

Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR Sciences et Technologies Département de Physique

Mémoire de Master Physique et Applications

Spécialité : Sciences de l'Atmosphère et de l'Océan

Thème :

**Variation spatiale et tendance des précipitations
extrêmes au Sénégal en lien avec les indices de
téléconnexions**

Présenté par :

Souleymane THIAM

Sous la supervision du :

Dr Samo DIATTA

Soutenu publiquement le **27 Mai 2022** devant le jury composé de :

M. Moctar CAMARA	Professeur Titulaire	Président	UASZ
M. Habib Boubacar DIENG	Assistant	Rapporteur	UASZ
M. Mamadou Lamine MBAYE	Maitre-assistant	Examineur	UASZ
M. Mouhamadou SY	Assistant	Examineur	UASZ
M. Samo DIATTA	Maitre de conférences	Encadrant	UASZ

Dédicaces

À la mémoire de mes parents, qui m'ont appris très tôt que le courage est la mère des vertus, et que la lâcheté, avec son éternelle progéniture vicieuse, ne mène nulle part ailleurs qu'à la faillite et la déchéance.

À mes frères, qui me bénissent tous les matins et tous les soirs, assurant l'entretien permanent des valeurs inspirées par mon père.

Je dédie ce travail, à toute ma famille particulièrement à mes frères et sœurs, la famille DIONN de Kénia Ziguinchor ainsi qu'à mes amis.

Que DIEU vous garde et vous accorde sa bénédiction.

Remerciements

Je tiens à remercier toutes les personnes impliquées directement ou indirectement dans mes travaux de recherche, en particulier, mon directeur de mémoire, **Dr. Samo DIATTA**, pour avoir dirigé ce travail bien qu'il soit difficile d'exprimer en quelques mots ma reconnaissance envers lui. Sa patience, sa disponibilité et ses conseils m'ont permis de vivre une expérience stimulante, enrichie par son expertise et sa rigueur scientifique qui influenceront sans doute mes projets professionnels.

Merci également aux membres du jury avec à sa tête le président d'avoir accepté d'évaluer ce travail.

Je voudrai faire part de ma profonde gratitude aux enseignants chercheurs du département de physique et particulièrement à ceux du LOSEC qui ont su répondre à mes attentes lorsque j'avais besoin d'eux : Pr Bamol Ali SOW, Pr Moctar CAMARA, Dr. Mamadou Lamine MBAYE, Dr. Habib Boubacar DIENG, Dr. Joseph DIATTA, Dr Ababacar NDIAYE etc.

J'adresse mes remerciements à tous les doctorants et Post-doctorants du LOSEC (Dr Ibrahima DIBA, M. Moustapha SOW, M. Jules Basse, M. Hamady Ngansou SABALY, M. Cheikh Waly DIEDHIOU, M Birane NDOM, M. Youssouphe BADJI, M. David SAGNA, M. Amadou DIOUF, M. Adama THIANDOUME, M. Assane NDIAYE, M. Pière Malang DIEDHIOU, M. Lamine KONTEYE) ainsi que mes camarades de promotion pour tous les moments passés ensemble dans la bonne humeur et dans un environnement scientifique qui m'a été profitable.

Je ne peux oublier de dire merci à mes parents, mes frères et sœurs, mes amis qui m'ont soutenu durant toutes mes études et surtout dans les moments les plus difficiles.

Résumé

La pluviométrie occupe une place importante dans le développement socio-économique de tous les pays. Ainsi, des précipitations déficitaires ou excédentaires par rapport à la normale peuvent avoir des impacts néfastes sur des secteurs socio-économiques clés. Cela est particulièrement vrai pour des pays comme le Sénégal où la pluviométrie occupe une place capitale dans les domaines de l'agriculture, l'élevage, l'énergie et la pêche. La série de précipitations journalières du Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS) a été utilisée dans cette étude sur une période de 34 ans pendant la saison estivale (juin-septembre, JJAS) pour analyser la variabilité spatiale de huit indices de précipitations extrêmes recommandés par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM). En outre des tendances de ces indices, leurs liens avec les indices de téléconnexions ont également été explorés au cours de cette étude. La méthode utilisée pour déterminer les modes de cette variabilité et les tendances des précipitations est le test de tendance non paramétrique de Mann-Kendal et la transformée en ondelettes continues (CWT). L'analyse de la variabilité spatiale des précipitations extrêmes révèle que les précipitations maximales sont localisées au sud du Sénégal et sur les régions orographiques du sud-est du pays. Une tendance significative à la baisse des conditions sèches a été observée sur le nord du Sénégal et les parties centrales, tandis qu'une tendance significative à la hausse des indices humides a été observée sur la majeure partie du pays. Les indices humides ont montré des corrélations positives significatives avec les températures de surface de la mer (SST) de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée orientale et des corrélations négatives avec la SST de l'océan Pacifique. Plus précisément, le NINO3.4 et la MJO8 ont révélé des corrélations négatives significatives avec les indices humides sur les parties nord et centre du pays. Tandis que, l'ATL3, l'EMS, l'AMM et la TNA ont montré des corrélations positives et significatives sur les régions côtières et la moitié nord du Sénégal. Il a été également observé que le TAPODI avait un effet dipolaire sur les indices de précipitations, les parties centrales et nord étant généralement couvertes par des corrélations positives et significatives, tandis que, les régions côtières et du sud ont montré des corrélations faibles et même nulles. Ces résultats ont des implications sur l'amélioration des prévisions saisonnières de la pluviométrie au Sénégal et de ses extrêmes et offrent également de meilleures connaissances pour une parfaite compréhension des variabilités multidécennales sur la base des prédicteurs climatiques.

Mots clés : Sénégal, précipitations extrêmes, téléconnexion

Abstract

Rainfall plays an important role in the socio-economic development of all countries. Thus, rainfall deficits or surpluses compared to normal can have negative impacts on key socio-economic sectors. This is particularly true for countries such as Senegal where rainfall is crucial for agriculture, livestock, energy and fisheries. The Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station (CHIRPS) daily rainfall series was used in this study over a 34-year period during the summer season (June-September, JJAS) to analyse the spatial variability of eight extreme precipitation indices recommended by the World Meteorological Organization (WMO). In addition to the trends in these indices, their links with teleconnection indices were also explored in this study. The method used to determine the modes of this variability and the trends in precipitation is the non-parametric Mann-Kendal trend test and the continuous wavelet transform (CWT). The analysis of the spatial variability of extreme rainfall reveals that maximum rainfall is located in the south of Senegal and over the south-eastern orographic regions of the country. A significant downward trend in dry conditions was observed over northern Senegal and central parts, while a significant upward trend in wet indices was observed over most of the country. The wet indices showed significant positive correlations with the sea surface temperatures (SST) of the Atlantic Ocean and the Eastern Mediterranean Sea and negative correlations with the SST of the Pacific Ocean. Specifically, the NINO3.4 and MJO8 showed significant negative correlations with the wet indices over the northern and central parts of the country. While, ATL3, EMS, AMM and TNA showed positive and significant correlations over the coastal regions and the northern half of Senegal. It was also observed that TAPODI had a dipolar effect on rainfall indices, with the central and northern parts generally covered by positive and significant correlations, while the coastal and southern regions showed weak and even null correlations. These results have implications for the improvement of seasonal rainfall forecasts in Senegal and its extremes, and also provide better knowledge for a full understanding of multi-decadal variability based on climate predictors.

Keywords: Senegal, extreme rainfall, teleconnection

Table des matières

Dédicaces	ii
Remerciements	iii
Résumé	iv
Abstract	v
Table des figures	vii
Liste des tableaux	ix
Liste des abréviations	x
Introduction générale.....	- 1 -
Chapitre 1 : Généralités sur la climatologie en Afrique de l’ouest	- 3 -
1.1 Circulation à grande échelle	- 3 -
1.2 Éléments majeurs du système de la MAO.....	- 6 -
1.2.1 Énergie statique humide et température de surface de la mer.....	- 6 -
1.2.2 Dynamique atmosphérique	- 8 -
1.3 Cycle saisonnier des précipitations.....	- 11 -
Chapitre 2 : Données et méthodes	- 13 -
2.1 Caractéristiques climatiques de la zone d’étude.....	- 13 -
2.2 Les données	- 14 -
2.3 Méthodologie.....	- 16 -
2.3.1 Indices de précipitations extrêmes	- 16 -
2.3.2 Analyse des tendances et régression	- 17 -
2.3.3 Analyse en ondelettes.....	- 18 -
Chapitre 3 : Résultats et Discussions	- 20 -
3.1. Variabilité et tendance des précipitations extrêmes au Sénégal	- 20 -
3.1.1 Variabilité des précipitations extrêmes au Sénégal	- 20 -
3.2. Lien entre les indices de précipitations extrêmes et les indices de téléconnexion ..	- 25 -
3.2.1. Précipitations extrêmes et modes climatiques	- 26 -
3.2.2. Corrélation entre les téléconnexions SST et les précipitations extrêmes.....	- 29 -
3.2.3 Corrélation entre les indices de type dipôle SST et les précipitations extrêmes	- 35 -
3.2.4 Analyse de cohérence en ondelettes entre les indices de précipitations extrêmes et les indices distants.....	- 37 -
Conclusion et Perspectives.....	- 42 -
Bibliographie.....	- 44 -
Webographie	- 49 -
Annexe	- 50 -

Table des figures

Figure 1.1: Circulation tricellulaire de l'atmosphère. H (L) pour les couches de hautes (basses) pressions. (Palmen, 1951).

Figure 1.2: Schématisation des circulations de Hadley. En surface, flèches bleues (ocres) pour flux de chaleur latent (sensible); flèche marron pour flux dans l'océan. (Janicot, 2002).

Figure 1.3: Circulation globale zonale de type Walker. (Caminade, 2006).

Figure 1.4: Schéma conceptuel des interactions océan-continent-atmosphère. (Hall et Peyrillé, 2006, après Eltahir et Gong, 1996).

Figure 1.5: Circulation atmosphérique moyenne pendant l'été boréal. (Lavaysse, 2006).

Figure 1.6: Diagramme Hovmoëller du cycle saisonnier moyen des précipitations moyennées entre 10°W et 10°E pour la période 1968-1990. (Sultan, 2002).

Figure 1.7: Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/mois) sur la période 1980-2000 (données CRU), (a) de décembre à mars, (b) avril à juin, (c) juillet à septembre et (d) octobre à novembre (Tirée de la thèse de Bouali 2009)

Figure 2.1: Domaine d'étude

Figure 3.1 : Variabilité saisonnière moyenne des indices de fréquence pour la période de 1983 à 2016 sur le Sénégal. (a)CWD, (b)CDD, (c)R10mm, (d)R20mm.

Figure 3.2 : Variabilité saisonnière moyenne des indices d'intensité pour la période de 1983 à 2016 sur le Sénégal. (a)RX1DAY, (b)RX5DAY, (c)R75PTOT, (d)SDII .

Figure 3.3: Tendances et significativité des indices de fréquence. (a)CWD, (b)CDD, (c)R10mm, (d)R20mm.

Figure 3.4 : Tendances et significativité des indices d'intensité. (a)RX1DAY, (b)RX5DAY, (c)R75PTOT, (d)SDII .

Figure 3.5: Corrélations entre l'indice AMM et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)R10mm, (d)R20mm, (e)RX1DAY, (f)RX5DAY, (g)R75PTOT, (h)SDII .

Figure 3.6: Corrélations entre l'indice MJO08 et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)R10mm, (d)R20mm, (e)RX1DAY, (f)RX5DAY, (g)R75PTOT, (h)SDII .

Figure 3.7: Corrélations entre l'indice ATL3 et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)R10mm, (d)R20mm, (e)RX1DAY, (f)RX5DAY, (g)R75PTOT, (h)SDII .

Figure 3.8 : Corrélations entre l'indice TNA et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)R10mm, (d)R20mm, (e)RX1DAY, (f)RX5DAY, (g)R75PTOT, (h)SDII .

Figure 3.9: Corrélations entre l'indice EMS et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

Figure 3.10: Corrélation entre l'indice NINIO3.4 et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

Figure 3.11: Corrélation entre l'indice TAPODI et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

Figure 3.12: Ondelettes continues du régime des précipitations au Sénégal

Figure 3.13 : Spectre de cohérence en ondelettes entre l'EMS et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

Figure 3.14 : Spectre de cohérence en ondelettes entre le TAPODI et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

Liste des tableaux

Tableau 1: Liste des indices de téléconnexions pour contrôler les indices extrêmes au Sénégal.

Tableau 2: Liste des indices de précipitations extrêmes utilisés

Liste des abréviations

AEJ : African Easterly Jet
AO : Afrique de l'Ouest
AMM : Mode Méridional de l'Atlantique
AMO : Oscillation Multidécennal Atlantique
AMV : Variabilité Multidécennal Atlantique
CDD : Journée sèche consécutif
CDO : Climate Data Operator
CHIRPS : Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Station
CRU : Climate Research Unit
CWD : Journée humide consécutif
CWT : Transformée en Ondelettes Continues
EMS : Anomalie SST de la mer méditerranée orientale
ENSO : El-Nino Southern Oscillation
ESH : Energie Statistique Humide
FIT : Front InterTropical
HadiSST : Hadley sea ice and Sea Surface Temperature
IPCC : Intergouvernemental Panel on Climate Change
IRI : Institut Internationale de Recherche sur le climat et la société
ITCZ : Zone de Convergence InterTropicale
JJAS : Juin Juillet Août Septembre
JOST : Jet d'Ouest Sub-Tropical
MAO : Mousson d'Afrique de l'Ouest
NAO : Oscillation de l'Atlantique Nord
OMM : Organisation Météorologique Mondiale
PNUE : Programme des Nations Unies pour l'Environnement
Pr : Précipitation
Rx1day : Précipitation totale maximum sur 1 jour
Rx5day : Précipitation totale maximum sur 5 jours
R20mm : Nombre de jour de très fortes pluies
R10mm : Nombre de jour de fortes pluies

SAODI : Indice Dipolaire de l'Océan Atlantique Sud

SDII : Intensité quotidienne des précipitations

SSTA : Anomalie de Température de Surface de la mer

TAPODI : Indice Dipolaire de l'Oscillation Pacifique TransAtlantique

TEJ : Tropical Easterly Jet

TNA : Atlantique nord Tropical

TOA : Terre-Océan-Atmosphère

TSA : Atlantique Sud Tropical

TSM : Température de Surface de la Mer

WCO : Cohérence continue en ondelette

ZCIT : Zone de Convergence InterTropical

Introduction générale

Le monde entier observe actuellement des modifications importantes des paramètres climatiques dont la plus perceptible est la température, à travers le réchauffement global, les manifestations de canicule et les précipitations. Sa variabilité se traduit par l'augmentation de phénomènes météorologiques extrêmes, tels que la sécheresse et les fortes précipitations (entraînant parfois des inondations, des destructions de maisons, etc). Ces derniers impacts observés annuellement à travers le monde n'épargnent pas les pays pauvres de l'Afrique occidentale en général et le Sénégal en particulier, qui ne sont pas suffisamment outillées pour y faire face. D'autres impacts, comme la hausse du niveau de la mer, l'érosion côtière et des sols, la perte de terres arables et de pâturages, la salinisation des terres agricoles, la migration de populations vers des zones plus favorables, etc., sont tous aussi redoutables. Ainsi, les modifications climatiques, appelées changements climatiques, réchauffement climatique ou encore dérèglement climatique, constituent à la fois une préoccupation et un défi majeur pour l'humanité. Elles sont devenues un enjeu de développement car elles impactent énormément l'activité humaine et méritent une approche à la fois globale et locale, aussi bien pour la connaissance des mécanismes que pour les stratégies à mettre en œuvre pour atténuer les effets et protéger les populations.

Depuis la grande sécheresse (Leroux, 1995) de la zone sahélienne, qui a débuté en 1968 et qui s'est progressivement étendue vers le sud par la suite, incluant les zones soudanienne et guinéenne et qui s'est traduite par une diminution de la pluviométrie, un affaiblissement des écoulements, une baisse des nappes phréatiques, un tarissement des puits, un assèchement des mares très recherchées par les éleveurs, une modification importante des pratiques culturelles notamment avec la salinisation des rizières, et par une dégradation considérable du couvert végétal, le Sénégal, comme beaucoup d'autres pays de l'Afrique occidentale, peine à se relever de cette « crise » climatique et environnementale qui plombe les activités économiques, la lutte contre la pauvreté, en somme le développement du pays. « Des explications nombreuses ont été proposées depuis plus de vingt ans. Se sont succédés ou superposés, en fonction des modes, des engouements plus ou moins passagers, la pluie étant mise en relation, binaire, avec différents paramètres susceptibles de l'influencer ou de la commander » (Leroux, 1995). Il en conclut que la grande sécheresse sahélienne « constitue le révélateur d'un retour progressif (mais dramatique) aux conditions qui régnaient avant l'optimum climatique contemporain », et cela se vérifie à travers la dynamique aérologique qui se traduit par un glissement vers le sud

de la structure tropicale, entraînant dans son sillage un recul des structures pluviogènes telles que celles de l'équateur météorologique. En somme, la dynamique aérologique semble être au cœur de l'explication.

La baisse de la pluviométrie, qui peut entraîner le phénomène de sécheresse, constitue ainsi un véritable fléau. Le Programme des Nations Unies pour l'Environnement (PNUE) nous le rappelle en ces termes : « l'eau est étroitement liée à la santé, l'agriculture, l'énergie et la biodiversité. Sans progrès dans le domaine de l'eau, il sera difficile voire impossible d'atteindre les autres Objectifs du Millénaire pour le Développement » (Kouam-Kenmogne et al., 2006).

Le Sénégal reste un pays vulnérable compte tenu de l'importance de sa population rurale qui vit essentiellement de l'agriculture pluviale mais aussi de la forte présence de maladies climato-sensibles, de l'urbanisation croissante et incontrôlée et la fréquence de pluies extrêmes de plus en plus importante sur ce milieu urbain plongent périodiquement les citoyens dans le désarroi, etc. C'est dire que les variations climatiques observées et à venir, de par leurs extrêmes, constituent une donnée à intégrer impérativement dans les options de développement durable.

La présente étude a pour objectif global d'étudier la variabilité et les tendances spatio-temporelles des indices de précipitations extrêmes au Sénégal. En outre, l'étude explore également le lien potentiel entre les systèmes de téléconnexions océaniques et atmosphériques et les précipitations extrêmes au Sénégal.

Au **chapitre 1** de ce présent rapport, nous présentons une revue non exhaustive de la climatologie ouest africaine pour mieux analyser par la suite les résultats de notre étude. Nous présentons ainsi quelques phénomènes ou mécanismes impliqués dans le système de la Mousson Ouest Africaine (MAO), ainsi que le rôle des conditions de surface, la dynamique atmosphérique et les connexions avec les différents bassins océaniques. Le **chapitre 2** commence par présenter la zone d'étude et ensuite détailler les méthodes et outils statistiques utilisés tout au long de l'étude. Le **chapitre 3** est consacré à l'analyse et à la discussion des résultats obtenus. En fin la dernière partie est réservée à la conclusion et aux perspectives.

Chapitre 1 : Généralités sur la climatologie en Afrique de l'ouest

Dans ce chapitre, nous décrivons la climatologie Ouest Africaine et quelques mécanismes clés qui sont mis en jeu.

1.1 Circulation à grande échelle

La distribution énergétique non uniforme dans le système Terre-Océan-Atmosphère (TOA) entre les régions sources dont le bilan radiatif est excédentaire (l'équateur et les basses couches) et les régions puits dont le bilan radiatif est déficitaire (les pôles et les hautes couches) est à l'origine de la circulation atmosphérique à l'échelle planétaire (Dhonneur, 1985 ; Sohn et Smith, 1992 ; Malardel, 2005). Afin de rééquilibrer ces gradients d'énergie entre sources et puits, une circulation méridienne et verticale se met en place entre les pôles et l'équateur. Cependant, la force de Coriolis, induite par la rotation terrestre, empêche le transfert direct d'énergie entre ces deux types de régions et ne permet pas la création d'une cellule unique capable de transporter l'énergie.

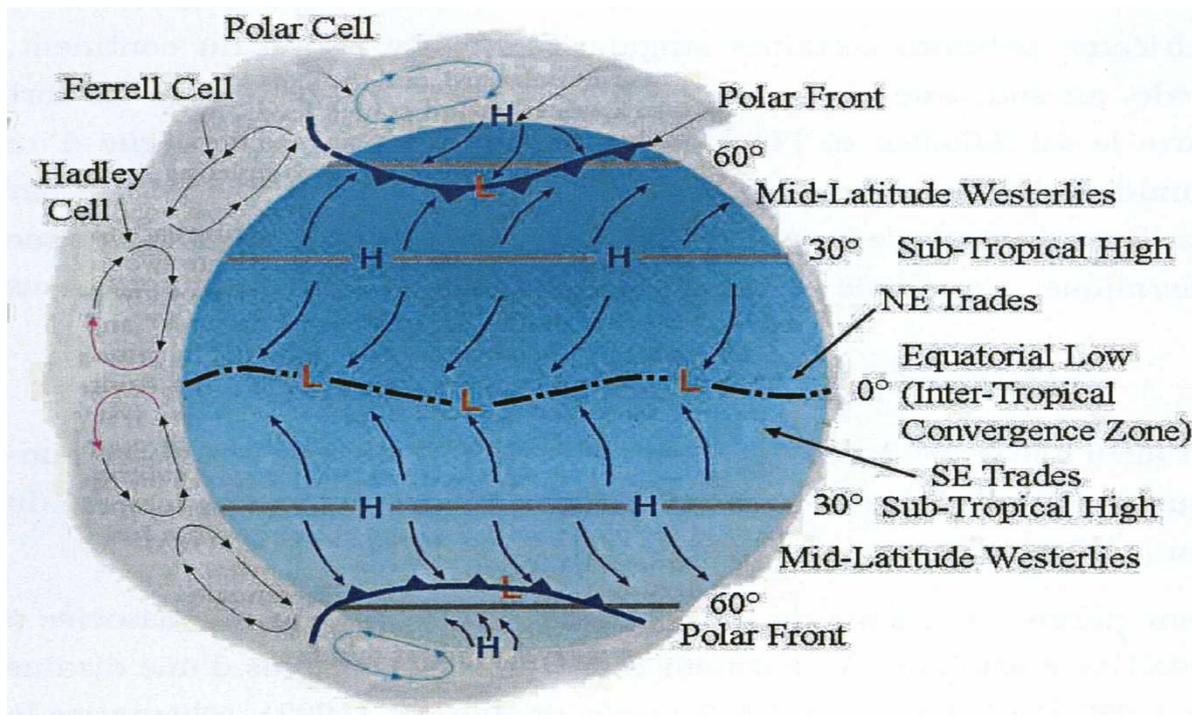


Figure 1.1: Circulation tricellulaire de l'atmosphère. H (L) pour les couches de hautes (basses) pressions. (Palmen, 1951).

Palmen (1951) décrit, dans un modèle de circulation générale atmosphérique ne comprenant ni les continents ni les océans, trois zones de circulation des vents entre l'équateur et les pôles (Fig. 1.1) : les cellules de Hadley qui se trouvent entre l'équateur et 30° N et S, intégrant l'Afrique de l'Ouest et la zone de circulation de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (MAO), les cellules de Ferrel qui se situent aux latitudes moyennes (de 30°N à 60°N et de 30°S à 60°S) et enfin les cellules polaires au nord de 60°N et au sud de 60°S. Contrairement à la vue idéalisée des cellules du modèle de Palmen, les cellules de Hadley, notamment, sont dissymétriques et fortement modulées par le cycle saisonnier. La cellule de l'hémisphère sud (nord) s'intensifie en été (hiver) boréal et conduit au déplacement en direction du nord (sud) de la Zone de Convergence InterTropicale, la ZCIT. Cette zone de convergence entre les cellules des hémisphères nord et sud a été définie par Janicot et Fontaine (1993) comme étant le lieu où l'énergie reçue par l'atmosphère est maximale, caractérisant ainsi une zone de convection profonde humide au voisinage de l'équateur. La trace au sol de la zone de confluence des vents des deux hémisphères est associée à une zone de convergence sèche appelée le Front InterTropical (FIT), moins développé verticalement et plus au nord que la ZCIT.

