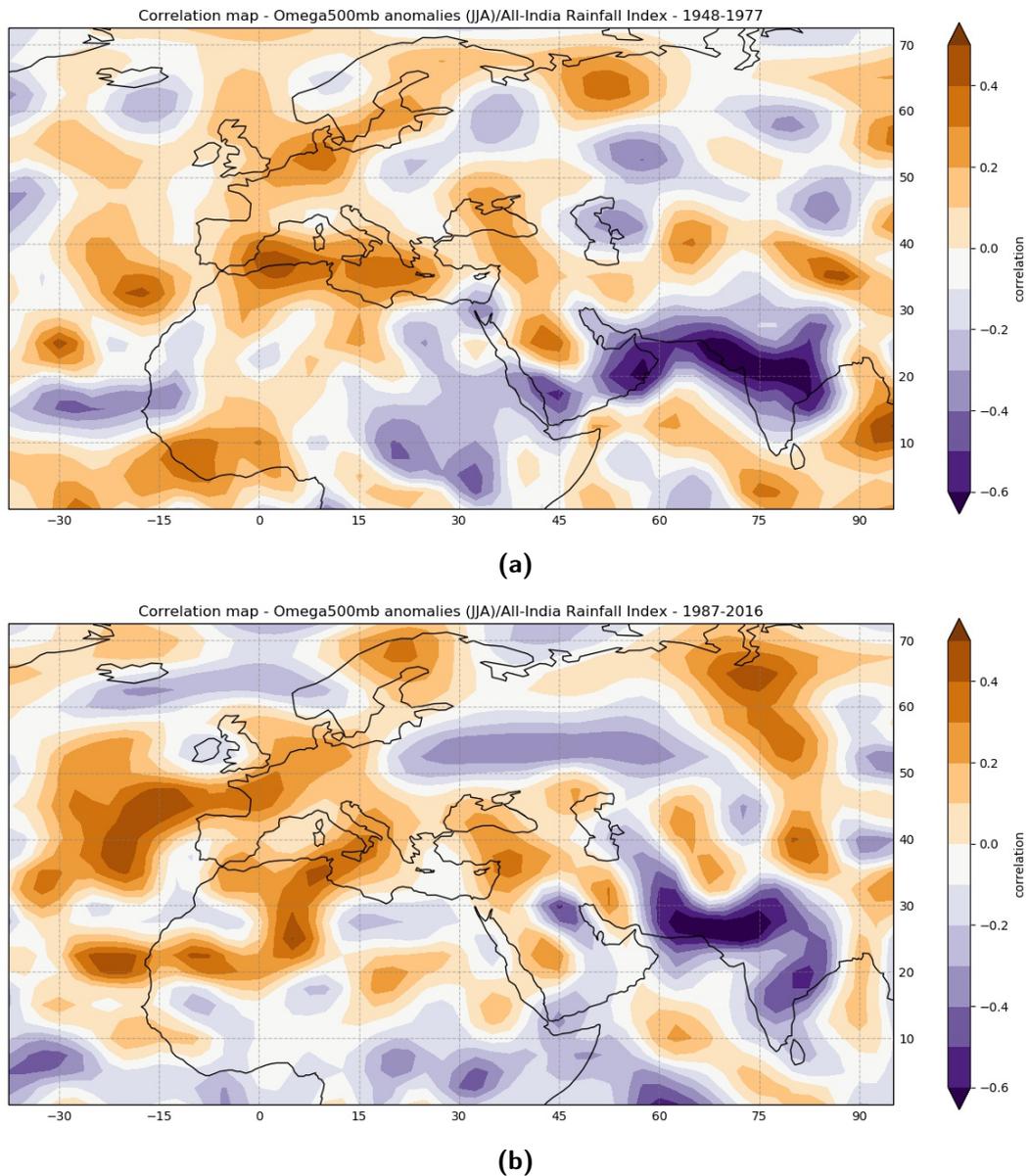


Figura 4.1: Mappe di correlazione fra l'anomalia di omega500 e l'All-India Rainfall Index, per il periodo 1948-1977 (a) e per il periodo 1987-2016 (b).

subsidenza non può essere ricondotta al meccanismo "monsoon-desert".

Un'altra mappa che può essere piuttosto utile, anche se esplicativa di un'area relativamente limitata, è quella che rappresenta la cosiddetta Sliding Correlation (se ne è parlato nella Sezione 2.4.2). In questa figura sono stati mediati tutti i valori di correlazione nell'intervallo spaziale $32^{\circ} - 38^{\circ}N$,

4.1. All-India Rainfall Index

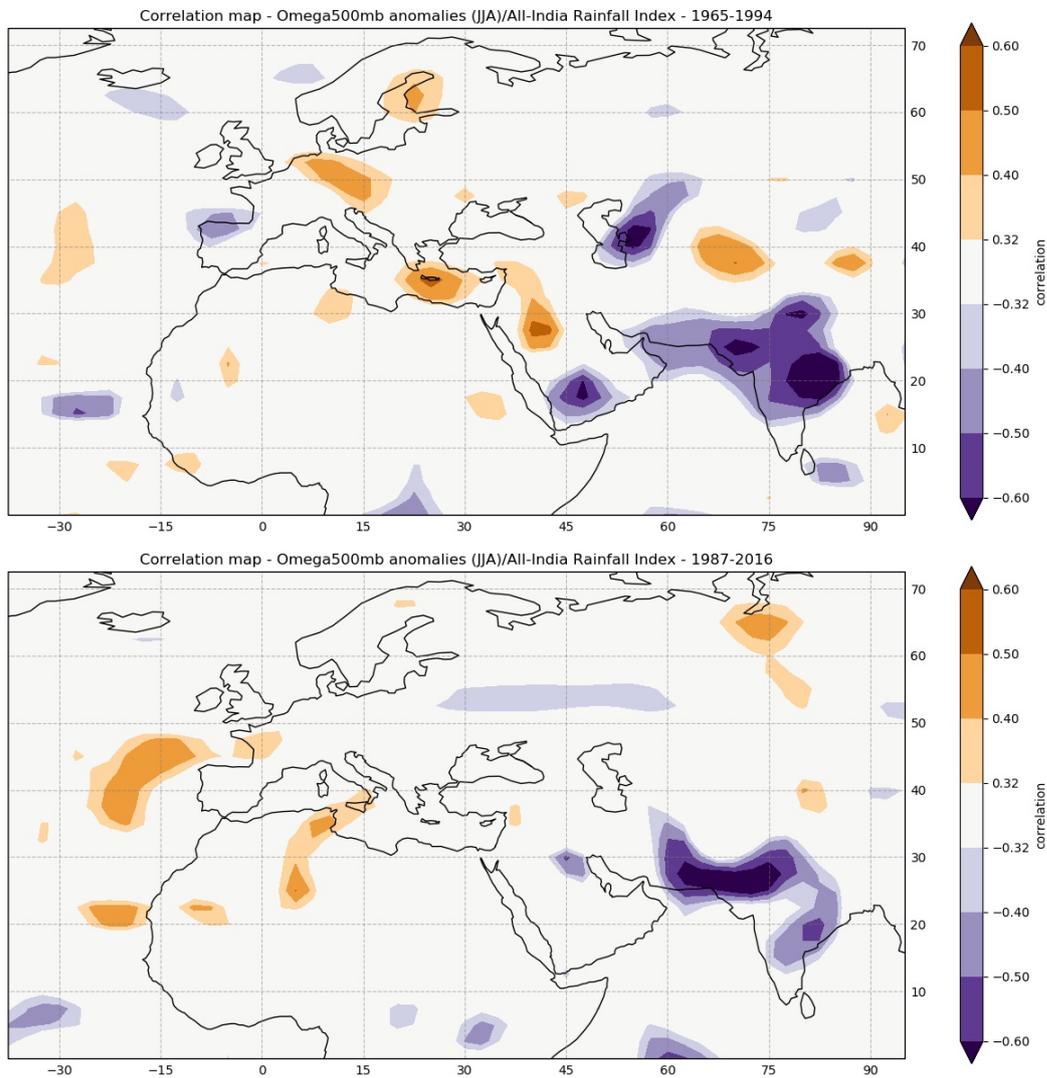


Figura 4.2: Mappe di correlazione fra l'anomalia di omega500 e l'All-India Rainfall Index, come nel caso precedente, ma con filtro sui dati non significativi al 90%, per il periodo 1965-1994 (a) e per il periodo 1987-2016 (b).

