

Alma Mater Studiorum - Università di Bologna

Scuola di Scienze
Corso di Laurea in Fisica del Sistema Terra

**Studio della variabilità spazio-temporale della
precipitazione del Sahel (1983-2021)**

Tesi di laurea

Relatore:
Prof. Federico Porcù

Presentata da:
Cristiano Ciccarelli

Correlatrice:
Dott.ssa Elsa Cattani

Sessione I
Anno Accademico 2022-2023

Abstract

The Sahel is the African region located at the southern edge of the Sahara Desert, which has always been plagued by drought. In the 1970s and 1980s, in particular, it experienced the most severe and socio-economically destabilizing drought period. The aspect that is most debated is whether the region is now going through a period of recovery from this drought and what effects it is having, for example, in terms of extreme precipitation events. To understand this phenomenon and generally evaluate the variability and trends of central-western Sahel precipitation in recent decades (1983-2021), the TAMSAT v3.1 satellite dataset was used. This dataset is based on observations in the thermal infrared (TIR). From these data, some of the precipitation indices defined by the Expert Team on Sector-Specific Climate Indices (ET-SCI) were derived. Climatologies were produced based on these indices, particularly by calculating the difference between the climatologies of the periods 2002-2021 and 1983-2001 to observe the variations between the two periods, as well as time series by averaging the values over four sub-regions to observe the evolution over time. Trends were then calculated using the Sen's slope estimator, and modes of variability were observed through the study of Empirical Orthogonal Functions. Subsequently, the principal components of the first mode of variability were correlated with global sea surface temperature (SST) in order to distinguish oceanic drivers. After identifying areas with higher correlation, SST indices were calculated and correlated with precipitation indices. This study reveals an actual increase in precipitation in terms of total precipitation and rainy days, with a positive trend that affects the entire region, albeit with different intensities depending on the specific sub-area considered. There is also an increase in extreme precipitation events, particularly in the southern area for the indices R10mm, R20mm, R95p, and R99p, while in the central-northern region for the Rxnday indices. From the study of correlations with SST indices, a high correlation emerged within the first twenty years with the AMO and IOD indices. The MedIndex shows higher values between the second half of 1990 and the first half of 2000, while NAO, SAODI, and TAPODI exhibit strong correlations in the years following 2000.

Sommario

Il Sahel è la regione africana che si trova a sud del deserto del Sahara, da sempre vittima di siccità. Tra gli anni 1970-1980, in particolare, ha attraversato il periodo siccitoso più grave e socio-economicamente destabilizzante. L'aspetto che maggiormente viene dibattuto in merito è se ora la regione stia attraversando un periodo di ripresa da questa siccità e che effetti essa stia comportando, ad esempio, in termini di eventi precipitativi estremi. Per comprendere questo fenomeno ed in generale valutare la variabilità e i trend della precipitazione del Sahel centro-occidentale negli ultimi decenni (1983-2021) è stato utilizzato il data set satellitare TAMSAT v3.1, un prodotto basato su osservazioni nell'infrarosso termico (TIR). Tramite questi dati sono stati ricavati alcuni degli indici di precipitazione definiti dall'Expert Team on Sector-Specific Climate Indices (ET-SCI). Da tali indici sono state prodotte climatologie, in particolare effettuando la differenza tra climatologie dei periodi 2002-2021 e 1983-2001 per osservare le variazioni tra i due ventenni, e serie temporali, mediando i valori su quattro sotto regioni per osservare l'evoluzione nel tempo. Sono stati poi calcolati i trend tramite stimatore di Sen e sono stati osservati i modi di variabilità tramite studio delle Empirical Orthogonal Function. Successivamente sono state correlate le componenti principali del primo modo di variabilità con la temperatura superficiale del mare (SST) globale al fine di distinguere driver oceanici. Identificate le aree con correlazione maggiore, sono stati calcolati gli indici delle SST e questi sono stati correlati con gli indici di precipitazione. Da questo studio si osserva un effettivo aumento della precipitazione in termini quantitativi e di giorni precipitanti, con un trend positivo che interessa tutta la regione, seppure con intensità diverse a seconda della specifica sotto-area considerata. Si osserva anche un aumento di eventi precipitativi estremi (EPE), in particolare nell'area sud per gli indici R10mm, R20mm, R95p ed R99p, mentre nella regione centro-nord per gli indici Rxnday. Dallo studio delle correlazioni con gli indici di SST è emersa un'alta correlazione entro i primi venti anni con gli indici AMO e IOD; l'indice MedIndex mostra i valori maggiori tra la seconda metà del 1990 e la prima del 2000, mentre NAO, SAODI e TAPODI hanno forti correlazioni negli anni successivi al 2000.

Indice

1	Introduzione	1
1.1	Area di studio	3
2	Data set e metodi di indagine	5
2.1	TAMSAT v3.1	5
2.2	Indici di precipitazione e Climact	8
2.3	Altri metodi utilizzati	8
2.3.1	Mann-Kendall e Sen's slope estimator	9
2.3.2	Empirical Orthogonal Functions	9
2.3.3	SST e indici	10
3	Risultati e discussioni	12
3.1	Analisi delle climatologie degli indici	12
3.2	Evoluzione temporale e stagionalità delle precipitazioni	19
3.3	Analisi dei trend	23
3.4	Variabilità spazio-temporale della precipitazione tramite l'analisi delle EOF	31
3.5	Teleconnessioni tra precipitazione e SST	35
3.6	Correlazione tra indici di precipitazione e indici di teleconnessioni	41
3.7	Discussione dei risultati	56
4	Conclusioni	59

Capitolo 1

Introduzione

Il Sahel è una regione dell’Africa centro-settentrionale segnata da profonde instabilità socio-economiche (maggiori rispetto al resto del continente), dove la crisi climatica svolge da tempo un ruolo importante nell’aggravare queste situazioni di crisi (Mbaye and Signé, 2022), a tal punto che nel 2015 la regione è stata inserita tra gli hot spot del cambiamento climatico (Turco et al., 2015).

Questa regione, che costituisce la fascia di transizione tra il Sahara a nord e la savana sudanese a sud, è da sempre vittima della siccità. In particolare, tra gli ultimi anni del 1960 ed il 1980 la regione ha affrontato un periodo siccitoso estremamente grave, definito da Dai et al. (2004) come uno tra i cambiamenti climatici indiscutibilmente più rilevanti degli ultimi tempi riconosciuti dalla comunità scientifica che si occupa di clima. Questo evento estremo ha portato alla morte di oltre 100’000 persone (Agnew and Chappell, 1999), alla richiesta da parte degli stati del Senegal, Mali e Niger di aiuti umanitari per circa un milione di persone (Nicole, 1978) e più generalmente alla destabilizzazione di gran parte delle nazioni della regione. Le cause di questa grave siccità vanno ricercate nella combinazione tra una componente naturale e l’influenza antropogenica. Giannini et al. (2003) osservarono come, pur essendo il Sahel sensibile alla fluttuazione della Sea Surface Temperature (SST) globale, l’origine della siccità fosse riconducibile ad un trend positivo nell’Oceano Indiano equatoriale. Hoerling et al. (2006), basandosi su cinque diversi Atmospheric General Circulation Models (AGCM), identificarono nel riscaldamento del sud Atlantico rispetto al nord Atlantico, con il conseguente spostamento verso sud della Zona di Convergenza Intertropicale (ITCZ) dell’Atlantico, la causa principale del trend verso un clima secco. Altri ricercatori invece hanno sottolineato l’importanza della forzante antropogenica, dato che lo stesso riscaldamento dell’Oceano Indiano è riconducibile all’aumento dei gas serra in atmosfera (Knutson et al., 1999). Lu and Delworth (2003), tramite la modellazione di un aumento della CO² nel 21° secolo, dimostrarono infatti l’impatto del gas nella siccità saheliana. Biasutti and Giannini (2006) hanno quindi concluso che il clima del Sahel del secolo scorso sia stato significativamente più secco di quello pre-industriale con almeno il 30% del fenomeno forzato esternamente, con un ruolo chiave svolto dagli aerosol.

Mentre questo evento siccitoso è confermato e registrato, è invece dibattuta un’eventuale ripresa della regione verso un ambiente più umido rispetto agli anni 1970-1980. La letteratura si riferisce alle ultime decadi come un periodo di *recovery*, quindi tendente ad una situazione positiva. Numerosi ricercatori (Nicholson, 2013; Ali and Lebel, 2009; Sanogo et al., 2015) hanno infatti dimostrato una ripresa delle

precipitazioni rispetto agli anni tra il 1968 e il 1997, con livelli comparabili al periodo 1950-1960. Inoltre Olsson et al. (2005) hanno osservato un forte trend positivo nella ripresa della vegetazione (utilizzando il Normalized Difference Vegetation Index, NDVI) nel periodo 1982-1999 per l'intera area del Sahel, mentre Rasmussen et al. (1999), focalizzandosi sul solo nord Burkina Faso, confermarono una ripresa della copertura della vegetazione, in questo caso osservata anche tramite immagini satellitari. Tuttavia secondo altri autori (L'Hôte et al., 2002) il periodo di siccità è continuato fino al 2000, nonostante le precipitazioni. In ultimo, sono stati osservati anche aspetti negativi, che quindi non concordano con l'idea di una ripresa positiva. Gli eventi precipitativi estremi sono diventati con il tempo più intensi (Panthou et al., 2014; Sanogo et al., 2015), ed in particolare è stato registrato un aumento delle inondazioni: per esempio nella capitale del Burkina Faso, la città di Ouagadougou, le inondazioni sono passate dal verificarsi in media una volta l'anno nel periodo 1986-2005 al verificarsi di media 5 volte l'anno nel decennio 2006-2016 (Tazen et al., 2018), e in generale Elagib et al. (2021) hanno osservato un aumento del numero e della capacità distruttiva delle inondazioni nell'intero Sahel negli ultimi quarant'anni.

Uno studio più approfondito della variabilità spazio-temporale della precipitazione in seguito al periodo di grave siccità è quindi necessario per comprendere ciò che effettivamente sta accadendo nella regione. Inoltre questo monitoraggio dell'andamento delle precipitazioni costituisce un importante elemento per un adeguato uso delle risorse idriche, fondamentale per le popolazioni della regione, le cui economie sono basate sull'agricoltura e sull'allevamento (Mbaye and Signé, 2022; Amadou and Wheibi, 2022; Devis, 2020).

Comprendere meglio la precipitazione nel continente africano è fondamentale anche per migliorare la previsione della precipitazione futura, diversi modelli infatti prevedono un aumento degli eventi estremi nei prossimi anni. Per esempio l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) nel suo ultimo rapporto ha osservato come i quattro modelli basati su potenziali aumenti del livello di riscaldamento globale ($+1.5^\circ$, $+2^\circ$, $+3^\circ$ e $+4^\circ$ C) rispetto al periodo 1850-1900, mostrino tutti un aumento dei massimi annuali di precipitazione (IPCC AR6 Synthesis Report, 2023). Le proiezioni climatiche prodotte recentemente grazie al Coupled Model Intercomparison Project Phase 6 (CMIP6) indicano un probabile aumento dell'intensità della precipitazione nel Sahel centrale (Almazroui et al., 2020). Le proiezioni fatte nell'ambito dell'iniziativa Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment (CORDEX) - Africa prevedono invece nella costa guineana l'area di maggiore aumento della precipitazione, all'aumentare nel corso di questo secolo della temperatura. Si deve inoltre notare che la pioggia nel Sahel dipende dalla frequenza dei sistemi convettivi alla mesoscala (MCS), a loro volta guidati dal gradiente di temperatura meridionale tra il Sahel e il Sahara. Tale gradiente è previsto aumentare nel corso del secolo dalle proiezioni CORDEX-Africa, ma gli effetti sulla frequenza degli MCS non possono essere simulati con questi modelli la causa della loro risoluzione (Todzo et al., 2020). La previsione di come si evolveranno i pattern di precipitazione appare dunque ancora estremamente complessa e dibattuta, di conseguenza una comprensione più approfondita delle variazioni della precipitazione negli ultimi decenni può aiutare a migliorare le prestazioni dei modelli di previsione.

Lo scopo di questo lavoro è per l'appunto uno studio della precipitazione nel-

l'area del Sahel centro-occidentale, descritta attraverso vari indici climatici forniti dall'Expert Team on Sector-Specific Climate Indices (ET-SCI), e della sua evoluzione nel corso dei quasi quarant'anni che vanno dal 1983 e al 2021. Il fine principale è comprendere se e in che misura sta avvenendo il dibattuto *recovery* rispetto al periodo di siccità che colpì la regione tra il 1970 e il 1980, e se questa ripresa possa avere un impatto negativo sulla regione, a causa ad esempio di un aumento degli eventi precipitativi estremi. Per portare avanti questo lavoro è stato utilizzato il data set TAMSAT v3.1. Il TAMSAT è un data set basato sulle osservazioni satellitari nell'infrarosso termico (TIR) che tramite l'approccio *cloud-indexing* (ossia che sfrutta la temperatura del top della nube come proxy per la precipitazione) fornisce stime giornaliere di precipitazione, sull'intero continente africano e ad una risoluzione spaziale di circa 4 km. Inoltre, la versione utilizzata di questo data set è relativamente recente, è stata rilasciata il 1° luglio 2020 principalmente al fine di risolvere la mancanza di dati in alcuni periodi di tempo prima del 1990 (<https://www.tamsat.org.uk/index.php/about>). Di conseguenza, l'analisi dei trend negli indici di precipitazione dovrebbe risultare più affidabile.

Lo studio della precipitazione è stato portato avanti analizzando con vari metodi gli indici ottenuti. Come prima cosa sono state studiate climatologie e serie temporali dei vari indici; in particolare sono state analizzate mappe delle differenze tra le climatologie dei periodi 2002-2021 e 1983-2001, per osservare variazioni tra il periodo più recente e il periodo immediatamente successivo al decennio della forte siccità. Sono stati poi prodotti i trend ottenuti tramite stimatore di Sen e le Empirical Orthogonal Function (EOF), per osservare eventuali trend e identificare i modi principali dietro l'evoluzione degli indici climatici. In ultimo, per ricercare la presenza di eventuali driver oceanici, le Componenti Principali 1 (PC1) degli indici di precipitazione sono state correlate con la temperatura superficiale del mare a livello globale. Una volta identificate le regioni degli oceani con correlazione maggiore sono stati calcolati gli indici climatici legati alla SST di tali regioni e questi sono stati messi a loro volta in correlazione con gli indici di precipitazione, per studiare la distribuzione spaziale e l'andamento temporale di queste correlazioni.

1.1 Area di studio

L'area presa in esame in questo lavoro è il Sahel centro-occidentale, più precisamente compreso tra 20°W e 35°E per la longitudine, e tra 20°N e 10°N per la latitudine. Per la scelta dei paralleli che delimitano l'area sono state prese le coordinate utilizzate da Biasutti (2019). Come accennato precedentemente, il Sahel è una distesa semi-arida, caratterizzata da arbusti e piccoli alberi (Nicholson, 2013), di transizione tra il deserto del Sahara a nord e la savana a sud, con uno sbocco sull'oceano Atlantico ad ovest. Anche dal punto di vista orografico mostra un paesaggio poco diversificato, con un'altitudine rispetto al livello del mare entro i 600 metri per gran parte dell'area (Semazzi and Sun, 1997), ad esclusione di alcune catene montuose come il Massiccio dell'Air in Niger, l'Altopiano dell'Ennedi in Ciad e lo Jebel Marra, un complesso montuoso di origine vulcanica in Sudan (Vail, 1972). La regione saheliana presa in analisi in questo lavoro include Senegal, Gambia, Guinea-Bissau e parte degli stati

1.1. AREA DI STUDIO

della Guinea, Mauritania, Mali, Burkina Faso, Ghana, Togo, Benin, Nigeria, Niger, Camerun, Ciad e Sudan (fig. 1.1).

A causa proprio della natura di transizione della regione il clima mostra una forte variazione spostandosi da nord a sud, passando da clima desertico a steppico fino a clima tropicale (secondo la classificazione dei climi di Köppen; Peel et al., 2007) man mano che ci si avvicina all'Equatore. Come emerge anche in questo studio, la regione è caratterizzata da una singola stagione delle piogge che va da giugno a settembre, con una precipitazione media annua che va da meno di 200mm nel nord a più di 800mm a sud (Biasutti, 2019). La precipitazione nel Sahel è strettamente connessa al West African Monsoon (WAM), un fenomeno che consiste in una rapida variazione stagionale dei venti sviluppata a causa della differenza di temperatura tra il deserto del Sahara e l'Oceano Atlantico e che provoca uno spostamento dell'umidità tra le due aree (Nicholson, 2013). Più precisamente vengono riconosciute quattro fasi del WAM: oceanica, costiera, transitoria e saheliana, a seconda di dove avviene il picco di precipitazione: a giugno si conclude la fase costiera, in cui la precipitazione maggiore avviene nell'oceano e vicino la costa, e a metà luglio inizia la fase saheliana, che dura fino a settembre e che causa il picco di precipitazione nella regione (Thorncroft et al., 2011). Il WAM, unitamente all'upper-level Tropical Easterly Jet (TEJ), mid-level African Easterly Jet (AEJ) e alle correnti occidentali nei bassi strati, costituiscono i principali sistemi di circolazione nell'Africa occidentale (Nicholson, 2013) e proprio grazie a vari studi sulla siccità che ha colpito il Sahel tra il 1970 e il 1980 è emerso come la variabilità del WAM sia legata alle teleconnessioni oceaniche (Diatta and Fink, 2014). Infine circa il 90% della precipitazione della regione è prodotto da sistemi convettivi organizzati (Mathon et al., 2002).



Figura 1.1: Mappa politica degli Stati del Nord Africa e del Sahel (Manni, 2017), nel riquadro nero è evidenziata la regione saheliana presa in analisi.

Capitolo 2

Data set e metodi di indagine

2.1 TAMSAT v3.1

Per questo lavoro di tesi sono state utilizzate le stime di precipitazione fornite dal gruppo di ricerca Tropical Applications of Meteorology using SATellite data and ground-based observations (TAMSAT), istituito presso l'Università di Reading nel 1977. In particolare è stato utilizzato il data set TAMSAT versione 3.1 emesso nel luglio 2020. I dati TAMSAT sono basati sulle osservazioni satellitari nell'infrarosso termico (TIR) e forniscono stime giornaliere di precipitazione a partire dal 1983 sull'intero continente africano ad una risoluzione spaziale nativa di circa 4 km ($0.0375^\circ \times 0.0375^\circ$) (Maidment et al., 2014; Tarnavsky et al., 2014; Maidment et al., 2017). I dati sono disponibili presso il sito <http://www.tamsat.org.uk>, nel caso di questo studio sono stati utilizzati dati già adattati dal gruppo di ricerca dietro TAMSAT per una griglia $0.25^\circ \times 0.25^\circ$.

Il TAMSAT è uno strumento estremamente versatile, l'ampio periodo temporale coperto dal data set permette lo studio della variabilità a lungo termine della precipitazione, mentre l'alta risoluzione spaziale, il passo temporale giornaliero e l'emissione ogni cinque giorni delle stime di precipitazione rendono il data set utile allo studio degli eventi estremi. L'importanza del data set TAMSAT risiede anche nell'aver come focus unico il continente africano, che altrimenti ha una copertura molto scarsa e mal distribuita dei pluviometri e pochi data set giornalieri con archivi significativamente lunghi (Maidment et al., 2017). E oltre ad essere un fondamentale strumento scientifico per lo studio della precipitazione africana, TAMSAT vanta molteplici usi: per esempio tramite TAMSAT-ALERT vengono effettuate le previsioni riguardo le siccità, inoltre i dati di TAMSAT vengono utilizzati nel settore finanziario per fornire assicurazioni basate sul clima ai contadini africani (<https://www.tamsat.org.uk/index.php/impact>).

L'algoritmo sfruttato da TAMSAT si basa sulla premessa che la precipitazione in Africa provenga soprattutto da nubi convettive (cumulonembi) e segue l'approccio del *cloud-indexing*: si utilizza la Cold Cloud Duration (CCD), ossia il periodo di tempo durante il quale il top delle nubi raggiungono temperature inferiori a valori di soglia prestabiliti, come proxy per l'identificazione dei sistemi precipitanti e la quantificazione della precipitazione. L'algoritmo si basa su due dati in input: le temperature di brillanza ottenute dalle osservazioni dei satelliti geostazionari METEOSAT nel TIR, fornite dall'European Organisation for the Exploitation of Meteorological

Satellites (EUMETSAT), e i dati di precipitazione raccolti dai pluviometri a terra usati per la calibrazione dei CCD, da stazioni distribuite su tutto il territorio del continente con serie temporali relative al periodo 1983-2010 (Tarnavsky et al., 2014).

Il processo di calibrazione, con cui vengono calcolate le relazioni lineari tra CCD e quantità di precipitazione sulla base dell'archivio storico di dati da stazione, si divide in due fasi. In primis vengono distinte le regioni precipitanti dalle regioni non precipitanti, per poi cercare di determinare l'aspetto quantitativo delle regioni precipitanti.

Nella prima fase vengono ottenute le CCD giornaliere su una griglia spaziale di 1° ed in corrispondenza di diversi valori di soglia delle temperature nel TIR tra -30°C e -65°C , per poi derivare i valori di CCD a ogni grado di temperatura nell'intervallo $[-65^\circ, -30^\circ]\text{C}$ tramite interpolazione. Tali valori giornalieri di CCD sono in seguito cumulati su un intervallo temporale (timestep) di cinque giorni. Viene poi preparato un set di tabelle di contingenza per ogni temperatura di soglia, comparando per ogni cella $1^\circ \times 1^\circ$ i valori di CCD con i dati di precipitazione dei pluviometri. È stata utilizzata una griglia $1^\circ \times 1^\circ$ poiché una cella con questa risoluzione è stata considerata dagli autori sufficientemente grande per ottenere parametri di calibrazione stabili, ma anche sufficientemente piccola per catturare la variazione locale nella precipitazione (Maidment et al., 2020). Le temperature di soglia ottimali sono selezionate tramite le tabelle di contingenza in base al numero di casi precipitanti (precipitazione da pluviometro e $\text{CCD} > 0$) e non-precipitanti (precipitazione da pluviometro e $\text{CCD} = 0$) identificati correttamente.

Nella seconda fase, vengono ottenuti i parametri per la calibrazione tramite la regressione lineare delle CCD, basate sulla temperatura di soglia scelta precedentemente, con i dati pluviometrici. Ottenuti quindi tali coefficienti per la calibrazione, la precipitazione viene stimata tramite l'eq. 2.1 dove lo step temporale è di cinque giorni, e a_0 e a_1 sono i coefficienti di calibrazione lineare.

$$\text{rain}_{\text{timestep}} = \begin{cases} a_0 + a_1 \text{CCD}_{\text{timestep}} & \text{CCD} > 0 \\ 0 & \text{CCD} = 0 \end{cases} \quad (2.1)$$

Poiché TAMSAT applica una calibrazione locale, i coefficienti di calibrazione lineare variano sia nello spazio che nel tempo (su base mensile) per riflettere le variazioni geografiche e temporali nella precipitazione africana. Tuttavia, poiché la calibrazione non cambia di anno in anno, il data set non considera variazioni interannuali. Al contrario, data set come CHIRPS utilizzano dati pluviometrici quasi in tempo reale, di conseguenza in caso di network pluviometrici non coerenti nello spazio e nel tempo, come quello africano, si possono ottenere dati non corretti (Maidment et al., 2017).

In ultimo avviene il downscaling temporale, disaggregando le stime di precipitazione di cinque giorni a valori giornalieri proporzionalmente alla CCD osservata per ogni giorno. Questo metodo ha il vantaggio che le stime sono vincolate a corrispondere ai totali delle precipitazioni sui cinque giorni ($\text{rain}_{\text{timestep}}$) stimate tramite i dati pluviometrici e quindi reputate più affidabili. Le stime giornaliere di precipitazione sono quindi calcolate grazie all'equazione:

$$\text{rain}_{\text{daily}} = \frac{\text{rain}_{\text{timestep}}}{\text{CCD}_{\text{timestep}}} \times \text{CCD}_{\text{daily}} \quad (2.2)$$

dove $rain_{daily}$ è la stima di precipitazione giornaliera, $rain_{timestep}$ è la stima di precipitazione sui cinque giorni, $CCD_{timestep}$ è il valore di CCD totale sui cinque giorni e CCD_{daily} è il valore giornaliero di CCD (Maidment et al., 2017; Tarnavsky et al., 2014; Maidment et al., 2014).

Come accennato in precedenza, in questa dissertazione è stata utilizzata la versione 3.1 del data set, e nonostante non ci siano state sostanziali modifiche nell'algoritmo, tale versione presenta tre variazioni rispetto alla v3.0. L'implementazione più significativa è l'aver reso l'archivio temporalmente completo, non ci sono più giorni mancanti. La presenza di *missing days* era dovuta all'assenza delle osservazioni satellitari per tali giorni, problematica presente soprattutto tra il 1983 e il 1995, come si osserva nel grafico 2.1. Per sopperire a tale problema sono state utilizzate informazioni preesistenti sulle CCD interessate per gap entro i quattro giorni, mentre ci si è affidati al data set CHIRPS v2.0 per gap maggiori. Le altre due variazioni riguardano l'aumento del numero di pluviometri a terra per la calibrazione e l'estensione dell'intervallo delle temperature di soglia fino ad una temperatura minima di -65°C . (<http://www.tamsat.org.uk>).

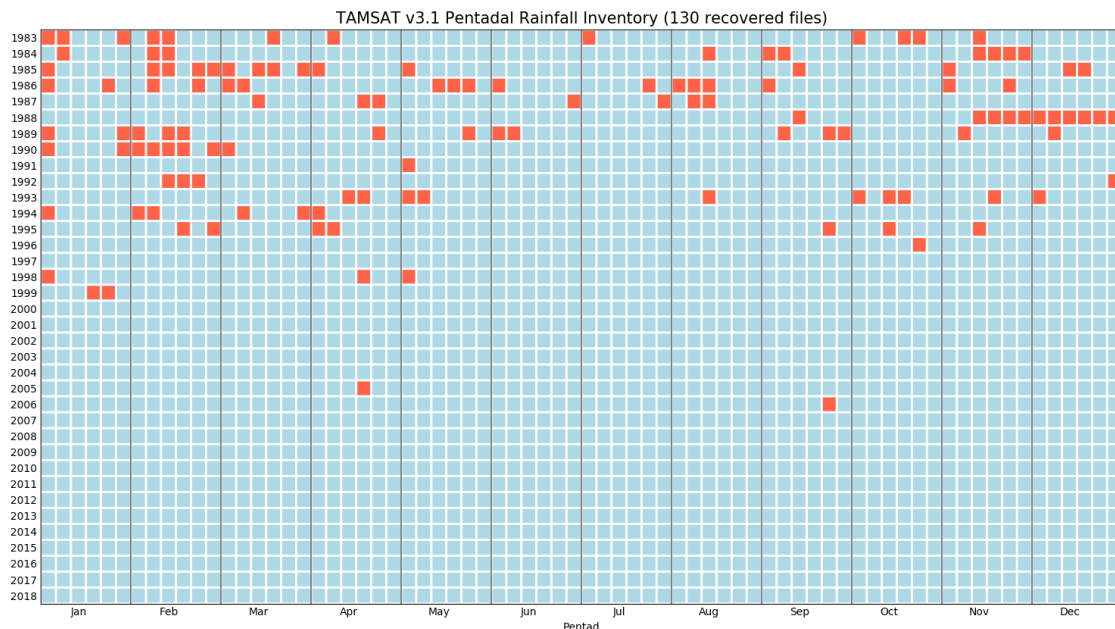


Figura 2.1: Calendario diviso in periodi da cinque giorni per gli anni 1983-2018, in rosso sono evidenziati i periodi di cinque giorni assenti nella versione 3.0 e ricostruiti come descritto, (<http://www.tamsat.org.uk>).

Pur avendo apportato tali correzioni, anche nel TAMSAT v3.1 persiste una limitazione intrinsecamente legata all'utilizzo della CCD come proxy per la precipitazione. Infatti quando la precipitazione proviene principalmente da nubi calde, come ad esempio nella zona della costa dell'Africa occidentale e nelle regioni montuose (come l'Acrocorno Etiopico), la precipitazione può essere sottostimata (Maidment et al., 2017). Inoltre eventi precipitanti estremi ristretti nel tempo sono spesso sottostimati, poiché non ci sono sufficienti informazioni nella CCD per registrare alti rate di precipitazione in un breve periodo (Maidment et al., 2020), il data set è al contrario molto indicato nello studio dei periodi siccitosi (Maidment et al., 2014).

2.2 Indici di precipitazione e Clim- pact

Una volta ottenute le stime di precipitazione giornaliere, grazie a Climpact sono stati ottenuti una serie di indici climatici. Climpact è un pacchetto software basato sul linguaggio R e sviluppato dall'Expert Team on Sector-Specific Climate Indices (ET-SCI) della World Meteorological Organization (WMO), un team internazionale di scienziati del clima che si è occupato di selezionare gli indici (legati a precipitazione e temperatura).

La variazione nella severità o frequenza degli eventi precipitativi ha un forte impatto su molti settori socio-economici, dalla salute all'agricoltura alla gestione responsabile dell'acqua, per questo motivo gli indici sono uno strumento estremamente utile. Grazie infatti a indici climatici univocamente definiti è possibile ottenere importanti informazioni contenute nei data set giornalieri senza la necessità di mostrare i dati giornalieri stessi (Herold and McComb, 2021).

In particolare, in questo lavoro sono stati calcolati vari indici legati alla precipitazione, con una risoluzione spaziale di 0.25° e su base sia annuale che, quando possibile, mensile:

- PRCPTOT: Totale annuale (o mensile) di precipitazione in millimetri.
- CDD: Numero massimo di giorni consecutivi in cui la precipitazione giornaliera è inferiore a 1 mm (posto come soglia per considerare un giorno piovoso).
- CWD: Numero massimo di giorni consecutivi in cui la precipitazione giornaliera è pari o superiore a 1 mm.
- Rnnmm: Numero annuale (o mensile) di giorni in cui la precipitazione è pari o superiore ad una determinata soglia; in questa dissertazione sono state usate come soglie 1 mm, 10 mm e 20 mm.
- Rxnday: Quantitativo annuale (o mensile) massimo di precipitazione in millimetri per eventi precipitativi durati determinati giorni; qui sono stati considerati eventi di durata di 1, 3 e 5 giorni consecutivi.
- R95p e R99p: Quantitativo annuale di precipitazione in mm quando la precipitazione giornaliera supera il 95° (o 99°) percentile della precipitazione, l'indice R99p è individuato spesso (Sanogo et al., 2022) come un indice adatto a descrivere gli eventi di precipitazione estrema (EPE).

2.3 Altri metodi utilizzati

Al fine di analizzare su più versanti l'andamento degli indici nel tempo e nello spazio oltre alle climatologie valutate sull'intero periodo analizzato sono stati utilizzati vari strumenti.

2.3.1 Mann-Kendall e Sen's slope estimator

Per osservare i trend dei vari indici sono stati utilizzati il test di Mann-Kendall e lo stimatore di Sen (Sen, 1968). Il primo è un test statistico non-parametrico che permette di capire se è presente un trend significativo positivo o negativo mediante la valutazione del parametro statistico S calcolato tramite l'equazione:

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (2.3)$$

dove x_i e x_j sono elementi della serie temporale in esame ai timestep i -esimo e j -esimo, mentre la funzione $\text{Sgn}(x_j - x_i)$ è definita come segue: (Mondal et al., 2012):

$$\text{Sgn}(x_j - x_i) = \begin{cases} +1 & (x_j - x_i) > 0 \\ 0 & (x_j - x_i) = 0 \\ -1 & (x_j - x_i) < 0 \end{cases} \quad (2.4)$$

dalla varianza di S successivamente calcolata viene ottenuto il p -value, tanto più tale valore è inferiore ad un certo α fissato (in questo caso posto $\alpha = 0.05$), tanto maggiore sarà la significatività del trend (Gilbert, 1987).

Lo stimatore di Sen invece è un metodo per stimare la pendenza della regressione lineare (ovvero il rate, la variazione dell'indice esaminato nell'unità di tempo) ed è considerata la tecnica non-parametrica più diffusa per la stima di un trend lineare poiché, a differenza di quanto accadrebbe con il calcolo dei minimi quadrati, è poco sensibile a valori anomali. Viene calcolato derivando per ciascuna delle N coppie di punti il valore Q_k :

$$Q_k = \frac{x_j - x_i}{j - i} \quad (2.5)$$

con $j > i$ e $k = 1, 2, \dots, N$. La mediana di questi N valori è lo stimatore di Sen, ottenuto come (Gilbert, 1987):

$$\text{Sen's estimator} = \begin{cases} Q_{[(N+1)/2]} & \text{per } N \text{ dispari} \\ \frac{1}{2}(Q_{[N/2]} + Q_{[(N+2)/2]}) & \text{per } N \text{ pari} \end{cases} \quad (2.6)$$

2.3.2 Empirical Orthogonal Functions

Un altro strumento adottato sono le Empirical Orthogonal Functions (EOF), uno strumento esplorativo (non orientato ai modelli) e tra i metodi di analisi più utilizzati nelle scienze atmosferiche sin dal 1947. Le EOF hanno svariati scopi e sono state utilizzate ad esempio per ridurre le dimensionalità o estrarre pattern.

