



UNIVERSITE
JEAN LOROUGNON GUEDE

UFR ENVIRONNEMENT

REPUBLIQUE DE CÔTE D'IVOIRE

Union-Discipline-Travail

Ministère de l'Enseignement Supérieur
et
de la Recherche Scientifique

ANNEE: 2023-2024

N° D'ORDRE

.....

CANDIDAT:

Nom: KONE

Prénom:

MAMADOU

Soutenu publiquement

Le : 21/11/2024

THESE

**Pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université
Jean LOROUGNON GUEDE**

Mention : Géosciences et Environnement

Spécialité : Physique/Océanographie physique

**Upwelling et vagues de chaleur océaniques dans
le Golfe de Guinée et impacts sur les extrêmes
pluvieux en Afrique de l'Ouest**

JURY

**Président : M. KOUASSI Kouakou Lazare, Professeur Titulaire,
Université Jean LOROUGNON GUEDE**

Co-Directeurs :

**M. ADON Attoh Marcellin, Maître de Conférences, Université Jean
LOROUGNON GUEDE**

**M. KOUADIO Kouassi Yves, Professeur Titulaire, Université Félix
HOUPHOUËT BOIGNY**

**Rapporteur : M. ZAHIRI Eric Pascal, Maître de Conférences,
Université Félix HOUPHOUËT BOIGNY**

Examineurs :

**M. KOUASSI Adjon Anderson, Maître de Conférences, Université
Jean LOROUGNON GUEDE**

**M. SILUE Siélé, Maître de Conférences, Université Peleforo GBON
COULIBALY**

TABLE DES MATIERES	Pages
REMERCIEMENTS	VI
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS	VIII
LISTE DES TABLEAUX.....	X
LISTE DE FIGURES	XI
INTRODUCTION GENERALE.....	1
PARTIE 1 : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE, DONNEES ET METHODES.....	7
CHAPITRE 1 : ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE GOLFE DE GUINEE, LES VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES ET LA PLUVIOMETRIE EN AFRIQUE DE L'OUEST	8
1-1- Caractérisation du Golfe de Guinée.....	8
1-1-1- Conditions météorologiques	8
1-1-2- Déplacements des masses océaniques	10
1-1-3- Variabilité de la température de surface de la mer dans le Golfe de Guinée... ..	11
1-1-3-1- Variabilité saisonnière.....	11
1-1-3-2- Upwelling à la côte nord du Golfe de Guinée	11
1-1-3-3- Upwelling équatorial	12
1-1-3-4- Upwelling à la côte Congo-Gabon	13
1-1-3-5- Variabilités interannuelles dans l'Atlantique tropical.....	14
1-1-3-5-1- Mode méridien (ou dipôle).....	15
1-1-3-5-2- Mode équatorial (El Niño Atlantique).....	16
1-2- Vagues de chaleur océaniques	17
1-2-1- Définition	17
1-2-2- Facteurs responsables des vagues de chaleur océaniques.....	18
1-2-3- Quelques exemples de vagues de chaleur océaniques en dehors de l'Atlantique tropical	22
1-2-4- Catégorisation des vagues de chaleur océaniques.....	26
1-3-Mousson ouest-africaine.....	27
1-3-1- Principaux acteurs du système de mousson	27
1-3-2- Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest	29
1-3-2-1- Cycle saisonnier des précipitations	29
1-3-2-2- Variabilité intra saisonnière	30
1-3-2-3- Variabilité interannuelle et décennale	32
1-4- Évènements hydro-climatiques extrêmes en Afrique de l'Ouest	33

Conclusion partielle.....	34
CHAPITRE 2 : DONNEES ET METHODES	36
2-1- Données	36
2-1-1- Données de température de surface de la mer	36
2-1-2- Données de température des bouées	36
2-1-3- Données de pluie	37
2-1-4- Données de réanalyses	37
2-2- Méthodes	38
2-2-1- Intensité de l'upwelling	38
2-2-2- Méthode des fonctions orthogonales empiriques.....	39
2-2-3- Vérification de la dépendance des modes de variabilité.....	42
2-2-3-1- Critère de North <i>et al.</i> (1982).....	42
2-2-3-2- Critère du coude ou le scree test.....	42
2-2-4- Détection des ruptures au sein des séries pluviométriques.....	43
2-2-5- Analyse en Ondelettes.....	44
2-2-6- Corrélations croisées	45
2-2-7- Vagues de chaleur océaniques	46
2-2-8- Classification hiérarchique ascendante : Principe des clusters	48
2-2-9- Méthode de calcul des indices	49
2-2-10- Analyse Composite	51
2-2-11- Régression et corrélation linéaire.....	51
2-2-12- Fonction orthogonale empirique multivariée	52
Conclusion partielle.....	53
PARTIE 2 : RESULTATS ET DISCUSSION.....	7
CHAPITRE 3 : CARACTERISATION ET VARIABILITE DES MHWS ET DE L'UPWELLING DANS LE GOLFE DE GUINEE.....	55
3-1- Découpage du Golfe de Guinée.....	55
3-1-1- Description de la température de surface de la mer durant la période.....	55
3-1-1-1- Evolution de la moyenne mensuelle décennale de la SST dans l'Atlantique tropical.....	55
3-1-1-2- Climatologie des différentes caractéristiques des vagues de chaleur océaniques	56
3-1-1-3- Modes de variabilité de la surface d'upwelling.....	59
3-1-1-3-1- Justification de la sélection des modes	59

3-1-1-3-2- Analyse des modes de variabilité	60
3-2- Variabilité de l'upwelling dans le Golfe Guinée g	63
3-2-1- Surface d'upwelling	63
3-2-2- Durée et indices côtiers des upwellings dans le Golfe de Guinée et leur lien .	67
3-3- Caractéristiques des vagues de chaleur dans différentes zones	69
3-3-1- Fréquence des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones	69
3-3-2- Durée des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones	71
3-3-3- Intensité des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones	73
3-4- Catégorisation des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones	75
3-5- Comparaison des caractéristiques des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones.....	79
3-5-1- Comparaison de la fréquence des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones	79
3-5-2- Comparaison de la durée des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones	80
3-5-3- Comparaison de l'intensité des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones	81
3-6- Réchauffement en subsurface	82
3 -7- Discussion.....	83
Conclusion partielle.....	85
CHAPITRE 4 : RELATION ENTRE LES VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES, L'UPWELLING DANS LE GOLFE GUINEE ET LES CONDITIONS ATMOSPHERIQUES PENDANT LA PERIODE DE LA MOUSSON OUEST AFRICAINE.....	86
4-1- Variabilité des vagues de chaleur océaniques pendant la mousson africaine.....	86
4-1-1-Variabilité temporelle des vagues de chaleur océaniques.....	86
4-1-2- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre.....	90
4-1-2-1- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre à la côte nord du Golfe Guinée.....	90
4-1-2-2- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre dans la bande équatoriale	92
4-1-2-3- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre à la côte Congo-Gabon.....	94
4-2- Relation journalière entre les vagues de chaleur océaniques et la surface de refroidissement	96

4-2-1- Relation journalière entre les vagues de chaleur océaniques et la surface de refroidissement au nord du Golfe de Guinée	96
4-2-2- Relation journalière entre les vagues de chaleur océaniques et la surface de refroidissement dans la bande équatoriale	97
4-2-3- Relation journalière entre les vagues de chaleur océanique et la surface de refroidissement dans la zone Congo-Gabon	99
4-3- Vagues de chaleur océaniques et conditions atmosphériques	101
4-3-1- Vagues de chaleur océaniques au nord du Golfe de Guinée et surface d'upwelling avant, pendant et après l'événement de vagues de chaleur océaniques	101
4-3-2- Vagues de chaleur océaniques dans la bande équatoriale et surface d'upwelling avant, pendant et après l'événement de vagues de chaleur océaniques	101
4-3-3- Vagues de chaleur océaniques dans la zone congo-gabonaise et surface d'upwelling avant, pendant et après l'événement de vagues de chaleur océaniques	102
4-4- Discussion.....	112
Conclusion partielle.....	113
CHAPITRE 5 : VARIABILITE DES PLUIES EXTREMES ET CLASSIFICATION DES EVENEMENTS DE VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES	114
5-1-La variabilité spatiale des différents indices de pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest .	114
5-1-1- Evolution spatiale du cumul annuel de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest	114
5-1-2- Champ moyen annuel de l'intensité des jours pluvieux	115
5-1-3- Evolution spatiale du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs en Afrique de l'Ouest	116
5-1-4- Variabilité des pluies intenses annuelles et des pluies très intenses annuelles en Afrique de l'Ouest.....	117
5-2- Variabilité temporelle des différents indices de pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest	118
5-2-1- Evolution spatiale du cumul annuel de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest	118
5-2-2- Champ moyen annuel de l'intensité des jours pluvieux en Afrique de l'Ouest	119
5-2-4- Variabilité temporelle des pluies annuelles intenses et des pluies très intenses annuelles en Afrique de l'Ouest.....	121
5-3- La classification des vagues de chaleur océaniques dans le Golfe de Guinée	123

5-3-1- Classification des vagues de chaleur océaniques au niveau de la côte Nord du Golfe de Guinée	123
5-3-2- Classification des vagues de chaleur océaniques dans la zone équatoriale du Golfe de Guinée	128
5-3-3- Classification des vagues de chaleur océaniques dans la zone Congo-Gabon	133
5-4- Discussion.....	137
Conclusion partielle.....	138
CHAPITRE 6 : RELATION ENTRE LES VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES DANS LE GOLFE DE GUINEE ET LES PLUIES EXTREMES EN AFRIQUE DE L’OUEST ...	140
6-1- Relation entre pluies extrêmes et vagues de chaleur océaniques au niveau de la côte nord du Golfe de Guinée	140
6-1-1- Vagues de chaleur océaniques et pluie journalière	140
6-1-2- Vagues de chaleur océaniques et intensité des jours pluvieux.....	143
6-1-3- Vagues de chaleur océaniques et le nombre maximal de jours pluvieux consécutifs.....	146
6-2- Relation entre pluies extrêmes et vagues de chaleur océaniques dans la zone équatoriale	149
6-2-1- vagues de chaleur océanique et pluie journalière.....	149
6-2-2- Vagues de chaleur océaniques et intensité de jours pluvieux	153
6-2-3- Vagues de chaleur océaniques et nombre maximal de jours pluvieux	157
6-3-. Relation entre pluies extrêmes et vagues de chaleur océaniques à la côte Congo-Gabon	161
6-3-1- Vagues chaleur océaniques et pluie journalière.....	161
6-3-2- Vagues de chaleur océaniques et l’intensité des jours pluvieux	165
6-3-3- Vagues de chaleur et le nombre maximal de jours pluvieux consécutifs	169
6-4- Discussion.....	173
Conclusion partielle.....	174
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	175
REFERENCES	180

REMERCIEMENTS

Ce travail a été réalisé dans une codirection entre l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG) et l'Université Félix Houphouët-Boigny, avec l'appui financier du projet TRIATLAS.

Il m'est agréable de m'acquitter d'une dette de reconnaissance auprès de toutes les personnes dont l'intervention au cours de cette thèse a favorisé son aboutissement. C'est avec une grande joie que je souhaite exprimer mes sincères remerciements et ma profonde gratitude à travers ces quelques mots. Je tiens à remercier chaleureusement le Professeur ADOHI KROU Viviane, Présidente de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG) pour m'avoir donné l'opportunité de mener cette thèse dans cette Université. Je souhaite également exprimer ma gratitude envers le Professeur SORO Dognimeton, Vice-président de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG) responsable de la pédagogie, de la recherche, de la vie universitaire et de l'innovation technologique, pour son implication dans la formation doctorale.

Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance envers le Professeur KOUASSI Kouakou Lazare, Directeur de l'Unité de Formation et de Recherche (UFR) Environnement, pour sa disponibilité et ses précieux conseils. Je souhaite exprimer ma gratitude envers le Professeur DIBI Brou, Directeur du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) de l'Université Jean Lorougnon Guédé, pour m'avoir accepté à travailler dans ce laboratoire pour mes travaux.

Mes remerciements s'adressent également à Mme DJAKOURE Sandrine, responsable du projet TRIATLAS en Côte d'Ivoire, qui en plus de l'appui financier dudit projet, elle a conduit de bout en bout ce travail à travers des conseils et la rigueur scientifique.

Aussi mes remerciements les plus sincères vont au Docteur ADON Attoh Marcellin, Maître de Conférences mon Directeur de Thèse, pour les conseils qu'il m'a prodigués, son encadrement judicieux et assistance durant tout ce travail.

Je tiens à adresser mes sincères remerciements au Professeur KOUADIO Kouassi Yves, Enseignant chercheur à l'Université Félix Houphouët Boigny, le Co-Directeur de cette Thèse, qui a été non seulement un père pour moi à travers son écoute et son soutien, et qui a énormément contribué à ce que ma thèse se déroule dans d'excellentes conditions scientifiques et dans une bonne ambiance et à sa bonne humeur, même dans certains moments délicats.

Je tiens à remercier ensuite l'ensemble des rapporteurs et les membres du jury, qui m'ont fait l'honneur de bien vouloir analyser avec attention mon travail : Docteur KOUADIO Zilé Alex, Maître de conférences à l'Université Jean Lorougnon Guédé, Docteur ZAHIRI Eric Pascal, Maître de Conférences à l'Université Félix Houphouët Boigny et Docteur YOROBA Fidèle, Maître de Conférences à l'Université Alassane Ouattara pour avoir acceptés d'être rapporteurs

de cette thèse et pour m'avoir fourni une multitude de pistes de recherche pour les prochaines années; Docteur KOUASSI Adjon Anderson, Maître de Conférences à l'Université Jean Lorougnon Guédé et Docteur SILUE Siélé, Maître de Conférences à l'Université Peleforo Gbon Coulibaly pour avoir accepté d'examiner cette thèse et accepté notre invitation à participer à ce jury ; et enfin Professeur KOUASSI Kouakou Lazare Professeur, Titulaire à l'Université Jean Lorougnon Guédé pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de présider ce jury.

Je tiens à remercier du plus profond de mon cœur, mon confrère GUIA Womblegnon Stephane pour son apport dans la confession de ce document et les démarches administratives.

Cette reconnaissance ne pourrait être close sans parler de mes parents M. KONE et son épouse sans lesquels rien n'aurait été possible. Je tiens à remercier du plus profond de mon cœur ma tante Messo Bamba et son époux pour leurs conseils et leur patience.

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

AVHRR	: Advanced Very High Resolution Radiometer
CAH	: Classification Ascendante Hiérarchique
CCEN	: Contre-Courant Equatorial Nord
CHIRPS	: Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations
CLIVAR	: Climate Variability and predictability
COADS	: Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set
CUI	: Coastal Upwelling Index
CUS	: Coastal Upwelling Surface
CWD	: Consecutive Wet Days
CWT	: Continue Wavelet Transform
EBUS	: Eastern Boundary Upwelling Systems
ENSO	: El Nino-Southern Oscillation
EOF	: Empirique Orthogonale Fonction
ETCCDMI	: Expert Team Climate Detection Monitoring and Indices
EUC	: Equatorial Under Current
GC	: Guinea Current
GCUC	: Gabon-Congo Under Current
GG	: Golfe de Guinée
GEIC	: Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat
GSC	: Grande saison chaude
GSF	: Grande Saison Froide
GSFC	: Goddard Space Flight Center
GTS	: Système mondial de télécommunications
ITCZ	: Inter-Tropical Convergence Zone
JEA	: Jet d'Est Africain
JET	: Jet d'Est Tropical
JOST	: Jet d'Ouest SubTropical
LH	: Latent Heat
MAO	: Mousson Africaine Ouest
ME	: Méso-Echelle
MHW	: Marine HeatWave
MJO	: Madden-Julian Oscillation
NAO	: Nord Atlantique Oscillation

NASA	: National Aeronautics and Space Administration
NCAR	: National Center for Atmospheric Research
NCEP	: National Centers for Environmental Prediction
NOAA	: National Oceanic and Atmospheric Administration
OISST	: Optimum Interpolation Sea Surface Temperature
ACP	: Analyses en Composantes Principales
PIRATA	: Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic
PRCPTOT	: Wet-day precipitation
PSC	: Petite Saison Chaude
PSF	: Petite Saison Froide
QZBD	: Quasi-Biweekly Zonal Dipole
R95P	: Rainfall > 95 th Percentile
R99P	: Rainfall > 99 th Percentile
RX1DAY	: Max 1-day precipitation
RX5DAY	: Max 1-day precipitation
SDII	: Simple Daily Intensity Index
SEC	: South Equatorial Current
SECC	: South Equatorial Counter Current
SEUC	: South Equatorial Under Current
SST	: Sea Surface Temperature
STARDEX	: Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions
TRMM	: Tropical Rainfall Measuring Mission
USGS	: US Geological Survey
WCRP	: World Climate Research program

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Résumé de la catégorisation des vagues de chaleur marines	48
Tableau II : Vagues de chaleur océaniques de catégorie II détectées dans le Golfe de Guinée de 1991 à 2020.	77
Tableau III : Dates de début, de fin des événements de la classe 1 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.	125
Tableau IV : Dates de début et fin des événements de la classe 2 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.	126
Tableau V : Dates de début et fin des événements de la classe 3 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.	127
Tableau VI : Dates de début et de fin des événements de la classe 1 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.	129
Tableau VII : Dates de début et de fin des événements de la classe 2 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.	130
Tableau VIII : Dates de début et de fin des événements de la classe 3 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.	131
Tableau IX : Dates de début et de fin des événements de la classe 4 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.	131
Tableau X : Dates de début et de fin des événements de la classe 1 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.	134
Tableau XI : Dates de début et de fin des événements de la classe 2 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.	134
Tableau XII : Dates de début et de fin des événements de la classe 3 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.....	135
Tableau XIII : Dates de début et de fin des événements de la classe 4 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.....	136

LISTE DE FIGURES

Figure 1 : Schéma de l'oscillation de la zone de convergence inter tropicale dans l'océan Atlantique.	Erreur ! Signet non défini.
Figure 2 : Schéma de circulation superficielle et subsuperficielle dans le Golfe de Guinée. .	10
Figure 3 : Pompage d'Ekman le long de l'équateur.	13
Figure 4 : Schéma descriptif du mécanisme de génération des upwellings côtiers de type Ekman	14
Figure 5 : Illustration du « dipôle Atlantique » dans l'Atlantique tropical.	16
Figure 6 : Illustration du mode équatorial dans l'Atlantique tropical.	17
Figure 7 : Définition des vagues de chaleur océaniques.	18
Figure 8 : Représentation graphique des processus à l'origine des vagues de chaleur océaniques.	19
Figure 9 : Échelle spatiale et temporelle des facteurs qui contribuent aux événements de vagues de chaleur océaniques locaux.	20
Figure 10 : Quelques vagues de chaleur océaniques récentes.	26
Figure 11 : Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des différents éléments de la mousson africaine.	29
Figure 12 : Cycle saisonnier de la mousson ouest africaine.	30
Figure 13 : Succession de systèmes convectifs de mésoéchelle observés dans le canal vapeur d'eau de Meteosat.	32
Figure 14 : Evolution interannuelle du cumul de précipitation dans les zones Sahel Occidental et du Sahel Central.	33
Figure 15 : Schéma de catégorisation des vagues de chaleur marines.	48
Figure 16 : Evolution temporelle de la moyenne mensuelle décennale de la température de surface de la mer en (°C) dans l'Atlantique tropical.	56
Figure 17 : Fréquence moyenne annuelle des vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 dans l'Atlantique tropical.	57
Figure 18 : Durée moyenne annuelle des vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 dans l'Atlantique tropical.	58
Figure 19 : Intensité moyenne annuelle des vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 dans l'Atlantique tropical.	58
Figure 20 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances expliquées (%) selon le critère du coude.	59

Figure 21 : Représentation des rapports de distance entre valeurs propres voisines selon le critère de North et al. (1982).	60
Figure 22 : Structure spatiale (EOF1) et temporelle (PC1) du premier mode de variabilité de la surface d'upwelling.....	61
Figure 23 : Structures spatiale (EOF2) et temporelle (PC2) du deuxième mode de variabilité de la surface d'upwelling.	62
Figure 24 : Partition du Golfe de Guinée en 3 zones.	63
Figure 25 : Diagramme de Hovmöller de la surface d'upwelling durant la période 1991-2020.	64
Figure 26 : Diagramme de Hovmöller des anomalies mensuelle de la surface d'upwelling dans les différentes zones durant la période 1991-2020.....	65
Figure 27 : Diagramme longitude-temps (a et b) et latitude-temps (c) de la surface d'upwelling exprimée en 10^6 km ² de 1991-2020.	67
Figure 28 : Diagramme de l'indice de l'upwelling côtier et la courbe de la durée de l'upwelling.	68
Figure 29 : Corrélogramme de la durée, de la surface et de l'indice de l'upwelling côtier de la zone I (a), de la zone II (b) et de la zone III (c).....	69
Figure 30 : Représentation spatiale et temporelle de la fréquence des vagues de chaleur océaniques sur la période 1991-2020.	71
Figure 31 : Représentations spatiale et temporelle de la durée des vagues de chaleur océaniques sur la période 1991-2020.....	73
Figure 32 : Représentations spatiales et temporelles des intensités des vagues de chaleur océaniques	75
Figure 33 : Répartition des catégories des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones.....	76
Figure 34 : Quelques exemples de vagues de chaleur océaniques de catégorie II dans chaque zone.	79
Figure 35 : Boîte à moustaches de la fréquence d'apparition des vagues de chaleur océaniques dans différentes zones durant la période 1991-2020.....	80
Figure 36 : Boîte à moustaches de la durée des vagues de chaleur dans différentes zones (zone I, II et III) durant la période 1991-2020.	81
Figure 37 : Boîte à moustaches de l'intensité moyenne des vagues de chaleur océaniques dans différentes zones durant la période 1991-2020.	82

Figure 38 : Evolution de l'événement de vague de chaleur océanique du 15 octobre 2019 au 13 mars 2020.	83
Figure 39 : Fréquence, durée et intensité des vagues de chaleur océaniques durant la période mai-octobre de 1991-2020 dans la zone I.	87
Figure 40 : Fréquence, durée et intensité des vagues de chaleur océaniques durant la période mai-octobre de 1991 à 2020.	88
Figure 41 : Fréquence, durée et intensité des vagues de chaleur océaniques durant la période mai-octobre de 1991 à 2020.	Erreur ! Signet non défini.
Figure 42 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances.	91
Figure 43 : Configurations spatiales et temporelles des quatre premières fonctions orthogonales empiriques des intensités des vagues de chaleur dans la zone I.	92
Figure 44 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances expliquées.	93
Figure 45 : Configurations spatiales et temporelles des quatre premières fonctions orthogonales empiriques des intensités des vagues de chaleur océaniques dans la zone II.	94
Figure 46 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances expliquées.	95
Figure 47 : Configurations spatiales et temporelles des deux premières fonctions orthogonales empiriques des intensités des vagues de chaleur océaniques dans la zone III.	95
Figure 48 : Corrélation entre la surface d'upwelling et les vagues de chaleur océaniques de mai à octobre dans le nord du Golfe de Guinée.	97
Figure 49 : Corrélation entre la surface d'upwelling et les vagues de chaleur océaniques de mai à octobre dans la zone II.	98
Figure 50 : Corrélation entre la surface de l'upwelling et les vagues de chaleur océaniques de mai à octobre dans la zone III.	100
Figure 51 : Anomalies composites de la température de surface de la mer (°C) et de la surface de l'upwelling (km ²) dans la zone I.	101
Figure 52 : Anomalies composites de la température de surface de la mer (°C) et de surface de l'upwelling (km ²) dans la zone II.	102
Figure 53 : Anomalies composites de la température de surface de la mer (°C) et de la surface de l'upwelling (km ²) dans la zone III.	103
Figure 54 : Anomalies composites de la chaleur latente (W.m ⁻²) et du vent de surface (m.s ⁻¹) dans la zone I.	104

Figure 55 : Anomalies composites de la chaleur latente ($W.m^{-2}$) et du vent de surface ($m.s^{-1}$) dans la zone II.	105
Figure 56 : Anomalies composites de la chaleur latente ($W.m^{-2}$) et du vent de surface ($m.s^{-1}$) dans la zone III.	106
Figure 57 : Anomalies composites altitude-longitude de l'oméga ($Pa.s^{-1}$) dans la zone I....	107
Figure 58 : Anomalies composites altitude-longitude de l'oméga ($Pa.s^{-1}$) dans la zone II. ..	108
Figure 59 : Anomalies composites altitude-longitude de l'oméga ($Pa.s^{-1}$) dans la zone III. .	109
Figure 60 : Anomalies composites altitude-longitude de l'humidité spécifique ($g.kg^{-1}$) dans la zone I.	110
Figure 61 : Anomalies composites altitude-longitude de l'humidité spécifique ($g.kg^{-1}$) dans la zone II.....	111
Figure 62 : Anomalies composites altitude-longitude de l'humidité spécifique ($g.kg^{-1}$) dans la zone II.....	112
Figure 63 : Répartition spatiale de la moyenne annuelle du cumul de pluie en mm de 1991-2020 en Afrique de l'Ouest.	115
Figure 64 : Répartition spatiale de la moyenne de l'intensité des jours pluvieux en mm/jour de 1991-2020 en Afrique de l'Ouest.....	116
Figure 65 : Répartition spatiale de la moyenne du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs en jour de 1991-2020 en Afrique de l'Ouest.....	117
Figure 66 : (a)variation spatiale de la moyenne des pluies intenses annuelles et (b) des pluies très intenses annuelles en Afrique de l'Ouest.	118
Figure 67 : Evolution interannuelle du cumul de la pluviométrie de 1991 à 2020.....	119
Figure 68 : Evolution interannuelle du cumul de l'intensité de jours de pluvieux de 1991 à 2020.....	120
Figure 69 : Evolution interannuelle du nombre de jours maximal pluvieux de 1991 à 2020.	121
Figure 70 : Evolution interannuelle des pluies intenses de 1991 à 2020.	122
Figure 71 : Evolution interannuelle des pluies très intenses de 1991 à 2020.	123
Figure 72 : Analyse groupée appliquée sur les événements de vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 pendant la mousson africaine à la côte nord du Golfe de Guinée.....	124
Figure 73 : Evolution spatiale moyenne en °C des différentes classes d'événements de 1991 à 2020.....	128
Figure 74 : Analyse groupée appliquée sur les événements de vagues de chaleur océaniques de 1991 à 2020 pendant la mousson africaine dans la bande équatoriale.	129

Figure 75 : Répartition spatiale moyenne en °C des différents groupes d'événements de 1991 à 2020.	132
Figure 76 : Analyse groupée appliquée sur les événements de vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 pendant la mousson africaine dans la zone Congo-gabonaise.	133
Figure 77 : Répartition spatiale moyenne en °C des différents groupes d'événements de 1991 à 2020.	137
Figure 78 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de la classe 1 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les pluies journalières en Afrique de l'Ouest durant les événements.	141
Figure 79 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de la classe 2 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les pluies journalières en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	142
Figure 80 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les pluies journalières en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	143
Figure 81 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les intensités des jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	144
Figure 82 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les intensités des jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	145
Figure 83 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les intensités des jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	146
Figure 84 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 à la côte Nord du Golfe de Guinée et du nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	147
Figure 85 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 à la côte Nord du Golfe de Guinée et du nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	148
Figure 86 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 à la côte Nord du Golfe de Guinée et du nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.	149

Figure 87 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	150
Figure 88 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	151
Figure 89 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	152
Figure 90 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	153
Figure 91 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la bande équatoriale et intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	154
Figure 92 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de classe 2 dans la bande équatoriale et intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	155
Figure 93 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la bande équatoriale et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	156
Figure 94 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur océaniques de la classe 4 dans la bande équatoriale et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	157
Figure 95 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	158
Figure 96 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur la classe 2 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	159
Figure 97 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	160

Figure 98 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	161
Figure 99 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la zone Congo-gabonaise et pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	162
Figure 100 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la zone Congo-gabonaise et le cumul journalier de pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	163
Figure 101 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la zone Congo-gabonaise et pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	164
Figure 102 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la zone Congo-gabonaise et pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	165
Figure 103 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la zone Congo-gabonaise et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	166
Figure 104 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la zone Congo-gabonaise et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	167
Figure 105 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la zone Congo-gabonaise et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	168
Figure 106 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la zone Congo-gabonaise et le l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	169
Figure 107 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	170
Figure 108 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.	171

Figure 109 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements. 172

Figure 110 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements. 173

INTRODUCTION GENERALE

Le Golfe de Guinée (GG) est une région dans laquelle la variabilité de l'océan supérieur est perceptible à travers les anomalies de température de surface de la mer (Sea Surface Temperature (SST)) qui s'étendent vers le sud le long de la côte et influencent fortement l'hydrologie et la remontée d'eau froide côtière (upwelling) dans les régions adjacentes. Les amplitudes de la SST à l'échelle diurne, saisonnière et interannuelle sont importantes si l'on considère leur impact sur les échanges de flux turbulents entre l'océan et l'atmosphère. La configuration spatiale de la SST, qui pourrait ressembler à un dipôle entre les bassins sud et nord de l'Atlantique tropical certaines années et au mode El-Niño du Pacifique d'autres années, pourrait être influencée par le signal de la remontée d'eau sur la côte africaine. Il est donc intéressant de comprendre la variabilité des conditions océaniques dans cette zone et sa relation avec le climat et l'atmosphère. En effet, le Golfe de Guinée est la principale source de vapeur d'eau constituant la majeure partie des précipitations sur le continent (Eltahir & Gong, 1996). Par ailleurs, cette zone de l'Atlantique tropical a la plus grande amplitude saisonnière de SST d'environ 5°C-8°C (Kouadio *et al.*, 2003).

Pauly & Christensen (1995) ont indiqué que les zones d'upwelling sont économiquement importantes, même si la surface totale de ces régions représente moins de 1% de l'océan mondial. En outre, les remontées d'eau côtière ont un impact important sur le climat local. En particulier, les conditions de surface de l'océan côtier dans le Golfe de Guinée de l'Atlantique tropical nord-est influencent le climat de l'Afrique de l'Ouest (Kouadio *et al.*, 2003; Ali *et al.*, 2011). Une remontée d'eau côtière est observée de manière saisonnière le long de la côte nord du Golfe de Guinée pendant les périodes d'hiver et d'été boréaux, c'est-à-dire de janvier à février (remontée mineure) et de juin à octobre (remontée majeure) respectivement, au large de la Côte d'Ivoire et du Ghana (Morlière, 1970 ; Colin, 1988). Les mois de juin et d'octobre sont des périodes de transition où l'on observe l'upwelling majeur et font partie de la période de mousson du Golfe de Guinée (Kouadio *et al.*, 2003). Ces mois sont caractérisés par un affaiblissement progressif de la SST en juin et un retour des eaux chaudes en octobre correspondant respectivement au début et à la fin de la saison d'upwelling.

Le rapport de 2018 du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (IPCC, 2018) indique que la température mondiale a augmenté de 1°C par rapport à la période préindustrielle. Ce réchauffement a également été observé dans l'Atlantique tropical. En effet, une analyse régionale des tendances des SSTs dans l'Atlantique tropical a montré que l'ensemble du bassin s'est réchauffé à partir du milieu des années 1970, avec une tendance positive plus marquée dans le bassin nord (~ 1°C) que dans le bassin sud (~ 0.6°C) (Servain *et al.*, 2014). Ce réchauffement a été particulièrement important dans les régions d'upwelling au

large de l'Afrique de l'Ouest et le long de l'équateur dans le Golfe de Guinée. Asuquo & Oghenechovwen (2019) ont affirmé que certaines de ces anomalies positives observées pouvaient être associées à l'apparition et au renforcement de vagues de chaleur marines dans cette région. Ces dernières diffèrent considérablement des vagues de chaleur atmosphériques (Hobday *et al.*, 2016), bien qu'elles soient calculées selon la même convention (Lee *et al.*, 2023).

Une vague de chaleur est définie dans l'atmosphère comme étant une période de temps anormalement chaud qui dure sur une période prolongée (Schär *et al.*, 2004 ; Coumou & Rahmstorf, 2012). En raison du changement climatique anthropique, ces événements deviennent plus fréquents, intenses et persistants et ont un impact significatif sur une variété de domaines, tels que l'agriculture, les ressources en eau, la demande énergétique, la santé humaine et socio-économique sur un large éventail (Schär *et al.*, 2004 ; Radinović & Čurić, 2012). Des analyses réalisées sur des observations océaniques ont montré récemment la présence dans l'océan d'un phénomène similaire (Mills *et al.*, 2013 ; Pearce & Feng, 2013). Ces événements ont été appelés vagues de chaleur océaniques, ou Marine HeatWave (MHW) en anglais. Elles sont définies comme des épisodes à grande échelle inhabituellement élevées de la SST dans un endroit particulier (Hobday *et al.*, 2016). Ces événements anormaux de températures océaniques extrêmes peuvent durer des jours, voire des mois et peuvent s'étendre sur de grandes surfaces allant jusqu'à des milliers de kilomètres (Oliver *et al.*, 2018a). Dans un contexte de changement climatique, les MHWs sont devenues l'une des principales préoccupations et un sujet ouvert dans la recherche au cours des dernières décennies (Marx *et al.*, 2021). Elles sont connues sous plusieurs appellations telles que les « points chauds » (Waliser *et al.*, 1996), les « événements chauds » (Qin *et al.*, 2020) ou le « blob chaud » (Bond *et al.*, 2015 ; Di Lorenzo & Mantua, 2016). Ces événements extrêmes de la SST ont été observés à divers endroits dans l'océan mondial, quelle que soit la saison (Hobday *et al.*, 2018; Oliver *et al.*, 2018b ; Atkinson *et al.*, 2020). Par ailleurs, elles peuvent être caractérisées en fonction de plusieurs facteurs, notamment la fréquence, la durée et l'intensité. De plus, des études comme celle de Oliver *et al.*(2018c) ont montré que la durée et la fréquence annuelles moyennes mondiales des MHWs ont augmenté lors de ce dernier siècle de 34% et de 17% respectivement. Ces augmentations auraient causé une hausse de 50% des jours annuels de MHW et devraient continuer au cours des prochaines décennies (Darmaraki *et al.*, 2019 ; Oliver *et al.*, 2019). Les MHWs peuvent se produire principalement dans des conditions océaniques favorables, telles que des anomalies positives de la SST ou des courants océaniques chauds renforcés (Lee *et al.*, 2020). Leur contribution à l'influence des conditions atmosphériques s'explique principalement

par l'accumulation du flux de chaleur dans l'océan en raison de l'affaiblissement de la vitesse du vent (Sparnocchia *et al.*, 2006 ; Oliver *et al.*, 2017), ce qui pourrait causer une intensification des pluies.

Beaucoup de recherche ont révélé qu'il y a une connexion entre la SST dans l'Atlantique équatorial et la variabilité de la mousson Ouest-africaine (Servain *et al.*, 1985 ; Lough, 1986 ; Pocard *et al.*, 1998 ; Hamatan *et al.*, 2004 ; Mahé, 2006 ; Caniaux *et al.*, 2011). Cette connexion résulte de la proximité géographique de l'Atlantique équatorial avec le continent africain (Planton, 2015). Cependant, certains auteurs ont indiqué que le mode équatorial et le mode méridien commandent la variabilité interannuelle dans l'Atlantique tropical (Servain *et al.*, 1985; Awo, 2018). Le mode équatorial ou El niño Atlantique suit la dynamique des ondes de Kelvin et de Rossby se propageant de l'équateur, et apparaît tous les 2 à 4 ans à la fois en surface et en subsurface. Ce mode met en évidence le lien des effets anormaux du forçage du vent dans la région équatoriale ouest et la SST de la région chaude ou froide. Certains événements de Niño Atlantique sont également responsables de l'augmentation de la fréquence des inondations dans les pays d'Afrique de l'Ouest bordant le golfe de Guinée et dans le nord-est de l'Amérique du Sud (Giannini *et al.*, 2003 ; Losada *et al.*, 2010 ; Tschakert *et al.*, 2010 ; Lübbecke *et al.*, 2018 ; Foltz *et al.*, 2019). Le second mode de variabilité, le dipôle de l'Atlantique ou mode méridien, se traduit par un comportement dipolaire entre les bassins nord et sud dont l'axe de séparation se situe au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) (Servain *et al.*, 1998). Ce dipôle se manifeste, particulièrement pendant le mois d'août avec des anomalies positives de la SST dans le bassin sud de l'Atlantique tropical, entraînant des précipitations soudano-sahéliennes inférieures à la moyenne et des précipitations guinéennes supérieures à la moyenne (Janicot & Fontaine, 1993). À cet égard, Odekunle & Eludoyin (2008) ont montré que de fortes anomalies positives de la SST dans l'océan Atlantique tropical étaient associées aux précipitations en Afrique de l'Ouest. De même, Sourav *et al.* (2021) ont montré que la SST dans l'Atlantique est liée à un renforcement de la dépression thermique saharienne et à une augmentation de l'humidité et de l'énergie statique humide dans la basse troposphère au-dessus de l'Afrique de l'Ouest. Cependant, compte tenu du réchauffement de l'océan Atlantique (Servain *et al.*, 2014), les tendances actuelles des précipitations dans les pays d'Afrique de l'Ouest sont inégales, avec des zones locales excédentaires et parfois des inondations (Kodja *et al.*, 2018). Certaines zones enregistrent des inondations, tandis que d'autres subissent des déficits. Cela conduit à un stress hydrique important dans les systèmes agricoles (Paturel *et al.*, 2010 ; Noufé, 2011 ; Noufe *et al.*, 2015).

En effet, la mousson n'est pas le seul système affecté par les MHWs impactant les sociétés.

Bien qu'elles ne soient pas aussi dramatiques que certains phénomènes naturels (tels que les tremblements de terre et des cyclones), les MHWs ont une influence sur l'environnement marin et les changements écosystémiques (Wernberg *et al.*, 2016 ; Oliver *et al.*, 2019). L'Atlantique tropical Est connaît des changements avec des impacts socio-économiques importants (Planton, 2015). La variabilité à long terme de la SST le long de la côte nord du Golfe de Guinée et en particulier les upwellings s'y produisant a été étudiés par plusieurs auteurs (Koranteng & McGlade, 2001 ; Hardman-Mountford & McGlade, 2003). Il ressort de ces études qu'il se produit au fil des années un réchauffement des eaux à la surface de la mer pendant la période de l'upwelling. Cette observation a été confirmée par Ali *et al.* (2011) qui ont constaté une augmentation des anomalies positives de la SST sur la côte nord du Golfe de Guinée, associée à une diminution de l'intensité de l'upwelling côtier. Cette diminution de l'intensité de l'upwelling serait associée à une augmentation de la fréquence et de l'intensité des MHWs selon Koné *et al.* (2022). Ainsi, le phénomène des MHWs pourrait entraîner un réchauffement de la SST dans les régions d'upwellings, et par conséquent altérer ces systèmes d'upwellings (Fiedler, 1984 ; Kahru & Mitchell, 2002). Or, il est connu que le système d'upwelling de l'Atlantique tropical oriental joue un rôle très important dans la productivité primaire de l'océan au-delà de son interaction avec la mousson d'Afrique de l'Ouest (Koné *et al.*, 2017). Ces remontées d'eaux froides sont riches en sels nutritifs, ce qui crée des conditions très propices au développement d'une chaîne trophique riche et complexe, faisant du Golfe de Guinée la zone la plus importante pour la pêche thonière de l'Atlantique (Stretta, 1988 ; Koné *et al.*, 2017). Les fluctuations de la productivité primaire affectent les espèces marines et donc les pêcheries. Les pays africains, qui sont particulièrement vulnérables aux changements dans les ressources marines seront confrontés à des défis causés par l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des MHWs. Dans un tel contexte, ces risques pourraient apparaître comme un facteur d'activation ou d'aggravation des problèmes socio-économiques. Dès lors, il s'avère nécessaire d'étudier la variabilité de ces événements de MHWs et leur relation avec l'upwelling dans le Golfe de Guinée, ainsi que les conditions atmosphériques dans l'Atlantique tropical et leurs impacts sur les événements extrêmes en Afrique l'Ouest. Cette analyse pourrait apporter des informations complémentaires pour la gestion des risques environnementaux en Afrique de l'Ouest associés aux conditions océaniques.

Ainsi, l'objectif général de cette étude est d'analyser la variabilité des MHWs et de l'upwelling dans le Golfe de Guinée et d'évaluer l'influence des MHWs sur les événements extrêmes pluvieux en Afrique de l'Ouest. De façon spécifique, il s'agit de:

- ❖ caractériser des MHWs dans le Golfe de Guinée et étudier la variabilité de la surface de l'upwelling dans le Golfe de Guinée,
- ❖ analyser la variabilité des MHWs durant la période de la mousson et examiner la relation entre les conditions atmosphériques et les MHWs avant, pendant et après ces événements,
- ❖ caractériser la variabilité spatio-temporelle des événements extrêmes pluvieux en Afrique de l'Ouest et analyser la relation entre les événements de MHWs et certains indices de pluie en Afrique de l'Ouest.

Le travail réalisé dans ce mémoire est structuré en deux parties. Dans la première partie qui expose la revue bibliographique, les données et méthodes, *le premier chapitre* est consacré aux caractéristiques de la zone d'étude ainsi que la définition des MHWs et la variabilité du climat en Afrique de l'Ouest. *Le second chapitre* présente les données et méthodes utilisées dans cette étude et donne une définition des indices de pluies extrêmes. La deuxième partie comprend l'ensemble des résultats et discussion et est composée de quatre chapitres allant du chapitre 3 au chapitre 6. Dans cette partie, *le chapitre 3* aborde la caractérisation des MHWs dans le GG. Ensuite, *le chapitre 4* analyse la relation entre les vagues de chaleur océaniques, l'upwelling dans le Golfe de Guinée et les conditions atmosphériques pendant la mousson Ouest africaine. Quant au *chapitre 5*, il aborde la variabilité des pluies extrêmes et la classification des MHWs. *Le chapitre 6* présente la relation entre MHWs à l'équateur, à la côte nord du Golfe de Guinée, à la côte Congo-Gabon et les pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest. Enfin, une conclusion et des perspectives sont données à la fin de cette étude.

**PARTIE 1 : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE, DONNEES ET
METHODES**

CHAPITRE 1 : ETAT DES CONNAISSANCES SUR LE GOLFE DE GUINEE, LES VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES ET LA PLUVIOMETRIE EN AFRIQUE DE L'OUEST

Dans ce chapitre, nous présentons dans un premier temps les principales caractéristiques du Golfe de Guinée. Il s'agit de décrire les circulations atmosphérique et océanique puis les différentes variations de la SST de cette région océanique. Dans un second temps, nous donnons quelques notions sur les vagues de chaleur océaniques. Cette première partie de notre revue bibliographique permet de poser certaines bases de la réflexion et de répondre à des objectifs scientifiques de notre étude.

1-1- Caractérisation du Golfe de Guinée

Le Golfe de Guinée (GG) est une partie de l'océan Atlantique tropical Est, situé entre 10°W et le continent Africain à 10°E. Il est limité au Nord par la côte de l'Afrique de l'Ouest à 5°N et s'étend aux alentours de 10°S. La caractérisation de cette région est basée sur la description des circulations atmosphérique et océanique de l'Atlantique tropical.

1-1-1- Conditions météorologiques

La variabilité de la couche superficielle des océans est intimement liée à celle des basses couches de l'atmosphère. La circulation atmosphérique est à l'origine de certains processus tels que les courants océaniques qui conditionnent l'évolution de la SST par advection, le refroidissement des eaux de surface par mélange ou entraîne directement le refroidissement des eaux de surface par évaporation. La Connaissance de certains paramètres atmosphériques qui influencent la zone d'étude est d'une importance capitale.

La circulation atmosphérique est due principalement au soleil qui réchauffe inégalement la surface de la terre. Le cycle saisonnier de la circulation atmosphérique au-dessus de l'Atlantique tropical est essentiellement basé sur l'intensité et la position des cellules tropicales de Hadley. En effet, ces cellules tropicales de Haldey se matérialisent par une configuration des champs de pression marquée par la présence de deux centres d'action anticycloniques situés à des latitudes subtropicales et d'une zone dépressionnaire d'origine thermique proche de l'équateur (Figure 1). Ces centres d'action anticycloniques sont situés en moyenne annuelle vers 30° de latitude au niveau des branches subsidences des cellules de Hadley, et chaque anticyclone porte le nom d'un archipel d'îles situées à proximité de sa position moyenne annuelle : dans le nord, l'anticyclone des Açores (centré autour de 35°W et 30°N) et dans l'Atlantique sud, l'anticyclone de Saintes Hélène (centré autour de 10°W et 30°S). Les vents circulant sur les flancs Est des

anticyclones subtropicaux précédemment cités sont appelés alizés (Wauthy, 1983). Ainsi le régime des alizés, dans l'Atlantique tropical, est constitué de deux types de vents : l'alizé boréal de direction Nord-Est et l'alizé austral de direction Sud-Est. Les alizés de direction Nord-Est et Sud-Est vont converger vers une zone de basse pression équatoriale : c'est l'équateur météorologique bien connu des navigateurs, et appelé Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT, ou en anglais Inter Tropical Convergence Zone, ITCZ) (Wauthy, 1983 ; Leroux, 2001). L'ITCZ est une bande de nuages convectifs, établi à partir de la convergence des alizés qui constitue la limite des flux de vents de chaque hémisphère. C'est une ceinture qui encercle tout le globe d'Est en Ouest, et est qui associée à une bande zonale de fortes précipitations (Nicholson, 2009). La variation de sa position est dépendante des saisons. En Atlantique tropical, elle se situe entre 5°N et 15°N en été boréal, et est associée à un transport des flux d'air humide, intenses accompagnés de fortes précipitations sur le continent africain (Hisard & Hénin, 1987; Katz, 1987 ; Zheng *et al.*, 1999). Durant l'hiver boréal, elle se trouve généralement près de l'équateur, dans sa position la plus méridionale entre 2°N et 5°N et est associée aux vents d'harmattan (Hastenrath & Lamb, 1978 ; Wauthy, 1983). Ainsi, le climat du GG est fortement dépendant des migrations saisonnières de l'ITCZ.