$22^{\circ} - 30^{\circ}E$ (a ordinate), in range trentennali a partire dal range 1948-77, in cui ogni timestep rappresenta l'avanzare di questo range fino all'ultima ascissa, il range 1987-2016. Questa è mostrata in Figura 4.3. Il p-value, il quale è un chiaro segnale del valore della significatività del dato (visto che la significatività è 1 meno il valore del p-value), sale marcatamente al di sopra del venticinquesimo timestep, che corrisponde al range temporale 1973-2002, per poi rimanere dunque troppo elevato corrispondendo, difatti, a valori di

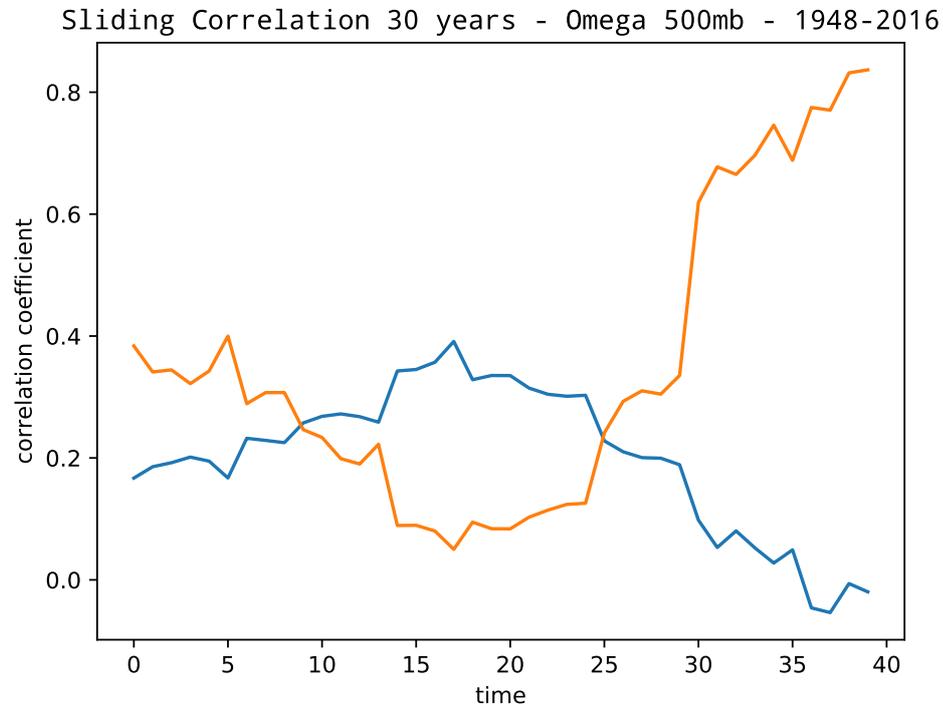


Figura 4.3: Sliding correlation fra l'omega500 e l'All-India Rainfall Index (in blu) e p-value del dato ottenuto (in marrone), per il settore $32^{\circ} - 38^{\circ}N$, $22^{\circ} - 30^{\circ}E$. i dati significativi al 90% sono quelli per cui il p-value ha valori inferiori a 0,1.

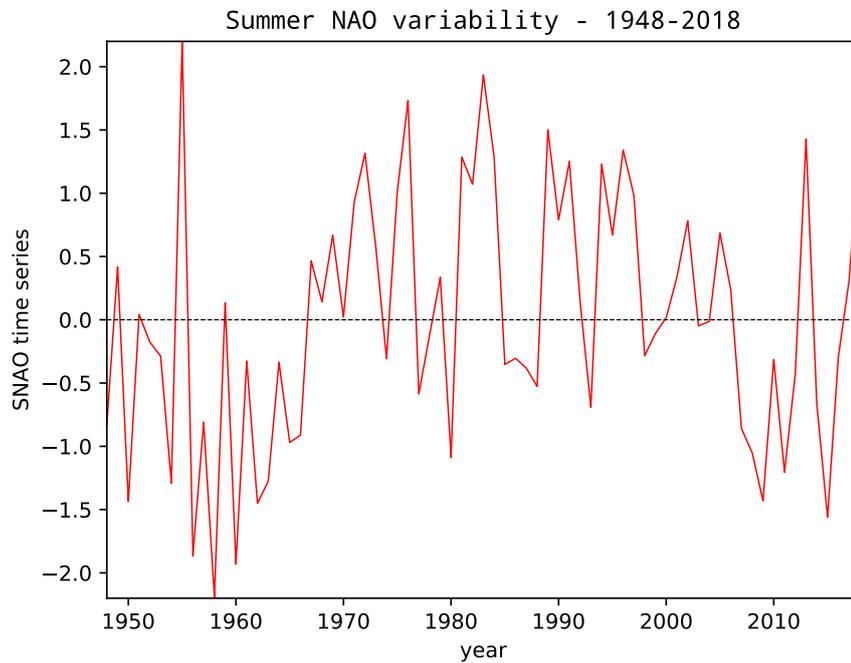
correlazione media sotto 0.1, troppo bassi per poter affermare la presenza di una teleconnessione fra il "monsoon-desert" e la subsidenza nel Mediterraneo.

C'è comunque da precisare che, essendo l'intervallo spaziale preso in considerazione nella media piuttosto limitato, questa analisi di Sliding Correlation non tiene conto di valori elevati di correlazione al di fuori del cuore del Mediterraneo Orientale, che invece sono osservati nella mappa di correlazione 1948-77 (Figura 4.1a) e in range trentennali successivi (non mostrati), benché ciò non si verifichi in ogni caso in intervalli temporali più recenti.

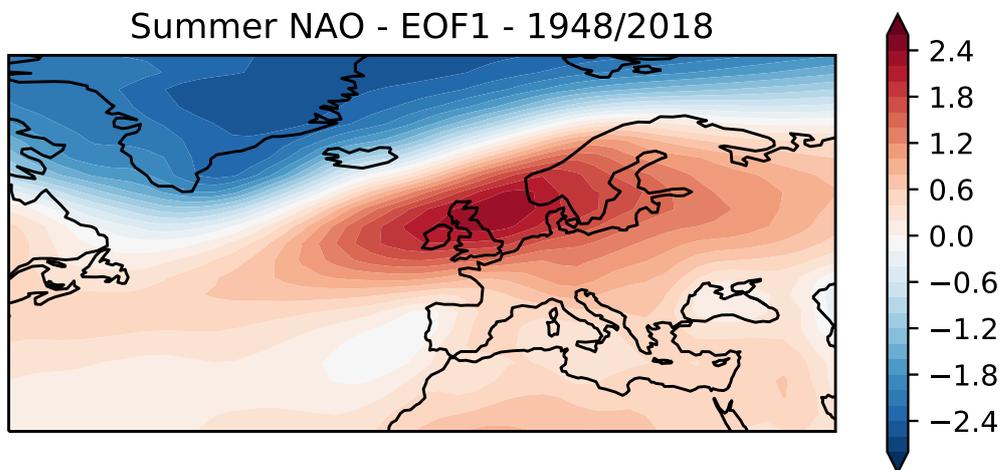
4.2 Summer North Atlantic Oscillation

La North Atlantic Oscillation in estate è sicuramente uno dei principali modi di variabilità che influenzano tutta l'area del Mediterraneo e il bacino del nord Atlantico, come abbiamo visto in un capitolo precedente. Il nostro obiettivo è quello di studiare la variabilità della SNAO negli ultimi decenni,

4.2. Summer North Atlantic Oscillation



(a) Time series della Summer NAO dal 1948 al 2018.



(b) SNAO per l'Europa dal 1948 al 2018, intesa come prima funzione ortogonale empirica del campo medio di SLP.

in Europa e nell'area mediterranea, e di capire se l'indice è responsabile di una teleconnessione nel fenomeno di subsidenza atmosferica per il Mediterraneo orientale e se anche questa sia variata nel tempo.