Dato un qualsiasi campo meteorologico spazio-temporale, l'analisi EOF trova un set di modelli spaziali ortogonali associato ad un set di serie temporali non correlate (o componenti principali, PC). I vincoli geometrici che caratterizzano EOF e PC possono essere molto utili nella pratica poiché la matrice di covarianza di qualsiasi sottoinsieme di PC è sempre diagonale.

Lo scopo originale delle EOF era quello di ottenere una scomposizione di un campo continuo spazio-temporale $X(t, s)$, dove t e s denotano rispettivamente tempo e posizione nello spazio,

$$X(t, s) = \sum_{k=1}^M c_k(t) u_k(s)$$

dove M è il numero di modi contenuti in un campo, usando un set ottimale di funzioni base dello spazio $u_k(s)$ e funzioni di espansione del tempo $c_k(t)$ (Hannachi et al., 2007).

Per esprimerlo più chiaramente, nello studio delle EOF si ottengono due elementi per ogni modo di variabilità: una mappa, che rappresenta l'oscillazione stazionaria del modo, e una serie temporale, che mostra come questo oscilla nel tempo (Björnsson and Venegas, 1997). Le EOF quindi puntano a trovare un nuovo set di variabili che catturi la maggior parte della varianza osservata nei dati tramite combinazioni lineari delle variabili originali (Hannachi et al., 2007), permettendo quindi di estrarre e studiare i processi principali che muovono le complicate variabilità dei dati (Björnsson and Venegas, 1997). Per quanto riguarda questa dissertazione, le EOF sono state utilizzate per estrarre modi di variabilità degli indici di precipitazione.

2.3.3 SST e indici

Sono state infine valutate le teleconnessioni tra la precipitazione del Sahel e alcuni indicatori climatici basati sulla temperatura superficiale del mare (SST) durante il periodo 1983-2021. Il data set scelto è l'Optimum Interpolation Sea Surface temperature (OISST) versione 2.1, prodotto dalla National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), l'agenzia statunitense che si occupa del monitoraggio e della ricerca nell'ambito del clima e degli oceani. In particolare, è stato impiegato il data set globale con griglia $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ su base giornaliera. L'OISST fornisce un archivio globale i cui dati sono ottenuti tramite combinazione delle osservazioni della temperatura oceanica da satellite e da piattaforme a bordo di navi o boe. I dati in input sono distribuiti in maniera irregolare, quindi per ottenere una griglia regolare si applica l'optimum interpolation (OI) in modo da non avere valori mancanti. Prima dell'interpolazione i dati satellitari vengono corretti da bias legati soprattutto a contaminazioni di nubi e aerosol, grazie alle osservazioni in situ, di conseguenza nelle aree dove queste sono meno presenti la correzione può essere meno efficace (OIS, 2020).

La comprensione delle teleconnessioni è fondamentale nello studio della precipitazione e della sua evoluzione, ad esempio Diatta et al. (2020) sottolineano la forte connessione tra eventi estremi nel Sahel e le anomalie di temperatura del Mar Mediterraneo, Rowell (2001) invece aveva analizzato le teleconnessioni tra precipitazione nel Sahel e SST nell'Oceano Pacifico. Inoltre Biasutti (2019) riporta come sia ora accettato che la variabilità della temperatura superficiale del mare sia una delle maggiori fonti della variabilità interannuale e interdecadale della precipitazione nel Sahel nel 20-esimo secolo. Per questo motivo, a partire dai dati di SST sono stati prodotti diversi indici climatici basati sulle SST:

- Atlantic Multidecadal Oscillation (AMO): modo di variabilità della SST dell'Oceano Atlantico su scala multi-decadale con un periodo di circa 60-80 anni. Per ottenere l'indice sono state calcolate le medie annuali delle anomalie mensili di SST globale (entro i 60°N e 60°S) e sono state sottratte alle medie annuali

2.3. ALTRI METODI UTILIZZATI

delle anomalie mensili della SST dell'Oceano Atlantico (0-60°N, 75°W-7.5°W) (NCL, 2019; Trenberth and Zhang, 2016).

- Indian Ocean Dipole Index (IODI): modo di variabilità osservato nell'Oceano Indiano basato sulle differenze medie delle anomalie di SST tra due aree dell'oceano. Viene calcolato come la differenza tra le medie annuali di anomalie della regione ovest dell'oceano (50°E-70°E, 10°S-10°N) e quelle della regione sud-est (90°E-110°E, 10°S-0) (Saji et al., 1999). Si evidenziano tre possibili fasi dell'indice IOD, ovvero positiva, negativa e neutra a seconda del segno e del valore dell'indice.
- MedIndex: indice riguardante la variabilità delle SST nel Mediterraneo, ottenuto mediando annualmente le anomalie standardizzate di SST nell'area (8°W-41°E, 30°N-46°N) e rimuovendo il trend lineare (Polo et al., 2013).
- Oceanic Niño Index (ONI): è l'indicatore principale per il monitoraggio oceanografico del pattern climatico El Niño-Southern Oscillation. Viene ottenuto effettuando una media mobile di 3 mesi delle anomalie di SST sull'area del Niño 3.4 (5°S-5°N, 120°W-170°W). Valori dell'indice maggiori o uguali a +0.5 indicano la presenza di El Niño, valori minori o uguali a -0.5 indicano presenza de La Niña (Lindsey, 2009).
- South Atlantic Ocean Dipole Index (SAODI): indice basato sul dipolo di temperatura che si osserva nel sud dell'Oceano Atlantico. È stato calcolato ottenendo la differenza media delle anomalie di SST tra il polo nord est (10°E-20°W, 0-15°S) e il polo sud ovest (10°W-40°W, 25°S-40°S). Valori positivi (negativi) dell'indice SAOD indicano un riscaldamento (raffreddamento) nel polo nord est, vicino le coste dell'Africa Centro-Equatoriale e Occidentale ed un raffreddamento (riscaldamento) nel polo sud ovest, vicino la costa sudamericana (Nnamchi et al., 2011).
- Trans-Atlantic Pacific Ocean Dipole Index (TAPODI): anche questo è un indice basato sulle differenze nelle anomalie standardizzate, in questo caso i poli sono uno nell'Oceano Pacifico orientale (120°W-80°W, 15°S-15°N) e l'altro nell'Atlantico (75°W-10°E, 12°S-15°N) (Lin and Dike, 2018).

Oltre a questi indici, calcolati a partire dai dati dell'archivio OISST, è stato preso in esame e usato nei confronti anche l'indice North Atlantic Oscillation (NAO). Questo indice viene ottenuto dall'analisi delle Rotated Principal Component Analysis (RPCA) delle anomalie di pressione a 500-mb d'altezza nella regione dell'Oceano Atlantico tra i 20°N e i 90°N (Team, 2005; Barnston and Livezey, 1987).

Capitolo 3

Risultati e discussioni

3.1 Analisi delle climatologie degli indici

In questa sezione sono presentate le climatologie annuali degli indici di precipitazione per l'intero periodo in analisi. Osservando la climatologia della precipitazione totale annuale (fig. 3.1a) si nota immediatamente il forte gradiente meridionale legato alla presenza del Sahara a nord, con valori che partono da meno di 50 mm annui nell'area nord-est e arrivano ad oltre 800 mm a sud. Inoltre è presente un'area molto più piovosa ad ovest sulla costa, che interessa in modo particolare Guinea e Guinea-Bissau e mostra precipitazioni annuali di circa 1500 mm, e una seconda area, più ristretta e con un picco meno pronunciato, tra i 5°E e i 10°E, in corrispondenza della Nigeria e del Benin, dove si arriva a 1200-1300 mm. Questo comportamento si riscontra in modo simile nelle climatologie di gran parte degli indici analizzati: l'indice R1mm mostra in media 20 giorni di precipitazione nella regione centro-nord per arrivare a circa 150 giorni nelle aree della Guinea e della Nigeria, anche il CWD ha i valori maggiori in queste aree, tra i 20 e i 25 giorni consecutivi di pioggia, mentre nel resto del Sahel in media sono tra 3 e 10 giorni.

Tuttavia, indici come R20mm (fig. 3.1b) mostrano inevitabilmente una situazione più estrema, poiché solo la zona della Guinea ha una media di 30 giorni di precipitazione all'anno pari o superiore a 20mm.

Un altro indice che forzatamente si distanzia dal comportamento generale è il CDD (Consecutive Dry Days) (fig. 3.1c), che mostra una distinzione più marcata in senso zonale, con un'area molto ampia con oltre 350 giorni aridi consecutivi, nelle zone tra i 15°N e i 20°N del Ciad e del Sudan, e per contro ad ovest di 10°E caratterizzata da periodi secchi di durata molto inferiore, fino ad un massimo di 150 giorni.

Tuttavia, poiché l'interesse principale di questa dissertazione è l'evoluzione di questi indici nel tempo, il data set è stato diviso temporalmente a metà, un primo periodo che include i 19 anni dal 1983 al 2001, ed un secondo ventennio dal 2002 al 2021. Sono state quindi prodotte le climatologie dei due periodi per poi sottrarre la prima alla seconda, ottenendo quindi delle mappe che mostrano le variazioni del secondo periodo rispetto al primo.

3.1. CLIMATOLOGIE

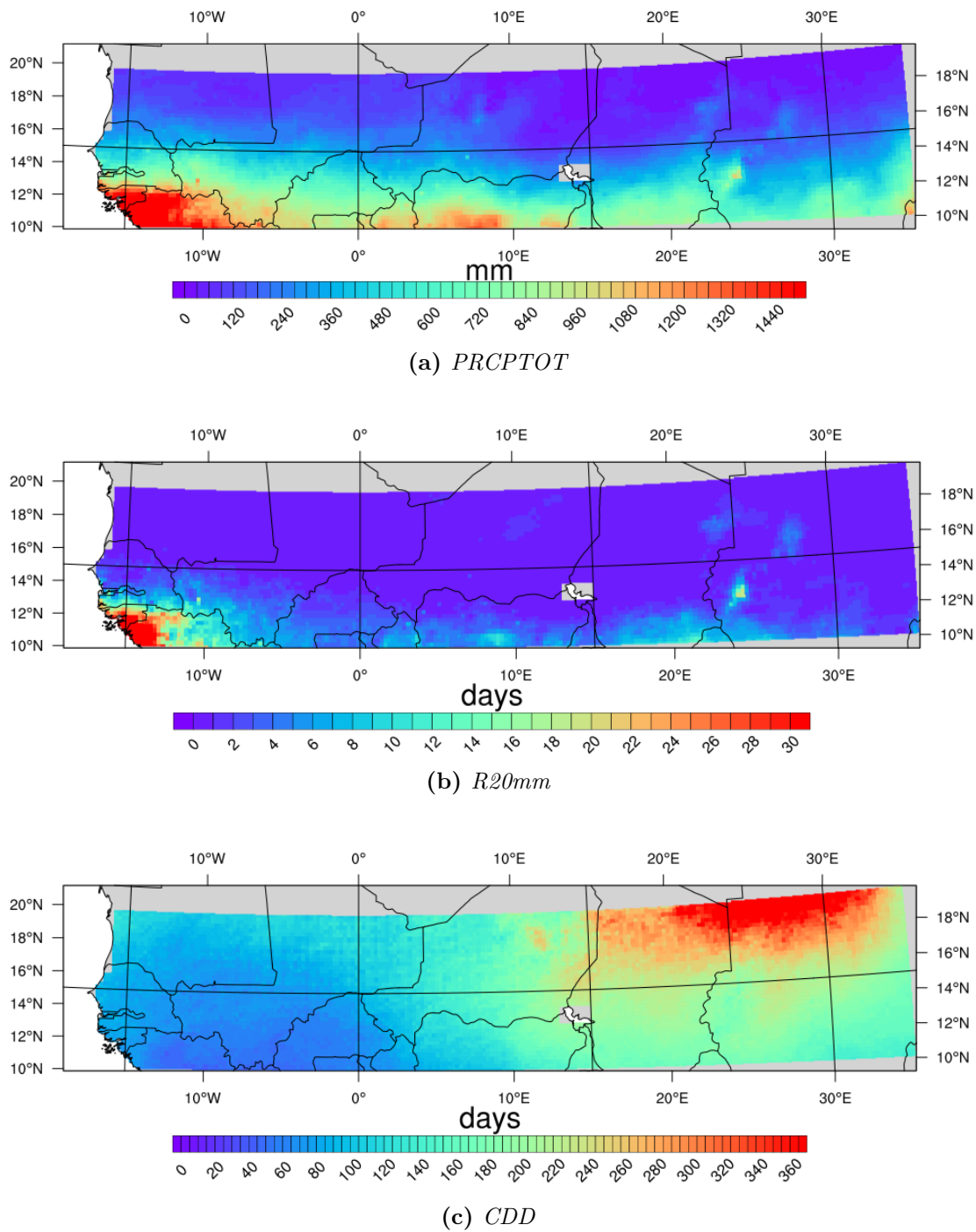


Figura 3.1: Climatologie degli indici PRCPTOT, R20mm e CDD, ogni pixel (pari ad una cella $0.25^\circ \times 0.25^\circ$) riporta il valore annuale medio sul periodo 1983-2021.

Rispetto a quanto osservato nelle semplici climatologie, in questo caso le aree di interesse sono maggiori. Come si osserva nella mappa per l'indice PRCPTOT (fig. 3.2), oltre alla zona sud-ovest e all'area nel nord del Benin, le differenze maggiori si hanno nell'area del Sahel centrale, ossia tra i 15°E e i 30°E, dove si arriva ad aumenti da primo a secondo periodo di oltre 100 mm nella media annuale, questo a fronte di una precipitazione annuale media compresa tra 300 e 900 mm. Inoltre osservando il resto della mappa si nota l'assenza di aree in cui l'indice è diminuito. Anche nel caso dell'indice R1mm (fig. 3.3a) è ubiquitario l'aumento del valore medio annuale tra i due periodi, fino ad un massimo di circa 15 giorni in più nel periodo più recente.

Tuttavia, analizzando la regione guineana e il nord del Benin si osserva che mentre l'aumento dell'indice PRCPTOT superi gli 80mm, la variazione dell'indice R1mm è compresa tra 0 e 10 giorni precipitanti in più nel secondo periodo, un aumento lieve anche tenendo in conto che queste aree hanno tra i 100 e i 150 giorni precipitanti l'anno. Un aumento dei millimetri di pioggia precipitati, mantenendo invariati i giorni in cui tale precipitazione si distribuisce, è possibile dia luogo a piogge estreme e distruttive. Continuando nel confronto delle mappe di differenza, l'unica area con un aumento di R1mm più definito, ovvero il confine Ciad-Sudan, coincide con l'altra regione interessata da un aumento notevole di PRCPTOT.

L'area nel confine tra Ciad e Darfur (ovest del Sudan) inoltre è ben identificabile anche nelle mappe di differenza di R10mm e R20mm (figure 3.3b e 3.3c). La precipitazione in quell'area quindi sembra aumentare sia in termini quantitativi che di giorni di precipitazione e giorni di forte precipitazione.

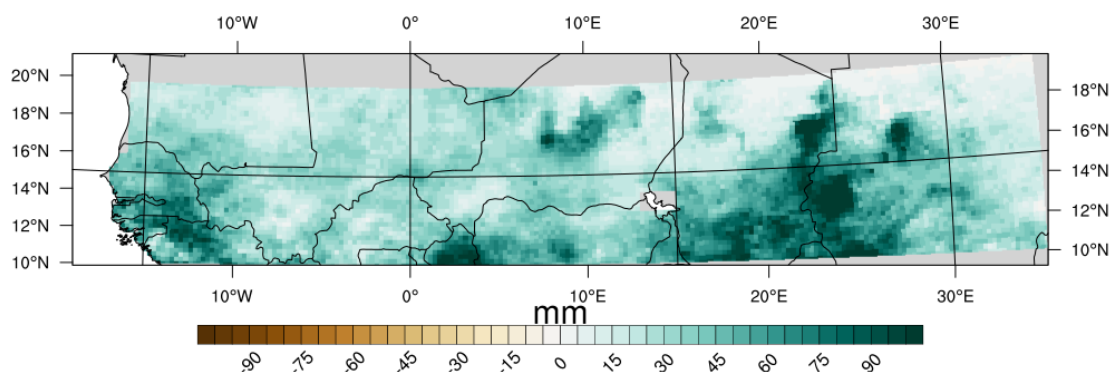
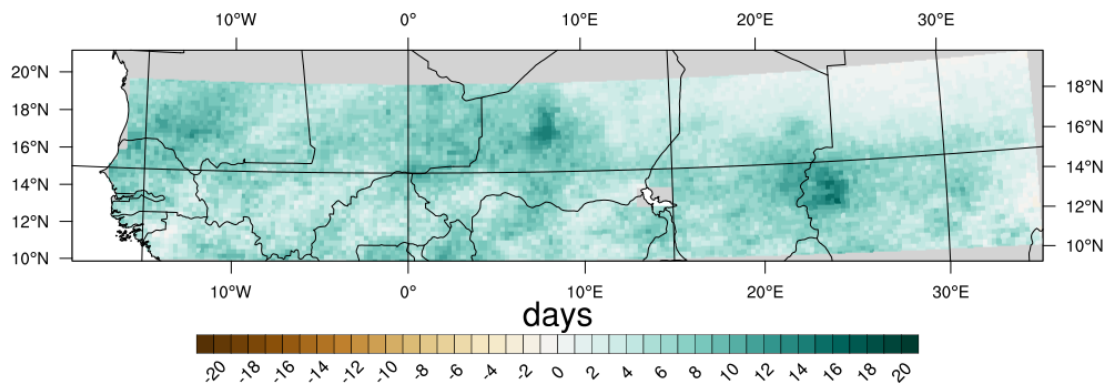


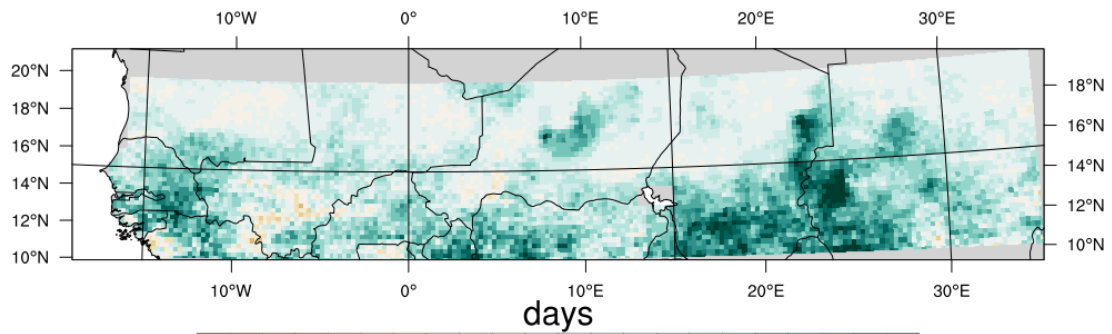
Figura 3.2: Mappa di differenze tra le climatologie 2002-2021 e 1983-2001 per l'indice PRCPTOT.

Spostandosi poi sulle mappe degli indici Rxnday, con $n=1,3,5$ giorni (figure 3.4a, 3.4b e 3.4c), la distribuzione spaziale della variazione dell'indice rimane molto simile: si ha una distinzione molto più marcata nelle aree interessate da aumento, che coinvolgono ancora una volta l'area costiera della Guinea, ma in questo caso soprattutto l'area del Sahel centro settentrionale, con vari spot che presentano un aumento di più di 20 mm precipitati nei massimi degli eventi intensi di 1, 3 e 5 giorni. Alcune aree interessate dal forte aumento potrebbero essere legate all'orografia, lo spot in Niger è poco distante dal Massiccio dell'Air, mentre quello più esteso in Ciad si trova sull'Altopiano dell'Ennedi, tuttavia non è possibile ora accertare una

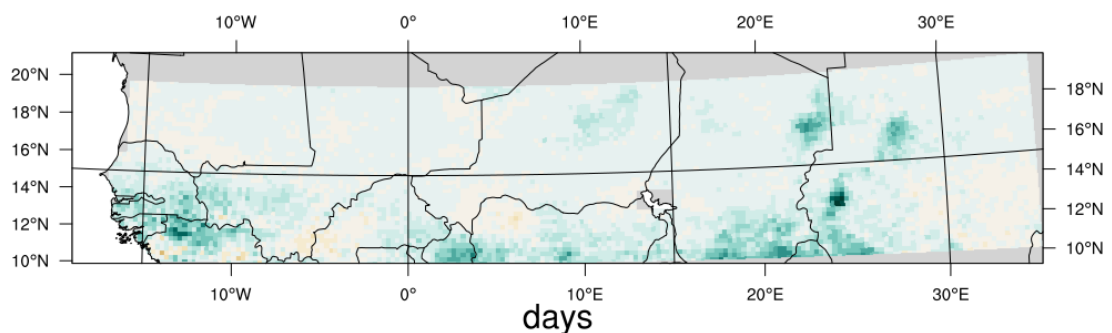
3.1. CLIMATOLOGIE



(a) $R1mm$



(b) $R10mm$



(c) $R20mm$

Figura 3.3: Mappe di differenze tra le climatologie 2002-2021 e 1983-2001 per gli indici $R1mm$, $R10mm$, $R20mm$.

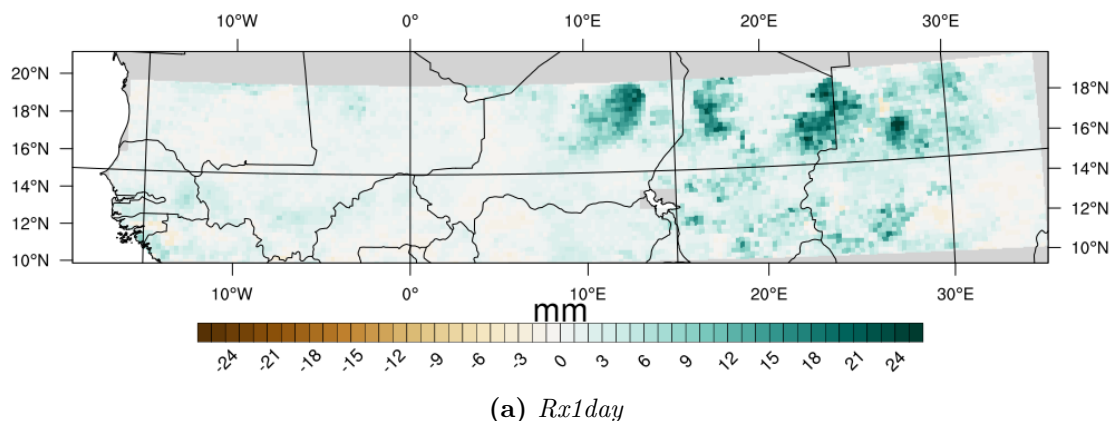


Figura 3.4: Mappa di differenze tra le climatologie 2002-2021 e 1983-2001 per l'indice *Rx1day*.

correlazione con elementi orografici, data anche la presenza di altri spot che non si trovano in corrispondenza di aree montuose.

Sono state prese in analisi anche le differenze climatologiche degli indici *R95p* (fig. 3.4d) ed *R99p* (fig. 3.4e), che però mostrano un comportamento generalmente in linea con quanto osservato negli altri indici; tuttavia sono presenti, specie nel caso dell'indice *R99p*, variazioni negative distribuite nell'area meridionale del Sahel, che mostra le maggiori differenze tra i due ventenni. Un aspetto che è osservabile in questi indici legati agli eventi estremi ed è invece quasi totalmente assente in indici come *PRCPTOT* e *R1mm* è invece la presenza di aree in cui i valori di questi indici sono diminuiti nel secondo ventennio. Le mappe di *R20mm*, *Rx3day*, *Rx5day*, *R95p* ed *R99p* mostrano in particolare zone nella regione sud in cui la variazione è negativa.

In ultimo sono state osservate le mappe riguardanti *CDD* e *CWD*. Il confronto nelle variazioni di *CDD* (fig. 3.4g) e *CWD* (fig. 3.4f) sembra molto interessante poiché mentre si osserva una significativa diminuzione della durata dei periodi secchi, che chiaramente interessa in particolar modo l'area nord del Sahel, non abbiamo un aumento altrettanto significativo dei giorni piovosi consecutivi, che al contrario mostra variazioni in gran parte positive a sud, tranne a sud est, dove ci sono differenze debolmente negative.

3.1. CLIMATOLOGIE

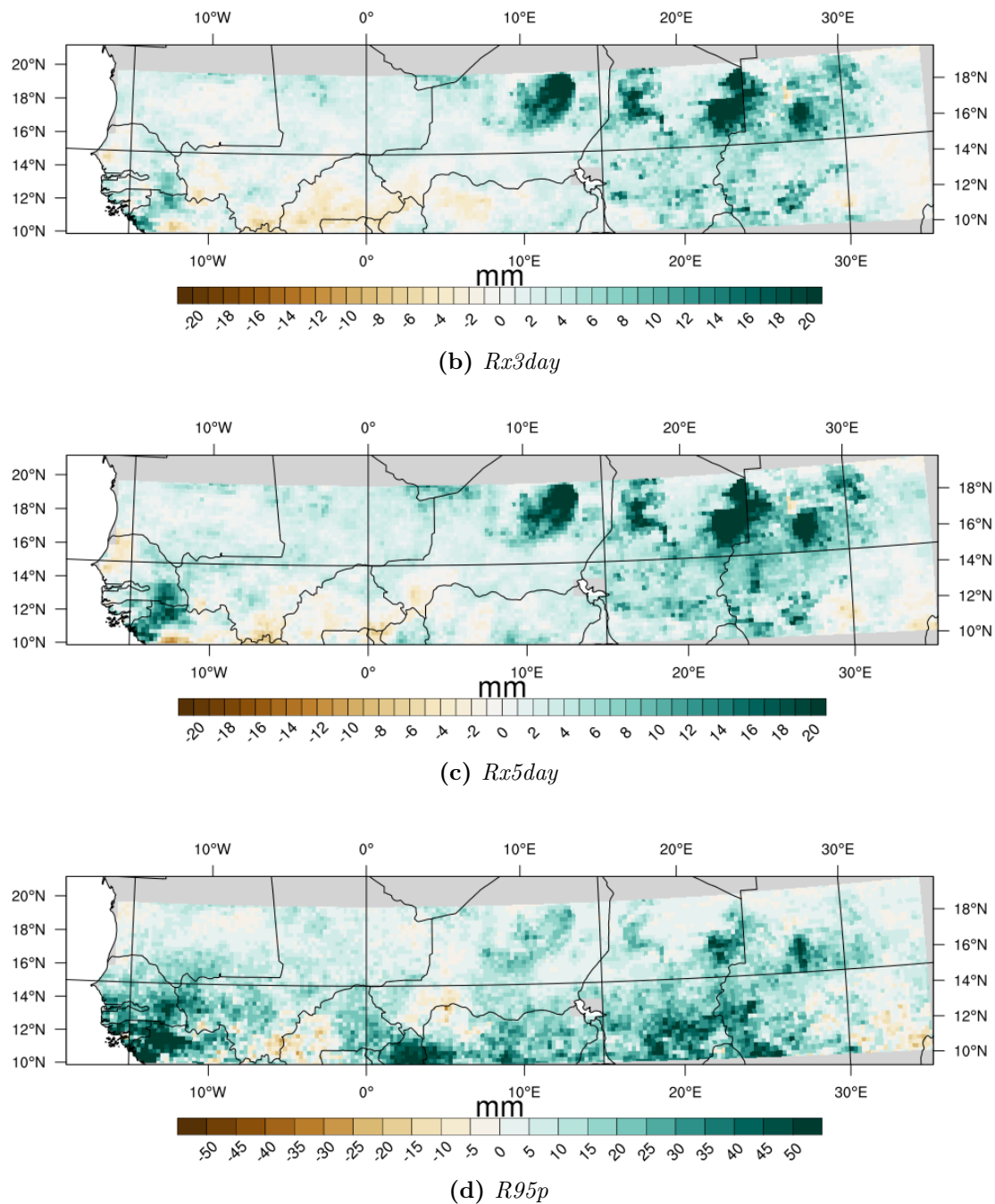
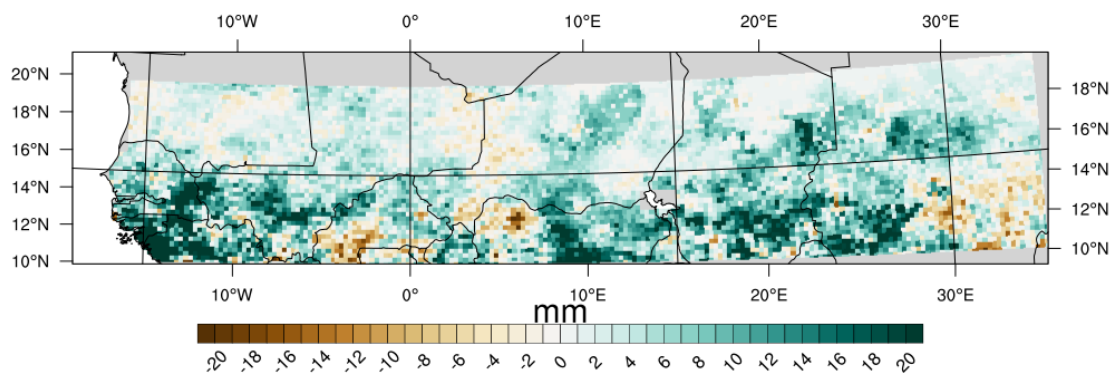
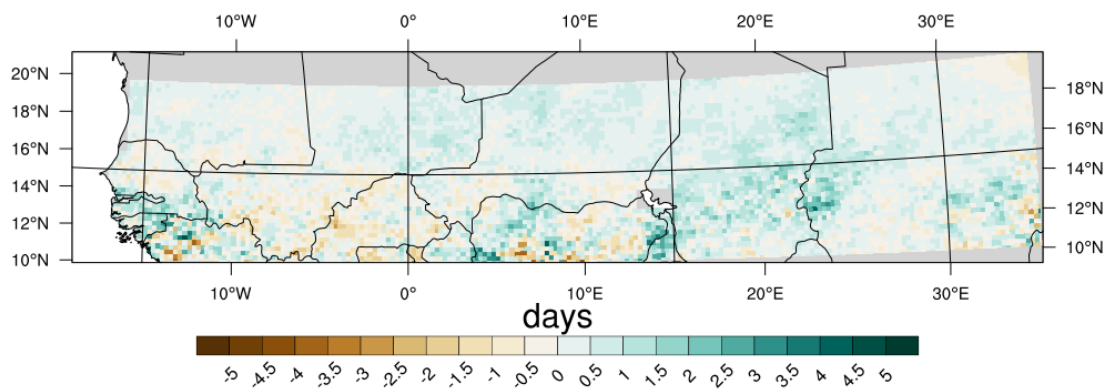


Figura 3.4: Mappe di differenze tra le climatologie 2002-2021 e 1983-2001 per gli indici *Rx3day*, *Rx5day* e *R95p*.

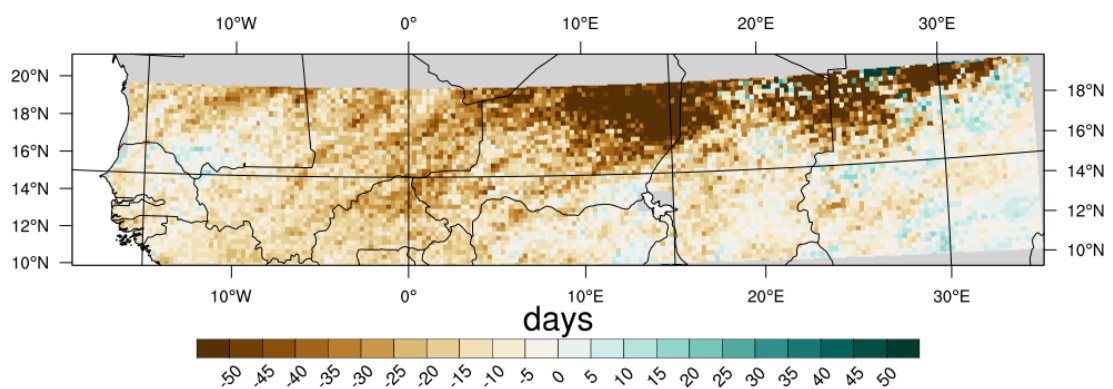
3.1. CLIMATOLOGIE



(e) *R99p*



(f) *CWD*



(g) *CDD*

Figura 3.4: Mappe di differenze tra le climatologie 2002-2021 e 1983-2001 per gli indici *R99p*, *CWD* e *CDD*.