L'ITCZ est une zone où une forte variabilité saisonnière de la tension du vent est observée (Servain *et al.*, 1985). Cette variabilité est dans le GG de 3 à 4 fois moins importante que dans l'ouest du bassin (Servain *et al.*, 1982).



Figure 1 : Schéma de l'oscillation de la zone de convergence inter tropicale dans l'océan Atlantique.

Source : Ringard *et al.* (2019)

1-1-2- Déplacements des masses océaniques

Les circulations océaniques de surface et de subsurface sont à l'origine de plusieurs processus tels que des échanges des masses d'eaux au niveau des bassins, des advections de températures et les mélanges par courant. Dans le GG, les courants sont essentiellement zonaux, et sont dirigés majoritairement vers l'Ouest comme l'indique la figure 2. Les courants dirigés vers l'Est dans cette région sont en grande partie les terminaisons des courants provenant de la côte Brésilienne. Au nord du GG, la circulation superficielle est dominée par le Courant de Guinée (CG) considéré comme un prolongement du Contre-Courant Equatorial Nord (CCEN) lorsque ce dernier atteint le bord Est en été et en automne boréaux (Richardson & Walsh, 1986 ; Arnault and Roger, 1987). Ainsi sa variabilité saisonnière a été attribuée à la fois aux variations saisonnières du CCEN. La bande équatoriale est marquée par la présence du courant équatorial Sud (SEC) composé de trois branches (Voituriez, 1983; Boulès *et al.*, 1999) dont la première est la branche nord du courant équatorial Sud (nSEC) localisée au Nord vers 2°N, la deuxième vers 4°S nommée la branche équatoriale du courant équatorial Sud (eSEC), et la troisième branche au Sud (sSEC) vers 10°S. Selon Boulès *et al.* (1999), la vitesse de ces courants est plus intense au sud de l'équateur (37 cm. s^{-1}) qu'à l'équateur (10 cm. s^{-1} à 15 cm. s^{-1}) et au nord (30 cm. s^{-1}). Ces trois branches sont séparées par le Contre-Courant Equatorial Sud (CCES) et le Sous Courant Equatorial (SCE) qui s'écoulent vers l'Est. Le CCES joint à l'est du bassin la branche nord d'un gyre cyclonique tropical, le dôme d'Angola, dont la partie côtière se confond avec le Courant d'Angola, orienté vers le sud, qui disparaît ensuite vers 15°S, au niveau du

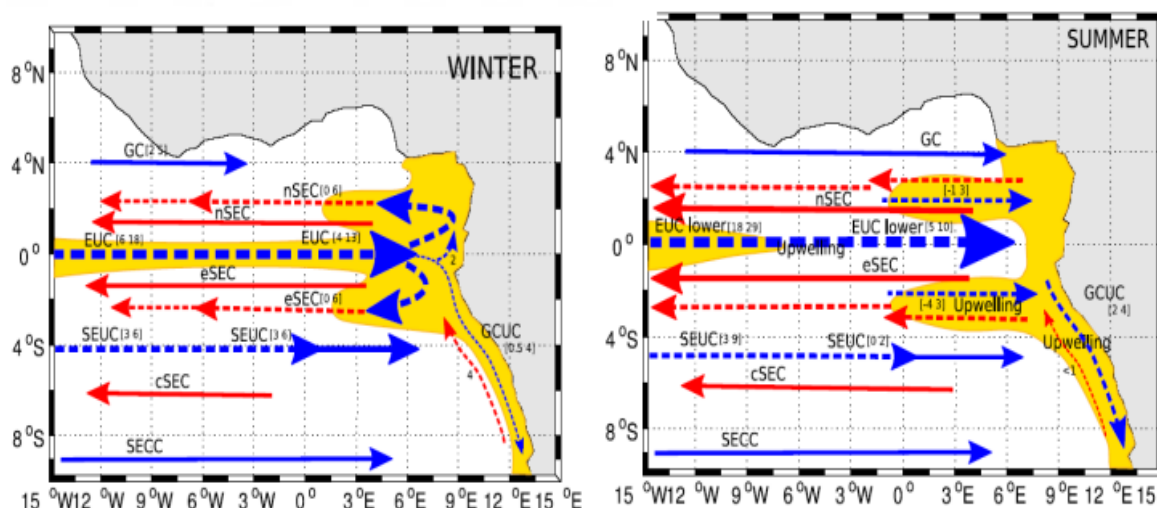


Figure 2 : Schéma de circulation superficielle et subsuperficielle dans le Golfe de Guinée.

Source: Kolodziejczyk (2008). Schéma de la circulation en hiver boréal à gauche et en été boréal (à droite). La longueur et l'épaisseur des flèches sur la figure 2 (WINTER et SUMMER) est en relation avec l'extension et l'intensité des courants. Les valeurs mentionnées entre parenthèses représentent les

valeurs minimales et maximales des transports associés aux courants (en Sverdrup). Les zones en jaune représentent les zones d'upwelling.

1-1-3- Variabilité de la température de surface de la mer dans le Golfe de Guinée

1-1-3-1- Variabilité saisonnière

Le GG connaît une variabilité saisonnière de la SST particulièrement importante de l'ordre de 5°C (Picaut, 1983; Weisberg and Colin, 1986) et fortement corrélée avec la profondeur de la thermocline à l'équateur et à la côte nord du GG (Houghton, 1989). Cette importante variation est due à la proximité de la thermocline dans cette partie du bassin, et également à la présence de 3 zones de remontée d'eau froide ou upwelling. Ce phénomène océanographique se produit lorsque de forts vents marins (généralement des vents saisonniers) poussent l'eau de surface des océans, formant un vide où peuvent remonter les eaux de fond, accompagnées d'une quantité importante de nutriments. Ces remontées sont caractérisées par des eaux riches en phytoplancton, et avec une SST plus froide que celle des régions environnantes. Les upwellings sont de plusieurs types.

Le plus connus est le type côtier caractérisé par les vents soufflant parallèlement à la côte et entraînant avec eux des eaux de surface vers le large. Le vide ainsi créé est compensé par la remontée des eaux de fond, froides et riches en nutriments.

Dans le GG, les 3 zones d'upwelling sont situées à la côte nord du GG, dans la zone équatoriale et à la côte Congo-Gabon.

1-1-3-2- Upwelling à la côte nord du Golfe de Guinée

Mis en évidence par Varlet (1958), l'upwelling côtier au nord du GG s'étend de la zone côtière entre la Côte d'Ivoire et le Nigéria approximativement à 5°N, de 10°W à 5°E. L'intensité de cet upwelling varie le long de cette côte. En effet, les deux principales zones de plus forte intensité sont celles du Ghana à l'Est du Cap des Trois Pointes (4°44' N, 2°05' W) et celle de la Côte d'Ivoire à l'Est du Cap des Palmes (4°22' N, 7°43' W) (Koranteng & McGlade, 2001; Hardman-Mountford & McGlade, 2003). Morlière (1970) a mis en évidence quatre saisons marines à travers le cycle annuel de la SST le long de la côte nord du GG :

- une petite saison froide (PSF) qui a lieu en janvier et s'étend parfois jusqu'en mars. Elle se caractérise par une période d'upwelling peu intense.
- une Grande Saison chaude (GSC) qui suit la PSF, couvre les mois d'avril à juin. C'est la période durant laquelle l'on observe les températures les plus élevées sur l'ensemble du GG. Elle est suivie d'une période de transition entre juin et juillet qui se caractérise par une baisse progressive de la SST annonçant le début de l'upwelling de Grande Saison Froide (GSF).

-Une Grande Saison Froide (GSF) qui s'étend de juillet à septembre. Elle est marquée par une période intense d'upwelling avec une SST souvent inférieure à 24°C. Elle est suivie d'une petite période de transition en octobre qui se caractérise par un retour brutal des eaux chaudes.

-Une Petite Saison Chaude (PSC) qui s'étend de novembre à décembre.

L'upwelling à la côte Nord du GG a deux particularités qui résident dans le fait qu'il se manifeste le long d'une côte zonale alors que la majeure partie des upwellings côtiers sont observés le long d'une côte méridienne. La deuxième particularité est que les alizés du Sud-Est qui traversent l'équateur sont déviés par la force de Coriolis et ont une forte composante méridienne quasiment perpendiculaire à la côte : la théorie du transport d'Ekman (1905) y montre alors une limitation.

1-1-3-3- Upwelling équatorial

L'upwelling équatorial est une remontée des eaux froides de subsurface engendrée par la divergence d'Ekman (1905) des courants de surface à l'équateur. En effet, les alizés majoritairement zonaux soufflent vers l'ouest le long de l'équateur (Figure 3). Selon la théorie d'Ekman, la friction de ces vents à la surface de l'océan entraîne les couches d'eaux superficielles, et sous l'effet de la force de Coriolis, ce mouvement sera dévié dans la direction du nord dans l'hémisphère nord, et dans la direction du sud dans l'hémisphère sud. Pour compenser cette divergence des couches d'eaux superficielles de l'océan, l'eau froide venant de la subsurface remonte entraînant le refroidissement saisonnier de l'Atlantique équatorial: c'est l'upwelling (Voituriez, 1983 ; Philander & Pacanowski, 1986). D'autres études ont suggéré le rôle important du cisaillement de courant et du mélange vertical pour expliquer le refroidissement à l'équateur (Hisard & Hénin, 1987). Ces auteurs montrent que l'upwelling pendant l'été boréal est le résultat de l'intensification des mélanges verticaux, provoquée par l'augmentation du gradient vertical du courant zonal. Quelques années plutôt, des études ont expliqué le refroidissement équatorial à l'aide des ondes de Kelvin (Moore *et al.*, 1978; O'Brien *et al.*, 1978 ; Houghton, 1989). Selon eux l'intensification des alizés dans l'ouest de l'Atlantique équatorial génère des ondes de Kelvin qui se propagent en direction de l'Afrique le long de l'équateur. Ces ondes sont réfléchies en ondes de Rossby à proximité du continent africain et génèrent l'upwelling le long de l'équateur. Philander & Pacanowski (1986) ont suggéré que le refroidissement équatorial est causé par l'advection d'eau froide provenant des côtes africaines. En effet, cet upwelling serait dû aux eaux froides advectées par le sSEC depuis l'upwelling du Benguela jusque vers l'équateur.

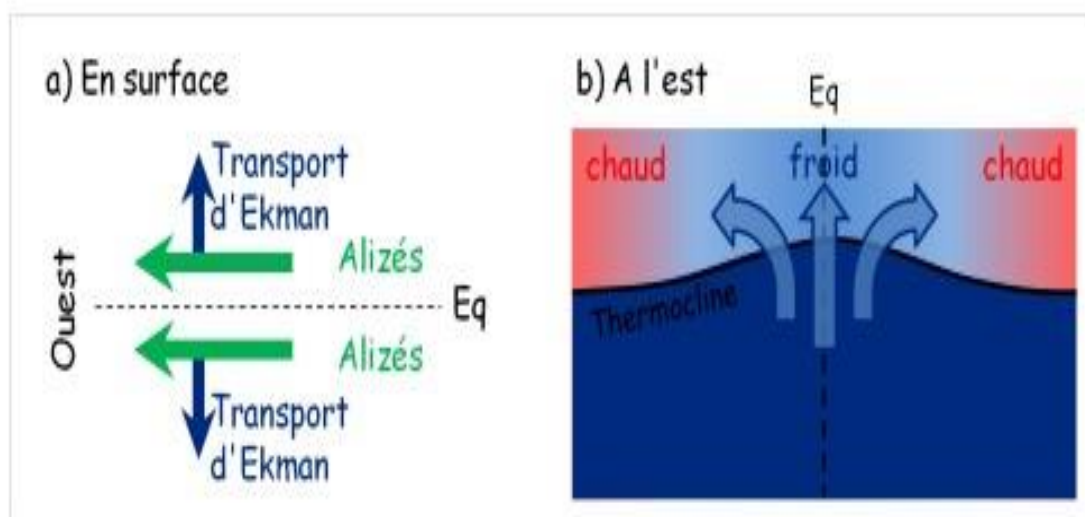


Figure 3 : Pompage d'Ekman le long de l'équateur.

Source: http://wwwdas.uwyo.edu/~geerts/cwx/notes/chap11/equat_upwel.html.

Vue en plan du vent de surface dominant et du transport de l'eau qui en résulte (a). Coupe transversale correspondante, de l'upwelling et des anomalies de SST résultantes (b).

1-1-3-4- Upwelling à la côte Congo-Gabon

L'upwelling côtier au Sud du GG est un upwelling de type classique généré par le transport d'Ekman (1905). En effet, sous l'action du vent, l'atmosphère exerce une force de tension (force de frottement) sur la surface des océans. Les eaux de surfaces sont alors entraînées dans la direction et le sens du vent mais selon une trajectoire déviée sur la droite dans l'hémisphère nord et sur la gauche dans l'hémisphère sud à cause de la force de Coriolis liée à la rotation de la Terre. Ce mouvement des masses d'eau de surface entraîne à son tour les masses d'eau sous-jacentes par frottement. Cette circulation d'ensemble des masses d'eau est induite par la friction de vent (Figure 4) comme dans les principaux grands systèmes d'upwelling de bord Est. Il s'agit des EBUS (Eastern Boundary Upwelling Systems) de Californie, des Canaries, du Pérou/Chili et du Benguela (Gruber, 2011). En effet, les vents soufflant parallèlement à la côte vont entraîner un déplacement intégré des masses d'eaux à 90° à droite dans l'hémisphère Nord et à gauche dans l'hémisphère Sud. Ce déplacement des masses d'eaux est dirigé vers le large, et par conservation de masse, un transport vertical ascendant remonte les eaux de subsurface. Les transports zonal (équation I.1) et méridien (équation I.2) d'Ekman sont définis comme suit :

$$M_x = \frac{\tau_x}{\rho_0 f} \quad (\text{Eq. I.1})$$

$$M_y = \frac{-\tau_y}{\rho_0 f} \quad (\text{Eq. I.2})$$

Avec

M_x et M_y : Respectivement le transport zonal et méridien d'Ekman,

τ_x et τ_y : Les composantes de la tension de vent de surface respectivement dans les directions x et y,

ρ_0 : La densité de référence de l'eau de mer qui est souvent fixée à 1025 kg.m^{-3} ,

f : Le paramètre de Coriolis.

C'est un upwelling permanent à deux vitesses, très lent d'Octobre à Avril et nettement plus rapide de Mai à Septembre (Gallardo, 1981).

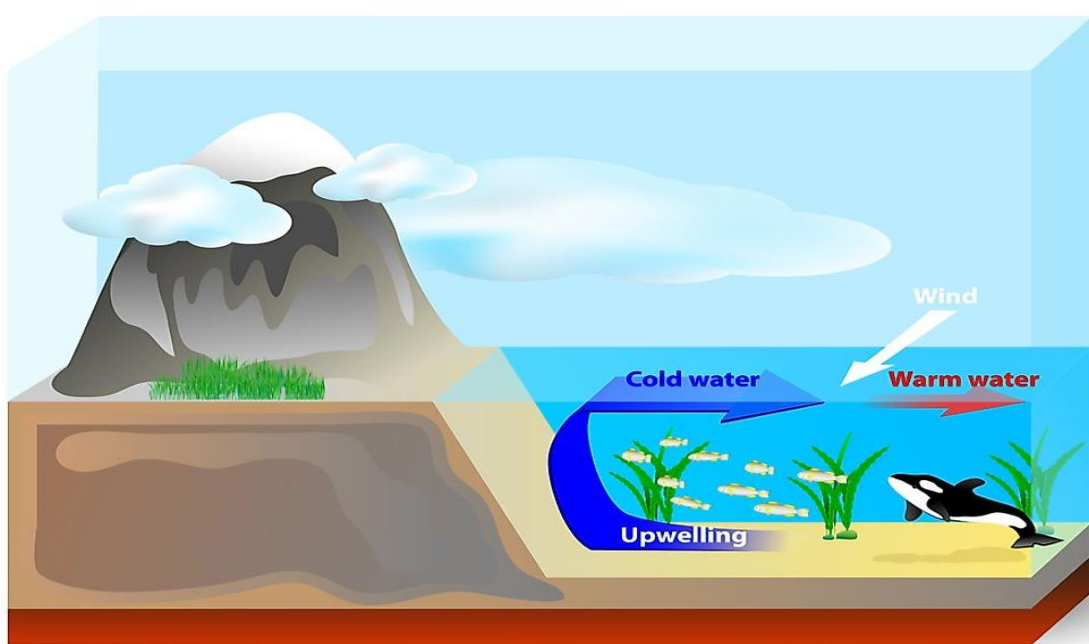


Figure 4 : Schéma descriptif du mécanisme de génération des upwellings côtiers de type Ekman

Source : http://www.coastalwiki.org/coastalwiki/Ocean_circulation.

1-1-3-5- Variabilités interannuelles dans l'Atlantique tropical

La variabilité climatique interannuelle se manifeste selon deux modes dans l'Atlantique tropical. Un premier mode similaire à El Niño du Pacifique appelé mode équatorial ou Nino Atlantique. Ce mode est responsable des anomalies de la SST en été boréal dans le GG et se caractérise aussi par une modification des régimes de vents dans l'Ouest du bassin. Nommé le mode méridien ou 'Dipôle Atlantique, ce deuxième mode se traduit par des fluctuations de la SST dans les parties Nord et Sud de l'Atlantique tropical au printemps boréal. Ces anomalies inter-hémisphériques de température sont liées à la position et à l'activité de l'ITCZ, ce qui a des conséquences significatives sur la pluviométrie des pays avoisinants, notamment les régions

sahéliennes d’Afrique et le Nordeste Brésilien, ainsi que sur les Caraïbes et le Sud de l’Amérique du Nord. Ces anomalies influent aussi sur la formation des cyclones tropicaux qui affectent ces deux dernières régions.

1-1-3-5-1- Mode méridien (ou dipôle)

Dans l’océan Atlantique la variabilité de la SST est dominée par un mode de variabilité nord-sud, sans équivalent dans l’océan Pacifique. Ce mode aurait sa signature dans le gradient méridien, inter-hémisphérique d’anomalies de la SST de signe opposé et des conditions météoro-océaniques à l’interface air-mer (Bourlès *et al.*, 1999). Il se traduit par des variations de température (et de vent) spatialement cohérentes au nord de l’équateur (5°N-20°N) et au sud de l’équateur (5°S-20°S), à des échelles de temps saisonnière, interannuelle voire décennale, et représente environ 20 à 30% de la variance interannuelle totale (Figure 5) (Chang *et al.*, 1997). Ces anomalies apparaissent habituellement avec le signe opposé dans chaque hémisphère, bien que leurs développements ne soient pas toujours simultanés d’où l’appellation « Dipôle atlantique » (Moura and Shukla, 1981; Servain, 1991). Les processus physiques responsables des variations climatiques dans l’Atlantique tropical font intervenir des actions-réactions entre diverses variables (SST, vents, échange de chaleur latente, ...). Le gradient d’anomalie de température serait relié à la position de l’ITCZ. Ainsi, avec une situation plus chaude (respectivement froide) que la normale au nord de l’équateur et plus froide (respectivement chaude) au sud de l’équateur (Figure 5), l’ITCZ se trouve dans une position anormalement nord (respectivement sud) conduisant à une influence considérable sur les précipitations au-dessus du Nordeste et du Sahel (Enfield & Mayer, 1997).

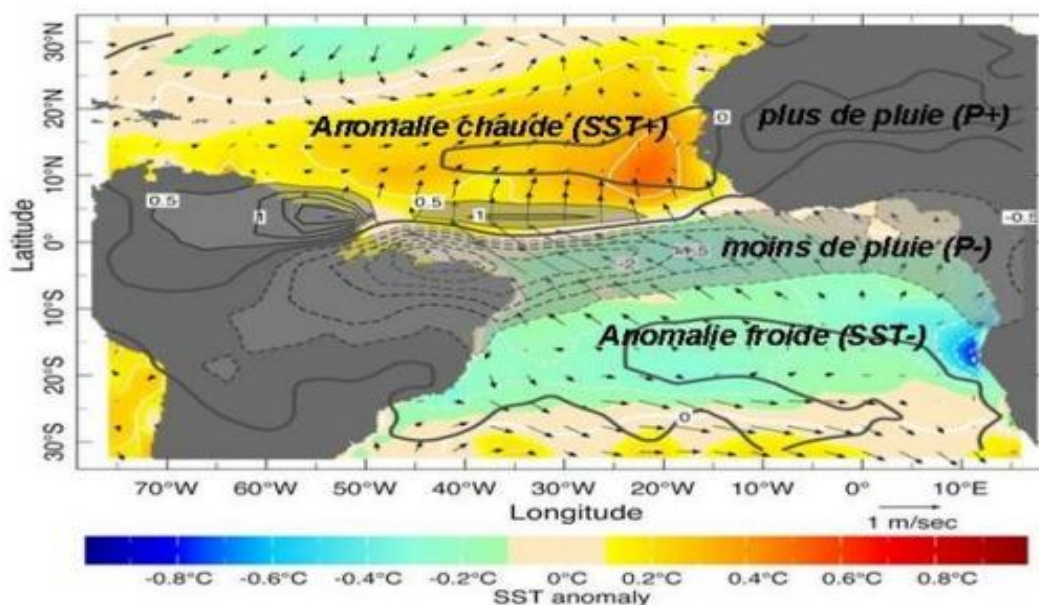


Figure 5 : Illustration du « dipôle Atlantique » dans l'Atlantique tropical.

(Kushnir & Stein, 2010)).

Les anomalies de la SST (en °C) sont représentées en couleur (voir échelle), les isolignes représentent les anomalies de précipitation (lignes continues=valeurs positives lignes tiretées=anomalies négatives) et les flèches les anomalies du vent de surface.

1-1-3-5-2- Mode équatorial (El Niño Atlantique)

L'autre mode de variabilité climatique dans l'Atlantique tropical, appelé le mode équatorial, est semblable à El Niño/ Southern Oscillation (ENSO) dans le Pacifique (Hisard & Hénin, 1987), mais avec une moindre ampleur. Son influence sur le cycle annuel diffère remarquablement de ce qui est observé dans le Pacifique. Il se manifeste principalement dans la partie orientale du bassin équatorial tous les 2 à 4 ans en moyenne (Zebiak, 1993; Chang *et al.*, 1997). C'est le mode dominant de la variabilité interannuelle dans la bande équatoriale marqué par une alternance d'épisodes chauds et froids de SST accompagnés de changements de la circulation atmosphérique. Pendant une phase chaude, les alizés dans l'Ouest sont plus faibles que la normale et les températures de surface plus élevées le long de l'équateur, plus spécialement dans la partie Est (Figure 6). Les anomalies de SST positives dans le GG sont associées à de plus fortes précipitations le long des côtes des pays situés au nord du GG. Kouadio *et al.* (2003) ont ainsi pu observer que durant l'année 1984, de fortes anomalies positives de SST ont été reliées à des conditions de sécheresse sévère sur le Sahel et d'abondantes pluies sur le littoral de l'Afrique de l'Ouest.

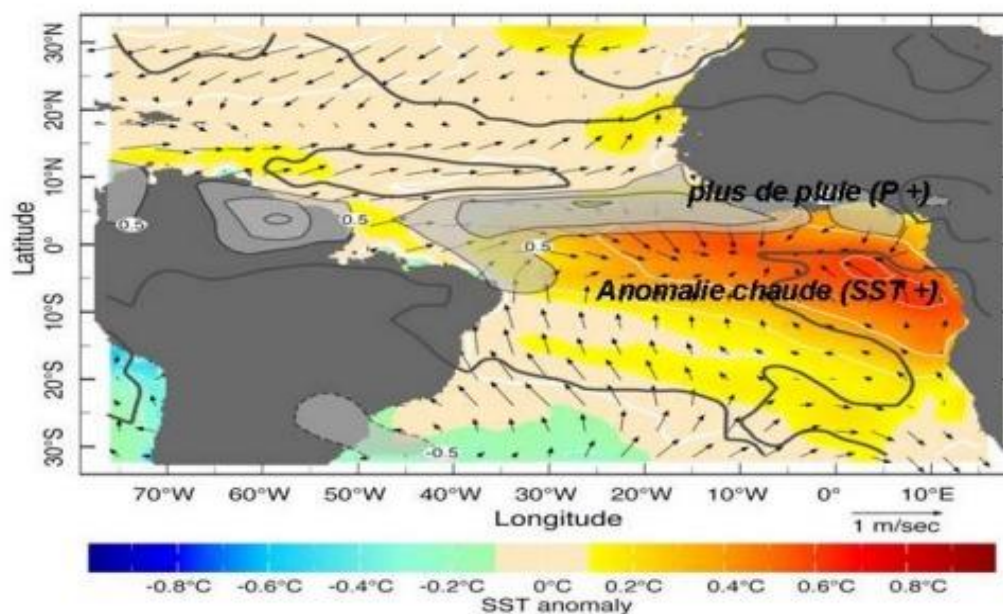


Figure 6 : Illustration du mode équatorial dans l'Atlantique tropical.

(Kushnir & Stein, 2010).

Les anomalies de la SST (en °C) sont représentées en couleur (voir échelle), les isolignes représentent les anomalies de précipitation (lignes continues=valeurs positives, lignes tire-tirées= anomalies négatives) et les flèches les anomalies du vent de surface.

1-2- Vagues de chaleur océaniques

1-2-1- Définition

Dans l'atmosphère une vague de chaleur est un extrême climatique de température (GIEC, 2007). Cette définition correspond à l'occurrence d'une valeur au-dessus (ou en-dessous) d'une valeur seuil située dans la partie supérieure (ou inférieure) de la gamme des valeurs observées. Cet événement a un impact significatif sur une variété de domaines, y compris l'agriculture, les ressources en eau, la demande énergétique, la santé humaine, le social et l'économique (Schär *et al.*, 2004 ; Radinović & Ćurić, 2012). Un événement similaire se produit dans l'océan et est connu sous le nom de vagues de chaleur marines (MHW, Figure 7) (Hobday *et al.*, 2016). Meehl & Tebaldi (2004) définissent la MHW comme un événement durant au moins 3 à 5 jours au cours desquels les anomalies de SST moyenne ou maximale sont supérieures de 3°C à 5°C par rapport à l'année précédente. Pour Marbà *et al.*, (2015), un événement de MHW est défini comme une SST anormalement élevée, discrète et prolongée à un endroit particulier. Des MHWs ont été observées dans de nombreux endroits de l'océan mondial et peuvent se produire à la fois en été et en hiver. Dans le cas de la période d'hiver, elles sont appelées « périodes chaudes hivernales » (Hobday *et al.*, 2018; Oliver *et al.*, 2018b, 2018a).

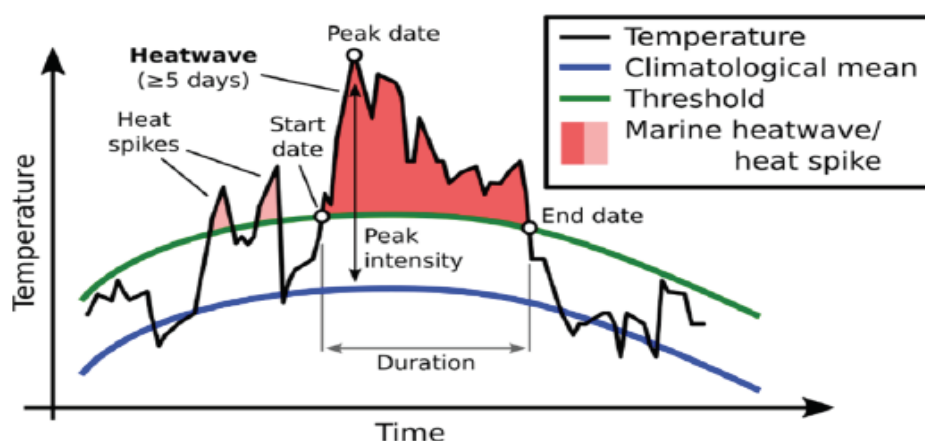


Figure 7 : Définition des vagues de chaleur océaniques.

Source: Hobday *et al.* (2016).

1-2-2- Facteurs responsables des vagues de chaleur océaniques

En raison du changement climatique la température de l'atmosphère a augmenté, ce qui oblige les océans à absorber plus de chaleur de l'atmosphère qu'ils n'en restituent. En conséquence, la SST s'est progressivement élevée au cours de ces dernières décennies et, parallèlement, la probabilité d'événements extrêmes tels que les MHWs (Oliver *et al.*, 2021). Les processus qui entraînent l'apparition, la persistance et la dégradation des MHWs sont complexes et peuvent être affectés par de multiples facteurs de causalité. (Holbrook *et al.*, 2019) ont étudié les causes des MHWs à l'échelle mondiale. Dans ce contexte, un ensemble de mécanismes ont été définis. Ceux-ci se combinent pour produire un événement de MHW. Une représentation des différents mécanismes à l'origine des MHWs est illustré par la figure 8.

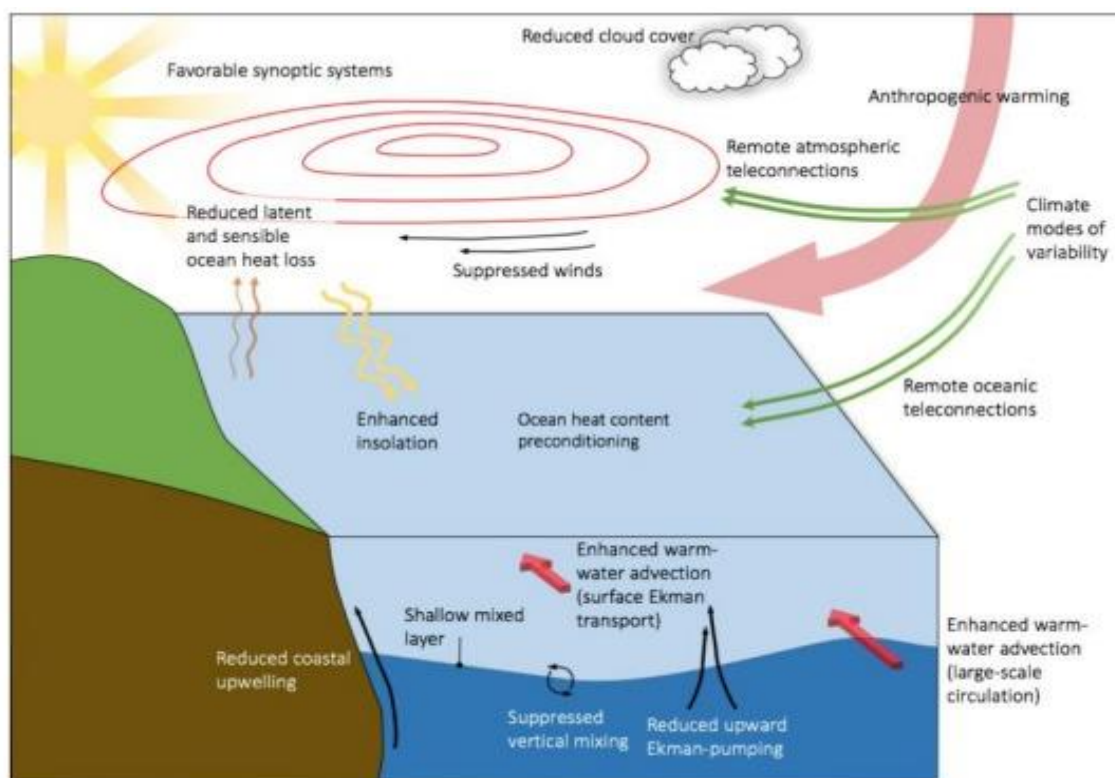


Figure 8 : Représentation graphique des processus à l'origine des vagues de chaleur océaniques.

Source: Holbrook *et al.* (2020).

Holbrook *et al.* (2019) ont divisé les processus responsables des MHWs en trois catégories (figure 9):

-Processus locaux : Ils englobent des processus tels que le mélange horizontal et vertical, l'advection horizontale, les flux de chaleur et l'entraînement vertical. Ces processus ont un effet direct sur la température de l'océan.

-Forçages climatiques : Ils décrivent des modes climatiques à grande échelle tels que l'ENSO ou l'oscillation nord-atlantique (NAO) qui déterminent les conditions climatiques à plus grande échelle.

-Processus de téléconnexion : Ils comprennent des processus tels que les fronts atmosphériques ou les ondes planétaires qui constituent la connexion physique entre le forçage à distance des modes climatiques et l'influence de la température locale.

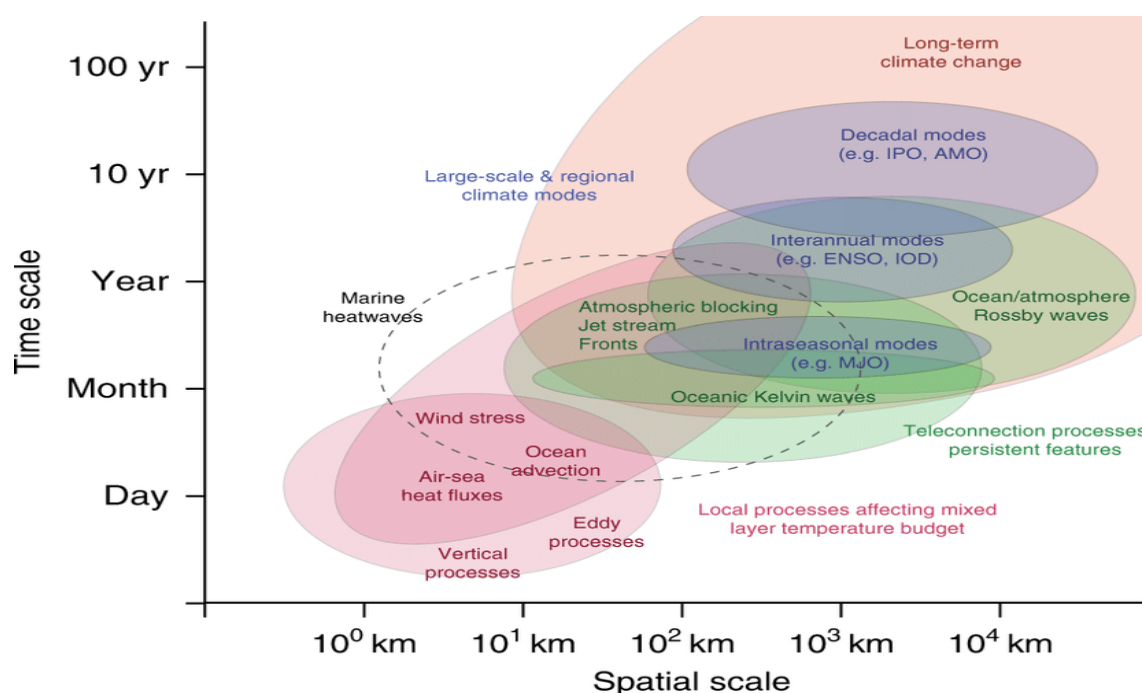


Figure 9 : Échelle spatiale et temporelle des facteurs qui contribuent aux événements de vagues de chaleur océaniques locaux.

Source: Holbrook *et al.* (2019).

Les processus locaux sont représentés en rouge, les forçages climatiques en bleu et les processus de téléconnexion en vert.

À l'échelle mondiale, la hausse à long terme de la SST, le forçage océanique à petite et à grande échelle et le forçage atmosphérique contribuent tous à l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des MHWs. Gupta *et al.* (2020) ont constaté que l'occurrence des MHWs est probablement une conséquence de trois types de causes climatiques : des systèmes synoptiques persistants à grande échelle, des changements dans le transport de chaleur océanique et des processus de rétroaction air-mer couplés. Ils ont constaté que les événements de MHW les plus extrêmes étaient souvent associés à de grands systèmes à haute pression persistants avant et pendant la MHW. Oliver *et al.* (2019) ont étudié les tendances des MHWs par rapport aux tendances à plus long terme de la SST. Ils ont constaté que les changements globaux de la SST moyenne semblent être le principal moteur de l'augmentation du nombre de jours de ces événements. Ils ont aussi estimé que l'augmentation de la SST moyenne est la raison de l'augmentation du nombre de jours des MHWs dans les deux tiers de l'océan à l'échelle mondiale. Ils ont conclu que la hausse des SSTs est le principal moteur de l'augmentation de la fréquence des MHWs. Le tiers restant de l'augmentation de la fréquence des MHWs est dû aux

changements dans la variabilité de la SST. Olivier *et al.* (2019) n'ont trouvé aucune corrélation entre l'augmentation moyenne de la SST, les changements dans la variabilité de la SST et l'intensité des MHWs. Ils ont donc conclu que les mécanismes à l'origine de l'intensité des MHWs restent inconnus jusqu'à ce moment.

Les modes climatiques mondiaux et régionaux peuvent influencer l'occurrence des MHWs. Pour les modes climatiques globaux, Scannell *et al.* (2016) ont constaté que la distribution de l'évolution de fréquence des anomalies positives de la SST est liée aux phénomènes d'oscillation dans l'océan Atlantique. Deux phénomènes d'oscillation sont particulièrement importants dans ce contexte : l'oscillation atlantique multidécennale (AMO) et l'oscillation nord-atlantique (NAO). L'AMO est une fluctuation de la SST dans l'océan Atlantique Nord liée à la circulation thermohaline (Christensen *et al.*, 2013). Les variations de la SST liées à l'AMO s'étalent sur plusieurs décennies, mais elles ne sont pas régulières. La NAO décrit les phénomènes irréguliers de variation de la pression atmosphérique au-dessus de l'océan Atlantique Nord. Ce phénomène est constitué par les variations d'intensité et de taille d'un système dépressionnaire sur l'Islande et d'un système anticyclonique sur les Açores. Ces systèmes contrôlent les vents d'ouest à travers l'Atlantique Nord. L'AMO et la NAO influencent les anomalies de SST, mais l'AMO a la plus forte influence sur les tendances positives SST. Scannell *et al.* (2016) suggèrent que les deux phénomènes contribuent à influencer la probabilité des événements de MHWs.

En ce qui concerne le mode climatique régional, les événements ENSO influencent les MHWs dans l'Atlantique. Bien que les événements ENSO soient créés par les variations atmosphériques et de SST dans l'océan Pacifique, ils ont des effets globaux. Les téléconnexions des événements ENSO peuvent ainsi favoriser un temps chaud soutenu dans le bassin Atlantique, affectant ainsi la probabilité d'événements de réchauffement des océans (Holbrook *et al.*, 2019). Les processus atmosphériques tels que le courant-jet fonctionnent comme des processus de téléconnexion et influencent également les conditions dans l'océan Atlantique Nord. Lorsqu'il y a un mouvement vers le nord du courant-jet de l'Atlantique, il y a un risque plus élevé d'accumulation de zones de haute pression stables qui augmentent les températures de l'air de surface, réduisent les vents et inhibent le mélange océanique, favorisant ainsi les événements de MHWs (Holbrook *et al.*, 2019).

D'autres observations indiquent que les MHWs dans les zones maritimes de l'Atlantique Nord sont généralement influencées par le forçage atmosphérique plutôt que par le forçage induit par la circulation océanique (Holbrook *et al.*, 2019). Cela est particulièrement évident dans les

zones maritimes plus fermées telles que le Kattegat, le Skagerrak et la mer Baltique (Holbrook *et al.*, 2019). Dans ce cas, l'étude est basée sur une définition de la MHW comme un événement où la SST quotidienne dépasse le 99^e percentile, correspondant à un événement sur cinq jours. Par exemple, les MHWs dans le nord de la mer Baltique, le sud de la mer Baltique et la mer du Nord à partir de l'été 2018 sont associées à de forts systèmes météorologiques atmosphériques à haute pression caractérisés par un temps chaud et calme (Holbrook *et al.*, 2019). Ainsi les événements de températures extrêmes atmosphériques tels que les vagues de chaleur terrestres ont un impact plus important sur les MHWs dans les zones de la mer du Nord. À l'avenir, les vagues de chaleur terrestres devraient augmenter considérablement, mais les caractéristiques spatiales de cette augmentation ne sont pas encore bien connues (Seneviratne *et al.*, 2021). Il est donc difficile de projeter l'importance future de ces types de cause sur les MHWs dans la région nordique. Les mécanismes à l'origine des événements des MHWs peuvent également influencer leurs propriétés. En règle générale, le temps et la durée de mise en place des MHWs sont plus longs pour les MHWs entraînées par les courants océaniques que pour les MHWs entraînées par les forçages atmosphériques (Wernberg, 2021).

1-2-3- Quelques exemples de vagues de chaleur océaniques en dehors de l'Atlantique tropical

Les événements de températures extrêmes comme les MHWs ont souvent des impacts plus importants que les changements graduels associés au réchauffement des océans (Oliver *et al.*, 2018c), et favorisent souvent des changements brusques dans la composition des écosystèmes marins (Wernberg *et al.*, 2016). Ces impacts entraînent des changements dans les communautés naturelles et des pertes considérables de biens et services de l'océan local, entraînant de graves problèmes socio-économiques (Smale *et al.*, 2019).

Les MHWs présentent un risque sérieux pour les écosystèmes marins dominés par les macroalgues, modifiant la répartition et l'abondance de leurs populations et de la communauté associée (Wernberg *et al.*, 2016). L'analyse des tendances et des schémas d'occurrence des MHWs est donc devenue un problème urgent, en particulier compte tenu de leur augmentation imminente de la probabilité et de leur fort impact, selon les prévisions futures (Frölicher *et al.*, 2018; Collins *et al.*, 2022). De nombreuses MHWs ont été signalées au cours des dernières décennies. Ici, nous présentons 10 exemples bien connus (Figure 10) :

En Mer Méditerranée en 2003

Durant l'été 2003, un système anticyclonique atmosphérique anormal a persisté sur l'Europe continentale, résultant entre autres d'une forte surchauffe de la Méditerranée occidentale

(Grazzini & Viterbo, 2003). La MHW de 2003 présentait, sur plus d'un mois, des anomalies de surface de 2°C-3 °C au-dessus de la moyenne climatologique. Selon Olita et al. (2007), des SSTs anormalement chaudes dans le détroit de Sicile cet été étaient liées à une augmentation significative de la température de l'air, une diminution de la force du vent et une réduction de toutes les composantes ascendantes du flux de chaleur, et surtout du flux de chaleur latente.

Divers impacts biologiques ont été attribués à la MHW de la mer Méditerranée en 2003, qui a été classée dans la catégorie II, d'une durée de 31 jours, avec une intensité maximale de 4.38°C. Par exemple, une efflorescence massive de mucilage (en grande partie composée d'algues filamenteuses brunes) a recouvert de nombreux habitats en eau peu profonde autour de Portofino, en Italie, dans la mer Ligure. Cependant, les dommages causés aux organismes benthiques sous le mucilage ont été de courte durée car le mucilage a été déplacé vers des eaux plus profondes lors d'une violente tempête (Schiaparelli *et al.*, 2007). Les invertébrés benthiques tempérés ont été significativement affectés, avec un blanchissement de masse locale et une mortalité (Garrabou *et al.*, 2009 ; Crisci *et al.*, 2011), et la croissance des herbiers a été réduite pendant l'anomalie chaude (Diaz-Almela *et al.*, 2007). Enfin, seuls des changements de communauté subtils ont été observés dans l'endofaune sédimentaire (Munari, 2011).

En Australie occidentale en 2011

La MHW de 2011 en Australie occidentale a duré 66 jours. L'événement a été discriminé en quatre catégories comprenant 12 % de jours extrêmes, 12% de jours graves, 33% de jours forts et 42% de jours modérés. L'intensité maximale était de 4,89°C au-dessus des moyennes estivales régionales. Les impacts ont été particulièrement graves près de la limite nord de l'aire de répartition des algues dominantes *Scytohalia dorycarpa* (Smale & Wernberg, 2013) et *Ecklonia radiata* (Wernberg *et al.*, 2013, 2016), car toutes deux ont disparu au niveau régional sur plus de 100 km de côtes. Les implications biologiques ont été particulièrement dramatiques pour cette dernière extinction car une vaste *Ecklonia* et les forêts de varech ont été rapidement remplacées par de petites algues formant du gazon, avec des impacts étendus sur les communautés d'invertébrés et de poissons associées (Wernberg *et al.*, 2013, 2016). De graves impacts négatifs ont également été enregistrés pour d'autres espèces fondatrices, notamment les herbiers (Fraser *et al.*, 2014; Thompson *et al.*, 2022) et les coraux (Abdo *et al.*, 2012; Moore et al., 2012) ainsi que sur les invertébrés d'importance commerciale, tels que les crabes bleus et les pétoncles de baie (Caputi *et al.*, 2016).

Dans l'Atlantique Nord-Ouest en 2012

L'événement de MHW de 2012 dans l'Atlantique Nord-Ouest a eu un impact sur plusieurs

espèces halieutiques. Cet événement a duré 132 jours et a été classé comme grave pendant 2 % des jours et fort pendant 23 %, avec une intensité maximale de 4.30 °C. Au cours de cet événement d'hiver-printemps, des eaux anormalement chaudes ont entraîné des changements dans la phénologie, la distribution et la structure de la population de calmars à nageoires longues et de homards américains (Mills *et al.*, 2013). Cela a affecté les prises et le recrutement des juvéniles dans la pêche au crabe des neiges (Zisseron & Cook, 2017). Les changements dans la durée et le lieu de la saison de pêche au homard et l'augmentation des taux de capture ont eu des répercussions économiques importantes, car la valeur marchande a chuté et les tensions entre les industries de la pêche aux États-Unis et au Canada se sont intensifiées (Mills *et al.*, 2013).

En Mer de Tasman en Australie en 2015

Entre 2015 et 2016, la mer de Tasman au large du sud-est de l'Australie a présenté une MHW la plus longue et la plus intense jamais enregistrée dans cette région. L'événement a duré 252 jours, a atteint une intensité maximale de 2.70°C au-dessus de la climatologie à long terme et a été dominé par une convergence anormale de chaleur liée au courant est-australien qui coule vers le sud (Oliver *et al.*, 2017). Elle a eu des impacts sur l'écosystème qui se sont caractérisés par de nouvelles éclosions de maladies chez les mollusques d'élevage, la mortalité des ormeaux sauvages, et la migration de certaines espèces de poissons en dehors de leurs aires de répartition normale. Une analyse basée sur des modèles climatiques globaux a révélé que l'occurrence d'une MHW de cette durée et de cette intensité dans cette région était respectivement, ≥ 330 fois et 6.8 fois plus probable en raison de l'influence du changement climatique anthropique (Oliver *et al.*, 2017).