Au regard du déplacement de l'air, les cellules de Hadley sont caractérisées par deux branches verticales : une première branche ascendante au-dessus des principales zones sources d'énergie (zone équatoriale) et une seconde descendante au-dessus des zones puits (subtropiques vers 30°N et 30°S) avec un mouvement de l'air allant des puits vers les sources dans les basses couches et des sources vers les puits dans les couches hautes de la troposphère (15 km). Janicot (2002) schématise ce type de circulation (Fig. 1.2) en intégrant la mousson africaine et l'opposition océan-continent, par un transport des énergies sensible et latente ($C_p T + Lq$, flèche jaune) dans les basses couches pour alimenter la branche ascendante (flèche bleue) au niveau de l'équateur, et par une transformation en énergie potentielle (gZ) en altitude donnant lieu à d'importants systèmes convectifs. Afin d'équilibrer la perte d'énergie des basses couches, les subsidences alimentent la surface en énergie sensible (air sec, flèches rouges) provenant des hautes couches par compression adiabatique.

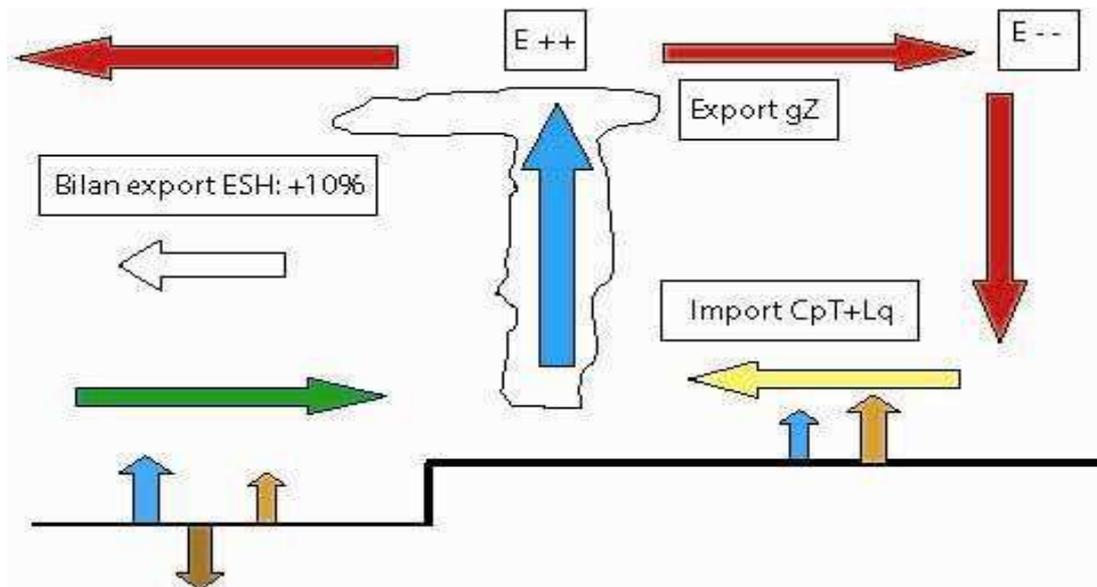


Figure 1.2: Schématisation des circulations de Hadley. En surface, flèches bleues (ocres) pour flux de chaleur latente (sensible); flèche marron pour flux dans l'océan. (Janicot et al., 2001).

Outre le transfert d'énergie méridien et vertical par la circulation de Hadley, une autre circulation de type est-ouest (circulation zonale type Walker, Fig. 1.3) se met en place en réponse aux contrastes existant entre d'une part les eaux chaudes des régions ouest des bassins océaniques et les régions froides à l'est, et d'autre part entre les continents chauds à faible capacité calorifique et les océans plus froids à forte inertie thermique. On distingue deux groupes de cellules de type Walker : le groupe Pacifique/Atlantique transportant les chaleurs latente et sensible vers l'est et l'énergie géopotentielle vers l'ouest, et le groupe Afrique/océan Indien caractérisé par une circulation inverse de celle du précédent groupe.

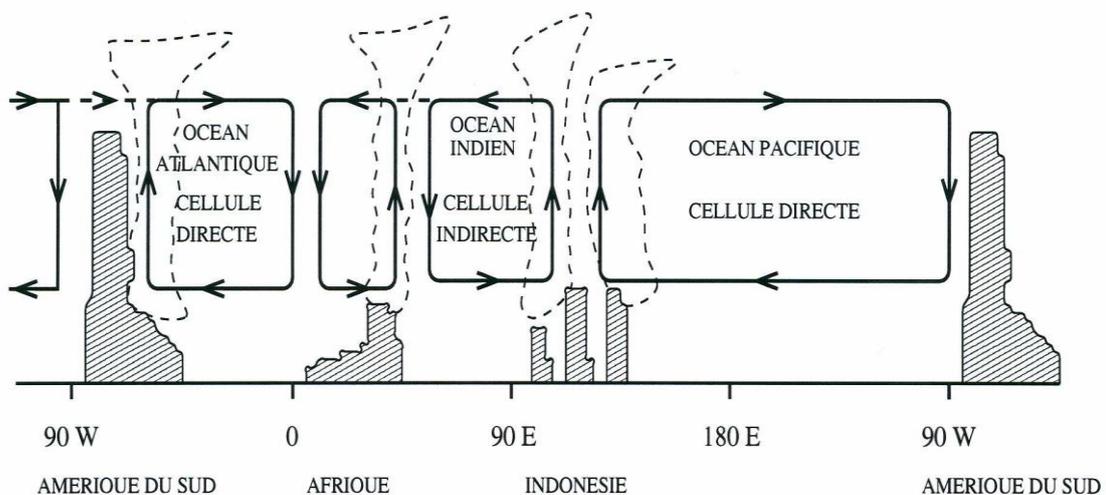


Figure 1.3: Circulation globale zonale de type Walker. (Caminade, 2006).

Comme pour les circulations de Hadley, celles de type Walker sont caractérisées par des zones d'ascendance générant des systèmes pluvieux et des zones de subsidence entraînant l'atténuation des systèmes nuageux en amont. Toutefois, elles présentent la particularité d'être moins forcées par le cycle saisonnier en raison de la faible variation annuelle des gradients thermiques océaniques zonaux et de leur positionnement aux basses latitudes. Dans une étude récente, Zhao et Moore (2007) montrent que la baisse des précipitations sur l'AO durant la seconde moitié du XXe siècle est associée à une branche ascendante de Hadley plus faible et une branche descendante de Walker plus intense.

1.2 Éléments majeurs du système de la MAO

1.2.1 Énergie statique humide et température de surface de la mer

À l'échelle du domaine Atlantique-Afrique, la répartition inégale du bilan énergétique, entre d'une part l'océan Atlantique et d'autre part la partie ouest du continent africain est un facteur majeur dans le processus de mise en place de la MAO et de sa pénétration sur le continent. Cette interaction océan-continent installe des gradients thermiques et énergétiques importants dans les basses couches qui génèrent une circulation atmosphérique particulière permettant de les rééquilibrer : c'est la circulation de mousson. Webster *et al.* (1998) montrent, en outre, que le gradient de température entre l'océan et le continent est à la base de la circulation de mousson et que celle-ci est renforcée si le gradient d'humidité est pris en considération. Le rôle de ces gradients dans les basses couches de l'atmosphère sur la dynamique de la MAO a été mis en évidence par Eltahir et Gong (1996), puis récemment par Fontaine et Philippon (2003) et Hall et Peyrillé (2006). Ils montrent que l'évolution du flux de mousson correspondrait à une réponse dynamique de l'atmosphère aux contrastes énergétiques et que l'intensité du flux est liée à l'intensité du gradient d'entropie des basses couches, comme le montre la figure 1.4.

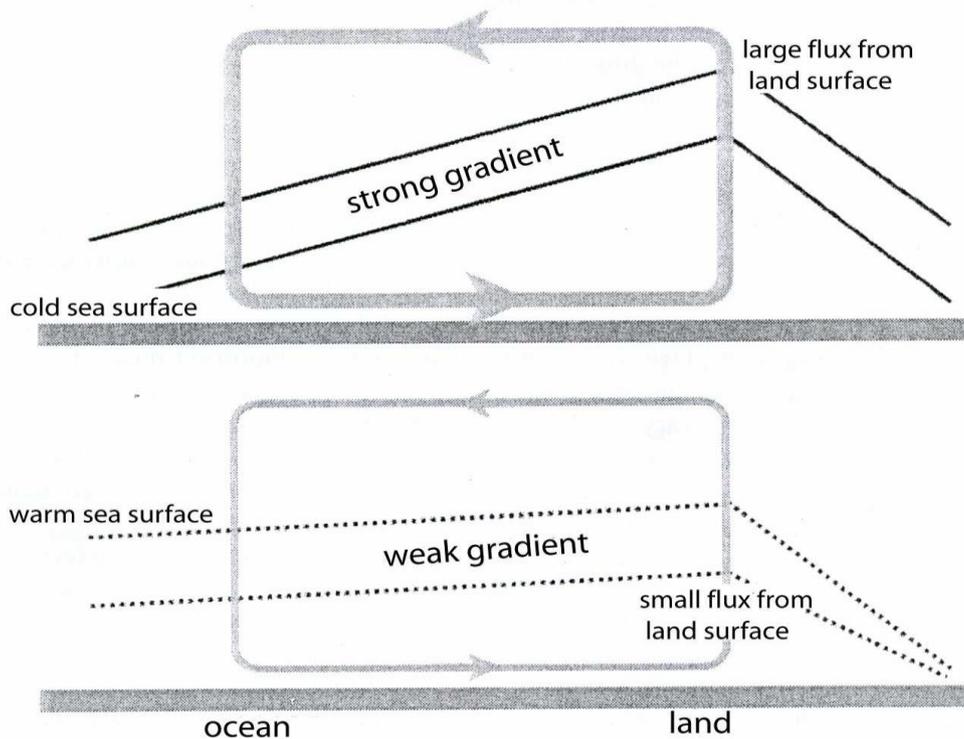


Figure 1.4: Schéma conceptuel des interactions océan-continent-atmosphère. (Hall et Peyrillé, 2006, après Eltahir et Gong, 1996).

Ces études associent une circulation intense du flux de mousson à un gradient de température fort dans les basses couches, et une circulation moins intense à un gradient plus faible.

Le transfert d'énergie dans l'atmosphère, tel qu'il a été appréhendé par Riehl (1969) en introduisant la notion d'énergie statique humide (ESH) par addition de trois types d'énergie (sensible, potentielle et latente), est donné par l'équation suivante :

$$ESH = CpT + gZ + Lq$$

avec :

- CpT est l'énergie sensible avec Cp , la chaleur spécifique de l'air à pression constante ($1004 J.K^{-1}.kg^{-1}$) et T la température absolue de l'air (en *Kelvin*),
- gZ est l'énergie potentielle avec g , l'accélération gravitationnelle ($9.81 m.s^{-2}$) et Z l'altitude géopotentielle (en km),
- Lq est l'énergie latente avec L la chaleur latente de condensation de ($2.501 \times 10^6 J.kg^{-1}$) et q l'humidité spécifique ($kg.kg^{-1}$).

Peyrillé (2006) souligne l'importance de l'ESH et l'impact de ces gradients à deux échelles différentes : d'une part, à l'échelle locale où le gradient vertical d'ESH joue sur les systèmes

pluviogènes et, d'autre part, à l'échelle régionale où le gradient horizontal d'ESH affecte l'intensité de la circulation de la MAO. En effet, (Eltahir, 1996) précise que, sur le continent, le gradient horizontal d'ESH reflète la distribution de la végétation et de l'humidité du sol, alors que (Zheng et Eltahir, 1998) constatent qu'une modification de la végétation (déforestation) sur la côte guinéenne a un impact significatif direct sur la dynamique atmosphérique associée à la circulation de mousson *via* les gradients d'ESH. L'impact de l'humidité du sol a aussi été abordé par (Philippon et Fontaine, 2002). Ils soulignent, en se basant sur les travaux théoriques de (Emanuel, 1995), qu'une anomalie positive d'humidité de sol renforcerait la circulation de mousson à travers une modification de la couche limite et l'augmentation des flux de chaleurs depuis la surface vers l'atmosphère. Enfin, (Fontaine et al., 1999) et (Philippon, 2002) montrent l'efficacité d'une prévision statistique des précipitations sahéliennes en prenant en compte des indices régionaux documentant des gradients d'ESH d'avril-mai entre l'océan et le continent.

1.2.2 Dynamique atmosphérique

Le schéma de la figure 1.5 montre la circulation atmosphérique associée à la MAO en été boréal. La position septentrionale de la ZCIT (Fig. 1.5) à cette période de l'année s'explique par l'apparition d'une forte dépression thermique (Heat Low) sur le Sahara, alimentée par le forçage radiatif dû à la position apparente du soleil. Sur l'Atlantique tropical nord, l'anticyclone des Açores se renforce et donne naissance à un flux de nord-ouest apportant de l'humidité sur le continent. Les alizés de sud-est, issus de l'anticyclone de Sainte-Hélène, soufflent au-dessus de l'Atlantique tropical sud, se renforcent et se chargent en vapeur d'eau sur le golfe de Guinée, puis traversent l'équateur en prenant une composante sud-ouest (vers 5°N) sous l'effet de la composante horizontale de la force de Coriolis, atteignant ainsi le continent (vers 10°-18°N) avec d'avantage d'humidité : c'est l'établissement du flux de la Mousson d'Afrique de l'Ouest (flèche bleue).

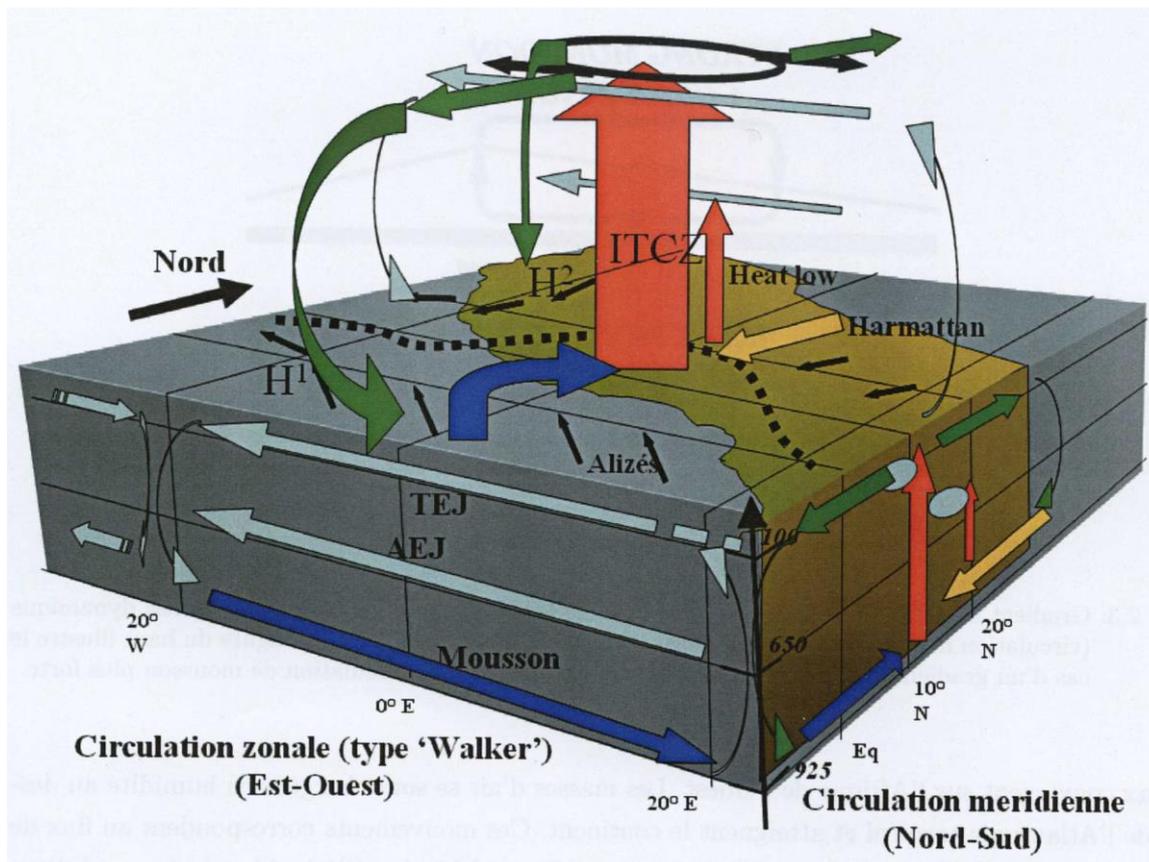


Figure 1.5: Circulation atmosphérique moyenne pendant l'été boréal. (Lavaysse, 2006).

Sur le continent, des vents chauds et secs de nord-est (flux de l'harmattan, flèche jaune) associés à une masse d'air d'origine continentale soufflent sur l'AO depuis le nord. La rencontre en surface entre deux flux opposés en contenu de vapeur d'eau et de chaleur thermique, l'harmattan d'une part et la MAO d'autre part, forme le FIT (Adefolalu, 1983), positionné au nord de la ZCIT vers 20°N. L'ensemble du système subit un mouvement méridien saisonnier. Et le déplacement de la zone de convection profonde de 5°N au printemps/automne à 10°N en été boréal marque le démarrage de la saison de mousson sur l'Afrique de l'Ouest (Sultan, 2002).

En altitude, la circulation atmosphérique est caractérisée par la présence de deux vents d'est : le Jet d'Est Tropical (TEJ pour Tropical Easterly Jet) et le Jet d'Est Africain (AEJ pour African Easterly Jet), considérés par Grist et Nicholson (2001) comme les éléments fondamentaux de la variabilité interannuelle des pluies africaines.

Le premier jet (TEJ) est localisé entre 5°N et 15°N et est présent en haute troposphère entre 150 et 200 hPa. Ce vent thermique est associé à grande échelle à la circulation de type Walker qui exporte de la masse vers l'ouest et a pour origine la libération de chaleur latente liée à la mousson indienne, ainsi que le contexte orographique des massifs montagneux du

Tibet (Janicot et Fontaine, 1993). Positionné sur l'océan Indien au printemps boréal, le TEJ s'étend jusqu'à l'AO en été boréal, où il se renforce (-16 à -20 m/s) à partir de 20°E en altitude, sous l'influence de la convection profonde de la ZCIT et de la cellule sud de Hadley.

Chen et Van-Loon (1987) ont relié un affaiblissement de la circulation de la mousson dans les basses couches et du TEJ, à un Pacifique est et central anormalement chaud, alors que Palmer *et al.* (1992) et Janicot *et al.* (2001) ont notamment montré le lien fort entre l'affaiblissement du TEJ, le renforcement des vents sur l'Atlantique tropical nord et la faible advection de l'humidité vers l'AO, un schéma cohérent avec une MAO moins intense pendant les événements ENSO chauds.

Le deuxième (AEJ), généré par les gradients de température et d'humidité en surface (Burpee, 1972 ; Thorncroft et Blackburn, 1999 ; Cook, 1999) entre l'Atlantique plus frais et le Sahara surchauffé, souffle en moyenne troposphère vers 600 hPa. Il est localisé entre 15°W et 15°E, atteignant une vitesse moyenne entre 13 et 15 m/s pendant l'été boréal. Burpee (1972) attribue l'existence de l'AEJ à la baroclinicité de surface et à l'inversion du gradient de température dans la moyenne troposphère, alors que Cook (1999) ajoute à cela le rôle que peut avoir la diminution de la température au sol pendant la MAO. Un autre facteur semble aussi important que les gradients de température, celui de la TSM dans le golfe de Guinée, généralement frais sous l'effet de la remontée des eaux froides vers la surface en réponse au développement du flux de mousson. Messenger *et al.* (2004) ont montré, avec le modèle climatique régional MAR, qu'une TSM chaude sur le golfe de Guinée entraîne une baisse de l'intensité de l'AEJ et une augmentation du transport d'humidité de l'océan vers le continent jusqu'à 12°N. Il apparaît que ce jet joue aussi un rôle important dans le climat sahélien (Moncrief et Miller, 1976). Des études numériques (Lafore et Moncrief, 1989 ; Weisman et Rotunno, 2004) ont permis de montrer que l'AEJ organise la convection et, notamment, les systèmes convectifs les plus développés (les lignes de grains), soit en orientant le système, soit en augmentant le cisaillement dans les basses couches. Enfin, c'est au sein de ce courant que les ondes d'est africaines peuvent prendre naissance.

En plus de ces deux jets, on note aussi l'existence d'un vent d'ouest en haute troposphère (vers 200 hPa et 30°N) appelé le Jet d'Ouest Sub-Tropical (JOST), lié à la circulation de Hadley et qui a pour origine la conservation du moment angulaire d'ouest sur le côté polaire de la cellule de Hadley. Sa position vers 35°N entre juillet et août signe une cellule de Hadley nord bien marquée. Contrairement à ce qui se passe en hiver, le JOST s'affaiblit en été du fait d'un gradient de température moins intense entre le pôle nord et l'équateur (Peyrillé, 2006).

1.3 Cycle saisonnier des précipitations

La pluviométrie ouest africaine est modulée, entre autres, par le déplacement méridien de la ZCIT et liée à son cycle saisonnier. On observe sur la figure 1.6 une évolution régionale des précipitations saisonnières avec deux grands régimes pluviométriques : un régime guinéen avec un cycle bimodal dominé par deux pics pluviométriques en juin et en octobre et une petite saison sèche de juin à juillet, et un régime soudano-sahélien unimodal, dit de mousson, entre juillet et septembre, dû essentiellement aux systèmes convectifs associés à la migration rapide de la ZCIT vers le nord (Sultan et Janicot, 2000 ; Le Barbé *et al.*, 2002).

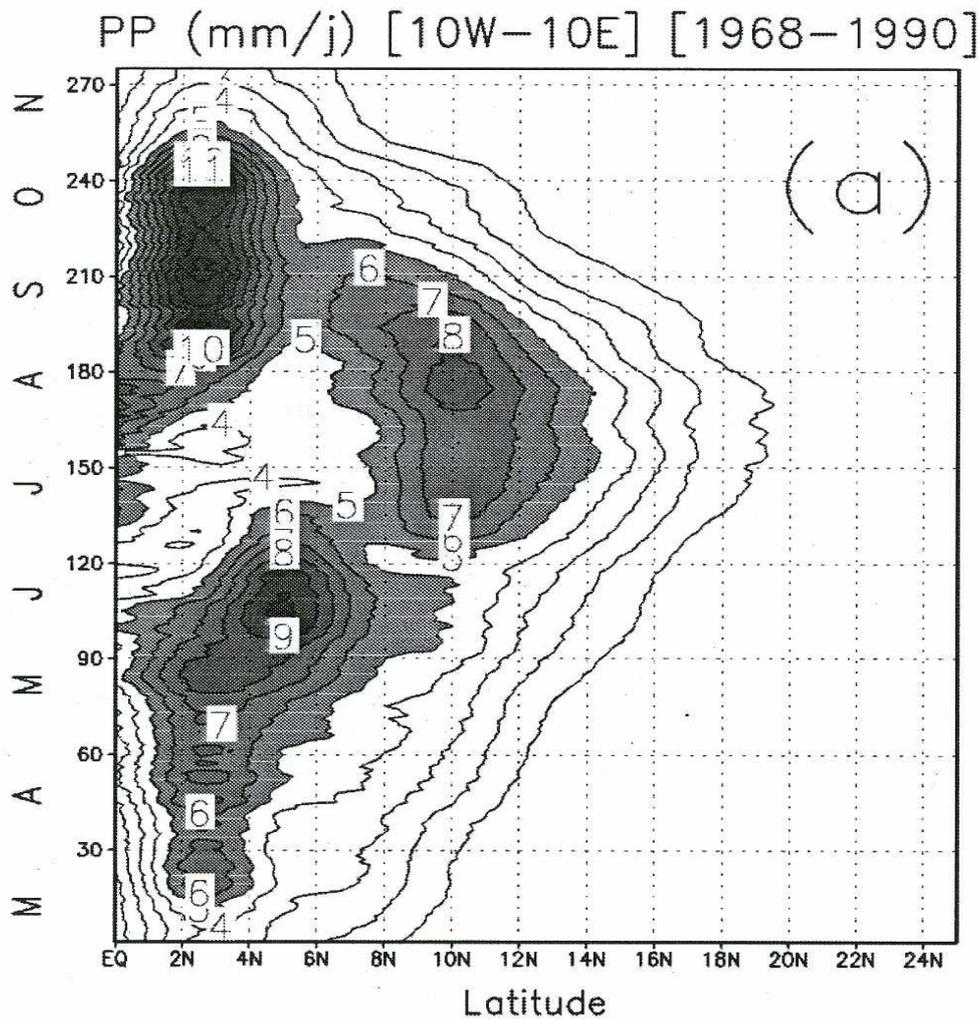


Figure 1.6: Diagramme Hovmoeller du cycle saisonnier moyen des précipitations moyennées entre 10°W et 10°E pour la période 1968-1990. (Sultan, 2002).