3.2 Evoluzione temporale e stagionalità delle precipitazioni

Successivamente sono stati analizzati gli andamenti delle serie temporali degli indici di precipitazione mediati sulla regione. Se si osserva la serie temporale della precipitazione totale mediata sull'intero Sahel (linea nera tratteggiata in fig. 3.5a) si nota un aumento evidente nel tempo, più rapido nei primi quindici anni. Il complessivo aumento degli indici di cui si era avuta una prima dimostrazione nelle climatologie viene riconfermato dall'andamento in funzione del tempo delle serie temporali mediate su tutta la regione del Sahel.

Sono state prodotte serie temporali distinte dei quattro quadranti (tabella 3.1), ottenuti separando l'area del Sahel a 15°N di latitudine e a 10°E di longitudine, per analizzare più nel dettaglio le zone evidenziate nella valutazione delle climatologie.

Osservando per esempio la serie temporale relativa all'indice PRCP-TOT (fig. 3.5a): l'area del South-West (SW) spicca mantenendo sempre i valori maggiori, a seguire il South-Central (SC) conferma il gradiente meridionale nella quantità di precipitazione annuale; l'area nord del Sahel (North-West, NW, e in particolar modo North-Central, NC) si

North-West	(15°N, 20°N)	(20°W, 10°E)
North-Central	(15°N, 20°N)	(10°E, 35°E)
South-West	(10°N, 15°N)	(20°W, 10°E)
South-Central	(10°N, 15°N)	(10°E, 35°E)

Tabella 3.1: Settori e relative coordinate in cui è stata divisa la regione del Sahel in analisi.

mantiene invece a valori molto inferiori. Osservando poi la serie temporale dell'indice R99p (fig. 3.5b), si nota un comportamento meno in linea con quello degli altri indici (che a grandi linee seguono l'andamento analizzato con PRCP-TOT). L'area SW infatti, pur mantenendosi a valori superiori rispetto alle altre aree, mostra una grande oscillazione, con picchi molto pronunciati negli anni 1989, 1998, 2003, 2007, 2018. In ognuno di questi anni l'Office for the Coordination of Humanitarian Affairs delle Nazioni Unite (UNOCHA) ha registrato inondazioni negli Stati della regione qui identificata come South-West Sahel, in particolare nel 2007 si sono verificate alcune delle inondazioni peggiori dal 1970 (UNOCHA, 1989; UNOCHA, 1998; UNOCHA, 2003; UNOCHA, 2007; UNOCHA, 2018), questo conferma la forte rappresentatività dell'indice R99p come indicatore di eventi estremi. È poi interessante come, mentre i primi due picchi identificati nella serie del SW Sahel siano riscontrabili in tutte e quattro le aree, segno di un fenomeno che ha interessato, seppure con intensità diverse, tutto il Sahel, i picchi legati degli anni 2003, 2007 e 2018 sono meno identificabili nelle altre aree, arrivando ad essere in controfase per l'area SC. Situazioni di controfase si osservano anche nelle serie temporali del nord Sahel, in particolar modo dal 2009 in poi.

Osservando complessivamente le serie temporali dei vari indici si può inoltre notare che nonostante le aree ad ovest mantengano valori superiori alle controparti centrali, sono queste ultime aree, ed in particolare il SC, a mostrare un aumento più rapido degli indici nel tempo (si osservino ad esempio i grafici per l'indice R1mm, fig. 3.5c, e R10mm, fig. 3.5d). È interessante sottolineare che gli indici Rxnday

(qui riportata la serie temporale di Rx1day, fig. 3.5e) mostrano un aumento molto sensibile nel settore NC, con un trend che sembra comparabile a quello del settore SC. L'unico indice il cui comportamento si discosta nettamente da quello generale è il CDD (fig. 3.5f), come è intuibile infatti la curva con valori maggiori è relativa alla regione centro-settentrionale. Tale curva ha un massimo di circa 350 giorni nel 1986, per poi mostrare una decrescita seppure con una forte oscillazione. Tuttavia, è anche interessante che l'indice mostri un valore estremamente basso per la regione NC nel 1983, valore fortemente inferiore alla media e paragonabile solo all'area sud-occidentale, la più piovosa delle quattro. Confrontando i valori di PRCPTOT e R1mm dell'anno in questione con le relative climatologie non si vedono differenze egualmente definite; anzi, come hanno osservato vari studi, il Sahel era ancora interessato dalla grave siccità iniziata negli anni '70 (Nicholson, 1985; Hulme, 1984), di conseguenza è possibile che non sia stato un aumento della precipitazione a causare un valore del CDD così basso, ma una precipitazione più sparsa lungo l'anno.

Tramite le serie temporali degli indici calcolate a scala mensile è stato possibile esplorare la stagionalità delle precipitazioni. Per avere ulteriori informazioni sulla variazione lungo i 39 anni di analisi il data set è stato diviso in 4 decadi (il primo periodo è in realtà lungo, chiaramente, 9 anni). Come è possibile notare dal grafico per l'indice PRCPTOT, fig. 3.6a, la stagione delle piogge è ben definita e interessa i mesi dell'estate boreale da giugno a settembre (June-July-August-September, JJAS), con il picco raggiunto ad agosto. Come accennato in precedenza, la stagione delle piogge è strettamente legata al WAM, che nei mesi di luglio e agosto attraversa la fase saheliana, in cui le precipitazioni avvengono soprattutto ai 10°N (Nicholson, 2013). La precipitazione totale mensile da novembre ad aprile è ben inferiore a 10 mm, mentre mostra poi un forte aumento che arriva tra i 110 e i 130 mm ad agosto.

Se poi si valutano le giornate con precipitazione più intensa, come l'indice R10mm (fig. 3.6b), si constata che tra ottobre e maggio in nessuna delle quattro decadi la media spaziale arriva al valore unitario, definendo con ancora più forza come l'unico span temporale piovoso è la stagione JJAS.

Un altro aspetto che si nota facilmente, confermando quanto si è precedentemente osservato, è che l'aumento più significativo di ogni indice in realtà avviene entro i primi diciannove anni, ossia il primo dei due periodi presi in considerazione per le differenze tra climatologie.

Avendo quindi osservato la presenza di una singola stagione piovosa sono state prodotte climatologie graficando il valore medio dei soli mesi JJAS e la differenza tra i due periodi.

Mentre le climatologie della stagione JJAS seguono il comportamento delle climatologie annuali, quindi con le regioni di maggiore variazione nell'area guineana sulla costa e in corrispondenza di Benin e Nigeria, è interessante osservare le mappe di differenza tra climatologie. Prendendo l'indice PRCPTOT (fig. 3.7), si nota come la mappa di differenze sia molto meno diversificata rispetto alla mappa con differenze tra climatologie annuali: è assente il forte aumento relativo nell'area meridionale del Sahel e sono identificabili solo gli le aree già individuate al confine tra Ciad e Sudan. Questo potrebbe far pensare che la variazione positiva identificata, per quanto ottenuta mediando due periodi molto ampi, non riguardi la sola stagione delle piogge ma l'intero anno.

3.2. EVOLUZIONE TEMPORALE

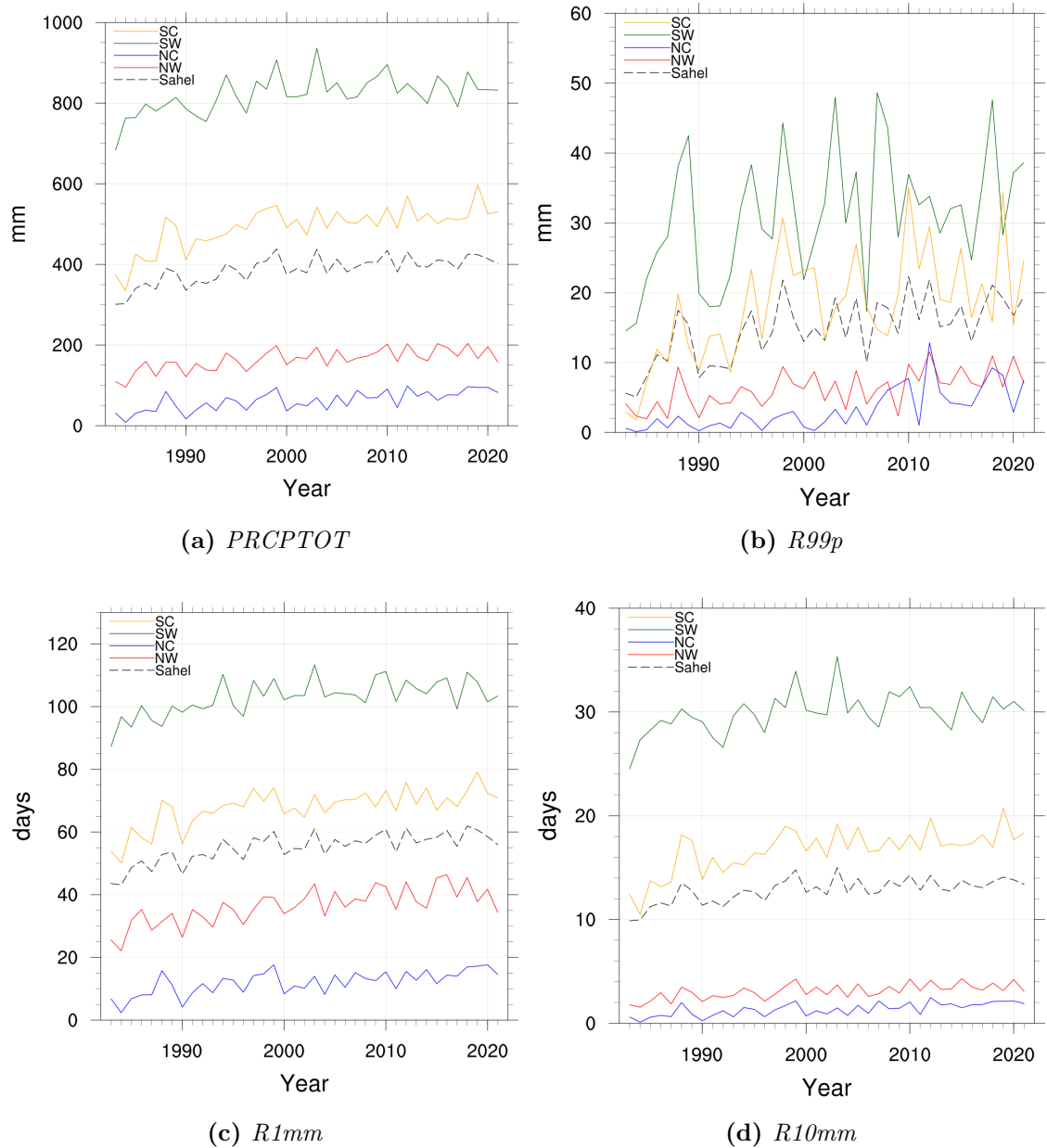


Figura 3.5: Serie temporali degli indici PRCPTOT, R99p, R1mm, R10mm per l'intera regione (Sahel) e divise per aree: South-Central (SC), South-West (SW), North-Central (NC), North-West (NW).

3.2. EVOLUZIONE TEMPORALE

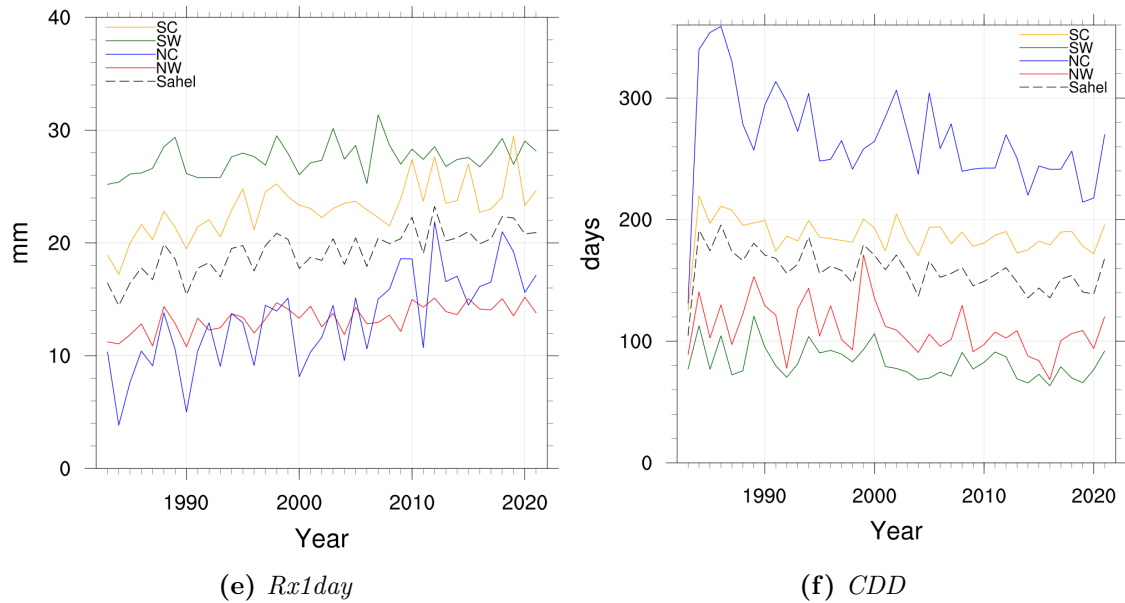


Figura 3.5: Serie temporali degli indici $Rx1day$, CDD per l'intera regione (Sahel) e divise per aree: South-Central (SC), South-West (SW), North-Central (NC), North-West (NW).

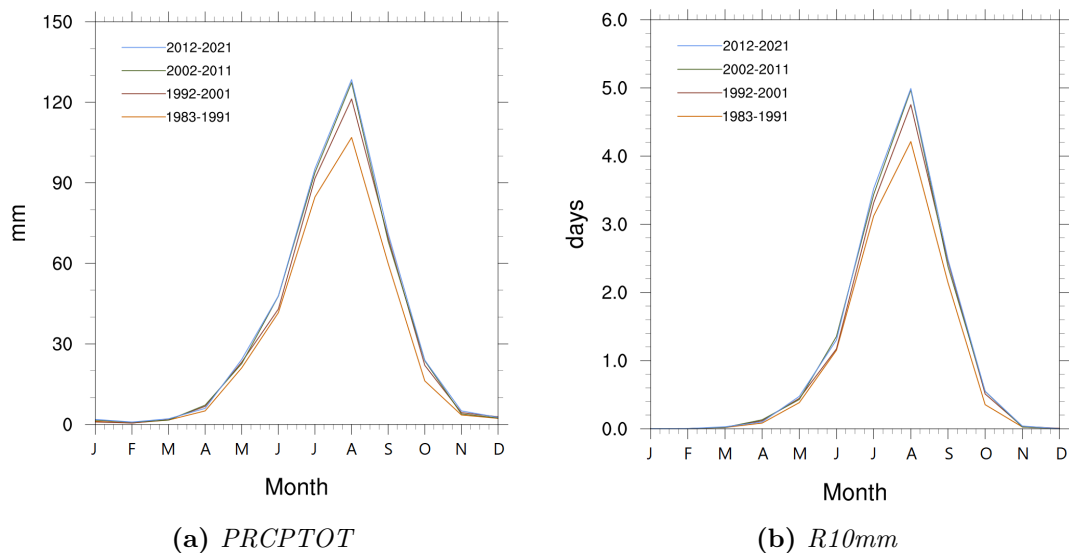


Figura 3.6: Serie temporali annuali divise per le quattro decadi per gli indici $PRCPTOT$, $R10mm$.

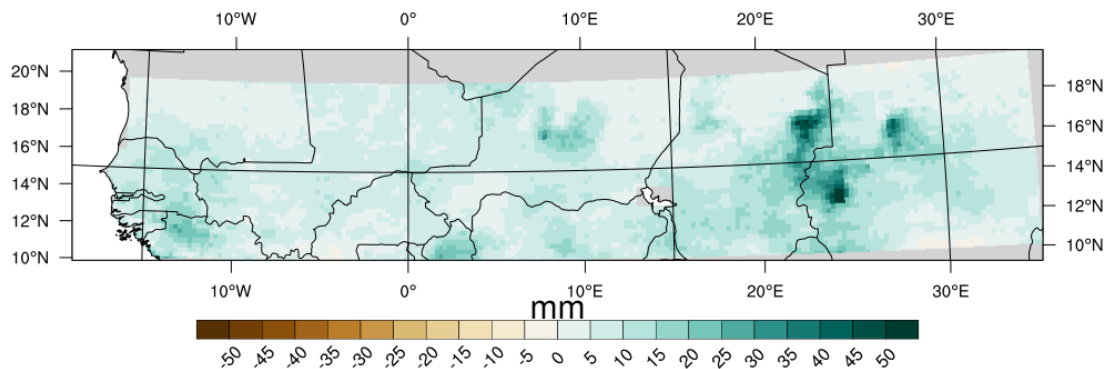


Figura 3.7: Mappa di differenze tra le climatologie della stagione JJAS nei periodi 2002-2021 e 1983-2001 per l'indice PRCPTOT

3.3 Analisi dei trend

In questa sezione sono presentate le mappe di trend rate, ottenute tramite lo stimatore di Sen (si veda sezione 2) applicato ad ogni cella $0.25^\circ \times 0.25^\circ$, unitamente alle mappe di significatività del trend calcolato grazie al p-value del test di Mann-Kendall. Per queste ultime le aree bianche indicano le celle dove i trend non sono significativi ($p\text{-value} > 0.05$), mentre i toni di grigio crescenti indicano la presenza di trend con una confidenza superiore al 95%. Studiando per prima la mappa relativa alla precipitazione totale (fig. 3.8) si osserva un trend generalmente positivo. L'area più vicina al Sahara, soprattutto nella zona del centro-nord, mostra ampie zone in cui il rate è inferiore a 2 mm l'anno, molto scarso se confrontato con quanto succede nell'area tra Sudan e Ciad, e tale trend è statisticamente significativo. Come già evidenziato nelle precedenti sezioni, una delle regioni che evidenzia la maggiore variabilità della precipitazione, ossia la zona di confine tra Ciad e Sudan e in particolare dal lato del Darfur, conferma tale comportamento, mostrando un trend positivo di circa 10 mm/yr, con affidabilità altrettanto alta; è ragionevole quindi ritenere quest'area come soggetta ad un aumento ben definito di precipitazione. Anche il nord del Benin, che era stato già identificato nelle climatologie come un'area che mostrava una grande variazione positiva dal primo al secondo ventennio, conferma un trend positivo statisticamente significativo. Al contrario la terza area evidenziata nelle analisi della climatologia di molti indici di precipitazione, ossia la regione costiera che include Guinea e Guinea-Bissau, qui mostra un trend non statisticamente significativo.

Spostandosi dalla precipitazione totale al numero di giorni precipitanti, si può osservare nelle mappe relative al trend dell'indice R1mm (fig. 3.9), una tendenza positiva molto forte, in media 1 giorno precipitante in più ogni due anni, in quasi tutta l'area del Sahel, supportata complessivamente da un alto grado di affidabilità. Si osserva anche in questo caso, nonostante il trend positivo molto più esteso, una tendenza positiva meno affermata nell'area guineana, in cui ritorna anche in questo caso una affidabilità minore. Se poi si osservano i trend per R10mm e R20mm (rispettivamente figure 3.10 e 3.11), in entrambi risulta evidente la regione già più

3.3. ANALISI DEI TREND

volte evidenziata nell'ovest sudanese, a fronte soprattutto di un trend quasi assente nel resto del Sahel.

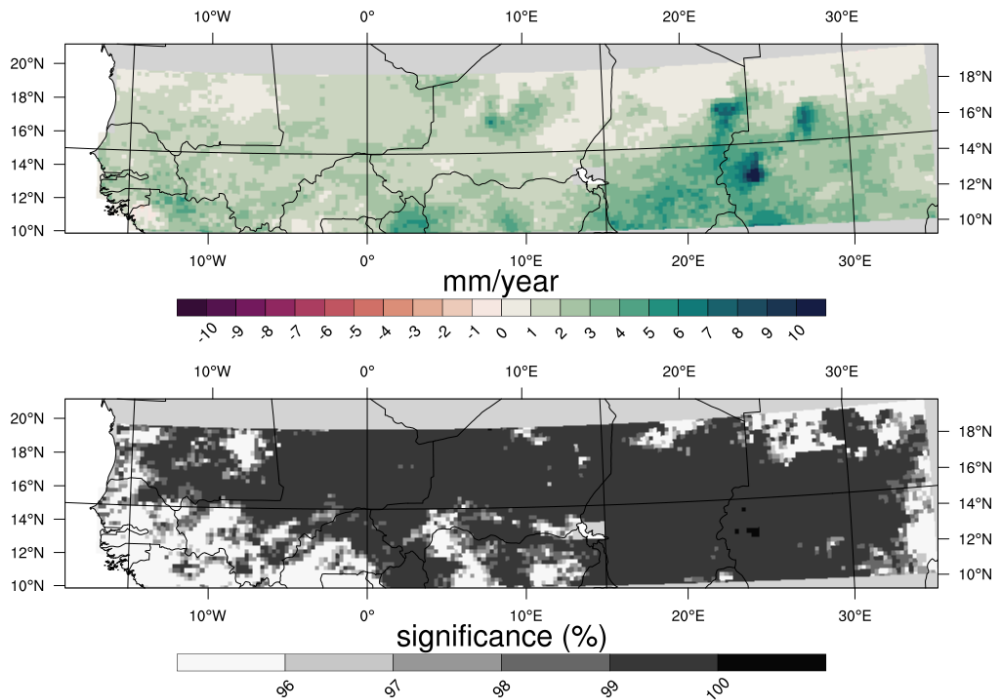


Figura 3.8: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice PRCPTOT.

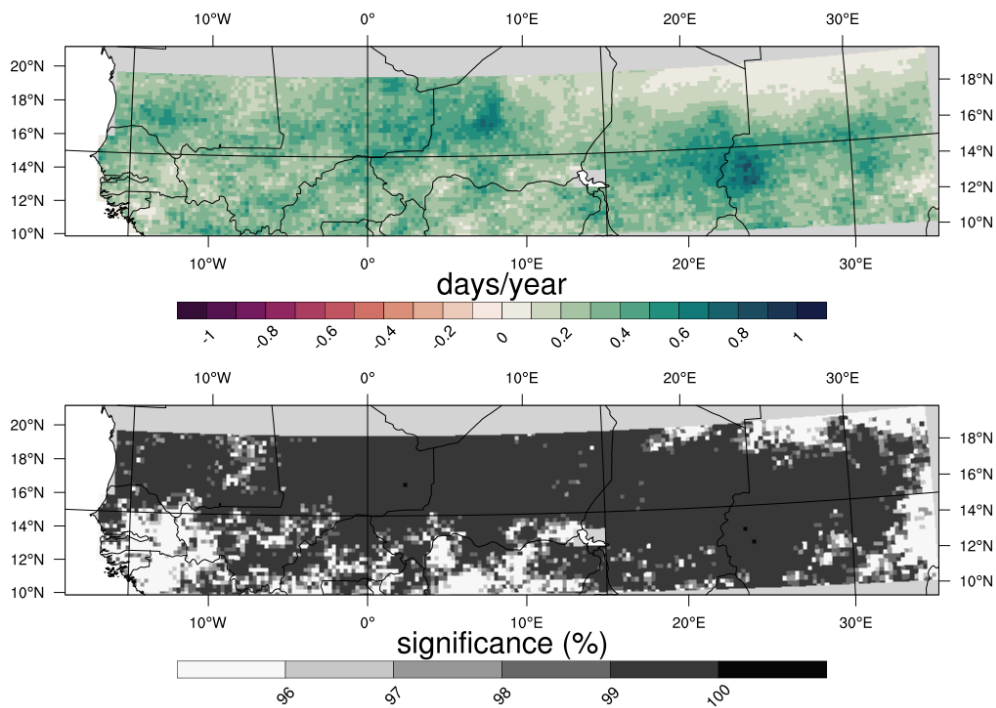


Figura 3.9: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice R1mm.

3.3. ANALISI DEI TREND

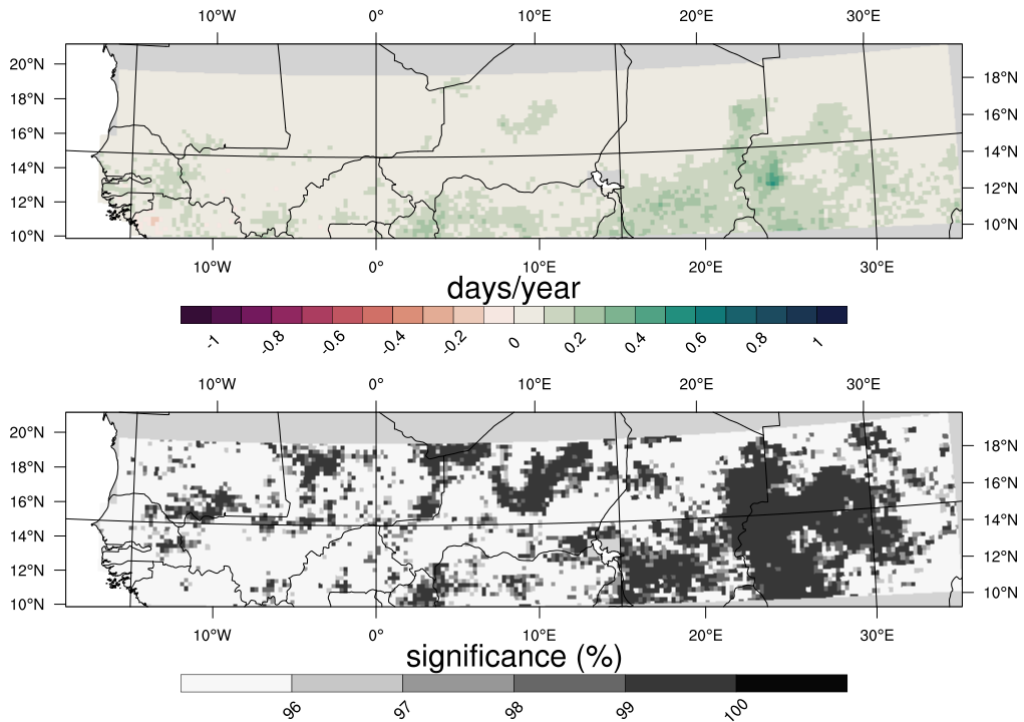


Figura 3.10: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice R10mm.

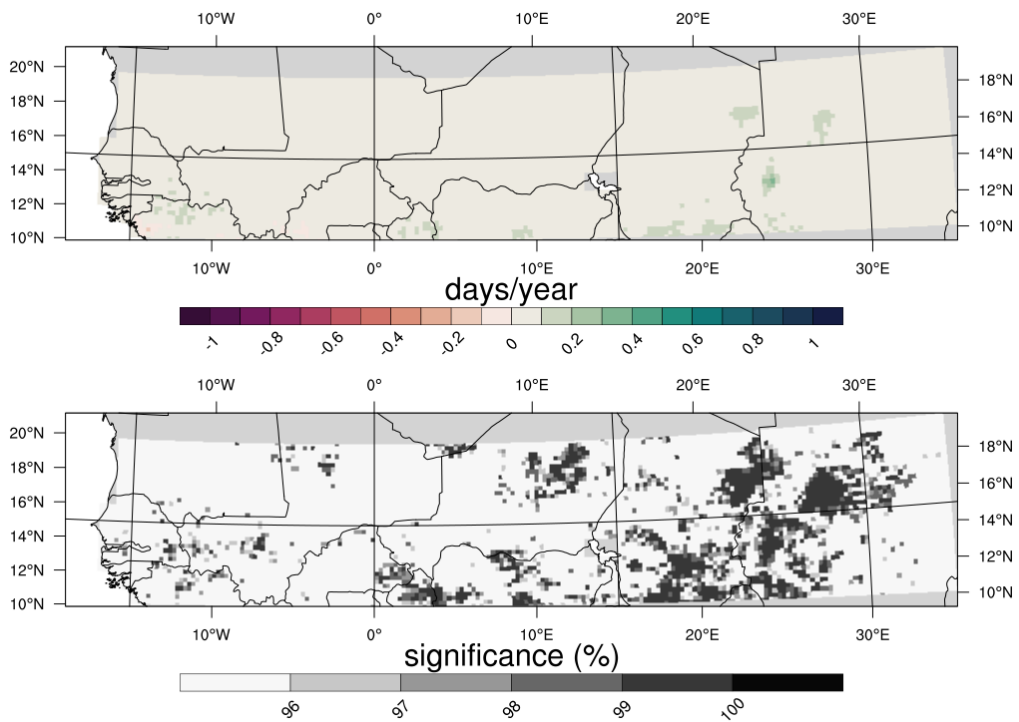


Figura 3.11: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice R20mm.

3.3. ANALISI DEI TREND

Spostandosi poi all'indice R95p (fig. 3.12), la mappa dei tassi di trend mostra una netta divisione nord-sud, con l'area del North-Central Sahel quasi interamente priva di una tendenza positiva o negativa. Al di sotto dei 15°N invece il trend sembra essere molto definito, con aree in cui ogni anno si ha un aumento annuale di circa 2.5 mm di precipitazione per precipitazioni giornaliere oltre il 95° percentile, in altre parole gli eventi precipitativi molto intensi mostrano un aumento annuale nella quantità di precipitazione. Anche in questo caso si notano in particolare le aree ampiamente descritte, ossia nell'ovest sudanese e nella regione tra Burkina Faso, Benin e Nigeria, tuttavia è importante sottolineare che le aree in cui tale trend è più affidabile riguardano le regioni nel nord del Benin e della Nigeria, ma soprattutto l'area centro-sud.

Non è invece egualmente definito il trend per l'indice R99p (fig. 3.13), che salvo poche aree molto ristrette mostra un trend debole su quasi l'intero Sahel, poco supportato da alti livelli di affidabilità, è comunque importante sottolineare che seppure il trend sia relativamente debole, indica un aumento annuale dei millimetri precipitati negli eventi estremamente precipitanti.

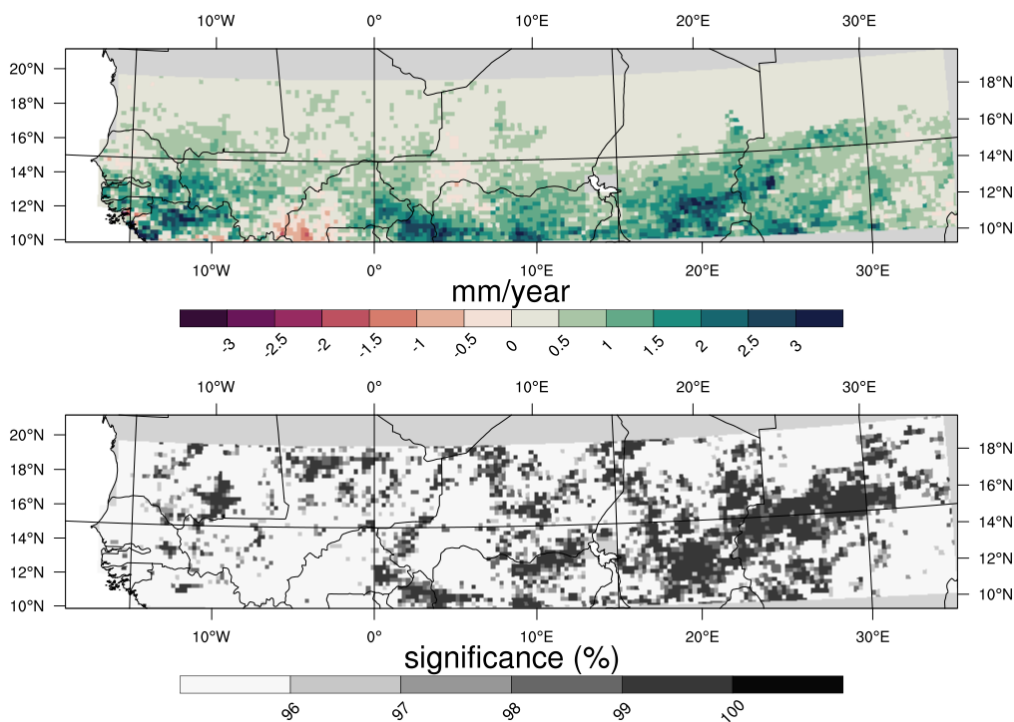


Figura 3.12: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice R95p.