Le Blob du nord-est du Pacifique en 2015

Cette sévère MHW du Pacifique a duré plusieurs années (Di Lorenzo & Mantua, 2016). Elle a été classée comme sévère pendant 13% de la durée de 711 jours et a atteint une intensité maximale de 2.56°C. Bien qu'il s'agisse d'un événement de MHW très récent, des preuves émergentes suggèrent que les impacts biologiques du Blob étaient répandus et de grande envergure (Cavole *et al.*, 2016; McCabe *et al.*, 2016). Plus, précisément, les changements dans les conditions océanographiques ont entraîné une modification des modèles de production de phytoplancton, des changements dans la dynamique des populations et le comportement des espèces de poissons, des changements dans la répartition géographique du zooplancton, et des mortalités massives d'oiseaux et de mammifères le long d'une vaste étendue de la côte du Pacifique (Bond *et al.*, 2015; Cavole *et al.*, 2016; Jones *et al.*, 2018) .

A Santa Barbara en 2015

Au large de Santa Barbara, en Californie, l'événement de l'été 2015 a présenté la plus grande intensité (5,10 °C). Dans la seule étude d'impact biologique publiée associée à cette MHW, (Reed *et al.*, 2016) n'ont trouvé aucun effet important sur le varech géant *Macrocystis pyrifera* ou sur des espèces associées au varech. L'absence d'effets catastrophiques, comme prévu du réchauffement sévère et de la vulnérabilité du varech aux températures élevées (Reed *et al.*, 2016), peut être due à des niveaux élevés de variabilité naturelle de fond dans la région. Cela peut être associé principalement aux événements ENSO et à la grande adaptabilité du varech aux fluctuations environnementales et à ses interactions complexes avec les remontées d'eau et les conditions nutritives locales. Cette MHW s'est également produite au milieu de la large distribution spatiale de *Macrocystis* ; ce qui a exposé l'espèce à des températures plus élevées ailleurs que dans son aire de répartition.

Dans la Grande Barrière de Corail en 2016

Le blanchissement des coraux a été largement signalé dans le nord de la Grande Barrière de Corail (Hughes *et al.*, 2019) à la suite de la MHW de l'été 2016, qui a duré 55 jours. Elle était de catégorie II sur environ 45 % de cette période, et a atteint 2.15°C au-dessus de la climatologie régionale. Ce stress thermique a perturbé la relation symbiotique entre les coraux et leurs symbiotes algaux, provoquant la perte de couleur des coraux, ce qui a entraîné des niveaux élevés de mortalité corallienne. Un blanchissement extrême s'est produit sur plus de 40% des récifs. Seuls 8,9 % des 1 156 récifs étudiés n'ont pas subi de blanchissement (Hughes *et al.*, 2019).

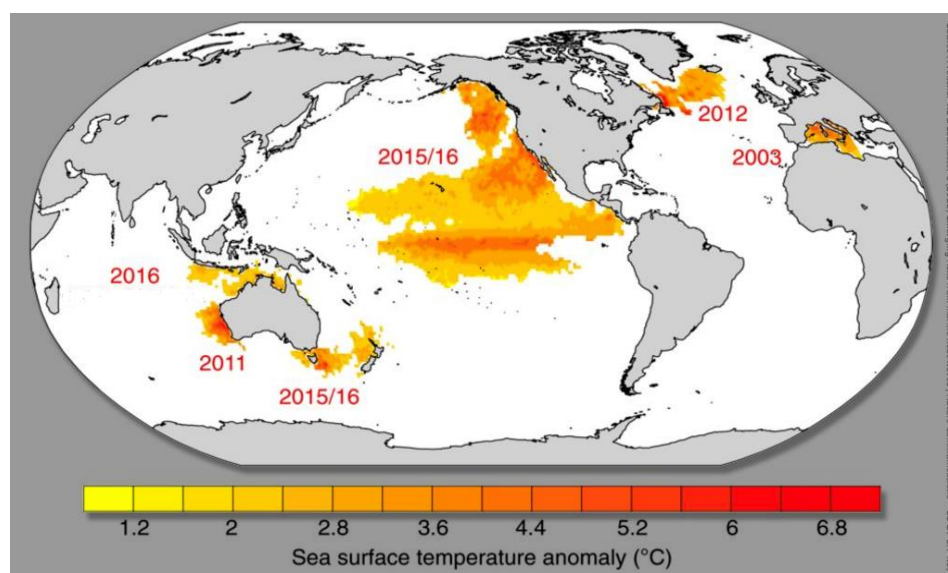


Figure 10 : Quelques vagues de chaleur océaniques récentes.

Source: Oliver *et al.* (2019)
En rouge année(s) de l'événement.

1-2-4- Catégorisation des vagues de chaleur océaniques

La catégorisation des MHWs établit un système de dénomination, appliquée par lieu et par année. Cela permet de comparer les causes et les caractéristiques de chaque événement, les tendances géographiques et historiques des MHWs, et de communiquer facilement les événements de MHWs lorsqu'ils se produisent en temps réel (Hobday *et al.*, 2018). La définition des MHWs offre des mesures potentielles qui peuvent être utiles pour construire un schéma de catégorisation. Plusieurs critères de conception importants peuvent garantir que le schéma de catégorisation des MHWs est utile pour la communication et la vulgarisation ainsi que pour les études post-événements. Ces critères incluent que :

1. Il devrait être possible de décrire et de mettre à jour la catégorie au fur et à mesure de la progression d'une MHW. Sur la base de ce critère, la durée de la MHW, l'intensité moyenne, le taux d'apparition et le taux de déclin ne sont pas des mesures appropriées, car ils ne sont connus qu'à la fin de la MHW. Par conséquent, les rapports en temps réel ne seraient pas possibles.
2. La catégorie doit refléter l'impact thermique local. La même MHW peut avoir un impact plus fort dans certains endroits que dans d'autres, et il est important de le reconnaître lors de l'évaluation de l'impact, en particulier pour les événements spatialement étendus. Ainsi, la superficie de la MHW n'est pas une mesure appropriée, car elle s'appliquerait individuellement à tous les emplacements identifiés dans les limites de la MHW en question.
3. Il devrait être possible de changer de catégorie au fur et à mesure que les événements se

renforcent et s'affaiblissent, tout comme pour la catégorisation des cyclones.

4. La métrique ne doit pas être trop compliquée afin de faciliter la simplicité de la communication et une large adoption.

Selon Hobday *et al.* (2018) le système de catégorisation est sur une échelle de 1 à 4. La catégorie I est un événement modéré, la catégorie II est un événement fort, la catégorie III est un événement grave et la catégorie IV est un événement extrême. La catégorie appliquée à chaque événement en temps réel est définie principalement par les anomalies de la SST, mais au fil du temps, elle en vient à inclure la typologie et les caractéristiques.

1-3-Mousson ouest-africaine

D'une manière générale, le terme mousson vient de l'arabe mawsim qui signifie saison. Elle désigne un phénomène saisonnier de régime de vent se développant au-dessus des régions intertropicales, de l'océan vers le continent pendant l'été boréal (mousson d'été), et du continent vers l'océan pendant l'hiver boréal (mousson d'hiver) (Roehrig *et al.*, 2011). Dans un contexte géographique, la mousson ouest africaine (MOA) se manifeste en Afrique de l'Ouest au sud du Sahara, ainsi que sur une partie de l'Afrique Centrale. L'une des particularités importantes de cette mousson est sa périodicité annuelle, et la régularité de ses deux modes successifs aux échelles interannuelles, décennale et centennale. L'autre particularité est mise en évidence par un été très humide avec de fortes pluies et un hiver sec avec de faibles pluies.

1-3-1- Principaux acteurs du système de mousson

La figure 11 illustre les principaux acteurs du système de mousson :

L'ITCZ : La mousson est le résultat d'un important couplage entre l'océan, l'atmosphère et le continent. La structure fondamentale de la MOA est bien évidemment l'ITCZ. C'est la zone où la majorité des précipitations se produit, essentielles pour les populations de l'Afrique de l'Ouest. Cette zone évolue selon le mouvement apparent du Soleil, elle se déplace vers le nord durant l'été boréal et reflue vers le sud en hiver boréal. Ce déplacement entraîne l'alternance de la saison sèche et de la saison pluvieuse dans la bande tropicale. L'ITCZ a une structure relativement zonale, ponctuée de trois maxima régionaux : un premier centré sur la côte ouest du continent aux alentours de 8°N près du Fouta Djallon, un second près du Mont Cameroun, et un troisième près des hauts plateaux éthiopiens (Cook & Vizy, 2006).

Le flux de mousson : Le flux de mousson dans les basses couches est un autre élément clé de la MOA. Ce flux n'est rien d'autre qu'un vent humide et frais de direction sud-ouest qui souffle sur l'Afrique de l'Ouest durant l'été (Redelsperger *et al.*, 2006). A grande échelle, ce flux est

contrôlé par la force ou l'intensité des gradients de pression générée par la différence de température entre le GG (la langue d'eaux froide) et un Sahara surchauffé (Peyrillé *et al.*, 2007). Les alizés du sud (vent de sud-est) se renforcent suffisamment pour pouvoir traverser l'équateur. Cette circulation est déviée vers l'ouest par la force de Coriolis, permettant la pénétration d'un flux frais et chargé d'humidité sur le continent. Le déplacement de cette humidité joue un rôle important dans le développement des zones de convection profonde, tout du moins au début de la saison pluvieuse, lorsque le recyclage des pluies par la surface est faible.

Le Jet d'Est Africain (JEA) : Ce jet est dans les couches moyennes le contributeur du système de MOA. C'est un vent de moyenne troposphère située aux alentours de 600-700 hPa, avec une vitesse avoisinant les 12 ms^{-1} , essentiellement entre les mois de juin et d'octobre (Roehrig, 2011). L'un des éléments importants dans la formation de la convection profonde est le cisaillement vertical de vent associé à la présence du JEA et dans l'organisation des lignes de grains sur l'Afrique de l'Ouest (Houze & Betts, 1981). Par ailleurs, les cisaillements de vent horizontal et vertical sont aussi essentiels pour le développement des ondes d'est (Thorncroft & Hoskins, 1994; Paradis *et al.*, 1995).

Le Jet d'Est Tropical (JET) : Le JET est un jet zonal de haute troposphère, localisé entre 5°N et 10°N , à 200 hPa. Il part du sud de la mer de Chine jusqu'à la côte ouest de l'Afrique, et atteint une vitesse maximale ne dépassant pas 25 m s^{-1} au-dessus de l'Afrique de l'Ouest (Krishnamurti, 1971). Son rôle dans la MOA est encore mal compris et peu étudié. (Hulme & Tosdevin, 1989) ont indiqué que des changements dans la dynamique de ce jet pouvaient engendrer plus ou moins un contrôle sur les précipitations au Sahel, en particulier au-dessus du Soudan où la convection est moins organisée qu'à l'ouest.

Le Jet d'Ouest SubTropical (JOST) : Le JOST est situé aux alentours de 35°N - 40°N durant l'été, vers 200 hPa, au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley locale. Sa source est liée à la conservation du moment cinétique des parcelles exportées vers le nord par la cellule de Hadley locale. Ce Jet semble être lié à la convection sur l'Afrique subsaharienne et à la circulation divergente qu'elle génère en altitude. Le JOST varie zonalement par les différences locales des forçages géographiques de larges échelles et des sources asymétriques de chaleur (Monerie *et al.*, 2013). Le JOST peut être lié au climat sahélien par son action sur la Méditerranée, en favorisant des entrées de masses d'air froid et sec au Sahel (Vizy & Cook, 2009). Cela inhibe alors la convection et affecte la position et la force de la dépression thermique saharienne (Chauvin *et al.*, 2010).

L'harmattan : L'harmattan est un vent de nord-est soufflant sur le Sahara et qui rencontre le flux de mousson sur son flanc sud, au niveau du Front InterTropical (Figure 11). Il s'agit d'un air chaud et sec, présent sur l'Afrique durant toute l'année, qui correspond aux alizés de l'hémisphère nord. Il continue plus au sud, en passant au-dessus du flux de mousson, formant sur le Sahel une couche sèche en moyenne troposphère.

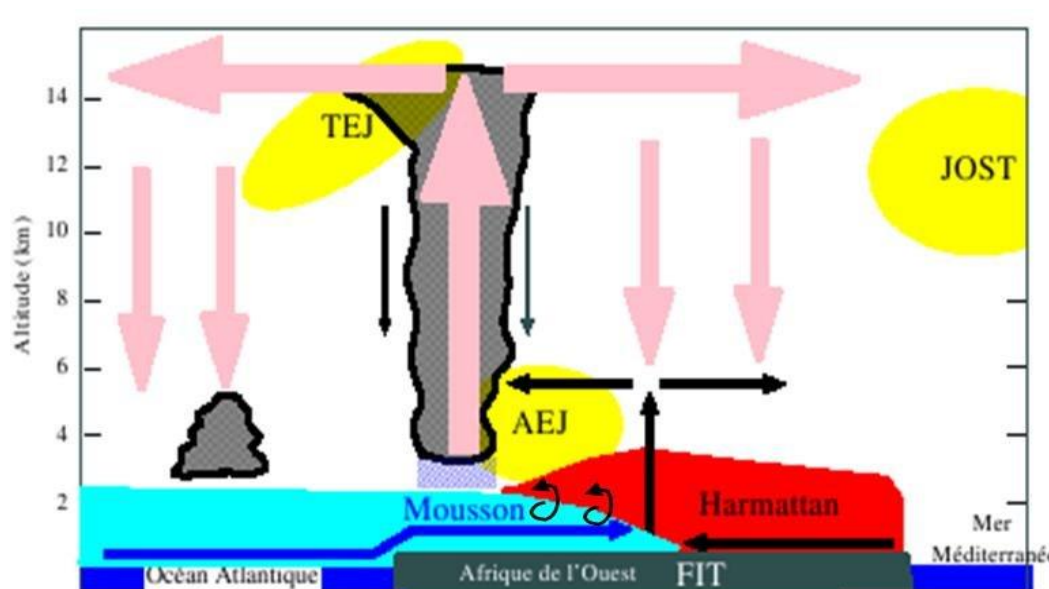


Figure 11 : Schéma conceptuel représentant une moyenne zonale des différents éléments de la mousson africaine.

Source: (Diba *et al.*, 2018).

1-3-2- Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest

Plusieurs études se sont intéressées à la variation du climat de l'Afrique de l'Ouest, et particulièrement à l'évolution de son régime pluviométrique (Fontaine *et al.*, 2003). Il ressort de toutes ces études que la pluviométrie en Afrique de l'Ouest connaît une baisse sensible depuis les années 70. Ces résultats sont confirmés par Vischel *et al.* (2019), qui ont indiqué que certaines zones comme celle de la Guinée, du Liberia et du Mali ont connu une diminution de la pluviométrie dès les années 60 et le début de la décennie suivante. Les régions de l'Ouest et du nord proche du Sahel ont connu cette même diminution pendant les années 80 pour enfin se généraliser à l'Est du GG avec une fluctuation des amplitudes.

1-3-2-1- Cycle saisonnier des précipitations

La compréhension du cycle saisonnier de la MOA est importante pour la vie des populations du Sahel en particulier, et celles de l'Afrique de l'ouest en générale. Ce cycle saisonnier se

caractérise par une saison sèche relativement longue et une saison humide de 3 à 4 mois. Le diagramme de Hovmöller de la figure 12 ci-dessous documente la migration méridienne des pluies au cours de l'année sur l'Afrique de l'Ouest. En fonction de la latitude, deux types de précipitations sont observés. Le premier caractérisé par deux saisons des pluies : l'une d'avril à juin et l'autre, moins marquée, de septembre à octobre. Il s'observe aux alentours de 5°N, le long de la côte guinéenne. Le second régime, situé aux alentours 10°N au-dessus du Sahel, est marqué par une saison des pluies unique de juillet à septembre. L'advection du maximum de précipitation de sa position guinéenne vers 5°N à sa position soudano-sahélienne vers 10°N ne se fait pas de manière continue entre mai et juillet. Elle se produit suivant une transition brusque appelée saut de mousson ou onset. L'onset est un phénomène d'échelle intra saisonnière, non-linéaire, en plus qui va impacter la diminution des pluies sur la côte et leur installation sur le continent (Sultan & Janicot, 2000, 2003; Le Barbé *et al.*, 2002). En revanche le cycle saisonnier de la mousson africaine est soumis à une importante fluctuation aussi bien intra saisonnière

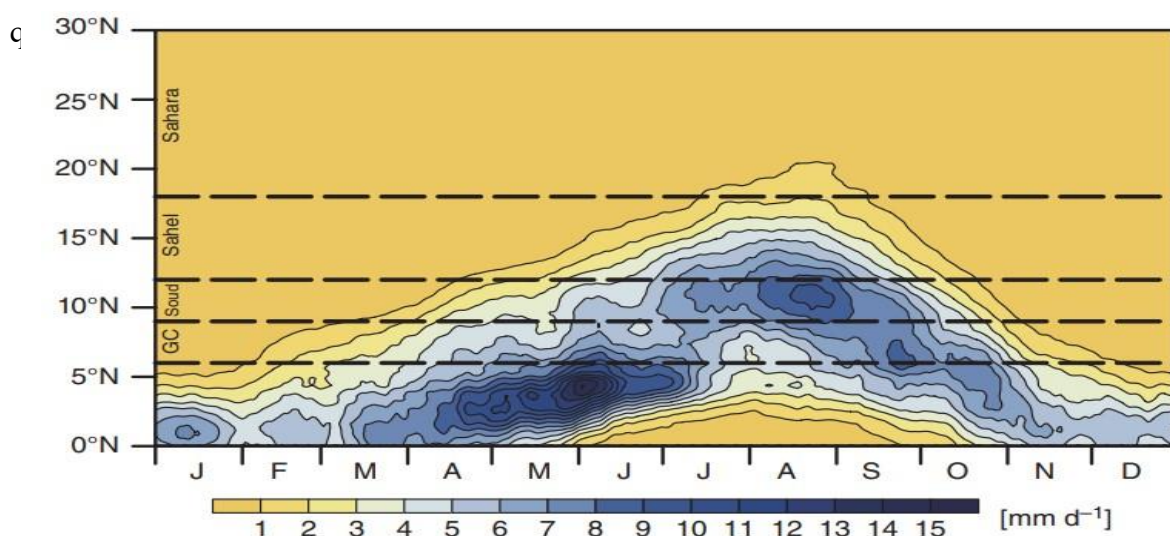


Figure 12 : Cycle saisonnier de la mousson ouest africaine.

Source: (Thorncroft *et al.*, 2011).

Diagramme de Hovmüller des précipitations journalières de TRMM moyennées entre 10°W et 10°E.

1-3-2-2- Variabilité intra saisonnière

La variabilité intra saisonnière de la MOA se manifeste par des événements d'échelles de temps inférieures à la saison (Sultan & Janicot, 2003; Roehrig *et al.*, 2011) que sont : une échelle autour de 25-90 jours et une échelle entre 25 et 10 jours. A ces échelles s'ajoute l'échelle synoptique, inférieure à 10 jours, ainsi que la méso-échelle, correspondant aux systèmes précipitants.

A l'échelle de 25-90 jours : Ce mode de variabilité autour de 25-90 jours est associé à l'oscillation de Madden-Julian (MJO) et renforce la convection sur l'Afrique (Matthews & Barclay, 2004 ; Janicot *et al.*, 2009). Cependant, cette échelle explique entre 16 et 21% de la variance intra saisonnière de la convection sur l'Afrique (Poan, 2013) . L'étude statistique de Janicot *et al.* (2009), basée sur les événements intra saisonniers de cette échelle, a mis en évidence les circulations atmosphériques associées à ce mode intra saisonnier. En effet, c'est par l'intermédiaire d'une onde de Rossby que l'anomalie positive de convection se propage sur l'Afrique de l'Ouest et Centrale. Ainsi, selon Pohl *et al.* (2009) la plupart des événements intra saisonniers à l'échelle de 25-90 jours sur l'Afrique se projettent sur la structure grande échelle de la MJO. En outre, ils ont montré un comportement asymétrique des phases de la MJO sur le Sahel : Les phases de suppression de la convection sur le Sahel sont en effet plus intenses que les phases d'activation.

A l'échelle de 10- 25 jours, deux modes de variabilité différents sont relevés par Janicot *et al.* (2010). Le premier mode est le mode QZBD (Quasi-Biweekly Zonal Dipôle) (Mounier *et al.*, 2008). Il caractérise un dipôle zonal qui normalise la convection entre la partie sud de l'Afrique de l'Ouest et l'Afrique Centrale, ainsi que l'Atlantique tropical. Ce dipôle zonal semble être soumis à la fois au passage d'une perturbation équatoriale vers l'est et aux processus de surface présents au-dessus de l'Afrique. Le second mode de variabilité intra saisonnière dans cette gamme de la MOA est le mode Sahélien (Janicot *et al.*, 2010). Il n'est rien d'autre qu'une perturbation de la convection vers 15°N, et qui est dirigée vers l'ouest. En plus, il est associé à une circulation cyclonique qui déplace de l'air humide du sud, renforçant ainsi l'anomalie positive de convection. Cette variabilité intra saisonnière semble être contrôlée par des ondes de Rossby équatoriales.

L'échelle synoptique : ce mode est constitué d'événements dont la dimension temporelle est comprise entre 1 et 10 jours. Une prépondérance de deux modes dans cette gamme a été montrée par Kiladis *et al.* (2006), en utilisant la méthode de décomposition en spectre d'énergie dans le domaine fréquence-nombre d'onde de la composante symétrique :

Le premier mode indiqué est caractérisé par les ondes de Kelvin qui participent à la modulation des précipitations en Afrique de l'Ouest, principalement à l'échelle synoptique (Mounier *et al.*, 2007). Avec une longueur d'onde de l'ordre de 8000 km et une vitesse de 15 m s⁻¹ vers l'est elles ont une période de vie d'environ 6 jours. Leur impact sur la convection en Afrique est plus important durant les mois de mars et d'avril lorsque l'ITCZ est la plus proche de l'équateur (Nguyen & Duvel, 2008).

Le second mode, il concerne les dépressions tropicales (Kiladis *et al.*, 2006). Sur l'Afrique, ces dépressions tropicales constituent un mode synoptique important de la mousson. Il s'agit de perturbations de l'atmosphère tropicale, à la fois dynamiques et thermodynamiques. Elles sont dirigées d'est en ouest avec une vitesse de 9 m s^{-1} et impactent significativement la répartition des précipitations pendant la mousson (Poan, 2013).

Les systèmes convectifs de mésoéchelle (MCS) : les précipitations dues à la MOA sont généralement engendrées par d'intenses systèmes convectifs de méso-échelle. Ils sont définis comme étant un ensemble de nuages convectifs s'étendant sur plus de 5000 km^2 et se propageant d'est en ouest, avec un temps de vie allant de quelques heures à plusieurs jours (Mathon & Laurent, 2001). Un exemple de MCS observé au-dessus de l'Afrique de l'Ouest à partir du satellite Meteosat est montré à la figure 13. En effet, Mathon *et al.* (2002) ont trouvé qu'au Sahel, plus de 90 % des précipitations sont dues aux MCS entre les mois de juin et de septembre. Dans les régions situées près des côtes guinéennes, Fink *et al.* (2006) ont indiqué que 26 % des précipitations sont liées à des MCS moins rapides ($\sim 8 \text{ m.s}^{-1}$) et moins étendus ($\sim 15\,000 \text{ km}^2$).

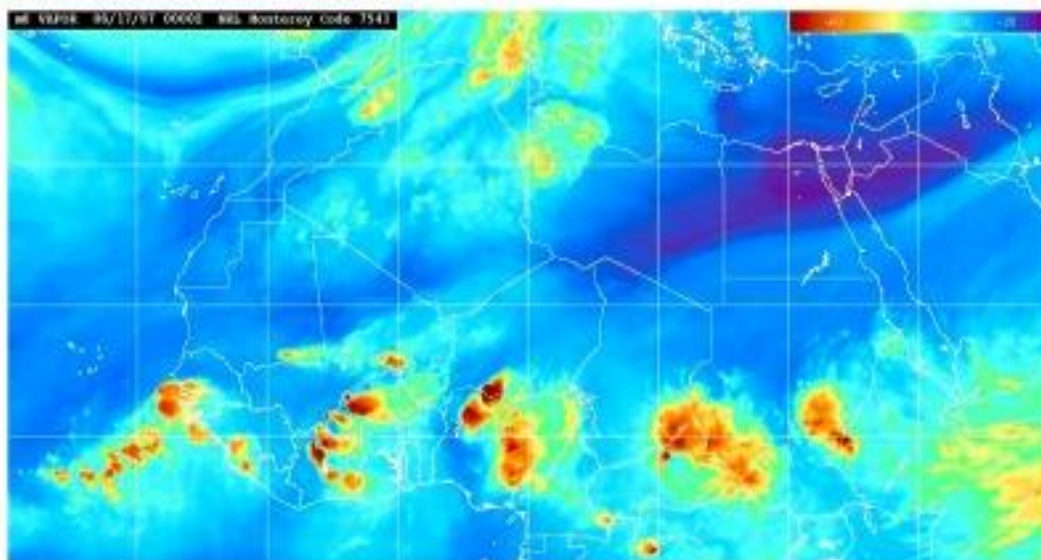


Figure 13 : Succession de systèmes convectifs de mésoéchelle observée dans le canal vapeur d'eau de Meteosat.

Source: Leduc-Leballeur (2012).

La couleur bleue sur la carte correspond aux zones sèches, et la couleur rouge aux zones humides.

1-3-2-3- Variabilité interannuelle et décennale

La variabilité des cumuls annuels de pluie associée à la MOA est très forte aussi bien d'une année à l'autre, que d'une région à l'autre comme illustré ci-dessous (Figure 14) pour les zones

du Sahel Occidental et du Sahel Central. Cela montre à quel point il est actuellement difficile de prévoir les précipitations pour une saison particulière. Outre cette variation interannuelle, l'évolution sur cette période d'environ près de 60 ans exhibe des oscillations aux échelles décennales avec la période humide allant jusqu'aux années 60, suivie d'une période sèche dans les années 70 et 80, et une normalisation pour le Sahel Central au milieu des années 90, mais pas dans la région du Sahel Occidental. Cependant, le cumul annuel masque la nature extrême ou pas des événements. Ainsi l'un des enjeux est donc de prévoir ces événements extrêmes aux conséquences désastreuses (pertes humaines et inondations dévastatrices...) et dont la fréquence augmente dans le contexte du changement climatique en cours (Panthou *et al.*, 2014).

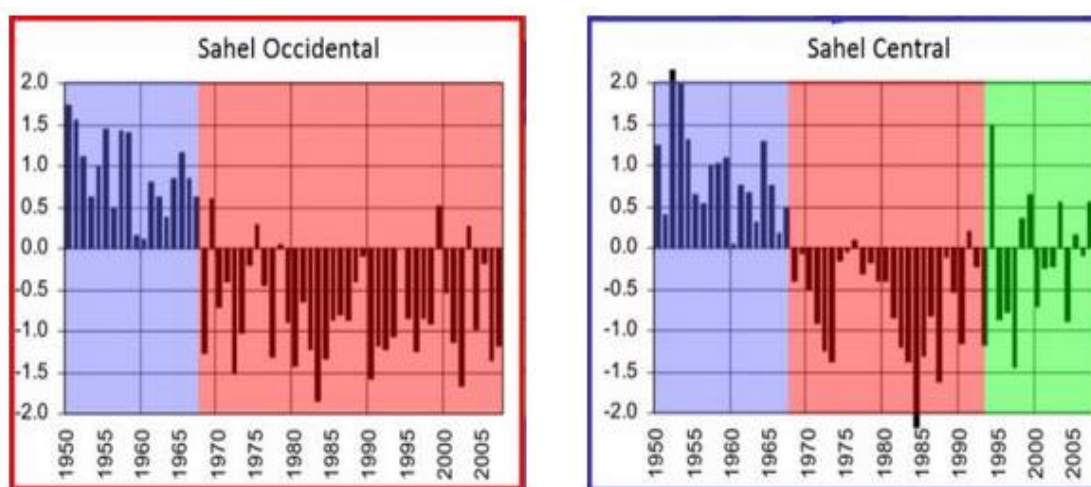


Figure 14 : Evolution interannuelle du cumul de précipitation dans les zones Sahel Occidental et du Sahel Central sur la période 1950-2007.

Source: (Vischel *et al.* (2019).

1-4- Évènements hydro-climatiques extrêmes en Afrique de l'Ouest

Les systèmes agricoles sont impactés par la situation du changement climatique et la fréquence des événements extrêmes (Briche *et al.*, 2010). Une analyse comparative des événements extrêmes de 1950 à 2100, a montré que les cycles de végétation et le bon déroulement des récoltes sont fortement influencés par les événements extrêmes (Kodja *et al.*, 2018). Pour des auteurs comme Yegbemey *et al.* (2014) et Sabai (2014), le climat est devenu de plus en plus variable, fragilisant, les systèmes agricoles qui ne répondent plus positivement aux conditions climatiques actuelles. Les principaux problèmes climatiques auxquels sont confrontées les populations de tous les continents, notamment en Afrique de l'Ouest, sont les événements extrêmes pluvieux (sécheresse, inondation), les précipitations irrégulières, le réchauffement

climatique et l'élévation de SST et du niveau de la mer Kodja (2011) et Amoussou et al. (2014). Les phénomènes les plus courants de ces aléas climatiques sont les sécheresses et les inondations en Afrique (Tazen *et al.*, 2019). Dans leur étude, Panthou *et al.* (2014) ont montré qu'une augmentation du nombre des événements extrêmes, tels que les sécheresses, affectent la disponibilité de l'eau, les activités socio-économiques, etc. Cette situation impacte l'environnement, les sols et l'échelle des systèmes d'eau et d'assainissement. L'impact de ces événements extrêmes n'est plus à démontrer dans les pays du Sahel selon Gemenne *et al.* (2014). Plusieurs auteurs tels que Mahé & Olivry (1995), Briquet *et al.*; (1996); Peugeot *et al.* (2012) et Lebel & Ali (2009) ont indiqué que les faibles précipitations annuelles dans les pays du Sahel (~ 100 mm) et les changements saisonniers caractérisés par des averses très courtes la saison juin-septembre menacent la sécurité alimentaire. Ainsi, pour Alhassane *et al.* (2013) les systèmes environnementaux humains et les activités socio-économiques sont les plus exposés aux événements hydro-climatiques extrêmes. Cet impact est encore plus prononcé dans les pays de l'Afrique subsaharienne, où la majeure partie des populations dépendent de l'agriculture, et vivent dans des endroits instables (les plaines inondables).

Par ailleurs, durant ces dernières décennies, les pays côtiers du GG ont été gravement touchés par les effets néfastes des conditions hydro-climatiques extrêmes (Kodja, 2011). Ainsi, certains auteurs comme Kodja *et al.* (2018) ont indiqué que ce phénomène conduit le plus souvent à des mauvaises récoltes et à des pertes de production : pertes de matériels et de vies, détérioration des conditions socio-économiques, des routes et des voies d'accès aux zones rurales, mouvements à grande échelle de personnes et d'animaux, catastrophes environnementales, maladies d'origine hydrique, pénuries alimentaires (Kodja, 2018). Une augmentation des événements hydro-climatiques extrêmes responsables de cette situation d'ici 2050 a été annoncée par Donou (2007). Cette situation est bien illustrée par les inondations observées dans presque tous les États côtiers du GG au cours des dernières décennies. Cela montre que les impacts du changement climatique et des événements extrêmes deviendront plus graves et affecteront sûrement les populations et l'environnement de plusieurs pays.

Conclusion partielle

Dans ce chapitre, nous avons fait un état des connaissances de l'environnement atmosphérique et océanique de l'Atlantique tropical et du GG. Nous nous sommes principalement intéressés aux paramètres essentiels pour notre étude. Ainsi, les conditions atmosphériques dans le GG sont principalement régies par les migrations en latitude de l'équateur météorologique (ITCZ) qui est une zone de fortes précipitations vers laquelle convergent les alizés. Le GG est une

région où la circulation océanique implique des courants essentiellement zonaux, et dirigés majoritairement vers l'Ouest. La variabilité de la SST dans cette région océanique est importante à cause de la présence des différentes remontées d'eau. La variabilité interannuelle de la SST est influencée par les modes équatorial et méridien. Nous avons aussi donné plusieurs définitions des vagues de chaleur océanique, ainsi que les facteurs responsables de ces événements. Il a également été montré que la Mousson Ouest Africaine est affecté par le changement climatique global, car elle est liée à la circulation atmosphérique globale. Cependant, d'autre part, la MOA possède également une forte dimension régionale en raison de sa situation géographique spécifique. Au système de mousson est associé des acteurs principaux comme l'ITCZ, le flux de mousson, le JAE, le JET et le JOST. Le régime pluviométrique de la région est influencé par ces caractéristiques de la MOA et sa variabilité est soumise à différentes échelles temporelles.

CHAPITRE 2 : DONNEES ET METHODES

Les campagnes océanographiques furent l'un des premiers moyens d'obtention des données océaniques. Cependant, les mesures des campagnes océanographiques ne sont pas continues dans le temps et dans l'espace. Ce qui a poussé les chercheurs en océanographie à s'intéresser aux outils satellitaires, fournisseurs d'observations globales et quasi-synoptiques de l'océan. Dans ce chapitre nous présenterons les données satellite de température de surface de la mer (SST), de circulation atmosphérique et de précipitation. Elles sont utilisées pour étudier les caractéristiques des vagues de chaleur océaniques et la variabilité de la surface de l'upwelling. Les relations entre les MHWs et les upwellings ainsi que les précipitations et MHWs sont aussi réalisées à partir de ces données. Ainsi, la méthodologie utilisée dans cette étude est basée sur les formules statistiques. Ces formules statistiques permettront de déterminer les intensités de l'upwelling, d'analyser la variabilité de la surface de l'upwelling, de déterminer les MHWs, d'analyser la relation qui existe entre les MHWs, l'upwelling et quelques paramètres atmosphériques. Elles permettront aussi l'analyse du lien des MHWs et la pluviométrie en Afrique de l'Ouest.

2-1- Données

2-1-1- Données de température de surface de la mer

Les données Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) sont des produits d'analyse de la température de surface de la mer à haute résolution développés à l'aide d'une technique d'interpolation optimale. Cette donnée SST a une résolution spatiale de $0,25^\circ \times 0,25^\circ$, une résolution temporelle journalière, et couvre la période 1982 à nos jours. Ces données sont accessibles sur le site web <https://stateoftheocean.osmc.noaa.gov/sur/ind/dmi.php>. Elles ont été largement utilisées pour l'étude du climat et pour le forçage de modèles globaux atmosphérique et océanique. Pour cette étude, nous avons utilisé la période 1991-2020 pour toutes les données.

2-1-2- Données de température des bouées

PIRATA (Prediction and Research Moored Array in the Tropical Atlantic) est un programme multinational initié en 1997 pour améliorer notre connaissance et notre compréhension de la variabilité océan-atmosphère dans l'Atlantique tropical, une région qui influence fortement les hydro-climats et, par conséquent, les économies des régions bordant l'océan Atlantique (Bourlès *et al.*, 2019). Il s'articule autour d'un ensemble de bouées amarrées fournissant des données météorologiques et océanographiques transmises en temps réel, diffusées via le Système

mondial de télécommunications (GTS) et les serveurs de données mondiaux. Les variables mesurées sont la SST, la SSS (Sea Surface Salinity), la vitesse du vent de surface et la contrainte du vent, l'humidité spécifique et la température de l'air, la température en subsurface, les flux de chaleur turbulents en surface, le rayonnement à ondes courtes, le rayonnement à ondes longues descendant, les précipitations, les courants de surface et le niveau de la mer.

Dans cette étude, nous utilisons les champs quotidiens de température de subsurface in situ de la bouée à 0°W, 0°N dans l'Atlantique tropical (Foltz *et al.*, 2018). Cette donnée est disponible de septembre 1997 à août 2020 sur le site (<http://www.pmel.noaa.gov/gtmba/pmel-theme/atlantic-ocean-pirata>). Ces données ont passé avec succès le contrôle de qualité et ne nécessitent pas de correction de biais (Servain *et al.*, 1998; Johns *et al.*, 2014; Bourlès *et al.*, 2019). Les champs de température de subsurface sont interpolés sur une grille verticale uniforme de 5 m.

2-1-3- Données de pluie

Les données du Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Stations (CHIRPS) sont conçues par les scientifiques de l'US Geological Survey (USGS), en collaboration avec l'Université de Santa Barbara en Californie. C'est un ensemble de données pluviométriques quasi- globales couvrant 180°W-180°E ; 50°S-50°N, et disponibles de 1981 jusqu'à présent. CHIRPS est le produit de trois sources de données principales que sont les données du Climate Hazards group Precipitation climatology (CHPclim), les estimations des précipitations par satellite fondées sur le TIR, et les mesures de pluviomètre in situ.

Nous avons utilisé les données CHIRPS journalières de résolution spatiale 0,25°x 0,25° sur la période 1991-2020. Ces données sont accessibles sur le site web <ftp://chg-ftpout.geog.ucsb.edu/pub/org/chg/products/CHIRPS-2.0/prelim/>.

2-1-4- Données de réanalyses

Afin d'étudier la relation entre les conditions atmosphériques et les MHWs, nous avons utilisé les données atmosphériques des réanalyses de la National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research (NCEP-NCAR). Elles sont disponibles sur le site web <https://www.esrl.noaa.gov/psd/>. Ces données dérivent d'une combinaison d'observations et de résultats de modèles. Les données d'observation se composent principalement de données globales de radiosondes, de données marines de surface COADS (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set), de données aéronautiques, de données synoptiques de surface terrestre, de vitesses des vents de surface du Special Sensor Microwave Imager (SSM / I), de vents de dérive des nuages par satellite, et données de sonde par satellite. De nombreuses caractéristiques

du champ de vent indiquées par les données du NCEP pour les années humides et sèches ont été confirmées par les données de vent réelles (Nicholson & Grist, 2003) . Des détails sur les données et leur qualité, le modèle, les techniques d'assimilation des données et une validation limitée sont donnés dans (Kalnay *et al.* (1996). Dans cette étude, nous avons utilisé les composantes horizontale et verticale du vent de surface, de la vitesse verticale et de l'humidité spécifique sur la période de Mai-Octobre de 1991 à 2020. Ces réanalyses ont une grille horizontale de 2,5 degrés de latitude x 2,5 degrés de longitude. L'humidité spécifique et la vitesse verticale couvrent sept niveaux de pression (1000, 850, 700, 500, 300, 200, et 100 hPa).

2-2- Méthodes

2-2-1- Intensité de l'upwelling

Deux indices ont été définis à chaque pas de temps t pour analyser la variabilité interannuelle de l'upwelling dans le GG. Ils sont donnés par les équations II.1(Toualy, 2013) et II.2 (Caniaux *et al.*, 2011):

$$CUI(t) = \int (T_r - SST(t, x)) He(T_r - SST(t, x)) dS \quad (Eq. II. 1)$$

$$CUS(t) = \int He(T_r - SST(t, x)) dS \quad (Eq. II. 2)$$

Où le CUI et le CUS sont respectivement l'indice de l'upwelling côtier (Coastal upwelling index (CUI) en anglais), et la surface de l'upwelling côtier (the coastal upwelling surface (CUS), en anglais). SST représente la température de surface de la mer au pas de temps t et au point de grille x , T_r est la température de référence à partir de laquelle on considère que l'upwelling se

produit. He est la fonction de Heaviside telle que : $He = \begin{cases} 1 & \text{si } SST < T_r \\ 0 & \text{si } SST > T_r \end{cases}$

Ces calculs d'indices ont été effectués dans les zones où se produisent des upwellings. A noter que la CUS peut être exprimé en km^2 ou en nombre de pixels et le CUI en $\text{km}^2 \cdot \text{jour}$. Grâce à ces indices ci-dessus, il est possible d'estimer la date de début de l'upwelling (la première date quand $CUI > 0$) et la date de disparition (la dernière date quand $CUI < 0$), ainsi que la durée d'un événement d'upwelling (la différence entre les dates de fin et de début de l'upwelling). Le CUS a été utilisé par Caniaux *et al.* (2011) pour étudier les changements temporels dans la langue d'eau froide équatoriale, et les deux ont été utilisés par Toualy (2013) pour étudier les changements temporels et spatiaux de l'upwelling au nord du GG. Ces indices permettront de caractériser l'upwelling du GG par rapport aux études précédentes. Le CUS permettra de caractériser l'extension spatiale des upwellings de notre zone d'étude. Cette

définition de l'indice d'upwelling diffère de celle utilisée par Hardman-Mountford & McGlade (2003). Ces derniers ne considèrent que deux indices :

L'extension spatiale (équivalent à notre indice de *CUS*), définie comme le nombre de pixels avec des températures inférieures à la valeur de référence sélectionnée.

L'intensité de l'upwelling est définie comme la différence entre 25°C et les moyennes spatiales de la SST dans une zone fixe préalablement définie.

La principale amélioration apportée par l'approche de Caniaux *et al.* (2011) et de Toualy (2013) est de quantifier la force de l'upwelling en considérant à la fois les variations temporelle et spatiale dans les régions d'upwelling, plutôt que de calculer la force sur la base des SST moyennées spatialement dans une très petite boîte. De plus, les indices sont calculés à partir des données quotidiennes NOAA-OISST, contrairement aux données hebdomadaires utilisées par Hardman-Mountford & McGlade (2003), ce qui permet d'analyser plus en détail l'évolution temporelle de cet upwelling. Nous avons utilisé dans cette étude la température 25°C comme le seuil (T_r) sur la base de la littérature selon laquelle elle est inférieure à la SST moyenne atteinte en juin (Bakun, 1978; Picaut, 1983).

2-2-2- Méthode des fonctions orthogonales empiriques

La méthode des fonctions orthogonales empiriques (en anglais : empirical orthogonal functions, EOF) est une méthode d'analyse qui a été appliquée en météorologie pour la première fois par Lorenz (1956). Cette méthode porte différents noms selon les domaines. Par exemple en physique, on s'y réfère sous le nom de décomposition de Karhunen-Loève. En géophysique, les EOFs sont aussi connues sous appellation PCA (analyse en composante principale). À l'aide d'une décomposition en EOF, un signal observé peut-être réduit à ses premières fonctions d'amplitude. En climatologie, elles sont plus utilisées dans l'analyse des données et dans la recherche des fréquences temporelles expliquant un certain pourcentage de la variabilité d'un paramètre donné sur des zones géographiques étendues. Par exemple la méthode des EOFs a permis de mettre en lumière le phénomène El Niño qui a une fréquence connue et qui explique en majeure partie les conditions météorologiques dans l'océan Pacifique (Cane *et al.*, 1986). Les EOFs peuvent être utilisées pour mettre en évidence les modes fondamentaux de variabilité dans une série de données (Blacher, 1990). Une autre application est qu'elles peuvent-être utilisées pour filtrer des échelles de variabilité non désirées dans la série de donnée : un nombre faible d'EOFs les plus importantes peuvent être utilisées pour reconstruire un champ, et cela supprime les échelles de variabilité plus fines. Le calcul des EOFs est possible seulement quand la série de donnée est complète.

Leur principe est de déterminer des fonctions orthogonales empiriques qui caractérisent la covariabilité de séries temporelles pour une grille spatiale donnée. Il n'existe pas de garantie que les modes de variabilité obtenus aient une signification physique. Des événements peuvent être répartis sur plusieurs EOFs si leurs valeurs propres sont similaires et que les séries temporelles ont un degré de liberté faible. Le calcul des EOFs selon (CARTON and JALLUDIN, 2016) peut être effectué en appliquant approche suivante :

La décomposition d'une variable en composantes principales réduit l'espace sur lequel cette variable est décrite, en supprimant les redondances d'informations (dues à une corrélation spatiale, ou temporelle, non nulle), et en gardant les « modes » dominants. Les modes spatiaux, ou EOFs spatiales, constituent les structures spatiales qui contiennent le maximum de variance spatiale. De même, les modes temporels sont les trajectoires qui totalisent le maximum de variance temporelle. De façon mathématique, ce sont des vecteurs propres de la matrice de variance-covariance, spatiale dans le premier cas, temporelle dans le second. Une analyse basée sur la décomposition en EOF spatiale est connu sous le nom « S-mode », et celle basée sur la décomposition en EOF temporelles est nommée une analyse « T-mode ».

Soit X un signal discrétisé comportant des valeurs (simulées ou observées) du prédicteur, à m points (ou stations) ou/et n pas de temps, de taille (équation II.3).

$$X = [x_1 \dots x_n] \quad (Eq. II. 3)$$

Dans la matrice X , chaque colonne est un vecteur représentant une série d'observations au temps t (équation II.4) :

$$t_j: x_{ij} = (x_{1j}, \dots, x_{mj})^T \quad (Eq. II. 4)$$

La matrice X est éventuellement centrée sur la moyenne temporelle suivant l'équation centrée réduite (II.5).

$$x_{ij} = \frac{x_{ij} - \bar{x}_i}{\sigma_{x_i}} \quad (Eq. II. 5)$$

Les EOFs spatiales sont les vecteurs propres, notés P_k , de la matrice de variance-covariance (équation II.6) de taille $m \times m$:

$$C_{XX} = XX^T \quad (Eq. II. 6)$$

Si l'on note P la matrice dont les colonnes sont les EOFs, on a l'équation II.7 :

$$P = (p_1; \dots; p_m) \quad (Eq. II. 7)$$

Les vecteurs propres P_k (représentant les modes) et les valeurs propres λ_k sont déduits de la matrice de variance-covariance. Les vecteurs propres P_k forment une base orthogonale sur laquelle on peut projeter tout vecteur $x(t)$ de taille m (équation II.8):

$$x(t) = \sum_{k=1}^m \alpha_k(t) p_k \quad (Eq. II. 8)$$

Les coefficients $\alpha_k(t)$ sont les poids, à l'instant t , représentant l'importance des différents modes à cet instant. Le vecteur $\alpha_k = (\alpha_{1k}, \dots, \alpha_{nk})^T$ est le coefficient d'expansion correspondant au mode, c'est-à-dire le poids de ce mode au cours du temps. Si $A = [\alpha_1 \dots \alpha_m]$ est la matrice (de taille $m \times n$) dont les colonnes sont les coefficients d'expansion, on a (équations II.9 et II.10):

$$X = PA^T \quad (Eq. II. 9)$$

où $A^T = P^T X \quad Eq. II. 10$

On note par ailleurs que les coefficients d'expansion ont la même variance temporelle que X (equation II.11) :

$$AA^T = X^T P P^T X = X^T X \quad (Eq. II. 11)$$

Les EOFs spatiales sont également appelées modes ou « directions principales », et les coefficients d'expansion associés sont appelés « composantes principales ».