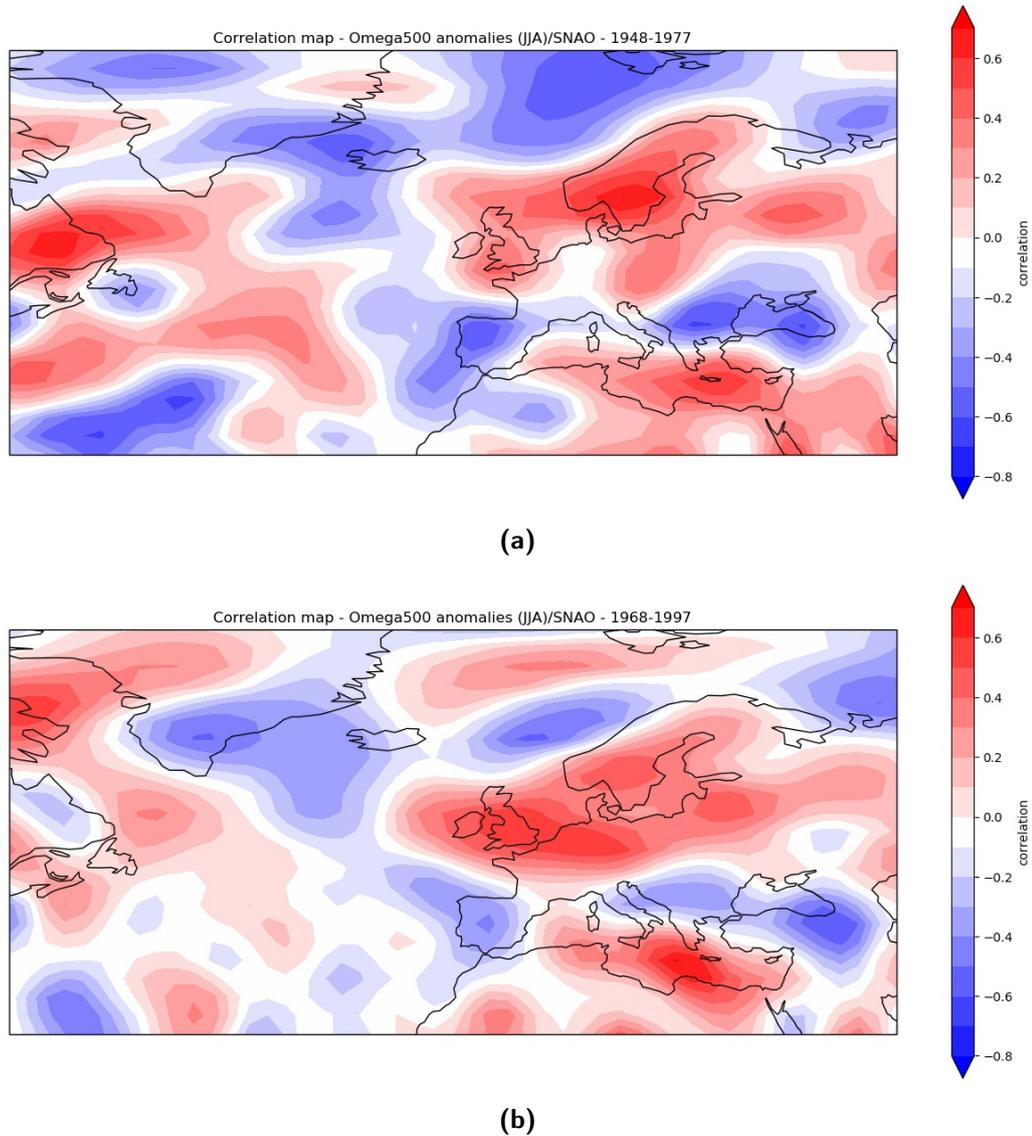


Figura 4.5: Mappe di correlazione fra l'anomalia di omega500 e la time series della Summer North Atlantic Oscillation, a titolo esemplificativo per il periodo 1948-1977 (a) e per il periodo 1968-1997 (b).

4.2.1 Rianalisi NCEP/NCAR

Prima di tutto osserviamo le due mappe relative alla SNAO nella sua variabilità temporale (Figura 4.4a) e nella sua variabilità spaziale (Figura 4.4b).

La prima mappa raffigura, come già detto nella sezione 1.7.4, la prima componente principale relativa alla prima EOF e ci mostra quanto varia la

4.2. Summer North Atlantic Oscillation

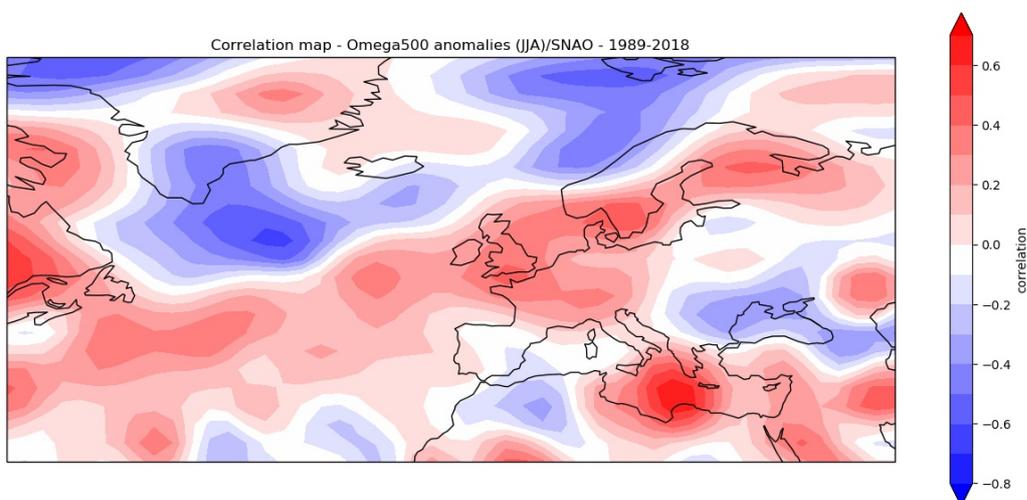


Figura 4.6: Mappa analoga alla precedente, ma avente range temporale gli ultimi 30 anni (1989-2018).

Summer NAO al variare del tempo. La seconda, invece, è la prima funzione ortogonale empirica della SLP media, per i mesi di Luglio e Agosto, nel periodo 1948-2018 (Sezione 1.7.4). Mostra SNAO e i suoi due "poli", quello positivo nel Mare del Nord tra isole Britanniche e Scandinavia, e quello negativo a nord dell'Islanda.

Tornando alla subsidenza nel Mediterraneo orientale, possiamo cercare di capire come questa sia influenzata dalla SNAO correlando la time series (Figura 4.4a) e l'anomalia dell'omega500, come fatto per l'All-India Rainfall Index. Al momento le mappe vengono realizzate tramite i dati provenienti dalle rianalisi NCEP/NCAR. In Figura 4.5a, 4.5b e 4.6 possiamo osservare mappe di questo tipo in vari range trentennali. Certamente le zone con la principale correlazione sono localmente in posizioni diverse, ma nel Mediterraneo orientale la velocità verticale è, generalmente, fortemente correlata con la time serie della Summer North Atlantic Oscillation.

Soprattutto, è molto importante notare che la persistenza di alti valori di correlazione nella zona interessata al fenomeno di subsidenza è continuativa fino ad oggi, senza accennare a diminuire. Dunque, la causa di essa negli ultimi 30 anni, difficilmente attribuibile al meccanismo "monsoon-desert", trova invece più terreno fertile nell'Oscillazione Nord Atlantica.

Ad ogni modo anche in altre zone d'Europa le correlazioni sono alte per lunghi periodi: Prima su tutta la zona del Mare del Nord, fra Isole Britanniche e Scandinavia, dove la velocità verticale è sempre o quasi significativamente correlata alla time series SNAO. Possiamo valutare la correlazione

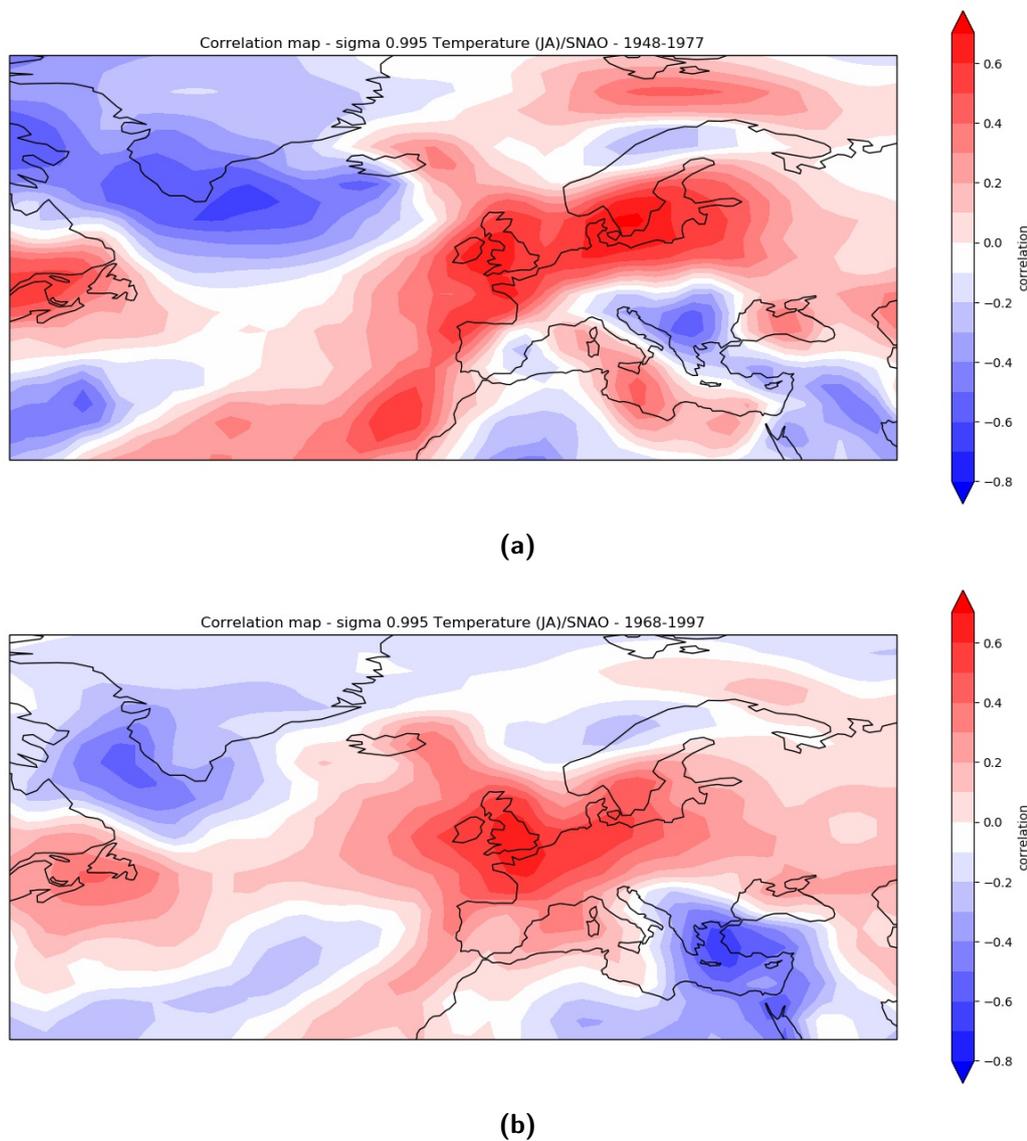


Figura 4.7: Mappe di correlazione fra l'anomalia di temperatura in prossimità della superficie e la time series della Summer North Atlantic Oscillation, a titolo esemplificativo per il periodo 1948-1977 **(a)** e per il periodo 1968-1997 **(b)**, come quanto fatto per l'anomalia dell'omega 500 in Figura 4.5a e 4.5b.

fra quest'ultima e altre variabili atmosferiche, come ad esempio la precipitazione o la temperatura vicino al suolo, per cercare di analizzare l'andamento climatico generale in Europa dovuto alla Summer North Atlantic Oscillation.