L'installation des précipitations associées à la mousson suivant le déplacement méridien de la ZCIT apparaît très clairement en figure 1.7 sur le cycle annuel moyen des précipitations (calculé pour la période 1980-2000) pour les quatre saisons :

- hiver boréal (décembre à mars, Fig. 1.7a) : c'est la grande saison sèche en AO, les cumuls sont très faibles (50 mm sur la côte sud), voire nuls sur l'ensemble de la région. Cette répartition est due à la présence de la ZCIT sur l'océan puisque c'est à cette période de l'année qu'elle occupe sa position la plus méridionale (vers 2°N) ;
- printemps boréal (avril à juin, Fig. 1.7b) : cette saison est caractérisée par une nette augmentation des précipitations au sud de 11°N (entre 100 et 250 mm), surtout entre mai et juin (non montrés); c'est la première saison des pluies guinéenne. Au nord de 11°N (le Sahel) la saison sèche se prolonge. Cette opposition Guinée/Sahel est due essentiellement aux sauts méridiens successifs de la ZCIT vers le nord ;
- été boréal (de juillet à septembre, Fig. 1.7c) : la ZCIT occupe sa position la plus septentrionale après un saut rapide de 5°N à 10°N en début d'été lors de la mise en place de la mousson sur la zone soudano-sahélienne. Ce saut s'accompagne d'un accroissement des précipitations (100 à 150 mm) sur le Sahel : c'est la saison des pluies au Sahel. Au contraire, la zone guinéenne connaît sa petite saison sèche ;
- automne boréal (d'octobre à novembre, Fig. 1.7d) : il correspond à la seconde saison des pluies sur la Guinée et donc à une forte diminution des pluies sur le Sahel, signature d'un retrait progressif vers le sud (5°N) de la ZCIT.

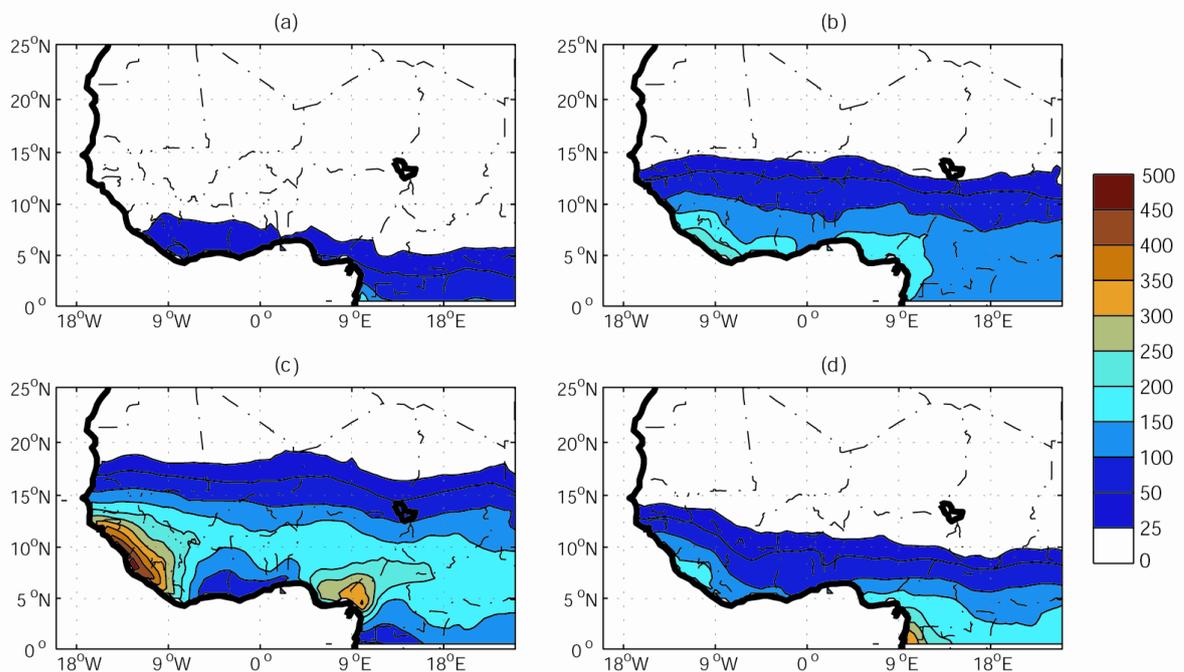


Figure 1.7: Cycle saisonnier moyen des précipitations (mm/mois) sur la période 1980-2000 (données CRU), (a) de décembre à mars, (b) avril à juin, (c) juillet à septembre et (d) octobre à novembre (Tirée de la thèse de Bouali 2009)

Chapitre 2 : Données et méthodes

Ce chapitre est consacré à la présentation du domaine d'étude et à la description des différentes données et méthodes utilisées au cours de ce travail.

2.1 Caractéristiques climatiques de la zone d'étude

Pays sahélien situé à l'extrémité ouest du continent africain, le Sénégal s'étend sur une superficie de 196 722 km² et partage ses frontières avec la Mauritanie au nord, le Mali à l'est, la République de Guinée au sud-est et la Guinée-Bissau au sud. Le Sénégal est un pays plat avec une altitude inférieure à 50 m sur près de $\frac{3}{4}$ du territoire. Le point culminant de 581 m est situé à l'extrémité sud-est, sur les contreforts du Fouta-Djalou. Compte tenu de sa position géographique (extrême ouest du continent africain) et de sa façade maritime de plus de 700 km, il connaît des différences climatiques entre sa zone côtière et ses régions de l'intérieur. La circulation atmosphérique, facilitée par un relief sans obstacle, expose le territoire en partie ou entièrement à l'influence de l'alizé maritime, de l'harmattan et de la mousson.

Ces masses d'air déterminent un climat de type soudano-sahélien avec deux saisons :

- Une saison des pluies (de juin à octobre) pendant laquelle souffle la mousson, vent chaud et humide issu de l'anticyclone de Sainte-Hélène ;
- Une saison sèche (de novembre à mai) caractérisée par la prédominance des alizés du nord (alizé maritime issu de l'anticyclone des Açores et harmattan issu de l'anticyclone libyen).

La pluviométrie est très variable dans le temps et dans l'espace. Aussi, on note une grande disparité hydro-climatique entre le sud humide (avec une pluviométrie annuelle supérieure à 1000 mm) et le nord sec (recevant moins de 500 mm de pluie par an). Trois principales zones de pluviométrie correspondant aux trois zones climatiques sont ainsi déterminées : une zone forestière au sud, une savane arborée au centre et une zone semi-désertique au nord. Sur l'évolution temporelle, on note une forte variabilité interannuelle des précipitations (Bodian 2014) qui met en évidence une succession de périodes plus ou moins marquées d'années sèche et d'années humides.

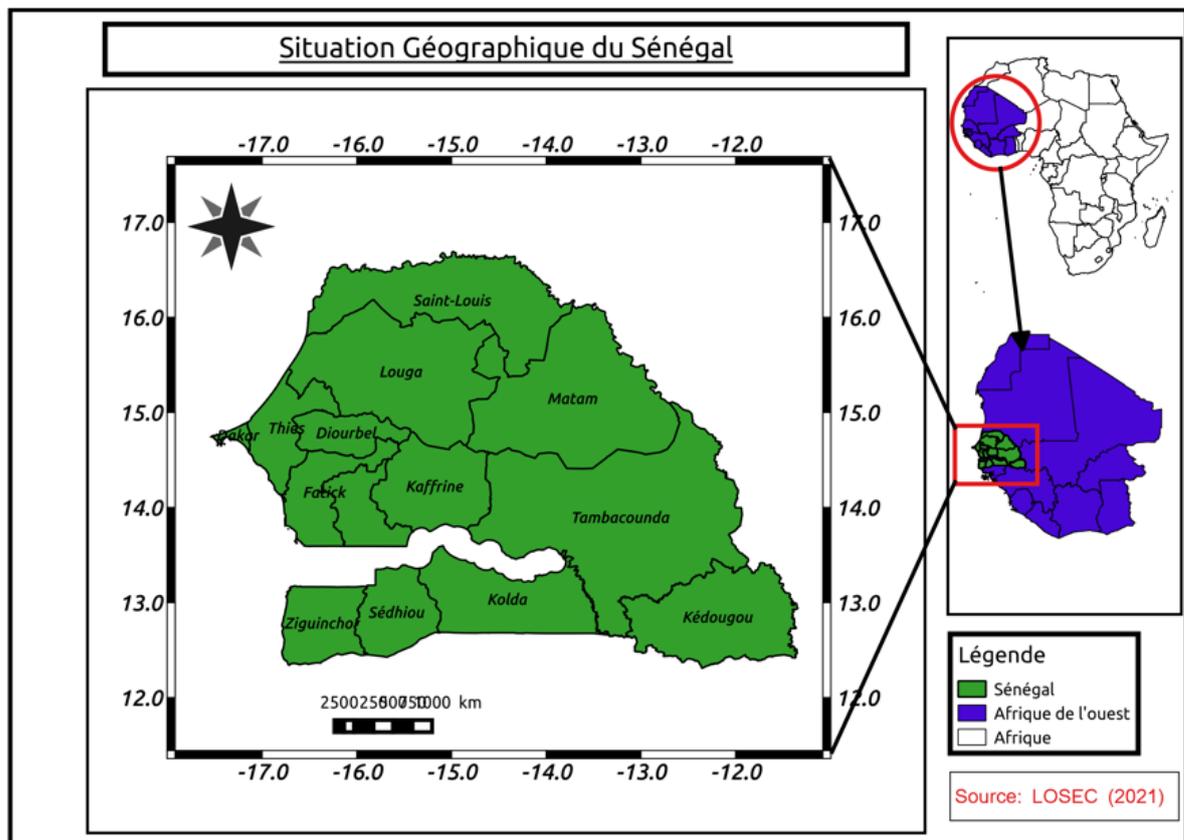


Figure 2.1: Domaine d'étude

2.2 Les données

2.2.1. Données de précipitations

Les données pluviométriques utilisées dans cette étude sont issues du « Climate Hazards Group with station (CHIRPS V2) » et fournies par l'Institut international de recherche sur le climat et la société (IRI). Ces données de CHIRPS sont quasi-globales avec une résolution spatiale de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ et une résolution temporelle quotidienne couvrant une période climatologique de 1983 - 2016 (Funk et al., 2015). La haute résolution spatiale et les longs enregistrements rendent les données CHIRPS fiables et adaptées à l'analyse de la variabilité des précipitations extrêmes dans notre zone d'étude. Certaines études ont validé les données CHIRPS avec diverses données d'observations pluviométriques, elles concluent à une bonne performance pour le suivi de la sécheresse (Diatta et al, 2020 ; Maidmen et al., 2015 ; Bichet et Diedhiou, 2018). Plusieurs études ont trouvé un accord général avec d'autres données d'observations sur les tendances annuelles en Afrique de l'Ouest. De plus amples détails sur les données pluviométriques CHIRPS sont donnés dans Funk et al. (2015).

2.2.2. Les indices de téléconnexion

Les indices de téléconnexions utilisés dans cette étude sont constitués de différents indices climatiques des différents bassins océaniques à savoir l’Atlantique, le Pacifique et la mer Méditerranée orientale. Ces indices influençant les régions de l’Afrique de l’Ouest et le Sénégal en particulier sont connus et suggérés par plusieurs auteurs. Les indices climatiques utilisés dans cette étude sont présentés dans le tableau 1. Les indices basés sur la SST sont mis en gras et calculés à partir des données du « Hadley Center Sea Ice and Sea Surface Temperature (HadISST) », en calculant les anomalies pour la période climatologique 1983-2016 et en normalisant (anomalies lissées) sur la période climatologique. Les autres indices sont téléchargés à partir de sites Web, des liens sont donnés dans les documents supplémentaires. Ces indices sont calculés ou extraits pour la saison allant du mois de juin au mois de septembre (JJAS). La variabilité saisonnière moyenne JJAS de ces indices constituera la base de l’interprétation du lien qui peut exister avec des indices de précipitations extrêmes.

Tableau 1: Liste des indices de téléconnexion pour contrôler les indices extrêmes au Sénégal. Les indices en gras sont calculés à partir du HadISST.

Les indices	Les noms
NINO3.4 ($5^{\circ} \text{ S} - 5^{\circ} \text{ N}$; $120^{\circ} - 170^{\circ} \text{ W}$)	Indices El Nino 3.4
ATL3 ($3^{\circ} \text{ S} - 3^{\circ} \text{ N}$, $0^{\circ} - 20^{\circ} \text{ W}$)	Anomalie SST de la zone Atlantique 3
TAPODI [$(15^{\circ} \text{ N} - 15^{\circ} \text{ S}$, $75^{\circ} \text{ W} - 10^{\circ} \text{ E}) - (15^{\circ} - 15^{\circ} \text{ N}$, $80^{\circ} \text{ W} - 120^{\circ} \text{ W})$]	Indice dipolaire transatlantique Pacifique océanique
NAO [$(35^{\circ} - 45^{\circ} \text{ N}$, $70^{\circ} - 10^{\circ} \text{ W}) - (55^{\circ} - 70^{\circ} \text{ N}$, $70^{\circ} - 10^{\circ} \text{ W})$]	Indice d’oscillation nord-atlantique
MJO8	Madden Julian Oscillation Phase 8
AMM	Mode méridional de l’Atlantique
AMO	Oscillation Multidécennal Atlantique
EMS ($23^{\circ} \text{ N} - 36^{\circ} \text{ N}$, $15^{\circ} \text{ E} - 36^{\circ} \text{ E}$)	Anomalie SST de la mer méditerranée orientale
TSA ($0^{\circ} - 20^{\circ} \text{ S}$ et $10^{\circ} \text{ E} - 30^{\circ} \text{ W}$)	Indice de l’Atlantique Sud Tropical
TNA ($5,5^{\circ} \text{ N} - 23,5^{\circ} \text{ N}$, $15^{\circ} \text{ W} - 57,5^{\circ} \text{ W}$)	Indice de l’Atlantique Nord Tropical
SAODI [$(20^{\circ} \text{ W} - 10^{\circ} \text{ E}$, $0^{\circ} - 15^{\circ} \text{ S}) - (10 - 40^{\circ} \text{ W}$, $25^{\circ} - 40^{\circ} \text{ S})$]	Indice de dipôle de l’océan Atlantique Sud

2.3 Méthodologie

2.3.1 Indices de précipitations extrêmes

Les indices extrêmes de précipitation utilisés dans cette étude sont dérivés des indices de « l'équipe d'experts sur les risques climatiques et les indices climatiques sectoriels (ET-CRSI) » qui ont défini un ensemble de 34 indices de base et qui décrivent l'impact des extrêmes dans différentes activités sectorielles, principalement l'agriculture, la santé et les ressources en eau. Ces indices offrent un bon mélange de statistiques quotidiennes pour étudier les changements dans les régimes de précipitations en termes de durée, d'intensité et d'occurrence (Diatta et al., 2020). Le logiciel Climate Data Operator (CDO) a été utilisé pour calculer l'ensemble des indices utilisés dans cette étude. D'abord nous avons calculé trois ensembles d'indices climatiques de précipitations extrêmes : (1) indices absolus comme RXnday ($n = 1$ et $n = 5$), SDII et R75PTOT ; (2) dépassement du seuil des indices comme R10mm et R20mm, qui se réfèrent au nombre de jours où un seuil est dépassé ; (3) des indices qui mettent en évidence la durée de la période humide et sèche, par exemple CWD et CDD.

Ces indices sont approuvés par l'OMM et sont largement utilisés. Les indices CDD et CWD dépendent de l'occurrence des précipitations, tandis que le Rkmm ($k = 10$ et $k = 20$) et le RXnday dépendent de la quantité de précipitations et le SDII et le R75PTOT sont considérés comme des indices agrégés car ils dépendent à la fois des quantités de précipitations et de l'occurrence.

Tableau 3: Liste des indices de précipitations extrêmes utilisés

Les indices	Nom des indices	Définitions	Unité
CDD	Journée sèche consécutif	Nombre annuel maximum de jours secs (lorsque Pr<1,0 mm)	jours
CWD	Journée humide consécutif	Nombre annuel maximum de jours humides (lorsque Pr>1,0 mm)	jours
Rx1day	Pr max 1 jour	Pr Totale maximum sur 1 jour	mm
Rx5day	Pr max de 5 jours	Pr Totale maximum sur 5 jours	mm
R20mm	Nombre de jour de très fortes pluies	Nombre de jours où la Pr> 20mm	jours
R10mm	Nombre de jour de fortes pluies	Nombre de jours où la Pr> 10mm	jours
SDII	Intensité quotidienne des précipitations	Intensité quotidienne de Pr Totale annuelle divisé par le nombre de jours de pluie (lorsque le total Pr>1,0 mm)	mm/jour
R75PTOT	Précipitations annuelles totales des jours de pluies	Précipitations des jours humides (Pr> 75 ^e percentile)	mm

2.3.2 Analyse des tendances et régression

Les tendances des indices de précipitations extrêmes ont été calculée à l'aide du test de tendance non paramétrique de Mann-Kendal (MK) comme recommandé par l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) avec le test de Sen (Mann, 1945 ; Kendall, 1955). L'hypothèse nulle H0 est que les données sont indépendantes et distribuées aléatoirement, tandis que l'hypothèse alternative H1 est qu'une tendance monotone existe. L'estimateur non paramétrique de la pente de « Sen » estime l'amplitude de la tendance de la variable temps par la moyenne d'un non-linéaire, et le test Man-Kendal (Z Kendall's coefficient) renseigne sur l'importance de la tendance.

Les liens entre les indices extrêmes de précipitations sans tendance et les séries chronologiques des indices de téléconnexion ont été établis à l'aide d'une méthode de régression. Le niveau de signification du coefficient de corrélation de Pearson est calculé afin de fixer un niveau de

confiance de 95% selon un test de Fisher. Le degré de liberté standard est utilisé pour le test du niveau de signification de la corrélation entre les indices extrêmes de précipitation et les indices de téléconnexion.

2.3.3 Analyse en ondelettes

La transformée en ondelettes continues (CWT) s'avère comme l'un des outils robustes pour l'étude des processus à forte variabilité temporelle. Elle convient en particulier pour l'examen de processus non stationnaires, comme les variables climatiques. La transformée en ondelettes fournit la variabilité d'un signal donné dans le temps, permettant ainsi de déterminer les fluctuations climatiques liées aux précipitations (périodiques ou non) en considérant leurs modifications de composition spectrale. La transformée en ondelettes décompose les signaux en ondelettes « filles » qui font référence à des versions d'une ondelette « mère ». Chaque longueur d'ondelette est finie et localisée toujours exactement dans le temps. L'ondelette « mère » comprend deux paramètres : le paramètre d'échelle supérieur à zéro a et le facteur de position b .

$$\Psi_{a, b}(t) = \frac{1}{\sqrt{a}} * \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right)$$

Avec :

$\Psi_{a,b}(t)$: ondelette « fille »

a : paramètre d'échelle

b : paramètre de localisation temporelle.

De plus, ces différentes composantes de fréquences peuvent être détectées et étudiées au cours du temps pour comprendre plus la non-stationnarité du phénomène. L'ondelette continue d'un signal $S(t)$ produit un spectre d'onde local, tel que défini par :

$$S(a, b) = \int_{-\infty}^{+\infty} s(t) * \frac{1}{\sqrt{a}} * \Psi\left(\frac{t-b}{a}\right) dt$$

La convolution du signal filtré (indices de précipitations et indices de téléconnexion) par une base d'ondelettes non orthogonales a été appliquée pour définir le spectre d'échelle de temps d'ondelettes continues, qui est capable d'identifier les composantes spectrales attribuées au mode dominant de variabilité du signal total.

Le signal pluviométrique a été analysé à l'aide de la CWT pour identifier les modes dominants de variabilité caractérisant la pluviométrie au Sénégal. De plus, la convolution de ce signal avec la base des ondelettes génère un diagramme de contour à trois variables : (1) la graduation temporelle en abscisse, (2) l'échelle de temps des ondelettes en ordonnée, et (3) la puissance ou variance de la variabilité sur l'axe z ce qui peut aussi s'expliquer par les degrés de corrélation entre le signal et la base des ondelettes. La distribution de la puissance dans le diagramme de contour des ondelettes est attribuée par une variation de couleur allant du bleu foncé, qui représente la faible puissance (variance), au rouge foncé, qui représente la puissance croissante observée.

Les modes de variabilité temporelle de la corrélation entre les indices de téléconnexion et les indices de précipitations extrêmes sont mis en évidence par le diagramme de cohérence continue en ondelette (WCO) appelé aussi ondelettes croisées. Le spectre par ondelette croisées $W_{xy}(a, \tau)$ entre deux signaux $x(t)$ et $y(t)$ est calculé selon l'équation ci-dessous, où $C_x(a, \tau)$ et $C^*y(a, \tau)$ sont respectivement le coefficient d'ondelettes du signal continu $x(t)$ et le conjugué du coefficient d'ondelettes de $y(t)$:

$$W_{xy}(a, \tau) = C_x(a, \tau) \times C^*y(a, \tau)$$

La cohérence continue en ondelette peut être définie comme l'estimation de l'évolution temporelle de la linéarité et de la liaison entre deux signaux à une échelle donnée. La cohérence des ondelettes est calculée à l'aide des spectres d'ondelettes lissés des séries x et y notés respectivement $SW_{xx}(a, \tau)$ et $SW_{yy}(a, \tau)$ et du spectre d'ondelette croisées lissé entre les x et y noté $SW_{xy}(a, \tau)$.

$$WC(a, T) = \frac{|SW(a, \tau)|}{\sqrt{[|SW_{xy}(a, \tau)| * |SW_{yy}(a, \tau)|]}}$$

La cohérence est définie comme étant le module du spectre croisé, normalisé du même spectre, ayant des valeurs comprises entre zéro et un, et représente le degré de linéarité entre deux processus. Une valeur de 1 signifie une corrélation linéaire entre les deux signaux et une valeur de 0 qui indique une corrélation nulle.

Cette technique permet, dans notre étude, de pouvoir évaluer et décrire les liens qui existent entre la variabilité des extrêmes pluviométriques au Sénégal et les anomalies SST des bassins océaniques, tant sur les différentes échelles (fréquences) que sur l'évolution des relations dans le temps.