On trouve, de façon similaire, les EOFs temporelles, qui sont les vecteurs propres de la matrice de variance-covariance. On peut ensuite tronquer les résultats à un nombre limité de modes (correspondant aux valeurs propres les plus élevées), qui expliquent une grande partie de la variance, afin de réduire l'espace des prédicteurs.

Remarque:

Traitement initial des données d'entrée : Avant de réaliser une EOF sur un jeu de données, un certain nombre de manipulations peuvent être réalisées, selon le type de données dont on dispose et selon ce que l'on souhaite mettre en évidence.

Centrage : La première étape, qui est implicite dans tout ce qu'on a mentionné précédemment, est de centrer les séries temporelles, c'est-à-dire de leur retrancher leur moyenne temporelle. C'est aussi une étape importante avant de réaliser un filtrage des données. On supposera toujours que cette étape a été réalisée.

Normalisation : On peut éventuellement normaliser les variables utilisées par leur écart-type.

Cette manipulation permet de s'intéresser à la variance relative de la variable de départ, et de mettre sur un pied d'égalité des régions qui peuvent avoir des variances totales très différentes. Avec la normalisation, les EOFs maximiseront donc cette variance relative, en utilisant la matrice de corrélation plutôt que celle de variance-covariance.

2-2-3- Vérification de la dépendance des modes de variabilité

2-2-3-1- Critère de North *et al.* (1982)

Pour s'assurer que les vecteurs propres sélectionnés sont bien indépendants, le critère de North *et al.* (1982), basé sur la notion de dégénérescence des vecteurs propres, a été utilisé. Ce critère stipule que des vecteurs propres (de même que leur combinaison linéaire) dont les valeurs propres sont égales sont dits dégénérés. Ce qui montre qu'ils traduisent la même variance expliquée. Dans le cas de valeurs propres égales, la dégénérescence est effective, mais il arrive souvent que les valeurs propres soient plutôt voisines. La relation expliquant la dégénérescence entre les vecteurs propres est formulée ainsi par les équations II.12 et II.13:

$$\Delta\lambda_j = \sqrt{\frac{2}{n^*}} \lambda_j \quad (\text{Eq. II. 12})$$

$$n^* = n \left(\frac{1 - \rho}{1 + \rho} \right) \quad (\text{Eq. II. 13})$$

Où n est le nombre d'observations, $\Delta\lambda_j$ est l'erreur typique sur la valeur propre λ_j , n^* est le nombre de variables indépendantes qui est souvent remplacé par le nombre de degré de liberté généralement inférieur au nombre de mesures, et ρ le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1. Les équations II.12 et II.13 signifient que lorsque l'erreur typique d'une valeur propre est comparable ou supérieure à l'écart entre cette valeur propre et son voisin, alors l'erreur typique sur le vecteur propre est de l'ordre de la structure spatiale voisine. Ainsi, deux vecteurs sont dégénérés lorsque l'écart entre eux est inférieur à l'erreur qui leur est associée.

2-2-3-2- Critère du coude ou le scree test

C'est une méthode proposée par Cattell (1966) et qui est basée sur l'étude d'un graphique. Les valeurs propres calculées selon la méthode des EOFs sont représentées sur un graphique en ordre de valeurs décroissantes. Un écart substantiel est ensuite identifié dans la magnitude des valeurs propres. Un mode ayant le même nombre de facteurs commun que le nombre de valeurs propres avant le dernier écart substantiel (coude) est alors ajusté aux données. Cette méthode a été conseillée par des auteurs tels que Zwick & Velicer (1986) lorsqu'ils ont montré qu'elle est

plus précise et moins variable. Toutefois, ils ont conseillé de coupler cette méthode avec d'autres méthodes.

2-2-4- Détection des ruptures au sein des séries pluviométriques

L'une des préoccupations au cœur de la problématique des études portant sur le changement ou la variabilité climatique est la détection de rupture de stationnarité. Elle est essentielle afin de détecter les séries de données climatologiques ou hydrométriques homogènes. C'est une méthode qui permet de mieux apprécier, le changement de comportement d'une variable dans une série temporelle, dans la dynamique climatique qu'elle soit régionale ou locale, et surtout dans le contexte de l'irrégularité des précipitations. En Afrique de l'Ouest et Centrale, la méthode de détection de rupture a été utilisée par un bon nombre de scientifiques tels que Mahé & Olivry (1995) et Paturel *et al.* (2010). Dans la présente étude, la détection de rupture a été faite selon le Test de Pettitt.

L'approche de Pettitt (1980) est l'une des méthodes efficaces, utilisées pour détecter les ruptures dans le secteur d'étude utilisant les séries pluviométriques et hydrologiques. Cette approche dérive du test de Mann-Whitney et a fait l'objet de plusieurs travaux scientifiques portant sur la variabilité pluvio-hydrologique. Elle a été adoptée dans des travaux antérieurs en Afrique de l'Ouest et Centrale par plusieurs auteurs (Kodja *et al.*,2011).

La détection de rupture selon le test de Pettitt consiste à découper une série principale X de N éléments en deux sous séries à chaque instant t compris entre 1 et $N-1$. La série principale présente une rupture à l'instant t si les deux sous séries ont des distributions différentes. La variable de Pettitt $U(t)$ définie par les équations II.14, II.15 et II.16 :

$$U(t) = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (\text{Eq. II. 14})$$

$$\text{Où } D_{ij} = \text{signe}(x_i - x_j) = \text{signe}(z) \quad (\text{Eq. II. 15})$$

$$\text{Avec } \text{signe}(z) = \begin{cases} 1 & \text{si } z > 0 \\ 0 & \text{si } z = 0 \\ -1 & \text{si } z < 0 \end{cases} \quad (\text{Eq. II. 16})$$

La statistique de Pettitt est (équation II.17)

$$T = \max\{U(t), \quad t = 1 \dots n\} \quad (\text{Eq. II. 17})$$

Et la variante (équation II.18) est : $K = \max\left\{\left|\frac{U(t)}{\sqrt{nt-t^2}}\right|, t = 1 \dots n\right\}$ (Eq. II. 18)

La probabilité de dépassement (équation II.19) de la valeur K prise par la statistique T est :

$$p = P(T \geq k) = 2 \exp\left(\frac{-6k^2}{T^3 + T^2}\right) \quad (\text{Eq. II. 19})$$

Pour un risque α de première espèce donnée, si $p < \alpha$, l'hypothèse nulle est rejetée. Ce test est réputé pour sa performance et sa robustesse (Paturel *et al.*, 2010).

2-2-5- Analyse en Ondelettes

La méthode d'analyse en ondelette a été premièrement introduite par Mallat (1989). Cette transformée en ondelette continue (Continue Wavelet Transform en anglais, CWT) est une méthode mathématique qui est très importante pour l'analyse numérique et la manipulation des ensembles multidimensionnels de signaux discrets. Elle permet alors le suivi temporel d'une échelle de variabilité et d'identifier des lags de temps où elle est active et d'autres où elle ne l'est pas. Cette méthode statistique d'analyse du signal a été plusieurs fois utilisée dans les études de variabilité intra saisonnière, notamment pour la mise en évidence des échelles intra saisonnières de la MAO (Janicot & Sultan, 2001; Mounier *et al.*, 2007), et celles de la dépression thermique saharienne (Lavaysse *et al.*, 2010). Nous l'utiliserons, ici, pour des objectifs similaires. Une étude théorique de cette méthode d'analyse peut être trouvée dans Daubechies & Lagarias (1992), ainsi qu'un guide de son utilisation dans les sciences du climat dans Torrence & Compo (1998). Nous ne donnons ici que quelques indications sur son calcul et les tests de significativité associés. Pour calculer le spectre en ondelettes, c'est-à-dire la répartition d'une échelle de temps à un instant donné, on construit toute une famille de fonctions (les ondelettes), obtenues par translation et homothétie d'une fonction de base donnée a priori, l'ondelette-mère $\Psi_0(\eta)$. Cette fonction doit vérifier quelques propriétés de base, notamment elle doit avoir une meilleure résolution en temps et en fréquence. L'ondelette de Morlet qui consiste en une onde plane modulée par une fonction gaussienne est l'ondelette-mère la plus souvent utilisée (équation II.20) :

$$\Psi_0(\eta) = \pi^{-1/4} e^{i\omega_0\eta} e^{-\eta^2/2} \quad (\text{Eq. II. 20})$$

où ω_0 est la pulsation de l'onde plane ($\omega_0 = 6$) pour satisfaire les conditions d'admissibilité d'ondelette-mère. Cette ondelette-mère est ensuite translatée et dilatée pour constituer une famille de fonctions de base sur lesquelles on projette la série temporelle. La transformée en ondelette de la série temporelle est définie par la convolution suivante (équation II.21) :

$$W_t(s) = \sum_{k=0}^{k-1} x_{k+1} \left(\frac{\delta t}{s}\right)^{1/2} \Psi_0^* \left[\delta t \frac{(k-t)}{s} \right] \quad (Eq. II. 21)$$

Où x est la série temporelle, δt la résolution temporelle constante, s l'échelle de l'ondelette, et Ψ_0^* le complexe conjugué.

En variant s (s est reliée à la fréquence par un facteur donné dans Torrence et Compo, 1998), et en translatant l'ondelette le long de la localisation temporelle t , on construit le spectre de la série temporelle dans l'espace-temps-fréquence. Le spectre en ondelettes est alors défini par $|W_t(s)|^2$.

On notera que le spectre en ondelettes peut être calculé simplement en utilisant les transformées de Fourier de x_t et des fonctions d'ondelettes (équation II.22) :

$$W_t(s) = \sum_{k=0}^{T-1} \hat{x}_{k+1} \left(\frac{2\pi s}{\delta t}\right) \Psi_0^*(s w_k) e^{i w_k t \delta t} \quad (Eq. II. 22)$$

$$\text{avec: } w_k = \begin{cases} \frac{2\pi k}{T\delta t} & \text{si } k \leq \frac{T}{2} \\ \frac{-2\pi k}{T\delta t} & \text{si } k \geq \frac{T}{2} \end{cases} \quad (Eq. II. 23)$$

Remarque:

Significativité : Comme pour estimer la significativité du spectre de Fourier, on peut comparer le spectre en ondelettes obtenu à chaque instant t et pour chaque échelle s à celui qu'on obtiendrait à partir d'un bruit rouge de mêmes propriétés que la série initiale.

2-2-6- Corrélations croisées

La corrélation croisée est la mesure de la similarité entre deux signaux différents. Soit y la série temporelle de N valeurs, $y(t_i) = y_i$ la mesure à la date $t_i(t_1, \dots, t_N)$. La série temporelle y' dépourvue de sa courbe de tendance est obtenue par les équations II.24, II.25 et II.26 (Emery & Thompson, 2001) :

$$y'(t) = y(t) - \overline{y(t)} \quad (\text{Eq. II. 24})$$

$$\overline{y(t)} = \mu_y + \alpha \times t \quad (\text{Eq. II. 25})$$

Où α est la tendance. La moyenne de la série temporelle y est :

$$\mu_y = E[y(t)] = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} y_i \quad (\text{Eq. II. 26})$$

Soit une autre série temporelle x de N valeurs, avec $x(t_i) = x_i$ la mesure à la date $t_i (t_1, \dots, t_N)$. Les équations ci-dessus s'appliquent aussi à cette dernière variable, mais avec une tendance et une moyenne différente. La fonction de corrélation croisée entre ces deux séries temporelles x et y entre les instants $t_1 = t$ et $t_2 = t + \tau$ au pas d'échantillonnage temporel Δt est (équation II.27):

$$CCF = R_{xy} = [y(t)x(t + \tau)] = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} y'_i x'_{i+k} \quad (\text{Eq. II. 27})$$

Avec $\tau = k \times \Delta t (k = 0, \dots, m)$ le décalage temporel pour des incréments de valeur d'échantillonnage k , avec $m < N$.

2-2-7- Vagues de chaleur océaniques

Bien que plusieurs définitions aient été proposées pour décrire quantitativement les MHWs, dans ce travail, nous avons appliqué la définition standard des MHWs de Hobday *et al.* (2016) qui est l'approche la plus largement utilisée. Une MHW est un événement d'eau exceptionnellement chaude qui persiste pendant au moins cinq jours consécutifs marqués par une SST dépassant le seuil du 90^e percentile variable selon les saisons. Elle est caractérisée par sa durée, son intensité (maximale, moyenne et cumul) et sa fréquence. Ces auteurs ont identifié les dates de début et de fin et ont calculé la durée et l'intensité de chaque événement MHW.

Supposons que sur la zone d'étude, l'on ait une série de données journalières de SST sur la période 1991-2020 (~ 30 ans de données). Celle-ci équivaut à 10958 valeurs de SST par point de grille. La moyenne climatologique de chaque jour calendaire a été calculée sur chaque point de grille à partir de la formule suivante (équation II.28) :

$$T_m = \frac{\sum_{y=y_s}^{y_e} \sum_{d=j-5}^{j+5} T(y, d)}{11 (y_e - y_s + 1)} \quad (\text{Eq. II. 28})$$

Où, T_m est la moyenne climatologique de chaque jour calendaire de la SST (en °C) calculée sur une période de 30 ans. On obtient donc 365 valeurs de T_m par point de grille correspondant à la

climatologie journalière. j ou d est le jour de l'année, y_s et y_e sont respectivement les dates de début et de fin de la série, et T est la SST journalière du jour j de l'année y .

Le 90^e centile de chaque jour calendaire (noté $T_{90}(j)$) de toutes les valeurs de la série a été ensuite calculé par point de grille (Hobday *et al.*, 2016). On obtient donc une moyenne climatologique de 365 jours de cette variable selon l'équation II.29 suivante :

$$\left\{ \begin{array}{l} T_{90}(j) = P_{90}(X) \\ X = T(y, d) \\ y_s \leq y \leq y_e \\ j - 5 \leq d \leq j + 5 \end{array} \right. \quad (Eq. II. 29)$$

À chaque point de grille et pour chaque MHW, nous avons calculé la durée de l'événement (temps entre les dates de début et de fin) et l'intensité cumulée moyenne. Les statistiques interannuelles et la fréquence associées sont ensuite déduites. Notons que la fréquence des événements représente le nombre d'événements discrets se produisant chaque année. Tous ces calculs sont résumés par les équations II.30 suivantes :

$$\left\{ \begin{array}{l} t_s \leq j \leq t_e \\ D = t_e - t_s \geq 5 \\ i = T(t) - T_m(j) \\ i_{max} = \max(T(t) - T_m(j)) \\ i_{moy} = \overline{T(t) - T_m(j)} \\ i_{cum} = \int_{t_s}^{t_e-1} (T(t) - T_m(j)) dt \end{array} \right. \quad (Eq. II. 30)$$

où t_e , t_s sont les dates de début et de fin d'une MHW, et D est la durée en jours pendant laquelle la température dépasse le seuil $T_{90}(j)$. Les principales caractéristiques des MHWs sont, l'intensité (i en °C), l'intensité maximale (i_{max} en °C), l'intensité moyenne (i_{moy} en °C) et le cumul d'intensité (i_{cum} en °C.Jours).

La catégorisation des événements de MHWs dans cette étude est basée sur l'intensité i . Hobday *et al.* (2016) notaient que des approches plus complètes, basées sur des combinaisons d'autres mesures de MHWs, peuvent être nécessaires pour décrire plus en détail les événements. La magnitude des descripteurs d'échelle (figure 2.1), est résumée dans le tableau 1. Quatre catégories (modérée, forte, sévère, et extrême) sont ainsi définies. Cette catégorisation peut être réalisée sur chaque point de grille, et pendant le temps d'un événement de MHW.

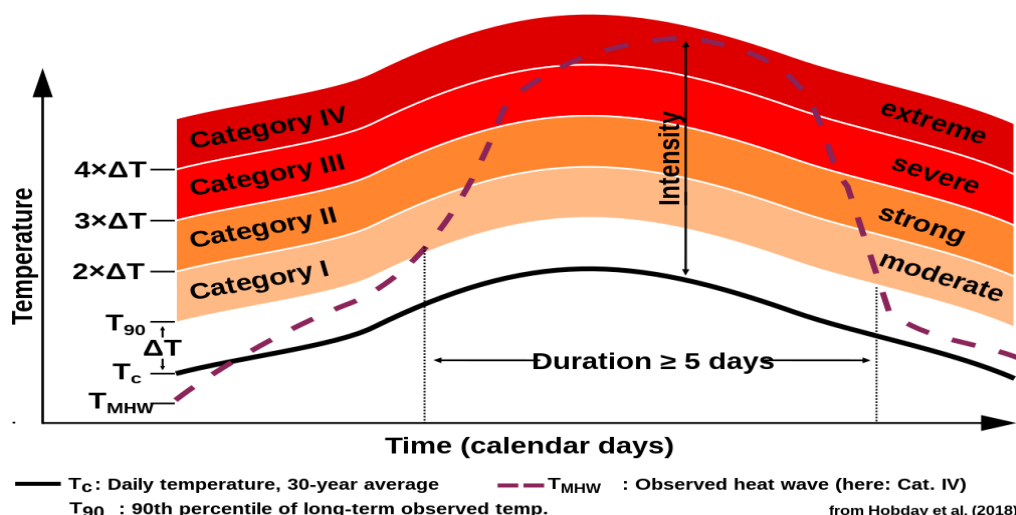


Figure 15 : Schéma de catégorisation des vagues de chaleur marines.

Source : Hobday *et al.* (2018).

La série chronologique de températures observées (ligne pointillée), la climatologie régionale à long terme (ligne épaisse) et la climatologie du 90ème centile (ligne fine). Les multiples de la différence au 90ème centile par rapport à la valeur climatologique moyenne définissent chacune des catégories avec les descripteurs correspondants.

Tableau I : Résumé de la catégorisation des vagues de chaleur marines

$$(\Delta t = T_{90} - T_c.)$$

Catégories			
Modérée (I)	Forte (II)	Sévère (III)	Extrême (IV)
Conditions $i < 2\Delta t$	$2\Delta t < i < 3\Delta t$	$3\Delta t < i < 4\Delta t$	$i > 4\Delta t$

2-2-8- Classification hiérarchique ascendante : Principe des clusters

La Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) est selon Ward (1963) une méthode de classification itérative permettant de réduire de grand ensemble de données à un plus petit nombre de groupe. Chaque singleton est considéré comme une carte des intensités des MHWs et est défini comme un événement unique de l'ensemble des données dans la procédure CAH. Il est initialement associé à un autre en fonction de la distance euclidienne (distance moyenne entre différents points) qui sépare chaque paire de singletons. Chaque groupe fusionné résultant est appelé cluster. Chaque cluster est ensuite apparié avec un autre suivant le critère de Ward (1963). Ce qui garantit une ressemblance importante entre différents événements formant le cluster et une dissimilarité maximale entre tous les clusters.

Cette procédure est reprise jusqu'à ce que les deux clusters restants se fusionnent finalement dans toute la donnée. Les différentes classes de clusters issues de procédure de regroupement

peuvent être représentées par un dendrogramme ou arbre de classification. Cette représentation illustre les fusions effectuées à chaque niveau successif de l'analyse et de la distance de liaison entre chaque groupement successif. L'abscisse de ce dendrogramme indique les numéros de chaque singleton ou cluster unique et l'ordonnée indique la hauteur. Les lignes horizontales relient les clusters tandis que les lignes verticales montrent la distance entre chaque paire de clusters fusionnées.

Par conséquent, pour identifier les principaux groupes d'événement des MHWs, il suffit de découper le dendrogramme horizontalement à la distance euclidienne moyenne.

2-2-9- Méthode de calcul des indices

Parmi les préoccupations liées à la variabilité du climat, que ce soit dans les zones tropicales d'Afrique de l'Ouest ou d'autres régions dans le monde, le changement possible de la fréquence des événements extrêmes et des modifications graduelles dans les caractéristiques moyennes du climat, suscite un intérêt majeur dans la communauté scientifique compte tenu de leurs impacts anticipés sur l'environnement naturel et humain (Mara *et al.*, 2010).

Ces événements sont en quelque sorte des facteurs importants de vulnérabilité des populations (Houghton, 2001) notamment les événements de pluies extrêmes. Pour mieux appréhender ces événements, le recours au développement d'indices est proposé comme un moyen relativement simple pour analyser les modifications dans les événements pluvieux ayant potentiellement un impact sur l'environnement naturel et humain (Gachon *et al.*, 2005; Dubuisson and Moisselin, 2006).

Cependant, un grand nombre de groupes d'expert dans le contexte des changements globaux et environnementaux à l'échelle internationale ont mis en place une méthodologie standard permettant de calculer ces indices : et comme exemple, nous avons le projet ETCCDMI (Expert Team Climate Detection Monitoring and Indices), ou le projet européen STARDEX (Statistical and Regional dynamical Downscaling of Extremes for European regions). Ainsi, le groupe CLIVAR : Climate Variability and predictability (Karl *et al.*, 1999; Frich *et al.*, 2002) du WCRP (World Climate Research program) de l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale) a suggéré une liste de différents indices calculés à partir des séries journalières des variables de surface (précipitation et température). Ces indices définissent les caractéristiques particulières des événements extrêmes, y compris la fréquence, l'amplitude et la persistance.

Ces indices permettent également d'évaluer de façon directe les tendances associées à la fréquence ou à l'intensité des événements pluvieux qu'ils soient extrêmes ou pas. La raison du

choix d'un seuillage par percentile contrairement à un seuil fixe s'explique par le fait que le nombre de jours dépassant un seuil de percentile est mieux réparti dans l'espace. Ces indices permettent aussi de faire des comparaisons spatiales à travers un échantillonnage de la même partie d'une répartition de probabilité de la pluviométrie à chaque emplacement. Les indices déterminés à partir des seuils absolus sont moins appropriés pour faire une comparaison spatiale des événements extrêmes que ceux basés sur des seuils mobiles (seuil par percentile). Ceci s'explique par le fait que les indices basés sur des seuils absolus peuvent échantillonner des parties très différentes des répartitions de températures et de précipitations. Le groupe d'expert ETCCDI a défini neuf indices caractérisant les pluies intenses que sont :

- Rx1day, Monthly maximum 1-day precipitation : la pluie journalière maximale d'un mois donné ;
- Rx5day, Monthly maximum consecutive 5-day précipitation : le maximum de la quantité de 5 jours de pluie successifs d'un mois donné ;
- SDII, Simple daily intensity index (mm/Jr) : cet indice correspond aux totaux de pluie annuelle divisés par le nombre de jours de pluie (=1mm) ;
- R10mm, Annual count of days when PRCP (daily precipitation amount) = 10 mm : nombre de jours de pluie supérieure à 10 mm par an ;
- R20mm, Annual count of days when PRCP= 20 mm : nombre de jours de pluie supérieure à 20 mm par an ;
- CWD, Annual count of days when PRCP= (nn) mm : correspond au nombre de jours de pluies supérieures à un seuil (nn) fixé par l'utilisateur par an ;
- R95pTOT, Annual total PRCP when RR > 95p ; (RR = 1.0 mm) : est le nombre de jours de pluie du 95ème percentile, c'est-à-dire le nombre de jours de pluie supérieure à la valeur de pluie du 95ème percentile d'une période donnée ;
- R99pTOT, Annual total PRCP when RR > 99p : il correspond au nombre de jours de pluie du 99ème percentile, c'est-à-dire le nombre de jours de pluie par an supérieur à la valeur de pluie du 99ème percentile d'une période donnée ;
- PRCPTOT, Annual total precipitation in wet days (>1mm) : il s'agit de la quantité des pluies journalières supérieure à 1 mm par an.

Par ailleurs, le choix d'une méthode d'analyse des événements hydro-climatiques extrêmes

dépend de deux points : l'intérêt de l'étude et la disponibilité des données. Ainsi, à cause de la fiabilité des données disponibles et des indices pouvant permettre de constituer des outils d'aide à la décision sur les indicateurs des événements hydro-climatiques extrêmes aux inondations, notre recherche s'est focalisée sur quelques indices. Il s'agit de PRCPTOT, SDII, CWD, R95P et R99P.

2-2-10- Analyse Composite

Cette méthode est basée sur le calcul de la moyenne arithmétique d'une série temporelle. Son application à un domaine spatial met en évidence sa structure moyenne (Wu *et al.*, 2013). A cet effet, elle a été utilisée par (Annamalai *et al.*, 2005) sur les anomalies de la SST afin d'analyser les structures spatiales correspondant aux événements froids et aux événements chauds dans le Pacifique. Dans ce même contexte Nicholson *et al.* (2013) ont réalisé des composites pour les années humides et pour les années sèches de la pluviométrie, en étudiant le développement des ondes atmosphériques. Dans cette étude, l'analyse en composite est appliquée dans l'objectif de mettre en évidence les structures spatiales moyennes de la surface d'upwelling avant, durant, et après les événements de MHWs. Pour cette méthode, aucune hypothèse n'est faite sur le caractère linéaire de la relation statistique qui lie les 2 paramètres (upwelling et MHW) étudiés. D'autre part, la composite, est fondée sur la comparaison des moyennes.

2-2-11- Régression et corrélation linéaire

La régression linéaire est une méthode d'analyse statistique multivariée qui permet de décrire l'évolution d'une variable par rapport à une ou plusieurs autres variables. Les variables liées à d'autres variables sont des variables expliquées ou des variables endogènes, tandis que les variables dont elles dépendent sont des variables explicatives. Ainsi, le type de la méthode dépend du nombre de variables. La méthode est appelée régression linéaire simple quand elle implique une seule variable explicative. Au-delà d'une variable, elle est appelée régression linéaire multiple.

Dans cette étude, les tendances de la variation des MHWs et des indices de pluies sont analysées. Cette méthode consiste à rechercher, par une liaison linéaire, la significativité de l'évolution des caractéristiques de MHWs et des indices de pluie extrêmes dans le temps, ce qui permet d'apprécier son sens de variation sur ces dernières décennies. La significativité de la pente est évaluée par le test de Student exprimé par les formules de (Storch *et al.*, 2000) (Eq II.31) avec un degré de liberté de *ddl* (Eq II. 32):

$$S = \frac{\bar{X} - \bar{Y}}{\sqrt{\left(\frac{n_x \sigma_x^2 + n_y \sigma_y^2}{ddl}\right) X \left(\frac{1}{n_x^2} + \frac{1}{n_y^2}\right)}} \quad (Eq. II. 31)$$

$$ddl = n_x + n_y - 2 \quad (Eq. II. 32)$$

n_x, n_y, σ_x^2 et σ_y^2 sont la variance et la taille respectivement des échantillons X et Y.

2-2-12- Fonction orthogonale empirique multivariée

L'analyse EOF multivariée (MV-EOF) est une analyse de l'EOF conventionnelle utilisant à la fois les cohérences spatiale et temporelle entre les variables. Elle permet un compactage plus efficace des données multi-champs. Plus important encore, elle peut extraire des modes dominants dans les relations de phase spatiale entre les divers champs des fonctions orthogonales empiriques dérivées (Wang *et al.*, 1999). Cela permet souvent d'obtenir un aperçu physique des processus interactifs au sein d'un système complexe tel que le système climatique océan-atmosphère (Bretherton *et al.*, 2004).

Supposons $S(x, t)$, le champ de données des MHWs à x points de grille et t temps d'observation. Considérons un autre champ de données $Z(y, t)$, constitué de valeurs de pluie à y points de grille (éventuellement différents) mais pour les mêmes temps t d'observation que $S(x, t)$. Chaque série temporelle est normalisée à l'écart-type unitaire. Notons que l'analyse du couplage entre les champs ne donnera des résultats significatifs que s'il existe des corrélations significatives entre certains $S_i(t)$ et $Z_j(t)$. Ainsi, les séries temporelles de données $S(t)$ et $Z(t)$ à chaque point de grille peuvent être développées en termes d'un ensemble de N vecteurs, appelés motifs suivant les équations Eq.II.33 et Eq.II.34:

$$S(t) = \sum_{k=1}^N a_k(t) p_k \quad (Eq. II. 33)$$

$$Z(t) = \sum_{k=1}^N b_k(t) q_k \quad (Eq. II. 34)$$

Les séries temporelles $a_k(t)$ et $b_k(t)$ sont appelées coefficients d'expansion. Ils sont calculés en faisant une combinaison linéaire pondérée des données des points de grille (Eq.II.35 et Eq.II.36) :

$$a_k(t) = \sum_{i=1}^{N_s} u_{ik} S_i(t) = U_k^T S(t) E q \quad (Eq. II. 35)$$

$$b_k(t) = \sum_{j=1}^{N_z} v_{jk} Z_j(t) = V_k^T Z(t) \quad (Eq. II. 36)$$

Les vecteurs u_k et v_k seront appelés vecteurs de poids. p_k et q_k sont appelés motifs et chaque paire de motifs correspondante à vecteurs de poids. Ainsi, les paires de motifs et les paires de coefficients d'expansion définissent un mode. Par convention, les points de grille individuels des champs de MHWs et de pluie sont toujours désignés par les lettres i et j , respectivement, et les modes individuels des deux champs sont toujours désignés par la lettre k (et l si plus d'un mode est référencé). Ensuite, Il est pratique de définir les matrices de covariance pour chaque champ comme suite (Eq.II.37 et Eq.II.38) :

$$C_{ss} = \langle S(t) S^T(t) \rangle (N_s \times N_s), \quad (Eq. II. 37)$$

$$C_{zz} = \langle Z(t) Z^T(t) \rangle (N_z \times N_z) \quad (Eq. II. 38)$$

La matrice de covariance croisée entre les champs et la matrice de covariance combinée

$$C_{s+z} = \langle S(t) | Z(t) \rangle \langle S(t) | Z(t) \rangle^T ((N_s + N_z) \times (N_s + N_z)) \quad (Eq. II. 39)$$

Il est important de comprendre que chaque champ contribue généralement de manière inégale à la variance portée par une EOF combinée

Conclusion partielle

Ce chapitre a permis de mettre l'accent sur la nature et les sources des données utilisées dans cette étude. Il s'agit des données NOAA-OISST qui sont des données journalières et spatiales (0,25° longitude x 0,25° latitude). Ces données sont adaptées pour l'étude des MHWs sur la période 1991-2020 dans le GG. Il a présenté également les données de pluie, les données atmosphériques, et les indices climatiques qui sont utilisés pour l'analyse de la relation entre les MHWs et les pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest. Il a été mis en exergue, la détection des MHWs basée sur la méthode originale de Hobday *et al.* (2016), de plus, les méthodes d'analyse en ondelette, d'analyse par les fonctions orthogonales empiriques et des clusters. Cette méthodologie adoptée a permis d'obtenir les résultats présentés dans les chapitres suivants

PARTIE 2 : RESULTATS ET DISCUSSION

CHAPITRE 3 : CARACTERISATION ET VARIABILITE DES MHWS ET DE L'UPWELLING DANS LE GOLFE DE GUINEE

Ce chapitre aborde les questions de la caractérisation des MHWs dans le GG de janvier 1991 à décembre 2020. Cette caractérisation est basée sur l'analyse spatio-temporelle de la fréquence, la durée et l'intensité des MHWs déterminées à partir des jeux de données OISST précédemment décrites. Ainsi, ce chapitre débutera par un découpage du GG en trois zones (la côte nord du GG, l'équateur et la côte Congo-gabonaise) et présentera par la suite une analyse de variabilité de la surface et des indices d'upwelling de la région du GG. Certains résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication dans la revue *Frontiers in Marine Science* en octobre 2023 (Annexe A.1).

3-1- Découpage du Golfe de Guinée

Le découpage du GG a été réalisé en effectuant d'abord une analyse de l'évolution de la SST dans tout le bassin tropical. Ensuite, la définition des MHWs (Hobday *et al.*, 2016) a été donnée afin de caractériser ces événements dans toute la zone d'étude. Le calcul des EOFs, à partir de l'indice de surface d'upwelling, a permis de discriminer les zones de refroidissement. Le découpage est réalisé dans l'optique de vérifier s'il existe des MHWs dans le GG, et en particulier dans les zones d'upwelling à la côte nord du GG, de l'upwelling équatorial et de l'upwelling à la côte Congo-Gabon.

3-1-1- Description de la température de surface de la mer durant la période 1991–2020

3-1-1-1- Evolution de la moyenne mensuelle décennale de la SST dans l'Atlantique tropical

La figure 16 montre l'évolution temporelle de la climatologie de la SST par décennie sur l'ensemble du bassin tropical entre 60°W-20°E et 15°S-15°N pour les périodes 1991-2000, 2001-2010 et 2011-2020. La figure montre clairement que la période 1991-2000 a les valeurs de SST les plus basses, avec un maximum d'environ 27.2 °C, et un minimum d'environ 25.3 °C. Pendant la période 2001-2010, la SST la plus élevée était d'environ 27.5 °C, et la plus basse d'environ 25.7 °C. Les valeurs statistiques maximales et minimales pour la période 2011-2020 étaient respectivement de 27,6 °C et 25.8 °C. La figure 16 montre que les valeurs de SST augmentent progressivement d'une décennie à l'autre. Les valeurs de SST de l'Atlantique tropical indiquent que la période 2011-2020 a été la plus chaude sur toute la période d'étude 1991-2020. Cette augmentation progressive pourrait influencer la fréquence des MHWs comme l'ont souligné Oliver *et al.* (2019).

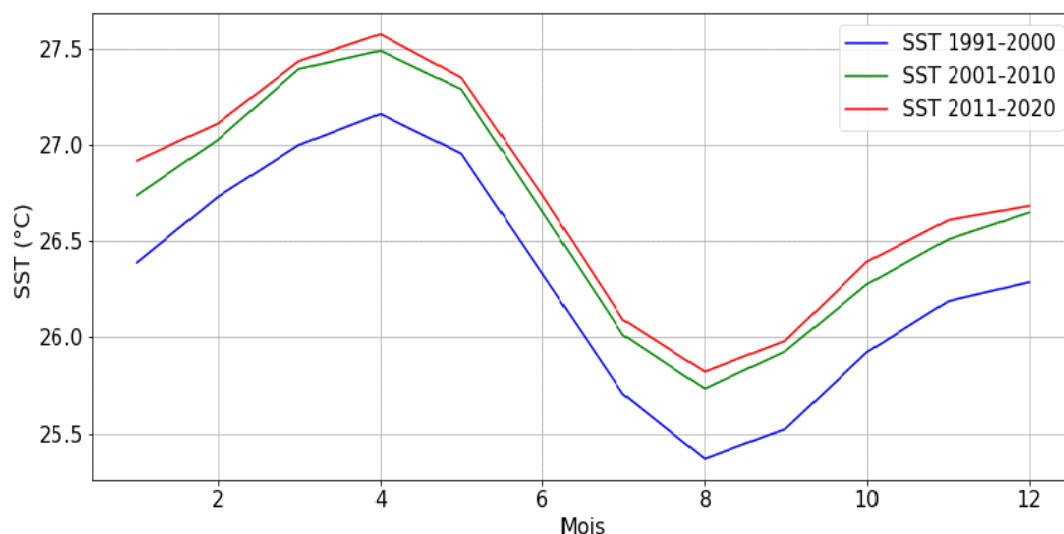


Figure 16 : Evolution temporelle de la moyenne mensuelle décennale de la température de surface de la mer en (°C) dans l’Atlantique tropical.

La courbe bleue représente l’évolution de la SST durant la période 1991–2000, la courbe verte durant la période 2001–2010 et la courbe rouge durant la période 2011–2020. La figure a été réalisée à partir des données journalières OISST de NOAA.

3-1-1-2- Climatologie des différentes caractéristiques des vagues de chaleur océaniques

Les critères Hobday *et al.* (2016) définis dans les méthodes ont permis de déterminer la fréquence, la durée et l’intensité dans l’Atlantique tropical, qui sont les principales caractéristiques des MHWs.

La figure 17 illustre la répartition de la moyenne climatologique de la fréquence dans l’Atlantique tropical. Cette climatologie permet d’évaluer la variabilité totale de la fréquence des MHWs dans l’Atlantique tropical sur les 30 ans. Elle montre que l’Atlantique tropical est dominé par une fréquence moyenne de 1.5 à 2 événements par an. La zone équatoriale est la région de l’Atlantique tropical où les MHWs sont plus fréquents (>2 événements par an). Il convient de noter que cette dernière fréquence élevée concerne aussi la région comprise entre le Congo et l’Angola. La côte nord du GG connaît aussi des événements de MHWs, mais avec des fréquences comprises entre 1.5 et 2 événements en moyenne par an.

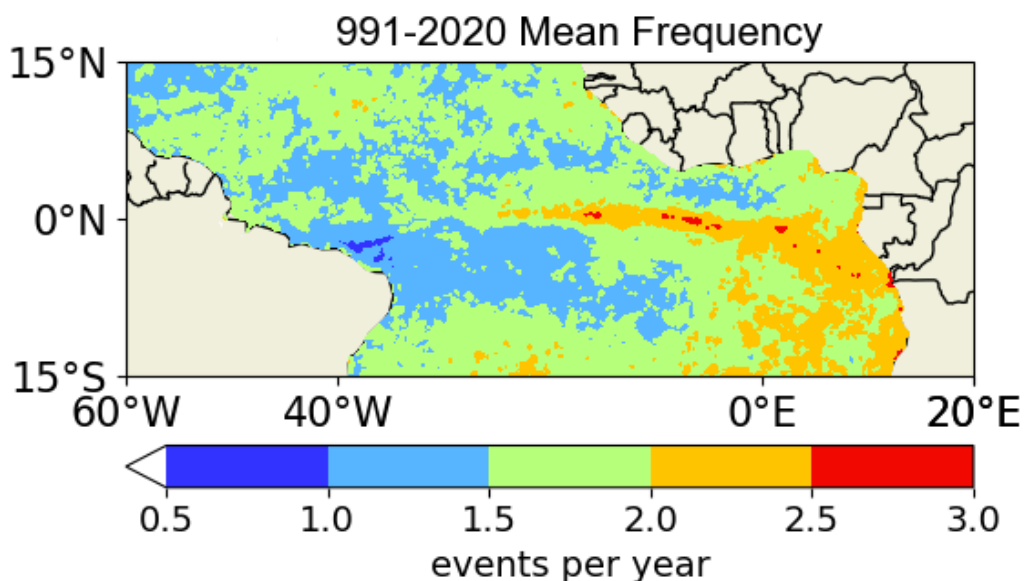


Figure 17 : Fréquence moyenne annuelle des vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 dans l’Atlantique tropical.

La figure a été réalisée à partir des données journalières OISST de NOAA.

La figure 18 montre la durée moyenne annuelle des MHWs. Cette durée moyenne est comprise entre 5 jours et 25 jours dans l’ensemble du bassin. La durée de 5 jours correspond à la durée minimale d’un événement de MHW, selon le critère de Hobday *et al.* (2016). La figure 18 indique que les MHWs dans l’Atlantique tropical durent en moyenne de 10 jours à 15 jours. Plus particulièrement, les événements de 5 à 10 jours sont localisés au nord du bassin, sur la bande de l’ITCZ. Ces événements se retrouvent aussi dans la bande équatoriale, et à l’Est du GG vers le Nigéria. Les MHWs de plus de 15 jours sont localisées au Sud-Ouest, c’est-à-dire sur la bande de la zone de convergence de l’Atlantique sud.

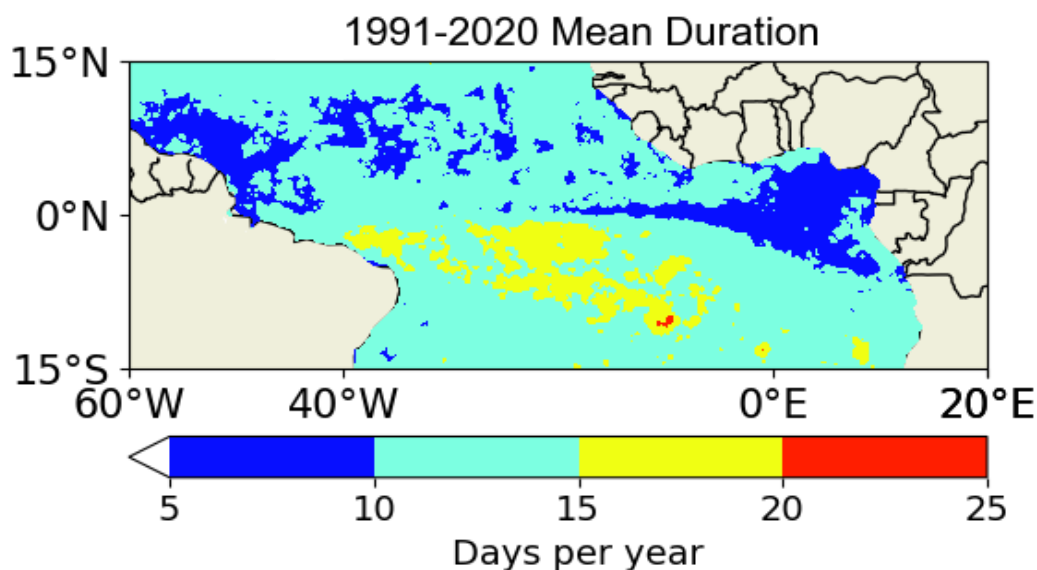


Figure 18 : Durée moyenne annuelle des vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 dans l’Atlantique tropical.

La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

Les intensités moyennes annuelles associées à ces MHWs de l’Atlantique tropical (Figure 19) varient en moyenne annuelle entre 0.5°C et 3°C. Les intensités les plus élevées (>1.5°C) sont observées dans les régions proches de la côte africaine, avec la valeur maximale (>2.5°C) dans l’Atlantique nord vers le Sénégal. D’autres événements forts (>1.5°C) sont aussi observés le long de la côte Gabonaise jusqu’à celle de l’Angola et au niveau de l’équateur. Ces intensités élevées sont pour la plupart observées dans des régions de forte variabilité de la SST.

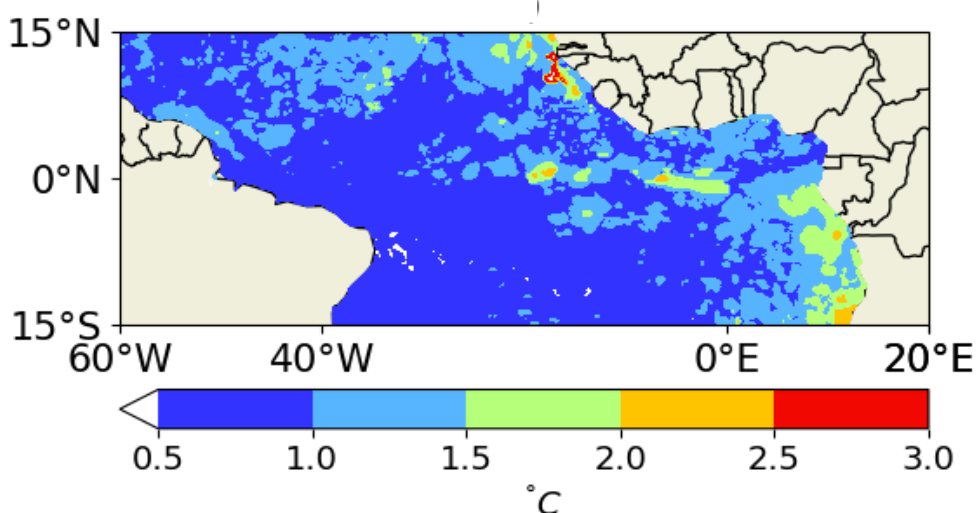


Figure 19 : Intensité moyenne annuelle des vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 dans l’Atlantique tropical.

La figure a été réalisée à partir des données journalières OISST de NOAA.

3-1-1-3- Modes de variabilité de la surface d'upwelling

Dans cette section, une analyse des modes de variabilité de la surface d'upwelling est réalisée. Elle est basée sur l'utilisation de l'analyse des fonctions orthogonales empiriques (EOF) de la surface en chaque point de grille. Les valeurs en chaque point de grille ont été calculées mensuellement, soit un total de 360 valeurs sur les 30 ans de données. Chaque mode de variabilité est associé à une structure spatiale et une série temporelle. Lorsque le score défini par la série temporelle est positif (ou négatif), alors le sens de la variation mensuelle est indiqué par le signe de la structure spatiale (ou le signe contraire de la structure spatiale). Cette analyse des EOFs a été utilisée pour évaluer les caractéristiques spatio-temporelles prédominantes de la variabilité de la surface de refroidissement dans le GG de 1991 à 2020.

3-1-1-3-1- Justification de la sélection des modes

La figure 20 présente les 9 premières valeurs propres déduites de l'analyse des EOFs. La sélection des EOFs a été réalisée premièrement en se basant sur le critère du coude (Catell, 1966). Selon ce critère, l'on ne retient que les facteurs qui se situent avant le changement abrupt de la pente. Ainsi, seules les deux premières EOFs de variances respectives 65% et 11% sont retenues. Ce critère montre que les deux EOFs représentent 76% de la variance totale, et donc ont une bonne représentativité de la variabilité de la surface de l'upwelling.