Infatti, dalle mappe di correlazione nei tre range utilizzati anche per

4.2. Summer North Atlantic Oscillation

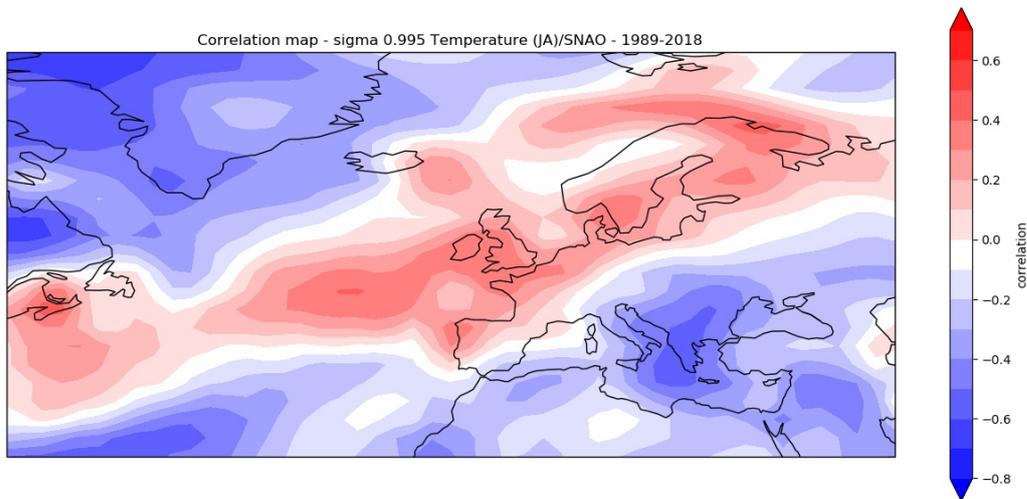


Figura 4.8: Mappa analoga alla precedente, ma avente range temporale gli ultimi 30 anni (1989-2018).

l'anomalia dell' ω_{500} , la temperatura a livello $\sigma_{0.995}$ mostra forti correlazioni in zone distinte: la prima è quella già citata del Mare del Nord/Scandinavia, e per il Mar Baltico in misura minore, dove all'aumentare del valore della time series per la summer NAO aumenta anche la temperatura in prossimità della superficie per lo stesso anno. Questo è un risultato che già ci aspettavamo dalla teoria (vedasi Figure 1.13 e 1.14) e di cui qui troviamo conferma. Nella zona dei Balcani e del Mediterraneo Orientale, sono sempre le Figure 1.13 e 1.14 a dirci che dovremmo avere un clima più fresco in concomitanza con le fasi positive della SNAO e viceversa; anche di questo troviamo ampiamente conferma nelle mappe 4.7a, 4.7b e 4.8. La questione chiave è però anche quella della variabilità della teleconnessione nel tempo. Si può osservare ad esempio come, negli ultimi 30 anni, l'area nordeuropea sia risultata meno correlata alla time series rispetto al passato, mentre tendenza molto diversa si è verificata per quanto riguarda i Balcani, nei quali si è mantenuta una correlazione marcata per una regione anche abbastanza ampia.

Per quanto riguarda la precipitazione le mappe sono analoghe alle precedenti: in Figura 4.9a e 4.9b è possibile visionare le correlazioni fra l'anomalia precipitativa e la time series della Summer NAO, come nei casi precedenti. Unica differenza è che il database utilizzato è stavolta quello del Global Precipitation Climatology Centre (GPCC), di cui si è parlato in sezione 2.3.1: esso contiene solo i dati provenienti dalla terraferma, ma coprono un range più ampio rispetto ai dati delle rianalisi NCEP/NCAR (che nel caso del-

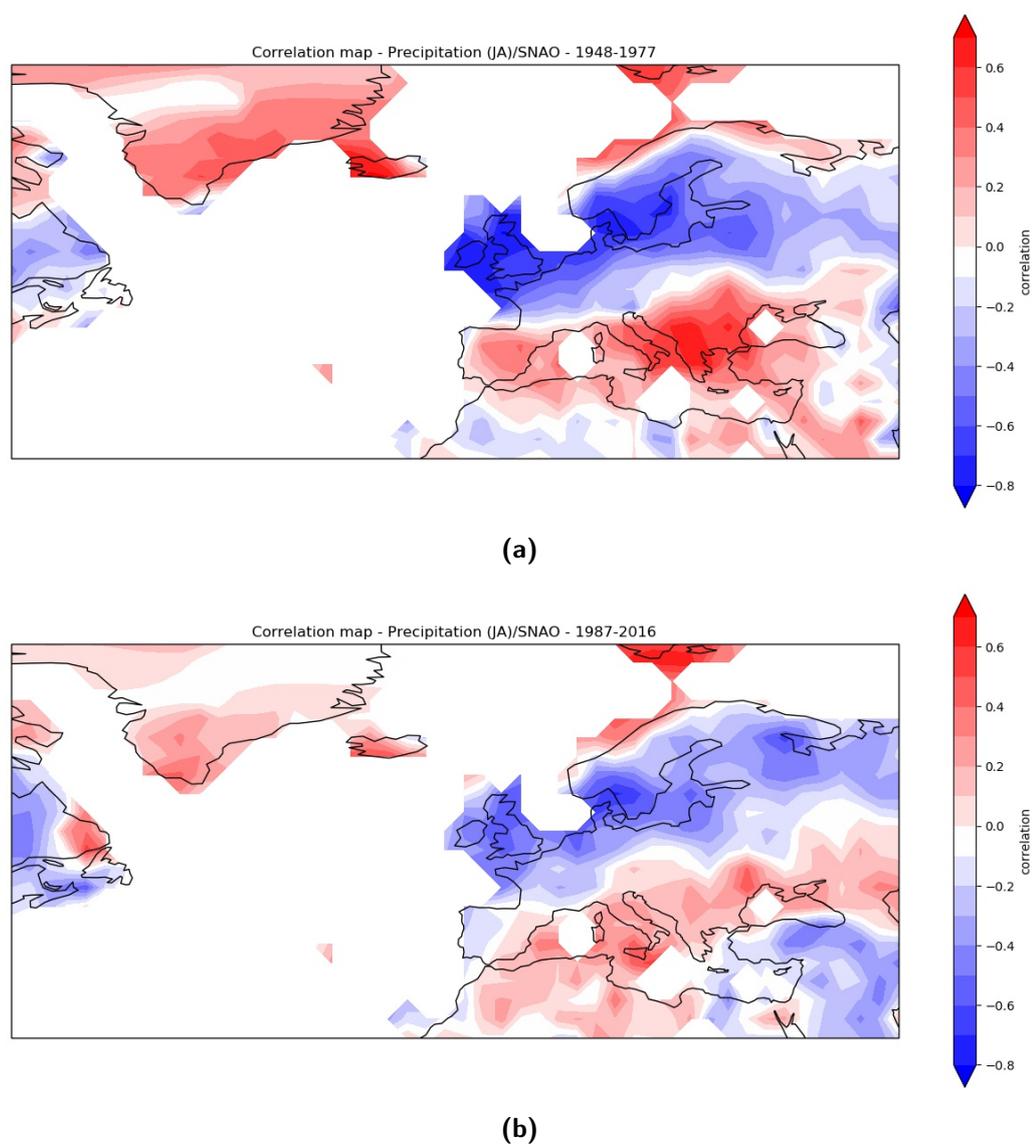


Figura 4.9: Mappe di correlazione fra l'anomalia di precipitazione e la time series della Summer North Atlantic Oscillation, per i range temporali 1948-1977 (a) e 1987-2016 (b).

la precipitazione partono dal 1979), anche se con termine attuale nel 2016 anziché nel 2018.