Chapitre 3 : Résultats et Discussions

Ce chapitre est consacré à l'analyse et à la discussion des résultats obtenus.

3.1. Variabilité et tendance des précipitations extrêmes au Sénégal

3.1.1 Variabilité des précipitations extrêmes au Sénégal

La distribution spatiale des indices de précipitations extrêmes est analysée à l'aide des données CHIRPS pour la saison estivale (JJAS) et dans la période allant de 1983 à 2016. La figure 3.1 représente la variabilité saisonnière moyenne des indices de fréquence de précipitation sur le Sénégal sur une période de 34 ans (1983 – 2016). Ainsi, les jours humides consécutifs (CWD) sont de l'ordre de 2 – 15 jours en moyenne (Figure 3.1a). Les nombre de jours consécutifs humides les plus élevés sont observés sur l'extrémité sud-est du pays s'étendant vers le sud pour couvrir toutes les régions du sud du Sénégal. Les nombre de jours consécutifs humides les plus faibles sont observés sur le nord du Sénégal. Généralement, le nombre de jours secs consécutifs est relativement plus élevé dans le nord que dans le sud. Comme observé, les jours humides consécutifs dans la moitié sud étaient d'environ 8 à 15 jours par saison et environ 2 à 5 jours par saison dans la moitié nord du pays. Sur la figure 3.1b, nous observons que les jours secs consécutifs (CDD) sur le Sénégal se situent entre 5 et 60 jours par saison en moyenne. Les valeurs les plus élevées de CDD sont observées dans la moitié nord du pays avec un maximum situé dans la région de Matam. Les indices de précipitation de dépassement de seuil (R10mm et R20mm) et les jours de pluie consécutifs (CWD) montrent des distributions spatiales similaires. Cependant, nous observons que le nombre de jours où les précipitations dépassent les 10 mm (R10mm) présente des valeurs plus élevées qu'au nombre de jours où la précipitation dépasse les 20mm (R20mm). Les R10mm présentent des valeurs moyennes saisonnières de l'ordre de 10 à 50 jours dans tout le pays. L'ensemble du sud du pays bénéficient d'un nombre relativement élevé de jours de fortes pluies (30 – 50 jours). On trouve les jours les moins pluvieux d'environ 5 à 15 jours en moyenne dans la plupart des régions du nord. La fréquence annuelle des jours de très fortes pluies (R20mm) est comprise entre 2 à 20 jours en moyenne par saison sur tout le pays. Le sud du Sénégal a en moyenne entre 10 à 20 jours de très fortes pluies, ce qui est relativement plus élevé que ceux du nord du pays (environ 0 – 5 jours). Ces résultats sont cohérents avec d'autres études telles que Diatta et al., 2020, Diba

et al., 2021. La figure 3.2 montre la variabilité saisonnière moyenne des indices relatifs à l'intensité des précipitations sur le Sénégal. Il s'agit de la moyenne saisonnière des précipitations quotidiennes (RX1day), des précipitations maximales de 5 jours (RX5day), de l'indice de précipitations journalières simple (SDII) et des précipitations totales (R75PTOT) atteignant les 75 percentiles sur une période de 34 ans. Les indices annuels RX1DAY et RX5DAY varient respectivement entre 10 et 70 et entre 25 et 150 mm en moyenne par saison sur l'ensemble du pays (figure 3.2a-b). Les intensités les plus faibles de la quantité journalière maximale de précipitations (en moyenne 10 mm) dominent sur de petites portions au nord et au centre du Sénégal. En outre, la majeure partie du centre, enregistre une pluviométrie maximale quotidienne moyenne (40 mm en moyenne), tandis que la plus grande quantité est observée sur le sud-ouest et sud-est du pays (en moyenne 75 mm). De même, la quantité maximale de précipitations sur 5 jours montre des intensités élevées sur toutes les régions du sud du Sénégal et de faibles intensités sur les régions côtières du nord et sur de petites portions du centre et des parties septentrionales du pays (figure 3.2b). Une valeur moyenne d'environ 100 mm par saison de la quantité maximale de précipitations sur 5 jours domine la majeure partie de la bande du sud du Sénégal, tandis que les valeurs moyennes les plus faibles (environ 25 mm) sont observées sur le nord du pays (15,6 – 16,4 °N). La distribution spatiale de l'indice absolu de précipitation R75PTOT montre également le même schéma avec une augmentation de 100 à 600 mm par an, avec le maximum le plus élevé sur la bande du sud. De plus, les distributions spatiales de l'indice d'intensité journalière simple (SDII) varient entre 4 et 20 mm par saison. Les valeurs journalières des précipitations relativement élevées (12 – 20 mm) dominent la bande du sud et quelques portions du centre, tandis que les plus faibles (4 – 8 mm) s'étendent vers le nord sur la région de Matam.

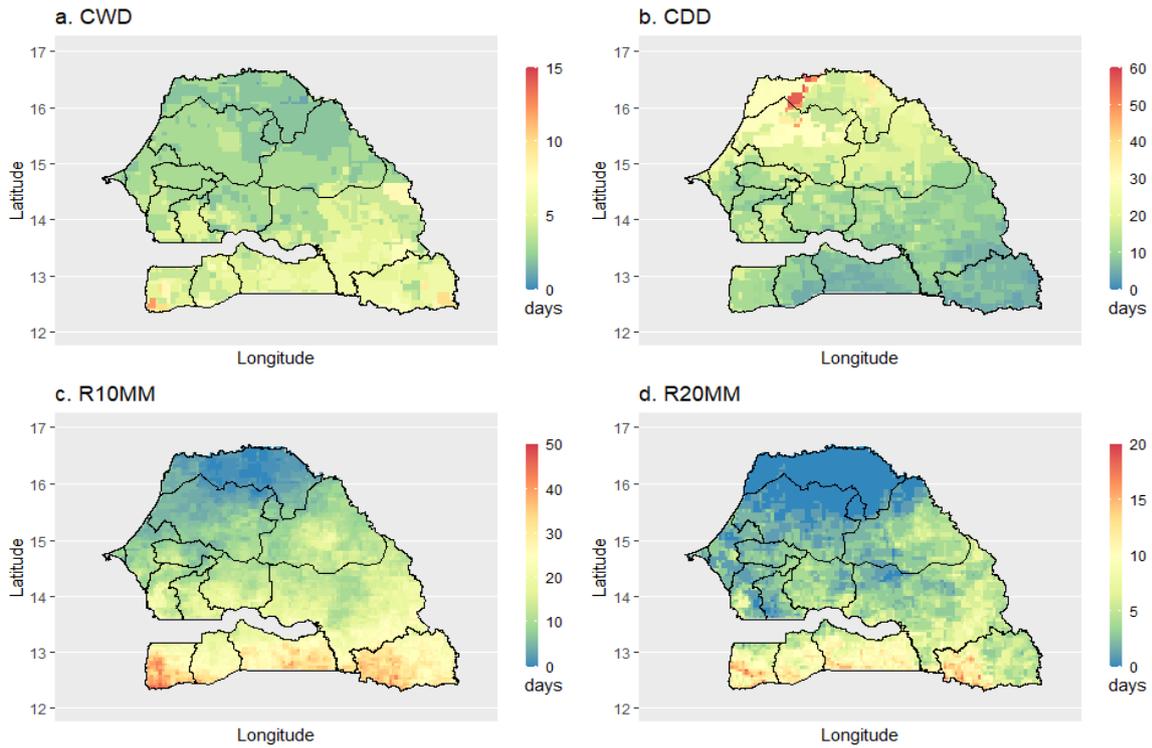


Figure 3.1 : Variabilité saisonnière moyenne des indices de fréquence pour la période de 1983 à 2016 sur le Sénégal. (a)CWD, (b)CDD, (c)R10mm, (d)R20mm.

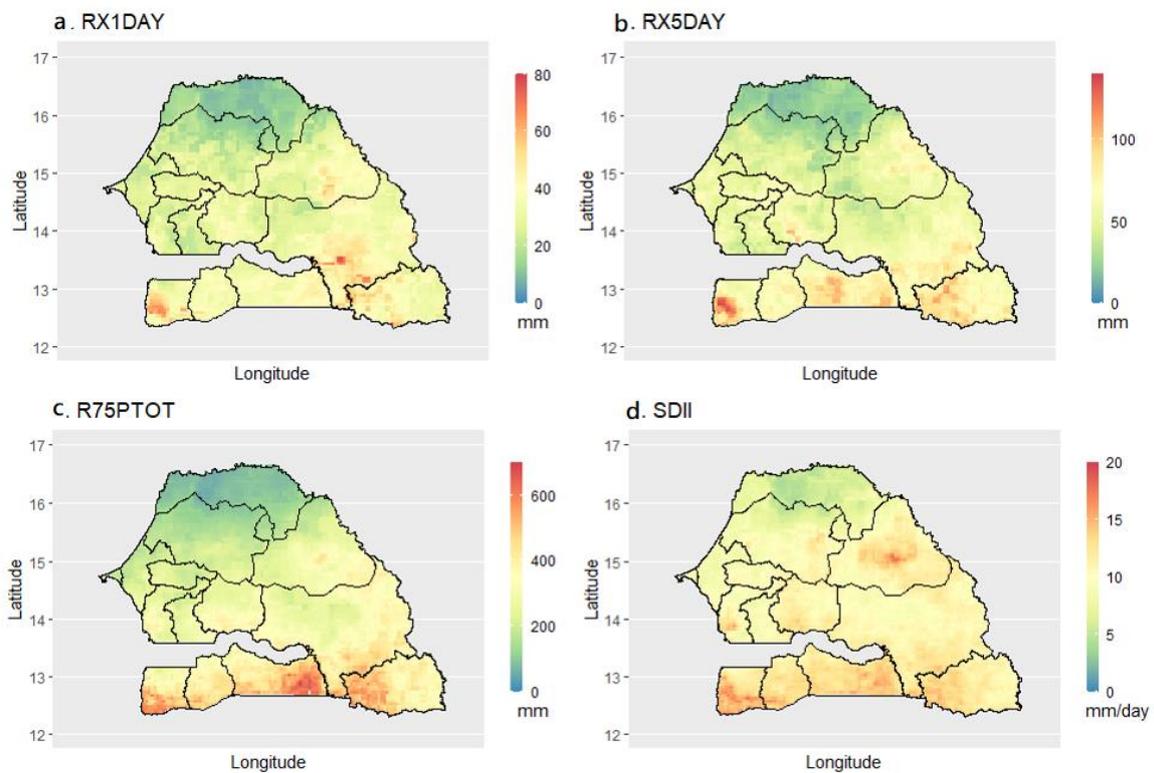


Figure 3.2 : Variabilité saisonnière moyenne des indices d'intensité pour la période de 1983 à 2016 sur le Sénégal. (a)RX1DAY, (b)RX5DAY, (c)R75PTOT, (d)SDII .

3.1.2. Tendances des précipitations extrêmes au Sénégal

Les tendances des indices de précipitations extrêmes en été (JJAS) sur le Sénégal sont illustrées sur les figures 3.3 et 3.4 en se basant sur la méthode de Mann-Kendal. Les zones ombragées représentent la pente de « Sen » qui traduit la tendance sur la période d'étude et les points noirs correspondent aux points où la tendance est statistiquement significative à un niveau de signification de 5 % suivant le coefficient de « Z » Man-Kendall. Le nombre de CWD a tendance à augmenter lentement sur une partie du Sénégal. C'est dans la zone sud du Sénégal que l'on note le plus grand nombre de jours consécutifs humides alors que le plus petit nombre est observé au nord (figure 3.3a). Une tendance à une hausse du nombre maximal de jours consécutifs humides est observée dans les régions côtières de l'ouest du pays et dans quelques poches du sud. Cependant cet indice présente une évolution presque constante dans la majeure partie du pays. Une tendance à une baisse significative du nombre maximal de jours consécutifs secs est notée au nord et au sud-est du pays (figure 3.3b). Cet indice a tendance à augmenter lentement dans les côtes ouest et reste constant au sud du pays au cours de la période 1983-2016. Les figures 3.3.c-d montrent les tendances des R10mm et R20mm sur le Sénégal. Malgré l'augmentation du nombre de jours consécutifs secs dans certaines régions, le nombre annuel de jours avec des précipitations dépassant 10 mm a augmenté dans la majeure partie du Sénégal durant la période d'étude. Cette tendance est plus significative au sud du pays. Une tendance à une faible hausse du nombre de jours de pluies très intenses (R20mm) est notée au centre et au sud du pays. La diminution des jours secs consécutifs n'a pas entraîné une augmentation de CWD, ce qui suggère que les changements dans les indices de fréquence des précipitations se reflètent principalement dans l'augmentation des événements pluviométriques avec de fortes et très fortes précipitations sur la plupart des régions du Sénégal.

L'analyse de la distribution spatiale des tendances des indices absolus RXnday montre une structure similaire à un dipôle avec une tendance à la hausse dans la partie ouest du Sénégal, une diminution dans le centre et à nouveau une augmentation dans la partie est du pays. Pour le RX1DAY, la tendance à la hausse est plus élevée dans la partie nord et près des côtes (figure 3.4a), alors que le dipôle similaire observé avec l'indice RX5DAY est plus prononcé et significatif que le RX1DAY (figure 3.4b). L'indice R75PTOT montre une caractéristique différente des indices absolus précédents avec des valeurs significatives et élevées presque sur l'ensemble du pays indiquant une tendance à la hausse (figure 3.4c). Les taux d'augmentation les plus élevés se localisent sur la partie ouest du Sénégal et s'en suit la zone sud-est. Le 75^e percentile des précipitations journalières (pluie pendant les journées humides) est plus prononcé

au sud du pays comparé au centre et au nord. Quant à l'indice SDII, il présente une tendance positive et statiquement significative dans le nord, le sud-est et les zones côtières du Sénégal (Figure 3.4.d). Cet indice présente une tendance à la baisse significative dans la zone centre et dans quelques portions du sud avec la même fourchette que le taux croissant. Plusieurs études (Diatta et al., 2020; Mbaye et al., 2019) valident nos résultats et montrent des tendances similaires. Elles ont trouvé une augmentation de l'intensité des précipitations sur les parties centre-sud du Sahel occidental, sud-est du Sénégal et une diminution sur une partie du pays.

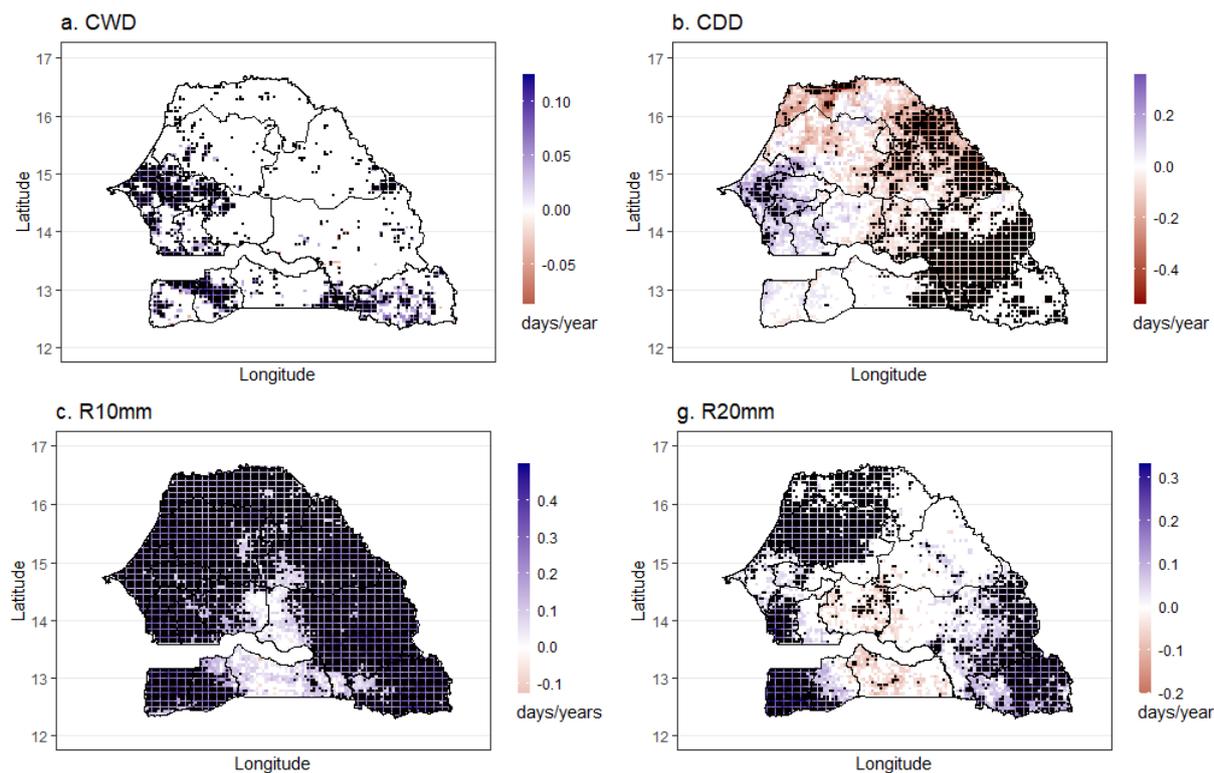


Figure 3.3: Tendances et significativités des indices de fréquence. (a) CWD, (b) CDD, (c) R10mm, (d) R20mm.

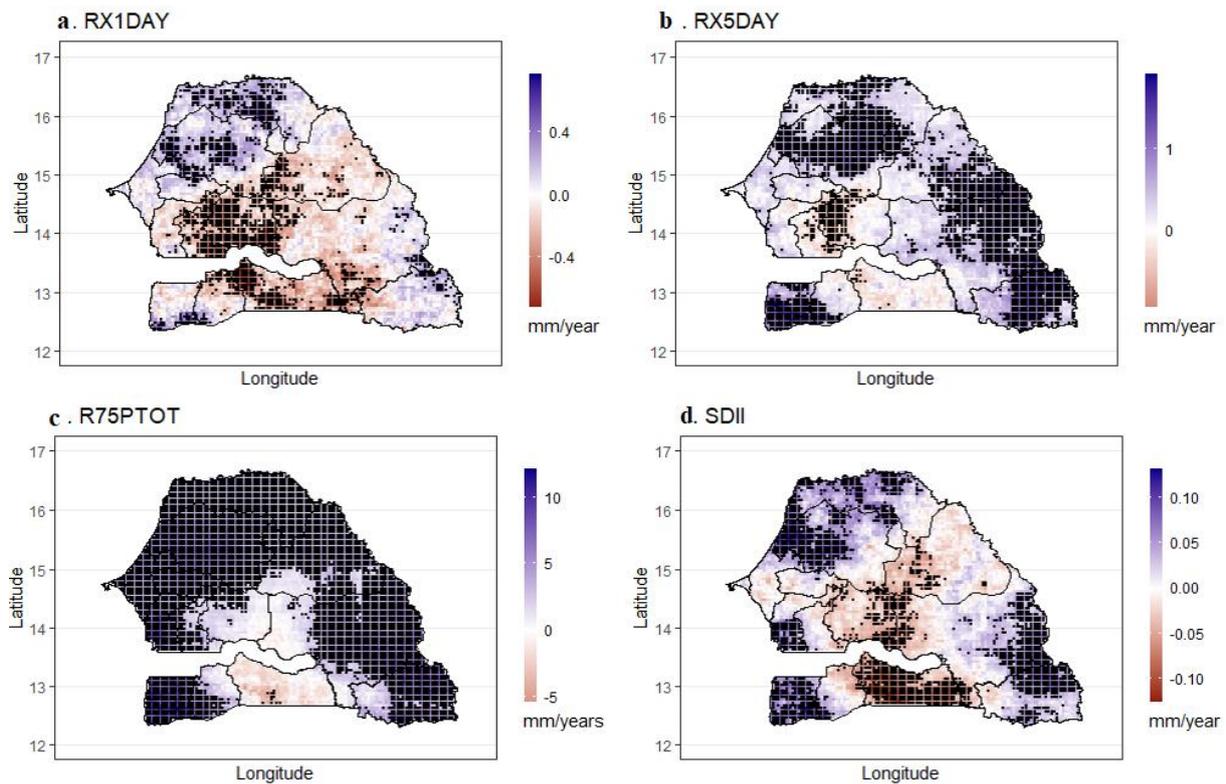


Figure 3.4 : Tendence et significativité des indices d'intensité. (a) RX1DAY, (b) RX5DAY, (c) R75PTOT, (d) SDII.

3.2. Lien entre les indices de précipitations extrêmes et les indices de téléconnexion

La relation entre les indices de précipitations extrêmes et les indices de téléconnexions climatiques et/ou océaniques est mise en évidence dans cette partie. Les indices de téléconnexions se composent de divers signaux climatiques ou océaniques ou des deux états. Avant d'analyser l'influence des indices sur la précipitation, l'effet de la saisonnalité et de la tendance a été supprimé des séries chronologiques des indices de précipitations extrêmes. Cet exercice permet de maintenir la cohérence ou le lien potentiel entre les données. En outre, l'influence spatiale de différents indices de téléconnexions sur les distributions de précipitations extrêmes au Sénégal a été évaluée et présentée dans les parties suivantes. Par contre, une distinction est faite entre les indices de téléconnexion qui ont été calculés à partir de SST moyennées sur une surface océanique donnée et ceux qui indiquent des modes de variabilité climatique ou combinée (climatique et océanique). Les corrélations qui sont statistiquement significatives à un niveau de confiance de 95% sont marquées par des points noirs sur les cartes de corrélations.

3.2.1. Précipitations extrêmes et modes climatiques

La corrélation entre les modes climatiques et les précipitations extrêmes est d'abord étudiée. La Figure 3.5 présente la corrélation spatiale entre l'AMM et les indices de précipitations extrêmes de 1983 à 2016. On observe que l'AMM semble être positivement corrélé au CWD dans le nord, le centre, et dans quelques petites zones du sud. Par contre, dans certaines zones près des côtes ouest cette corrélation reste significativement négative (figure 3.5a). A l'exception des régions côtières de l'ouest et des zones isolées du sud, nous observons des corrélations négatives entre l'AMM et le CDD sur une bonne partie du Sénégal (figure 3.5b). Les autres indices de précipitations extrêmes (RX1DAY, RX5DAY, R10mm, R20mm et R75PTOT) présentent un schéma similaire avec une corrélation positive et significative sauf dans la bande allant du centre vers le sud (figure 3.5c-h). Cette corrélation est plus prononcée avec le total annuel des précipitations journalières (R75PTOT) et le nombre de jours de pluies atteignant 10mm (R10mm). Il est intéressant de noter que la corrélation entre l'indice SDII et l'AMM présente des valeurs faibles, très clairsemées et non significatives (figure 3.5g). Ces résultats actuels sont cohérents avec des études antérieures qui ont révélé une relation similaire avec les précipitations dans le Sahel (Diatta and Fink, 2014 ; Diakhaté et al., 2019; Diatta et al., 2020). L'Oscillation Multidécennale de l'Atlantique (AMO), également connue sous le nom de Variabilité Multidécennale de l'Atlantique (AMV) présente des configurations spatiales similaires à celles de l'AMM, mais les valeurs de corrélation ne sont pas significatives partout au Sénégal (voir figure 1 en annexe). Des études ont suggéré que les impacts de l'AMO sur la variabilité des précipitations extrêmes ne sont pas bien établis car le test de signification n'est pas significatif dans cette région.

L'indice d'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) est un mode de variabilité important et est lié au changement de la force et de la direction du vent, au transport de la chaleur et de l'humidité et à la force des tempêtes sur l'atlantique. Une analyse de sa corrélation avec les précipitations extrêmes révèle que le NAO n'a pas d'influence majeure significative sur les précipitations extrêmes au Sénégal (voir figure 2 en annexe).