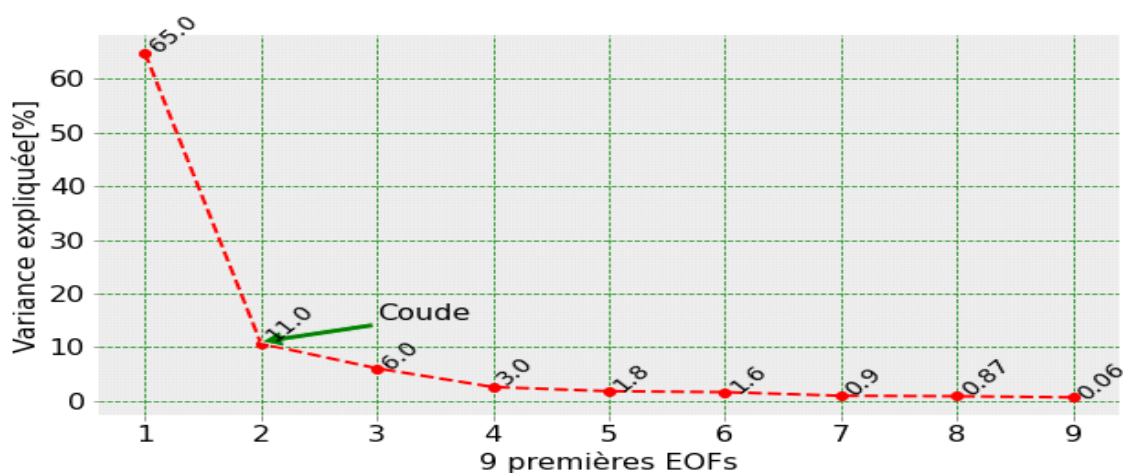


Figure 20 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances expliquées (%) selon le critère du coude.

La flèche verte indique le coude observé au niveau du deuxième EOF.

Le second critère est celui de North *et al.* (1982). Dans ce cas, les EOFs sont sélectionnées par rapport à l'erreur d'échantillonnage ($\delta\lambda$), le seuil étant fixé suivant la règle de North *et al.* (1982). Le nombre effectif d'échantillons indépendants est estimé suivant l'équation III.31

$$\delta\lambda/\lambda_i \approx 0.07 \quad (\text{Eq. III. 40})$$

Le ratio minimum de la distance qui sépare chaque valeur propre (k) de celle qui la suit ($k + 1$) est comparé au seuil critique $\delta\lambda/\lambda_i \approx 0.07$. Ainsi, comme le montre la figure 21, seules les valeurs propres d'ordre 1 et 2 dépassent le seuil critique. Par conséquent, les deux premières EOFs associées à ces valeurs propres sont retenues pour décrire la variabilité spatio-temporelle du champ de la surface d'upwelling.

Ainsi, les deux critères (coude de Catell et critère de North *et al.*, 1982) montrent une concordance dans le choix des EOFs. Dans la suite de l'étude, ces deux EOFs seront donc utilisées.

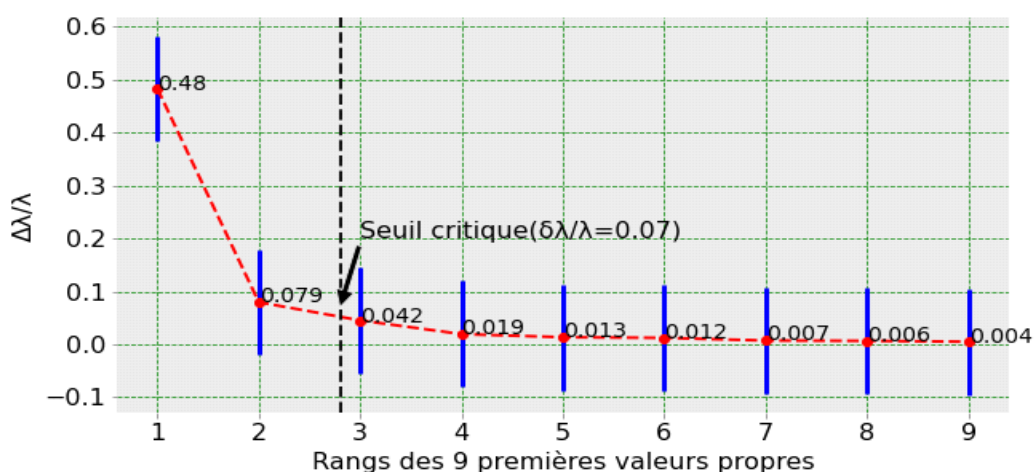


Figure 21 : Représentation des rapports de distance entre valeurs propres voisines selon le critère de North *et al.* (1982).

La ligne pointillé verticale indique le seuil critique déterminé à partir de la méthode de North *et al.*, 1982

3-1-1-3-2- Analyse des modes de variabilité

Le premier mode explique environ 65 % de la variance totale. Ce mode montre des valeurs positives dans le bassin sud et des valeurs négatives au nord (Figure 22). La variabilité la plus élevée est observée dans le GG avec une signature plus importante à la côte nord du GG et dans la partie sud-est. Cette signature de signe positif de la surface de refroidissement au sud et négatif au nord correspond au mode méridien qui est caractérisé par un refroidissement de la surface océanique au sud et un réchauffement au nord (Awo, 2018) et appelé dipôle Atlantique (Servain, 1991; Ruiz-Barradas *et al.*, 2000).

L'analyse de la série temporelle associée (PC1) montre une première période de 1991 à 2001

marquée par des pics positifs avec une valeur importante de la surface moyenne supérieure à 2.10^6 km^2 en 1992. La période 2006-2020 se distingue par des pics négatifs dont la valeur minimale ($<-2.10^6 \text{ km}^2$) est observée en 2010. Des pics presque nuls de la surface sont observés sur la période 2002-2005. Par conséquent, le premier mode ($\text{EOF1} \times \text{PC1}(t) > 0$) est positif durant la période 1991-2001 au sud, négatif de 2006 à 2020 ($\text{EOF1} \times \text{PC}(t) < 0$) dans la même zone, et pratiquement nul de 2002 à 2005 ($\text{EOF1} \times \text{PC}(t) \approx 0$). Elles (EOF1 et PC1) décrivent donc les variations de la surface de refroidissement caractérisées par un refroidissement des eaux durant la première période (1991 à 2001), une période (2002 à 2005) de transition et un réchauffement durant la troisième période (2006 à 2020).

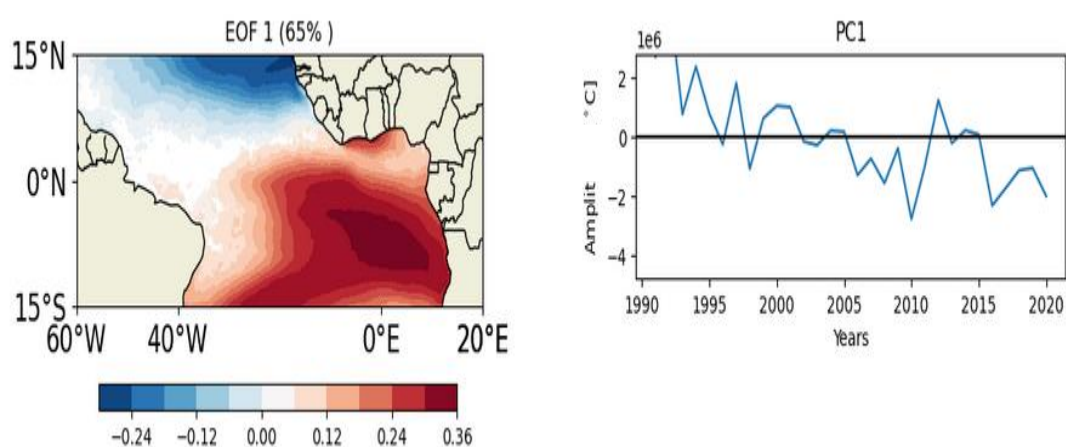


Figure 22 : Structure spatiale (EOF1) et temporelle (PC1) du premier mode de variabilité de la surface d'upwelling.

La figure a été réalisée à partir des données journalières OISST de NOAA.

La deuxième EOF compte pour 11% de la variance totale et se caractérise par un gradient positif le long de l'équateur à partir de 25°W jusqu'à la côte africaine, et de 2°S à 5°N . Ce gradient positif correspond aux refroidissements saisonniers du GG des zones d'upwelling équatorial le long de l'équateur, de l'upwelling à la côte nord du GG entre la Côte d'Ivoire et le Nigeria, et de l'upwelling Congo-gabonais entre le Congo et le Gabon. La série temporelle connaît une fluctuation entre des valeurs positives et négatives chaque deux ans environ (figure 23). Le produit $\text{EOF1} \times \text{PC2}(t)$ est négatif ces dernières années pour la côte nord du GG, pour la bande équatoriale et pour la côte congo-gabonaise et positif au sud de 5°S . Comme dans le premier mode, durant la période 1991-2020, le GG présente de forts refroidissements ou réchauffements. Ce résultat est en bon accord avec celui de Hardman-Mountford & McGlade (2003) qui observaient des réchauffements pendant la période de l'upwelling dans le GG. Cette élévation anormale de la SST dans la plupart des régions océaniques du monde augmenterait

en fréquence et durant les années avenir (Oliver *et al.*, 2019).

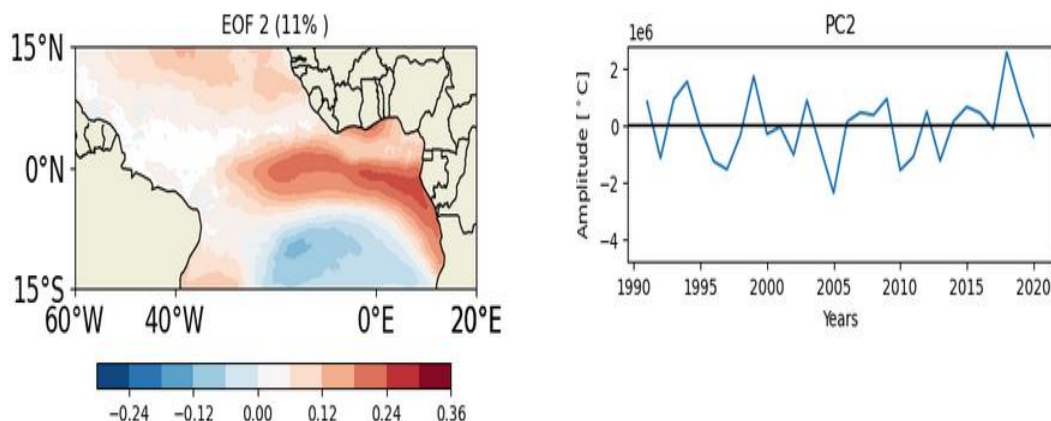


Figure 23 : Structures spatiale (EOF2) et temporelle (PC2) du deuxième mode de variabilité de la surface d'upwelling.

La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

Cette analyse des EOFs est importante pour la suite de l'étude dans la mesure où elle met l'accent sur la forte variabilité de la surface de refroidissement dans le GG (EOF 1) ainsi que la localisation du refroidissement à la côte nord du GG, dans la bande équatoriale et à la côte Congo-gabonaise (EOF 2). Ces différentes zones correspondant aux différentes zones d'upwellings dans le GG. Elles ont été décrites dans des études antérieures (Varlet, 1958; Caniaux *et al.*, 2011) et sont en accord avec le réchauffement observé ces dernières années (PC1 et PC2). Sur la base des analyses précédentes mettant en évidence le réchauffement dans l'Atlantique tropical, la présence des MHWs dans le GG et les zones d'upwelling dans le GG nous avons divisé la zone d'étude en trois zones (Figure 24) que sont : la côte nord du GG (zone I), la bande équatoriale (zone II) et la côte Congo-Gabon (zone III).

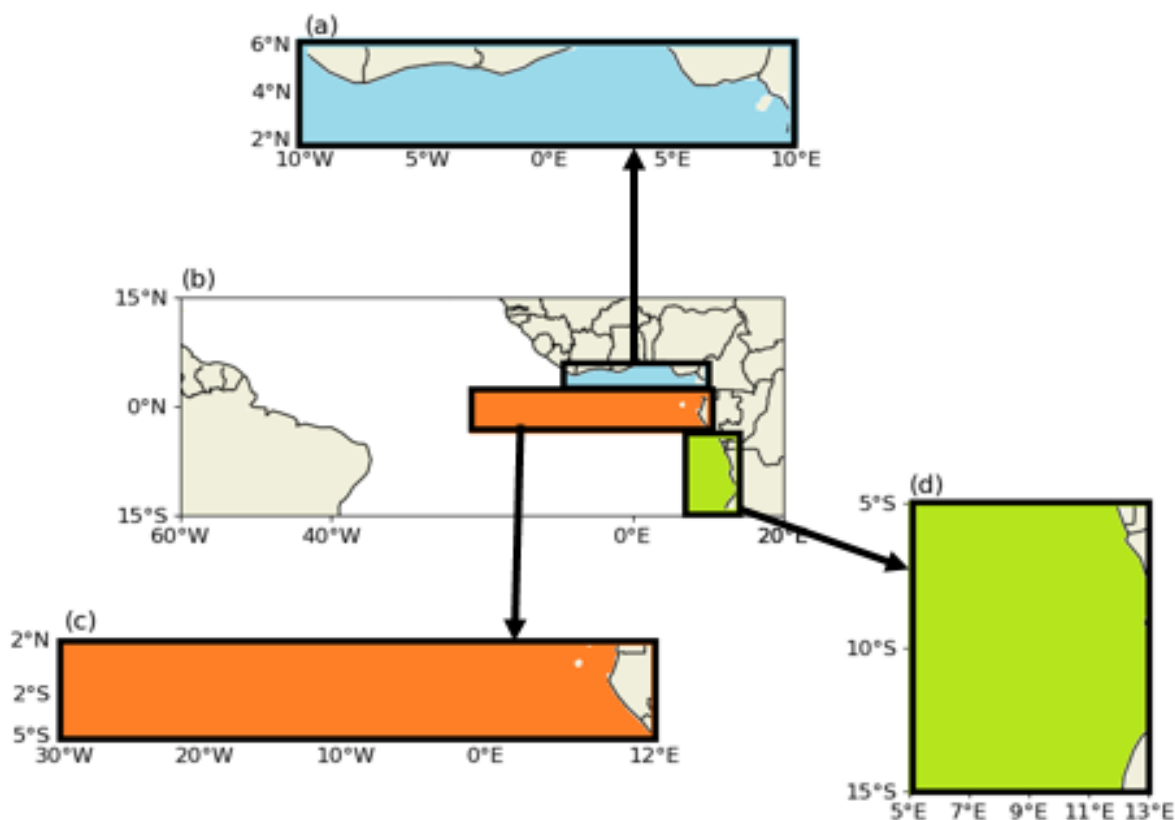


Figure 24 : Partition du Golfe de Guinée en 3 zones.

Figure (a) correspond à la zone I (côte nord du GG), (b) à l’océan Atlantique tropical, (c) à la zone II (bande équatoriale) et (d) à la zone III (côte Congo-gabonaise).

3-2- Variabilité de l’upwelling dans le Golfe Guinée g

La variabilité des upwellings se manifeste par des upwellings précoces, plus froids, plus faibles ou plus longs d’une année à l’autre (Toualy, 2013). Afin de caractériser les aspects de la variabilité des upwellings dans le GG, la surface de refroidissement (CUS), la durée et l’indice de l’upwelling(CUI) ont été choisis.

3-2-1- Surface d’upwelling

La figure 25 illustre les diagrammes de Hovmöller de la surface de refroidissement mensuelle. Ces figures (Figure 25a, b et c) ont été réalisées dans les différentes zones à partir de la formule de Caniaux *et al.* (2011). L’évolution de la surface d’upwelling (CUS) dans la zone I (Figure 25.a) montre que le refroidissement dans cette zone est observé à partir de juillet et persiste pendant les mois d’août et de septembre. Les plus grandes surfaces ($>0.3 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) d’upwelling de la zone sont observées pendant la période 1991-2005. En particulier, les valeurs supérieures à $0.4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ en 1992 et 1997 pendant le mois d’août qui représente le cœur de la principale saison d’upwelling de cette zone. A partir de 2006, de faibles surfaces de refroidissement

($0.15 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) sont observées.

Dans la bande équatoriale (zone II), la figure 25b indique que le refroidissement commence à partir de juin et prend fin en octobre avec une extension en novembre quelques années. Les valeurs maximales de cette zone sont observées en juillet et août avec des valeurs qui peuvent dépasser $2 \cdot 10^6 \text{ km}^2$. Dans cette zone, la plus grande surface de refroidissement est atteinte en 1992 ($2,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$), et la plus faible en 2018 ($\sim 1,5 \cdot 10^6 \text{ km}^2$).

Dans la zone III, la figure 25c nous montre un refroidissement pouvant durer toute l'année, ce qui indique un upwelling permanent dans cette zone (Bernard, 1993). En effet, le CUS évolue de janvier à mai pendant laquelle les CUS sont à $0,4 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, à l'exception de janvier 1997, et de juin à décembre pendant laquelle les plus grandes surfaces de refroidissement ($>0,8 \cdot 10^6 \text{ km}^2$) sont observées.

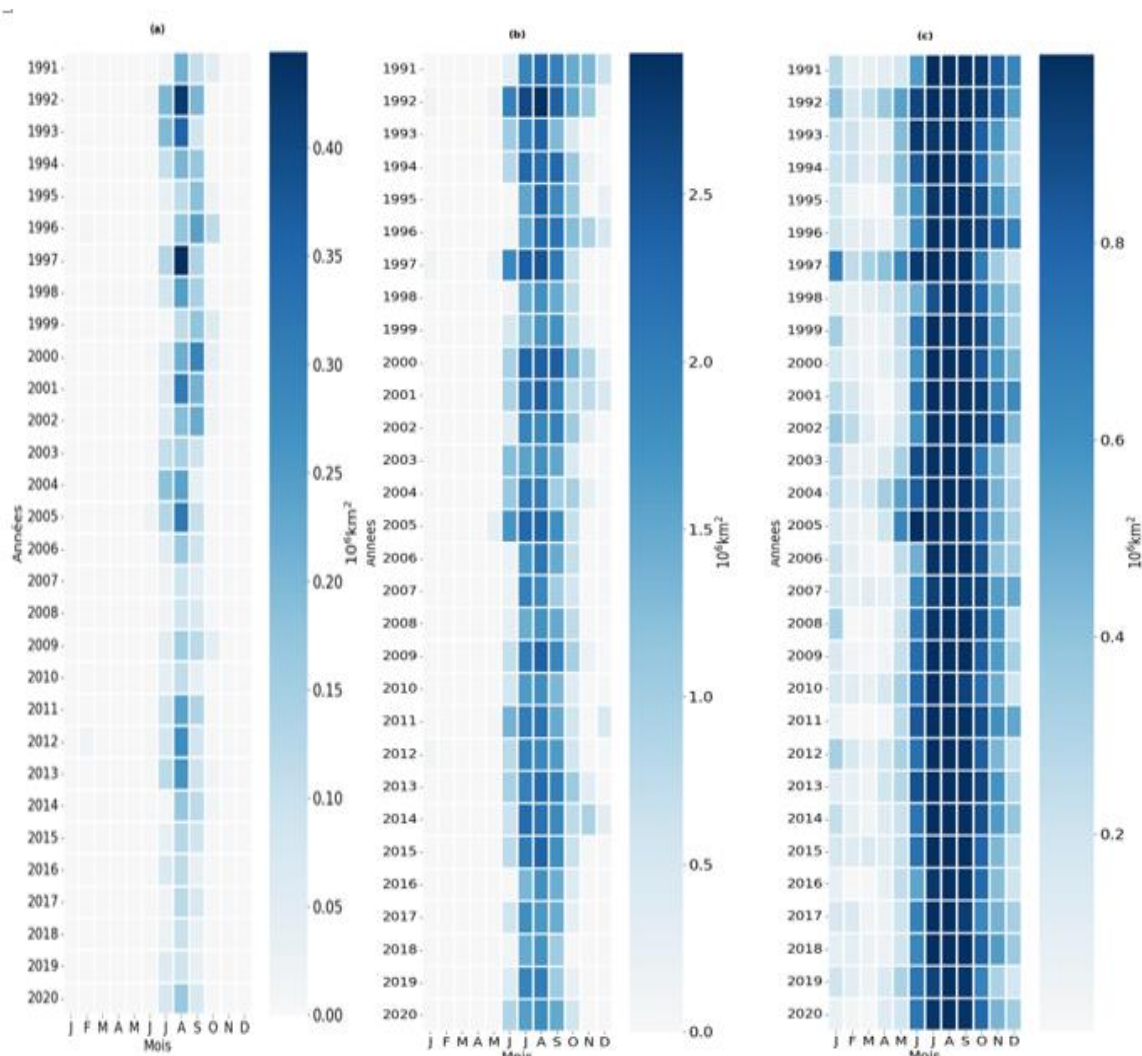


Figure 25 : Diagramme de Hovmöller de la surface d’upwelling durant la période 1991-2020.

L’évolution de la surface mensuelle dans la zone I (a), dans la zone II (b) et dans la zone III (c). La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

Les figures 26 ci-dessous illustrent les diagrammes des anomalies mensuelles du CUS dans les différentes zones. Ces anomalies ont été calculées pour chaque mois en différenciant la valeur de son CUS par la climatologie de ce mois. Les valeurs de ces anomalies sont comprises entre $-0.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ et $+0.4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$. La fluctuation de signe peut-être observée à n'importe quelle période de l'année. Les différentes figures (Figure a, b et c) montrent que les valeurs positives les plus élevées des anomalies sont observées durant la période 1991-2005. En effet, c'est durant cette période que des valeurs positives de l'anomalie sont observées pendant deux années consécutives, comme par exemple les anomalies positives de 2000 à 2001 dans la zone II. Elles peuvent aussi changer de signe rapidement entre deux années. Par exemple, l'année 1999 présente des anomalies du CUS parmi les plus chaudes, et l'année 2000, les anomalies les plus froides. Cependant, cette figure montre que le refroidissement de la zone I a des extensions en octobre certaines années. Dans la zone II (Figure 26b), les extensions observées en novembre et décembre correspondent à la période de la petite saison froide (Jouanno *et al.*, 2011b). La figure 26c montre des anomalies pratiquement nulles pendant les mois de juillet, août et septembre, ce qui indique clairement que la surface de refroidissement dans cette zone varie très peu pendant la saison juillet-août-septembre.

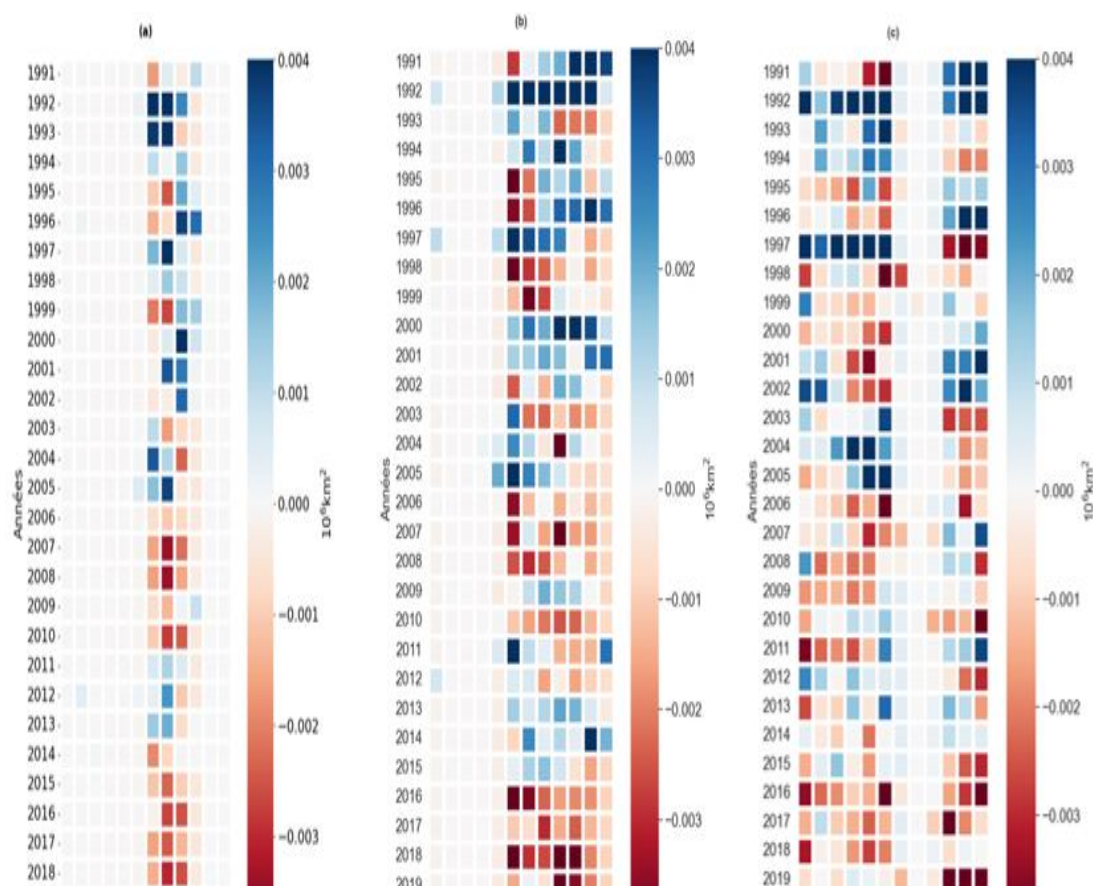


Figure 26 : Diagramme de Hovmöller des anomalies mensuelle de la surface d'upwelling dans

les différentes zones durant la période 1991-2020.

L'anomalie mensuelle de la surface dans la zone I (a), dans la zone II (b) et dans la zone III (c). La figure a été réalisée à partir des données journalières OISST de NOAA.

La figure 27 représente les diagrammes longitude-temps (Figure 27a et b) et latitude-temps (Figure 27 c) du CUS dans les différentes zones. L'évolution du CUS dans la zone I (Figure 27a) montre que l'upwelling côtier de cette zone s'étend entre 7°W et 3°E avec deux noyaux principaux. Le premier noyau est centré à 5°W (c'est à dire entre 6°W et 2,5°W) autour du cap des Palmes, et le second noyau est centré à 0°E (c'est à dire entre 2°W et 2°E) autour du cap des Trois Pointes. L'extension spatiale du noyau du CUS au cap des Trois Pointes (à 0°E) est plus importante que celle du cap des Palmes (à 5°W) la plupart des années et est cohérente avec les résultats des études précédentes (Ali *et al.*, 2011). Ces deux noyaux ont presque la même surface de refroidissement (~28000 km²) de 1991 à 1994. De 1995 à 2006, la surface de refroidissement se rétrécit autour du cap des Palmes par rapport au cap des Trois Pointes. Les surfaces de refroidissement des deux noyaux restent presque constantes avec 24000 km² et 28000 km² au cap des Palmes et au cap des Trois Pointes, respectivement. Ensuite, un rétrécissement global de la surface de refroidissement se produit dans les deux noyaux de 2006 à 2020, où elle varie entre 14000 km² et 20.000 km², résultant en une surface moyenne de 17000 km².

Au niveau de la bande équatoriale (zone, II Figure 27b) l'upwelling équatorial s'étend avec un noyau principal centré à 9°W (c'est à dire entre 15°W et 1.5°E), ce qui est en accord avec les études antérieures (Mazeika, 1960; Caniaux *et al.*, 2011). L'extension spatiale la plus importante de ce noyau est observée durant la période 1991-1994 (~0.11.10⁶ km²). De 1995 à 2006, une diminution de la surface de refroidissement d'environ 0,1.10⁶ km² est observée. De 2006 à 2020, la surface de refroidissement passe de 0,1.10⁶ km² à 0.07.10⁶ km², à l'exception de 2003 où une extension d'environ 0.08.10⁶ km² est observée. La figure 27c indique ainsi que le refroidissement dans la zone III s'étend sur toute la zone jusqu'à la côte africaine (10°E) avec les valeurs les plus élevées en 1992 (~0.21.10⁶ km²) et en 1997 (~0.21.10⁶ km²). De 1993 à 2005, cette surface de refroidissement s'affaiblit légèrement, passant à 0.2.10⁶ km² en 2005. La surface de refroidissement s'affaiblit largement à partir de 2006, passant à 0.18.10⁶ km² en 2020. En conclusion, une comparaison de la surface moyenne de refroidissement dans ces différentes zones montre que les surfaces de refroidissement ont diminué au cours de ces 30 dernières années avec, soit une perte d'environ 567 km² par an dans la zone I, 1360 km² par an dans la zone II et 1086 km² par an dans la zone. Cette diminution est cohérente avec le réchauffement du bassin sud de l'Atlantique tropical depuis 1975 (Servain *et al.*, 2014), et en particulier avec

l'augmentation des anomalies positives de SST dans GG (Asuquo and Oghenechovwen, 2019).

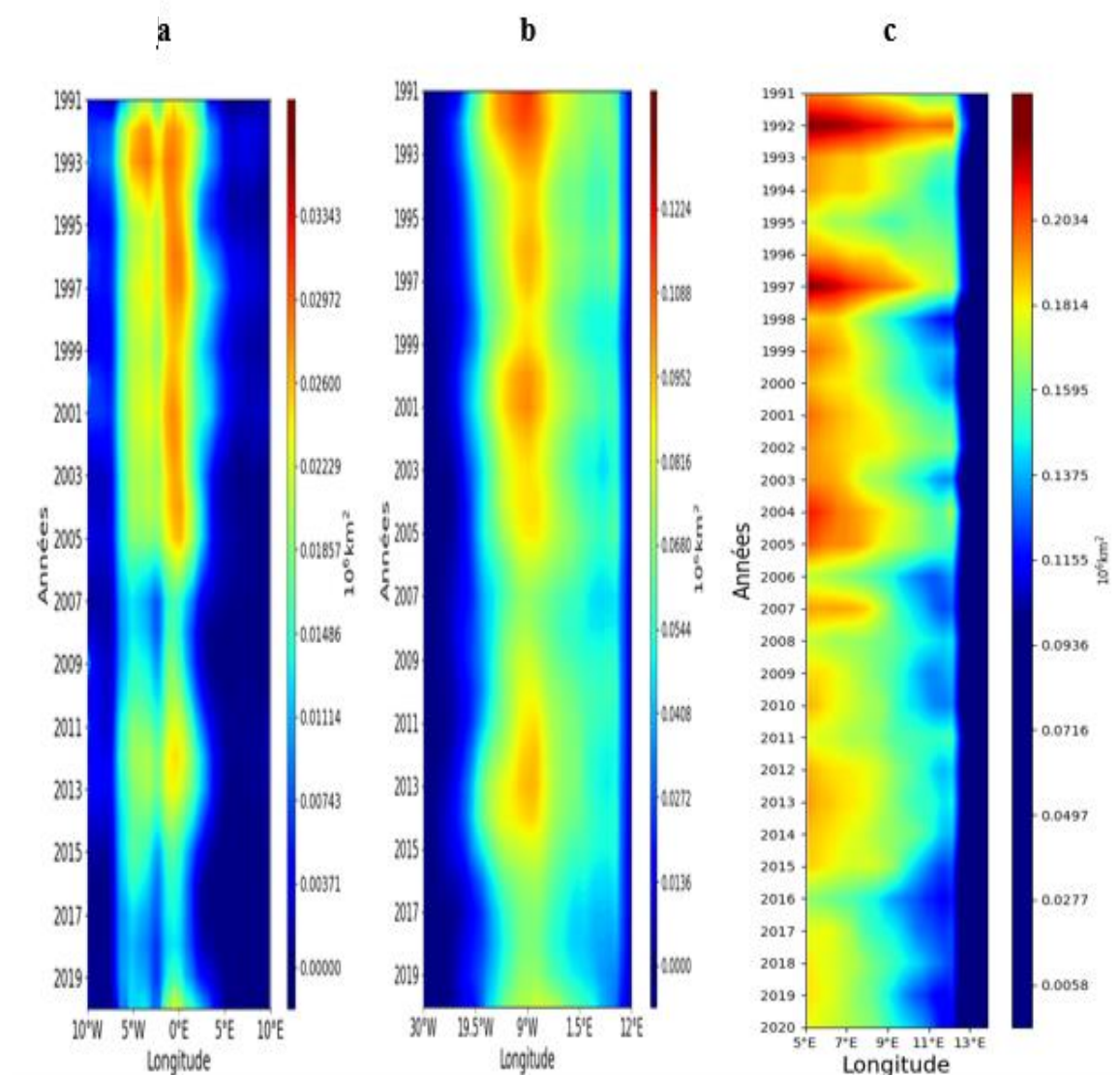


Figure 27 : Diagramme longitude-temps (a et b) et latitude-temps (c) de la surface d'upwelling exprimée en 10^6 km^2 de 1991-2020.

L'évolution de la surface d'upwelling selon la longitude et le temps dans la zone I (a), dans la zone II (b) et dans la zone III (c). La figure a été réalisée à partir des données journalières OISST de NOAA.

3-2-2- Durée et indices côtiers des upwellings dans le Golfe de Guinée et leur lien

La Figure 28 montre la variabilité du CUI. Un fort (faible) CUI correspond à une SST froide (chaude), et/ou à une longue période (courte-période), et/ou à une grande (petite) surface de refroidissement. En accord avec la figure 26, la figure 28a indique que les plus forts upwellings de la zone I sont le résultat d'une grande surface de refroidissement associée ou non à une longue durée de la saison d'upwelling (période 1991-2005). Durant la période 1991-2005, la valeur maximale ($17.51 \cdot 10^6 \text{ }^\circ\text{C km}^2 \text{ jour}$) du CUI est observée en 1997 et la saison d'upwelling la plus

longue (126 jours) en 2000. A partir de 2006, plusieurs saisons d'upwellings ont été plus courtes (2006, 2010, 2014, 2015 et 2017).

Dans la zone II (Figure 28b), une forte fluctuation du CUI et de la durée est observée. Cette figure indique des valeurs élevées du CUI (valeur maximale $460.10^6 \text{ }^\circ\text{C km}^2 \text{ jour}$) associées à des saisons longues pendant la période 1991-2005. La durée des upwellings varie dans cette zone entre 77 jour en 2018 et 188 jours en 1992 et 2001.

Dans la zone III (Figure 28.c) où l'upwelling est quasi-permanent, on enregistre des valeurs importantes du CUI avec plus de $700.10^6 \text{ }^\circ\text{C km}^2 \text{ jour}$ en 1992. Les plus faibles valeurs ($\sim 350.10^6 \text{ }^\circ\text{C km}^2 \text{ jour}$) ont été observées durant les deux dernières années (en 2019 et en 2020).

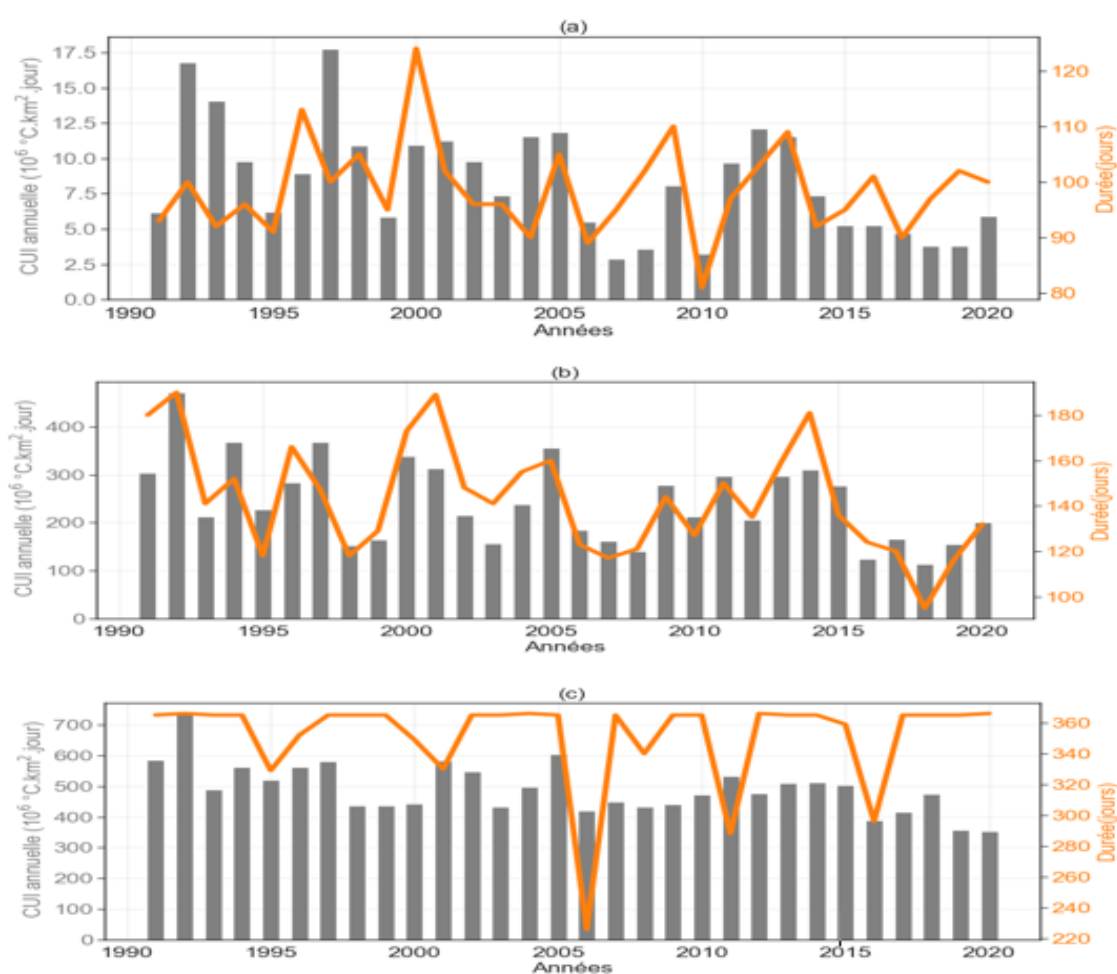


Figure 28 : Diagramme de l'indice de l'upwelling côtier et la courbe de la durée de l'upwelling.

Les diagrammes correspondent à l'indice de l'upwelling (CUI) et la courbe orange la durée de l'upwelling. La figure (a) montre l'évolution de ces deux indices dans la zone I, (b) dans la zone II et (c) dans la zone (III). La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

Le lien entre tous ces indices n'est pas toujours évident (Figure 29). Par exemple, la corrélation entre la surface moyenne de refroidissement et le CUI est élevée dans les zones I (Figure 29a)

et III (Figure 29c) avec des coefficients de corrélations respectives 0.95 et 0.9, ce qui montre que plus le refroidissement est intense, plus il s'applique sur une grande surface. En revanche, la corrélation entre la durée et la surface moyenne ou entre la durée et le CUI n'est pas significative. Cependant, dans la zone II (Figure 29b) il existe une corrélation significative entre la durée et le CUI, ainsi que le CUI et le CUS. Ce qui indique que les forts upwellings de cette zone sont des actions conjuguées de son CUS et de la durée de sa saison.

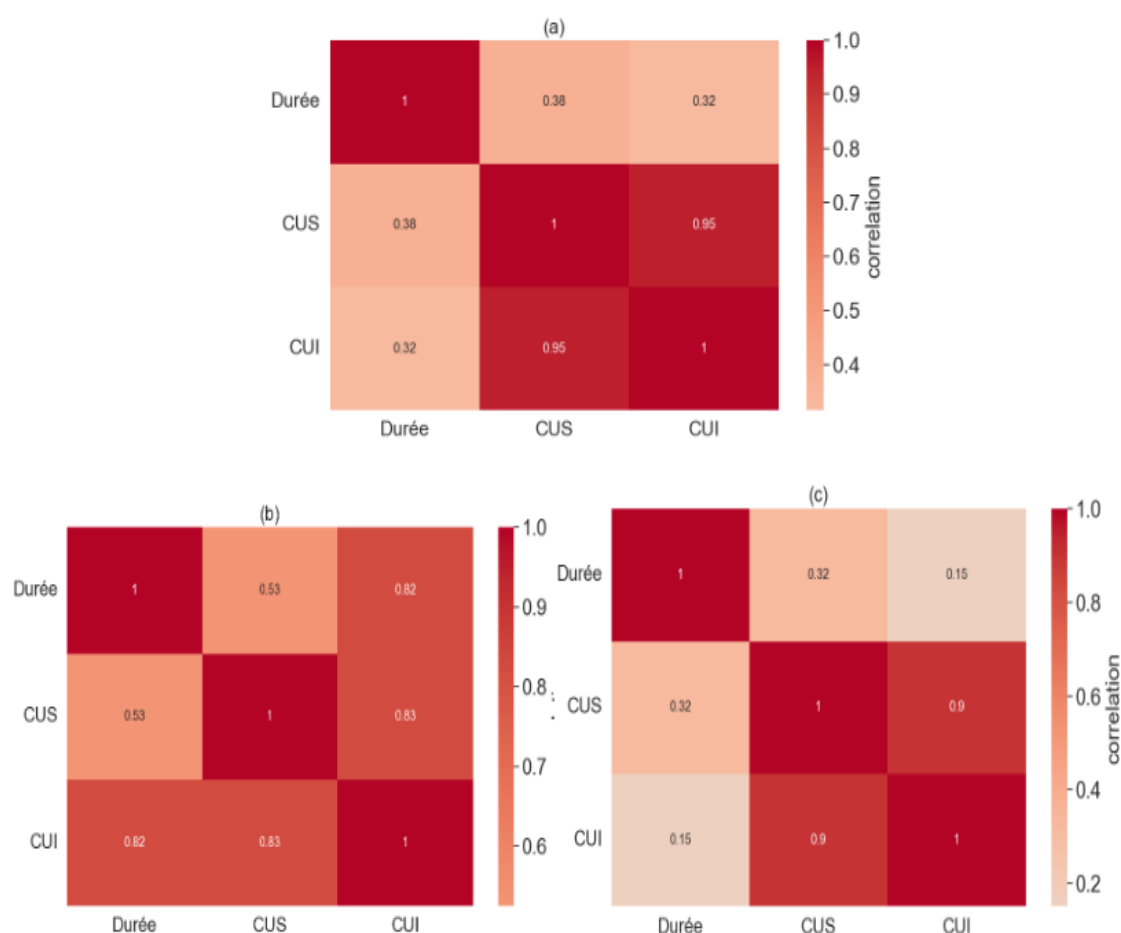


Figure 29 : Corrélogramme de la durée, de la surface et de l'indice de l'upwelling côtier de la zone I (a), de la zone II (b) et de la zone III (c).

Les chiffres en blanc indiquent des corrélations significatives à 95% à 95% selon le test t de Student. La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

3-3- Caractéristiques des vagues de chaleur dans différentes zones

3-3-1- Fréquence des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

La figure 30 illustre la fréquence d'apparition moyenne sur les 30 ans (Figure 30a, b et c) des MHWs, et l'évolution interannuelle de la fréquence des MHWs sur la même période d'étude dans les différents emplacements du découpage de la zone d'étude. La figure 30a montre que

la fréquence moyenne d'apparition des MHWs dans la zone I varie de 1 à 2,25 événements par an. Les amplitudes élevées sont localisées dans la partie Est de la zone et au niveau de la côte nord. L'évolution temporelle (Figure 30d) montre 64 événements de MHW enregistrés sur la période 1991-2020 dans la zone I. Cette figure indique que le nombre de MHWs reste sensiblement inférieur à 2 événements par an, le premier événement étant détecté en 1998. A partir de 2006, l'on note une augmentation de la fréquence d'apparition avec un nombre d'événements atteignant 8 MHWs en 2018 et 2019. L'augmentation de la fréquence des MHWs dans la zone I est associée à une pente de 2.1 événements par an (p -value $<0,05$), ce qui est statistiquement significatif à 95% par application du test t de Student.

Dans la bande équatoriale (zone II, Figures 30b), les MHWs sont plus fréquentes le long de l'équateur entre 2°S et 2°N et au niveau de la côte africaine avec une apparition de 1 à 2.75 événements par an, ces événements d'eau anormalement chaude existent dans cette région depuis 1991 (Figure 30e). La figure 30e indique que le nombre de MHW reste faible pendant la période de 1991-2006 où elle avoisine 1 à 2 événements par an. Les MHWs deviennent de plus en plus fréquentes à partir de 2007 atteignant 8 événements en 2016. La zone totalise 57 événements entre 1991 et 2020 avec une évolution significative (p -value de 0,04) selon une pente de 1.2 événements par an.

L'observation spatiale de la zone III (Figure 30c) indique que les MHWs apparaissent en moyenne 1 à 2.5 fois par an. Une grande partie de la zone connaît au moins 1.5 événements en moyenne par an. Particulièrement, la région côtière de cette zone enregistre plus d'événement (≥ 2.5) de MHWs. La zone III enregistre 61 événements durant la période 1991-2020. Leur évolution temporelle (Figure 30f) montre une tendance à la hausse de 0.67 événements par an, mais significative à 95%. La figure 30f indique que les MHWs se manifestent fréquemment dans cette zone depuis 1991. Certaines années, le nombre d'événement peut être supérieur à 4. Par exemple, le nombre de MHW atteint respectivement 4 événements en 1997 et 2015, 5 en 2007 et 2010 et 6 en 2006 et 2016.