Anche qua si osservano i risultati teorici previsti e visibili nelle figure 1.13 e 1.14, dunque un clima più asciutto in corrispondenza delle fasi negative dell'indice temporale su Isole Britanniche/Mare del Nord/Scandinavia e più

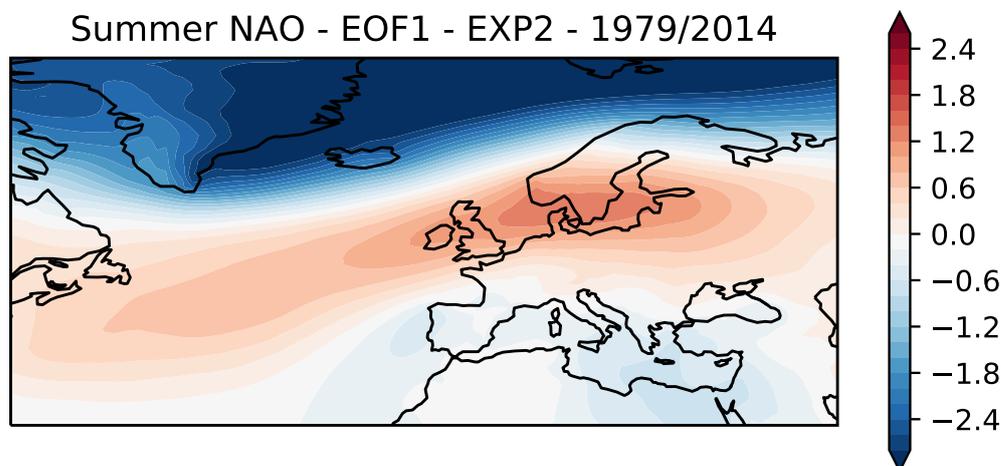


Figura 4.10: Mappa della prima EOF per il campo di SLP preso dai dati AMIP del primo esperimento (sea ice che varia nel tempo).

umido su Islanda, Groenlandia meridionale e area Mediterranea, e viceversa per fasi positive della serie. Però di nuovo la variabilità interannuale gioca un ruolo chiave nell'analisi del fenomeno, in quanto anche in queste mappe possiamo notare il generale affievolimento dei valori di correlazione rispetto che al passato: le due mappe mostrate sono per i range 1948-1977 e 1987-2016.

4.2.2 Esperimenti AMIP

Come ultima parte del lavoro, ho cercato di saperne di più su come il riscaldamento globale abbia influito nella variabilità delle teleconnessioni atmosferiche che abbiamo esaminato. A questo scopo, ho analizzato anche i dati provenienti da un modello del CMCC del tipo AMIP (vedasi Sezione 2.3.2).

È importante rimarcare che i dati analizzati provengono da due esperimenti, EXP1 e EXP2, sostanzialmente identici a parte il fatto che il sea ice, in EXP2, non varia nel tempo, quindi si potrebbero cogliere delle differenze fra le varie mappe dei diversi esperimenti. Proceduralmente, le mappe di correlazione graficate saranno le stesse di quelle già mostrate per i dati delle rianalisi NCEP/NCAR.

Diamo in primis un'occhiata a come è fatta la Summer North Atlantic Oscillation per i due esperimenti diversi, in Figura 4.10 e 4.11. La prima Empirical Orthogonal Function è stata trovata con lo stesso procedimento utilizzato in precedenza, prendendo i dati della Sea Level Pressure media

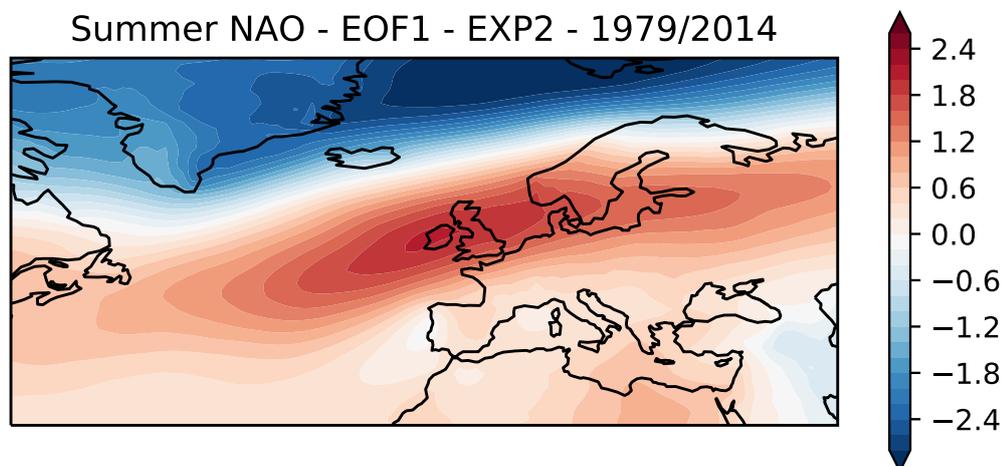


Figura 4.11: Mappa della prima EOF per il campo di SLP preso dai dati AMIP del secondo esperimento (sea ice che, a differenza della figura precedente, non varia nel tempo).

per i mesi di Luglio e Agosto per il range temporale 1979-2014 (che verrà poi utilizzato anche per tutte le mappe di correlazione). Si possono notare delle differenze nette nei valori della SNAO, a parità di scala: infatti dove il ghiaccio marino è rimasto invariato negli anni (quindi nell'EXP2) i valori sono più elevati sia nel "polo" positivo che in quello negativo. Ad ogni modo i poli sono locati correttamente tra Isole Britanniche e Scandinavia, e a nord dell'Islanda (Figura 4.4b ne è un'ulteriore prova, per i dati delle rianalisi NCEP/NCAR).

Ora possiamo analizzare l'andamento della velocità verticale in coordinate di pressione, l' ω_{500} , correlata con la time series della SNAO appena mostrata. In Figura 4.12a e 4.12b si possono vedere i valori di correlazione elevati nella zona del polo positivo, e negativi in Spagna e nelle coste islandesi e norvegesi. Andamenti piuttosto contrastanti invece risultano nel Mediterraneo e nella penisola italiana, dove si vedono proprio marcate differenze, mentre nella mappa svolta per i dati di rianalisi (Figure 4.5a, 4.5b e 4.6, specie la seconda per vicinanza al timerange esatto) la situazione nel Mediterraneo orientale era piuttosto chiara e vi si poteva trovare dimostrazione della subsidenza in tutti i range temporali. Ad ogni modo, un andamento più verosimile nella zona è sicuramente più vicino alla mappa per EXP2, dove permane una correlazione elevata su tutto il Mediterraneo orientale.

Andiamo ora all'osservazione delle mappe di correlazione per la precipitazione: essa ha, nei dati provenienti dal modello, valori sia in mare che

4.2. Summer North Atlantic Oscillation

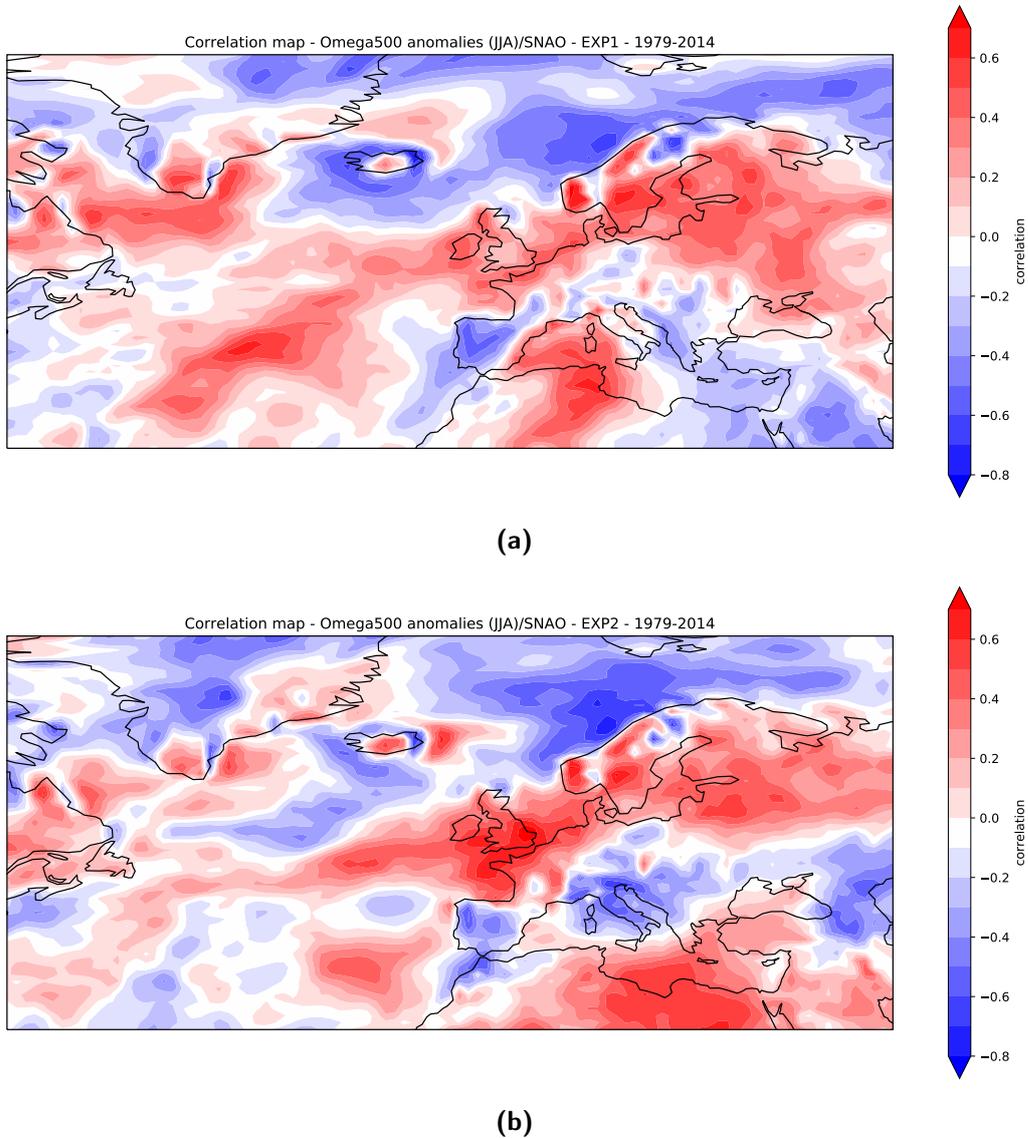


Figura 4.12: Mappe di correlazione fra l'anomalia di omega500 e la time series della Summer North Atlantic Oscillation, nel range 1979-2014, per EXP1 (a) e EXP2 (b).