3.3. ANALISI DEI TREND

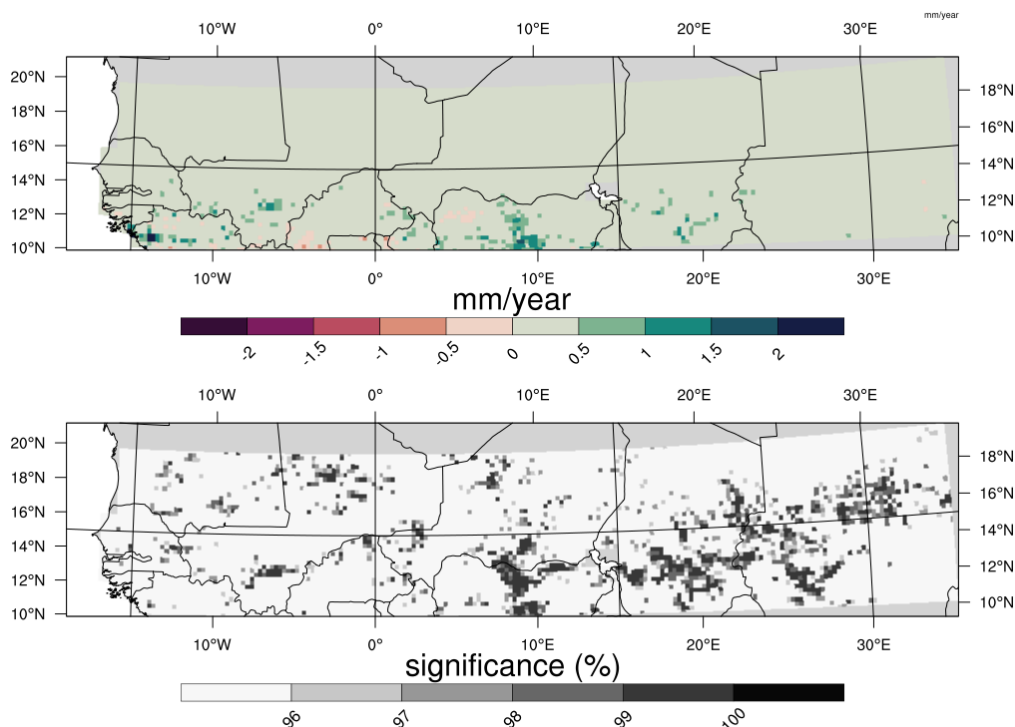


Figura 3.13: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice R99p.

Prendendo in analisi le mappe dei tassi di trend relative agli Rxnday (figure 3.14, 3.15, 3.16) si nota un comportamento molto distante dalle mappe di trend studiate precedentemente: in questi indici infatti l'area che mostra una tendenza più significativa è il Sahel centro settentrionale, che sino ad ora presentava quasi un'assenza di trend. In particolare si osservano tre spot di forte trend, in Niger, Ciad e Sudan, che mostrano aumenti annuali sensibili per gli eventi precipitativi di 1, 3 e 5 giorni con la massima precipitazione annuale. Al tempo stesso nell'area del Sahel sud ovest si notano trend negativi piuttosto definiti, ma al contrario dei trend positivi non sono statisticamente significativi.

In ultimo sono state osservate le mappe dei trend rate di CDD (fig. 3.17) e CWD (fig. 3.18) che confermano le variazioni osservate nelle climatologie, con un trend negativo che arriva anche a due giorni l'anno in meno per i periodi aridi ed un aumento molto debole ma quasi omogeneo di giorni umidi consecutivi, tuttavia entrambe le mappe mostrano una bassa affidabilità.

3.3. ANALISI DEI TREND

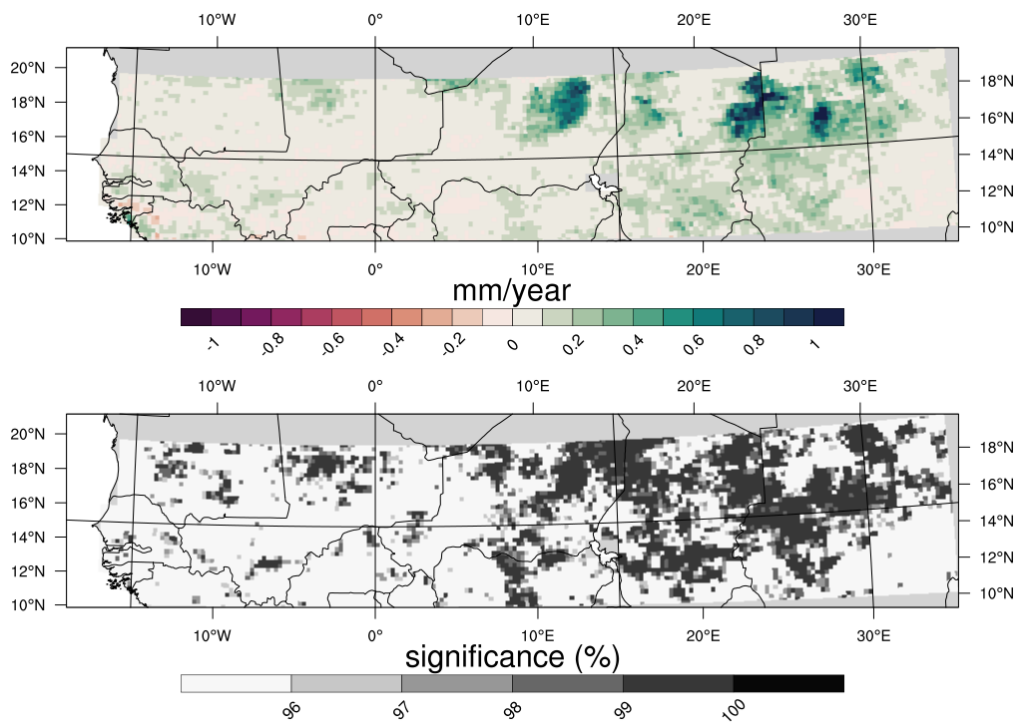


Figura 3.14: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice Rx1day.

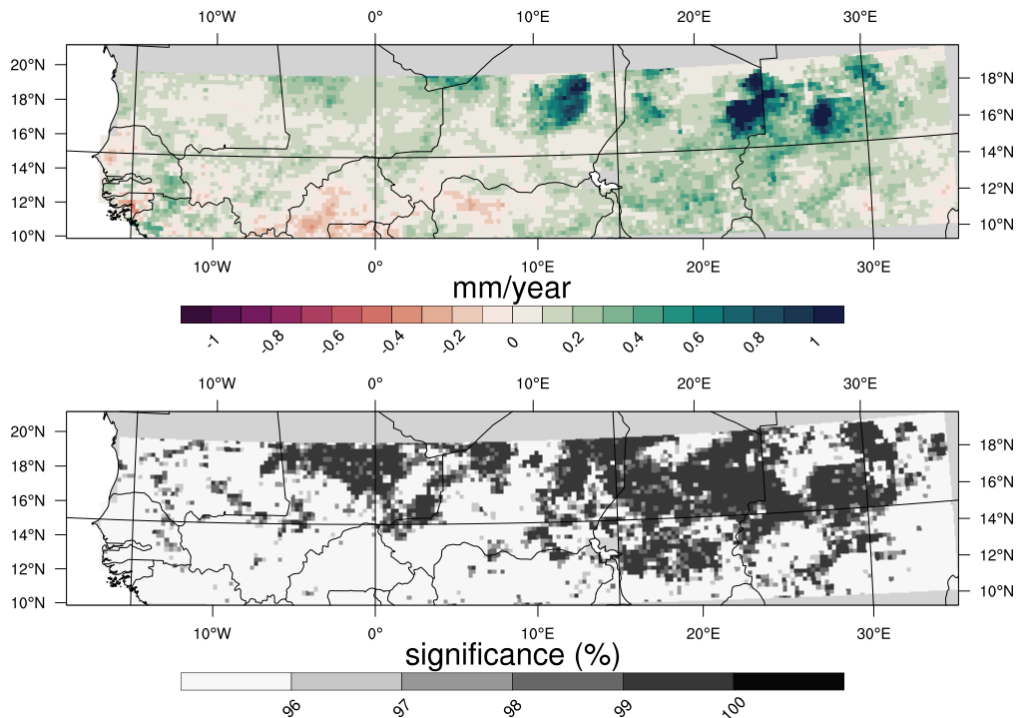


Figura 3.15: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice Rx3day.

3.3. ANALISI DEI TREND

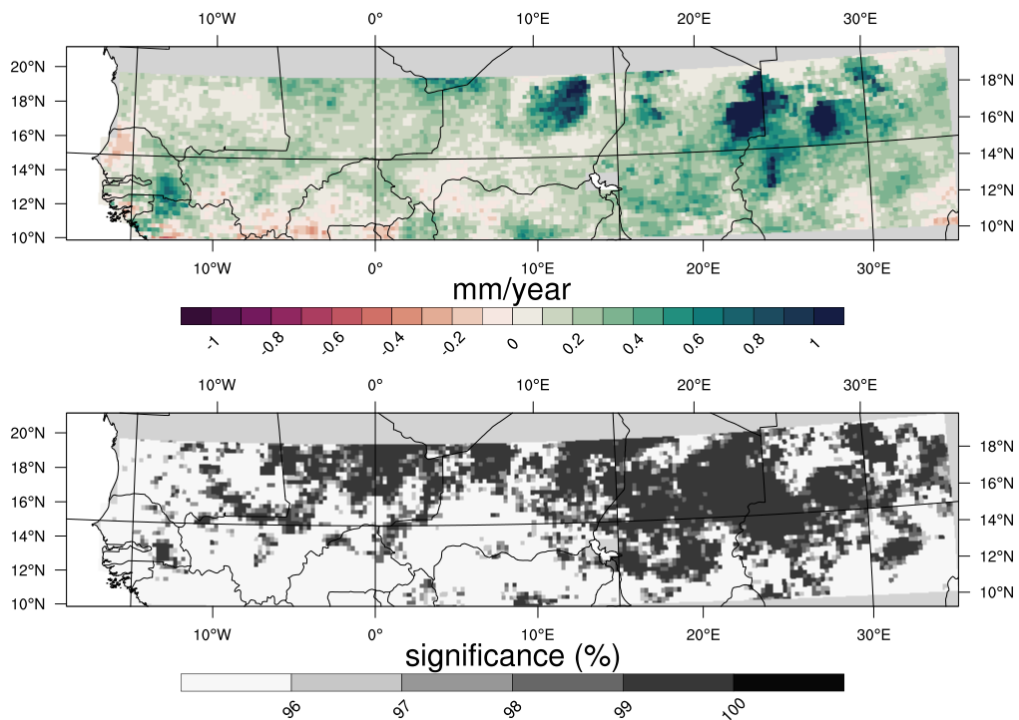


Figura 3.16: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice Rx5day.

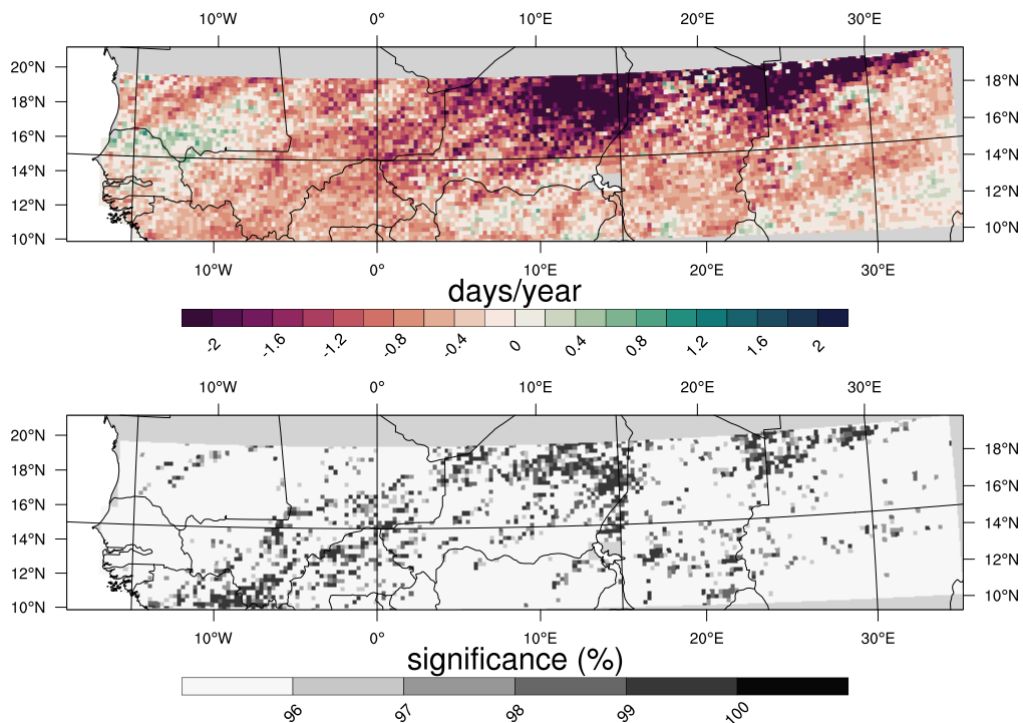


Figura 3.17: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice CDD.

3.3. ANALISI DEI TREND

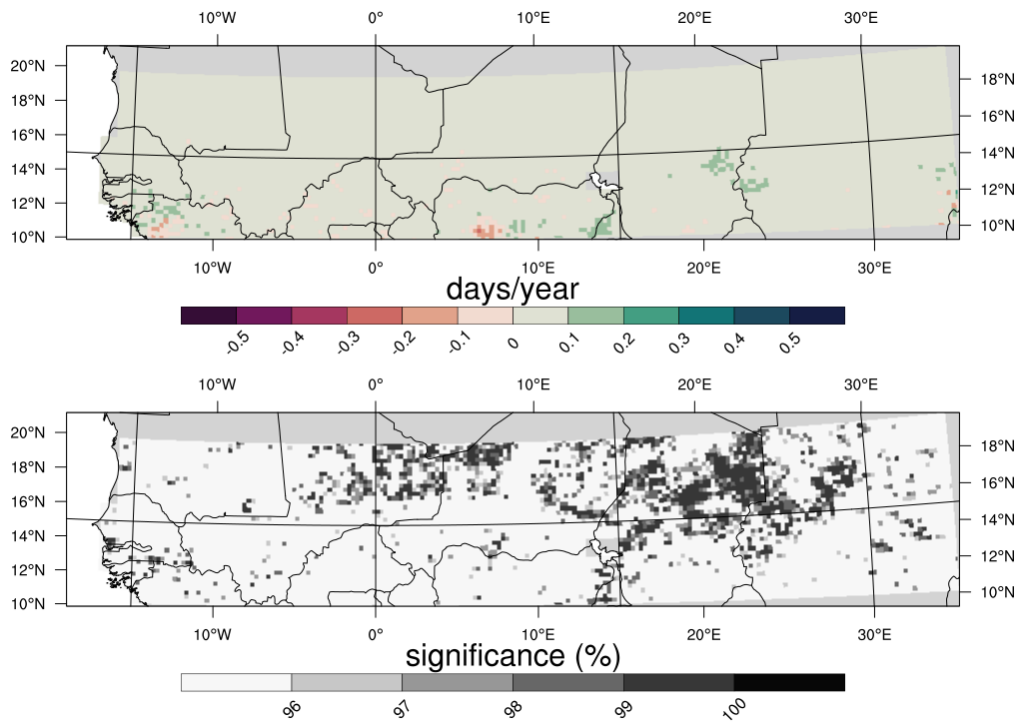


Figura 3.18: Mappa del trend (in alto) e mappa del relativo grado di affidabilità (in basso) per l'indice CWD.

3.4 Variabilità spazio-temporale della precipitazione tramite l'analisi delle EOF

I principali modi di variabilità delle precipitazioni del Sahel sono stati ulteriormente analizzati tramite l'uso delle Empirical Orthogonal Function (EOF). Tale tecnica è stata applicata alle serie temporali delle anomalie dei vari indici di precipitazione al fine di estrarre pattern spazio-temporali coerenti che massimizzino in sequenza la frazione della variabilità totale che rappresentano. Di seguito i pattern spaziali della varianza sono indicati come EOF, mentre le corrispondenti serie temporali sono denominate Componenti Principali (PC). L'analisi si è concentrata sui primi tre modi di variabilità.

Partendo anche in questo caso dalla precipitazione totale (fig. 3.19) si nota come il primo modo di variabilità, che rende conto di oltre il 40% della varianza del segnale, sia il trend positivo già evidenziato nella sezione precedente che coinvolge tutta la regione del Sahel. La prima delle tre EOF prodotte mostra un segnale concorde nel segno su tutta l'area in studio; questo, unito alla serie temporale delle PC, indica il trend positivo fondamentalmente generale e ben definito.

Anche in questo caso si osserva come la variazione sia più rapida e distinguibile prima dell'anno 2000, dopo si hanno anomalie di PRCPTOT quasi esclusivamente positive ma con picchi simili nell'intensità. Dalla mappa poi si possono nuovamente distinguere le due aree caratterizzate da forte trend già descritte, nel nord del Benin (quindi una zona più stretta rispetto a com'era stata osservata tramite trend e climatologie) e al confine Ciad-Sudan. Si evidenzia anche come la fascia a sud dei 15° sia caratterizzata da anomalie di PRCPTOT superiori a quelle della fascia a nord.

Il comportamento osservato nella EOF1 della precipitazione totale è comune praticamente a tutti gli indici studiati. Osservando per esempio le EOF1 di R1mm (fig. 3.20) e R10mm (fig. 3.21) si osserva in entrambi i casi un segnale generalmente positivo con trend crescente. Quindi il segnale principale che opera sulla precipitazione, sia in termini di quantità di precipitazione che di frequenza, è un trend positivo e coeso in tutta la regione esaminata.

Il pattern spaziale della EOF2 mostra una contrapposizione di segno tra la parte occidentale con un intenso segnale in corrispondenza di Guinea e Guinea-Bissau, e la zona orientale dove il segnale si intensifica al confine tra Ciad e Sudan. La corrispondente PC2 mostra una variabilità temporale interannuale almeno fino all'anno 2000, dopo il quale segue un periodo di circa 10 anni con segnale negativo (ovvero anomalie di PRCPTOT positive in Guinea e anomalie negative nella parte orientale). Gli ultimi anni dal 2017 in poi il segno delle anomalie è invertito tra le due zone. In ultimo, analizzando la EOF3 si osserva come il pattern spaziale sia ancora più eterogeneo del precedente soprattutto nella fascia a sud dei 15°N. Riprendendo la suddivisione in quadranti utilizzata nella sezione 3.2, le aree SC e SW presentano anomalie in opposizione di segno, tuttavia la regione della Guinea ha un forte segnale negativo, contrariamente al resto dell'area SW.

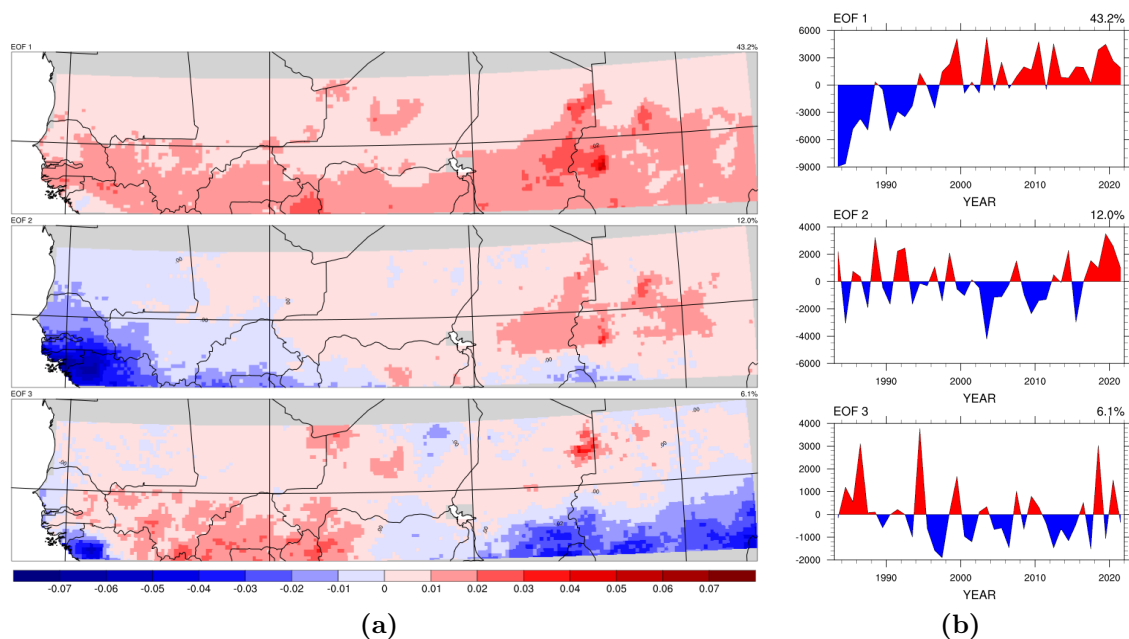


Figura 3.19: EOF e Componenti Principali dei primi tre modi di variabilità per l'indice PRCPTOT.

Questi comportamenti si ritrovano anche nelle EOF degli indici studiati per la sola stagione precipitante JJAS, in questo caso l'unico aspetto da sottolineare è un trend negativo nella EOF1 nell'area guineana, che risulta avere quindi un comportamento più complesso del resto della regione.

Similmente a quanto osservato nelle mappe della EOF1 della precipitazione totale, anche nel caso degli indici RX1day (fig. 3.22), RX3day e RX5day (che seguono lo stesso comportamento) il modo di variabilità principale, che spiega circa il 21% della varianza del segnale, è il trend positivo. Si evidenziano in particolare per intensità del segnale, le regioni nel Sahel centro-nord.

In ultimo le EOF degli indici CDD (fig. 3.23) e CWD (fig. 3.24) mostrano comportamenti meno chiari, le mappe sono caratterizzate da bassi segnali in entrambi i casi, in particolare l'area più interessante nel caso del CDD è il Sahel NC in tutti e tre i modi di variabilità, mentre nel caso della CWD le regioni più distinguibili sono la Nigeria e la Guinea. Le aree appena individuate per i due indici mostrano segnali sia positivi che negativi nelle tre mappe. Se poi si vanno ad osservare le serie temporali, nel caso del CDD si nota l'assenza del forte trend decrescente che era stato identificato nella mappa del trend rate, ma piuttosto un comportamento oscillatorio che va appiattendosi su valori che indicano una diminuzione dei giorni aridi consecutivi (in modo particolare nella prima delle sue componenti principali). Nel caso del CWD invece il comportamento è meno definito caratterizzato anche in questo caso da oscillazioni ma molto variabili di anno in anno e senza trend distinguibili.

3.4. EOF

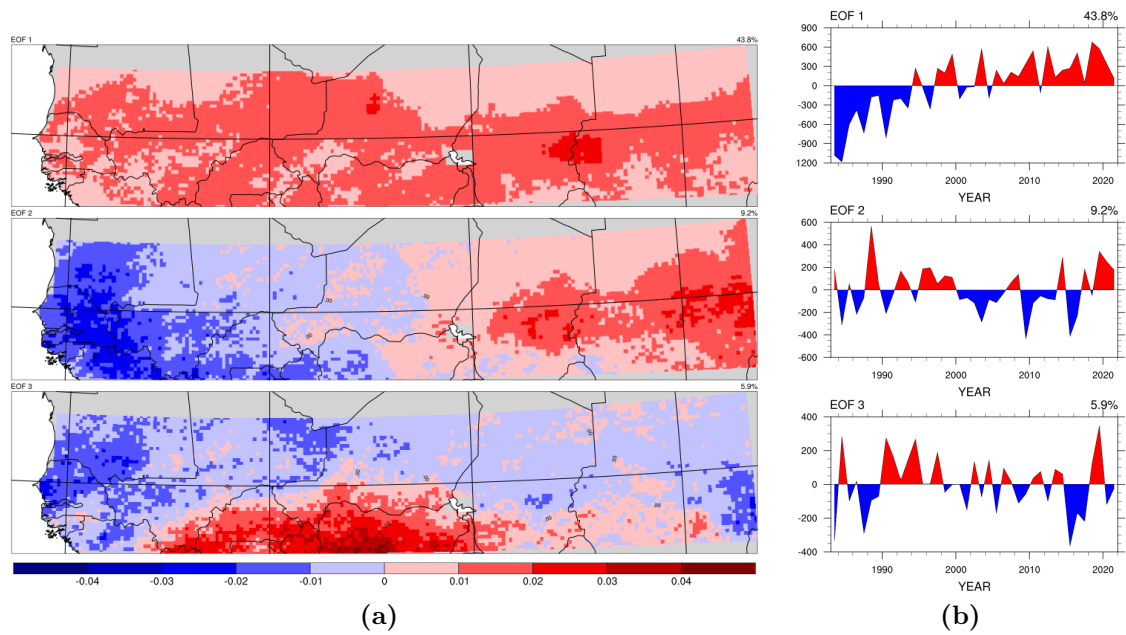


Figura 3.20: EOF e Componenti Principali dei primi tre modi di variabilità per l'indice R1mm.

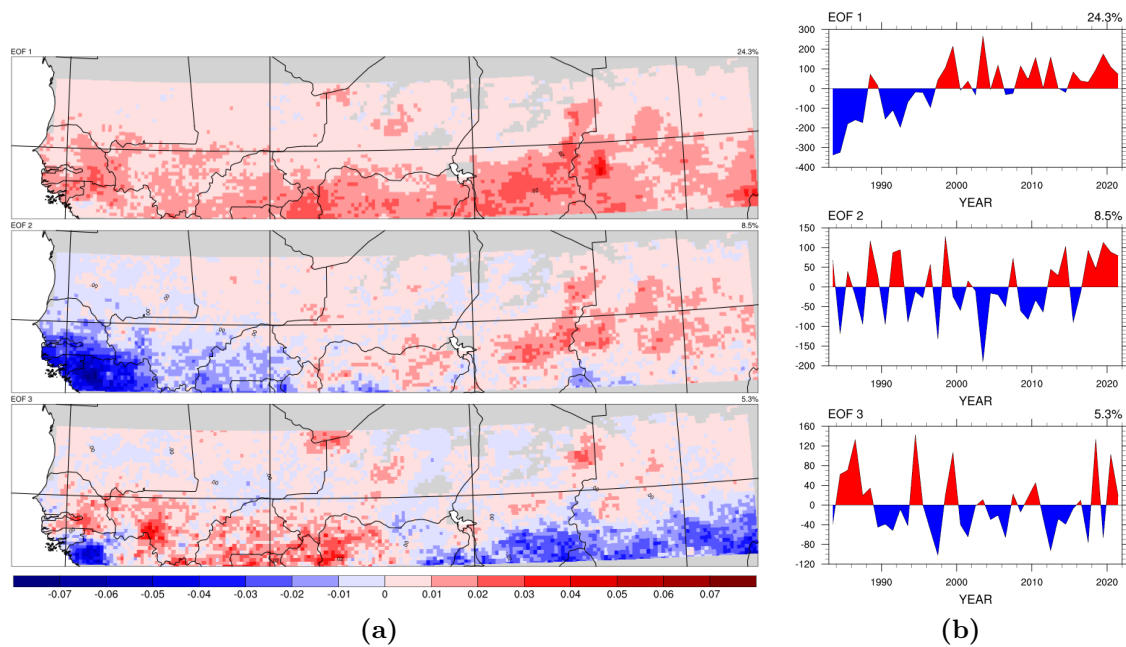


Figura 3.21: EOF e Componenti Principali dei primi tre modi di variabilità per l'indice R10mm.

3.4. EOF

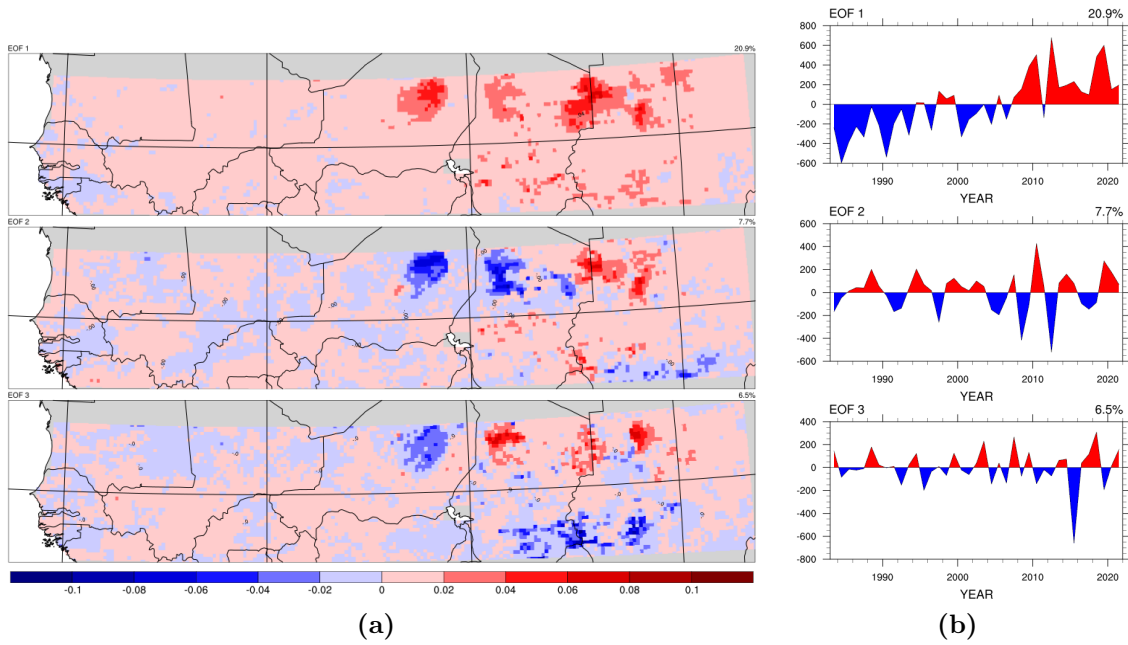


Figura 3.22: EOF e Componenti Principali dei primi tre modi di variabilità per l'indice Rx1day.

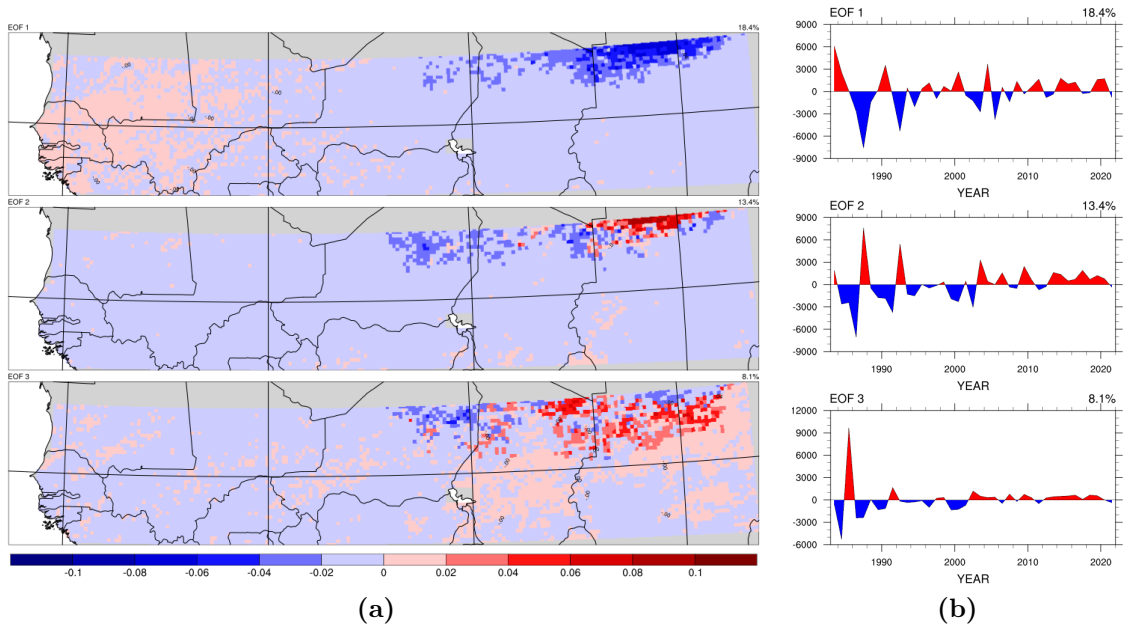


Figura 3.23: EOF e Componenti Principali dei primi tre modi di variabilità per l'indice CDD.