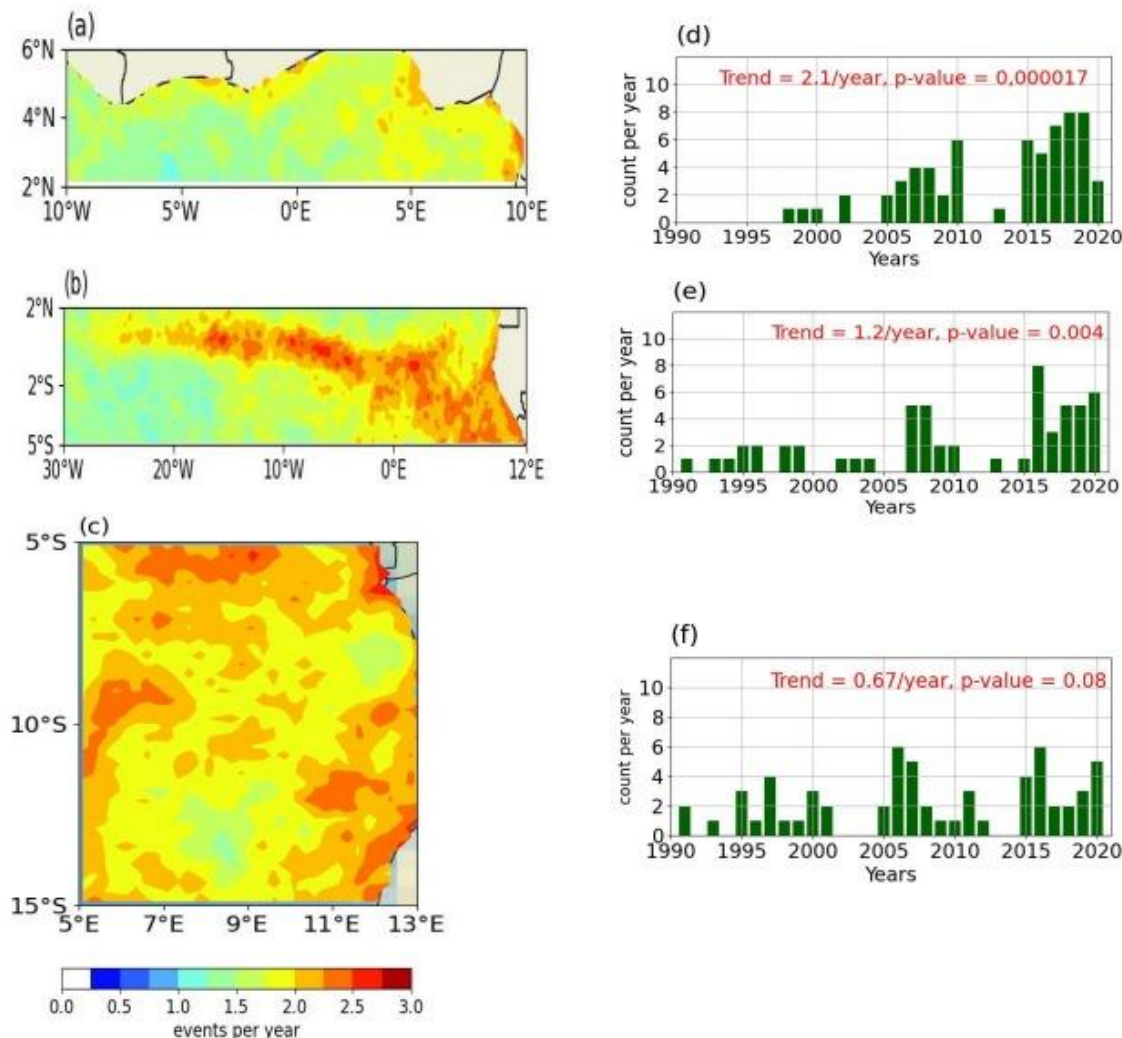


Figure 30 : Représentation spatiale et temporelle de la fréquence des vagues de chaleur océaniques sur la période 1991-2020.

Les figures (a), (b) et (c) représentent respectivement l'évolution de spatiale de la fréquence moyenne des MHWs durant la période 1991-2020 dans les différentes zones I, II et III. Les figures (d), (e) et (f) illustrent l'évolution interannuelle des MHWs dans les différentes zones. La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

3-3-2- Durée des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

Les variations spatiale et temporelle de la durée des événements de MHWs dans les différentes zones sont illustrées par la figure 31. Ces durées sont le nombre de jours compris entre la date de début et de fin d'un événement de MHWs. Notons que deux événements séparés par un intervalle de temps inférieur à trois jours sont considérés comme un événement unique (Hobday *et al.*, 2016).

Les MHWs dans la zone I (Figure 31a) durent en moyenne annuelle entre 5 jours et 12.5 jours. Les événements de plus longue durée sont localisés dans la partie Ouest contrairement aux plus

grandes fréquences d'apparition dans cette zone. L'évolution interannuelle de la durée des MHWs (Figure 31d) montre une variation de 6 jours à 33 jours. Cette courbe montre une tendance à la hausse, et significative. La durée maximale est observée en 1999, soit une année après la première apparition de MHW dans cette zone. Entre 2000 et 2015, la durée semble constante (25 jours), même si l'on observe des années (2007 et 2010) où celle-ci avoisine 11 jours et 13 jours. La période 2016-2020 est marquée par une augmentation de la durée des MHWs qui peuvent se manifester en moyenne sur 15 jours. Les années 2016 et 2020 ont connu particulièrement des événements de MHW qui ont duré respectivement 22 jours et 27 jours.

Dans la région de l'équateur (zone II), les MHWs de longue durée sont observées dans la partie Sud-Est de cette région (Figure 31b) avec une durée maximale de 18 jours en moyenne annuelle. Tout comme la zone I, des MHWs de longue durée sont situées dans les régions où elles sont moins fréquentes. L'évolution temporelle (Figure 31e) à l'échelle interannuelle montre que les MHWs durent en moyenne 5 à 15 jours pendant la période de 1991 à 2003. A partir de 2004 elles augmentent en durée pour atteindre 49 jours en 2019, qui correspond à la durée maximale des MHWs dans la zone II.

Cette évolution montre une tendance à la hausse de 5.5 jours et significative à 95% (p-value de 0.002). Cette augmentation significative de la durée des MHWs est en accord avec les études de Rodrigues *et al.* (2024). Ces auteurs ont montré que cette zone a connu des événements chauds de la SST de longue durée ces dernières années.

Dans la zone III, la variabilité spatiale annuelle de la durée des MHWs (Figure 31c) montre que la durée varie en moyenne annuelle entre 6 et 16,5 jours avec des événements de longue durée au Sud de la région où l'on trouve des zones de fortes fréquences (Figure 31c). L'évolution temporelle (Figure 31f), montre des durées de 5 à 24 jours pendant la période 1991-2001. Une baisse est observée de 1999 à 2009. A partir de 2010, l'on observe une augmentation de cette durée. Durant cette période la valeur maximale de 47 jours est atteinte en 2019. Cette évolution montre une tendance à la hausse et significative (p-value <0.05) à 95%.

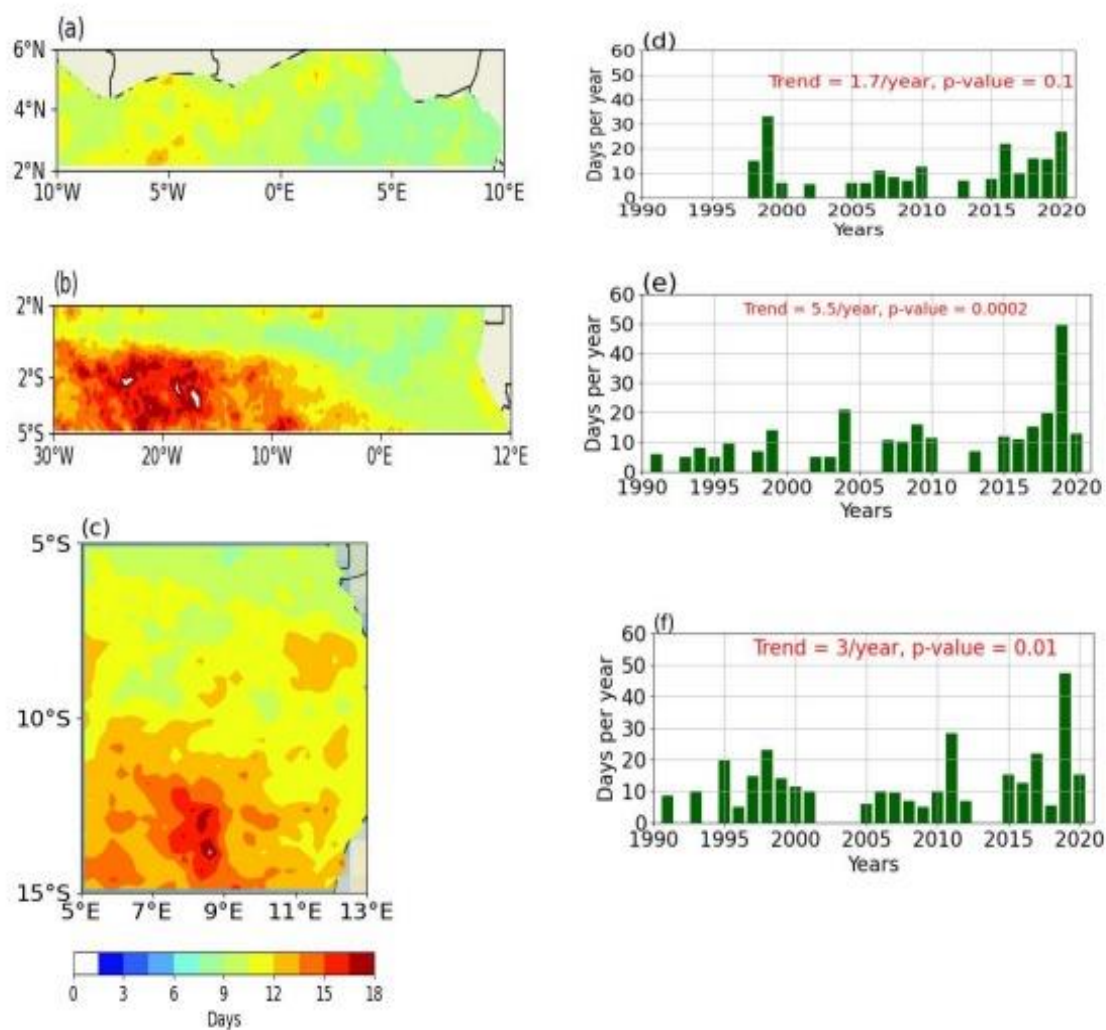


Figure 31 : Représentations spatiale et temporelle de la durée des vagues de chaleur océaniques sur la période 1991-2020.

Les figures (a), (b) et (c) indiquent respectivement l'évolution spatiale de la durée moyenne de 1991 à 2020 dans les zones I, II et III. Les figures (d), (e) et (f) montrent l'évolution interannuelle de la durée dans les différentes zones. La figure a été réalisée à partir des données journalières OISST de NOAA.

3-3-3- Intensité des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

L'intensité des MHWs est la différence entre la SST et le 90^e percentile de cette température exprimée en degré Celsius. Cette intensité a été calculée dans les différentes zones (figures 32). Le cumul annuel a été aussi représenté (courbes bleues figures 32d, e et f). Il est la somme des intensités de MHWs par an.

La figure 32a illustre la répartition spatiale de l'intensité moyenne annuelle dans la zone I. Elle montre que l'intensité moyenne annuelle varie entre 0.4 et 1.3°C. Particulièrement la zone est dominée par des événements d'intensité moyenne annuelle comprise entre 0.8 et 1.3 °C. L'évolution temporelle de cette intensité moyenne (figure 32d) indique que la valeur maximale est observée en 1999, et la valeur minimale en 2002. Le cumul d'intensité annuel associé à ces

intensités varie entre 4.8°C en 2002 et 30°C en 2020. Les tendances de l'évolution des intensités moyennes annuelles et du cumul annuel sont respectivement non significative (p-values~0.42) et significative (p-values~0.001).

Dans la zone II, l'intensité moyenne annuelle varie spatialement (Figure 32b) entre 0.77 et 1.1°C avec des intensités élevées dans des régions où les MHWs sont plus fréquentes. Ce qui signifierait que des MHWs d'intensité élevée sont fréquentes dans la zone équatoriale du GG. La variation temporelle de l'intensité moyenne annuelle (Figure 32e) donne une valeur maximale de l'intensité moyenne (1.1°C) en 2015 et un minimum (0.77°C) en 2013. Le cumul annuel d'intensité associé aux MHWs de cette zone varie entre 4 et 48°C, avec la valeur maximale en 2020. L'intensité moyenne de cette zone évolue suivant une tendance négative non significative à 95% (pente = -0.005°C par an et p-value = 0.58) tandis que, celle du cumul augmente suivant une pente positive significative (pente = 4.8°C par an et p-value = 0.0003).

La répartition spatiale des intensités de MHWs dans la zone III (Figure 32c) montre des valeurs comprises entre 0.8°C à 2.2°C. Les plus fortes intensités sont localisées dans la partie Est de la région, près de la côte. Des intensités élevées sont aussi observées dans des zones où les MHWs sont plus fréquentes. L'évolution temporelle (Figure 32f) montre une valeur minimale en 1996 et une valeur maximale en 1994.

Le cumul annuel d'intensité varie entre 2 et 68°C avec sa plus grande valeur en 2020. L'intensité moyenne annuelle et le cumul annuel d'intensité évoluent suivant les tendances respectives de ~0°C par an non significative à 95% et 4.8°C par an significative.

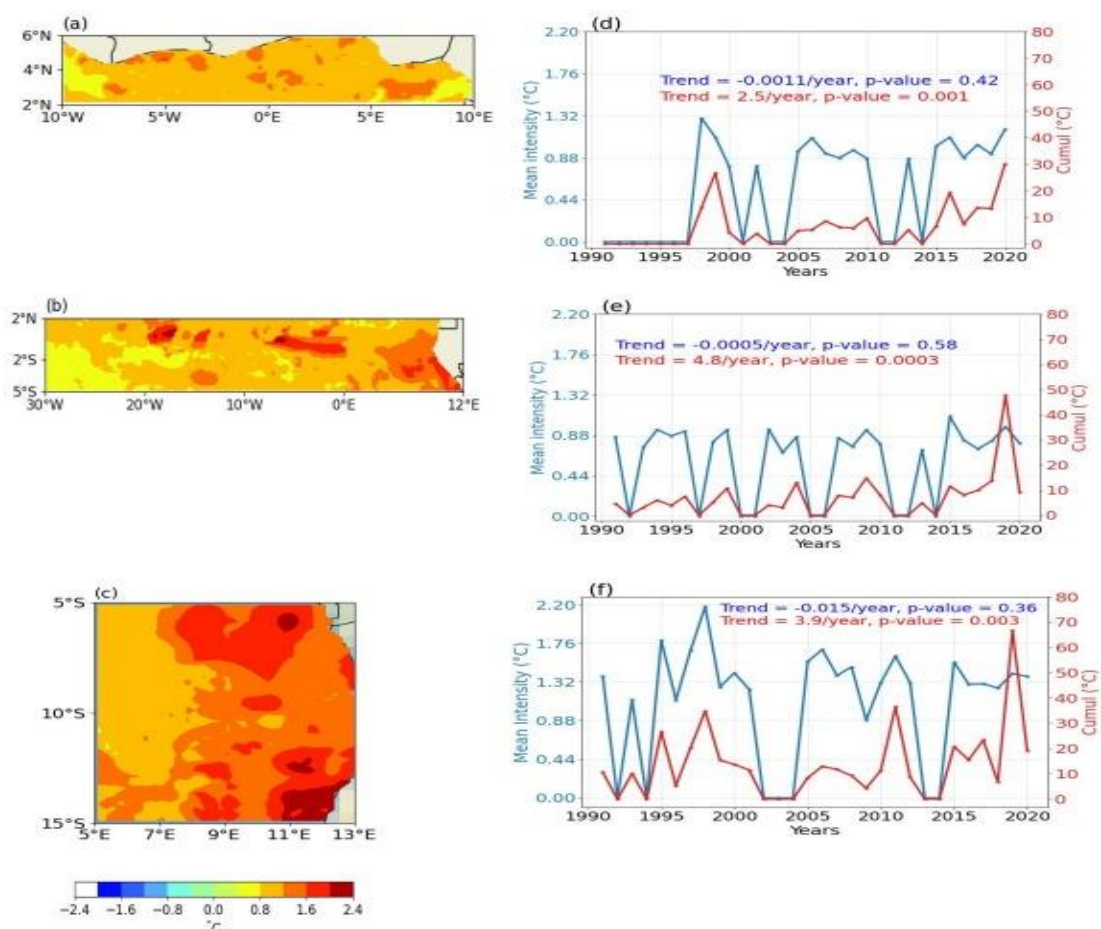


Figure 32 : Représentations spatiales et temporelles des intensités des vagues de chaleur océaniques

Les figures (a), (b) et (c) illustrent respectivement l'évolution spatiale de l'intensité moyenne de 1991 à 2020 dans les zones I, II et III. Les figures (d), (e) et (f) correspondent aux évolutions interannuelles de l'intensité moyenne (courbe rouge) et du cumul (courbe bleue) des différentes zones de 1991 à 2020. La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

3-4- Catégorisation des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

Ici, la catégorisation des MHWs est basée sur le principe de l'identification décrite dans le chapitre des données et méthodes. Les multiples de la valeur représentée par la différence entre la moyenne et le 90^e percentile sont utilisés pour catégoriser les MHWs. Cette anomalie diffère selon le lieu et la période de l'année (Hobday *et al.*, 2016). Les multiples de cette différence locale montrent que les événements de MHWs dans les différentes zones sont de deux catégories : la catégorie I (modérée) et la catégorie II (forte). La figure 33, représentant ces deux catégories, montre que seuls 9%, 4% et 10% des MHWs détectées respectivement dans les zones I, II et III sont de catégorie II. Les MHWs de catégorie I ont un taux supérieur ou égal à 90% dans les 3 zones. Cette dernière observation concorde avec les observations faites dans

d'autres océans du globe (Oliver *et al.*, 2019).

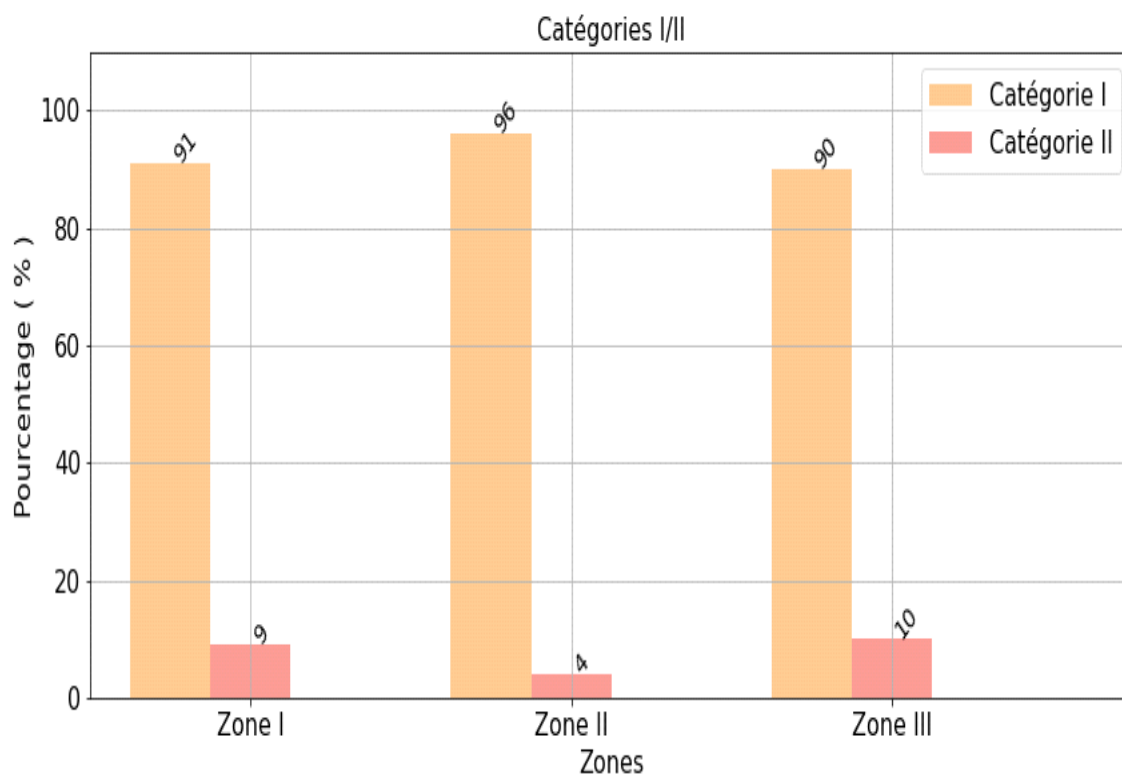


Figure 33 : Répartition des catégories des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones.

Le taux des MHWs de catégorie I est représenté par le diagramme en jaune et celui des MHWs de catégorie II en orange.

Le tableau 2 présente les statistiques des paramètres utilisés pour caractériser les MHWs de catégorie II. Notons que les durées obtenues correspondent aux dates durant lesquelles l'intensité est supérieure au double de la différence entre la moyenne climatologique et le 90^e centile. Un total de 14 événements de MHW de catégorie II a été détecté de 1991 à 2020, dont 6 dans la zone I, 2 dans la zone II et 6 dans la zone III (Tableau II). Quatre événements de MHWs de catégorie II sont observés entre 2006 et 2017 et deux événements entre 2017 et 2020 dans la zone I. La durée la plus longue (16 jours) est celle de l'événement du 18/02/2020 au 04/03/2020. Cette MHW identifiée comme extrême a atteint une intensité maximale de 1.59°C, une moyenne de 1.19°C, et un cumul 30.55°C. Il est important de noter que tous les épisodes de forte température de cette zone se sont tous produits en dehors de la période de l'upwelling de juillet-septembre.

Dans la zone II, un faible nombre de MHWs de catégorie II est observé. Seulement deux événements de cette catégorie, de durée 1 jour et 53 jours ont été enregistrés en 2019. Ces

MHWs ont atteint des intensités maximales respectives de 1.08 et 1.55°C, une moyenne 0.8°C et 1.08 °C et des cumuls d'intensité de 19.89°C et 74.97°C. Comme dans la zone I, ces MHWs de catégorie II de la zone II se sont produits hors de la période d'upwelling.

Dans la zone III, 6 événements de MHWs de catégorie II et de durée 3 à 20 jours ont été observés. Ces MHWs ont des intensités maximales comprises entre 1.73°C et 2.17°C, un cumul maximal de 61.31°C obtenu entre 31 octobre 2019 au 20 novembre 2019 et une intensité moyenne qui varie entre 1.08 et 1.59°C.

Tableau II : Vagues de chaleur océaniques de catégorie II détectées dans le Golfe de Guinée de 1991 à 2020.

i_{max} est l'intensité maximale, i_{moy} l'intensité moyenne et i_{cumul} le cumul de l'intensité.

Numéro	zone	Période (jours)	Durée	i_{max} (°C)	i_{moy} (°C)	i_{cumul} (°C)
1		11/06/2006 au 12/06/2006	2	1,35	1,03	5,16
2		24/10/2016 au 01/11/2016	9	1,44	0,97	18,23
3	I	24/12/2016 au 25/12/2016	2	1,29	0,91	4,37
4		01/04/2017	1	1,12	0,77	3,53
5		29/12/2019 au 03/01/2020	6	1,47	0,92	19,49
6		18/02/2020 au 04/03/2020	16	1,59	1,19	30,55
7	II	21/03/2019	1	1,08	0,82	2,88
8		21/11/2019 au 14/01/2020	53	1,55	1,08	74,97
9		21/03/1995 au 28/03/1995	7	2,00	1,28	18,87
10		10/11/1997 au 16/11/1997	7	2,02	1,59	10,81
11	III	29/06/1998 au 02/07/1998	4	2,17	1,51	11,94
12		13/11/2006 au 15/11/2006	3	2,00	1,41	5,93
13		04/04/2011 au 07/04/2011	4	1,73	1,36	12,98
14		05/11/2019 au 24/11/2019	20	2,04	1,61	61,31

La figure 34 montre l'évolution spatiale de quelques exemples de MHWs de catégorie II observés dans chaque zone.

A la côte nord du GG (zone I), un événement fort s'est produit le 11 juin 2006 (Figure 34a) à l'est de cette région avec une forte anomalie de la SST atteignant environ 2.2°C. A cette même date, la partie Ouest de la même région est dominée par des anomalies de la SST comprises

entre 0.2 et 0.5°C. La période dans laquelle s'est produite cette MHW correspond à la saison de transition entre juin et juillet, et est caractérisée par une baisse progressive de la SST dans cette région, ce qui pourrait expliquer cette caractéristique de dipôle Est-Ouest observé. L'événement de MHW la plus extrême pendant la période d'étude de cette zone a été celui du 18 février au 04 mars 2020 avec une intensité maximale de 1.59°C atteinte le 26 février 2020. La figure 34 b évalue l'importance spatiale de l'anomalie de la SST correspondante à cette intensité maximale. La structure spatiale de l'anomalie de SST est marquée par des anomalies positives dans toute la zone ($> 1^{\circ}\text{C}$), avec une élévation importante dans la partie Ouest au niveau de la côte ivoirienne et la partie Est de la zone ($> 1.5^{\circ}\text{C}$). Ce deuxième événement fort s'est produit pendant la petite saison froide entre janvier et mars. Cette saison est caractérisée par une faible variation saisonnière de SST (Morlière, 1970).

Dans la zone II (Figure 34c et d), deux événements ont été représentés. Le premier événement du 11/01/2020 est localisé dans la bande longitudinale 21°W - 2°W . Les anomalies de la SST y sont supérieures à 1.8°C sur une grande partie de la bande définie. Le deuxième événement du 20/03/2020 est situé dans la bande 30°W et 15°W avec des anomalies de la SST supérieures à 1.8°C . Ces deux événements se sont manifestés hors période d'upwelling.

Le premier d'événement fort de la zone III (Figure 34 e et f) est celui du 13 novembre 1997. Ce réchauffement s'est étendu sur une grande surface avec des anomalies variant entre 0.2°C et 3.6°C . Cette forte MHW a été plus intense dans la zone située en dessous de 7°S . En 1998, du 29 juin au 02 juillet un autre épisode de température extrême a été observé dans la zone III. Son intensité maximale a été atteinte le 01 juillet de la même année. Les anomalies de la SST ont été fortement positives sur la quasi-totalité de la zone, avec de valeurs supérieures à 2.6°C . Les différents exemples montrent un développement important de la surface de réchauffement dans les différentes zones. Les régions de fortes anomalies de la SST dans ces zones correspondent aux régions de forts gradients méridiens ou zonaux de la SST. Cette situation se manifeste particulièrement le long de la côte ivoirienne et dans la bande équatoriale où se développe un upwelling saisonnier. Cette situation se manifeste aussi à la côte Congo-Gabon où un upwelling quasi-permanent est aussi observé (Bernard *et al.*, 2011).

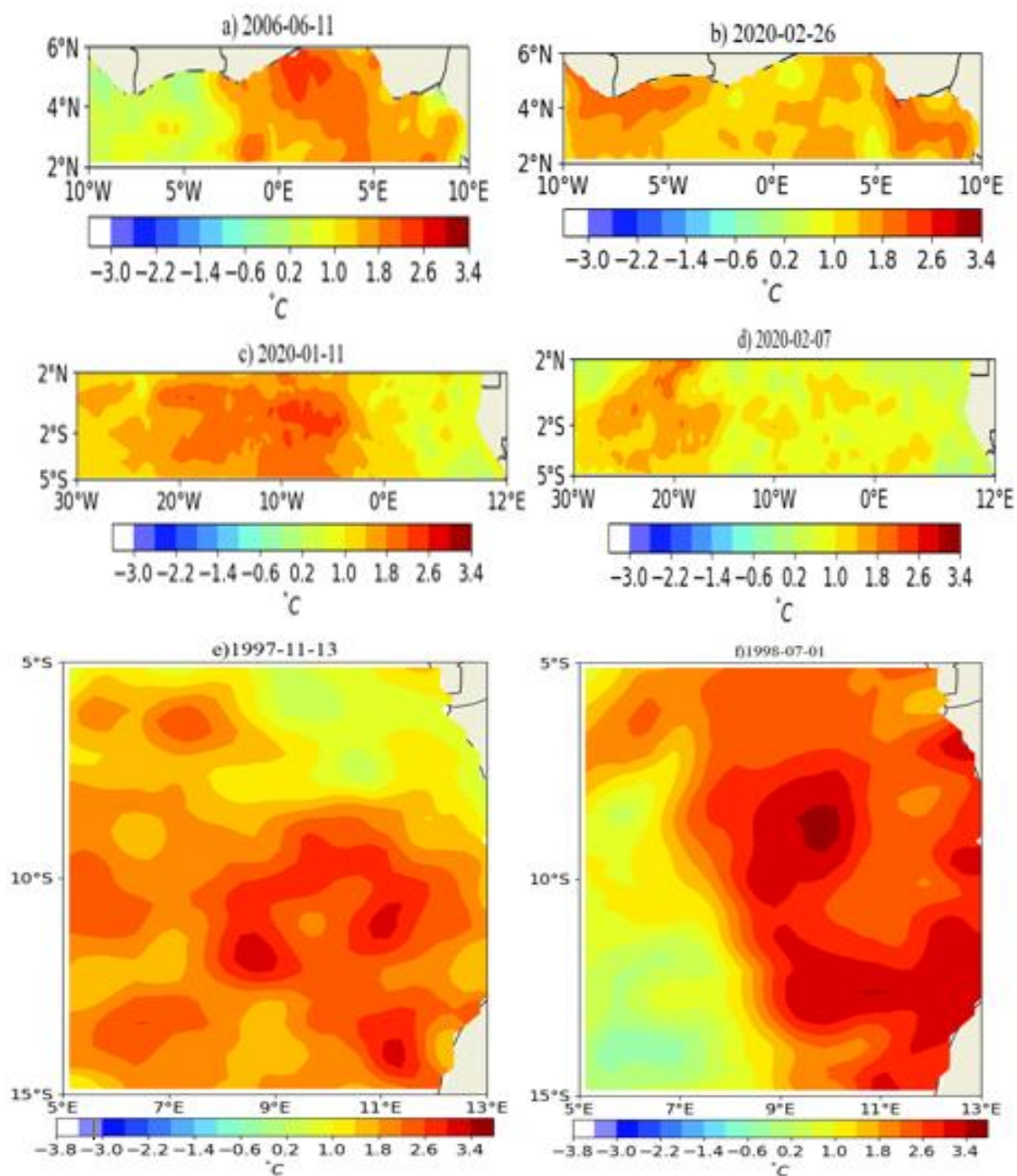


Figure 34 : Quelques exemples de vagues de chaleur océaniques de catégorie II dans chaque zone.

La date à laquelle l'intensité de l'événement est la plus forte a été représentée. La figure a été réalisée à partir des données OISST de NOAA.

3-5- Comparaison des caractéristiques des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

3-5-1- Comparaison de la fréquence des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

Pour cette comparaison nous avons utilisé des boîtes à moustaches ce qui a permis d'analyser

les différentes évolutions qui existent pour la même caractéristique dans les différentes zones. La figure 35 nous montre une évolution d'ensemble de la fréquence des MHWs dans les trois zones. Elle indique que l'étendue interquartile varie de 0 à 3.8 pour la zone I, de 0 à 2 pour la zone II et de 1 à 3 pour la zone III. Ces valeurs de l'étendue interquartile indiquent que des 3 zones, la zone I est celle qui présente une forte variabilité de la fréquence des MHWs. Ce résultat montre un réchauffement beaucoup plus accéléré ces dernières années à la côte nord du GG. La zone III et la zone II occupent respectivement la deuxième et la troisième place pour ce qui est de la variabilité de la fréquence des MHWs. Les deux valeurs observées au-dessus de la boîte à moustache de la zone II sont des valeurs extrêmes indiquant que les fréquences de 6 et 8 sont des valeurs inhabituelles dans cette zone.

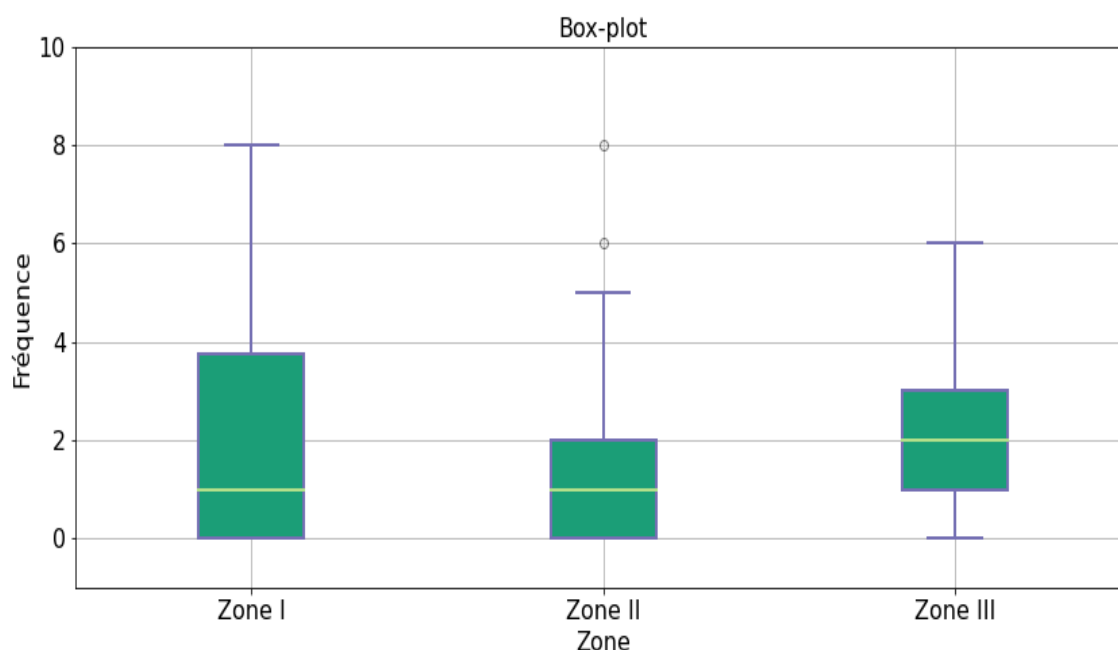


Figure 35 : Boîte à moustaches de la fréquence d'apparition des vagues de chaleur océaniques dans différentes zones durant la période 1991-2020.

3-5-2- Comparaison de la durée des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

La comparaison de la durée des MHWs (Figure 36) montre qu'il existe des différences. La boîte la plus grande est celle de la zone III, avec des MHWs persistantes entre 5 et 15 jours en moyenne annuelle. Les boîtes à moustache des zones I et II ont pratiquement la même taille avec une légère différence entre leurs étendues interquartiles. Ces dernières indiquent des MHWs de 0 à 11 jours et de 0 à 12 jours en moyenne respectivement dans la zone I et dans la zone II. Cependant, les trois zones ont connu des événements de durée extrême, dont deux de 26 jours et 34 jours dans la zone I, un de 49 jours dans la zone II, et un de 47 jours dans la zone

III.

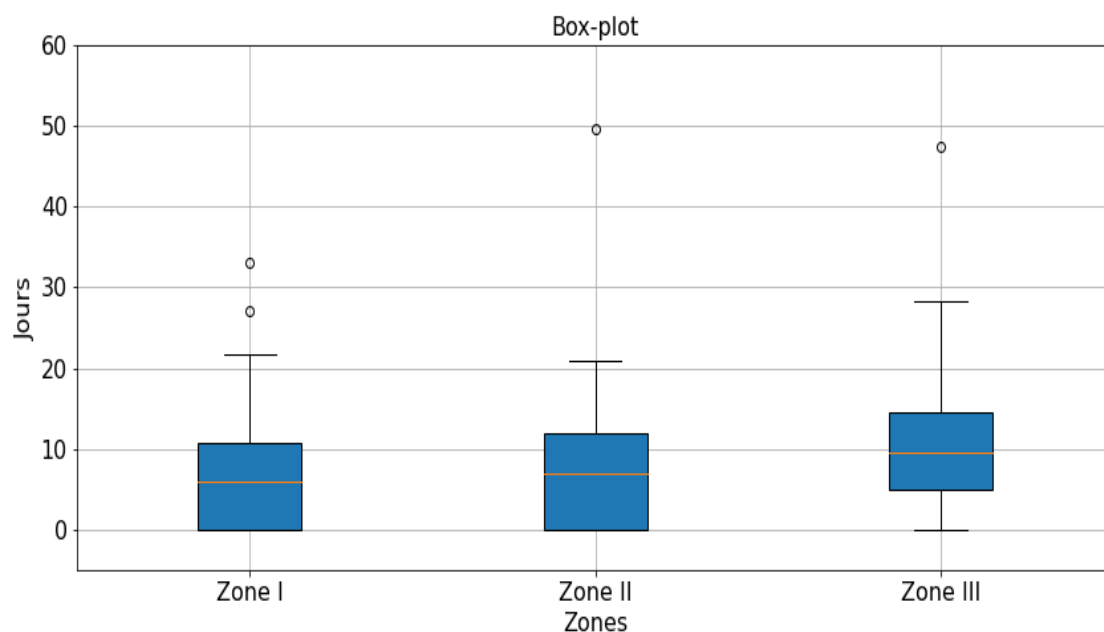


Figure 36 : Boite à moustaches de la durée des vagues de chaleur dans différentes zones (zone I, II et III) durant la période 1991-2020.

3-5-3- Comparaison de l'intensité des vagues de chaleur océaniques dans les différentes zones

La figure 37 montre les boîtes à moustache de l'intensité moyenne dans les trois zones. Ces boîtes n'ont pas la même taille. Les zones I et II ont des boîtes à moustache de taille égale, variant de 0 à 0.9°C/an avec des étendues interquartiles différentes. Ces MHWs ont des intensités comprises entre 0 et 0.78°C dans la zone I, et des MHWs d'intensité comprises entre 0 et 0.73°C dans la zone II. La boîte à moustache de la zone III indique que les intensités sont les plus élevées du GG. Elles sont comprises entre 0.8°C et 1.25°C moyenne annuelle.

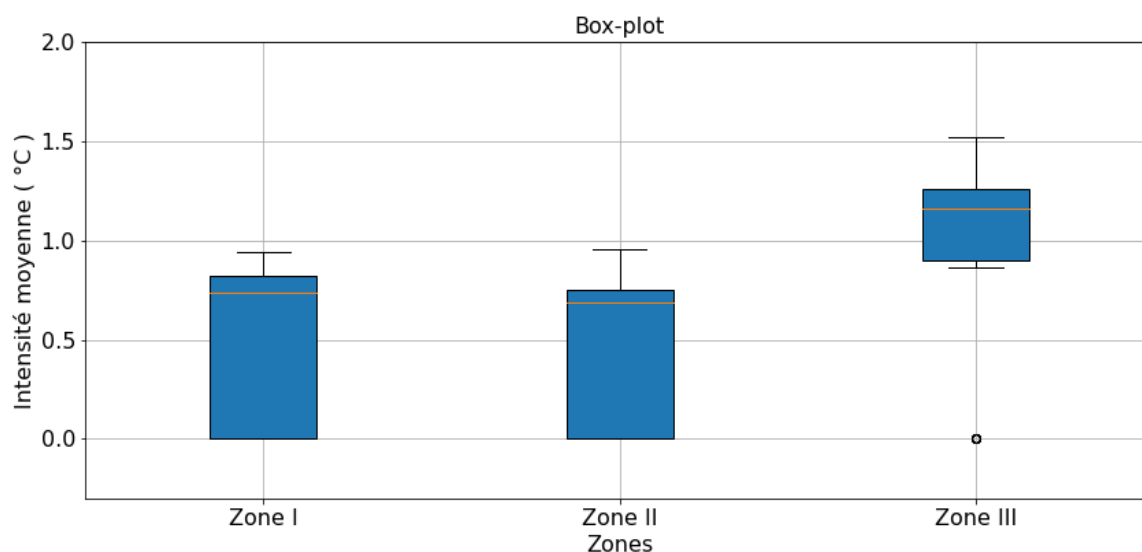


Figure 37 : Boite à moustaches de l'intensité moyenne des vagues de chaleur océaniques dans différentes zones durant la période 1991-2020.

3-6- Réchauffement en subsurface

Par manque de données en subsurface, nous avons calculé l'anomalie de la température au lieu de la définition de Hobday *et al.* (2016). Afin d'analyser le réchauffement. Ces anomalies ont été calculées entre la surface et 500 m de profondeur au point 0°N ; 0°W correspondant à la position de la donnée PIRATA dans le GG. Ces anomalies ont été représentées d'octobre 2019 à avril 2020 correspondant à la période de manifestation de quelques MHWs.

La figure 38a montre l'évolution temporelle d'une MHW entre octobre 2019 et avril 2020. Sur ce graphe sont représentés la climatologie, la SST, le 90^e percentile et l'événement de MHW (en rouge). L'événement est détecté le 15 octobre 2019 avec une SST au-dessus du 90^e percentile et dure jusqu'au 13 mars 2020. De faibles intensités sont observées pendant la période du 15 octobre au 30 octobre et du 01 novembre jusqu'à la fin de l'événement où des intensités importantes sont observées.

La figure 38b est le diagramme d'Hovmöller représentant les anomalies de température pendant l'événement du 15 octobre 2019 au 13 mars 2020. Elle montre, avant le 15 octobre, des anomalies positives de température en subsurface. A partir du 15 octobre, ces anomalies sont observées à la surface mais avec de faibles valeurs (<0.5°C), ce qui concorde avec le résultat de la figure 38a. Elles montrent aussi des intensités élevées (>2°C) observées entre 38 et 80 mètres de profondeur durant le mois de décembre 2019. Ces anomalies élevées sont transportées à la surface à partir de novembre laissant place à un faible refroidissement en profondeur.

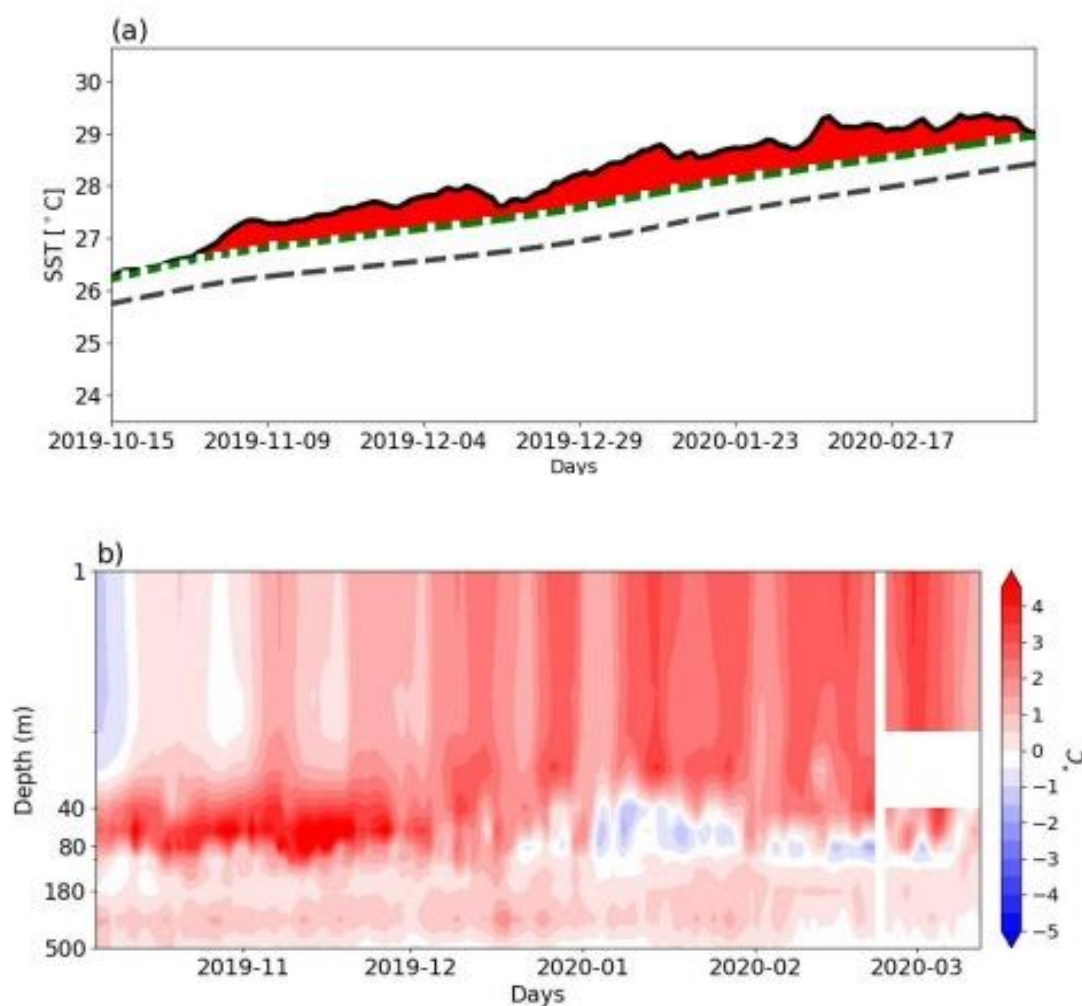


Figure 38 : Evolution de l'événement de vague de chaleur océanique du 15 octobre 2019 au 13 mars 2020.

La figure (a) représente l'évolution à la surface de la MHW du 15 octobre 2019 au 13 mars 2020 calculé avec les données OISST. Le diagramme d'Hovmöller (b) montre l'anomalie de température durant la même période calculée à partir des données PIRATA.

3 -7- Discussion

Les MHWs dans l'océan Atlantique tropical oriental sont caractérisées à l'aide des données de température de l'OISST, de janvier 1991 à décembre 2020, et des données PIRATA de température de subsurface, d'octobre 2019 à mars 2020. Cette région de l'Atlantique tropical oriental a été le théâtre d'événements de vagues de chaleur intenses au cours des dernières décennies. Sur la base de la distribution spatiale des différentes caractéristiques de ces événements, la zone d'étude a été subdivisée en trois zones. La première zone est la côte nord du GG, la deuxième est la zone équatoriale et la troisième est la zone côtière du Congo-Gabon. Les résultats obtenus mettent en évidence une forte variabilité spatiale et temporelle des

caractéristiques des MHWs à l'Est de l'Atlantique tropical. Ces observations sont en accord avec les études menées par Oliver *et al.* (2018c, 2019), sur la durée, l'intensité et la fréquence des MHWs dans l'océan mondial. Ils ont montré une hausse de ces caractéristiques. Celle-ci serait due au réchauffement anthropique qui est l'une des causes principales de la hausse à long terme des MHWs (Oliver *et al.*, 2019; Marin *et al.*, 2021). Nous avons analysé les distributions spatiales et temporelles des caractéristiques moyennes annuelles des MHWs. Les résultats ont montré que la fréquence des MHWs dans le GG variait d'environ 2.1, 1.2 et 0.6 événements par an respectivement de la zone I, la zone II et la zone III. Les fréquences les plus élevées se trouvent sur la côte nord du GG (> 2 événements, Figure 4d) et les fréquences les plus faibles sur la côte du Congo-Gabon (Figure 4f).