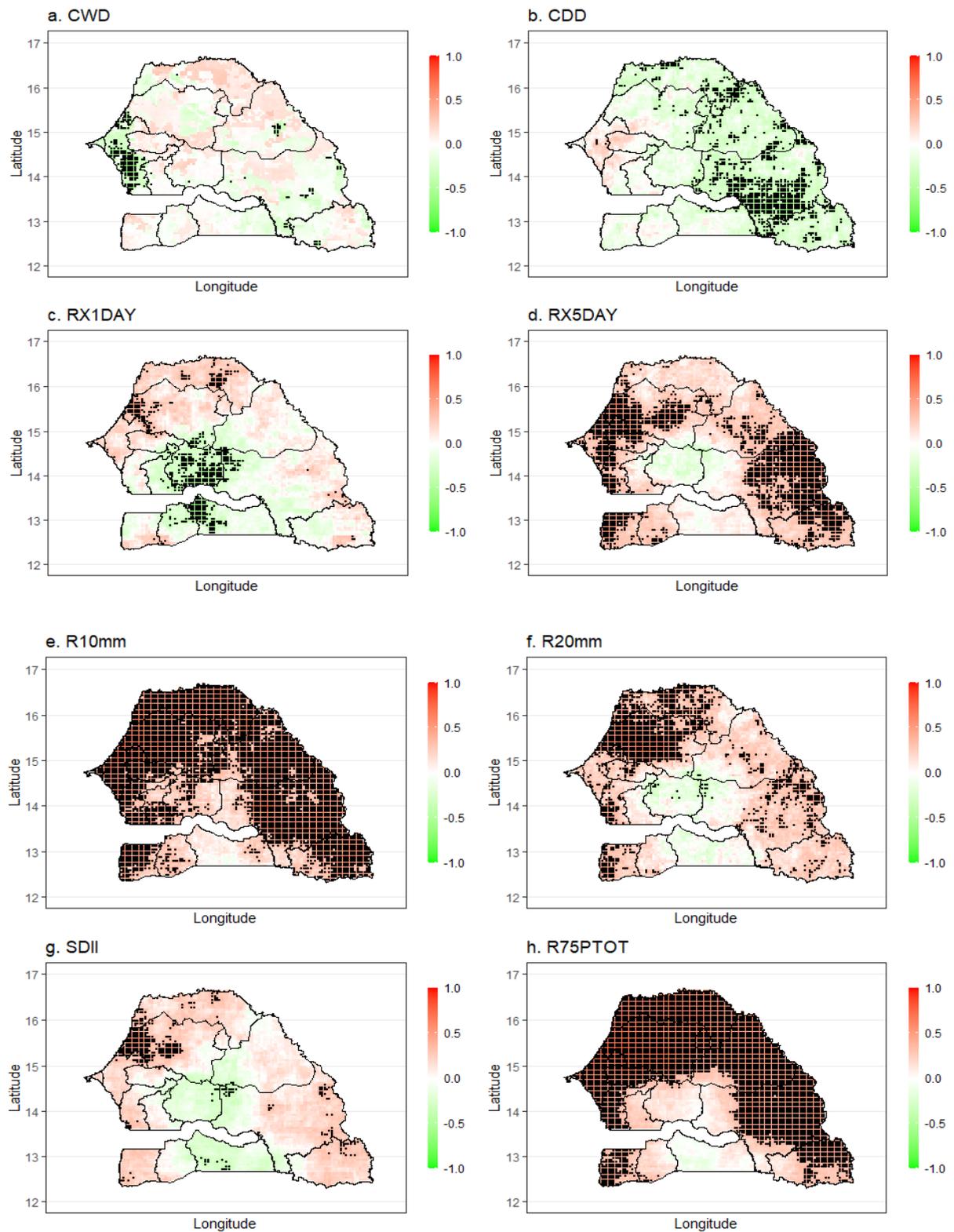


Figure 3.5: Corrélation entre l'indice AMM et les indices de précipitations extrêmes. (a) CWD, (b) CDD, (c) RX1DAY, (d) RX5DAY, (e) R10mm, (f) R20mm, (g) R75PTOT, (h) SDII.

La distribution spatiale des corrélations entre la phase 8 de l'Oscillation Madden Julian (MJO8) et les indices de précipitations extrêmes révèle des situations différentes d'un indice à l'autre (Figure 3.6).

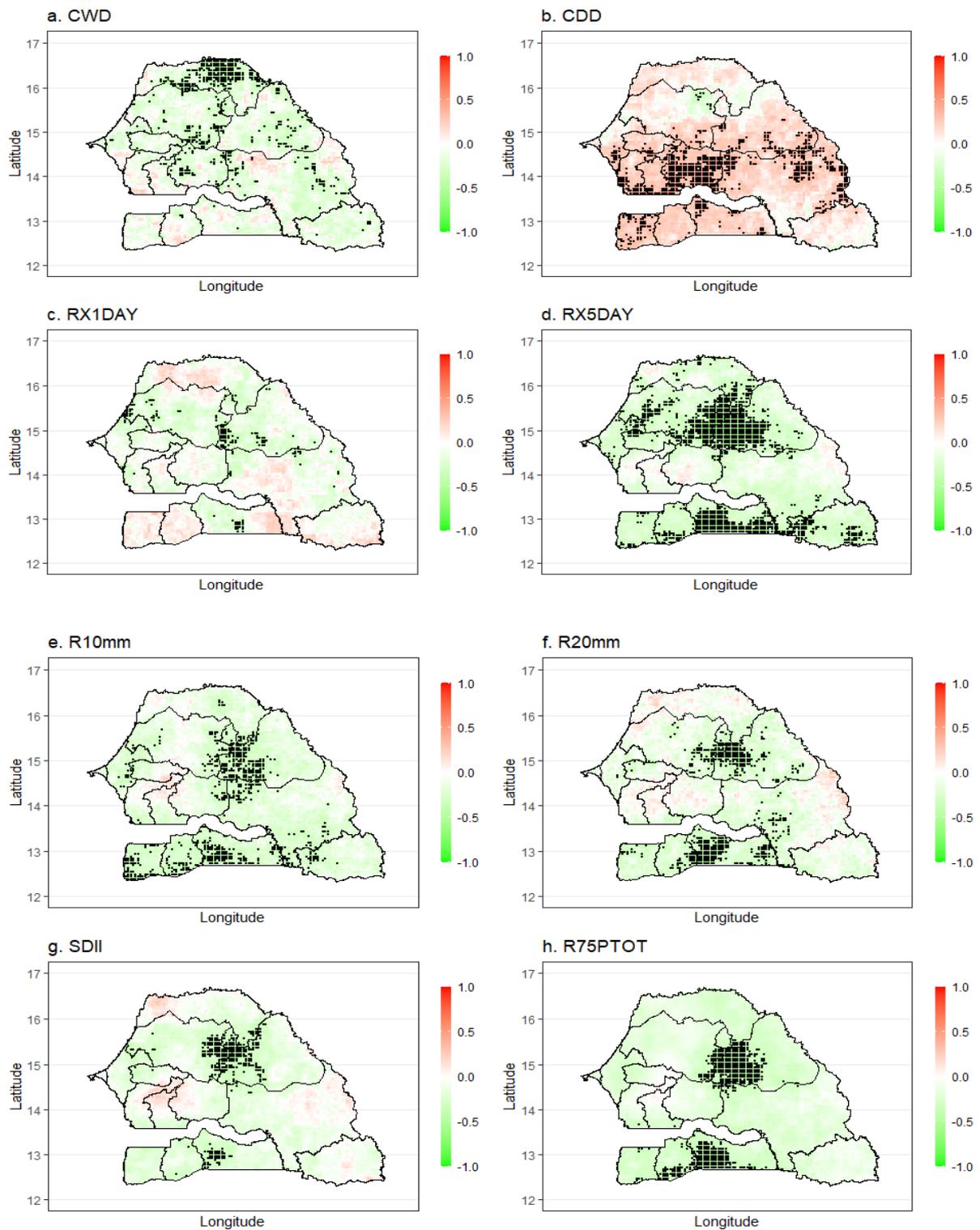


Figure 3.6: Corrélation entre l'indice MJO8 et les indices de précipitations extrêmes. (a) CWD, (b) CDD, (c) RX1DAY, (d) RX5DAY, (e) R10mm, (f) R20mm, (g) R75PTOT, (h) SDII.

Nous remarquons que le MJO8 est négativement corrélé avec les indices humides dans la plupart des régions du Sénégal et surtout dans la bande du sud, le centre et dans quelques portions de la partie septentrionale. Mais cette corrélation négative n'est significative qu'avec certains indices (RX5DAY, R10MM, R20MM et R75PTOT). Par contre, le MJO8 présente une relation positive avec le nombre de jours secs consécutifs (CDD) dans la majeure partie du Sénégal sauf quelques petites poches sur le nord où la corrélation est clairsemée et non significative (figure 3.6b). Pour les indices d'occurrence RX1DAY et RX5DAY, la corrélation négative est plus prononcée avec le RX5DAY qu'avec le RX1DAY où on note quelques portions isolées caractérisées par des corrélations nulles ou positives (figure 3.6c-d). L'indice R75PTOT semble être étroitement associé au MJO8 avec une corrélation négative et significative dans le centre et vers les extrémités sud du Sénégal. L'indice d'intensité journalière (SDII) révèle un lien positif mais non significatif avec le MJO8 dans quelques portions du centre, du sud-est et du nord du Sénégal et un lien négatif dans les autres parties du pays.

3.2.2. Corrélation entre les téléconnexions SST et les précipitations extrêmes

Nous nous intéressons maintenant aux relations entre les indices basés sur les SST de certains bassins océaniques et la variabilité des précipitations extrêmes au Sénégal. La Figure 3.7 présente la distribution spatiale des corrélations entre l'ATL3 et la variabilité des indices de précipitations extrêmes. Les indices humides sont positivement bien associés à l'ATL3 dans la majeure partie du Sénégal avec une significativité plus prononcée dans le centre et le sud du pays. Par contre, l'indice CDD est négativement corrélé à l'ATL3 sur le Sénégal excepté quelques portions isolées sur les régions côtières d'ouest et sur les contreforts du Fouta-Djalon dans le sud-est (figure 3.7b). Les résultats actuels sont cohérents avec des études antérieures de (Diatta et al., 2020 et Atiah et al., 2020) qui trouvent que l'ATL3 influence les précipitations du Sahel occidental ces dernières années. Un comportement similaire est observé avec l'indice de l'Atlantique Sud Tropical (TSA), ce qui est tout à fait normal vu sa position avec l'ATL3. Nous avons également testé l'indice SST de l'Atlantique Nord Tropical (TNA) et observons un comportement similaire à l'influence de l'ATL3 mais avec des corrélations plus significatives (figure 3.8). L'analyse révèle une corrélation positive et très significative avec les indices humides sur l'est et la moitié nord du Sénégal, tandis qu'au même moment le CDD présente une corrélation négative et significative sur tout le pays (figure 3.8b). Cette observation est en phase avec les résultats de (Diatta et al., 2020) qui trouvent que la corrélation entre la TNA et

les précipitations extrêmes n'est positive dans le Sahel qu'au Sénégal où certains indices montrent peu de significativité.

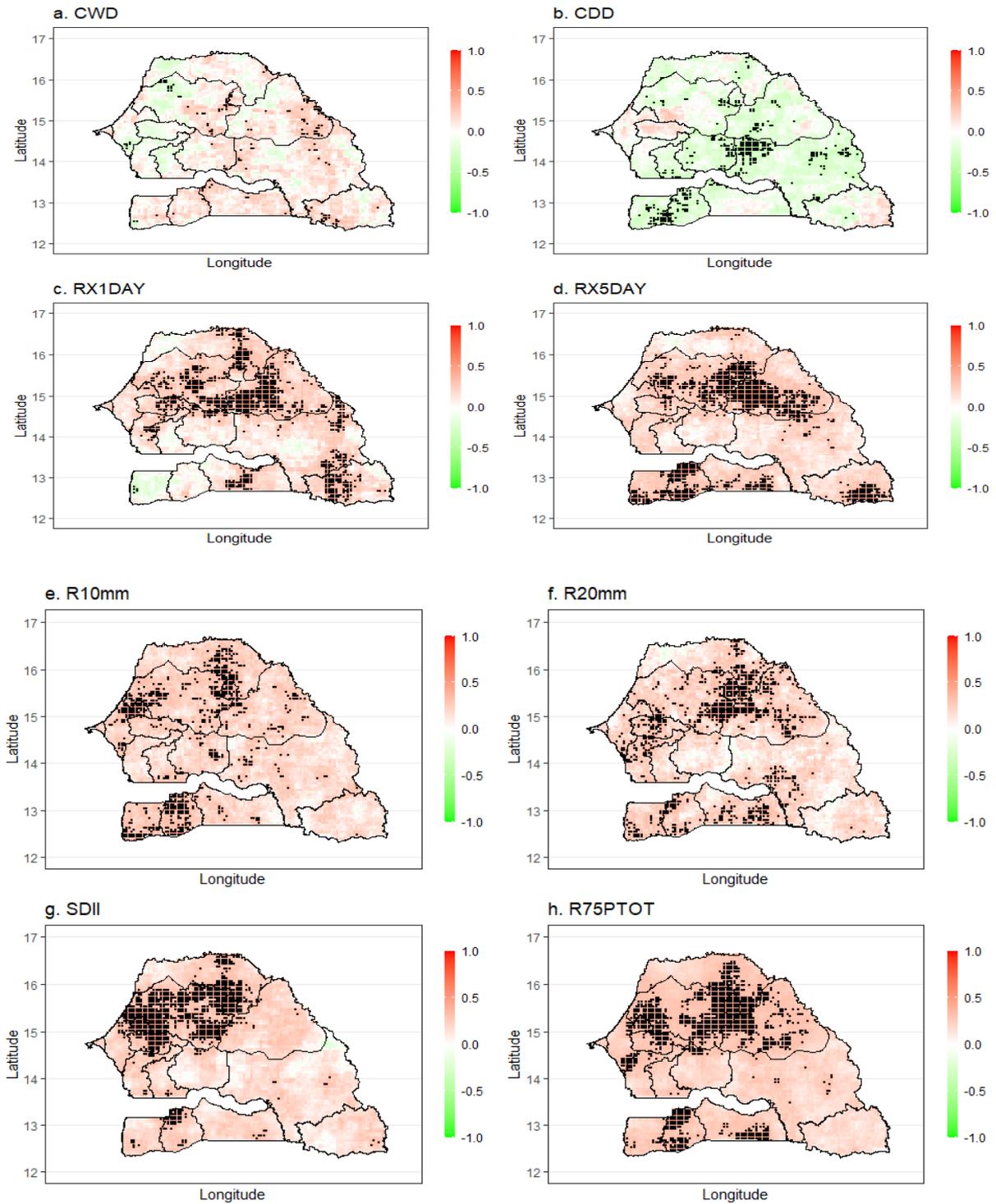


Figure 3.7: Corrélation entre l'indice ATL3 et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII

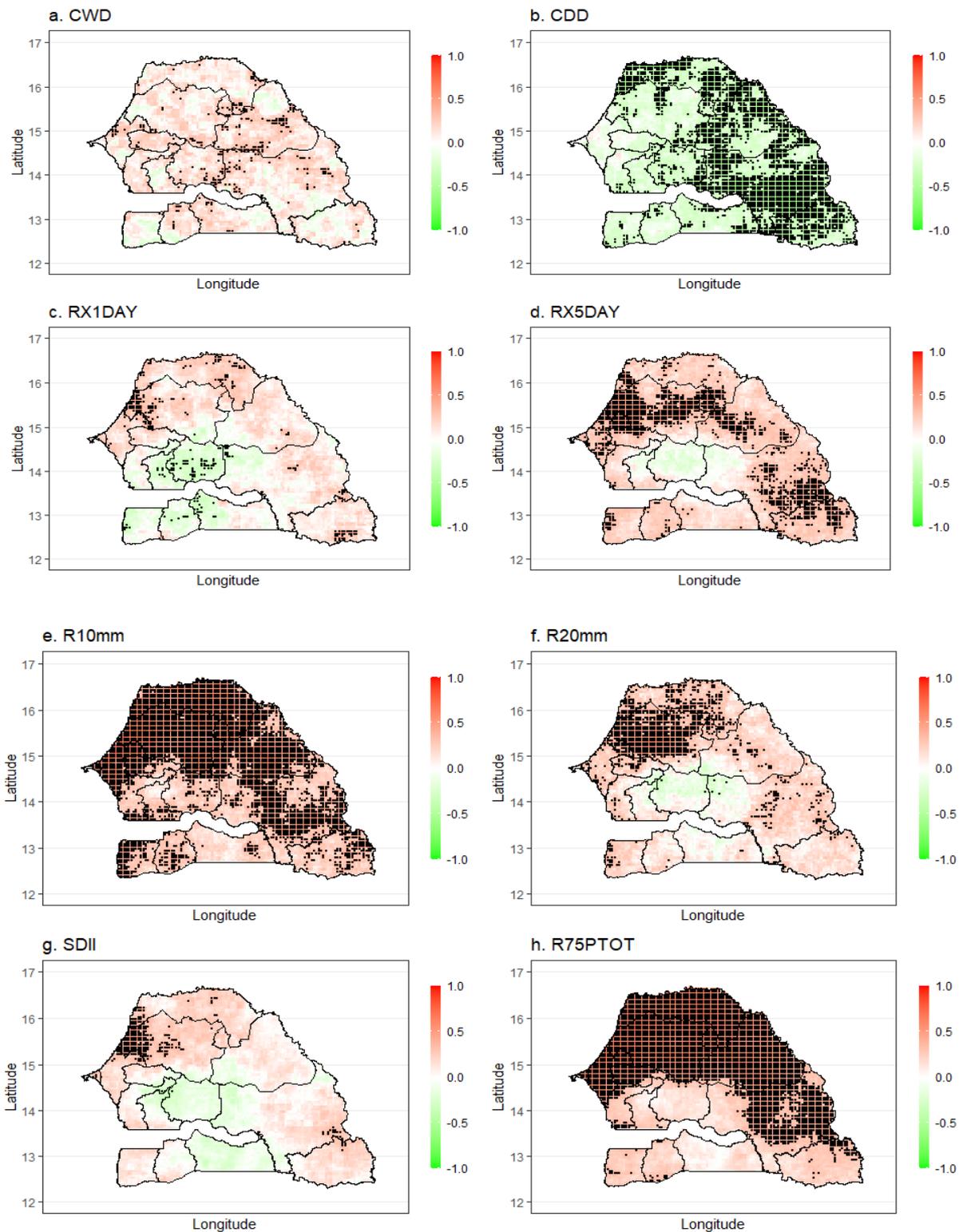


Figure 3.8 : Corrélation entre l'indice TNA et les indices de précipitations extrêmes. (a) CWD, (b) CDD, (c) RX1DAY, (d) RX5DAY, (e) R10mm, (f) R20mm, (g) R75PTOT, (h) SDII.

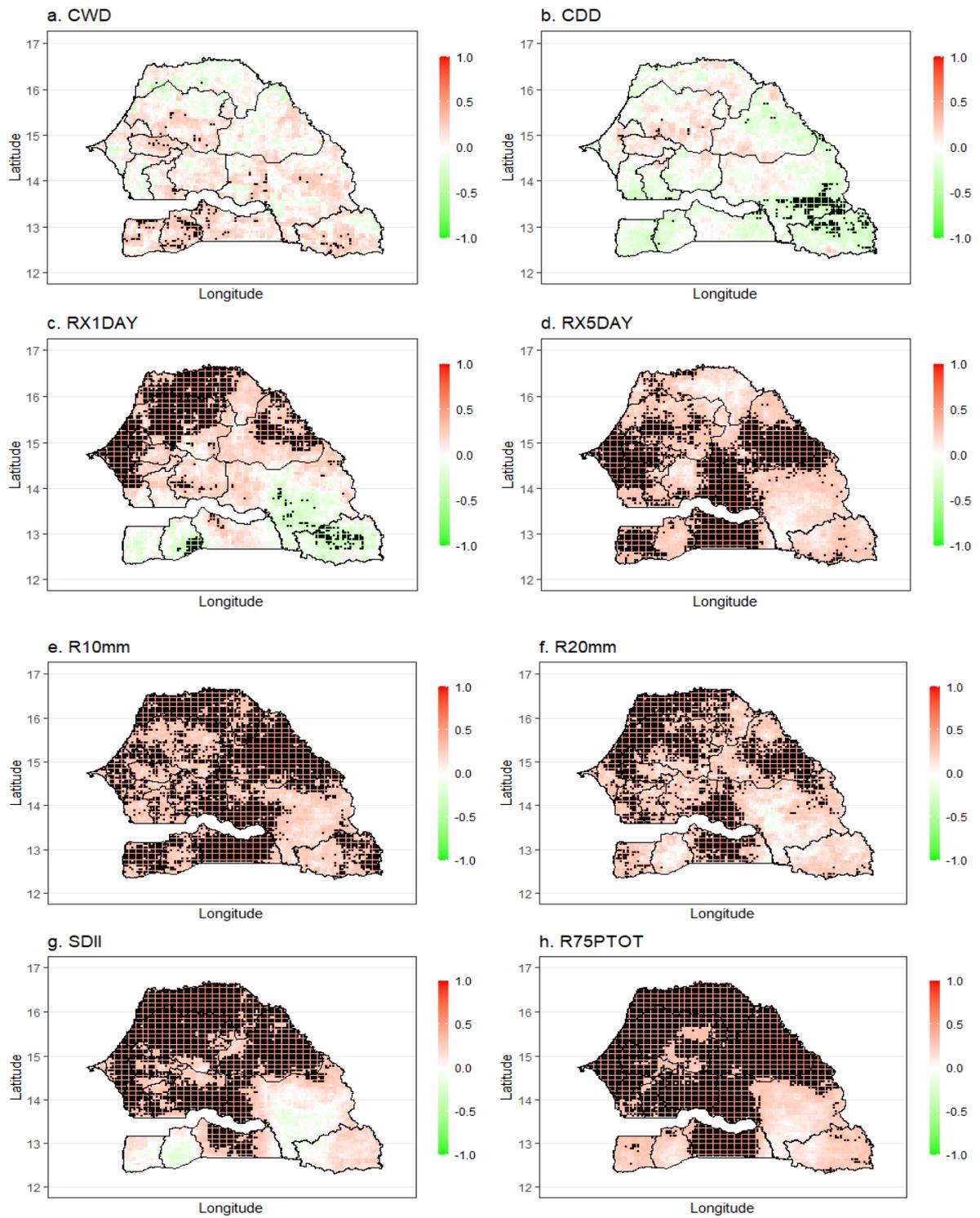


Figure 3.9: Corrélation entre l'indice EMS et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

L'action de la SST en mer méditerranée orientale (EMS) sur la variabilité des précipitations extrêmes au Sénégal est aussi étudiée. La corrélation entre l'EMS et les indices de précipitations extrêmes est représentée sur la figure 3.9. Nous observons des corrélations fortes, positives et significatives avec tous les indices humides sur tout le Sénégal sauf sur deux poches isolées le sud-est et les régions côtières du sud, proches de la côte. Les corrélations sont plus prononcées dans le sud du Sénégal sauf avec le CWD où la corrélation est positive mais clairsemée et non significative. Inversement, le CDD présente une corrélation négative et non significative avec l'EMS sur le tout pays à l'exception de petites zones au sud-est. Plusieurs études dont (Diakhaté et al., 2019 et Diatta et al., 2020) ont montré des résultats similaires et qui suggèrent l'influence de la SST de la mer Méditerranée sur l'augmentation de l'occurrence d'évènements de précipitations modérées, fortes et extrêmes dans le Sahel.