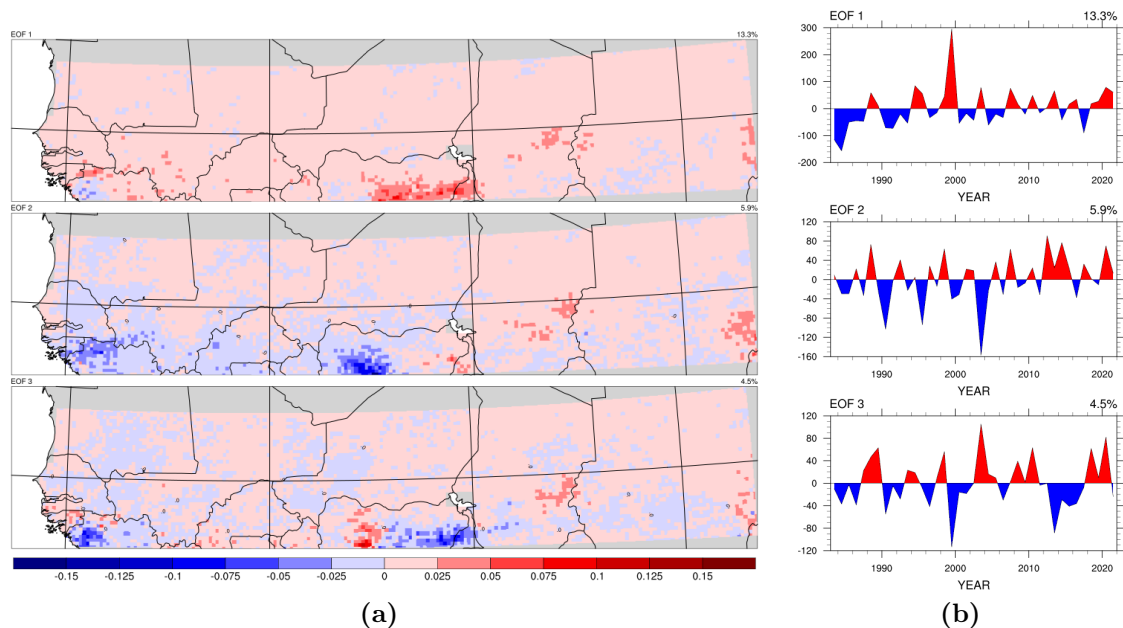


Figura 3.24: EOF e Componenti Principali dei primi tre modi di variabilità per l'indice CWD.

3.5 Teleconnessioni tra precipitazione e SST

È stato osservato come la precipitazione nel Sahel sia connessa a diversi altri fattori forzanti. Tra i driver principali si hanno per esempio la vegetazione al suolo: Charney per primo nel 1975 identificò un feedback positivo vegetazione-precipitazione (Charney, 1975) legato all'aumento dell'albedo superficiale a nord dell'Intertropical Convergence Zone (ITCZ) conseguente ad una diminuzione della vegetazione, che causa una diminuzione della precipitazione nel Sahel. Tale meccanismo di feedback è stato ulteriormente indagato da Yu et al. (2017) e Taylor et al. (2022), che ha mostrato come la deforestazione nell'Africa occidentale sia particolarmente efficace nell'innescare eventi estremi sulla costa.

Un altro driver studiato è l'aerosol derivante dal trasporto di sabbia dal deserto del Sahara, sia per il ruolo che ha nella variazione dell'albedo (Konare et al., 2008), che per le connessioni che intercorrono tra il trasporto dell'aerosol e il West African Monsoon (N'Datchoh et al., 2018). È stato inoltre osservato da Villamayor et al. (2023) un legame tra le eruzioni vulcaniche, e conseguentemente l'aerosol che viene rilasciato, e le siccità saheliane.

Il driver probabilmente principale tuttavia è la Sea Surface Temperature (SST) (Rodríguez-Fonseca et al., 2011). Sono state quindi analizzate le correlazioni tra le serie temporali delle PC presentate nella sezione precedente e le serie temporali di SST globali. In particolare la prima componente principale dei diversi indici è stata messa in correlazione con le anomalie annuali e stagionali di SST.

Osservando la mappa di correlazione tra la PC1 di PRCPTOT e le SST globali

3.5. PRECIPITAZIONE E SST

(fig. 3.25), si nota un'alta correlazione positiva, che arriva a 0.8, con le SST della regione attorno la Groenlandia, interessata dalla Corrente del Labrador e dalla Corrente del Golfo. Questa è un'area fondamentale nella circolazione e in particolare nell'Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC), ed i legami tra variazioni dell'AMOC e le precipitazioni in Africa sono riconosciuti (Wen et al., 2011). Una correlazione positiva alta la si osserva poi con il Mar Mediterraneo, anche questa ampiamente riconosciuta (Rowell, 2003). L'Atlantico mostra una correlazione positiva meno intensa ma distinguibile, con valori tra 0.4 e 0.6, anche tra i 30°N e i 45°N, mentre a sud, tra i 15°S e i 30°S sembra esserci una correlazione negativa dello stesso ordine di intensità, che torna positiva tra i 30°S e i 45°S. Osservando poi l'Oceano Pacifico, si osserva l'importante correlazione negativa, pari a circa -0.6, che si estende entro i 30°S dalle coste del Sud America fino a circa i 150°W, opposta all'altrettanto distinguibile correlazione positiva che parte dalle coste est dell'Australia fino ai 135°W circa. In generale le aree con un valore di correlazione inferiore a 0.3 sono poche e molto sparse, è molto più diffuso un moderato indice di correlazione che distingue in ampie aree positive o negative gli oceani.

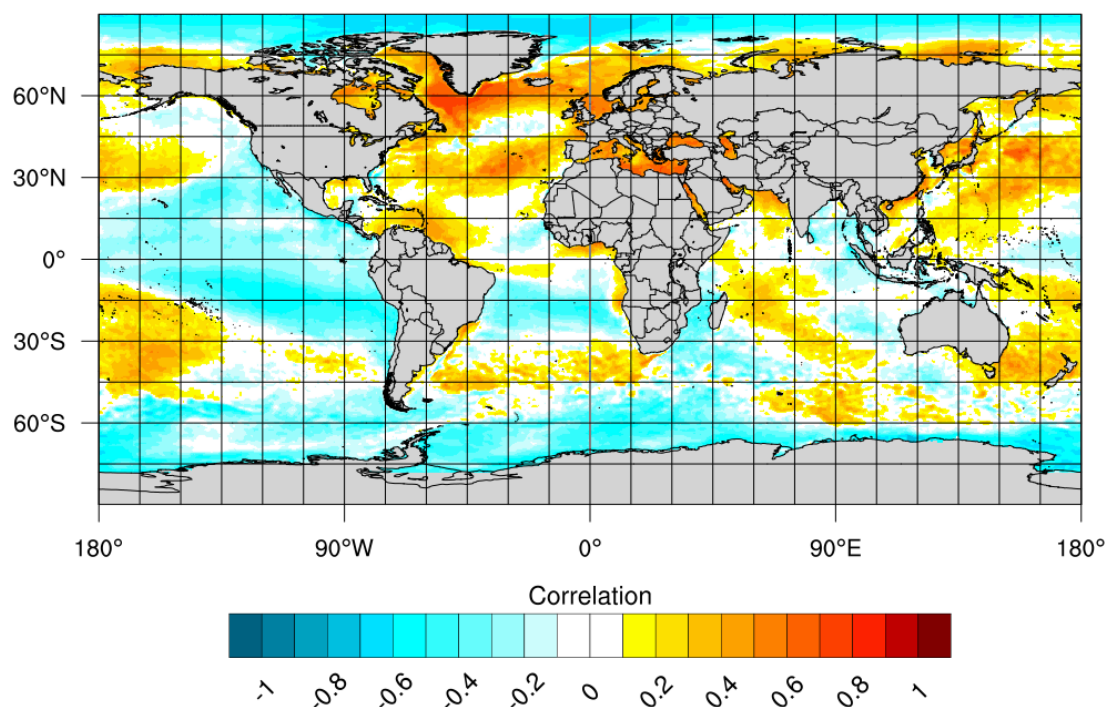


Figura 3.25: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice PRCPTOT e SST globale.

Questo comportamento sembra mantenersi nei vari indici osservati, seppure con alcune interessanti variazioni. La mappa di correlazione con l'indice R1mm (fig. 3.26), ad esempio, mostra un indebolimento della correlazione sia positiva che negativa nell'Oceano Pacifico, mentre l'Oceano Atlantico mostra un rafforzamento dell'anticorrelazione nell'emisfero sud, allo stesso modo anche il dipolo presente nell'Oceano Indiano sembra rinforzarsi. Passando invece all'indice R10mm (fig. 3.27), quindi osservando la correlazione con eventi precipitativi intensi, vediamo un aumento generale piuttosto evidente nell'intensità della correlazione nel Nord Atlantico e

3.5. PRECIPITAZIONE E SST

nel Pacifico, mentre è presente un indebolimento della correlazione negativa nel Sud Atlantico e dell'intensità del dipolo nell'Oceano Indiano. Per quanto riguarda gli indici RXnday, mostrano tutti e tre un comportamento simile, se si osserva la mappa per l'indice RX3day (fig. 3.28) è evidente ci sia un'attenuazione generale della correlazione, in particolar modo il Pacifico mostra una correlazione debole o assente, risulta poi interessante la rottura del dipolo nell'Oceano Indiano, al cui posto invece è presente un alto valore di correlazione positiva nella parte ovest a discapito di valori di correlazione negativa trascurabili nella regione orientale.

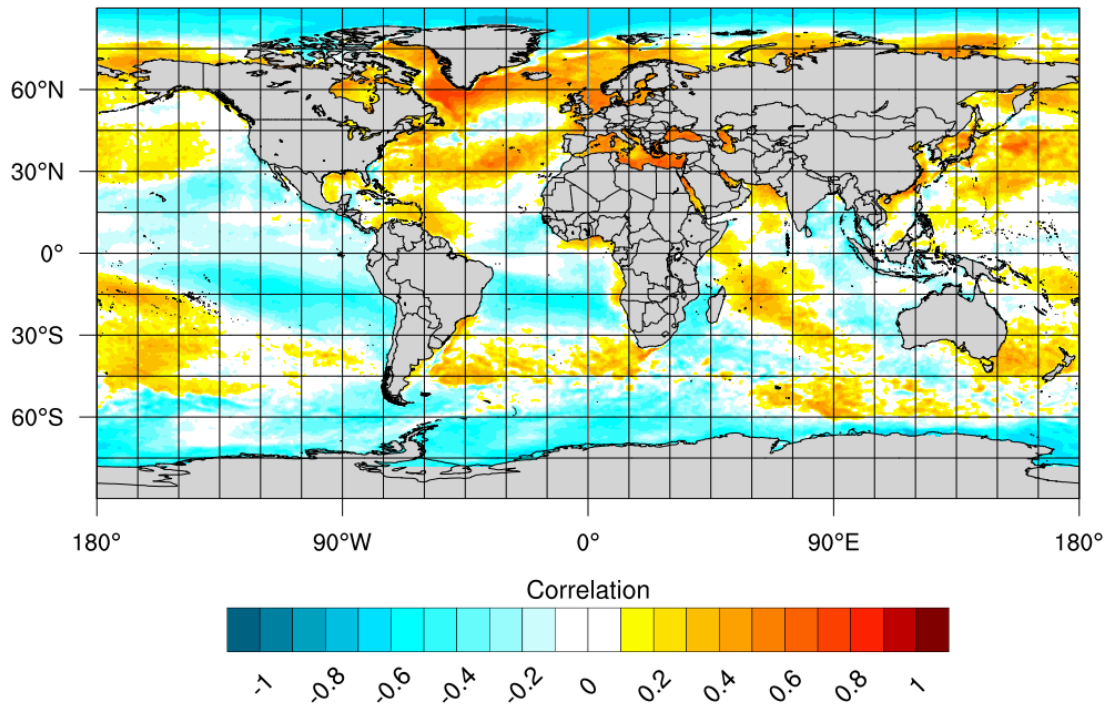


Figura 3.26: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice R1mm e SST globale.

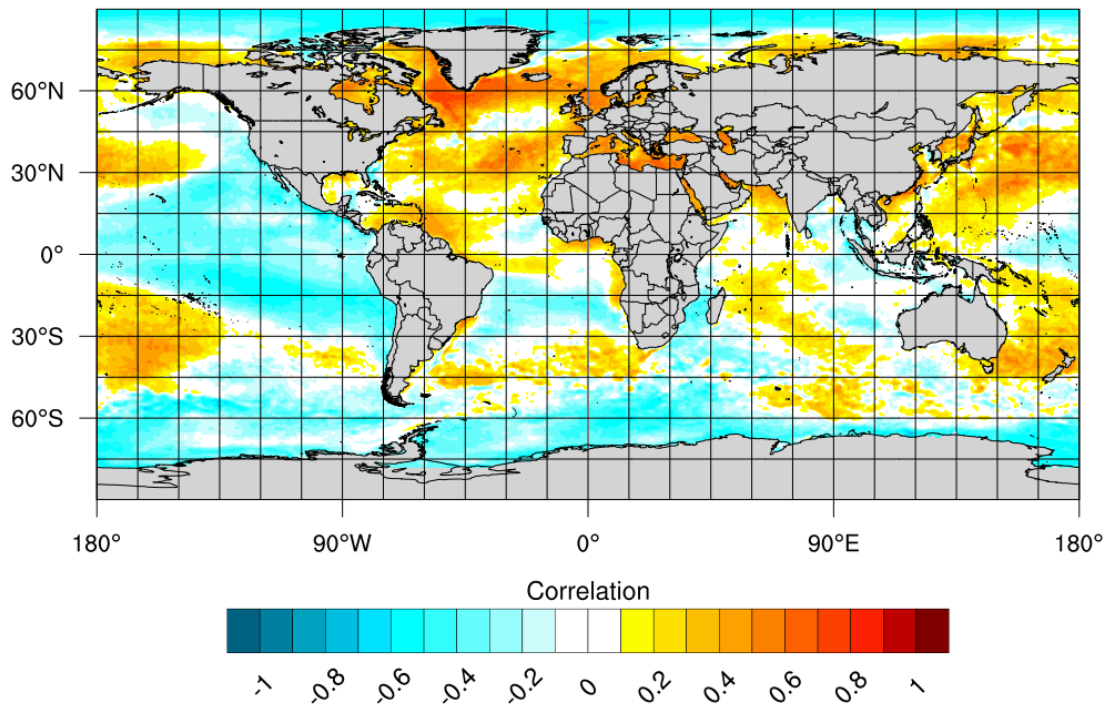


Figura 3.27: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice R10mm e SST globale.

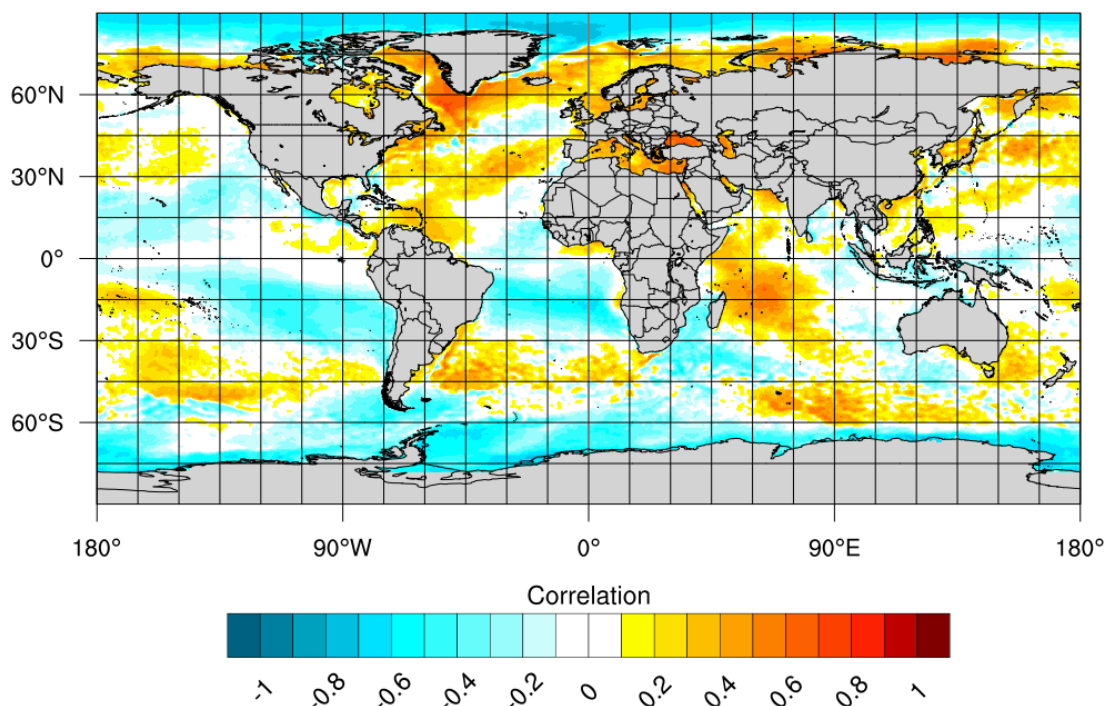


Figura 3.28: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice Rx3day e SST globale.

Sono state poi analizzate le correlazioni relative agli indici R95p (fig. 3.29) e R99p (fig. 3.30). Queste confermano il comportamento osservato sino ad ora, in

3.5. PRECIPITAZIONE E SST

particolare l'indice R99p mostra una forte diminuzione della correlazione positiva con il Mar Mediterraneo, che ha sempre mostrato valori molto alti mentre in questo caso il valore è inferiore a 0.6. Nell'Oceano Atlantico permane invece la forte correlazione positiva con l'area attorno la punta sud della Groenlandia, che si mantiene attorno 0.8, mentre si osserva come l'area tra 30°N e 0° sia in questo caso quasi interamente correlata positivamente, seppure per la maggior parte con valori tra 0.2 e 0.4. A sud invece il Pacifico mostra correlazioni sia negative che positive minori, con i valori attorno allo 0 molto più diffusi. L'Oceano Pacifico appare anche in questo caso correlato positivamente, con un picco pari a -0.6 a 15°S. Nell'Oceano Indiano il dipolo appare più debole, poiché l'area con correlazione negativa si mantiene a circa -0.2 a differenza del polo positivo in cui l'area a 0.3 - 0.4 è più ampia.

In ultimo si osservano le correlazioni con l'indice CDD (fig. 3.31), in questo caso è comprensibile che molte delle aree sino ad ora osservate mostrare correlazione positiva (negativa), qui la mostrino negativa (positiva) per il significato stesso dell'indice, tuttavia è interessante notare una correlazione estremamente più bassa rispetto agli indici osservati precedentemente, in media infatti i valori si aggirano intorno a 0.2; il Nord Atlantico mostra quasi un'assenza di correlazione, allo stesso modo il Mediterraneo risulta scorrelato dall'indice. Rimangono invece distinguibili l'area equatoriale del Pacifico, seppure ora l'area di elevata correlazione negativa (che raggiunge il valore massimo di -0.5 a 160°W) sia spostato tra i 150°W e i 180°W, e il dipolo nell'Oceano Indiano, in cui per l'appunto i segni delle correlazioni sono invertiti rispetto a quanto osservato precedentemente.

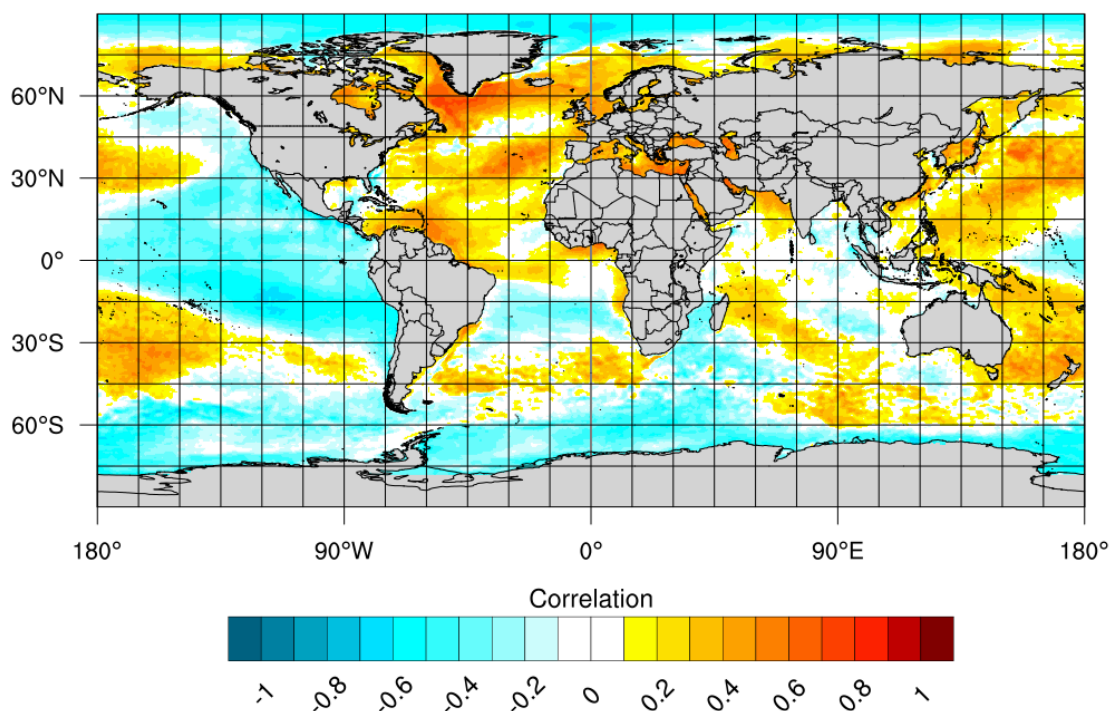


Figura 3.29: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice R95p e SST globale.

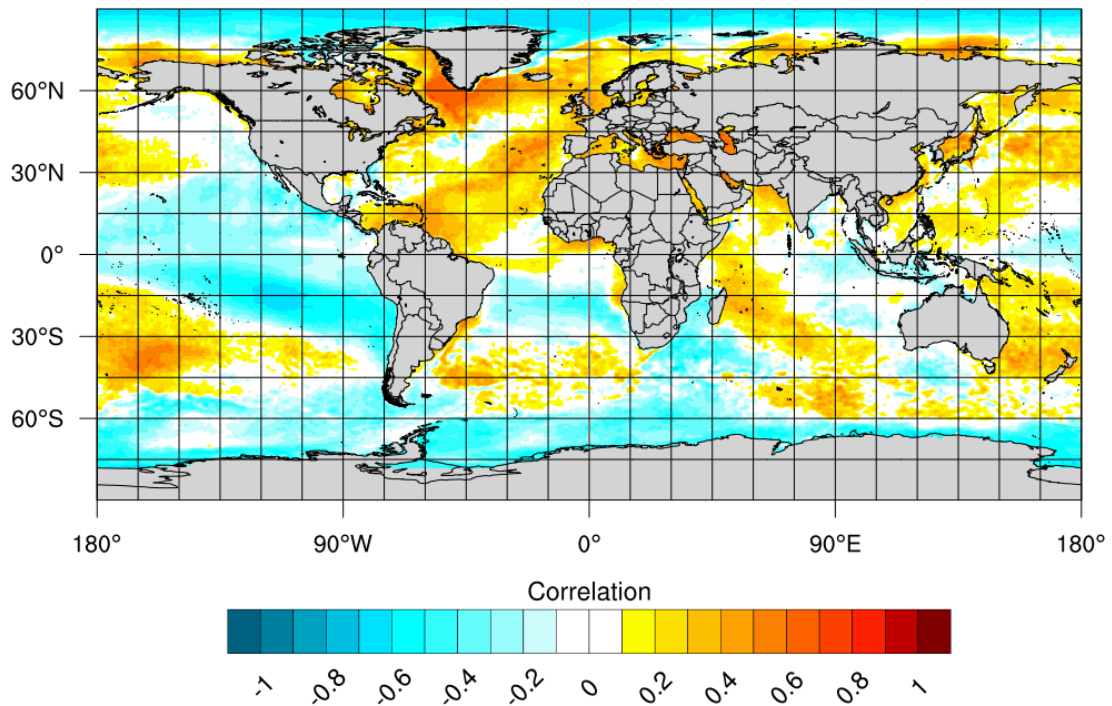


Figura 3.30: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice R99p e SST globale.

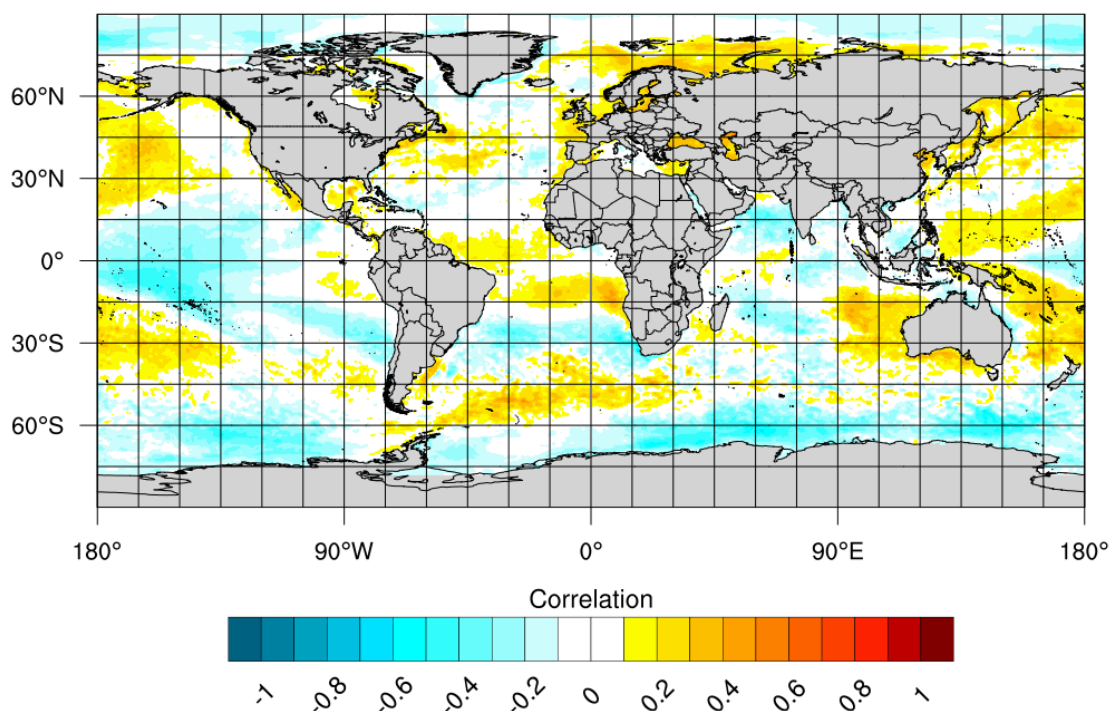


Figura 3.31: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice CDD e SST globale.

Per l'indice PRCPTOT è stata anche analizzata la correlazione tra il valore nella stagione JJAS dell'indice e le anomalie di SST globali sempre per la stagione JJAS (fig. 3.32). La regione attorno la Groenlandia e, con minore intensità, il

Mar Mediterraneo si distinguono di nuovo per l'alta correlazione positiva, superiore a 0.6. Rispetto alla correlazione con i valori globali il resto dell'Atlantico appare rimanere su valori inferiori, con molte più aree comprese tra -0.2 e 0.2. Osservando invece la zona equatoriale dell'Oceano Pacifico è possibile identificare la regione di El Niño 3.4, tra 170°W e 120°W, grazie al valore particolarmente alto (compreso tra -0.7 e -0.8) di anticorrelazione. A differenza della mappa di correlazione per i valori annuali, qui la regione di forte anticorrelazione è più ristretta e definita e appare una seconda area di anticorrelazione sopra l'Equatore partendo dalle coste del Centro America. L'area dell'Oceano Indiano invece appare poco correlata, anche in confronto alla mappa dei valori annuali.

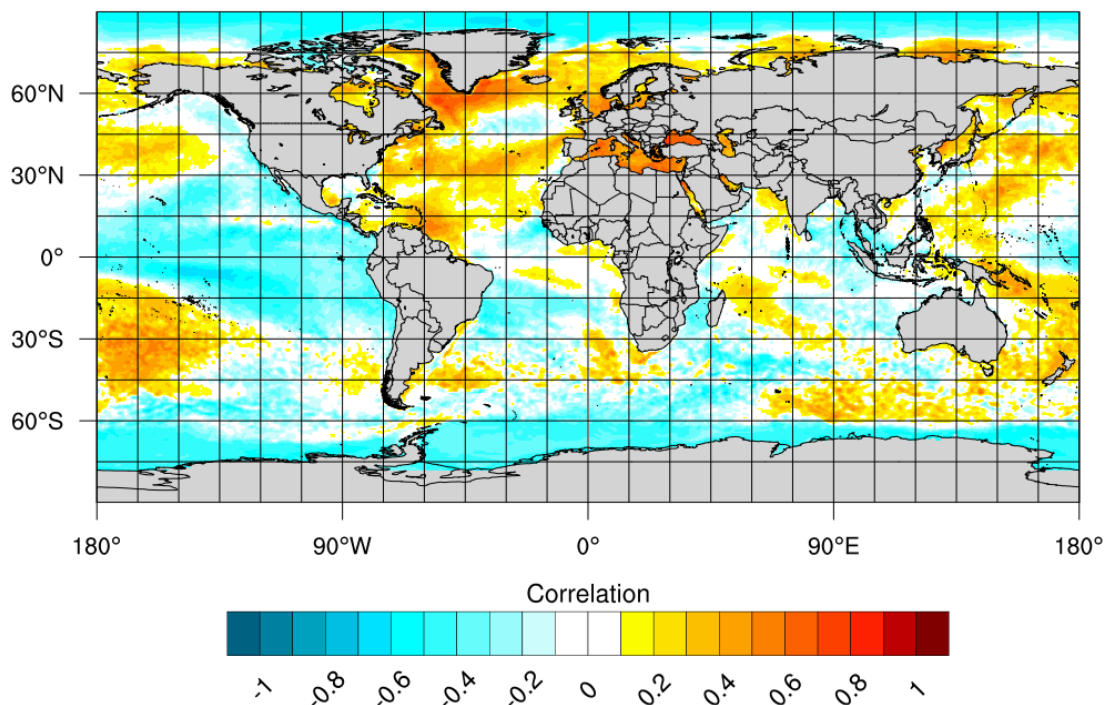


Figura 3.32: Mappa di correlazione tra PC1 dell'indice PRCPTOT per la stagione JJAS e SST globale della stagione JJAS.

3.6 Correlazione tra indici di precipitazione e indici di teleconnessioni

Osservando in quali regioni degli oceani le correlazioni tra le serie temporali PC1 degli indici di precipitazione e le serie di SST hanno evidenziato i valori maggiori, si sono ulteriormente indagate le teleconnessioni tra precipitazione del Sahel e indici climatici legati alle SST, quali AMO, MedIndex, IOD, NAO, ONI, SAOD e TAPOD già introdotti nel Capitolo 2.

Queste teleconnessioni sono state studiate tramite mappe di correlazione e running correlation. Le mappe sono state ottenute facendo la correlazione pixel per pixel tra le serie temporali degli indici di precipitazione e gli indici appena indicati. Le serie temporali invece sono per l'appunto running correlation con una finestra di 11 anni (quindi ogni punto della curva è il valore di correlazione calcolato per il periodo da cinque anni prima a cinque anni dopo), calcolate tra le serie temporali degli indici di precipitazione mediate nei quattro quadranti già descritti e le serie degli indici di SST.

Partendo dall'indice AMO, la precipitazione totale (fig. 3.33a) appare correlata positivamente, in modo particolare all'area del Sahel sud centrale, dove nel Ciad si raggiunge una correlazione di 0.6. La correlazione positiva è comunque presente in gran parte del Sahel, con valori in media compresi tra 0.2 e 0.5, anche se le aree in precedenza più volte sottolineate qui mostrano correlazione relativamente inferiore, il Burkina Faso appare quasi totalmente scorrelato, come anche l'area della costa guineana e la regione a nord tra Niger, Ciad e Sudan. La serie temporale (fig. 3.33b) mostra un comportamento consistente tra le quattro zone del Sahel, con una curva che parte da valori compresi tra 0.0 e 0.2 per tre delle aree (NW è l'unica area che parte da -0.2) e tocca il massimo nella seconda metà degli anni 90, pari a circa 0.5 per tre delle aree, per poi diminuire e tornare a valori di correlazione nulla per le aree SC ed NC, e valori di anticorrelazione tra -0.3 e -0.4 per le aree ad ovest. Come era stato osservato nella mappa, il South-Central è la regione con la correlazione maggiore, che oltrepassa 0.8 negli anni 1996-1997 e si mantiene a valori superiori a 0.5 dai primi anni '90 fino al 2006. Spostandosi al numero di giorni di pioggia (fig. 3.34a), osserviamo un'area molto più ampia di correlazione trascurabile, tra -0.1 e 0.2, mentre la regione in cui persiste una forte correlazione positiva si concentra tra i 15°E e i 35°E. È interessante poi notare anche una variazione temporale (fig. 3.34b) nel picco di correlazione, che riguarda sempre il SC, ma si sposta di quasi 10 anni avanti e arriva a circa 0.7. Il comportamento complessivo è simile ma le aree occidentali mostrano una diminuzione nel corso del periodo molto più definita delle zone centrali, con in particolare l'area SW che si mantiene per quasi tutti i 39 anni a valori negativi, arrivando alla fine a un valore inferiore a -0.5. Al fine di osservare un eventuale legame tra indici delle teleconnessioni e gli eventi estremi nell'area del Sahel sono state calcolate le correlazioni con l'indice R99p. Osservando la mappa (fig. 3.35a) si nota una prevalenza di correlazioni positive ma con una distribuzione estremamente varia e poco definibile, tuttavia le serie temporali (fig. 3.35b) confermano un'alta correlazione con le regioni a sud, infatti sia SW che SC arrivano ad avere valori di 0.8 a metà degli anni 90, per poi scendere a correlazioni positive trascurabili. Complessivamente si nota anche in questo caso una curva con due picchi alla fine degli anni '90 e degli anni 2000.