Ce taux d'occurrence des MHWs, en fonction de la zone, peut être expliqué par les conditions océaniques dans ces régions. La fréquence accrue des MHWs sur la côte nord du GG suggère que la chaleur océanique introduite dans cette zone serait perdue rapidement, ou indique un temps de résidence de la masse d'eau. Ceci concorde avec les résultats de divers auteurs (Salinger *et al.*, 2019 ; Bond *et al.*, 2015 ; Jacox *et al.*, 2019) qui ont montré que, dans d'autres régions, des changements rapides dans les échanges air-mer entraînent l'apparition rapide des MHWs intenses. Le nombre total de jours des événements de MHWs a également varié de façon significative jusqu'à 49 jours (Figure 5f). Des MHWs de longue durée ont été observées au niveau de l'équateur et le long de la côte Congo-Gabon. Elles ont augmenté au cours de la dernière décennie et particulièrement en 2019. Au cours de cette dernière année, des événements de plus de 40 jours ont été observés, d'octobre 2019 à mars 2020. Ceci est en accord avec une étude de Rodrigues *et al.* (2024). Dans cette étude, les auteurs ont constaté que la présence de fortes anomalies positives de température le long de l'équateur et de la côte angolaise a été détectée d'octobre 2019 à février 2020. Cependant, les événements au nord du GG sont de courte durée.

En ce qui concerne les intensités, nous avons montré qu'il n'y a pas de tendance claire pour les intensités moyennes annuelles dans les différentes zones. Il n'y a pas non plus de changement significatif et on trouve une tendance pratiquement nulle par an le long de la côte Congo-Gabon. Mais contrairement à l'intensité annuelle moyenne, l'intensité annuelle cumulée montre des tendances positives significatives de 2.5°C/an pour la zone I, 2.2°C/an pour la zone II et 4.8°C/an pour la zone III. Cela signifie que les zones de plus forte intensité sont celles de la côte Congo-Gabon et de la côte nord du GG. L'événement de MHWs le plus intense est localisé sur la côte du Congo-Gabon. Les événements de MHWs de forte intensité sont détectés pendant ou après l'upwelling sur la côte du Congo-Gabon, alors que dans la zone équatoriale et sur la

côte nord de la GG, ils se produisent en dehors de la période d'upwelling.

Les résultats de la température de subsurface montrent un réchauffement de subsurface entre 40 et 80 mètres de profondeur à 0°W-0°N avant l'apparition des MHWs en surface, en octobre 2019. Ce réchauffement observé est en accord avec le résultat de Costa & Rodrigue (2021). Ces auteurs ont montré des anomalies de température ($>2^{\circ}\text{C}$) entre 40 et 60 mètres de profondeur en novembre et aussi en décembre 2019. Ces événements de MHWs ont eu lieu dans l'Atlantique équatorial oriental pendant le pic du Niño du Benguela. Ces forts réchauffements sont transportés vers la surface quelques jours plus tard, laissant place à un refroidissement jusqu'à ce que la température revienne à la normale. Ces réchauffements pourraient être causés par la propagation vers l'est d'une onde de Kelvin ascendante induite par une onde de Rossby ascendante se réfléchissant à la frontière ouest et forcée par des anomalies de vent d'ouest le long de l'équateur (Nagura & McPhaden, 2010; Rodrigues *et al.*, 2024). Le refroidissement de la subsurface pourrait expliquer les fluctuations observées dans l'intensité de l'événement de surface. La forte présence de MHW de catégorie I, observée dans l'Atlantique tropical oriental, est relativement courante à l'échelle mondiale.

Conclusion partielle

Cette étude présente les différentes caractéristiques des MHWs et leur évolution dans l'Atlantique tropical. Pour ce fait nous avons découpé le GG en 3 zones (zone de la côte nord du GG, zone équatoriale et la zone Congo-gabonaise) sur la base de la climatologie des MHWs et de la variation de la surface de l'upwelling. Les résultats obtenus ont montré par la suite que la fréquence, la durée et le cumul d'intensité des MHWs moyennes dans les différentes zones augmentent. L'évolution de l'intensité moyenne reste faible dans ces différentes zones de l'Atlantique tropical oriental. En revanche, les changements des caractéristiques ne sont pas uniformes et présentent des différences régionales avec une élévation de tous ces paramètres dans la zone Congo-gabonaise comparativement aux autres zones. Les résultats suggèrent que les températures océaniques sont un facteur potentiel de prévisibilité des MHWs. Par ailleurs, la variabilité de la surface de l'upwelling a été étudiée. Elle a montré que la zone de refroidissement des eaux se maintient pratiquement 3 mois (juillet-août-septembre) au nord du GG, 4 à 5 mois au niveau équatorial et permanent à la côte Congo-gabonaise. Dans le même contexte, la surface de l'upwelling au nord du GG est composée de 2 noyaux à l'Est du Cap des Palmes et du Cap des trois Pointes ; ce dernier étant plus intense que le premier. Enfin, les résultats ont montré que ces surfaces ont connu un affaiblissement ces dernières années.

CHAPITRE 4 : RELATION ENTRE LES VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES, L'UPWELLING DANS LE GOLFE GUINEE ET LES CONDITIONS ATMOSPHERIQUES PENDANT LA PERIODE DE LA MOUSSON OUEST AFRICAINE

Nous avons vu dans le chapitre précédent qu'il existe dans le GG des événements de MHWs qui peuvent se produire quelle que soit la période de l'année, et qui ont augmenté en fréquence et en durée ces dernières années. Il a été montré également que la surface de refroidissement dans cette région a connu une baisse depuis plusieurs années. L'objectif de ce chapitre est de comprendre la relation qui existe entre les MHWs et la surface de refroidissement, et entre les MHWs et les conditions atmosphériques pendant la période de la mousson. Pour ce faire, nous allons d'abord analyser l'évolution des MHWs pendant la mousson africaine, ensuite nous analyserons leur impact sur la surface de refroidissement, et nous achèverons par une analyse des conditions atmosphériques avant, pendant et après la manifestation des événements de MHWs. Certains résultats de ce chapitre ont fait l'objet d'une publication dans *Climate* en décembre 2022 (Annexe A.2).

4-1- Variabilité des vagues de chaleur océaniques pendant la mousson africaine

4-1-1-Variabilité temporelle des vagues de chaleur océaniques

Pour étudier la variabilité temporelle des MHWs, des anomalies quotidiennes de la SST ont été moyennées spatialement sur la période mai-octobre dans les différentes zones : (zone I (10°W-10°E et 2°N-6°N), zone II (30°W-12°E et 5°S-2°N) et zone III (5°E-13°E et 15S-5S)) afin de générer une série temporelle journalière. La valeur zéro a été attribuée aux jours où il n'y a pas eu de MHWs. Ensuite, la méthode des ondelettes a été appliquée à ces séries journalières obtenues.

Pour la zone I, la figure 39 montre l'évolution de la fréquence d'apparition des MHWs dans la zone I pendant la période de la mousson Ouest-africaine. Trente-cinq événements de MHWs ont été enregistrés. Elle indique que durant la période 1991-2000, il n'y a eu qu'un seul événement de MHWs dans cette zone. A partir de 2006, le nombre d'événements a augmenté considérablement, de deux à quatre, pour atteindre sa valeur la plus élevée en 2015, 2017 et 2020. La régression linéaire associée à cette fréquence montre une tendance à l'augmentation des événements qui est statistiquement significative à 95% selon le test t de Student. La figure 39b montre l'ondelette des MHWs dans la zone I pendant la période de mai-octobre. Elle indique une intensification de ces événements depuis 2015. La moyenne et l'écart-type de la

durée de ces MHWs atteignent respectivement 10 jours et 6 jours. L'occurrence des MHWs est cohérente avec le nombre d'événements (voir Figure 30d), et la diminution de la surface de l'upwelling au cours de cette période (voir Figure 27). Au cours de la période 1991-2008, les MHWs sont presque inexistantes, sauf de 1999 à 2000 et de 2006 à 2010. En 2000, on observe des MHWs dont les périodes varient entre cinq et sept jours. De même des MHWs de faible période ont été observées entre 2006 et 2010.

Le spectre des intensités (Figure 39c) des MHWs montre une faible intensité en moyenne ; Ces intensités atteignent environ 0.7°C pour les MHWs de 6 jours. Ainsi, les MHWs pendant la période mai-octobre sur la côte nord du GG pourraient être classées modérées selon la classification statistique de Hobday *et al.* (2016).

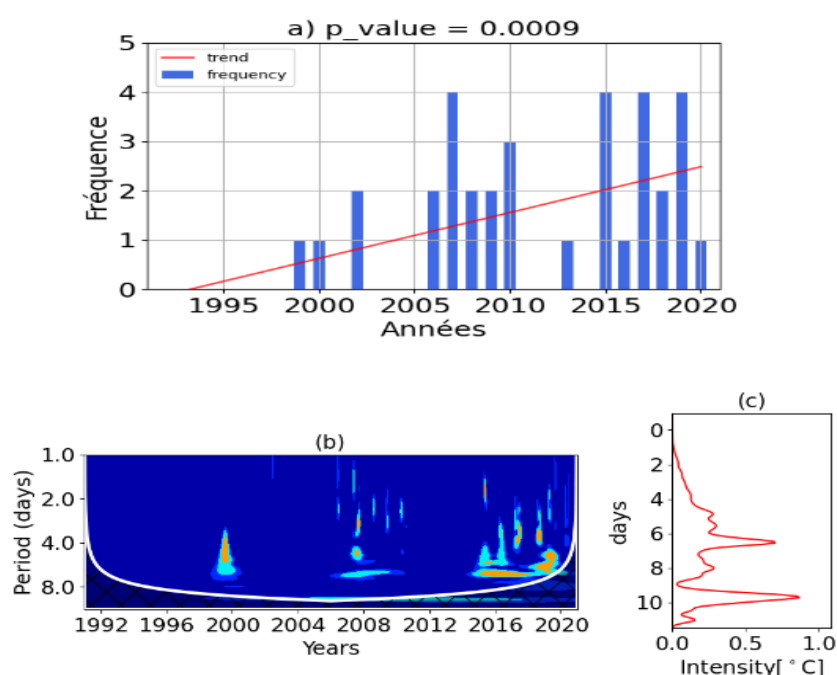


Figure 39 : Fréquence, durée et intensité des vagues de chaleur océaniques durant la période mai-octobre de 1991-2020 dans la zone I.

La figure (a) représente la fréquence des MHWs de mai-octobre, (b) ondelette des MHWs sur la même période. Le trait blanc épais indique le cône d'influence. (c) Le spectre intensité associé aux MHWs. Les MHWs ont été calculées à partir des données OISST de NOAA.

En ce qui concerne la zone II, la figure 40a illustre la fréquence d'apparition des événements de MHWs dans la zone II pendant la période de mai-octobre. Un total de trente événements a été détecté de 1991 à 2020 durant la période mai-octobre dans cette zone. La figure indique un événement de MHW par an durant la période 1991-2006, à l'exception de l'année 1996 durant laquelle trois événements ont été observés. A partir de 2007, une augmentation du nombre d'événement est observée de 2007 à 2010, où il atteint sa valeur maximale en 2010 avec cinq

apparitions. Cette augmentation est suivie par un saut de six ans (c'est à dire de 2011 à 2016). Ensuite, de 2017 à 2020, le nombre d'événement passe à deux événements sauf durant l'année 2019 où il n'y a eu qu'un seul événement de MHWs. La régression linéaire associée au nombre d'apparition de ces événements montre une tendance faible des événements qui est statistiquement non significative à 95% en utilisant le test t de Student.

L'ondelette des MHWs est illustrée par la figure 40b. L'analyse de cette ondelette révèle que la période 1991-2007 est marquée par deux événements dont l'un en 1996, et l'autre en 2000 avec des durées qui varient entre deux et sept jours. La période 2001-2007 enregistre des MHWs dont la durée peut atteindre dix jours, mais elles sont sujettes aux effets de bords de l'analyse en ondelettes. De 2008 à 2020, le nombre d'événements a augmenté durant les années 2008 à 2010 et 2017 à 2020 associé à des durées allant de trois à six jours et trois à sept jours, respectivement. Les événements les plus importants en intensité sont les événements de dix jours dont l'intensité moyenne atteint 1.5°C (Figure 4.2c).

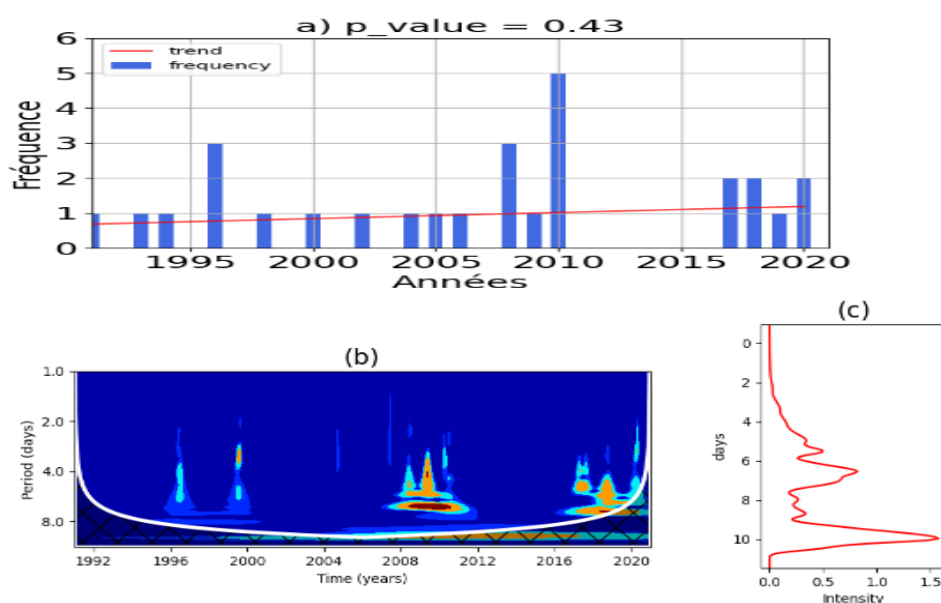


Figure 40 : Fréquence, durée et intensité des vagues de chaleur océaniques durant la période mai-octobre de 1991 à 2020.

La figure (a) illustre l'évolution de la fréquence des MHWs sur la période mai-octobre de 1991 à 2020, (b) ondelette des MHWs sur la même période, le trait blanc épais indique le cône d'influence et (c) le spectre des intensités associé aux MHWs. Les MHWs ont été calculées à partir des données journalières OISST de NOAA.

Dans la zone III, l'évolution du nombre d'événement de MHWs durant la période de mai-octobre dans la zone III est représentée par la Figure 41a. Un total de trente-six événements a été détecté de 1991 à 2020 durant la période mai-octobre dans cette zone. Cette figure montre

une faible apparition des MHWs entre 1991 et 2005. Au maximum deux événements sont enregistrés durant les années 1991, 1995, 2000 et en 2001. A partir de 2006, une augmentation du nombre d'événement de MHWs est observée avec quatre, trois et cinq événements, respectivement en 2006, 2007 et 2020. L'analyse des tendances annuelles du nombre de MHWs dans cette zone n'a révélé aucune augmentation significative ($p\text{-value} > 0.05$). L'analyse en ondelette (Figure 41b) montre une occurrence de ces événements pendant la période 1991-2005, avec des événements de MHWs de durée fluctuante entre deux jours et huit jours. Cette période présente plusieurs années au cours desquelles des événements de MHWs sont observés. Pendant la période 2006-2020, les événements ont pratiquement les mêmes durées que ceux de la période 1991-2005 (c'est-à dire variant entre deux jours et sept jours). L'année 2020 est marquée par un nombre élevé d'événement dont les durées atteignent les sept jours. Ce qui concorde avec la fréquence d'apparition montrée à la figure 41a. Cette zone présente aussi peu d'événement de MHWs avec une durée au-delà de huit jours entre 2008 et 2020. L'intensité moyenne dans cette zone atteint 2°C pour les événements de MHWs dont la durée est de neuf jours. Cette intensité reste aussi importante (1.8°C) pour les événements de MHWs de sept jours.

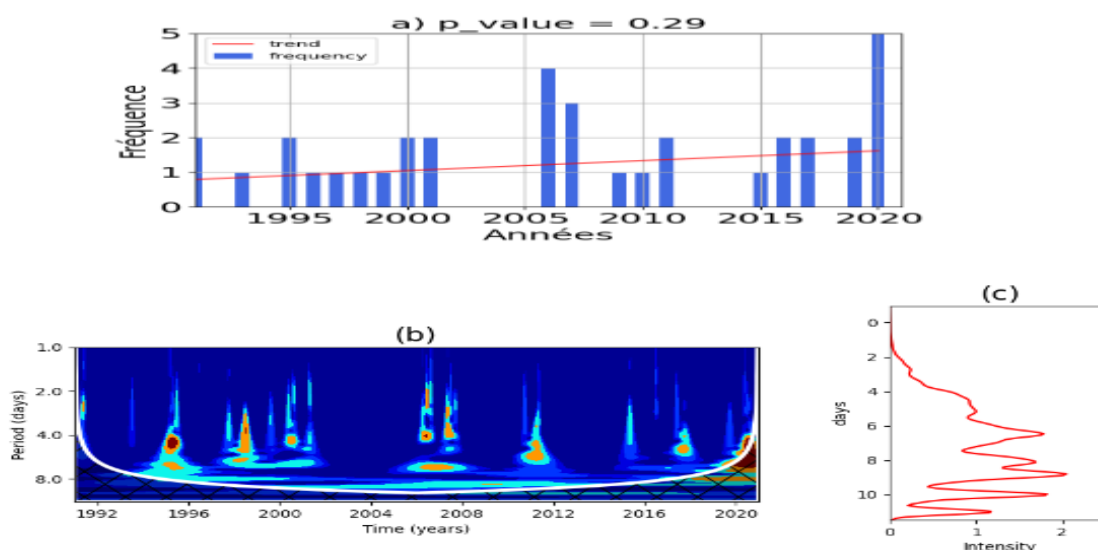


Figure 41 : Fréquence, durée et intensité des vagues de chaleur océaniques durant la période mai-octobre de 1991 à 2020.

La figure (a) montre l'évolution de la fréquence des MHWs sur la période mai-octobre, (b) ondelette des MHWs sur la même période, le trait blanc épais indique le cône d'influence et (c) le spectre des intensités associé aux MHWs. Les MHWs ont été calculées à partir des données journalières OISST de NOAA.

4-1-2- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre

4-1-2-1- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre à la côte nord du Golfe Guinée

Cette section décrit les schémas de variabilité des MHWs. Elle utilise des fonctions orthogonales empiriques (EOF) des intensités annuelles cumulées des MHWs en mai-octobre pendant la période 1991-2020.

La figure 42 et la figure 43 illustrent respectivement, les neuf premières valeurs propres associées aux neuf premières EOFs, les quatre premières structures spatiales des EOFs de l'intensité cumulée des MHWs (Figures 43a, 43b, 43c et 43d) et les séries temporelles correspondantes (Figures 43e, 43f, 43g et 43h) dans la zone I. La figure 42 montre que seuls les quatre premiers modes sont physiquement significatifs selon les critères du coude et ceux de North *et al.* (1982). Ces quatre modes représentent 78 % de la variance expliquée. Les zones en pointillé sur les structures des EOFs illustrent les zones significatives au niveau de 95% de confiance selon le test t de Student.

La première EOF (~ 42%) (Figure 43a) montre une zone négative et significative dans toute la zone littorale. Une telle structure pourrait indiquer une présence totale d'eaux froides, ou une occurrence généralisée de MHWs certaines années. Cette structure est également caractérisée par une faible zone positive et non significative en aval du Cap des Palmes et du Cap des Trois Pointes, qui sont les deux zones où se produit l'upwelling côtier. La série temporelle de ce mode (Figure 43e) ne présente pas d'événements de MHWs en 1991-1999, ce qui est en accord avec les résultats de l'ondelette.

Des MHWs de faibles amplitudes sont enregistrées en 2002-2006 et 2012-2013. Cette série temporelle suggère une fluctuation à basse fréquence, avec une périodicité de 4 ans, caractérisée par des périodes d'intensification de la SST de 2002 à 2006 et des périodes de remontée d'eau en 2007-2011 et 2014-2020 sur l'ensemble de la zone d'étude. Les scores opposés sont en accord avec cette alternance et pourraient indiquer que les MHWs sont présentes dans toute la zone certaines années, alors qu'elles sont pratiquement absentes d'autres années. Les intensités les plus élevées sont enregistrées en 2002, 2012 et 2013.

Le second mode (Figure 43b) représente 17% de la variance totale. Il illustre un dipôle est-ouest entre les deux caps où se produit l'upwelling côtier. Il montre qu'un cap peut connaître des événements de MHWs, alors que ces événements ne se produisent pas à l'autre cap. Par exemple, la série temporelle associée (Figure 43f) montre que des événements de MHWs se produisent en aval du Cap des Palmes en 2000-2001, 2009-2011, 2015-2016 et 2018-2019, car

les scores de ces années sont cohérents avec la structure de l'EOF dans cette zone d'upwelling. Les années 2004-2008, 2012-2015, 2017 et 2020 enregistrent des événements de MHW au Cape des Trois Pointes car les scores de ces années sont en accord avec la structure de l'EOF dans cette zone d'upwelling.

Le troisième mode (Figure 43c) représente 13% de la variance totale. Il illustre un contraste entre la côte nord représenté par les deux caps et la section méridionale à l'est de 5°E. Ce mode montre une signification négative dans la zone d'upwelling Ghana-Bénin et de la Côte d'Ivoire et une significativité positive à l'est. La série temporelle (Figure 43g) montre une période prolongée (2002-2016) de refroidissement au niveau des deux caps, avec une valeur maximale en 2007. Ceci est cohérent avec les résultats de Ali *et al.* (2011) et de Da-Allada *et al.* (2021) qui ont montré un refroidissement significatif sur la côte pendant cette période. La valeur positive élevée en 2015 et 2020 indique une intensification des MHWs moyennes à l'est de 5°E. Le quatrième mode (Figure 43d) représente environ 6 % de la variance totale. Il illustre un faible contraste nord-sud. La zone positive significative au sud de 4°N pourrait être associée à une intensification des MHWs en moyenne vers la langue froide de l'Atlantique tropical. Ce faible contraste nord-sud est confirmé par les faibles scores de la série temporelle (Figure 43h).

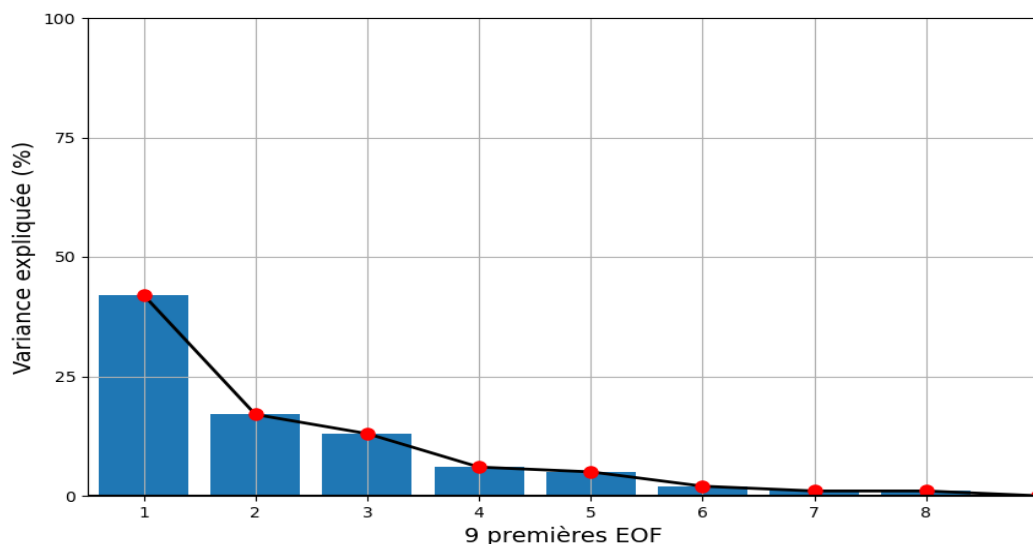


Figure 42 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances.

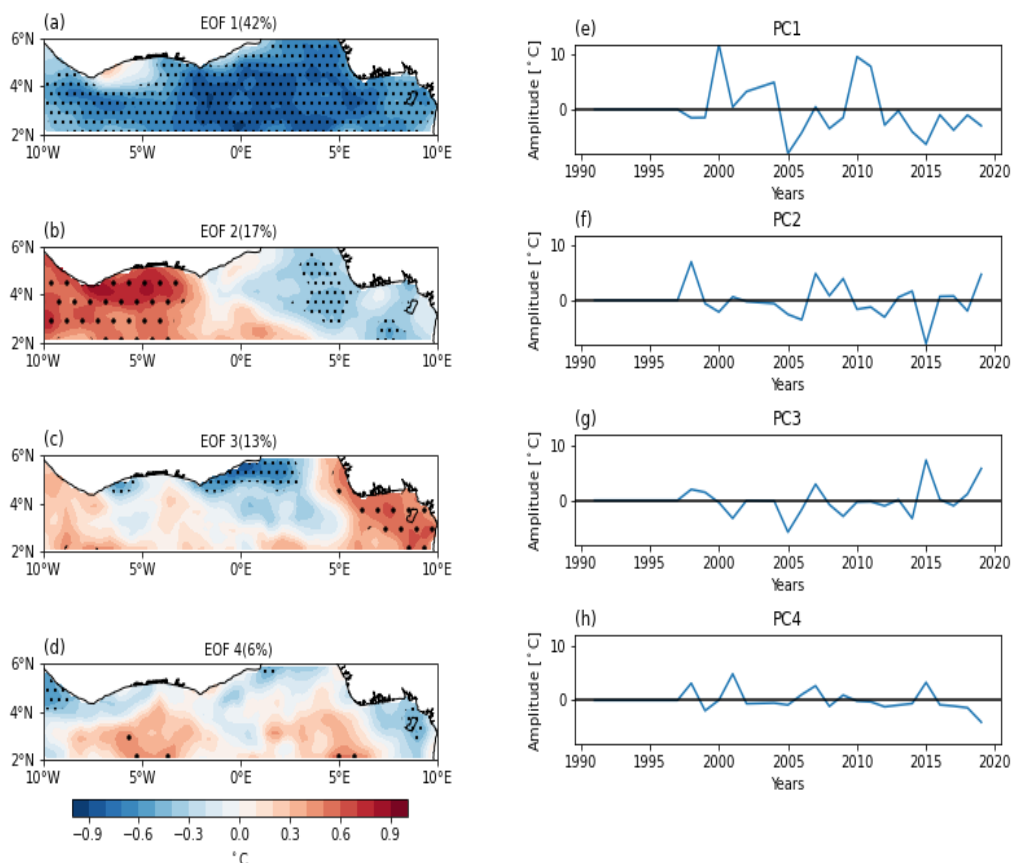


Figure 43 : Configurations spatiales et temporelles des quatre premières fonctions orthogonales empiriques des intensités des vagues de chaleur dans la zone I.

Les figures (a), (b), (c), et (d) sont les configurations spatiales respectives des quatre premières EOFs. Les figures (e), (f), (g) et (h) sont les composantes principales associées. Les points noirs indiquent les zones significatives à 95 %, tandis que les courbes bleues (à gauche) représentent les séries temporelles. Les EOFs ont été calculées à partir des données journalières OISST de NOAA.

4-1-2-2- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre dans la bande équatoriale

Dans la zone équatoriale (zone II), les quatre premières valeurs propres totalisent 77.92% de la variance totale (Figure 44).

Le premier mode de variabilité des MHWs (Figure 45a) compte pour 36.34 % de la variance totale. Elle montre une variation négative de l'intensité des MHWs significative selon le test t de Student sur presque l'ensemble de la zone (Figure 45a). L'évolution temporelle annuelle de l'intensité des MHWs (Figure 45e) est dominée par des années d'intensité négative. Des valeurs positives de l'intensité (>25°C) sont observées pendant les années 1992, 1994 et 1997. Ce qui suggère la présence des MHWs bien que la saison (mai-octobre) soit une saison marquée par le refroidissement.

Le deuxième mode de variabilité (Figure 45b), représente 21 % de la variance totale et montre des zones significativement chaudes avec des amplitudes élevées entre la côte africaine et aux alentours de 5°W, et de 20°W à 30°W. Une autre zone significativement froide centrée sur 10°W (entre 20°W et 5°W) est aussi observée. Elle correspond à la zone du noyau de l'upwelling équatorial (Caniaux *et al.*, 2011). La série temporelle (Figure 45f) montre une période froide de 1991 à 1999, avec 1991, l'année la plus froide de la série. A partir de 2000, la courbe reste positive avec des faibles valeurs d'intensité cumulée par an (<25°C) des MHWs, à l'exception de l'année 2008 où une amplitude positive est observée.

Le troisième mode compte pour 14.06% de la variance totale et montre un dipôle Est-Ouest avec de forte intensité de MHWs proche de la côte. Ce mode montre que la zone de fort refroidissement (centré en 10°W) connaît des événements de MHWs pendant la saison mai-octobre. L'évolution temporelle des intensités de MHWs associée à ce mode de variabilité (figure 45e) montre que les cumuls annuels des intensités des MHWs sur la période 1991-2020 sont pratiquement faibles et oscillent entre des valeurs positives et des valeurs négatives d'une année à une autre. L'année 1995 enregistre l'amplitude positive la plus importante (~25°C).

Le quatrième (Figure 45d) mode représente environ 6.56% de la variance totale. Il indique des parties Sud et Nord positives. Cette zone négative et significative le long de 1°S pourrait être associée à la présence de la branche équatoriale du courant équatorial Sud. Ce contraste est associé aux faibles amplitudes de la série temporelle (Figure 45h).

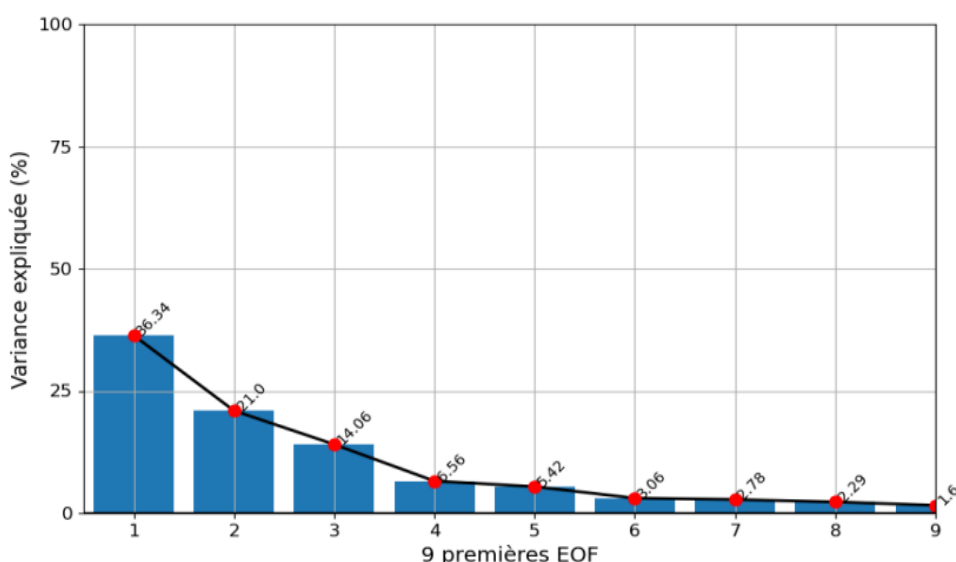


Figure 44 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances expliquées.

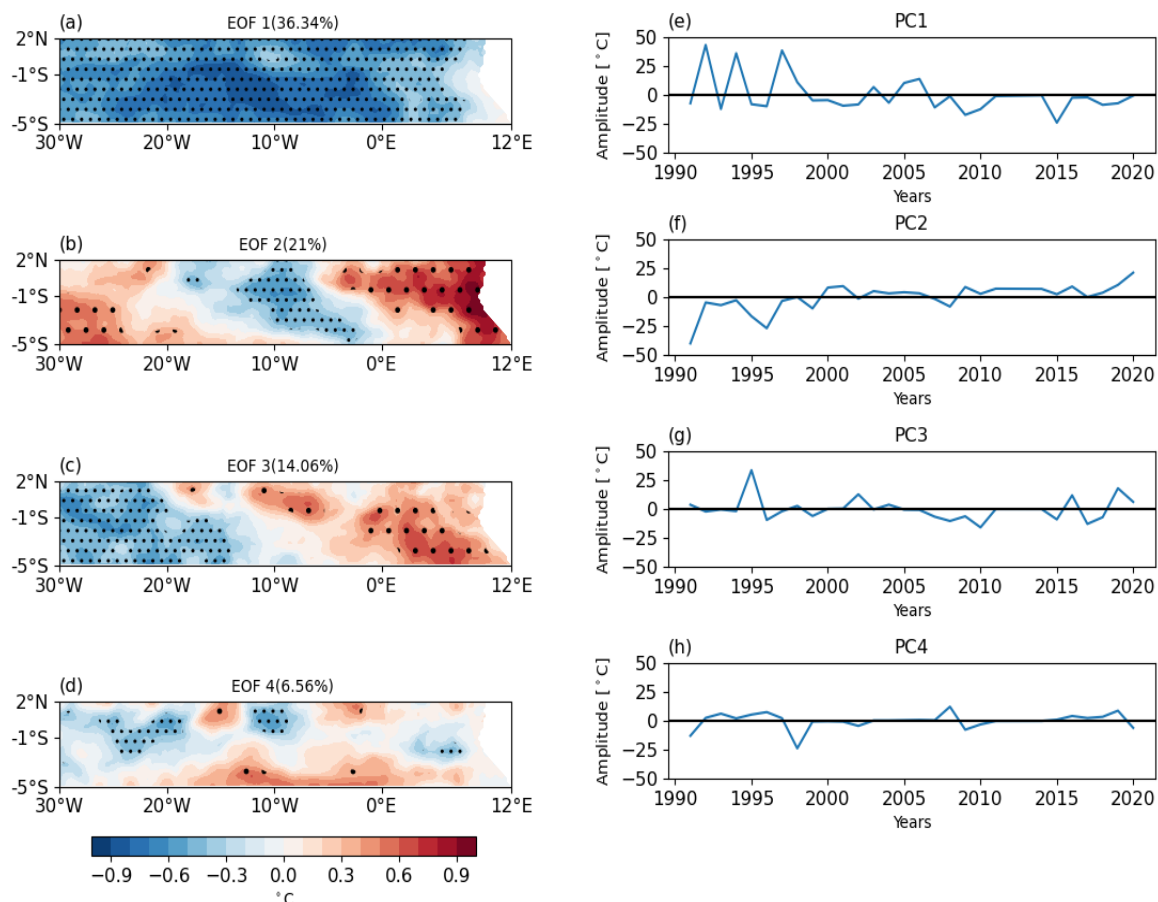


Figure 45 : Configurations spatiales et temporelles des quatre premières fonctions orthogonales empiriques des intensités des vagues de chaleur océaniques dans la zone II

Les figures (a), (b), (c), et (d) sont les configurations spatiales respectives des quatre premières EOFs. Les figures (e), (f), (g) et (h) sont les composantes principales associées. Les points noirs indiquent les zones significatives à 95 %, tandis que les courbes bleues (à gauche) représentent les séries temporelles. Les EOFs ont été calculées à partir des données OISST de NOAA.

4-1-2-3- Modes de variabilité des vagues de chaleur océaniques de mai-octobre à la côte Congo-Gabon

Dans la zone III, les différents critères de sélections indiquent deux modes de variabilité significative (Figure 46) des MHWs, représentant 93% de la variance totale. L'essentielle de cette variabilité est expliqué par le premier mode (Figure 47a) qui compte pour 89.43% de la variance expliquée. Ce mode montre une structure complètement négative et significative sur toute la zone. La composante temporelle (Figure 47c) associée montre la présence de peu d'événement de MHWs de 1991 à 2020. Ces quelques événements se produisent pendant les années 2013 et 2014 avec des cumuls annuels d'intensité respectives de 96°C et 77°C. L'année 2020 connaît l'amplitude négative la plus importante (~ -150°C) de la période (1991-2020). Le deuxième mode de variabilité (Figure 47b) comptabilise environ 4.06% de la variance totale.

Il indique une structure dipolaire, entre une structure négative et non significative à l'Est de 9°E et une structure positive et significative sur une partie de la zone à l'Ouest de 9°E (Figure 47b). La faible significativité de ce mode sur la quasi-totalité de la zone III est montrée par la série temporelle des intensités cumulées (Figure 47d). Celle-ci indique des amplitudes pratiquement nulles sur toute la période d'étude.

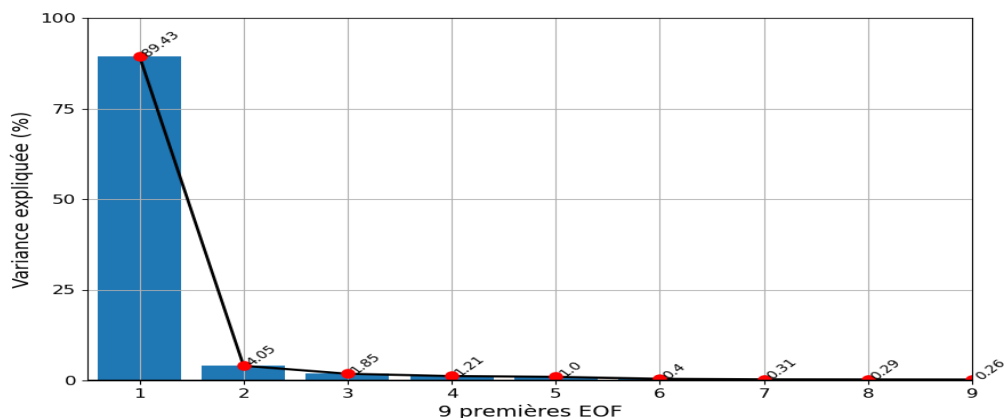


Figure 46 : Représentation des 9 premières fonctions orthogonales empiriques en fonction des variances expliquées.

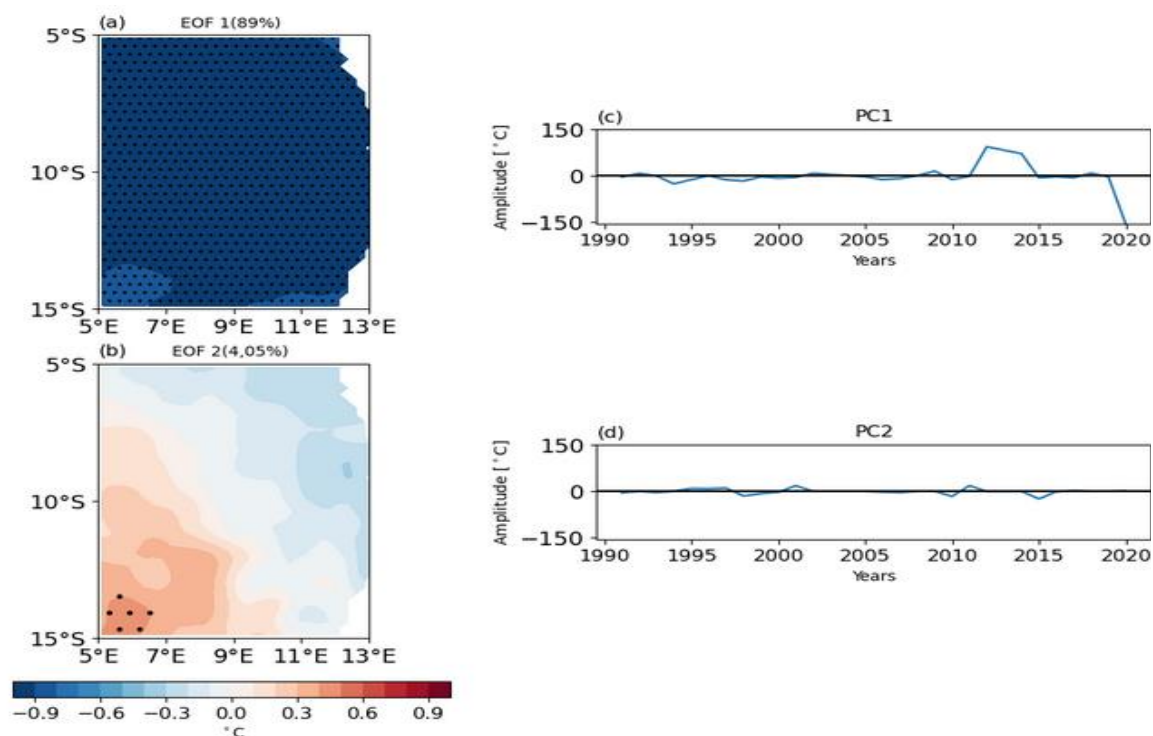


Figure 47 : Configurations spatiales et temporelles des deux premières fonctions orthogonales empiriques des intensités des vagues de chaleur océaniques dans la zone III

Les figures (a) et (b) sont les configurations spatiales respectives des deux premières EOFs. Les figures (c) et (d) sont les composantes principales associées. Les points noirs indiquent les zones significatives à 95 %, tandis que les courbes bleues (à gauche) représentent les séries temporelles. Les EOFs ont été calculées à partir des données journalières OISST de NOAA.

4-2- Relation journalière entre les vagues de chaleur océaniques et la surface de refroidissement

4-2-1- Relation journalière entre les vagues de chaleur océaniques et la surface de refroidissement au nord du Golfe de Guinée

Une analyse préliminaire est effectuée en mettant en relation les valeurs journalières des intensités de MHWs avec la surface de refroidissement.

La figure 48 montre la série de corrélation décalée (Figure 48a) et la corrélation spatiale entre ces deux variables (Figure 48b). La figure 48a montre une évolution opposée et significative entre les MHWs et la surface de refroidissement. Elle indique un début des MHWs qui s'intensifient progressivement et atteignent leurs valeurs maximales au lag 0. Par la suite, elles disparaissent graduellement et sont remplacées par des eaux froides. Ces corrélations sont plus localisées, au lag 0, au large de Cap des Palmes (Figure 48b).

Un échantillon de l'évolution des anomalies de la SST du 31 juillet au 6 août 2010 (Figure 48c) indique une augmentation progressive de la SST au large du Cap Palmes, associée à une diminution de la surface de refroidissement. Le réchauffement à l'ouest du Cap des Palmes (~ 5°W) progresse apparemment vers l'est et inhibe le refroidissement qui y est observé. Plus, tard, il y a une extinction progressive du réchauffement et un remplacement par des eaux froides. Cette structure est similaire à l'EOF 2, mais certaines périodes d'évolution de la SST pourraient également être similaires aux autres EOF.

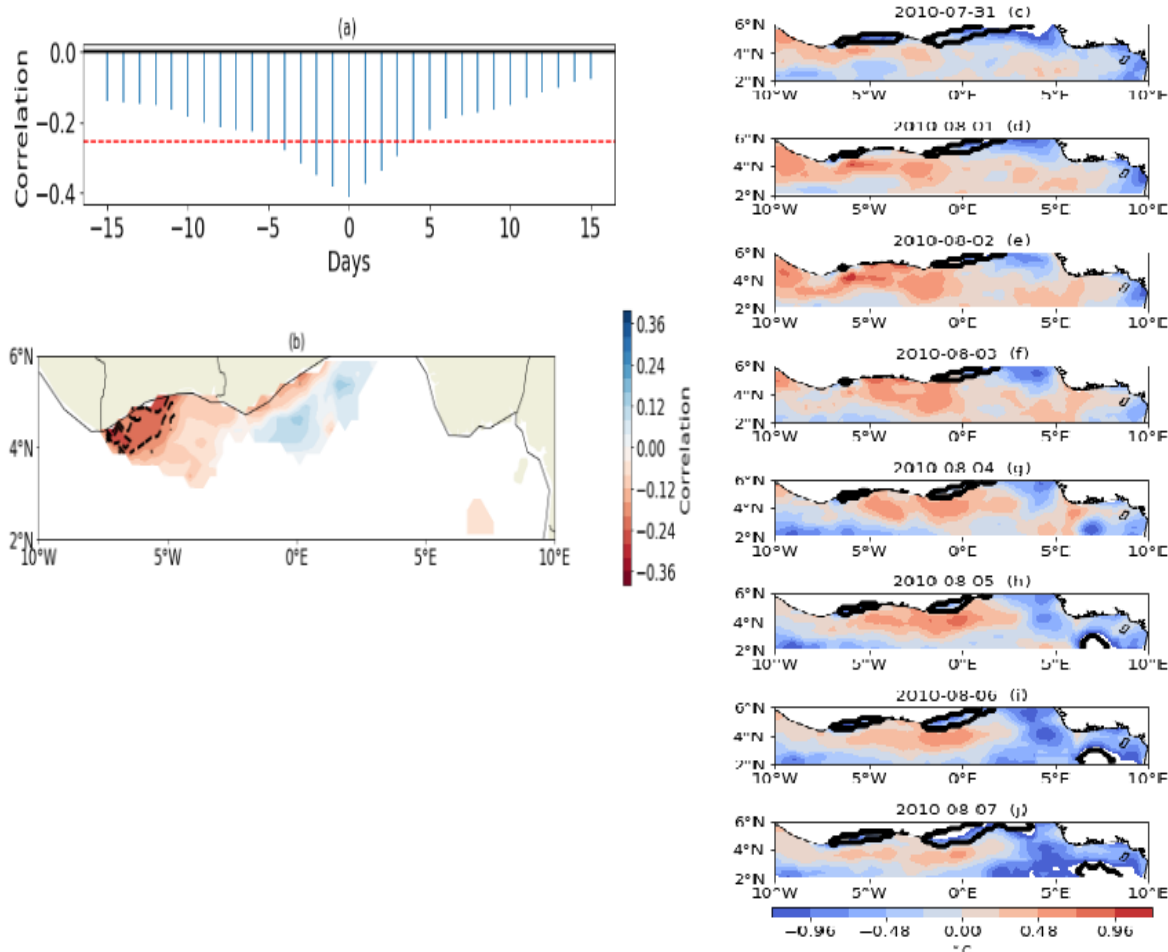


Figure 48 : Corrélation entre la surface d'upwelling et les vagues de chaleur océaniques de mai à octobre dans le nord du Golfe de Guinée.