in continente, a differenza dei dati delle rianalisi. Le mappe (Figure 4.13a e 4.13b) sono piuttosto esplicative: si vedono le precipitazioni fortemente anticorrelate alla time series SNAO nella zona del polo positivo, e fortemente correlate nella coste del nord della Scandinavia e in Islanda. Anche la Groenlandia ha correlazioni piuttosto positive, le quali sono il sintomo di una precipitazione maggiore rispetto alla media durante le fasi positive del-

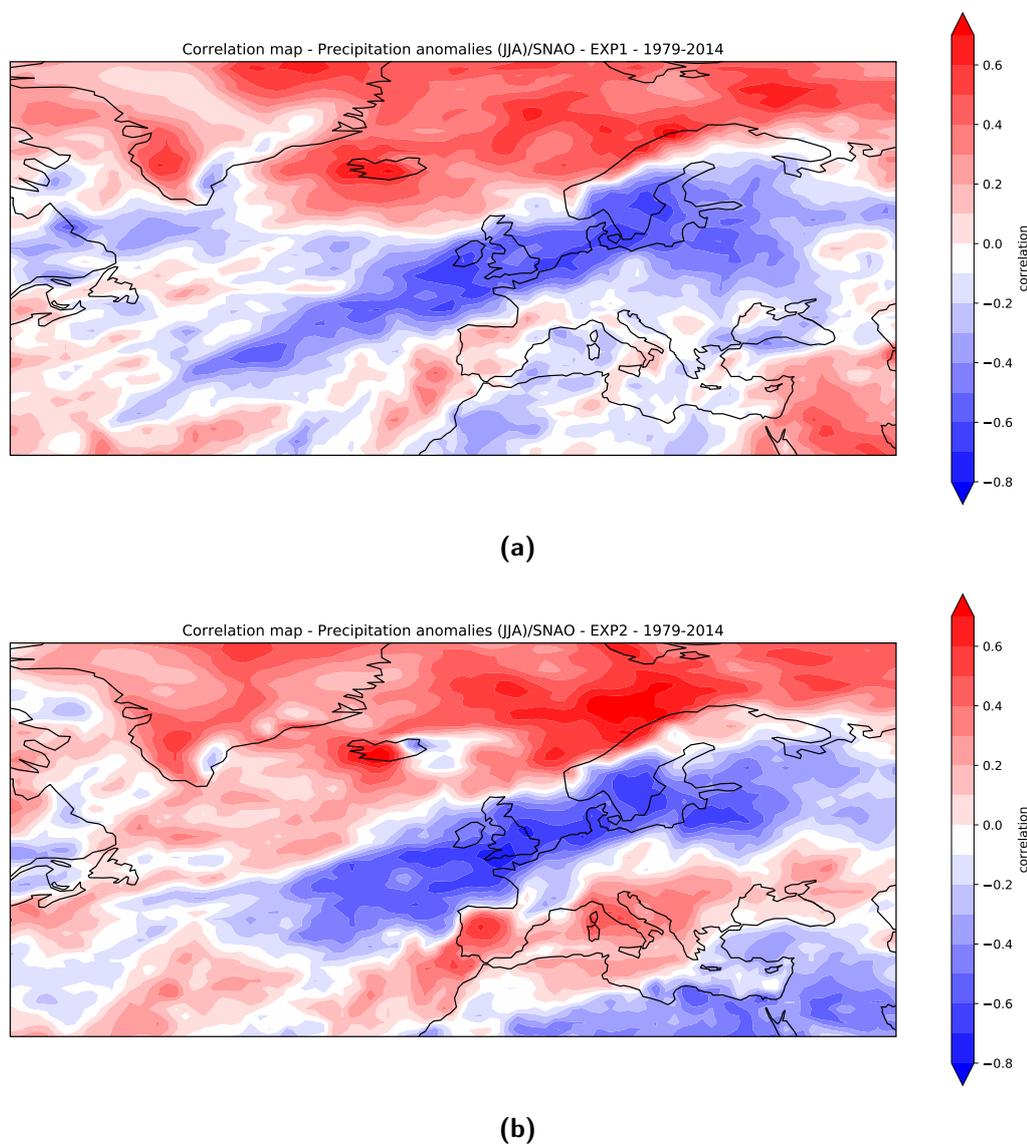


Figura 4.13: Mappe di correlazione fra l'anomalia di precipitazione totale e la time series della Summer North Atlantic Oscillation, nel range 1979-2014, per EXP1 (a) e EXP2 (b).

l'indice, e minore rispetto alla media durante le fasi negative. Ovviamente, vale il viceversa per correlazioni negative. Le differenze, fra EXP1 e EXP2, anche qua saltano all'occhio nella penisola italiana e nel Mediterraneo: nella mappa dove il ghiaccio marino si mantiene costante nell'Artico, tutto il Mediterraneo orientale presenta correlazioni negative, a differenza dell'Italia,

4.2. Summer North Atlantic Oscillation

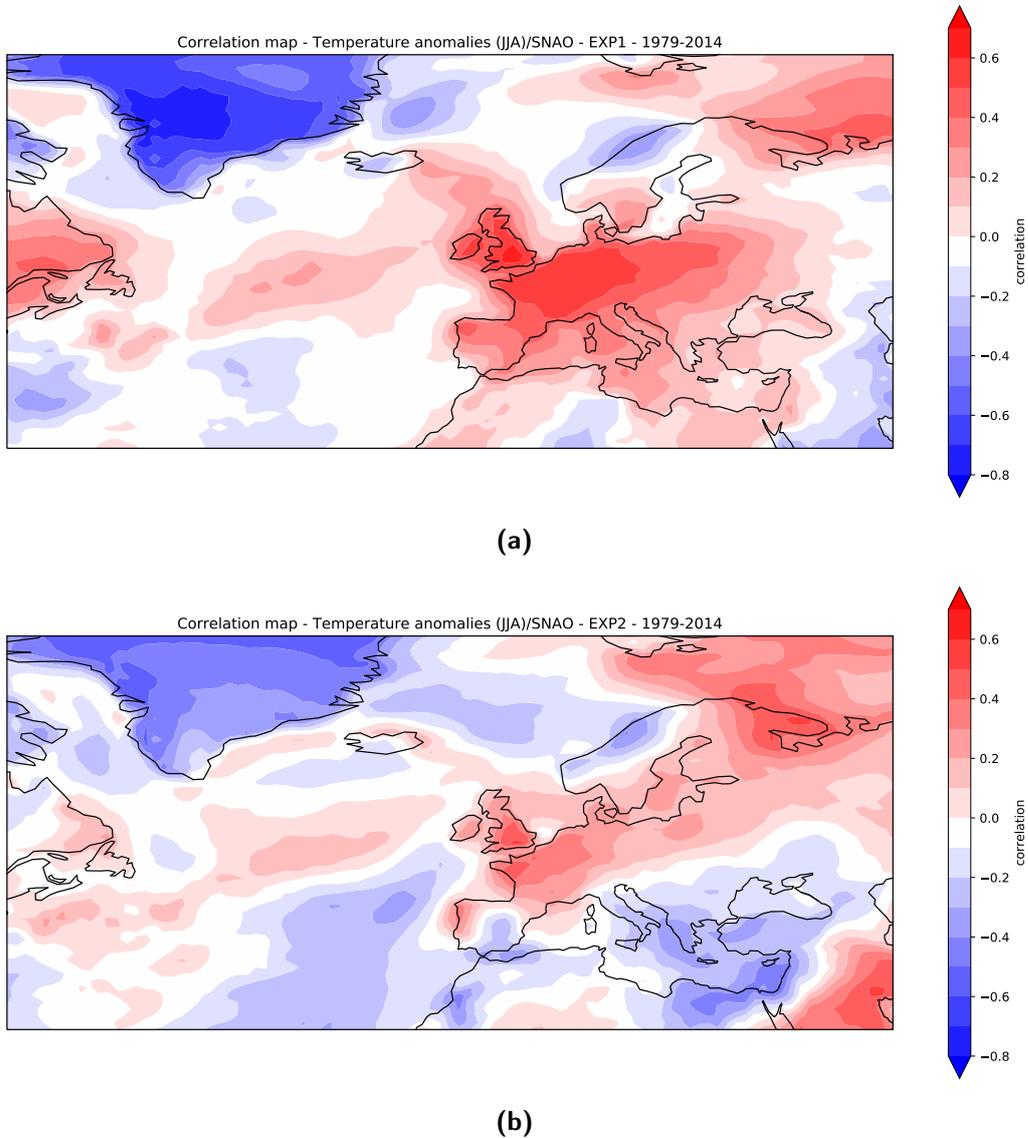


Figura 4.14: Mappe di correlazione fra l'anomalia di temperatura, calcolata a 2m dal suolo, e la time series della Summer North Atlantic Oscillation, nel range 1979-2014, per EXP1 (a) e EXP2 (b).

e della Spagna (dove i valori di correlazione sono molto più elevati rispetto che in EXP1). Nell'Europa occidentale, dunque, la situazione in EXP2 si avvicina di più a ciò che abbiamo osservato nelle mappe NCEP/NCAR e a cosa ci aspetteremmo dalla teoria (Figure 4.9a e 4.9b).