3.6. INDICI SST

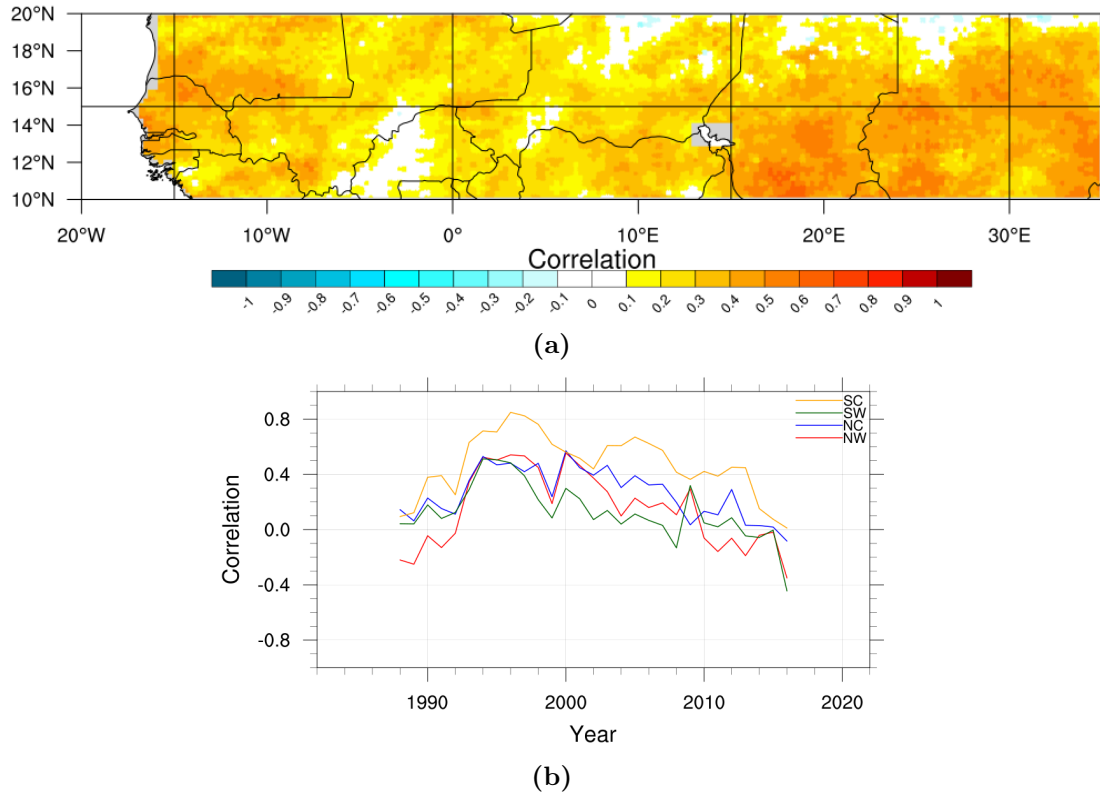


Figura 3.33: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice PRCPTOT e indice AMO.

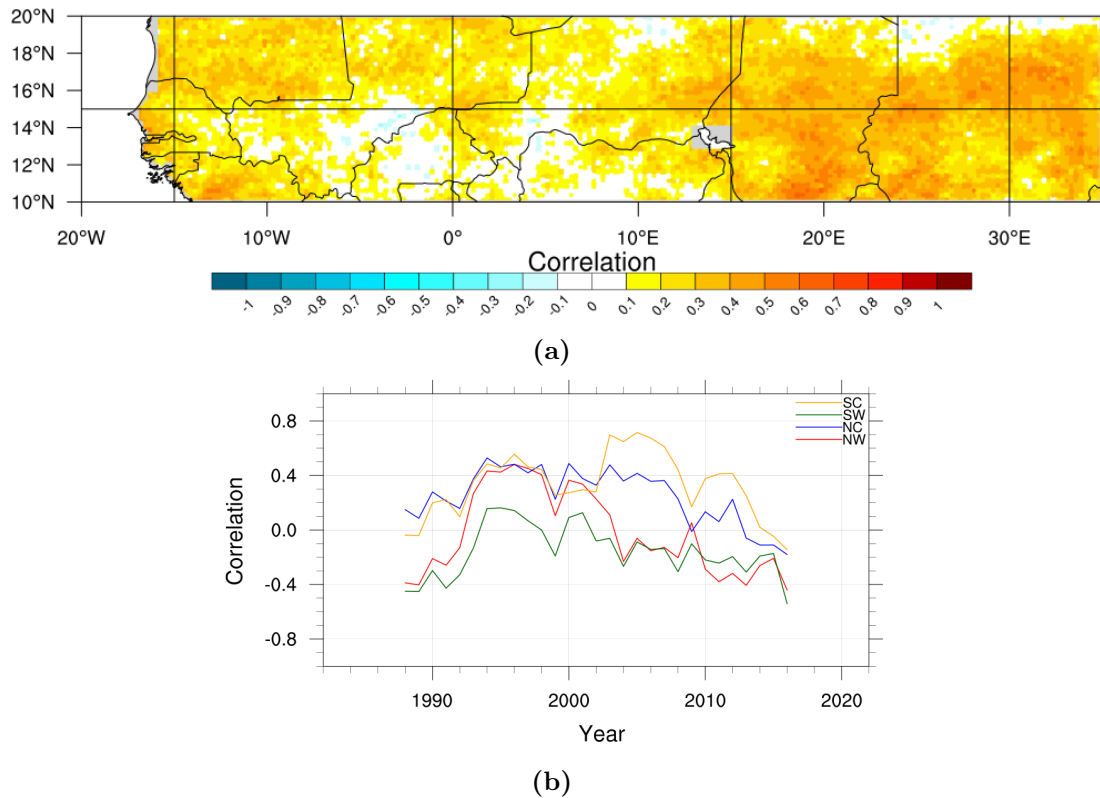


Figura 3.34: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R1mm e indice AMO.

3.6. INDICI SST

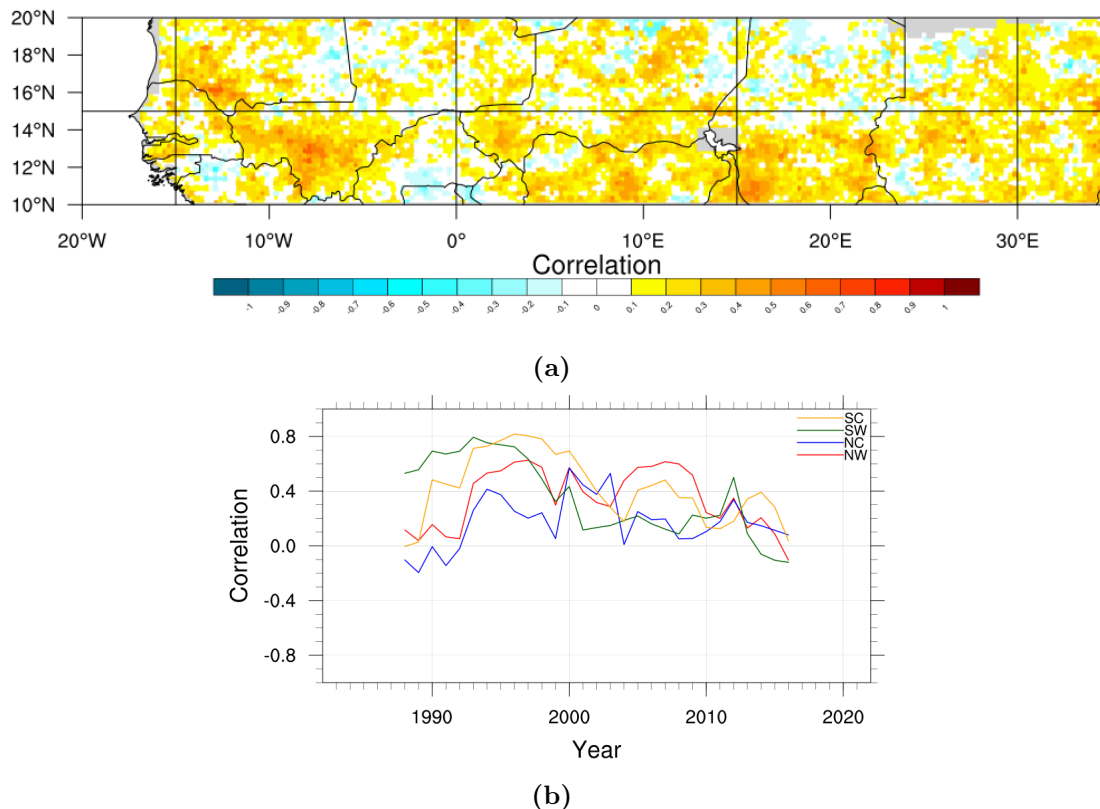
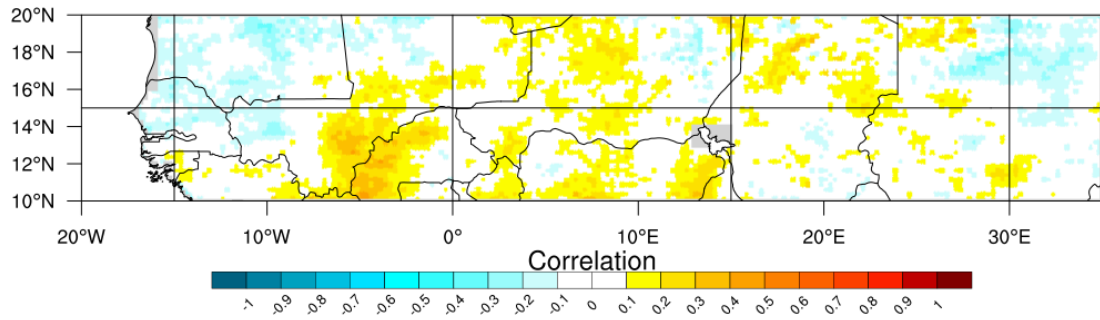


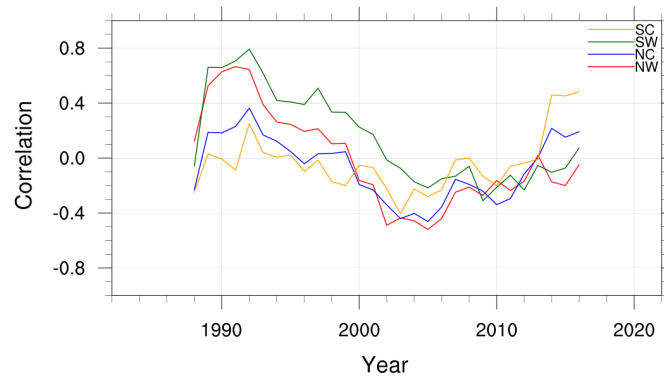
Figura 3.35: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R99p e indice AMO.

È stato poi analizzato l'indice IOD, la presenza di questo dipolo tra i driver della precipitazione nel Sahel era identificabile soprattutto nelle mappe di correlazione con gli indici PRCPTOT (fig. 3.25) e R1mm (fig. 3.26). Se si osserva la mappa della correlazione con la precipitazione totale (fig. 3.36a) si nota in realtà una correlazione generalmente trascurabile se non assente, si distingue una singola area che copre il confine tra Burkina Faso e Mali. Tuttavia, andando ad osservare l'evoluzione temporale della correlazione (fig. 3.36b) si nota una generale diminuzione della correlazione visibile soprattutto nel settore sud-ovest del Sahel, che ha un massimo di 0.8 nel 1992. Negli altri settori la correlazione è comunque scarsa. Spostandosi poi all'indice R1mm (fig. 3.37a), si nota un aumento delle aree correlate positivamente, che in gran parte rimangono entro i confini del quadrante SW, ed infatti la serie temporale (fig. 3.37b) conferma la maggiore correlazione che ha questa regione con l'SST dell'Oceano Indiano. In ultimo osservando la mappa di correlazione con l'indice R99p (fig. 3.38a) torna la disposizione molto sparsa di correlazioni positive e negative, ma in questo caso prevale l'anticorrelazione; anche la running correlation (fig. 3.38b) mostra una curva simile a quanto già osservato, tuttavia è interessante notare che in questo caso sia la zona opposta, ossia il Sahel North-Central, ad avere la correlazione maggiore. Quindi pur controllando maggiormente la precipitazione totale e la quantità di giorni di precipitativi del Sahel SW, è la regione più vicina al deserto quella più controllata per quanto riguarda gli eventi estremi.

3.6. INDICI SST

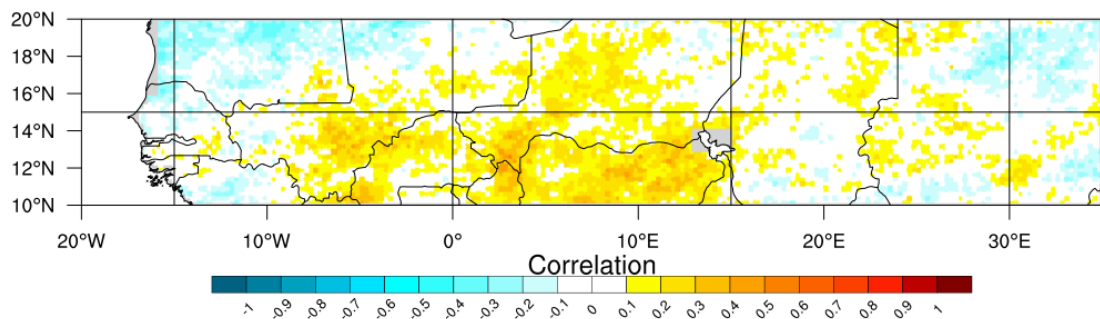


(a)

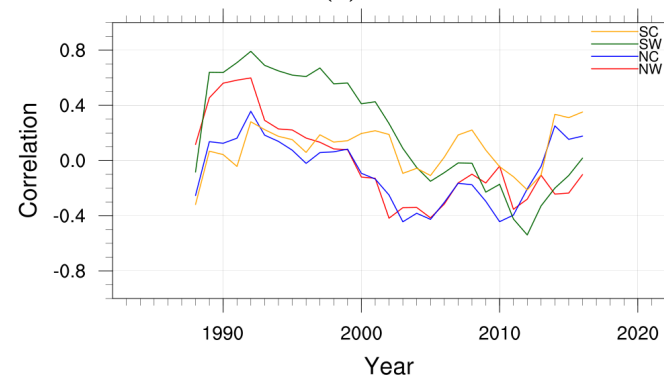


(b)

Figura 3.36: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice PRCPTOT e indice IOD.



(a)



(b)

Figura 3.37: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R1mm e indice IOD.

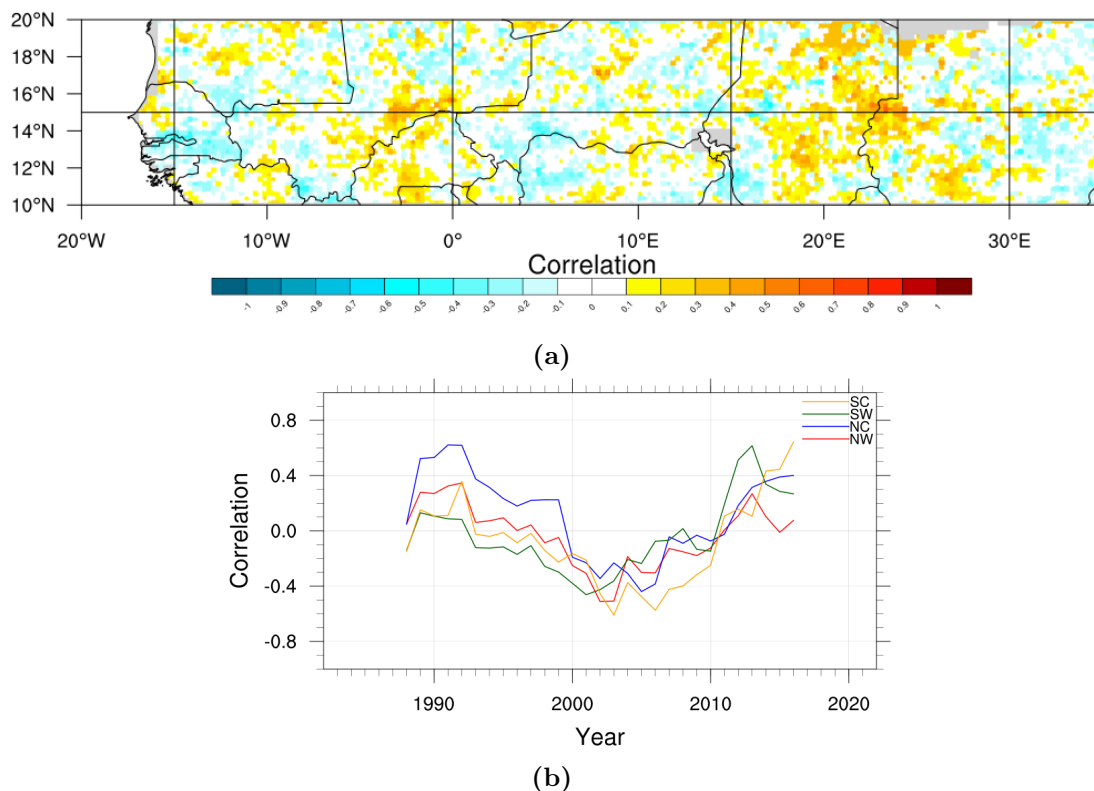
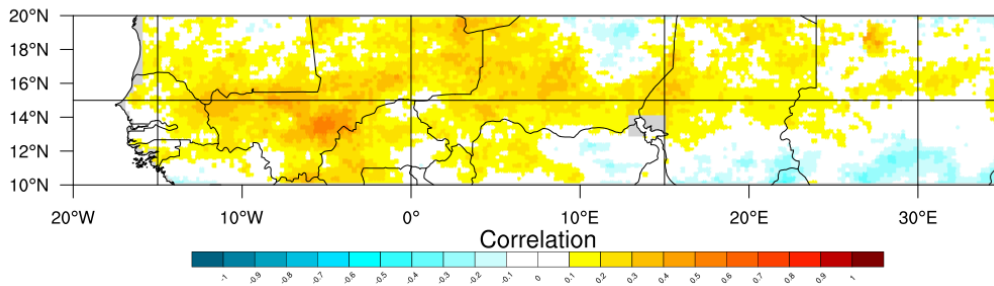


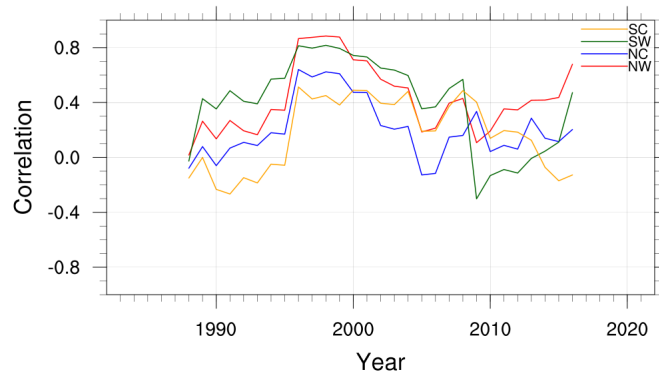
Figura 3.38: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R99p e indice IOD.

Sono state poi analizzate le correlazioni con l'indice MedIndex. Data la natura di questo indice, ossia semplicemente una media spaziale delle anomalie di temperatura superficiale del mare, e avendo osservato l'alta correlazione tra la prima EOF e le anomalie di SST del Mediterraneo, queste correlazioni confermano quanto osservato. Le mappe degli indici PRCPTOT (fig. 3.39a) e R1mm (fig. 3.40a) infatti mostrano una correlazione positiva soprattutto sulle zone ovest del Sahel, in particolare la correlazione con l'indice PRCPTOT intorno a 0.6 nella regione sud del Mali. Le relative serie temporali (fig. 3.39b) (fig. 3.40b) confermano gli alti valori di correlazione per i settori SW e NW. La precipitazione totale nell'area occidentale mostra valori di correlazione superiori a 0.6 per quasi dieci anni tra il 1995 ed il 2005, in particolare la regione NW si mantiene oltre 0.8 dal 1996 al 1999, si osserva anche una ripresa negli anni più recenti. L'indice R1mm mantiene un andamento complessivamente simile a PRCPTOT, con la regione ovest che mostra correlazioni superiori a 0.6 nel decennio tra metà 1990 e metà 2000, in questo caso è la sezione SW a mostrare i valori di correlazione maggiori, nei medesimi anni. Anche in questo caso sembra esserci il principio di una ripresa della correlazione con MedIndex a partire dal 2010, che interessa in maniera particolare la regione NW. Spostandosi poi all'indice R99p (fig. 3.41a) si nota una correlazione complessivamente positiva come per PRCPTOT e R1mm con un pattern spaziale molto più definito rispetto alle precedenti mappe di correlazione di R99p con gli indici AMO e IOD. Nella serie temporale (fig. 3.41b) invece torna il comportamento poco coeso tra le quattro aree che era stato riscontrato anche negli altri indici.

3.6. INDICI SST

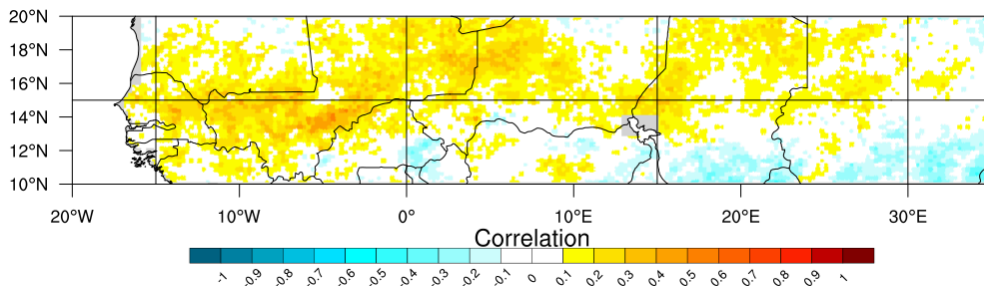


(a)

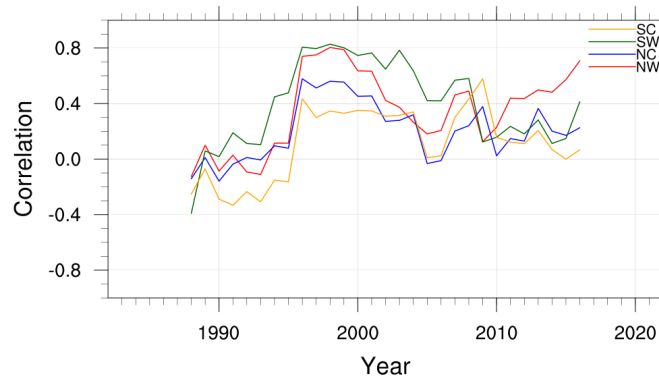


(b)

Figura 3.39: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice PRCPTOT e indice MedIndex.



(a)



(b)

Figura 3.40: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R1mm e indice MedIndex.

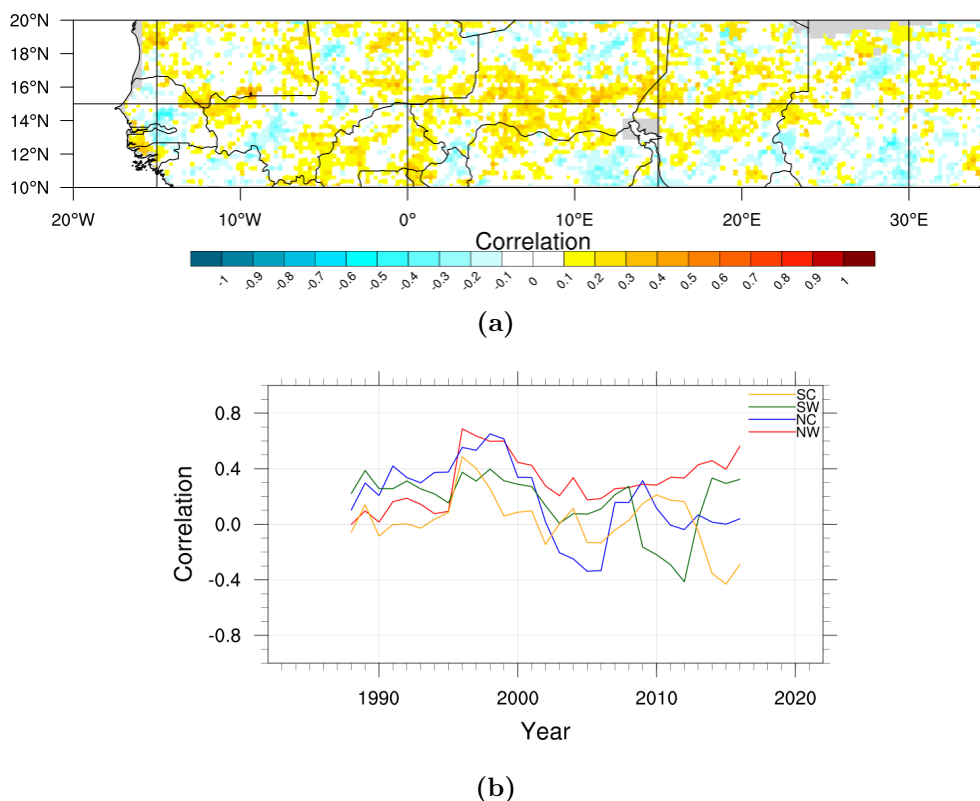


Figura 3.41: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R99p e indice MedIndex.

Si arriva quindi all'indice NAO, preso in esame perché pur non essendo ottenuto direttamente da calcoli che coinvolgono la SST, viene infatti calcolato a partire dalla pressione atmosferica al livello del mare, è notoriamente collegato agli spostamenti di aria umida e al clima nell'area del Mediterraneo e del Nord Africa (Lüdecke et al., 2021; Lemus-Canovas, 2022). Andando ad osservare la correlazione con PRCPTOT (fig. 3.42a) si notano infatti aree di forte anticorrelazione, in particolare la regione SC e in misura minore la zona di costa. In 3.42b viene ribadita l'anticorrelazione che mostra anche un'intensificazione durante il periodo esaminato soprattutto nei quadranti SW e SC, che arrivano a -0.8 negli anni 2000, con un accenno di risalita negli anni più recenti, in particolare per le aree ad ovest. L'indice R1mm (fig. 3.43a) mostra con ancora più definizione due aree di forte correlazione, positiva per la Nigeria, e negativa per il Sudan, la running correlation (fig. 3.43b) infatti rimane molto simile a quella della precipitazione totale, pur senza arrivare ai medesimi valori puntuali nei massimi negativi. Anche l'indice R99p (fig. 3.44a) mostra una correlazione prevalentemente negativa sullo spazio, pur rimanendo entro -0.5 e con molte più aree di correlazione nulla, è invece interessante la running correlation (fig. 3.44b). Infatti, nonostante all'inizio le quattro curve seguono generalmente lo stesso comportamento, assimilabile a quanto osservato nelle correlazioni con gli altri due indici, a partire dal 2010 le quattro zone vanno separandosi seguendo due trend ben diversi, le aree ad ovest mostrano una tendenza a valori di correlazione oltre 0.4, quindi verso correlazioni positive significative, le zone centrali invece rimangono su valori di correlazione negativa tra -0.4 e -0.6, di conseguenza in questi ultimi anni l'influenza della North Atlantic Oscillation sembra aver avuto effetti opposti sulle

3.6. INDICI SST

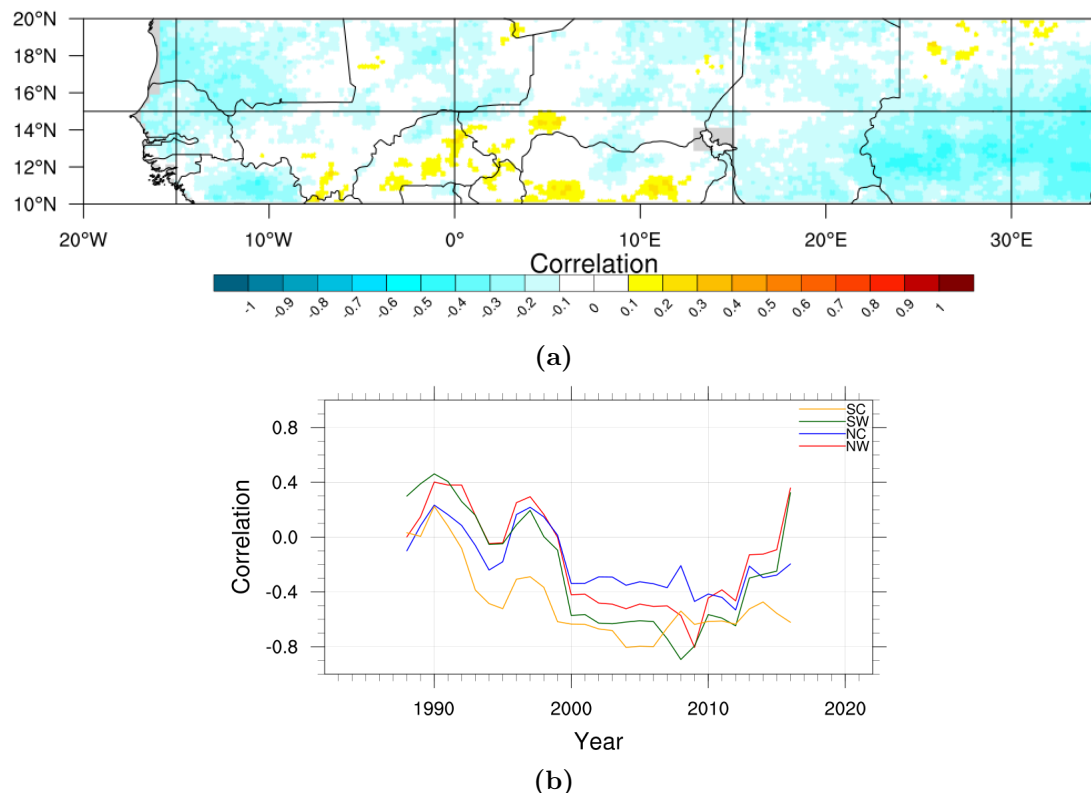


Figura 3.42: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice PRCPTOT e indice NAO.

due macro-aree del Sahel prese in esame.

La connessione tra precipitazione ed ENSO è stata valutata tramite lo studio della correlazione con l'indice ONI, visti i risultati presentati precedentemente nelle figure 3.25, 3.26 e 3.30. La precipitazione totale (fig. 3.45a) appare infatti correlata con l'indice ONI in Niger e al confine tra Mali e Burkina Faso. La relativa serie temporale (fig. 3.45b) mostra un forte trend crescente della correlazione, con le aree a ovest che tendono verso valori significativi di correlazione positiva. L'indice R1mm (fig. 3.46a) estremizza la divisione zonale della correlazione, con l'area tra la costa e i 10°E interamente correlata positivamente, mentre l'area ad est essenzialmente priva di una correlazione significativa. Questa distinzione viene osservata altrettanto bene in fig. 3.46b, dove le curve della zona ovest, pur partendo da valori trascurabili di correlazione, negli anni più recenti mostrano una tendenza positiva verso lo 0.6, al contrario delle regioni centrali, che si mantengono entro correlazioni negative trascurabili. Spostandosi all'indice R99p (fig. 3.47a), si nota in questo caso una prevalenza della correlazione negativa, in particolare nel sud della Mauritania fino al confine tra Mali e Burkina Faso. La serie temporale (fig. 3.47b) conferma la maggiore anticorrelazione nelle aree occidentali, in particolare il SW, pur oscillando fortemente, arriva a valori significativi di correlazione negativa sia nei primi anni '90 che attorno il 2010.