La Figure 3.10 met en évidence le lien qui existe entre les indices humides faibles (élevés) avec l'indice NINO3.4 SST chauds (froids) sur la majeure partie du Sénégal, à l'exception de petites poches près des côtes et sur les hautes terres dans le sud-est du pays. Ces corrélations négatives sont plus ressenties dans la moitié nord du pays avec les indices RX1DAY, RX5DAY, R20mm et SDII. Par contre, elles se réduisent au centre du Sénégal et dans la moitié ouest du pays avec les indices R10mm et R75PTOT (figure 3.10 e,h). La plus forte influence des anomalies de la SST du Pacifique équatorial sur la variabilité extrême des précipitations est apparente sur la partie nord-est du pays. Ces résultats sont en parfaite corrélation avec les études précédentes de Diatta et Fink (2014), qui révèlent des corrélations négatives entre la phase positive de NINO3.4 et des précipitations au Sahel.

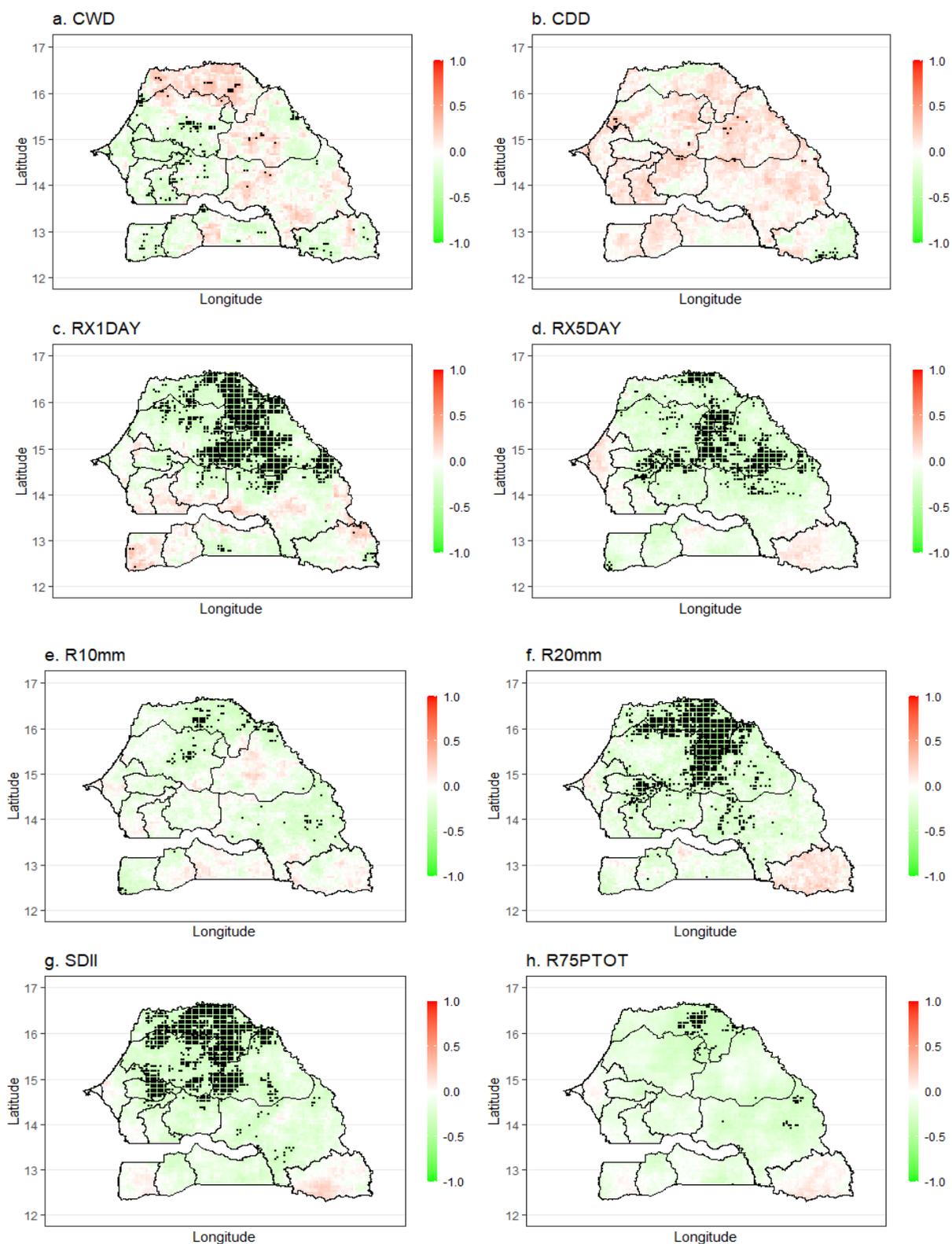


Figure 3.10: Corrélation entre l'indice NINO3.4 et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

3.2.3 Corrélation entre les indices de type dipôle SST et les précipitations extrêmes

Les indices dipolaires des SST semblent influencer la variabilité temporelle et spatiale des précipitations extrêmes au Sénégal. La Figure 3.11 présente les caractéristiques de la corrélation entre l'indice dipolaire Atlantique Pacifique (TAPODI) et les indices de précipitations extrêmes. La phase positive (négative) de TAPODI est marquée par des anomalies de température de surface de la mer (SSTA) chaudes (froides) dans l'atlantique tropical et des SSTA froides (chaudes) dans l'océan Pacifique tropical oriental. Une configuration opposée à celle de la corrélation de NINO3.4 avec les extrêmes de précipitations est observée sur le Sénégal, où nous observons un lien négatif et non significatif entre l'indice CDD et le TAPODI sur tout le pays (figure 3.11b). Cependant, des corrélations positives et significatives sont observées dans le nord du Sénégal entre l'indice TAPODI et les indices humides sauf pour le CWD où la significativité n'est pas établie et sauf sur quelques parties du centre du Sénégal (figure 3.11a). L'intensité de la corrélation est plus élevée avec les indices absolus comme les précipitations totales annuelles des jours de pluie. Une association un peu similaire est observée avec l'utilisation du SAODI (indice dipolaire de l'Océan Atlantique Sud) (non illustré) mais avec des valeurs de corrélations moins fortes que celles du signal TAPODI. Des études récentes faites sur la même période ont révélé des résultats similaires en Afrique et plus précisément sur le Sahel (Diatta et al., 2020, Lin et Dike, 2018).

En somme, l'interrelation des océans Pacifique équatorial oriental et Atlantique semble avoir des influences non négligeables comme l'ont constaté (Giannini et al., 2003, Rowell, 2013, Rodríguez-Fonseca et al., 2011). Ils suggèrent que parmi les processus contrôlant la variabilité des précipitations au Sahel, le forçage océanique s'est avéré être le moteur dominant. Plusieurs autres études ont révélé que la variabilité saisonnière des précipitations sur le Sahel est liée aux anomalies de températures de surface de la mer (SST) sur l'Atlantique tropical, le Pacifique et la mer méditerranée (Rodriguez-Fonseca et al., 2015).

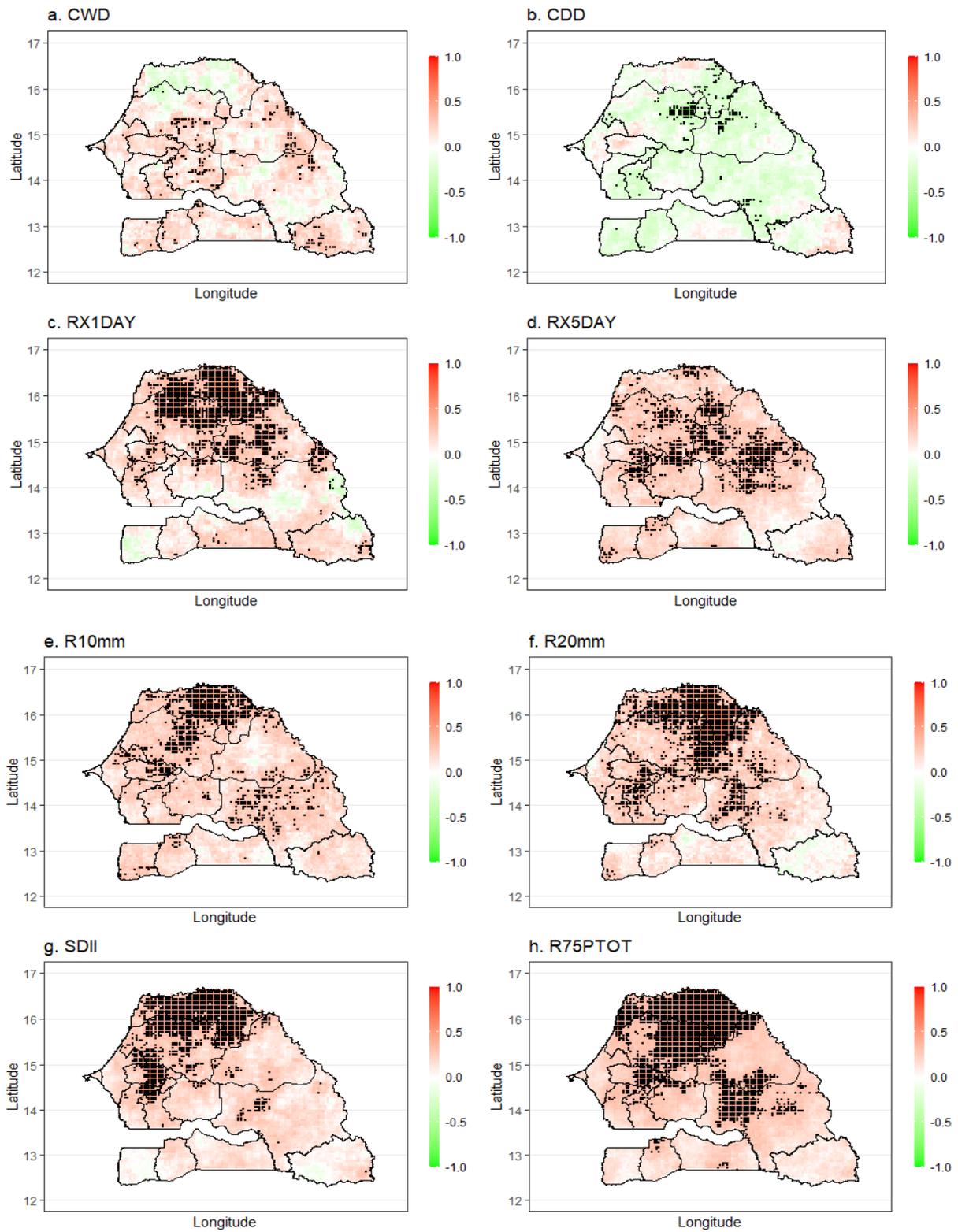


Figure 3.11: Corrélation entre l'indice TAPODI et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

3.2.4 Analyse de cohérence en ondelettes entre les indices de précipitations extrêmes et les indices distants

La cohérence continue en ondelette est une bonne méthode pour étudier la relation entre les indices de précipitations extrêmes et les anomalies SST des bassins océaniques suivant les échelles de fréquence. Cette méthode a été utilisée dans plusieurs études pour identifier le comportement non stationnaire des relations entre des paramètres climatiques (Nouaceur et Murarescu, 2020 ; Jemai et al., 2017).

Dans ce travail, la CWT a été effectuée avec des jeux de données journalières visant à identifier les composantes spectrales des signaux pouvant être attribuées à différents modes de variabilité caractérisant le signal géophysique et, éventuellement, les échelles de temps impliquées. Les fluctuations les plus importantes au Sénégal ont été étudiées. La figure 3.12 montre les modes de variabilité temporelle des séries de précipitations journalières CHIRPS sur le Sénégal de 1983 à 2016 à partir de la CWT. Plusieurs échelles de variabilité de la pluviométrie au Sénégal ont été observées: saisonnière (6 mois–1 an), interannuelle (2–4, 4–6 et 6–8 ans), quasi-décennale (8–12 ans). De plus, des bandes d'énergie de fortes puissances à l'échelle annuelle ont été détectées.

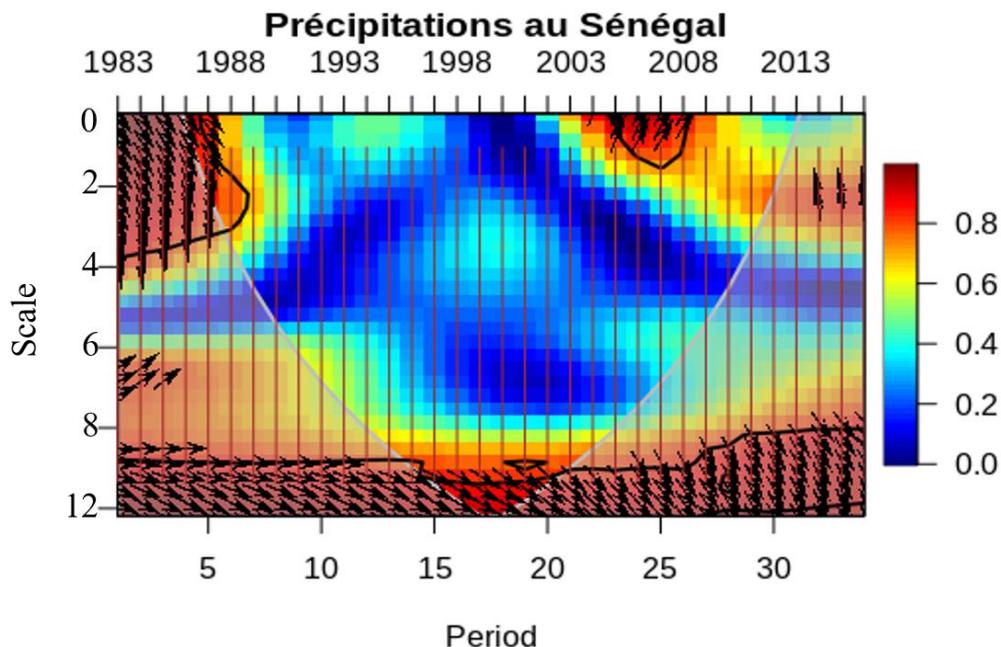


Figure 3.12: Ondelettes continues du régime des précipitations au Sénégal

Par contre, le signal présente quelques discontinuités allant de 1990 à 1992 et de 1997 à 2001. Cette variabilité saisonnière est liée au contraste entre les années sèches et les années

humides. La bande interannuelle de 2 à 4 ans est présente sur toute notre période d'étude à des dates précises. Au début de la série, on la retrouve de 1983 à 1989 et elle est également présente à la fin de la série de 2006 à 2016. Dans les années 1990, cette bande a totalement disparu au Sénégal. La tranche 4 à 6 ans présente de faibles variances durant toute notre période d'étude. Le mode quasi décennal 8 à 12 ans est bien présente sur le pays avec de fortes puissances. Le signal ne présente aucune discontinuité visible durant toute la période d'étude.

Les origines de la variabilité des précipitations au Sénégal ont été recherchées en étudiant les liens potentiels pouvant exister avec les fluctuations climatiques et/ou océaniques globales. Ainsi, la détermination des périodicités potentielles des précipitations est nécessaire pour éviter les aléas météorologiques. Les figures 3.13 et 3.14 présentent les résultats de l'analyse de cohérence en ondelettes entre EMS et TAPODI et les 8 indices de précipitations extrêmes moyennés au tour de la saison estivale JJAS au Sénégal.

De vastes régions de haute énergie dans le spectre ont été représentées. Les figures montrent de grandes échelles de cohérence interannuelles et annuelles. Les fluctuations les plus importantes au Sénégal ont été étudiées. D'une manière générale, la cohérence interannuelle a été essentiellement détectée dans les tranches d'énergie (1-2, 2-4, 4-8 et 8-12 ans). EMS et TAPODI ont été détectées comme les oscillations les plus significatives sur les précipitations extrêmes au Sénégal. Pour les tranches 1-4 ans et 6-12 ans, une forte cohérence a été observée entre les indices humides et l'ATL3 et cette cohérence est très significative et étalée dans le mode 8-12 ans. Par contre, avec l'indice des jours secs consécutifs (CDD), une cohérence a été détectée dans les modes 2-4 ans et 6-8 ans respectivement au début des années 2000 et à la fin des années 1980 pour l'ATL3 (voir annexe, figure 3.19). La bande 1-4 ans a été détectée durant les années 1980 entre l'EMS et les indices CWD et CDD. En revanche, une cohérence avec tous les autres indices humides a été observée dans la tranche 4-8 ans mais la cohérence est plus significative avec le CWD pour l'EMS. Pendant 1 à 2 ans, une énergie élevée a été observée entre 1983 et 1990, entre 1995 et 2000 et entre 2005 et 2009 pour le NINO3.4 et le CDD. Les 1-4 ans ont été significativement détectés entre 1995 et 2008 pour le NINO3.4 et le RX1DAY. Les 4-8 ans ont été observés entre 1994 et 2004 pour le NINO3.4 et le RX5DAY. Pour les autres indices humides de faibles variances ont été détectées avec le NINO3.4. Par conséquent, ATL3, NINIO3.4 et TAPODI étaient les oscillations les plus fréquentes de 1983 à 2016. La tranche 4-8 ans a été affectée entre 1992 et 2002 par la TAPODI et les indices humides excepté RX1DAY. Une forte cohérence a été détectée pour le mode 1-4 ans au début des années 1980 et à la fin des années 2000 pour les indices R10MM, R20MM et R75PTOT et entre 1995 et 2003 pour le

RX1DAY avec la TAPODI. Pendant 8 à 12 ans, l'indice TAPODI a été le plus répandu durant toute la période d'étude avec les indices R10MM, R20MM, SDII et R75PTOT (figure 3.14).

En somme, les fluctuations les plus fréquentes sont EMS et TAPODI.

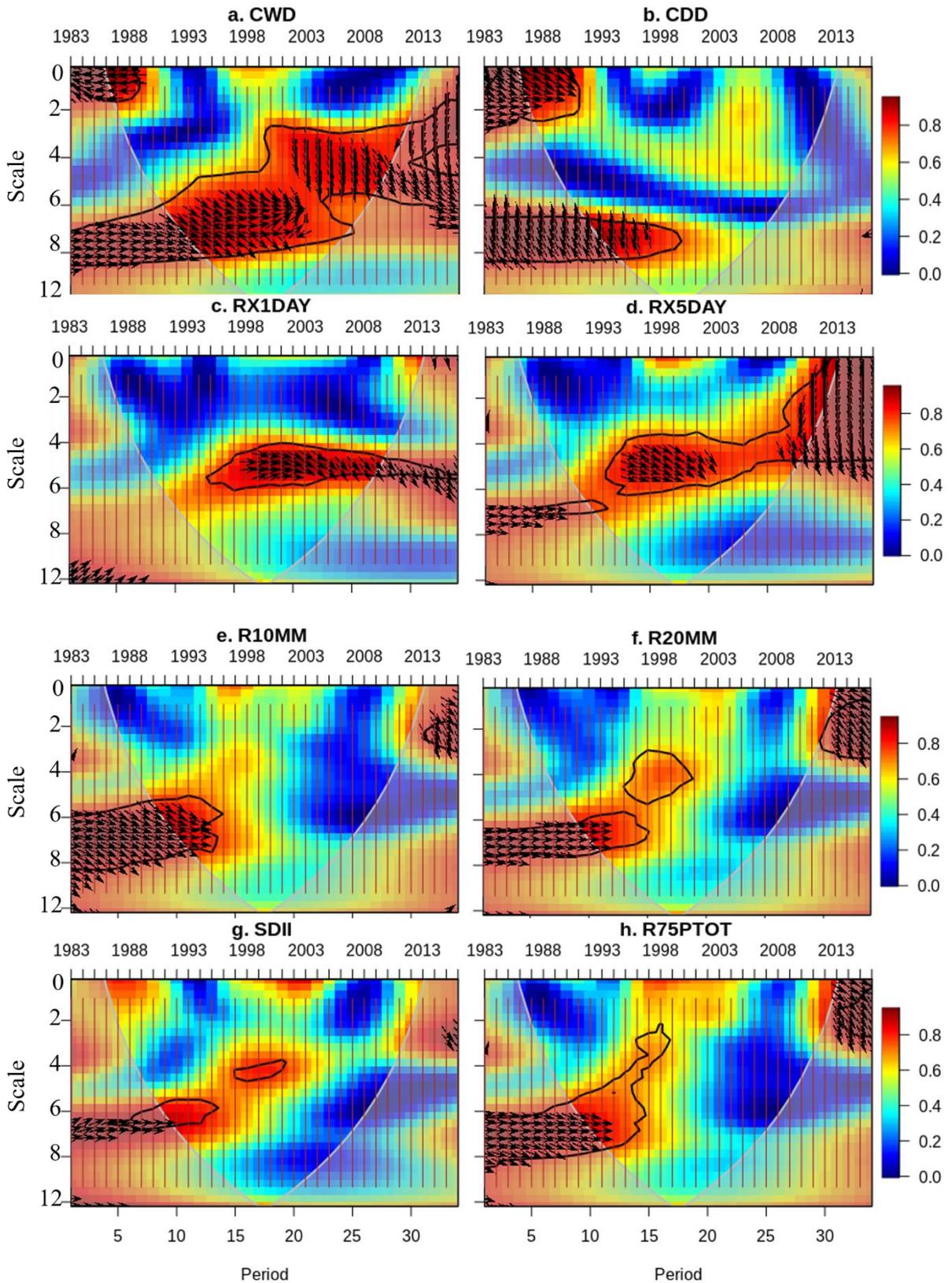


Figure 3.13 : Spectre de cohérence en ondelettes entre l'EMS et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

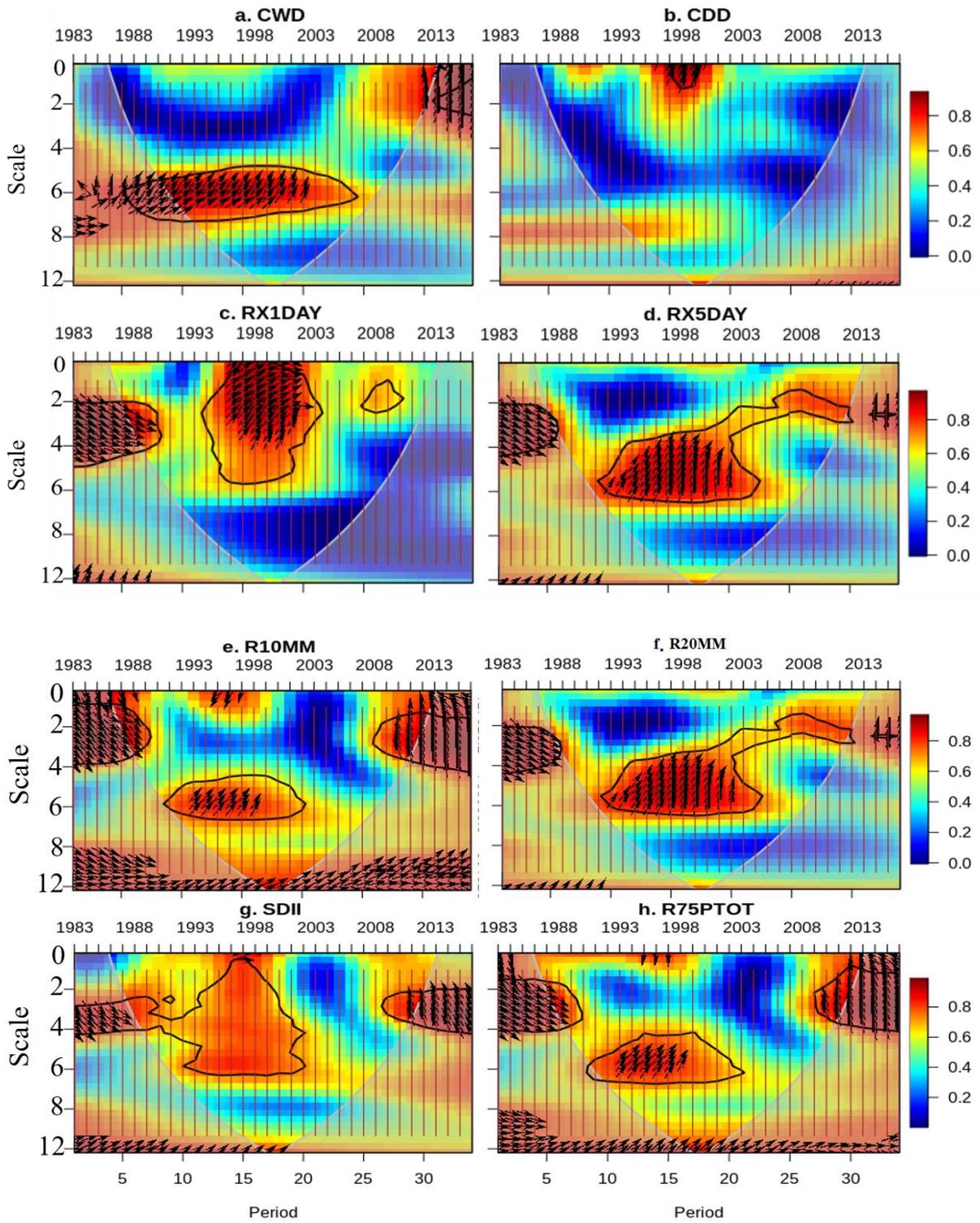


Figure 3.14 : Spectre de cohérence en ondelettes entre le TAPODI et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

Conclusion et Perspectives

La variabilité spatio-temporelle des précipitations en Afrique de l'Ouest continue de poser un défi pour la sécurité alimentaire et d'autres activités socio-économiques. Cette étude présente une analyse plus avancée de la climatologie des précipitations, des tendances et des facteurs de huit indices de précipitations extrêmes en utilisant la série de précipitations journalières homogénéisées CHIRPS à haute résolution spatiale durant la période de 1983 à 2016 sur le Sénégal. On a constaté que la climatologie moyenne du CDD se situe entre 5 à 60 jours par an avec des valeurs maximales sur le nord et des valeurs minimales sur les parties sud-est du pays durant la saison estivale JJAS.