Un'altra variabile molto importante di cui abbiamo di nuovo guardato

la correlazione con la time series della Summer North Atlantic Oscillation è la temperatura a 2m dalla superficie (che è l'analogo della temperatura a livello $\sigma_{0.95}$ per i modelli). Nelle mappe (Figure 4.14a e 4.14b) si nota immediatamente la Groenlandia che, con correlazioni piuttosto negative, rispecchia appieno cosa ci si aspetterebbe dalla teoria (vedasi nuovamente le figure 1.13 e 1.14), con anche la regione del polo positivo che vede un aumento di temperatura durante le fasi positive della SNAO, e viceversa. Di nuovo, l'unica mappa che però rispecchia le aspettative teoriche è la EXP2 per quanto riguarda il Mediterraneo orientale, che mostra delle correlazioni negative (per quanto non siano troppo elevate in valore assoluto).

Capitolo 5

Risultati e conclusioni

5.1 Risultati ottenuti

In questa tesi abbiamo analizzato due dei principali modi di variabilità che interessano l'area mediterranea e europea. Il primo è il meccanismo “monsoon-desert”, legato all'attività monsonica nel subcontinente indiano, che contribuisce alla formazione della subsidenza atmosferica nel Mediterraneo. Il secondo è legato alla variabilità dell'oscillazione Nord Atlantica in estate (SNAO). L'analisi svolta dunque sull'All-India Rainfall Index, indice costruito sulla base della precipitazione estiva in India, ha senza dubbio confermato l'esistenza di una teleconnessione fra Asia e Europa. La variabilità di questa dipende da diversi fattori, fra cui la localizzazione delle piogge durante la stagione monsonica, o l'intensità del monzone stesso nel subcontinente indiano (Cherchi, Annamalai et al., 2014), per citarne alcuni. La sliding correlation ha mostrato come a partire dai primi anni duemila l'influenza di questa teleconnessione sia stata via via minore nella caratterizzazione della subsidenza, dunque c'è stato un cambiamento nel tempo della relazione fra monzone asiatico e area mediterranea. Inoltre, si può senz'altro dire che la SNAO influenzi considerevolmente il clima Europeo sia a nord che nel Mediterraneo. Analizzando le correlazioni fra la serie temporale del SNAO index e le variabili atmosferiche, si notano sicuramente delle correlazioni significative in diverse zone d'Europa e una teleconnessione significativa con la subsidenza nel Mediterraneo orientale. In ogni caso, anche questa teleconnessione si è affievolita all'inizio degli anni duemila, con correlazioni significative in zone più ristrette e limitate del continente. Però, un importante passo avanti nella comprensione del fenomeno può essere dettato dallo studio del riscaldamento globale sull'area mediterranea e nordatlantica. È noto quanto il ruolo del ghiaccio marino sia importante nella regolazione di tanti meccanismi termici e circo-

latori per l'oceano e per l'atmosfera, nonché per le proprietà riflettenti delle superfici ghiacciate e dunque per l'albedo. Ma soprattutto, oltre a questo, è noto che la sua mancanza (o comunque riduzione della sua estensione) sia in grado di influenzare in maniera anche significativa i modi di variabilità delle teleconnessioni che abbiamo studiato. Infatti, in sezione 4.2.2 sono state analizzate le correlazioni fra omega500, temperatura in prossimità della superficie e precipitazione totale, e l'indice variante nel tempo della SNAO calcolato mediante i due esperimenti del modello del Centro Euro-Mediterraneo per i Cambiamenti Climatici. I valori assunti dal coefficiente di correlazione di Pearson cambiano anche in maniera sostanziale a seconda del fatto che il sea ice nell'Artico sia climatologico, e quindi costante nel range 1979-2014 (dati dell'esperimento 2), o si riduca secondo i trend previsti (per i dati dell'esperimento 1). I quadri più rappresentativi della realtà e di quanto la teoria preveda sono sempre stati visualizzati abbastanza correttamente dalle figure derivate dall'EXP2, e solo in misura inferiore dalle figure derivate dall'EXP1. Dunque, possiamo supporre che la perdita di influenza delle teleconnessioni negli ultimi anni sia dovuta, almeno in parte, al riscaldamento globale (che ha infatti determinato la vasta riduzione delle banchise) e che la riduzione dell'estensione del ghiaccio marino nell'Artico renda più complicata la previsione, da parte dei modelli, dello stato dell'atmosfera e della variabilità delle teleconnessioni che coinvolgono Europa e area mediterranea.

5.2 Conclusioni e sviluppi futuri

Allo stato attuale, molti studi si sono concentrati sulla relazione fra l'estensione del ghiaccio marino in Artico e la North Atlantic Oscillation, anche discussa in maniera più locale (Kvamstø et al., 2004) (Rinke et al., 2013), ma rimane comunque un argomento con molte possibilità di sviluppo, in primis a causa del fatto che la risposta atmosferica varia con la localizzazione geografica della perdita di ghiaccio marino (Pedersen et al., 2016). È stato dimostrato come a questo fenomeno siano collegati e influenzati i flussi di calore e di umidità, lo scambio di salinità con l'oceano, la diminuzione della stabilità statica e la circolazione atmosferica a larga scala (Rinke et al., 2013). Gli sviluppi futuri di questo lavoro di tesi potrebbero senz'altro vertere su una maggiore comprensione e studio del ghiaccio marino e dei molteplici effetti che provoca in atmosfera e in oceano, direttamente o indirettamente, la sua mancanza o riduzione in Artico. È certamente ragionevole, ad ogni modo, riconoscere la difficoltà dei modelli attuali nella simulazione e previsione di un fenomeno che evolve così rapidamente e con anche conseguenze imprevedibili come il global warming. Lo scopo è quello di poter sfruttare appieno

Tabella 5.1: A scopo illustrativo, un ulteriore spunto di lavoro sulla riduzione assoluta e percentuale dell'estensione del sea ice avvenuta dal 2002 ad oggi. Fonte: https://nsidc.org/cryosphere/sotc/sea_ice.html

Year	Extent (million sq. km.)	Anomaly Relative to 1981- 2010 Average (million sq. km.)	Anomaly Relative to 1981- 2010 Average (%)	Anomaly Relative to Previous Record (million sq.km.)	Anomaly Relative to Previous Record (%)	Linear Trend Since 1979 (sq. km. per year)	Linear Trend Since 1979 Relative to 1981- 2010 Average (% per decade)
2002	5.83	-0.58	-9.1	-0.25	-4.1	-45900	-7.2
2003	6.12	-0.29	-4.6	0.29	5.0	-47400	-7.4
2004	5.98	-0.43	-6.8	0.15	2.6	-49400	-7.7
2005	5.50	-0.91	-14.2	-0.33	-5.7	-54300	-8.5
2006	5.86	-0.55	-8.6	0.36	6.5	-55300	-8.6
2007	4.27	-2.14	-33.4	-1.23	-22.4	-66600	-10.4
2008	4.69	-1.72	-26.9	0.42	9.8	-72700	-11.3
2009	5.26	-1.15	-18.0	0.99	23.2	-73800	-11.5
2010	4.87	-1.54	-24.1	0.60	14.1	-76500	-11.9
2011	4.56	-1.85	-28.9	0.29	6.8	-79900	-12.5
2012	3.57	-2.84	-44.3	-0.70	-16.4	-87400	-13.6
2013	5.21	-1.20	-18.8	1.64	45.9	-85500	-13.3
2014	5.22	-1.19	-18.6	1.65	46.2	-83400	-13.0
2015	4.62	-1.79	-28.0	1.05	29.4	-83900	-13.1
2016	4.53	-1.88	-29.4	0.96	26.9	-84300	-13.1
2017	4.82	-1.59	-24.8	1.25	34.0	-83200	-13.0
2018	4.71	-1.70	-26.6	1.14	31.9	-82300	-12.8

il grande potenziale predittivo delle teleconnessioni atmosferiche studiando al meglio la loro variabilità. Una maggior comprensione dei cambiamenti climatici in atto può permettere di ottenere un quadro più chiaro possibile nella futura caratterizzazione del clima europeo e non solo.