3.6. INDICI SST

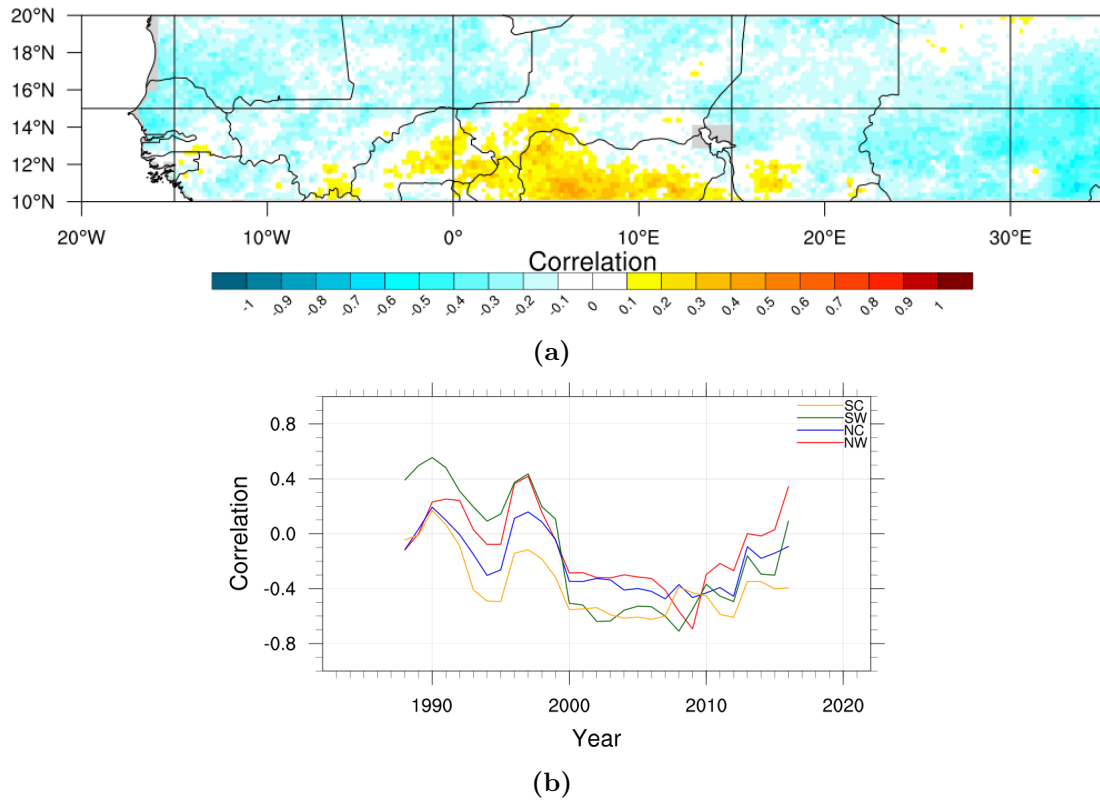


Figura 3.43: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R1mm e indice NAO.

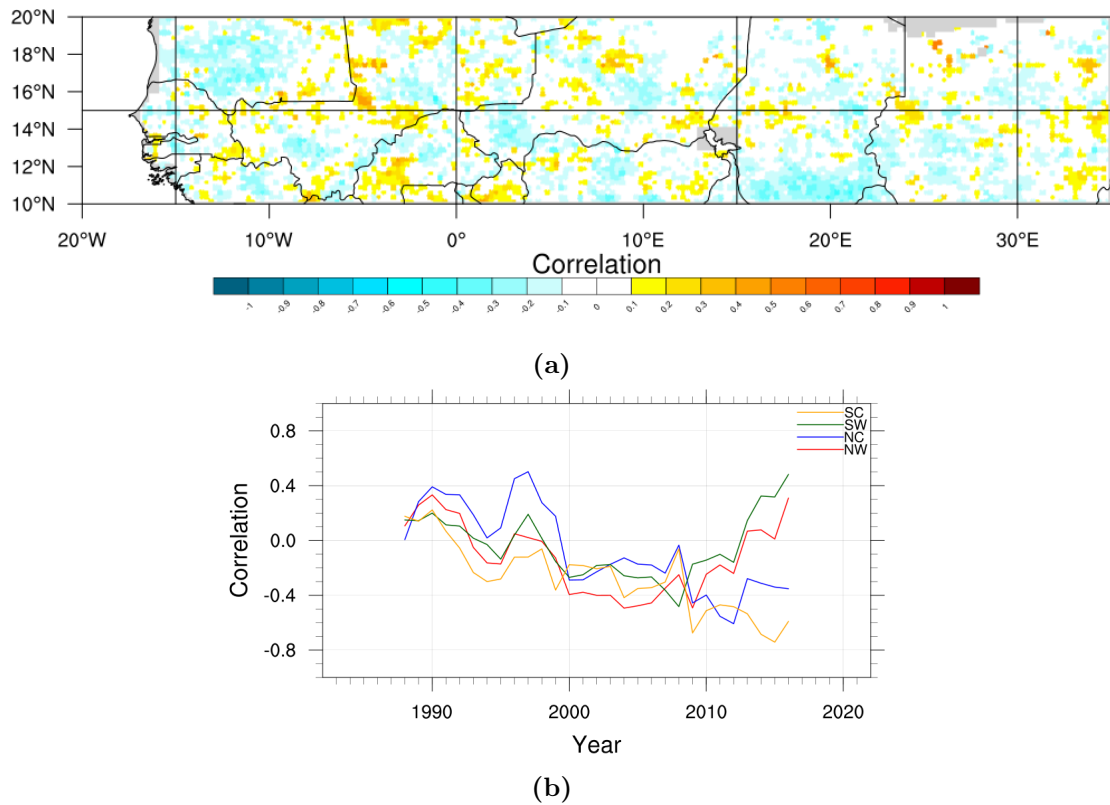


Figura 3.44: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R99p e indice NAO.

3.6. INDICI SST

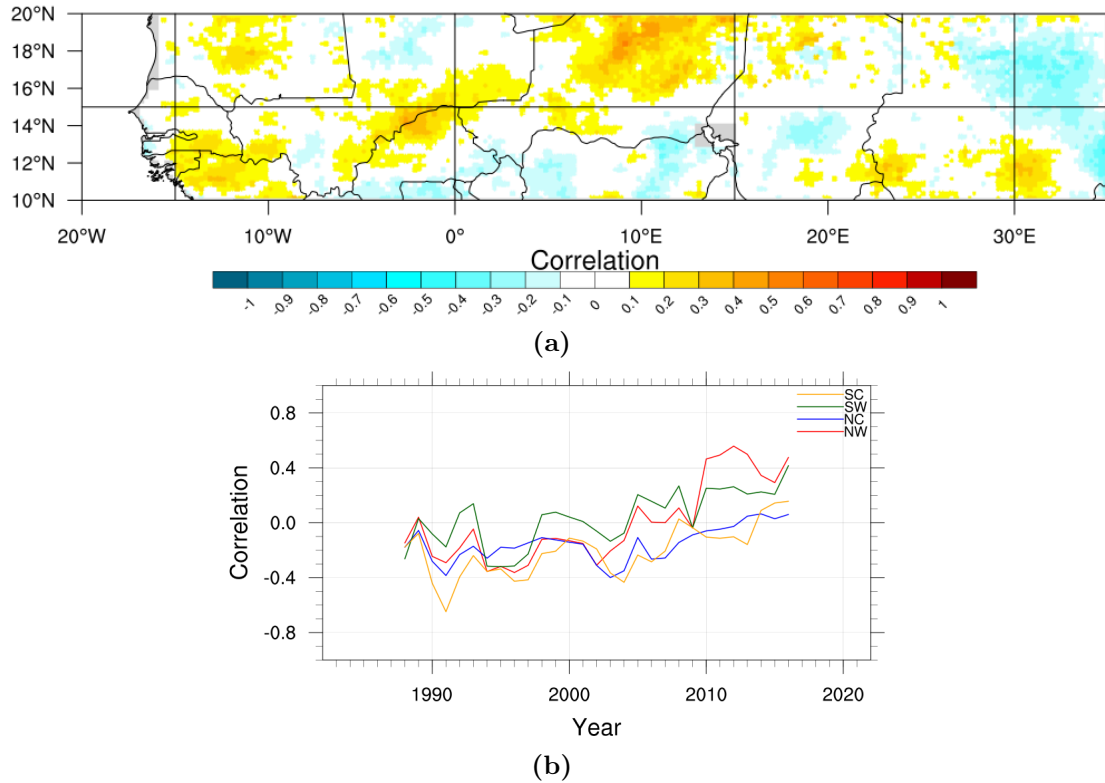


Figura 3.45: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice PRCPTOT e indice ONI.

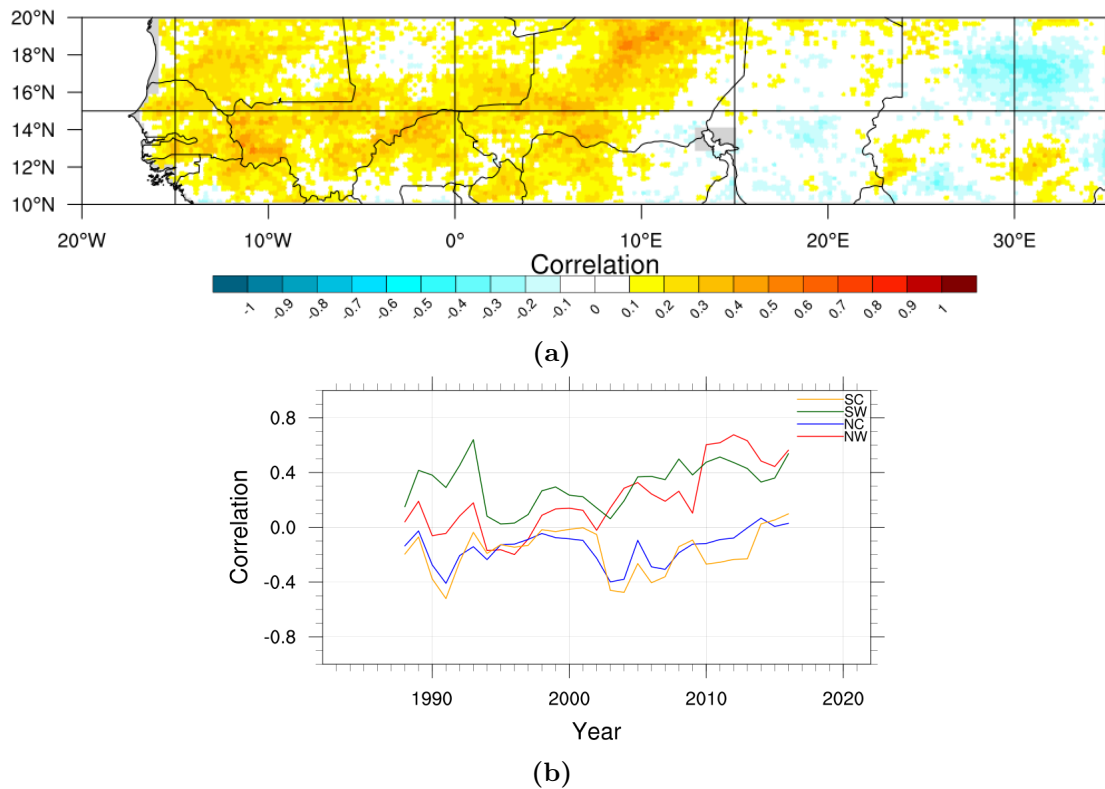


Figura 3.46: Mappa ed evoluzione temporale della correlazione tra indice R1mm e indice ONI.

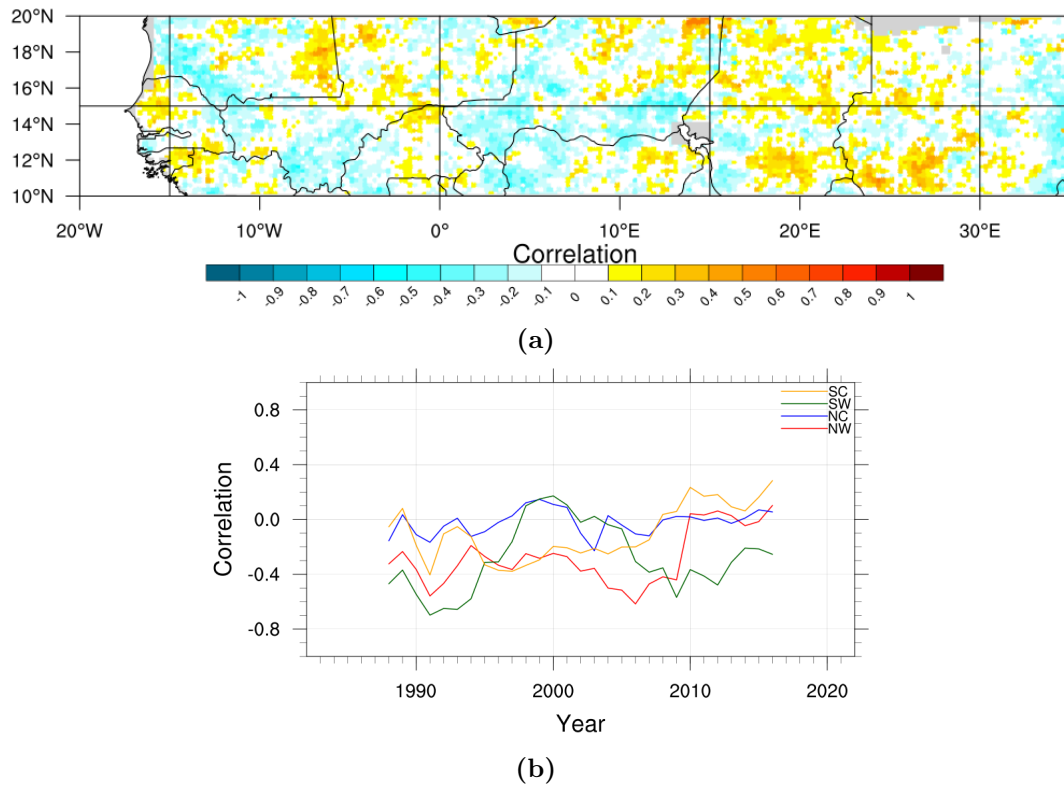


Figura 3.47: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R99p e indice ONI.

Prendendo poi in esame l'indice SAOD, che riguarda quindi la regione sud dell'Oceano Atlantico, si nota una generale correlazione positiva con entrambi gli indici di precipitazione PRCPTOT (fig. 3.48a) e R1mm (fig. 3.49a), con particolare attenzione per la zona SC, tuttavia le serie temporali mostrano comportamenti inaspettati. L'evoluzione temporale della correlazione (fig. 3.48b) mostra infatti una decrescita fino a circa il 2006 per poi invertire la tendenza. La serie temporale della correlazione con R1mm (fig. 3.49b) segue una curva molto simile, ma tenendosi generalmente a valori maggiori, in questo caso infatti il massimo di correlazione negativa è circa -0.7, mentre nella running correlation dell'indice PRCPTOT il settore SW oltrepassava -0.8. Anche in questo caso, studiando la correlazione con l'indice R99p, risulta difficile identificare pattern spaziali definiti per le piogge estreme, sia la mappa (fig. 3.50a) che l'evoluzione temporale della correlazione (fig. 3.50b) mostrano infatti comportamenti poco definibili.

3.6. INDICI SST

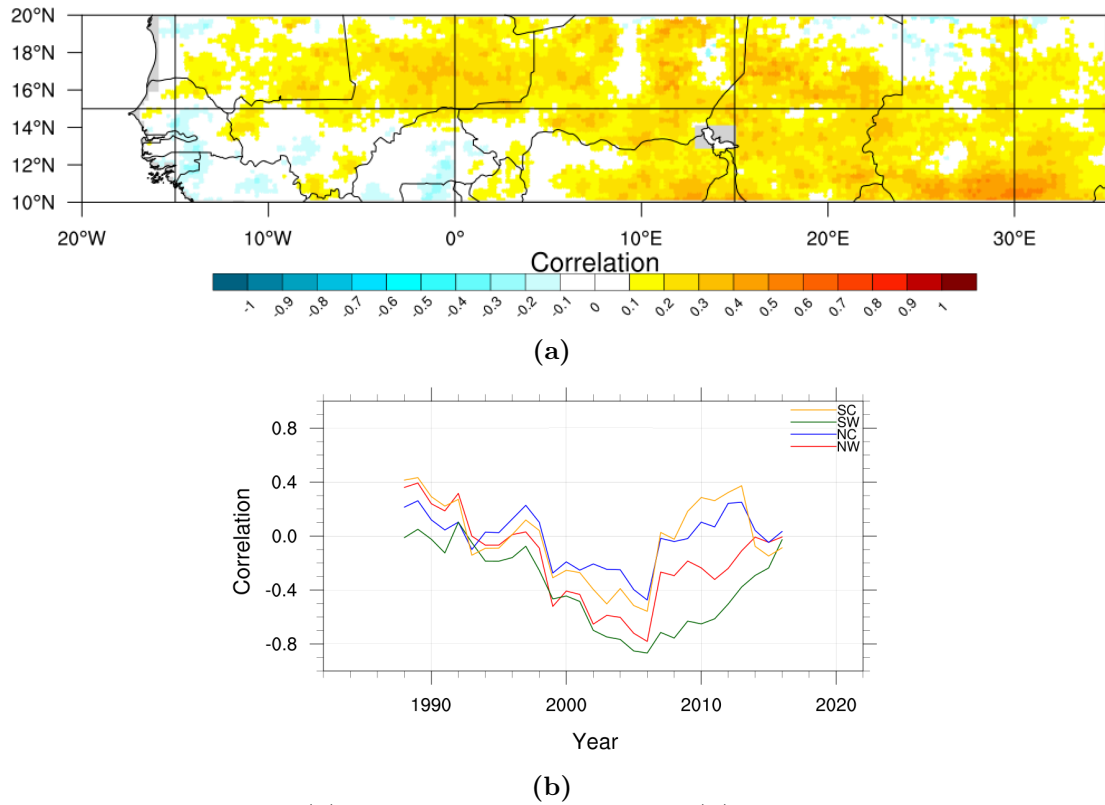


Figura 3.48: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice PRCPTOT e indice SAOD

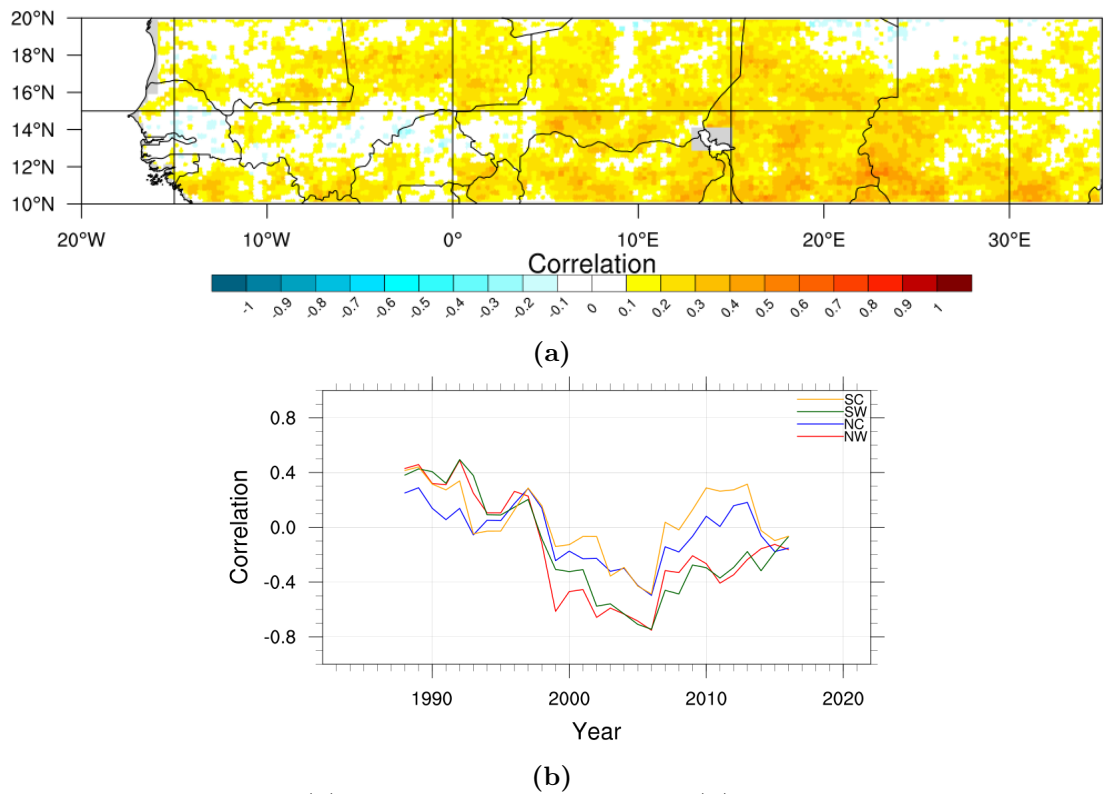


Figura 3.49: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R1mm e indice SAOD.

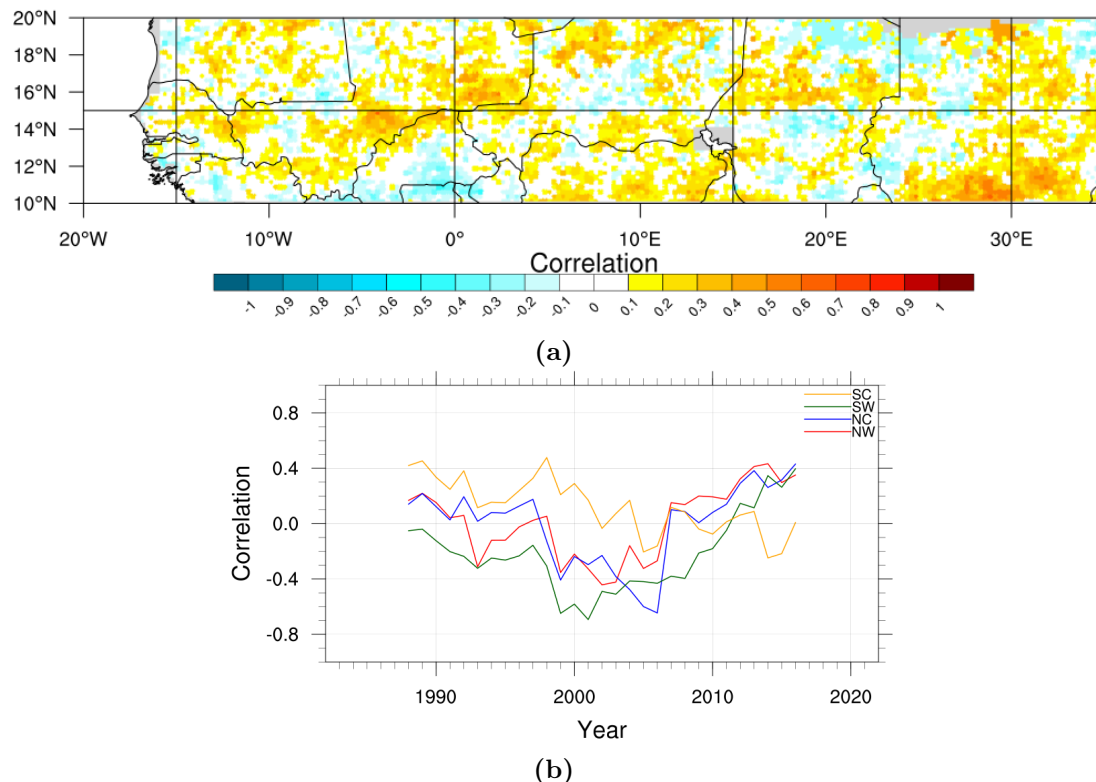
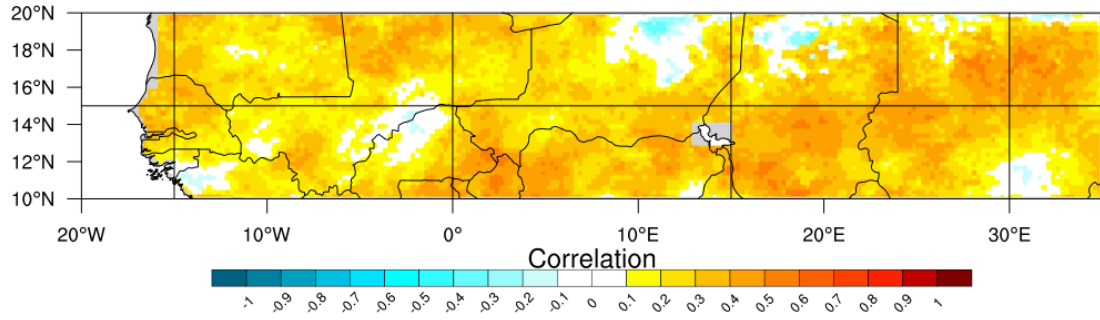


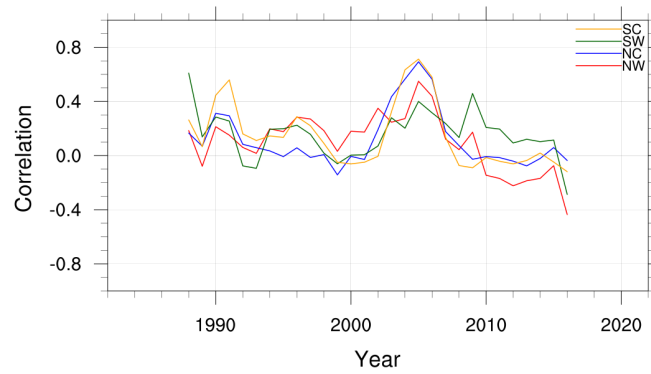
Figura 3.50: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R99p e indice SAOD.

In ultimo viene preso in esame l'indice TAPOD, legato al dipolo nelle anomalie di Sea Surface Temperature tra Oceano Atlantico e Pacifico. La presenza di un dipolo nella correlazione con gli indici era già intuibile osservando le mappe di correlazione con l'EOF1, e qui viene confermata. La mappa della correlazione con la precipitazione totale (fig. 3.51a) infatti mostra quasi l'intero Sahel correlato positivamente, seppure con valori massimi tra 0.4 e 0.5. La serie temporale (fig. 3.51b) mostra inoltre che l'area del Sahel centrale arriva ad un picco di circa 0.7 di correlazione, si nota inoltre una tendenza molto rapida verso correlazioni negative negli ultimi anni. I risultati per R1mm sono del tutto simili a quanto riscontrato per PRCPTOT. Per quanto riguarda l'evoluzione temporale della correlazione (fig. 3.52b) si nota che le curve delle aree centrali mostrano un picco ancora più distinguibile, tra il 2000 e il 2010, e anche la curva della regione SW, che nella mappa è l'unica zona a mostrare una tendenza (per quanto trascurabile) a correlazioni negative, nella serie temporale tocca due volte i massimi di anticorrelazione, compresi tra 0.5 e 0.6. In ultimo anche in questo caso osserviamo una mappa di correlazione molto confusa per quanto riguarda l'indice R99p (fig. 3.53a), principalmente positiva ma priva di zone di forte correlazione distinguibili o divisione netta di aree. Allo stesso modo, come era accaduto nelle altre running correlation (fig. 3.53b) riguardanti questo indice, i comportamenti delle quattro aree sono meno coesi di quanto non accada con altri indici di precipitazione.

3.6. INDICI SST

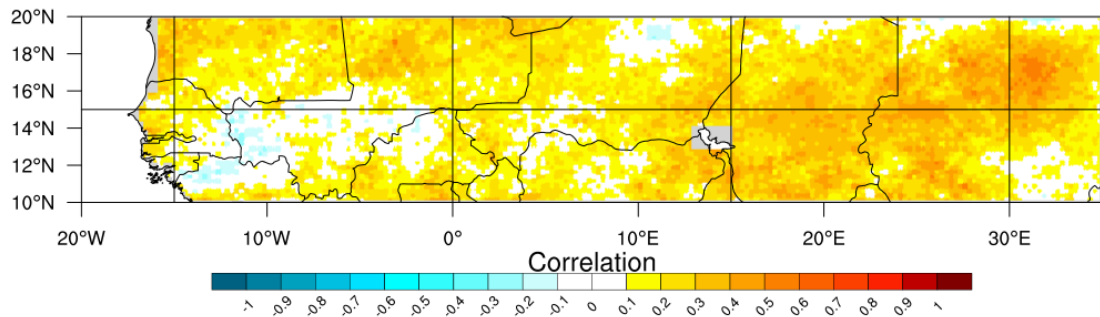


(a)

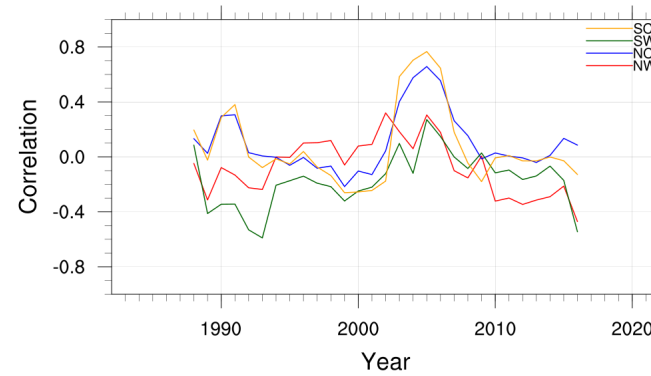


(b)

Figura 3.51: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice PRCPTOT e indice TAPODI.



(a)



(b)

Figura 3.52: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R1mm e indice TAPODI.

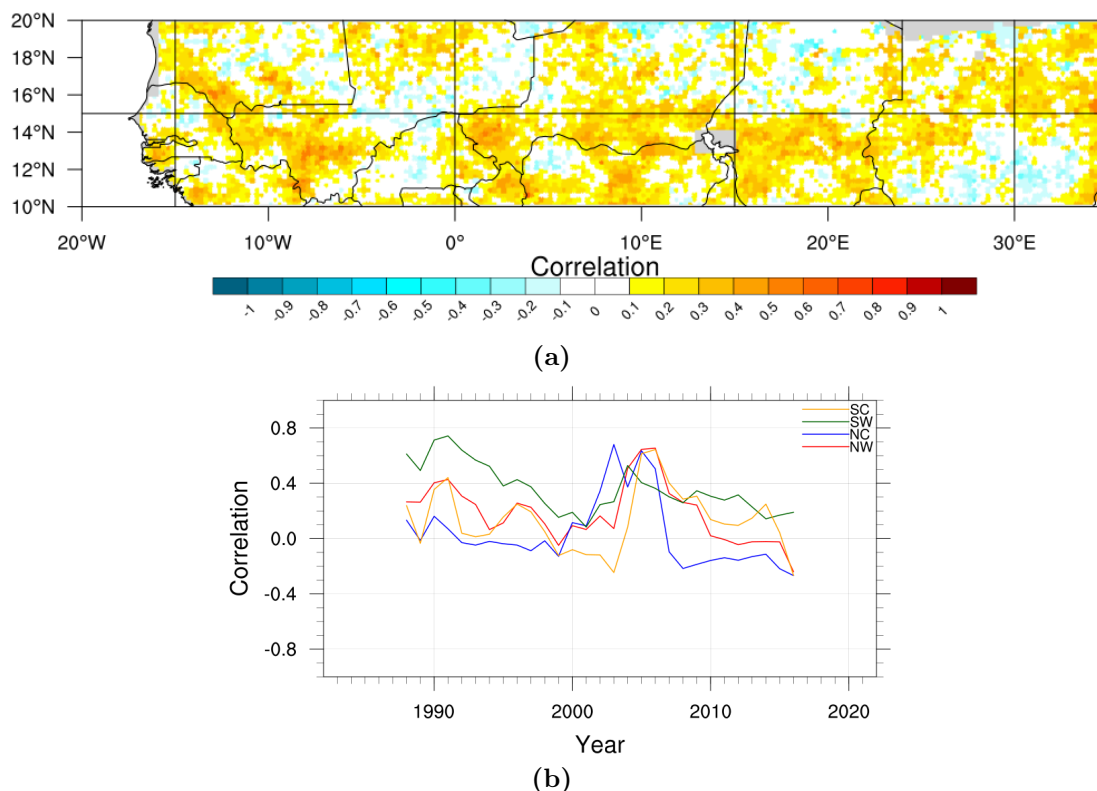


Figura 3.53: Mappa (a) ed evoluzione temporale (b) della correlazione tra indice R99p e indice TAPODI.

3.7 Discussione dei risultati

Poiché l'analisi sin qui condotta risulta articolata per molteplicità di indici usati e metodologie di valutazione, è conveniente riassumere qui i risultati principali, evidenziando relazioni tra i vari indici utili per descrizione della precipitazione saheliana.