Des schémas spatiaux similaires des climatologies moyennes sont observés pour les indices CWD et R10mm qui varient entre 2 à 15 jours par an et 10 à 50 jours par an, respectivement, alors que le R20mm et les indices SDII se situent entre 2 à 20 jours et 4 à 20 mm par an avec les intensités les plus élevées dominant le sud du Sénégal et les plus faibles intensités sur le nord du pays. De plus, le R75PTOT a montré un modèle similaire avec des valeurs comprises entre 100 et 600 mm par an.

On a observé que les modèles spatiaux des indices RX1day et RX5day étaient presque indiscernables, compris entre 10 à 70 mm et 25 à 150 mm par an, respectivement, avec les valeurs les plus élevées sur le sud du Sénégal et les plus faibles valeurs sur la moitié nord du pays. La climatologie moyenne de l'indice SDII varie entre 4 et 20 mm par an sur l'ensemble du pays, la plupart des régions du centre du Sénégal affichant des intensités journalières moyennes et les régions du sud sont dominées par les intensités quotidiennes les plus élevées. En plus, les tendances des indices de précipitations extrêmes étaient significatives dans la plupart des régions du pays avec des tendances négatives dominant certaines parties du nord, du centre et dans quelques portions du Sud du Sénégal, alors que de faibles tendances positives ont été observées sur la partie ouest du pays près des côtes avec les indices humides.

D'après l'analyse de corrélation, les précipitations extrêmes au Sénégal sont positivement et significativement corrélées à l'AMM, l'ATL3, la TNA, l'EMS et à la TAPODI, tandis que le MJO8 et NINIO3.4 présentent des corrélations significativement négatives avec tous les indices humides. L'influence des modèles de téléconnexion n'agit pas isolément et leur interaction pourrait davantage engendrer la variabilité des précipitations comme le soulignent Janicot et al.

(2001). D'autres analyses sont nécessaires pour évaluer l'influence à grande échelle du climat et de l'océan sur la variabilité des précipitations extrêmes.

La technique des ondelettes continues, appliquée à des séries journalières de précipitations, a révélé une bande d'énergie à basses et hautes fréquences. Les résultats ont révélé cinq modes de variabilité : 1 an, 2 - 4, 4 - 6, 6 - 8 et 8 - 12 ans. La tranche 8 - 12 ans, qui reflète de fortes fluctuations, a été détectée durant toute la période d'étude de 1983 à 2016 au Sénégal.

Afin de définir l'origine de cette variabilité, une analyse en ondelettes de cohérence a été utilisée. La cohérence a été considérée entre les indices de précipitations extrêmes et les indices climatiques (AMM, ATL3, EMS, NINIO3.4 et TAPODI). La cohérence entre l'ATL3 et les indices humides est plus observée dans les basses fréquences ($> 1 - 2$ ans) (voir annexe). Cependant, l'EMS et TAPODI étaient les oscillations les plus fréquentes de 1983 à 2016 au Sénégal. Une association entre l'indice TAPODI et les indices humides a permis de montrer une forte cohérence au mode interannuel pour des périodes différentes.

Ces résultats servent d'informations sur l'amélioration des prévisions saisonnières de la pluviométrie au Sénégal et de ses extrêmes et donnent également de meilleures connaissances pour une bonne compréhension de la variabilité des précipitations extrêmes sur la base de la téléconnexion.

L'utilisation de la méthode graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI) de type « matrice de bertin » pourrait être une valeur ajoutée de cette étude pour faciliter les interprétations et mieux affiner les résultats.

Bibliographie

- Adefolalu, D. O. (1983). Weather forecasting and the role of scale interaction in West Africa. *Archives for meteorology, geophysics, and bioclimatology, Series A*, 32(1), 103-117.
- Atiah, W. A., Mengistu Tsidu, G., Amekudzi, L. K., & Yorke, C. (2020). Trends and interannual variability of extreme rainfall indices over Ghana, West Africa. *Theoretical and Applied Climatology*, 140(3-4), 1393-1407.
- Baessler, H., Herrmann, G., Riehl, N., & Vaubel, G. (1969). Space-charge-limited currents in tetracene single-crystals. *Journal of Physics and Chemistry of Solids*, 30(6), 1579-1585.
- Bichet, A., & Diedhiou, A. (2018). West African Sahel has become wetter during the last 30 years, but dry spells are shorter and more frequent. *Climate Research*, 75(2), 155-162.
- Bodian, A. (2014). Caractérisation de la variabilité temporelle récente des précipitations annuelles au Sénégal (Afrique de l'Ouest). *Physio-Géo*, Volume 8, 297-312.
- Bouali, L. (2009). Prévisibilité des précipitations ouest africaines (échelles intrasaisonniers et saisonnières) au travers des simulations type DEMETER et des observations (Doctoral dissertation, Université de Bourgogne).
- Burpee, R. W. (1972). The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 29(1), 77-90.
- Camberlin, P., & Philippon, N. (2002). The East African March–May Rainy Season : Associated Atmospheric Dynamics and Predictability over the 1968–97 Period. *Journal of Climate*, 15(9), 1002-1019.
- Change, I. P. O. C. (2007). Climate change 2007: the physical science basis: summary for policymakers. *Geneva: IPCC*, 104-116.
- Chen, T. C., & van Loon, H. (1987). Interannual variation of the tropical easterly jet. *Monthly Weather Review*, 115(8), 1739-1759.

- Citeau, J., Mahé, G., & Demarcq, H. (1991). Dynamique de la zone intertropicale de convergence et climat des régions sahéliennes.
- Cook, K.H (1999): Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African
- Cullather, R. I., & Lynch, A. H. 3.10 An analysis of static stability in the arctic atmosphere.
- Diakhaté, M., Rodríguez-Fonseca, B., Gómara, I., Mohino, E., Dieng, A. L., & Gaye, A. T. (2019). Oceanic Forcing on Interannual Variability of Sahel Heavy and Moderate Daily Rainfall. *Journal of Hydrometeorology*, 20(3), 397-410.
- Diatta, S., & Fink, A. H. (2014). Statistical relationship between remote climate indices and West African monsoon variability : Remote climate indices and west african monsoon variability. *International Journal of Climatology*, 34(12), 3348-3367.
- Diatta, S., Diedhiou, C. W., Dione, D. M., & Sambou, S. (2020). Spatial Variation and Trend of Extreme Precipitation in West Africa and Teleconnections with Remote Indices. *Atmosphere*, 11(9), 999.
- Ducrocq, V., Bouttier, F., Malardel, S., Montmerle, T., & Seity, Y. (2005). Le projet AROME. *La Houille Blanche*, 91(2), 39-43.
- Eltahir, E. A. B. (1996). Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D2), 4255-4268.
- Emanuel, K. A. (1995). Sensitivity of tropical cyclones to surface exchange coefficients and a revised steady-state model incorporating eye dynamics. *Journal of Atmospheric Sciences*, 52(22), 3969-3976.
- Fontaine, B., & Bigot, S. (1993). West African rainfall deficits and sea surface temperatures. *International Journal of Climatology*, 13(3), 271-285.
- Funk, C., Peterson, P., Landsfeld, M., Pedreros, D., Verdin, J., Shukla, S., Husak, G., Rowland, J., Harrison, L., Hoell, A., & Michaelsen, J. (2015). The climate hazards infrared precipitation with stations—A new environmental record for monitoring extremes. *Scientific Data*, 2(1), 150066.
- Giannini, A., Salack, S., Lodoun, T., Ali, A., Gaye, A. T., & Ndiaye, O. (2013). A unifying view of climate change in the Sahel linking intra-seasonal, interannual and longer time scales. *Environmental Research Letters*, 8(2), 024010.

- Giannini, A., Saravanan, R., & Chang, P. (2003). Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science*, 302(5647), 1027-1030.
- Grelle, M. H., Kabeyne, K., B.V., Kenmogne, K., G.-R., Tatié, T., & Ekodeck, G. E. (2006). L'accès à l'eau potable et à l'assainissement dans les villes des pays en développement : Cas de Basoussam (Cameroun). *VertigO*, Volume 7 Numéro 2.
- Grist, J. P., & Nicholson, S. E. (2001). A Study of the Dynamic Factors Influencing the Rainfall Variability in the West African Sahel. *Journal of Climate*, 14(7), 1337-1359.
- Hall, N. M., & Peyrillé, P. (2006, December). Dynamics of the West African monsoon. In *Journal de Physique IV (Proceedings)* (Vol. 139, pp. 81-99). EDP sciences.
- Ibrahima, D., Moctar, C., Jules, B., Hamady, S., & Arona, D. (2021). *Variabilité interannuelle des extrêmes pluviométriques au Sénégal: climat présent*. 12.
- Janicot, S., & Fontaine, B. (1993). L'évolution des idées sur la variabilité inter annuelle récente du cycle de l'eau atmosphérique en Afrique de l'Ouest. *Meteorologie*, (1), 28-53.
- Janicot, S., Moron, V., & Fontaine, B. (1996). Sahel droughts and ENSO dynamics. *Geophysical Research Letters*, 23(5), 515-518.
- Jemai, S., Ellouze, M., & Abida, H. (2017). Variability of precipitation in arid climates using the wavelet approach: case study of watershed of Gabes in South-East Tunisia. *Atmosphere*, 8(9), 178.
- Kendall, M.G.(1955). *Rank Correlation Methods*; Charles Gri_n: London, UK, 1975; p. 1955
- Kerbrat, Y., Maljean-Dubois, S., & Wemäere, M. (2015). Conférence internationale de Paris sur le climat en décembre 2015: comment construire un accord évolutif dans le temps?. *Journal du droit international (Clunet)*, (4).
- Lafore, J. P., & Moncrieff, M. W. (1989). A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. *Journal of the atmospheric sciences*, 46(4), 521-544.

- Lavaysse, C., Diedhiou, A., Laurent, H., & Lebel, T. (2006). African Easterly Waves and convective activity in wet and dry sequences of the West African Monsoon. *Climate Dynamics*, 27(2), 319-332.
- Le Barbé, L., Lebel, T., & Tapsoba, D. (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *Journal of climate*, 15(2), 187-202.
- Leroux, M. (1995). La dynamique de la grande sécheresse sahélienne/Dynamics of the Great Sahelian Drought. *Géocarrefour*, 70(3), 223-232.
- Maidment, R. I., Allan, R. P., & Black, E. (2015). Recent observed and simulated changes in precipitation over Africa. *Geophysical Research Letters*, 42(19), 8155-8164.
- Mann, H. B. (1945). Nonparametric tests against trend. *Econometrica: Journal of the econometric society*, 245-259.
- Mbaye, M. L., Sylla, M. B., & Tall, M. (2019). Impacts of 1.5 and 2.0 C global warming on water balance components over Senegal in West Africa. *Atmosphere*, 10(11), 712.
- Messenger, C., Gallée, H., & Brasseur, O. (2004). Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. *Climate Dynamics*, 22(2), 249-266.
- Miller, M. J., & Beljaars, A. C. M. Palmer. TN: 1992, 'The Sensitivity of the ECMWF Model to the Parameterization of Evaporation from the Tropical Oceans'. *J. Climate*, 5(4), 18-434.
- Mounier, J. (1979). Les origines du passage du domaine océanique au domaine méditerranéen dans la Péninsule Iberique. *Méditerranée*, 36(3), 3-17.
- Nouaceur, Z., & Murarescu, O. (2020). Rainfall Variability and Trend Analysis of Rainfall in West Africa (Senegal, Mauritania, Burkina Faso). *Water*, 12(6), 1754.
- Palmén, E. (1951). The aerology of extratropical disturbances. In *Compendium of Meteorology* (pp. 599-620). American Meteorological Society, Boston, MA.

- Panthou, G. (2013). Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leurs évolution au cours des 60 dernières années (Doctoral dissertation, Université de Grenoble).
Precipitation, Journal of Climate, 12, 1165–1184.
- Rodríguez-Fonseca, B., Janicot, S., Mohino, E., Losada, T., Bader, J., Caminade, C., ... & Voldoire, A. (2011). Interannual and decadal SST-forced responses of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters*, 12(1), 67-74.
- Rodríguez-Fonseca, B., Mohino, E., Mechoso, C. R., Caminade, C., Biasutti, M., Gaetani, M., ... & Voldoire, A. (2015). Variability and predictability of West African droughts: a review on the role of sea surface temperature anomalies. *Journal of Climate*, 28(10), 4034-4060.
- Sheen, K. L., Smith, D. M., Dunstone, N. J., Eade, R., Rowell, D. P., & Vellinga, M. (2017). Skilful prediction of Sahel summer rainfall on inter-annual and multi-year timescales. *Nature communications*, 8(1), 1-12.
- Sohn, B. J., & Smith, E. A. (1992). Global energy transports and the influence of clouds on transport requirements—A satellite analysis. *Journal of climate*, 5(7), 717-734.
- Sultan, B., & Janicot, S. (2000). Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophysical Research Letters*, 27(20), 3353-3356.
- Swain, C. J., & Kirby, J. F. (2003). The effect of ‘noise’ on estimates of the elastic thickness of the continental lithosphere by the coherence method. *Geophysical research letters*, 30(11).
- Thorncroft, C. D., & Blackburn, M. (1999). Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 125(555), 763-786.
- Webster-Stratton, C. (1998). Preventing conduct problems in Head Start children: strengthening parenting competencies. *Journal of consulting and clinical psychology*, 66(5), 715.
- Weisman, M. L., & Rotunno, R. (2004). “A theory for strong long-lived squall lines” revisited. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 61(4), 361-382.
- Worou, K., Goosse, H., Fichet, T., Guichard, F., & Diakhate, M. (2020). Interannual variability of rainfall in the Guinean Coast region and its links with sea surface temperature changes over the twentieth century for the different seasons. *Climate Dynamics*, 55(3-4), 449-470.
- Zamrane, Z. (2016). Recherche d'indices de variabilité climatique dans des séries hydroclimatiques au Maroc: identification, positionnement temporel, tendances et liens avec les fluctuations

climatiques: cas des grands bassins de la Moulouya, du Sebou et du Tensift (Doctoral dissertation, Université Montpellier).

Zamrane, Z., Laftouhi, N. E., Mahé, G., & Laignel, B. (2016). Relationship between climate index (WMOI, SOI) and rainfall variability in Azib Soltane (Sebou basin Morocco). *Journal of Environment and Earth Science*, 6(2), 34-42.

Zheng, X., & Eltahir, E. A. (1998). The role of vegetation in the dynamics of West African monsoons. *Journal of Climate*, 11(8), 2078-2096.

Webographie

https://psl.noaa.gov/gcos_wgsp/Timeseries/

https://stringfixer.com/fr/Atlantic_Multidecadal_Oscillation

Annexe

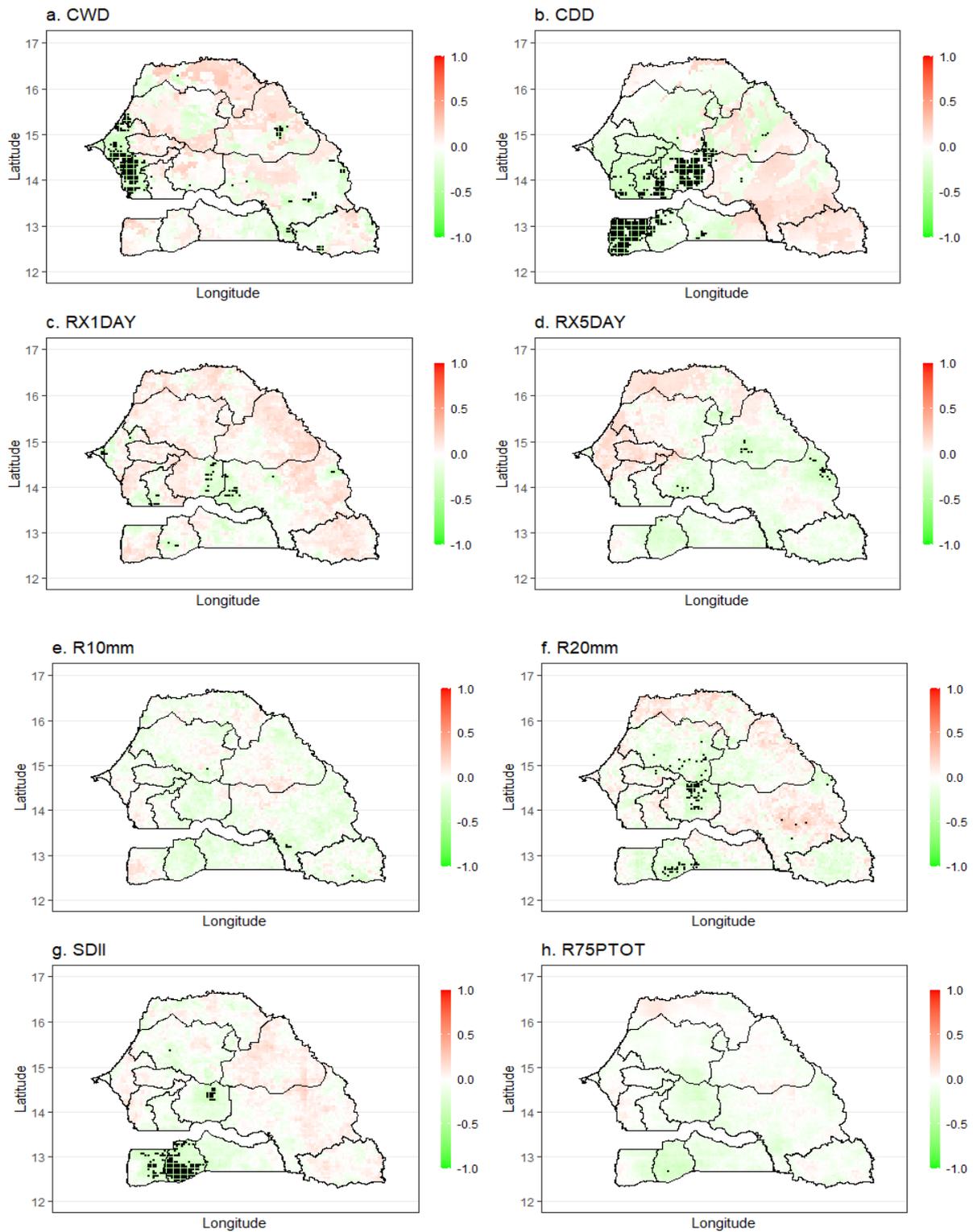


Figure 1: Corrélation entre l'indice AMO et les indices de précipitations extrêmes. (a) CWD, (b) CDD, (c) RX1DAY, (d) RX5DAY, (e) R10mm, (f) R20mm, (g) R75PTOT, (h) SDII.

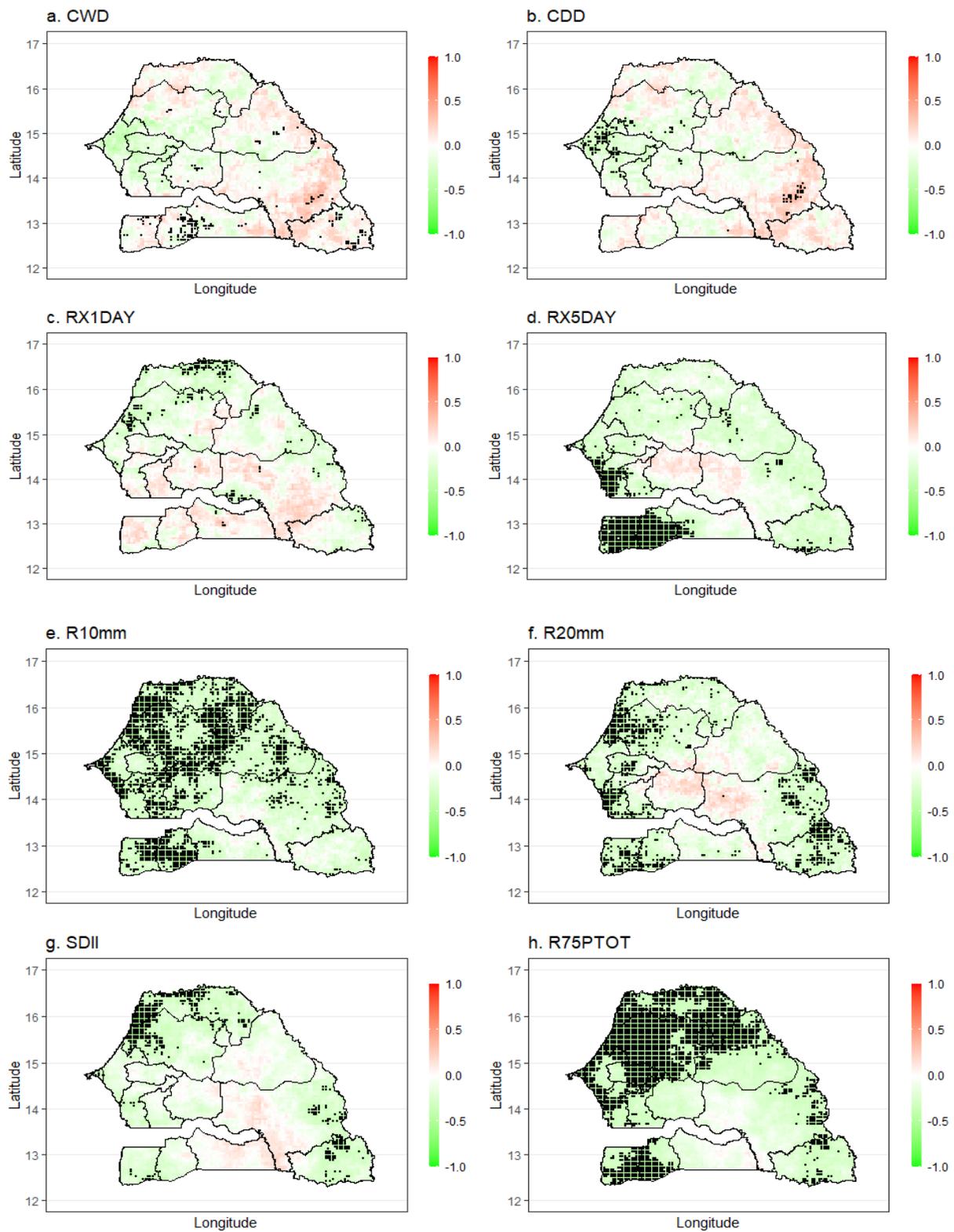


Figure 2: Corrélation entre l'indice NAO et les indices de précipitations extrêmes. (a) CWD, (b) CDD, (c) RX1DAY, (d) RX5DAY, (e) R10mm, (f) R20mm, (g) R75PTOT, (h) SDII.