Bibliografia

- Atmospheric Chemistry Modeling Group, (ACMG) (2018). *Sigma Coordinates*. URL: http://acmg.seas.harvard.edu/movies/sigma_doc.html.
- Barnston, A. G. e R. E. Livezey (1987). «Classification, Seasonality and Persistence of Low-Frequency Atmospheric Circulation Patterns». In: *Monthly Weather Review* 115.6, pp. 1083–1126.
- Bladé, I. et al. (apr. 2012). «Observed and simulated impacts of the summer NAO in Europe: Implications for projected drying in the Mediterranean region». In: *Climate Dynamics*, pp. 1–19.
- Charney, J. G. (apr. 1975). «Dynamics of deserts and drought in the Sahel». In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 101, pp. 193–202. DOI: 10.1002/qj.49710142802.
- Cherchi, A., H. Annamalai, S. Masina et al. (2014). «South Asian Summer Monsoon and the Eastern Mediterranean Climate: The Monsoon–Desert Mechanism in CMIP5 Simulations». In: *Journal of Climate* 27.18, pp. 6877–6903.
- Cherchi, A., H. Annamalai, S. Masina et al. (gen. 2016). «Twenty-first century projected summer mean climate in the Mediterranean interpreted through the monsoon-desert mechanism». In: *Climate Dynamics* 47.
- Cherchi, A., P. G. Fogli et al. (2019). «Global Mean Climate and Main Patterns of Variability in the CMCC-CM2 Coupled Model». In: *Journal of Advances in Modeling Earth Systems* 11.1, pp. 185–209.
- Climate Prediction Center, (CPC) (2012). *North Atlantic Oscillation Description*. URL: <https://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/nao.shtml>.
- Colorado, University of (2018). *All about sea ice*. URL: <https://nsidc.org/cryosphere/seaice/index.html>.

Bibliografia

- Diffenbaugh, N. S. et al. (2007). «Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot». In: *Geophysical Research Letters* 34.11.
- Fagan, B. (2001). *La rivoluzione del clima*. A cura di Sperling & Kupfer.
- Folland, C. K. et al. (2009). «The Summer North Atlantic Oscillation: Past, Present, and Future». In: *Journal of Climate* 22.5, pp. 1082–1103.
- Giorgi, F. (2006). «Climate change hot-spots». In: *Geophysical Research Letters* 33.8.
- Giorgi, F. e P. Lionello (2008). «Climate change projections for the Mediterranean region». In: *Global and Planetary Change* 63.2. Mediterranean climate: trends, variability and change, pp. 90–104.
- Giuliacci, M., A. Giuliacci e P. Corazzon (2016). *Manuale di meteorologia*. Meteo / Alpha test. Alpha Test.
- Kistler, R. et al. (2001). «The NCEP–NCAR 50-Year Reanalysis: Monthly Means CD-ROM and Documentation». In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 82.2, pp. 247–268.
- Kottek, M. et al. (2006). «World Map of the Köppen-Geiger climate classification updated». In: *Meteorologische Zeitschrift* 15, pp. 259–263.
- Kvamstø, N. G., P. Skeie e D. B. Stephenson (2004). «Impact of Labrador sea-ice extent on the North Atlantic oscillation». In: *International Journal of Climatology* 24.5, pp. 603–612. DOI: 10.1002/joc.1015. eprint: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/joc.1015>. URL: <https://rmets.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/joc.1015>.
- Liebmann, B. e C. R. Mechoso (2009). «The South American Monsoon System». In: *The Global Monsoon System*, pp. 137–157.
- Linderholm, H. e C. Folland (lug. 2017). «Summer North Atlantic Oscillation (SNAO) variability on decadal to palaeoclimate time scales». In: *Past Global Changes Magazine* 25, pp. 57–60.
- Mears, C. A. e F. J. Wentz (2005). «The Effect of Diurnal Correction on Satellite-Derived Lower Tropospheric Temperature». In: *Science* 309.5740, pp. 1548–1551.
- Munn, R. E. (1996). *Policy Making in an Era of Global Environmental Change*.

- National Oceanic Atmospheric Administration, (NOAA) (2018). *Teleconnections*. URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/>.
- Oceanic, National e (NOAA) Atmospheric Administration (2019). *North Atlantic Oscillation (NAO)*. URL: <https://www.ncdc.noaa.gov/teleconnections/nao/>.
- Parker, D. J. et al. (2005). «The diurnal cycle of the West African monsoon circulation». In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131.611, pp. 2839–2860.
- Pedersen, R. A. et al. (2016). «The Impact of Regional Arctic Sea Ice Loss on Atmospheric Circulation and the NAO». In: *Journal of Climate* 29.2, pp. 889–902. DOI: 10.1175/JCLI-D-15-0315.1.
- Peel, M. C., B. L. Finlayson e T. A. McMahon (2007). «Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification». In: *Hydrology and Earth System Sciences* 11.5, pp. 1633–1644.
- Raicich, F., N. Pinardi e A. Navarra (2003). «Teleconnections between Indian monsoon and Sahel rainfall and the Mediterranean». In: *International Journal of Climatology* 23.2, pp. 173–186.
- Rinke, A. et al. (2013). «Simulated Arctic atmospheric feedbacks associated with late summer sea ice anomalies». In: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118.14, pp. 7698–7714.
- Rodwell, M. J. e B. J. Hoskins (1996). «Monsoons and the dynamics of deserts». In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 122.534, pp. 1385–1404.
- Rodwell, M. J. e B. J. Hoskins (2001). «Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons». In: *Journal of Climate* 14.15, pp. 3192–3211.
- Rohli, R. (2012). *Climatology*. Jones & Bartlett Learning.
- Song, Y. e W. A. Robinson (lug. 2004). «Dynamical Mechanisms for Stratospheric Influences on the Troposphere.» In: *Journal of Atmospheric Sciences* 61, pp. 1711–1725.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer e G. A. Meehl (2012). «An Overview of CMIP5 and the Experiment Design». In: *Bulletin of the American Meteorological Society* 93.4, pp. 485–498.
- Trenberth, K. E., D. P. Stepaniak e J. M. Caron (2000). «The Global Monsoon as Seen through the Divergent Atmospheric Circulation». In: *Journal of Climate* 13.22, pp. 3969–3993.

Bibliografia

- Trigo, R. et al. (2006). «Chapter 3: Relations between variability in the Mediterranean region and mid-latitude variability». In: *Mediterranean*. A cura di P. Lionello, P. Malanotte-Rizzoli e R. Boscolo. Vol. 4. Developments in Earth and Environmental Sciences. Elsevier, pp. 179–226.
- Tyrlis, E., J. Lelieveld e B. Steil (mar. 2013). «The summer circulation over the eastern Mediterranean and the Middle East: influence of the South Asian monsoon». In: *Climate Dynamics* 40.5, pp. 1103–1123.
- Ulbrich, U. et al. (2013). «Past and Current Climate Changes in the Mediterranean Region». In: *Regional Assessment of Climate Change in the Mediterranean: Volume 1: Air, Sea and Precipitation and Water*. A cura di A. Navarra e L. Tubiana. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 9–51.
- Watanabe, M. e M. Kimoto (2000). «Atmosphere-ocean thermal coupling in the North Atlantic: A positive feedback». In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 126.570, pp. 3343–3369.
- Working Groups I to the Fifth Assessment Report, (IPCC) (2013). *Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change*. Rapp. tecn. IPCC, Geneva, Switzerland: Intergovernmental Panel on Climate Change.
- Working Groups I, II e IPCC III to the Fifth Assessment Report (2014). *Climate Change 2014: Synthesis Report*. Rapp. tecn. IPCC, Geneva, Switzerland: Intergovernmental Panel on Climate Change.
- World Climate Research Programme, (WCRP) (2018). *Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP)*. URL: <https://www.wcrp-climate.org/modelling-wgcm-mip-catalogue/modelling-wgcm-mips-2/240-modelling-wgcm-catalogue-amip>.
- Yu, Jin-Yi (2003). *Empirical Orthogonal Functions*. URL: <https://www.ess.uci.edu/~yu/class/ess210b/lecture.5.EOF.all.pdf>.
- Zhisheng, A. et al. (2015). «Global Monsoon Dynamics and Climate Change». In: *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 43.1, pp. 29–77.

Ringraziamenti

Questo lungo percorso di studi è giunto al termine e devo ringraziare chi mi ha permesso di arrivare fino a qua: la mia famiglia per prima, economicamente mi ha dato l'opportunità di stare a Bologna per completare questo affascinante e impegnativo percorso e c'è sempre stata nei momenti di bisogno.

Gli amici e i colleghi sono stati insostituibili e hanno contribuito al benessere della mia permanenza qua e al completamento di questo lavoro di tesi. Ringrazio in particolare Marcello, per aver preparato tanti esami insieme e per avermi aiutato con lo studio, col metodo e con il lavoro di tesi. E Alberto, per essermi stato accanto per tutto questo tempo e avermi supportato.

Grazie alla professoressa Pinardi, che per quanto molto impegnata si è mostrata paziente e disponibile a venirmi incontro il più possibile, e per avermi fatto conoscere la mia correlatrice Annalisa Cherchi, la persona che più di tutti devo ringraziare: per la sua disponibilità, enorme pazienza, splendida efficienza, e per la gigantesca quantità di tempo che ha dedicato per seguirmi in tutti questi mesi e la sua professionalità anche nell'insegnarmi le basi della sua magnifica professione. Lavorare insieme è stato molto bello e istruttivo, senza di lei sicuramente non sarebbe stato lo stesso.

Ancora grazie a tutti quanti,
Marco