In primis la relazione tra indici CDD e R1mm aiuta a descrivere l'evoluzione del periodo delle piogge. L'area North-Central infatti mostra una forte variazione negativa del CDD, riscontrabile sia nelle differenze tra i valori medi del periodo 2002-2021 rispetto al periodo 1983-2001 (figure 3.4g e 3.3a), che nelle serie temporali mediate nei vari quadranti (figure 3.5f e 3.5c) e nelle mappe dei trend (figure 3.17 e 3.9), sebbene non supportate da ampie zone di significatività. L'indice CDD diminuisce fino a due giorni l'anno nelle zone del Niger orientale e tra Ciad e Sudan, tuttavia i giorni di precipitazione nelle stesse aree mostrano un trend, seppure positivo e significativo, più debole che in altre zone del Sahel, rimanendo entro 0.4 giorni/anno. Anche l'indice CWD mostra un trend significativo e positivo (fig. 3.18), ma pari a 0.1 giorni/anno. Questo può significare che ad interrompere i periodi secchi in quelle aree sono precipitazioni sporadiche e non un forte allungamento del periodo delle piogge. Questo comportamento non è però comune a tutto il Sahel, nel Niger occidentale e al confine Ciad-Sudan sono presenti due dei punti in cui il trend di aumento del R1mm è più forte e in tali aree il trend del CDD rimane negativo, in queste zone quindi potrebbe essere presente un allungamento del periodo di piog-

ge. Inoltre se si vanno a osservare la mappa di differenze e la mappa del trend dell'indice CWD si può identificare l'area del Darfur, di conseguenza non solo c'è un aumento del periodo delle piogge, ma ad aumentare è anche il periodo umido più lungo dell'anno, che in quella regione vede aumenti di 4-5 giorni dal primo al secondo ventennio.

Un altro confronto interessante è quello tra gli indici R99p, R1mm e PRCPTOT. Dalle mappe di differenza (figure 3.4e, 3.3a, 3.2) si vede che alcune delle zone in cui c'è stato un aumento relativamente maggiore di r99p sono zone in cui è aumentata la precipitazione totale ma non il numero di giorni precipitanti (in particolare le regioni sono l'area guineana e il nord del Benin). Ossia, come è intuibile, dato il trend positivo della quantità d'acqua precipitata, le zone in cui il numero di giorni di pioggia non varia vanno incontro ad eventi di precipitazione con intensità maggiori. È importante, tuttavia, sottolineare che la regione SW, in cui rientrano le aree della Guinea e del Benin, non mostra mai trend significativi.

È poi interessante confrontare i vari indici che, in misura diversa, possono riferirsi ad eventi non ordinari o estremi: gli indici R10mm, R20mm si riferiscono al numero di giorni in cui sono precipitati rispettivamente più di 10 o 20 millimetri; R95p e R99p invece riportano il quantitativo annuale in millimetri per i giorni in cui è precipitato oltre il 95 o 99 percentile di pioggia; mentre Rx1day, Rx3day e Rx5day intendono il quantitativo in millimetri precipitati nell'evento precipitativo più estremo della durata, rispettivamente, di 1, 3 o 5 giorni. Nonostante queste tre categorie di indici descrivano tutte situazioni di forte precipitazione, le mappe delle differenze tra le climatologie del periodo 2002-2021 rispetto a quelle relative al periodo 1983-2001 e i trend mettono in evidenza zone diverse: i giorni con alta precipitazione (R10mm e R20mm; figure 3.10 e 3.11) e gli indici R95p ed R99p (figure 3.12 e 3.13) mostrano un aumento più netto nella regione sud, in particolare gli indici R10mm e R20mm mostrano un'area nel Darfur mentre il trend per gli indici R95p e R99p mostra i picchi in diverse zone. Al contrario gli indici Rx1day, Rx3day e Rx5day mostrano i picchi più pronunciati nell'area nord del Sahel, in particolar modo nel Niger e al confine Ciad-Sudan. Questi indici inoltre mostrano un'opposizione di segno tra la regione centrale, positiva e significativa, e la regione SW, che invece mostra aree con trend negativo e non significativo. Quindi gli eventi singoli più estremi mostrano un aumento maggiore in aree diverse da dove invece vengono osservati gli aumenti più forti, seppure non egualmente significativi, degli altri indici. È inoltre importante notare che questi aumenti distinguibili degli Rxnday avvengono in aree fortemente desertiche. Quindi è possibile anche in questo caso ipotizzare che la causa del forte aumento di questi indici stia nell'aumento di precipitazione totale che, avvenendo in zone con un periodo delle piogge che si mantiene piuttosto breve, dia luogo ad eventi con precipitazione molto intensa.

Questo confronto permette anche di comprendere la difficoltà nel rintracciare un singolo indice come descrittivo degli eventi estremi: gli indici R10mm e R20mm fissano paletti indipendentemente dall'area, mentre gli Rxnday, osservando solo l'outlier maggiore, sopravvaluteranno le regioni in cui è più facile avere un singolo evento estremo.

In ultimo, come si osserva nelle serie temporali e nelle PC1, gli indici mostrano generalmente un aumento più rapido nei primi venti anni, andando poi a stabilizzarsi nella seconda parte del periodo preso in analisi. Osservando le serie temporali delle

3.7. DISCUSSIONE DEI RISULTATI

correlazioni con gli indici della SST, gli indici AMO e IOD si distinguono per avere una correlazione che si mantiene alta nei primi venti anni, in particolare la running correlation tra PRCPTOT e AMO (fig. 3.33b) si mantiene a valori superiori a 0.5 per l'area SC tra la metà del 1990 e i primi anni 2000, e la correlazione tra R1mm e IODI (fig. 3.37b) ha valori simili per l'area SW dalla fine del 1980 alla fine del 1990. L'indice MedIndex mostra la correlazione maggiore a metà tra i due periodi di venti anni. Gli indici NAO, SAOD e TAPOD invece mostrano forti correlazioni (negative per NAO e SAPOD, positiva per TAPOD) nei successivi vent'anni.

Per l'indice R99p, e quindi per l'analisi degli eventi precipitativi estremi, è invece impossibile affermare connessioni con gli indici di SST analizzati poiché in tutti i casi i pattern spaziali sono troppo variegati.

Capitolo 4

Conclusioni

L'analisi condotta in questo lavoro di tesi ha permesso di esaminare l'evoluzione spaziale e temporale della precipitazione nella regione del Sahel centro-occidentale durante il periodo 1983-2021, tramite il data set TAMSAT v3.1, un data set satellitare di precipitazione giornaliera. In questo lavoro sono stati presi in considerazione numerosi indici per cercare di descrivere la precipitazione nella maniera più completa, concentrandosi poi su alcuni di questi, riconosciuti come maggiormente descrittivi per approfondire alcune caratteristiche dei pattern di precipitazione. Sono state studiate le climatologie, concentrandosi sulle mappe di differenza tra il ventennio più contemporaneo e quello immediatamente successivo al periodo delle siccità, le serie temporali di tali indici, distinguendo in quattro settori la regione, le mappe dei tassi di trend ottenute grazie allo stimatore di Sen, le analisi delle componenti principali per analizzare i modi principali dietro l'evoluzione della precipitazione e le correlazioni, prima tra le PC1 e le anomalie di SST, poi tra gli indici della precipitazione e gli indici delle teleconnessioni.

Lo scopo di questo lavoro era studiare la variabilità spazio-temporale della precipitazione che ha interessato il Sahel nei quasi quarant'anni successivi alla decade 1970-1980, in cui si è verificato il periodo siccitoso più intenso e debilitante della storia africana recente. In particolare l'interesse principale era capire se fosse possibile definire questi quarant'anni un periodo di *recovery*, ossia di ripresa della precipitazione della regione verso un ambiente più umido, e se tale ripresa stesse mostrando aspetti negativi. Successivamente si sono identificati eventuali driver oceanici, ovvero regioni degli oceani in cui la variazione di SST influenza la precipitazione del Sahel, ed è stata valutata l'evoluzione temporale del loro legame con le precipitazioni.

Il primo risultato osservato è che la precipitazione ha mostrato un forte trend positivo nei 39 anni presi in considerazione. È ragionevole affermare che sia avvenuto un aumento sia in termini quantitativi che di giorni precipitativi, e questo aumento si è verificato, seppure con intensità diverse, su tutta la regione del Sahel. L'identificazione di questa ripresa è in linea con numerosi studi (Nicholson et al., 2018; Sanogo et al., 2015), che concordano anche sulla distribuzione spaziale non uniforme della ripresa. La conferma di un aumento della precipitazione è un risultato di per sé molto interessante, soprattutto perché in controtendenza con l'idea che generalmente si ha di una situazione estrema nell'Africa, ossia un inaridimento ancora maggiore.

Dal confronto tra gli indici CDD e R1mm emerge invece come gran parte dell'area NC non appaia avere un aumento effettivo nella lunghezza del periodo delle piogge, quanto più un aumento di eventi sporadici che causa la diminuzione nei giorni aridi consecutivi, questo è in linea con quanto viene osservato anche nelle proiezioni effettuate da *Vizy et al. (2013)*, che prevedono che entro il 2060 aumenti l'intensità delle precipitazioni e non la durata del periodo delle piogge. Al contrario, zone come il Niger occidentale e il confine Ciad-Sudan sembrano mostrare un'estensione del periodo delle piogge proprio perché oltre ad una diminuzione forte del CDD, si osserva un aumento forte dell'R1mm. Inoltre la regione sudanese del Darfur mostra anche un aumento dell'indice CWD, segno che ad aumentare è anche il periodo di giorni precipitanti consecutivi.

Dallo studio degli indici di precipitazione intensa od estrema appare possibile ipotizzare un aumento di questi eventi. In particolare l'area nord tra Niger e Sudan mostra un aumento nell'intensità degli eventi di 1, 3 e 5 giorni più estremi, al contrario, è la regione sud che mostra un trend positivo più forte per gli indici R95p ed R99p. Mentre il trend più forte per gli indici R10mm ed R20mm è circoscritto alla sola regione del Darfur. L'aumento degli eventi estremi nell'area del Sahel meridionale può inoltre essere collegato alla relazione che intercorre tra indici PRCPTOT e R1mm, infatti alcune delle aree in cui l'aumento di precipitazione totale appare essere più forte di quello dei giorni precipitativi sono anche aree che si distinguono nell'analisi degli indici di precipitazione intensa od estrema.

Lo studio dei pattern spaziali degli EPE e in particolare delle correlazioni che questi hanno con i driver oceanici, tuttavia, rimane ancora molto complicato da effettuare, a causa delle evoluzioni temporali e delle distribuzioni spaziali che non evidenziano comportamenti chiari. Ridurre l'area geografica in analisi è un modo per ottenere risultati sugli EPE più affidabili, come è stato fatto da *Tazen et al. (2018)*, che si sono concentrati solo sul Burkina Faso. *Sanogo et al. (2022)* invece hanno utilizzato 24 data set di precipitazione, tra cui TAMSAT, prendendo come data set di riferimento la rete pluviometrica del Burkina Faso. Entrambi i lavori hanno evidenziato un aumento degli eventi precipitativi estremi.

Osservando poi l'andamento delle PC1 e delle serie temporali medie delle quattro sotto-regioni analizzate (NC, NW, SC e SW), si distingue un aumento più rapido dei valori degli indici durante i primi venti anni in analisi. Le running correlation con gli indici delle SST hanno dimostrato che gli indici che appaiono avere una correlazione alta sempre nei primi venti anni sono AMO e IOD. L'indice IOD è stato inoltre osservato essere un indicatore per individuare l'inizio della stagione delle piogge, secondo *Diatta and Fink (2014)* per la regione saheliana tra 20°W e 10°W, secondo invece *Elagib et al. (2021)* per la parte est del Sahel. L'indice MedIndex invece appare avere la correlazione maggiore nel decennio a cavallo tra i due ventenni, mentre gli indici NAO, SAOD e TAPOD hanno rivelato avere una forte correlazione per i venti anni successivi al 2000, negativa per i primi due indici e positiva per TAPODI.

In conclusione, tenendo anche in considerazione la letteratura scientifica utilizzata in questo lavoro, il data set TAMSATv3.1 risulta un archivio di dati solido ed affidabile. La ripresa della precipitazione è un risultato in linea con quanto osservato da svariati altri studiosi e l'aumento degli eventi estremi, evidenziato in questa dissertazione, rispecchia la situazione recente, come emerge anche dalle notizie relative

all'area.

L'utilizzo di molteplici indici per la descrizione della precipitazione sembra poi essere un buon approccio per questo tipo di studio. Tuttavia i pattern spaziali che sono stati osservati nei vari metodi risultano spesso molto simili per gran parte degli indici, può quindi essere più opportuno un ulteriore lavoro di selezione degli indici. È comunque importante sottolineare, come emerge anche da questo lavoro, che nel caso di indici riferiti a EPE, una focalizzazione su un numero ristretto di indici può portare ad una descrizione incompleta o erranea dei pattern degli eventi estremi.

Inoltre in questa dissertazione è stato preso in studio un periodo di 39 anni, poiché il data set stesso ha come primo anno di attività il 1983, in questo modo però non è possibile studiare oscillazioni molto ampie dei fenomeni in analisi. La siccità, per esempio, può necessitare di periodi di studio più ampi, o le correlazioni con fenomeni come l'Atlantic Multidecadal Oscillation, che oscilla con periodi di 60-80 anni (Trenberth and Zhang, 2016).

In ultimo, lo studio della precipitazione tramite satellite appare comunque il metodo più indicato, in modo particolare per aree come il Sahel, in cui la rete pluviometrica è maldistribuita e gli archivi dei dati pluviometrici non sono temporalmente completi (Maidment et al., 2017).

Questo lavoro tuttavia può ancora essere ampliato. Ad esempio l'area della costa guineana appare seguire un comportamento meno assimilabile al resto della regione, sarebbe quindi interessante operare una ricerca concentrandosi esclusivamente su questa regione. Un altro aspetto da approfondire è il legame della precipitazione con altri driver. In particolare la correlazione con la vegetazione risulta molto interessante per il suo legame con l'intervento antropico, ad esempio Taylor et al. (2022) hanno dimostrato il ruolo del disboscamento nell'aumento di eventi di precipitazione intensa. Uno studio approfondito risulterebbe particolarmente importante ora che il cambiamento climatico e i danni dell'uomo all'ambiente sono temi quanto mai al centro dell'attenzione generale.

Indici

PRCPTOT Totale annuale (o mensile) di precipitazione in millimetri.

CDD Numero massimo di giorni consecutivi in cui la precipitazione giornaliera è inferiore a 1 mm (posto come soglia per considerare un giorno piovoso).

CWD Numero massimo di giorni consecutivi in cui la precipitazione giornaliera è pari o superiore a 1 mm.

R1mm Numero annuale (o mensile) di giorni in cui la precipitazione è pari o superiore a 1 mm (nella pratica, è il numero di giorni precipitanti).

R10mm Numero annuale (o mensile) di giorni in cui la precipitazione è pari o superiore a 10 mm.

R20mm Numero annuale (o mensile) di giorni in cui la precipitazione è pari o superiore a 20 mm.

Rx1day Quantitativo annuale (o mensile) massimo di precipitazione in millimetri per eventi precipitativi durati 1 giorno.

Rx3day Quantitativo annuale (o mensile) massimo di precipitazione in millimetri per eventi precipitativi durati 3 giorni consecutivi.

Rx5day Quantitativo annuale (o mensile) massimo di precipitazione in millimetri per eventi precipitativi durati 5 giorni consecutivi.

R95p Quantitativo annuale di precipitazione in mm quando la precipitazione giornaliera supera il 95° percentile della precipitazione.

R99p Quantitativo annuale di precipitazione in mm quando la precipitazione giornaliera supera il 99° percentile della precipitazione.

Bibliografia

- The NCAR Command Language (version 6.6.2), 2019. URL <http://dx.doi.org/10.5065/D6WD3XH5>.
- Improvements of the daily optimum interpolation Sea Surface Temperature (DOIS-ST) version 2.1. *Journal of Climate*, 34:2923–2939, 2020. doi: <https://journals.ametsoc.org/view/journals/clim/34/8/JCLI-D-20-0166.1.xml>.
- IPCC AR6 Synthesis Report: Climate Change 2023 - Longer report, 2023. URL https://www.ipcc.ch/report/ar6/syr/downloads/report/IPCC_AR6_SYR_LongerReport.pdf.
- C. T. Agnew and A. Chappell. Drought in the Sahel. *GeoJournal*, 48:299–311, 1999. URL <https://www.jstor.org/stable/41147385>.
- A. Ali and T. Lebel. The Sahelian standardized rainfall index revisited. *International Journal of Climatology*, 29:1705–1714, 2009. doi: 10.1002/joc.1832.
- M.almazroui, F. Saeed, S. Saeed, et al. Projected change in temperature and precipitation over Africa from CMIP6. *Earth Systems and Environment*, 4:455–475, 2020. doi: 10.1007/s41748-020-00161-x.
- H. Amadou and T. Wheibi. Sahel: A food crisis fueled by conflict is set to worsen during lean period, 2022.
- A. G. Barnston and R. E. Livezey. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115:1083–1126, 1987. doi: 10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.
- M. Biasutti. Rainfall trends in the African Sahel: Characteristics, processes, and causes. *WIREs Clim Change*, 10, 2019. doi: 10.1002/wcc.591.
- M. Biasutti and A. Giannini. Robust Sahel drying in response to late 20th century forcings. *Geophysical Research Letters*, 33, 2006. doi: 10.1029/2006GL026067.
- H. Björnsson and S. A. Venegas. A manual for EOF and SVD analyses of climatic data. *CCGCR Report*, 97, 1997.
- J. G. Charney. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 101(428):193–202, 1975. doi: 10.1002/qj.49710142802.

- A. Dai, K. Trenberth, M. Hulme, P. Jones, and P. Xie. The recent Sahel drought is real. *International Journal of Climatology*, 24:1323–1331, 2004. doi: 10.1002/joc.1083.
- M. Devis. Pastoralism, farming and a changing climate in the Sahel region, 2020.
- S. Diatta and A. H. Fink. Statistical relationship between remote climate indices and West African monsoon variability. *International Journal of Climatology*, 34: 3348–3367, 2014. doi: 10.1002/joc.3912.
- S. Diatta, C. W. Diedhiou, D. M. Dione, and S. Sambou. Spatial variation and trend of extreme precipitation in West Africa and teleconnections with remote indices. *Atmosphere*, 11(9):999, 2020. doi: 10.3390/atmos11090999.
- N. A. Elagib, I. S. Al Zayed, S. A. Saad, M. I. Mahmood, M. Basheer, and A. H. Fink. Debilitating floods in the Sahel are becoming frequent. *Journal of Hydrology*, 42, 2021. doi: 10.1029/2004RG000150.
- A. Giannini, R. Saravanan, and P. Chang. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302:1027–1030, 2003. doi: 10.1126/science.1089357.
- R. O. Gilbert. *Statistical methods for environmental pollution monitoring*. Van Nostrand Reinhold Company Inc., Pacific Northwest National Lab. (PNNL), Richland, WA (United States), 1987. ISBN 0-442-23050-8.
- A. Hannachi, I. T. Jolliffe, and D. B. Stephenson. Empirical Orthogonal Functions and related techniques in atmospheric science: A review. *International Journal of Climatology*, 27:1119–1152, 2007. doi: 10.1002/joc.1499.
- N. Herold and J. McComb. Clim pact, 2021. URL https://github.com/ARCCSS-extremes/climpact/blob/master/www/user_guide/Climpact_user_guide.md.
- M. Hoerling, J. Hurrell, J. Eischeid, and A. Phillips. Detection and attribution of twentieth-century northern and southern African rainfall change. *Journal of Climate*, 19:3989–4008, 2006. doi: 10.1175/JCLI3842.1.
- M. Hulme. 1983: An exceptionally dry year in central Sudan. *Weather*, 39:270–274, 1984. ISSN 1477-8696.
- T. R. Knutson, T. L. Delworth, K. W. Dixon, and R. J. Stouffer. Model assessment of regional surface temperature trends (1949-1997). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 104:30,981–30,996, 1999. doi: 10.1029/1999JD900965.
- A. Konare, A. S. Zakey, F. Solmon, F. Giorgi, S. Rauscher, S. Ibrah, and X. Bi. A regional climate modeling study of the effect of desert dust on the West African monsoon. *Journal of Geophysical Research*, 113, 2008. doi: 10.1029/2007JD009322.
- M. Lemus-Canovas. The recent Sahel drought is real. *Journal of Hydrology*, 608, 2022. doi: 10.1016/j.jhydrol.2022.127580.

- Y. L'Hôte, G. Mahé, B. Somé, and J. P. Triboulet. Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, 47:563–572, 2002. doi: 10.1080/02626660209492960.
- Z. Lin and V. N. Dike. Impact of Trans-Atlantic-Pacific Ocean Dipole-like pattern on summer precipitation variability over West Africa. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 11(6):509–517, 2018. doi: 10.1080/16742834.2018.1529533.
- R. Lindsey. Climate Variability: Oceanic Niño Index, 2009. URL <https://www.climate.gov/news-features/understanding-climate/climate-variability-oceanic-ni%C3%B1o-index>.
- J. Lu and T. L. Delworth. Oceanic forcing of the late 20th century Sahel drought. *Geophysical Research Letters*, 32, 2003. doi: 10.1029/2005GL023316.
- H. J. Lüdecke, G. Müller-Plath, M. G. Wallace, and S. Lüning. Decadal and multidecadal natural variability of African rainfall. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 34, 2021. doi: 10.1016/j.ejrh.2021.100795.
- R. Maidment, D. Grimes, R. Allan, E. Tarnavsky, M. Stringer, T. Hewison, R. R., and E. Black. The 30 year TAMSAT African rainfall climatology and time series (TARCAT) data set. *Journal of Geophysical Research*, 119(18):10,619–10,644, 2014. doi: <https://doi.org/10.1002/2014JD021927>.
- R. Maidment, D. Grimes, E. Black, E. Tarnavsky, M. Young, H. Greatrex, R. P. Allan, et al. A new, long-term daily satellite-based rainfall dataset for operational monitoring in Africa. *Scientific Data*, 4, 2017. doi: 10.1038/sdata.2017.63. URL <https://www.nature.com/articles/sdata201763>.
- R. Maidment, E. Black, H. Greatrex, and M. Young. Chapter 22 - TAMSAT. In V. Levizzani, C. Kidd, D. B. Kirschbaum, C. D. Kummerow, K. Nakamura, and F. J. Turk, editors, *Satellite Precipitation Measurement*, pages 445–460. Springer Cham, 2020. ISBN 978-3-030-24568-9. doi: 10.1007/978-3-030-24568-9.
- C. Manni. Islamic state's incursion into North Africa and Sahel: A threat to al-Qaeda? *Connections: The Quarterly Journal*, 16:63–76, 2017. doi: 10.11610/Connections.16.1.05.
- V. Mathon, H. Laurent, and T. Lebel. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 41:1081–1092, 2002. doi: 10.1175/1520-0450(2002)041\%3C1081:MCSRIT\%3E2.0.CO;2.
- A. A. Mbaye and L. Signé. Climate change, development, and conflict-fragility nexus in the Sahel, 2022. URL <https://www.brookings.edu/research/climate-change-development-and-conflict-fragility-nexus-in-the-sahel/>.
- A. Mondal, S. Kundu, and A. Mukhopadhyay. Rainfall trend analysis by Mann-Kendall test: a case study of North-Eastern part of Cuttack district, Orissa. *International Journal of Geology, Earth and Environmental Sciences*, 2(1):70–78, 2012. ISSN 2277-2081.

- E. T. N'Datchoh, I. Diallo, A. Konaré, S. Silué, K. O. Ogunjobi, A. Diedhiou, and M. Doumbia. Dust induced changes on the West African summer monsoon features. *International Journal of Climatology*, 38:452–466, 2018. doi: 10.1002/joc.5187.
- S. Nicholson. The West African Sahel: A review of recent studies on the rainfall regime and its interannual variability. *ISRN Meteorology*, 2013, 2013. doi: 10.1155/2013/453521.
- S. E. Nicholson. Sub-Saharan rainfall 1981-1984. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 24(12):1388–1391, 1985. URL <https://www.jstor.org/stable/26182563>.
- S. E. Nicholson, A. H. Fink, and C. Funk. Assessing recovery and change in West Africa's rainfall regime from a 161-year record. *International Journal of Climatology*, 38:3770–3786, 2018. doi: 10.1002/joc.5530.
- B. Nicole. Drought and dependence in the Sahel. *International Journal of Health Services*, 8:271–298, 1978. URL <https://www.jstor.org/stable/45130514>.
- H. C. Nnamchi, J. Li, and R. N. C. Anyadike. Does a dipole mode really exist in the South Atlantic Ocean? *Journal of Geophysical Research*, 116, 2011. doi: 10.1029/2010JD015579.
- L. Olsson, L. Eklundh, and J. Ardö. A recent greening of the Sahel—trends, patterns and potential causes. *Journal of Arid Environments*, 63:556–566, 2005. doi: 10.1016/j.jaridenv.2005.03.008.
- G. Panthou, T. Vischel, and T. Lebel. Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *International Journal of Climatology*, 34:3998–4006, 2014. doi: 10.1002/joc.3984.
- M. C. Peel, B. L. Finlayson, and T. A. McMahon. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11: 1633–1644, 2007. doi: 10.5194/hess-11-1633-2007.
- I. Polo, A. Ullmann, B. Fontaine, T. Losada, and P. Roucou. Changes in the frequency of the weather regimes over the Euro-Atlantic and Mediterranean sector and their relation to the anomalous temperatures over the Mediterranean sea. In M. Gaetani, T. Losada Doval, and E. Mohino Harris, editors, *Climate variability and teleconnections in West Africa and the Mediterranean*, pages 103–121. Universidad Complutense de Madrid, 2013. doi: 10.5209/rev_FITE.2013.v25.43438.
- K. Rasmussen, B. Bjarne Fog, and J. E. Madsen. Desertification in reverse? observations from northern Burkina Faso. *Global Environment Change*, 11:271–282, 1999. doi: 10.1016/S0959-3780(01)00005-x.
- B. Rodríguez-Fonseca, S. Janicot, T. Mohino, J. Bader, C. Caminade, F. Chauvin, B. Fontaine, J. García-Serrano, et al. Interannual and decadal SST-forced responses of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12:67–74, 2011. doi: 10.1002/asl.308.

- D. P. Rowell. Impact of Trans-Atlantic-Pacific Ocean Dipole-like pattern on summer precipitation variability over West Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 127(575):1683–1706, 2001. doi: 10.1002/qj.49712757512.
- D. P. Rowell. The impact of Mediterranean SSTs on the Sahelian rainfall season. *Journal of Climate*, 16(5):849–862, 2003. doi: 10.1175/1520-0442(2003)016<0849:TIOMSO>2.0.CO;2.
- N. Saji, B. Goswami, P. Vinayachandran, et al. A dipole mode in the tropical Indian Ocean. *Nature*, 401:360–363, 1999. doi: 10.1038/43854.
- S. Sanogo, A. H. Fink, J. A. Omotosho, A. Ba, R. Redl, and V. Ermert. Spatio-temporal characteristics of the recent rainfall recovery in West Africa. *International Journal of Climatology*, 35:4589–4605, 2015. doi: 10.1002/joc.4309.
- S. Sanogo, P. Peyrillé, R. Rooherig, F. Guichard, and O. Ousmane. Extreme precipitating events in satellite and rain gauge products over the Sahel. *Journal of Climate*, 35(6):1915–1938, 2022. doi: 10.1175/JCLI-D-21-0390.1.
- F. H. M. Semazzi and L. Sun. The role of orography in determining the Sahelian climate. *International Journal of Climatology*, 17:581–596, 1997. doi: 10.1002/(SICI)1097-0088(199705)17:6<581::AID-JOC134>3.0.CO;2-E.
- P. K. Sen. Estimates of the regression coefficient based on Kendall’s tau. *Journal of the American Statistical Association*, 63:1379–1389, 1968. doi: 10.1080/01621459.1968.10480934.
- E. Tarnavsky, D. Grimes, R. Maidment, E. Black, R. Allan, M. Stringer, R. Chadwick, and F. Kayitakire. Extension of the TAMSAT satellite-based rainfall monitoring over Africa and from 1983 to present. *Scientific Data*, 52(12):2805–2822, 2014. doi: 10.1038/sdata.2017.63.
- C. M. Taylor, C. Klein, D. Parker, F. Gerard, V. S. Semeena, E. J. Barton, and B. L. Harris. “late-stage” deforestation enhances storm trends in coastal West Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 119, 2022. doi: 10.1073/pnas.2109285119.
- F. Tazen, A. Diarra, R. F. W. Kabore, B. Ibrahim, M. Bologo/Traoré, K. Traoré, and H. Karambiri. Trends in flood events and their relationship to extreme rainfall in an urban area of Sahelian West Africa: The case study of Ouagadougou, Burkina Faso. *Flood Risk Management*, 12:e12507, 2018. doi: 10.1111/jfr3.12507.
- C. P. C. I. Team. Teleconnection pattern calculation procedures, 2005. URL https://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/history/method.shtml.
- C. D. Thorncroft, H. Nguyen, C. Zhang, and P. Peyrillé. Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137:129–147, 2011. doi: 10.1002/qj.728.

- S. Todzo, A. Bichet, and A. Diedhiou. Intensification of the hydrological cycle expected in West Africa over the 21st century. *Earth System Dynamics*, 11: 319–328, 2020. doi: 10.5194/esd-11-319-2020.
- K. Trenberth and R. Zhang. Atlantico Multi-decadal Oscillation (AMO), 2016. URL <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/atlantic-multi-decadal-oscillation-amo>.
- M. Turco, P. E., J. von Hardenberg, and A. Provenzale. Gli 'hot spot' del cambiamento climatico, 2015.
- UNOCHA. Mali floods sep 1989 UNDRO information report 1, 1989. URL <https://reliefweb.int/report/mali/mali-floods-sep-1989-undro-information-report-1>.
- UNOCHA. Benin: Floods - information bulletin n° 1, 1998. URL <https://reliefweb.int/report/benin/benin-floods-information-bulletin-n-1>.
- UNOCHA. Africa: Drought and floods hazards assessment: 25 sep 2003, 2003. URL <https://reliefweb.int/report/guinea/africa-drought-and-floods-hazards-assessment-25-sep-2003>.
- UNOCHA. West Africa: Floods - jul 2007, 2007. URL <https://reliefweb.int/disaster/fl-2007-000141-nga>.
- UNOCHA. Mali floods aug 2018, 2018. URL <https://reliefweb.int/disaster/fl-2018-000140-mli>.
- J. Vail. Jebel Marra, a dormant volcano in Darfur province, Western Sudan. *Bullettin Volcanologique*, 36:251–265, 1972. doi: 10.1007/BF02596994.
- J. Villamayor, M. Khodri, S.-W. Fang, J. H. Jungclaus, C. Timmreck, and D. Zanchettin. Sahel droughts induced by large volcanic eruptions over the last millenium in PMIP4/past1000 simulations. *Geophysical Research Letters*, 50, 2023. doi: 10.1029/2022GL101478.
- E. K. Vizy, K. H. Cook, J. Crétat, and N. Neupane. Projections of a wetter Sahel in the twenty-first century from global and regional models. *Journal of Climate*, 26:4664–4687, 2013. URL <https://www.jstor.org/stable/26192657>.
- C. Wen, P. Chang, and R. Saravanan. Effect of Atlantic Meridional Overturning Circulation on tropical Atlantic variability: A regional coupled model study. *Journal of Climate*, 24(13):3323–43, 2011. URL <http://www.jstor.org/stable/26191085>.
- Y. Yu, M. Notaro, F. Wang, J. Mao, X. Shi, and Y. Wei. Observed positive vegetation-rainfall feedbacks in the Sahel dominated by a moisture recycling mechanism. *Nature Communications*, 8(1873):193–202, 2017. doi: 10.1038/s41467-017-02021-1.

Ringraziamenti

Desidero ringraziare per prima la Dott.ssa Elsa Cattani, per l'infinita pazienza e la disponibilità nell'avermi seguito lungo tutto il processo di tesi, e soprattutto per avermi sostenuto moralmente, permettendomi di crescere accademicamente e professionalmente.

Voglio poi esprimere la mia gratitudine al Prof. Porcù, relatore di questa tesi, per aver accettato di seguirmi nonostante il rocambolesco inizio burocratico e avermi sempre aiutato e seguito.

In ultimo è doveroso ringraziare la mia famiglia, i miei parenti e tutti i miei amici, per avermi supportato lungo i cinque (abbondanti, facciamo sei) anni di università, senza di loro avrei avviato la rinuncia agli studi alla fine del primo semestre di triennale.