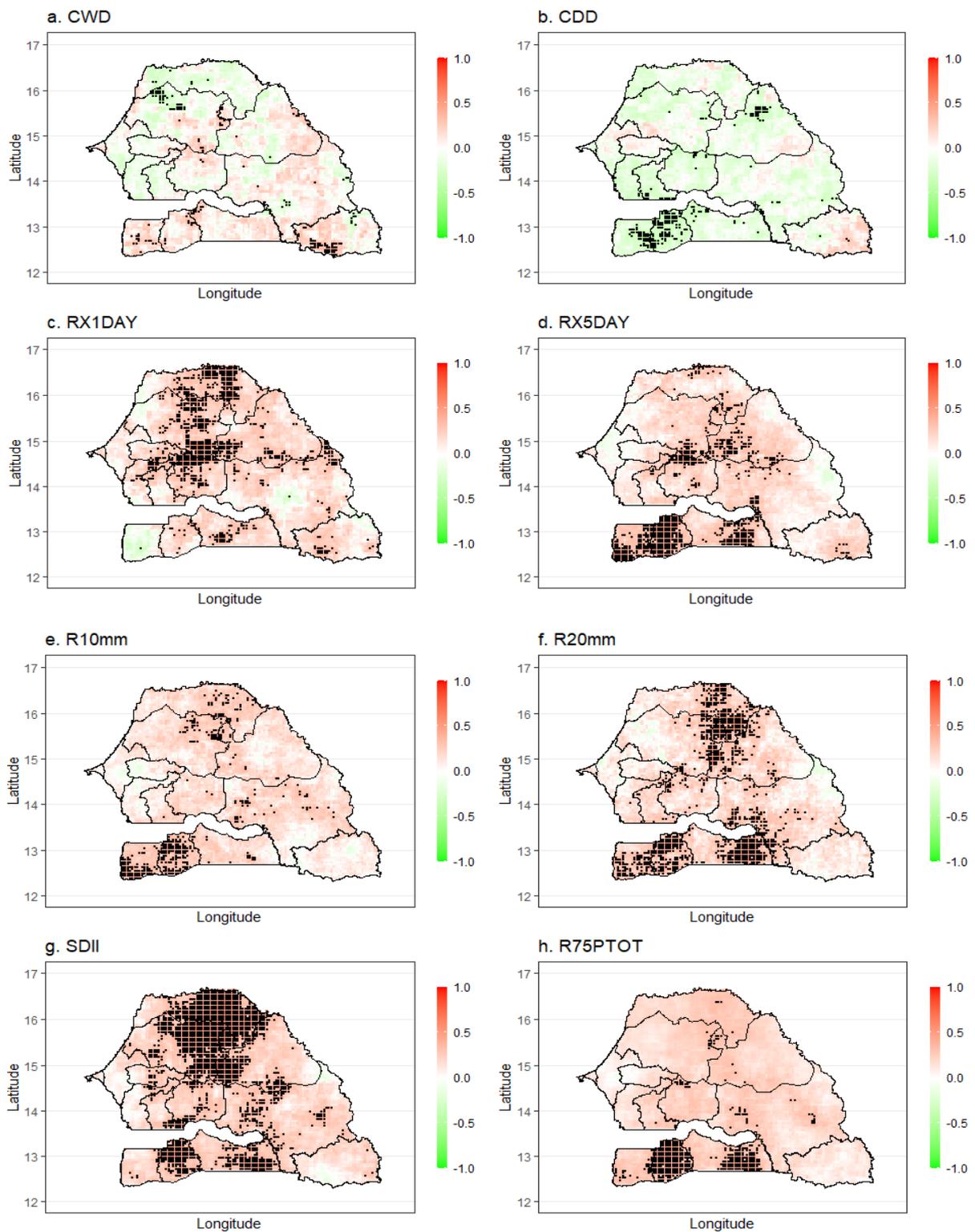


Figure 3: Corrélation entre l'indice SAODI et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

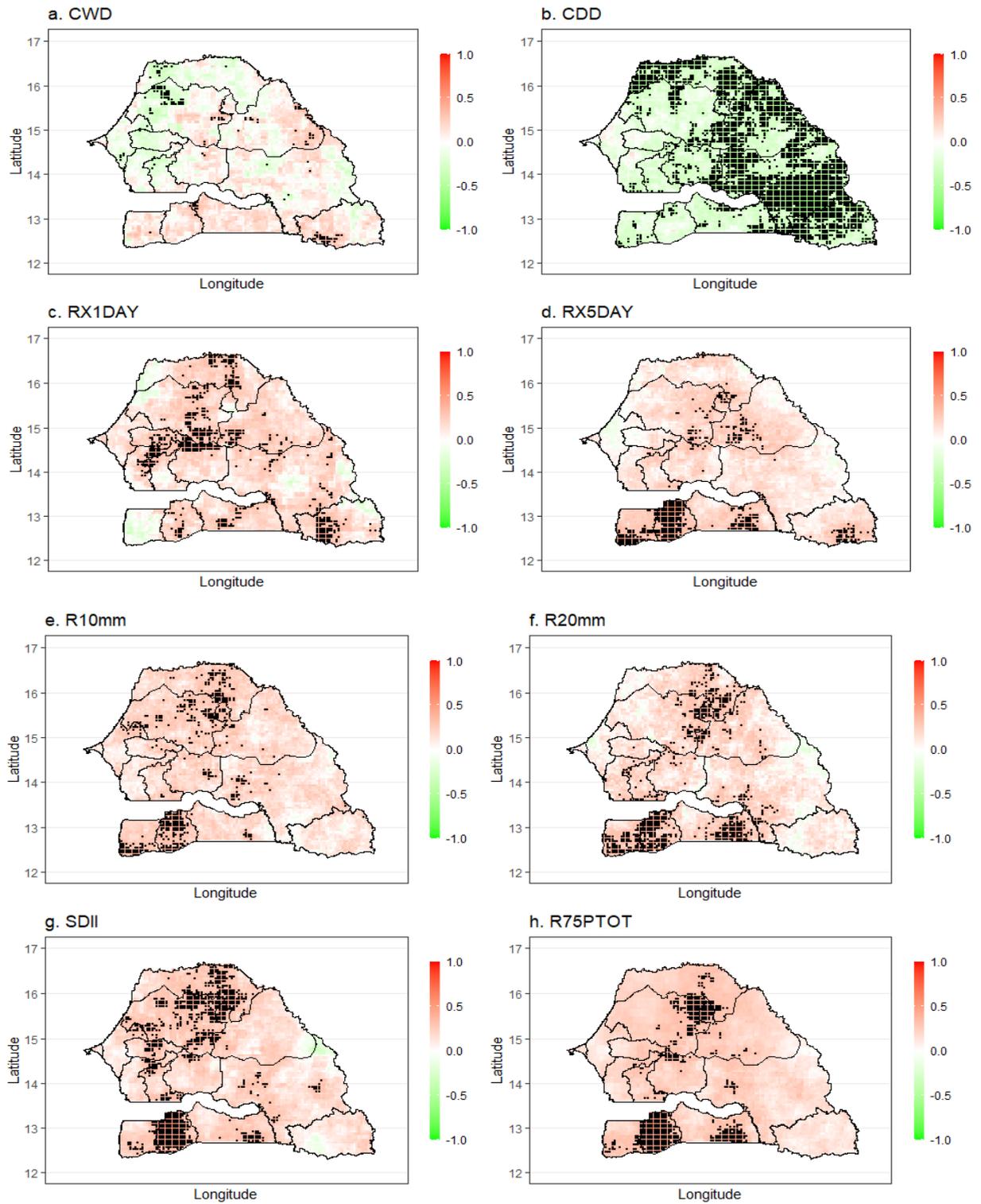


Figure 4: Corrélation entre l'indice TSA et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

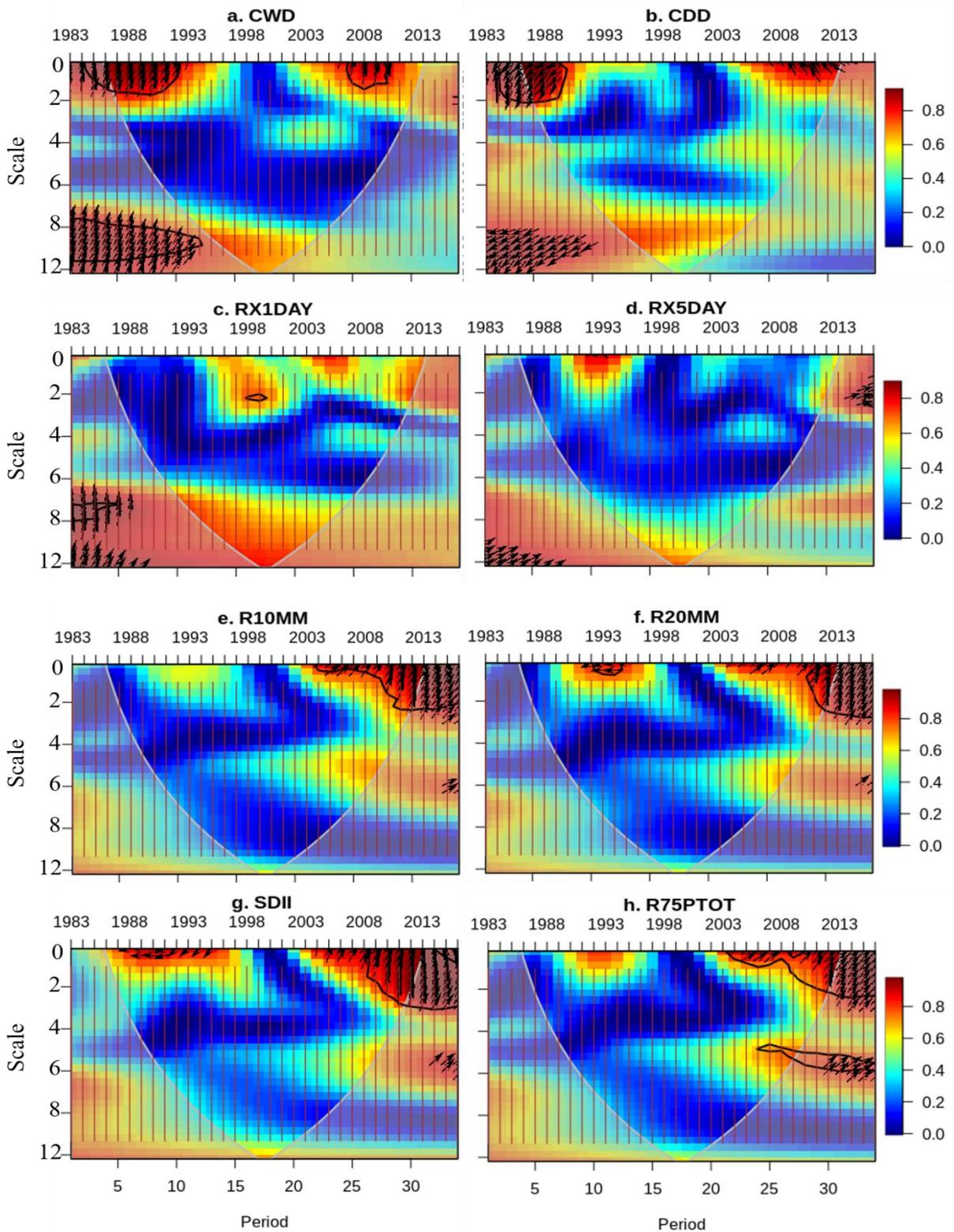


Figure 5: Spectre de cohérence en ondelettes entre le TNA et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

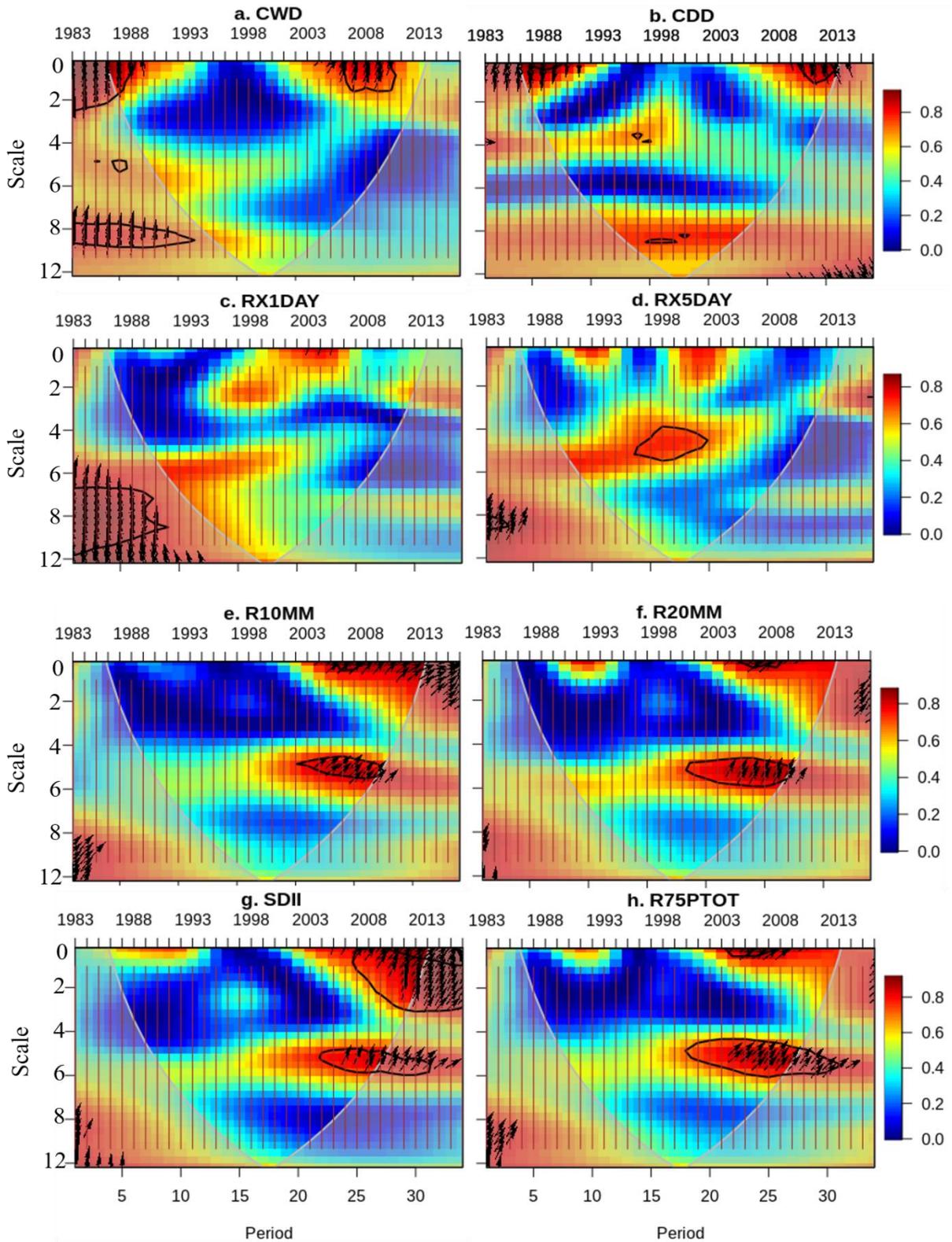


Figure 6: Spectre de cohérence en ondelettes entre l'AMM et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

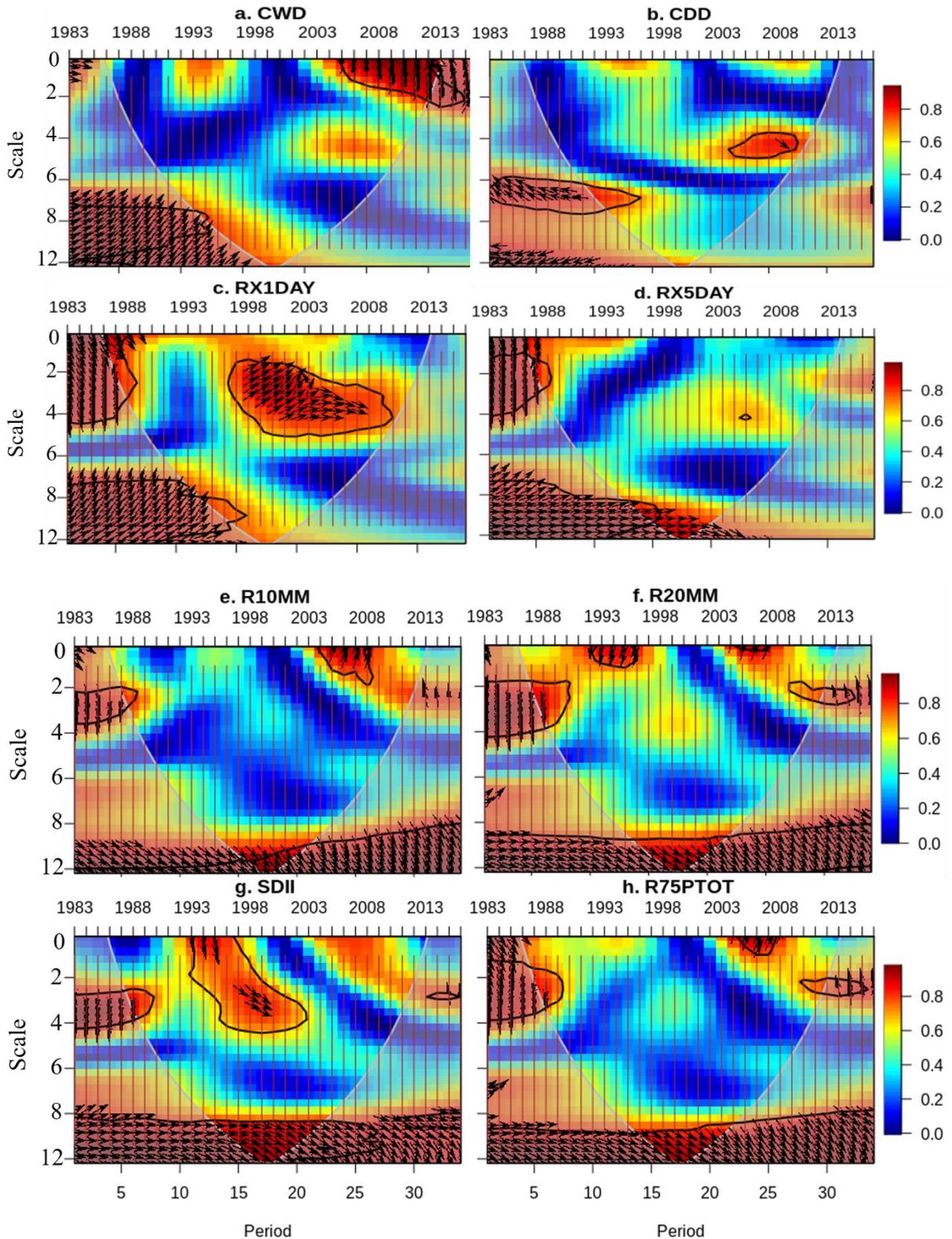


Figure 7: Spectre de cohérence en ondelettes entre l'ATL3 et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII.

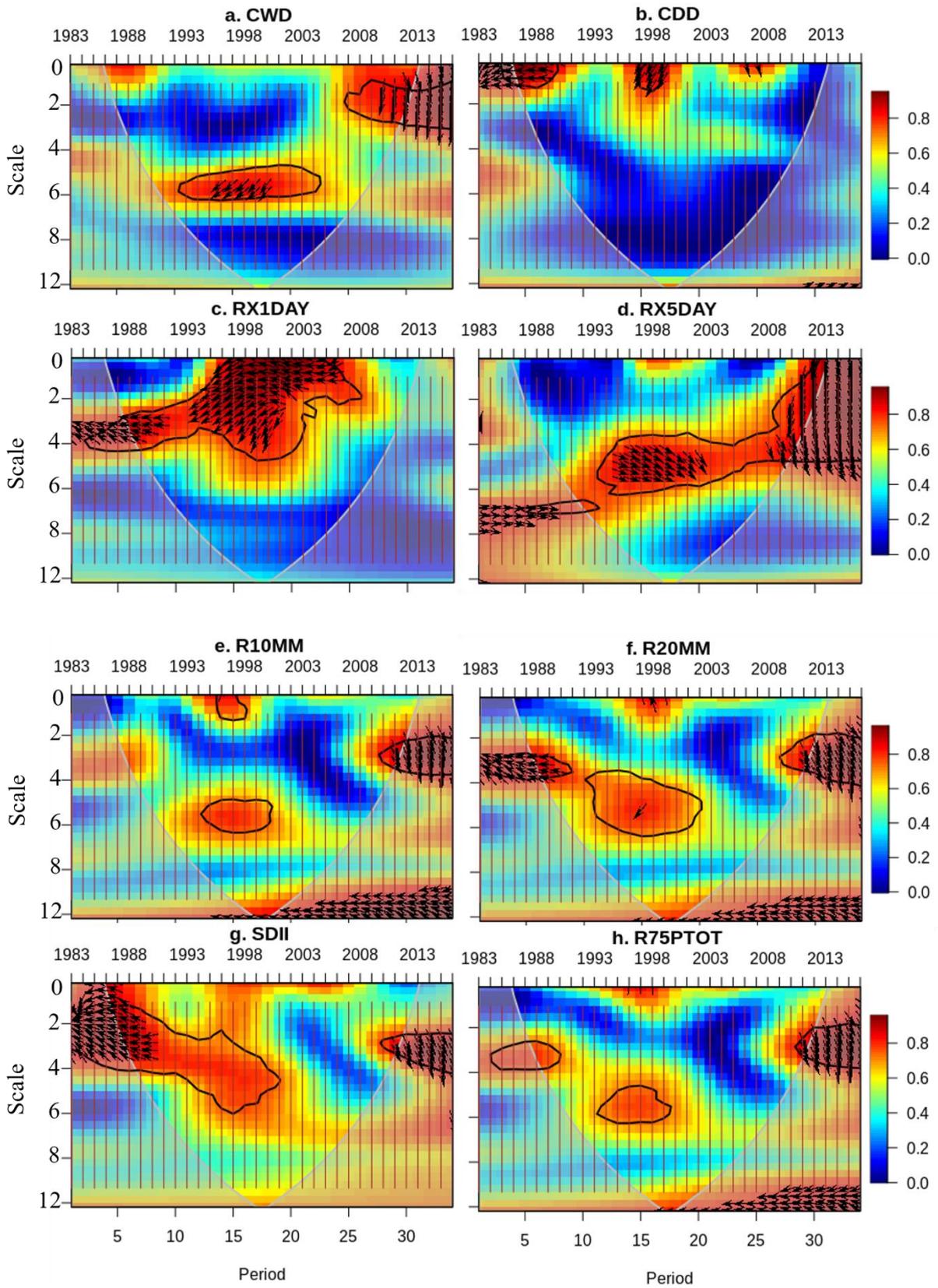


Figure 8: Spectre de cohérence en ondelettes entre le NINO3.4 et les indices de précipitations extrêmes. (a)CWD, (b)CDD, (c)RX1DAY, (d)RX5DAY, (e)R10mm, (f)R20mm, (g)R75PTOT, (h)SDII