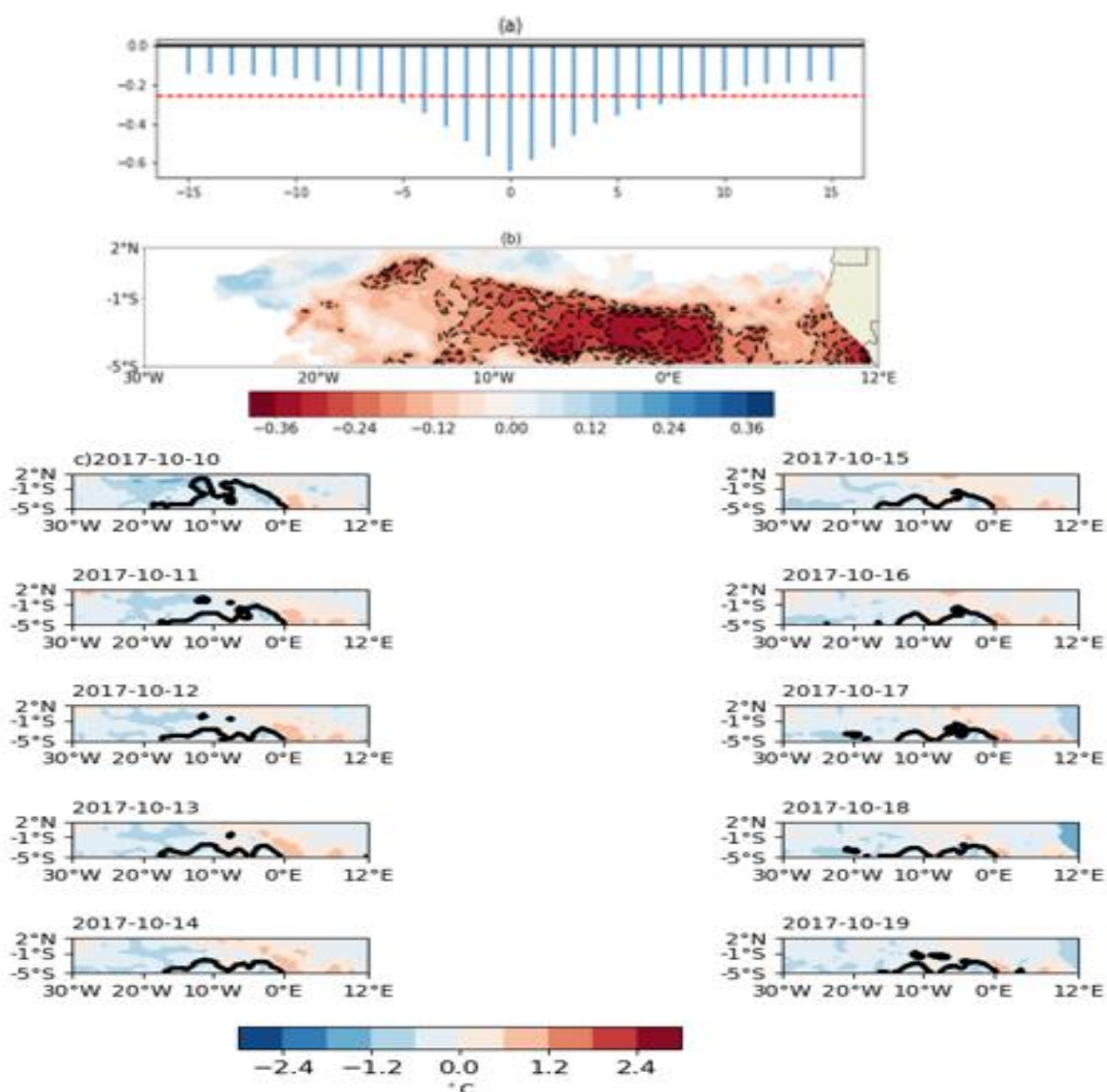
Corrélation décalée entre le CUS et les MHWs (a), la ligne horizontale rouge en pointillés représente la significativité à 99%. Carte de corrélation (b) déterminée à 99% de significativité (ligne pointillée) entre la surface d'upwelling et les MHWs de mai à octobre. Exemple de l'évolution de l'anomalie SST et de la surface de refroidissement du 31 juillet au 06 août 2010 (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de la NOAA.

4-2-2- Relation journalière entre les vagues de chaleur océaniques et la surface de refroidissement dans la bande équatoriale

Dans la zone équatoriale (zone II), la corrélation négative entre les MHWs et la surface de refroidissement est maximale au lag 0 (Figure 49a). Ce qui suggère un impact significatif et immédiat des MHWs sur la surface de refroidissement dans la zone. Cet impact est susceptible de durer environ 10 jours, au vu de la corrélation décalée. Une grande partie de la zone connaît ces corrélations négatives et significatives (Figure 49b), et ces différentes régions ont été identifiées comme des régions de forte fréquence de MHWs (voir chapitre III) et du noyau de l'upwelling de la zone (~ 10°W) (Caniaux *et al.*, 2011). Pour mieux comprendre ces

corrélations, la figure 49c illustre l'évolution de la surface de refroidissement ainsi que celle de l'événement de MHW du 11 au 17 octobre 2017. La figure indique une augmentation progressive de l'anomalie de SST du 10 au 14 octobre 2017 dans la partie Est de la zone accompagnée d'une diminution de la surface de refroidissement jusqu'à sa disparition dans le nord de la zone (2°S-2°N) le 14 octobre 2017. Les eaux chaudes sont remplacées par les eaux froides à la fin de l'événement.

Figure 49 : Corrélation entre la surface d'upwelling et les vagues de chaleur océaniques de mai à octobre dans la zone II.



(a) Corrélation décalée entre le CUS et les MHWs a ligne horizontale rouge en pointillés représente la significativité à 99%. (b) Carte de corrélation déterminée à 99% de significativité (ligne pointillée) entre la surface d'upwelling et les MHWs de mai à octobre. (c) Exemple de l'évolution de l'anomalie SST et de la surface de refroidissement du 10 octobre au 19 octobre 2017. Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de la NOAA.

4-2-3- Relation journalière entre les vagues de chaleur océanique et la surface de refroidissement dans la zone Congo-Gabon

Les MHWs dans la zone III ont un impact significatif et maximal au lag zéro sur la surface de refroidissement de cette zone (Figure 50a). La corrélation entre les MHWs et la surface de refroidissement dure pratiquement 30 jours. Cet impact traduit par des corrélations négatives et significatives sont moyennement localisées dans la partie Sud de la zone aux alentours de 15°S-13°S et 5°E-9°E (Figure 50b). Cette partie Sud de fortes corrélations entre les MHWs et la surface de refroidissement correspond à la région de la zone III où les MHWs de longue durée sont observées (voir chapitre III). La figure 50c montre un exemple de l'évolution de la surface de refroidissement et celle de l'événement de MHWs du 02 au 06 juin 1991. L'intensification de l'intensité de l'événement entre 13°S et 5°S du 02 au 05 juin a engendré la diminution voir de la disparition de la surface de refroidissement dans cette partie de la zone. Un retour à la normale de la surface de refroidissement est observé après l'événement.

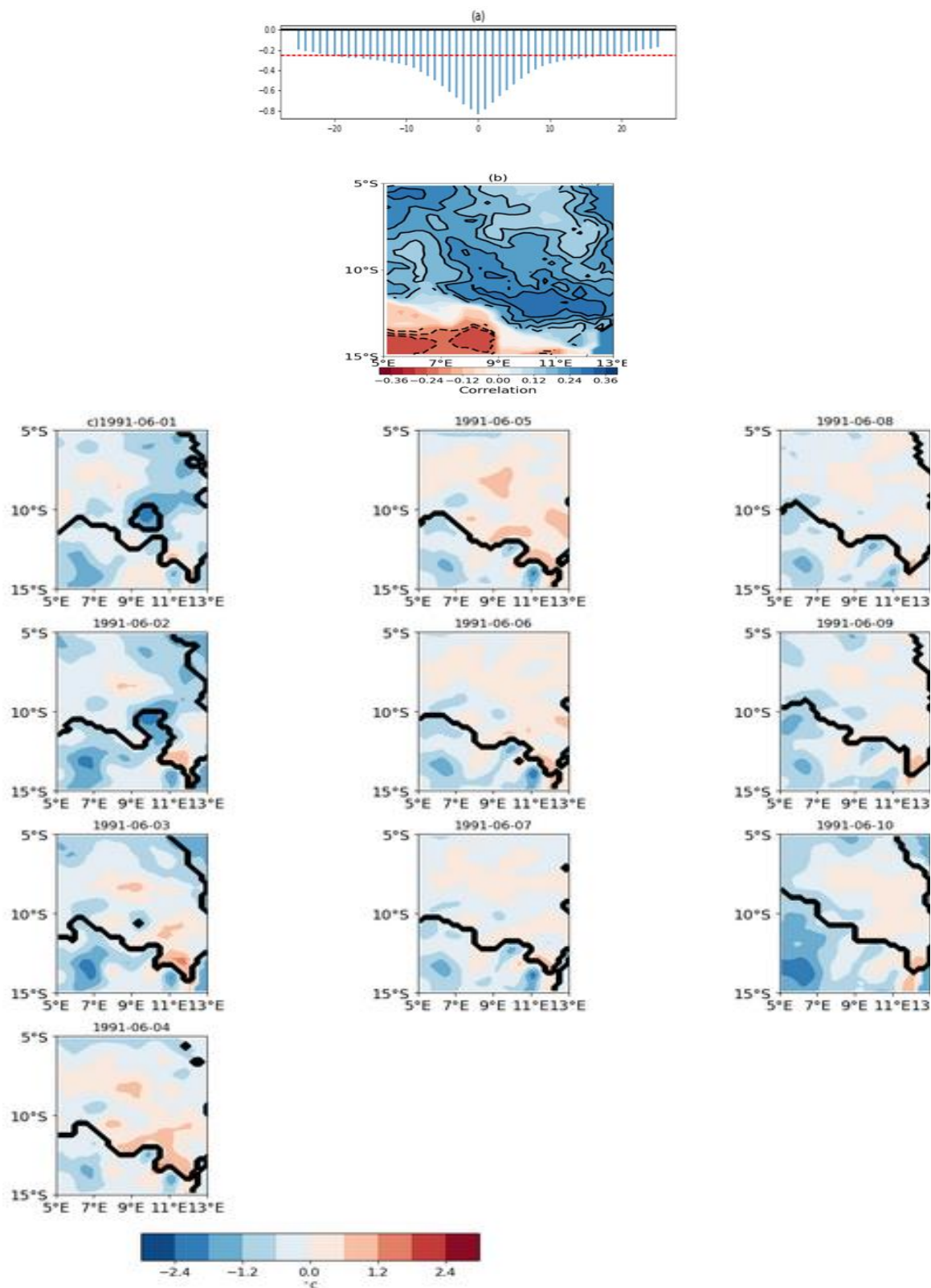


Figure 50 : Corrélation entre la surface de l'upwelling et les vagues de chaleur océaniques de mai à octobre dans la zone III.

Corrélation décalée entre le CUS et les MHWs (a), la ligne horizontale rouge en pointillés représente la significativité à 99%. Carte de corrélation (b) déterminée à 99% de significativité (ligne pointillée) entre la surface d'upwelling et les MHWs de mai à octobre. Exemple de l'évolution de l'anomalie SST et de

la surface de refroidissement du 01 juin au 10 juin 1991 (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de la NOAA.

4-3- Vagues de chaleur océaniques et conditions atmosphériques

4-3-1- Vagues de chaleur océaniques au nord du Golfe de Guinée et surface d'upwelling avant, pendant et après l'événement de vagues de chaleur océaniques

En considérant la zone I, la figure 51 représente les composites de la SST et du CUS six jours avant les événements (Figure 51a), pendant les MHWs (Figure 51b) et 6 jours après (Figure 51c) les événements MHWs. Ces 6 jours correspondent à l'écart type de la durée des MHWs dans le GG durant la période 1991-2020. Ainsi, de faibles anomalies positives de la SST ($> 0.38^{\circ}\text{C}$) sont observées avant les événements de MHWs au large de la côte nord du GG (Figure 51a). Le long du Cap des Trois Pointes, un fort réchauffement ($> 0.4^{\circ}\text{C}$) est remarqué à 5°N et 0°E . Ce réchauffement de surface s'intensifie par la suite pendant les MHWs ($> 1^{\circ}\text{C}$) en s'étendant longitudinalement entre 5°W et 5°E , et latitudinalement entre 3°N et 6°N (Figure 51b). A la fin des épisodes de fortes MHWs (Figure 51c), le réchauffement de la surface diminue de manière significative ($< 0.3^{\circ}\text{C}$). Ce schéma d'anomalies de la SST est caractérisé par une faible extension spatiale de la surface d'upwelling avant et pendant les événements de MHW, alors qu'elle augmente à la fin.

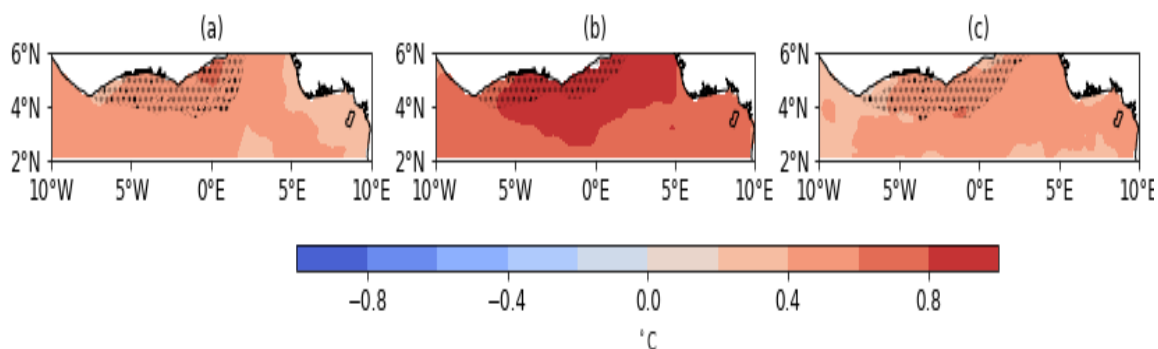


Figure 51 : Anomalies composites de la température de surface de la mer ($^{\circ}\text{C}$) et de la surface de l'upwelling (km^2) dans la zone I.

Les figures (a), (b) et (c) sont les anomalies composites moyennées de la SST et du CUS pendant les six jours précédant les épisodes de MHWs (a), pendant les périodes des épisodes sélectionnés (b), et pendant les six jours suivant les épisodes des MHWs (c) dans la zone I. Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de la NOAA.

4-3-2- Vagues de chaleur océaniques dans la bande équatoriale et surface d'upwelling avant, pendant et après l'événement de vagues de chaleur océaniques

Dans la zone II, au niveau de la bande l'équatoriale, l'anomalie moyenne varie entre 0 et 0.6°C

durant les 6 jours avant le réchauffement anormal de la surface (Figure 52a). Les anomalies élevées ($\sim 0.6^{\circ}\text{C}$) de ces jours avant les épisodes chauds de la SST sont centrées à 10°W . La surface de refroidissement est relativement importante, et s'étend quasiment à l'Ouest de 15°W durant les 6 jours avant les MHWs. Ensuite, elle rétrécit vers l'Est de 20°W pendant les événements de MHWs où les anomalies de la SST tendent vers 1°C (Figure 52b). La position moyenne du noyau de refroidissement est la zone de forte intensité de ces événements de MHWs. Une augmentation de la surface de refroidissement est observée (Figure 52c) lors des jours qui suivent ces événements de SST élevées, opposée au sens d'évolution des anomalies positives de la SST, qui passe de 1°C à 0.6°C .

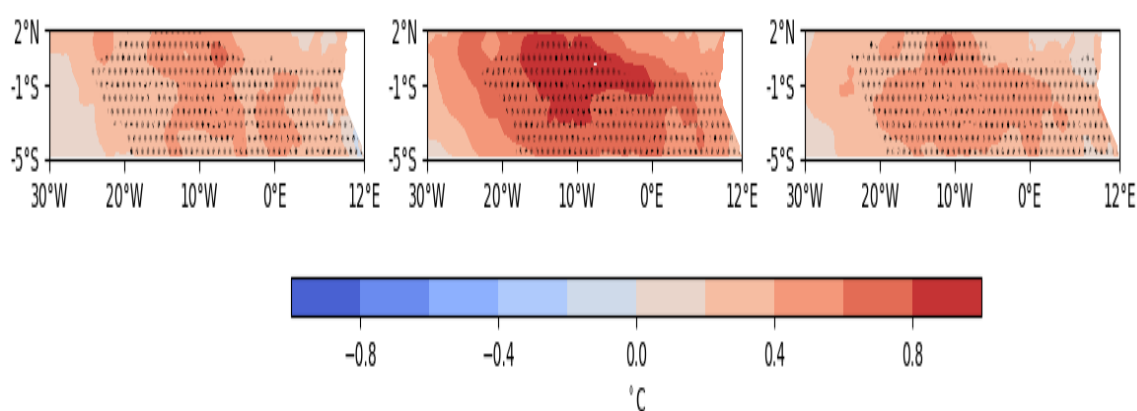


Figure 52 : Anomalies composites de la température de surface de la mer ($^{\circ}\text{C}$) et de surface de l'upwelling (km^2) dans la zone II.

Les figures (a), (b) et (c) sont les anomalies composites moyennées de la SST et du CUS pendant les six jours précédant les épisodes de MHWs (a), pendant les périodes des épisodes sélectionnés (b), et pendant les six jours suivant les épisodes des MHWs (c) dans la zone II. Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de la NOAA.

4-3-3- Vagues de chaleur océaniques dans la zone congo-gabonaise et surface

d'upwelling avant, pendant et après l'événement de vagues de chaleur océaniques

Dans la zone III, durant les 6 jours en amont (Figure 53a) des événements de MHWs, la région est dominée par des anomalies moyennes de la SST comprises entre 0.2°C et 0.6°C . Des anomalies élevées (>0.8) de la SST existent aussi au niveau du littoral angolais avec une large surface de refroidissement. Cette surface de refroidissement diminue pendant les épisodes de MHWs (Figure 53b) durant lesquels un import réchauffement (>0.1) est observé. Les 6 jours qui suivent les événements de MHWs sont marqués par une diminution du réchauffement (Figure 53c) mais aussi par une surface de refroidissement moins importante que celle observée durant les 6 jours avant les événements extrêmes de la SST.

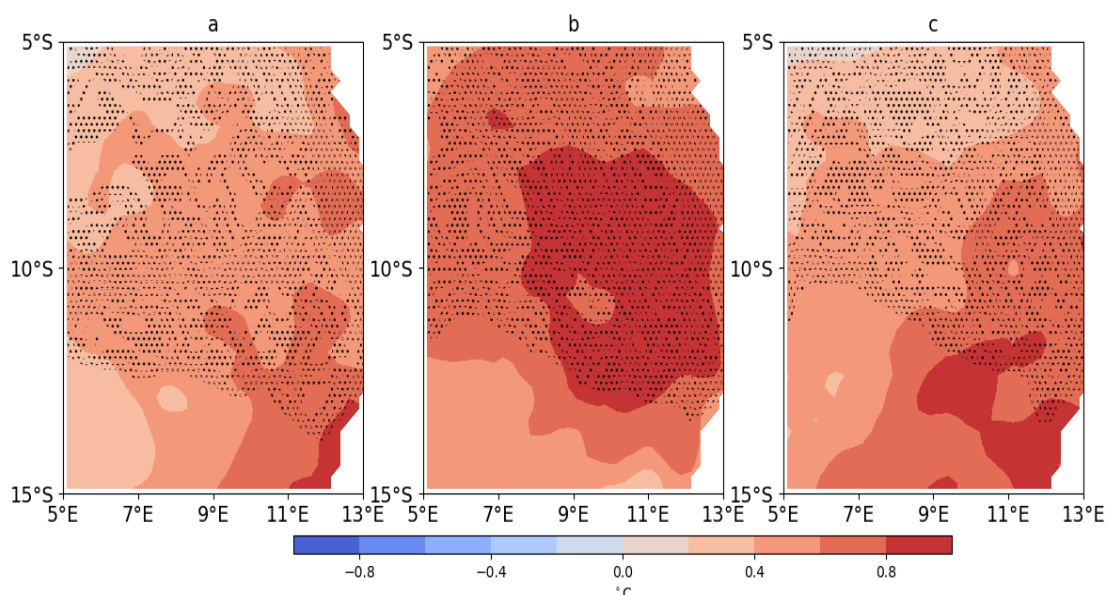


Figure 53 : Anomalies composites de la température de surface de la mer ($^{\circ}\text{C}$) et de la surface de l'upwelling (km^2) dans la zone III.

Les figures (a), (b) et (c) sont les anomalies composites moyennées de la SST et du CUS pendant les six jours précédant les épisodes de MHWs (a), pendant les périodes des épisodes sélectionnés (b), et pendant les six jours suivant les épisodes des MHWs (c) dans la zone III. Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de la NOAA.

Les composites d'anomalies de chaleur latente (LH) (Figure 54) dans la zone I indiquent une faible évaporation, marquée par des valeurs positives de la LH entre 0 et $7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ avant le début des événements (Figure 54a). Ces valeurs sont situées dans la partie orientale de la zone I et se trouvent entre 2.5°N et 5°N . Cette faible évaporation est corroborée par les anomalies de vent qui sont presque nulles le long de la côte à 4°N ou qui sont dirigées vers le large à 3°N . Ce schéma d'anomalie de vent ne permet aucun transport d'humidité vers le continent. Pendant les épisodes de MHWs (Figure 54b), un excès d'évaporation est perceptible dans la partie orientale de la zone d'étude. Des anomalies positives de la LH ($> 7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) sont observées autour du Cape des trois Pointes où des anomalies de SST positives ont été précédemment enregistrées lors de l'occurrence d'événements de MHWs. Enfin, un excès d'évaporation ($> 14 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) est observé à la fin des épisodes de MHWs ($> 16 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) (Figure 54c). Ces anomalies de LH sont presque deux fois plus importantes que celles observées pendant les hivers chauds. De même, elles sont situées dans la même région (5°W - 5°E et 3°N - 6°N) où un important réchauffement de surface de la SST a été observé. La structure des anomalies de vent associée montre des vecteurs presque orientés vers le littoral, ce qui pourrait refléter un apport d'humidité océanique sur le continent.

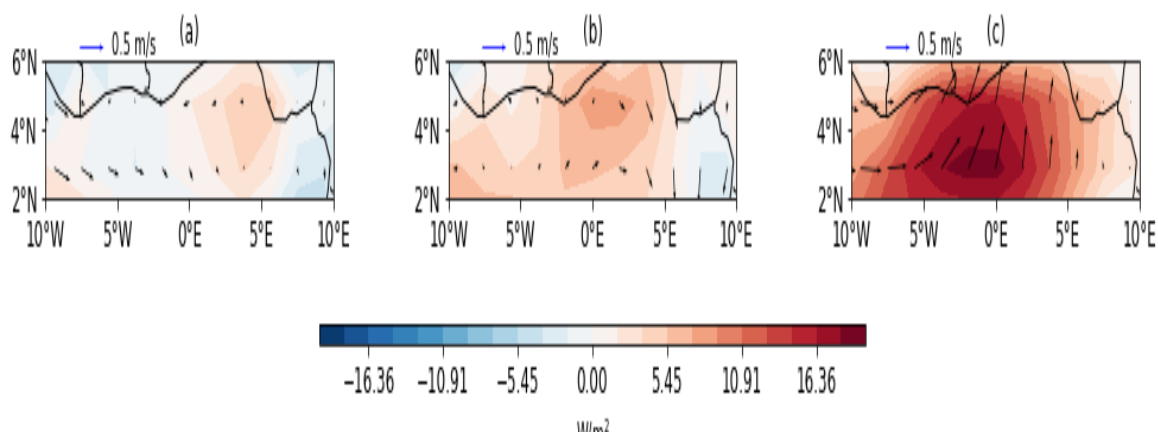


Figure 54 : Anomalies composites de la chaleur latente ($W.m^{-2}$) et du vent de surface ($m.s^{-1}$) dans la zone I.

Les figures (a), (b) et (c) sont respectivement les anomalies composites de la LH et du vent de surface moyennées pendant les six jours précédant les événements de MHWs, pendant les périodes des événements sélectionnés, et pendant les six jours suivant les événements de MHWs. Les flèches indiquent la vitesse du vent (0.5 m/s). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR.

Avant les épisodes de MHWs dans la bande équatoriale, une fluctuation des anomalies de LH (Figure 55a) entre -1.14 et $8.18 W.m^{-2}$ sont observées avec plus de valeurs positives dans la partie Ouest entre $30^{\circ}W$ et $20^{\circ}W$. La zone d'anomalies positives de LH correspond à la zone chaude indiquée ci-dessus avant, pendant et après des MHWs. La période d'avant MHWs est marquée par un vent plus élevé qui semble transporter l'humidité de la zone comprise entre $30^{\circ}W$ et $20^{\circ}W$ vers l'équateur. Par contre, de $0^{\circ}E$ à la côte africaine, le vent est faible et dirigé vers le Sud. Lors des évènements de MHWs (Figure 55b), des anomalies positives de LH sont observées comme durant les jours précédents. En effet, les anomalies de vent sont encore plus persistantes dans les zones d'anomalies de LH supérieures à $4W.m^{-2}$ et complètement dirigées vers l'équateur. Enfin, pendant les 6 jours après les épisodes de MHWs (Figure 55c), une élévation importante des anomalies de LH est observée sur toute la zone avec des valeurs supérieures à $24 W.m^{-2}$. Cette forte évaporation est associée à des anomalies importantes de vent pouvant transporter l'humidité vers l'équateur. Notons par ailleurs, que cette dernière situation est concomitante à la situation qui se manifeste dans le cas de la zone I 6 jours après les événements de MHWs (voir Figure 55c).

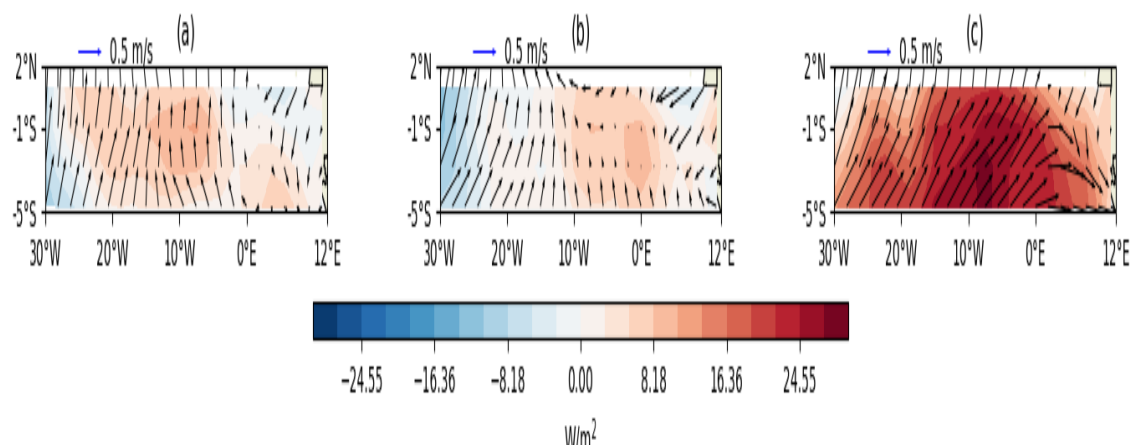


Figure 55 : Anomalies composites de la chaleur latente ($W.m^{-2}$) et du vent de surface ($m.s^{-1}$) dans la zone II.

Les figures (a), (b) et (c) sont respectivement les anomalies composites de la LH et du vent de surface moyennées pendant les six jours précédant les événements de MHWs, pendant les périodes des événements sélectionnés, et pendant les six jours suivant les événements de MHWs. Les flèches indiquent la vitesse du vent (0.5 m/s). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

Il n'y a pas d'évaporation dans la zone III durant les 6 jours avant les événements de MHWs (Figure 56 a). Parallèlement à l'évaporation, de très faibles anomalies de vents sont observées pendant la même période. Pendant les événements (Figure 56b), le vent reste pratiquement faible lors des événements mais avec un changement de direction et une élévation des anomalies de LH passant des valeurs négatives (Figure 56a) aux valeurs positives (Figure 56b) supérieures à $8 W.m^{-2}$ et localisées dans la zone de $9^{\circ}E-11^{\circ}E$, $10,5^{\circ}S-5^{\circ}S$. L'évaporation s'intensifie les jours suivants avec des valeurs comprises entre 8 et $24W^2$ dont les valeurs maximales sont localisées à l'Est de la région entre $5^{\circ}E$ et $9^{\circ}E$. Cette localisation est en accord avec le schéma du réchauffement montré par la figure 56c. Le transport de l'humidité issue de cette évaporation vers le continent est assuré par un vent important.

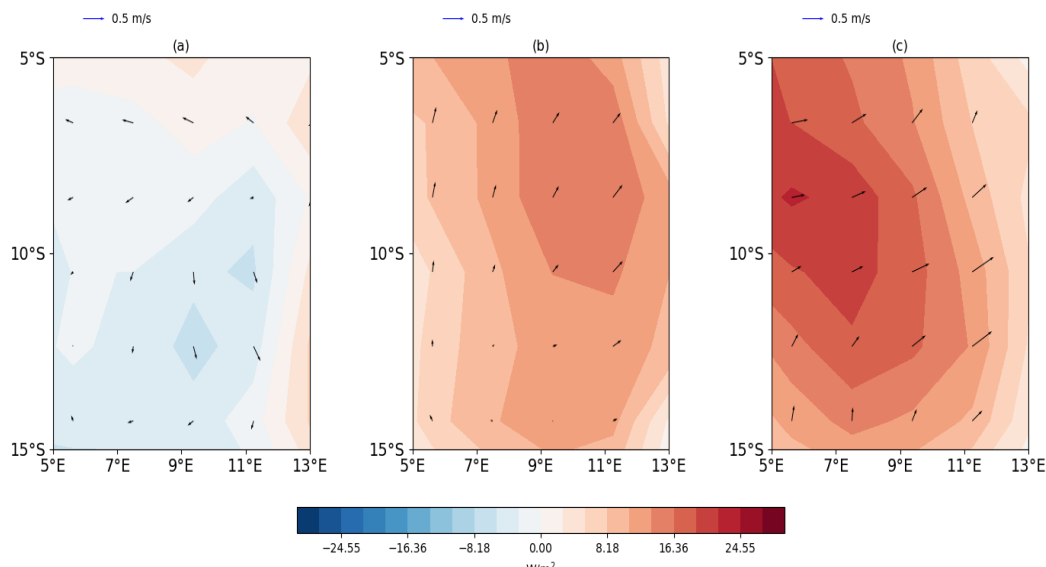


Figure 56 : Anomalies composites de la chaleur latente ($W.m^{-2}$) et du vent de surface ($m.s^{-1}$) dans la zone III.

Les figures (a), (b) et (c) sont respectivement les anomalies composites de la LH et du vent de surface moyennées pendant les six jours précédant les événements de MHWs, pendant les périodes des événements sélectionnés, et pendant les six jours suivant les événements de MHWs. Les flèches indiquent la vitesse du vent (0.5 m/s). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

La figure 57 représente les diagrammes composites altitude-longitude de la vitesse verticale ($10^{-2} Pa. s^{-1}$). Les valeurs négatives indiquent un mouvement ascendant de l'air, qui peut transporter l'humidité de l'océan vers la troposphère, tandis que les valeurs positives indiquent une subsidence de l'air. L'ensemble des anomalies illustre les conditions atmosphériques moyennes avant, pendant et après les MHWs.

Dans la zone I, la vitesse verticale a été moyennée sur $2^{\circ}N-6^{\circ}N$ le long de $10^{\circ}W-10^{\circ}E$ (Figure 57a). Les trois panneaux du mouvement vertical composite montrent un mouvement ascendant dans la troposphère. Ce mouvement ascendant s'intensifie de la surface vers la basse troposphère pendant les événements (Figure 57b), et davantage après les événements (Figure 57c) le long de la bande longitudinale $0^{\circ}-10^{\circ}E$. Cette bande coïncide avec la zone d'excès d'évaporation observée avec LH. Le mouvement ascendant observé dans la bande longitudinale $0^{\circ}-10^{\circ}E$ à 1000 hPa avant les événements de MHW ($< -1.229 \times 10^{-2} Pa. s^{-1}$) augmente d'environ 25% en moyenne ($< -1.536 \times 10^{-2} Pa. s^{-1}$) pendant et après ces événements. En particulier, les grandes valeurs négatives ($< -1.843 \times 10^{-2} Pa. s^{-1}$) du mouvement ascendant au-dessus de la surface se déplacent de la bande $0^{\circ}-10^{\circ}E$ pendant les événements de MHWs à l'ensemble de la bande longitudinale $10^{\circ}W-10^{\circ}E$ dans la basse troposphère après ces événements.

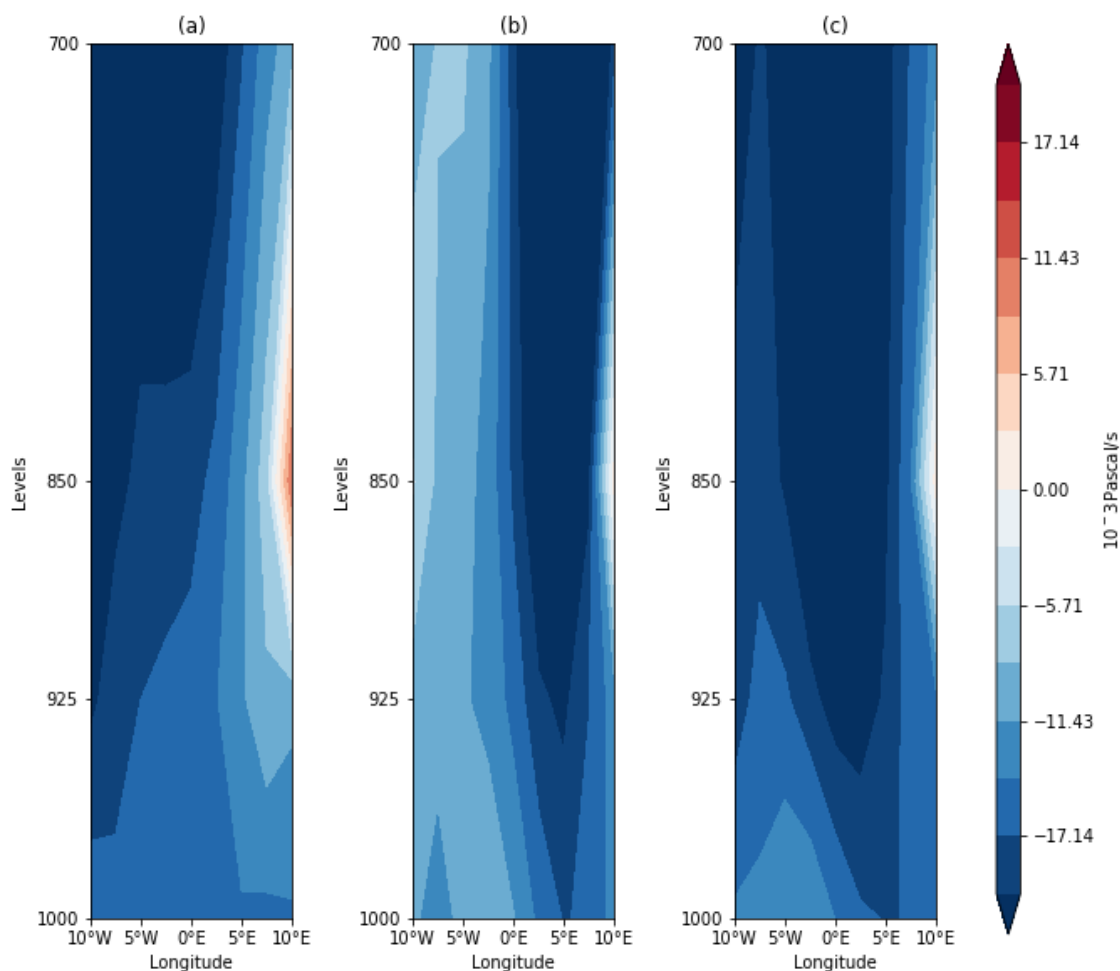


Figure 57 : Anomalies composites altitude-longitude de l'oméga ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) dans la zone I.

Anomalies composites d'oméga moyennées pendant les six jours précédant les événements de MHWs (a), pendant les périodes des événements sélectionnés (b) et pendant les six jours suivant les événements de MHWs (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

Pour la zone II, le mouvement ascendant dans la zone équatoriale (Figure 58) s'intensifie de la surface vers la troposphère avant (Figure 58a) les événements le long de la bande longitudinale 5°W-10°E avec des valeurs anomalies pouvant atteindre $-7\cdot 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$. Ces valeurs deviennent plus grandes ($<-11\cdot 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) pendant les événements (Figure 58b). L'observation du mouvement ascendant après les événements indique l'existence du mouvement ascendant dans la basse troposphère pendant cette période de forte évaporation (Figure 58c).

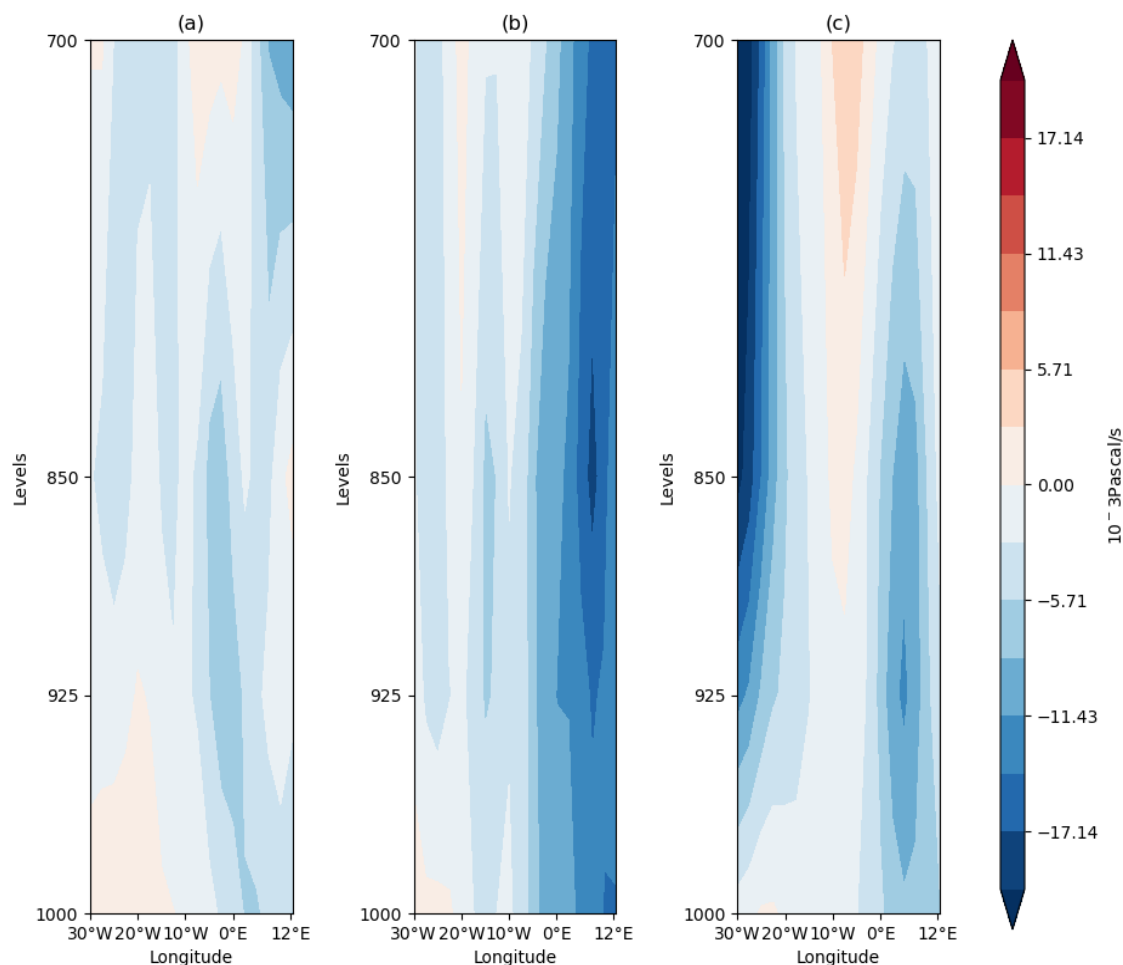


Figure 58 : Anomalies composites altitude-longitude de l'oméga ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) dans la zone II.

Anomalies composites d'oméga moyennées pendant les six jours précédant les événements de MHWs (a), pendant les périodes des événements sélectionnés (b) et pendant les six jours suivant les événements de MHWs (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

Dans la zone III, la figure 59 montre l'évolution du mouvement ascendant dans la zone III. Ce mouvement est beaucoup plus important avant (Figure 59a) les événements que pendant (figure 59b) ou après les MHWs (Figure 59c). Ce fort mouvement se caractérise par des valeurs négatives supérieures à $2 \cdot 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ observée dans la bande longitudinale 5°E-9°E à 1000 hPa. Il s'inverse durant l'événement et après les événements ce mouvement reprend avec des valeurs d'anomalies $-1.45 \cdot 10^{-3} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ à zéro avec une zone d'un transfert maximal entre l'océan et l'atmosphère située entre 5°E et 10°E.

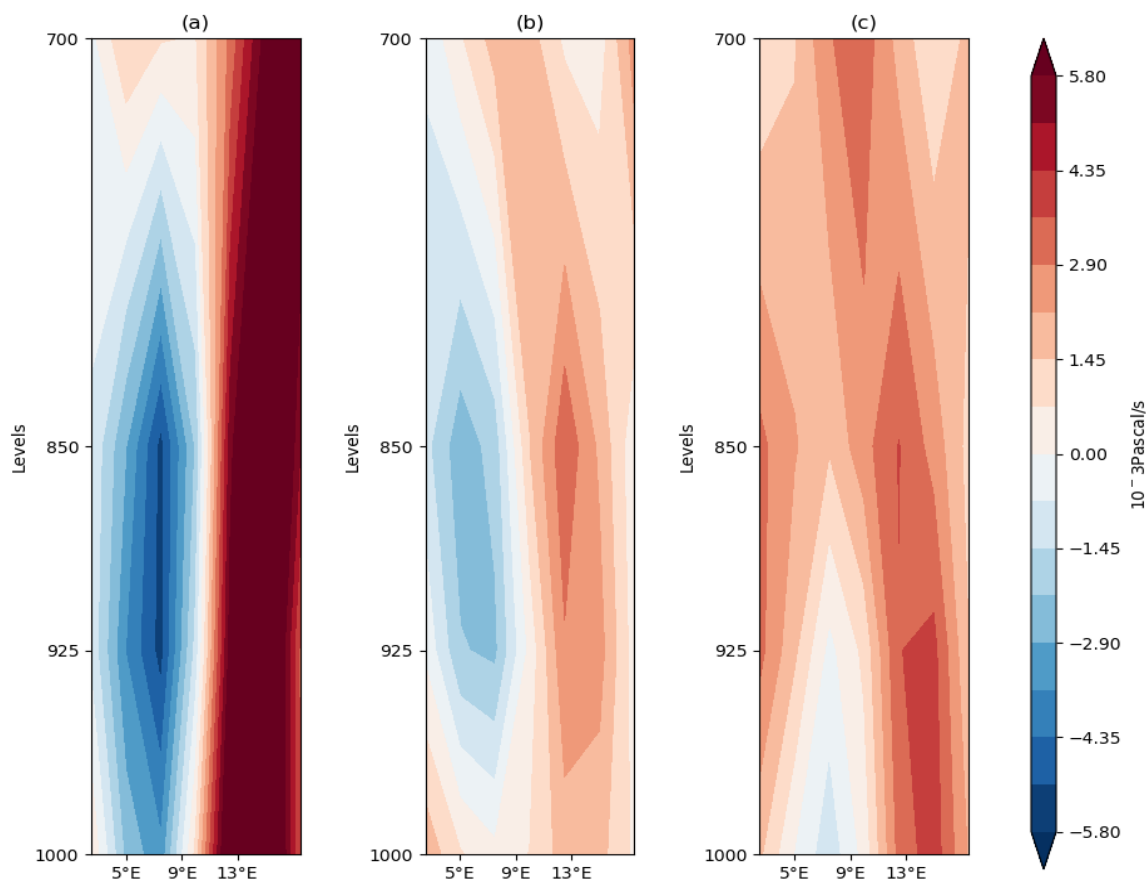


Figure 59 : Anomalies composites altitude-longitude de l'oméga ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) dans la zone III.

Anomalies composites d'oméga moyennées pendant les six jours précédant les événements de MHWs (a), pendant les périodes des événements sélectionnés (b) et pendant les six jours suivant les événements de MHWs (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

Comme pour les analyses de la vitesse verticale, les diagrammes composites altitude-longitude des anomalies d'humidité spécifique (en $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) sont présentés pour les mêmes périodes (Figures 60, 61 et 62).

Concernant la zone I, avant les événements de MHWs (Figure 60a), un faible excès d'humidité ($< 0.15 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) est observé à 1000 hPa le long de $5^{\circ}\text{W}-0^{\circ}$. Ce faible excès d'humidité est susceptible de disparaître pendant la phase d'occurrence des MHWs (Figure 60b). Cette valeur varie entre $0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ et $0.075 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ dans la même bande longitudinale. Après les épisodes de MHWs (figure 60c), l'humidité spécifique augmente, ce qui suggère un fort excès d'humidité le long de la bande $10^{\circ}\text{W}-7^{\circ}\text{E}$. L'anomalie d'humidité spécifique est particulièrement élevée dans les basses couches (925 hPa-1000 hPa) le long de $5^{\circ}\text{W}-5^{\circ}\text{E}$ qui correspond à la zone d'excès d'évaporation observée avec les anomalies LH.

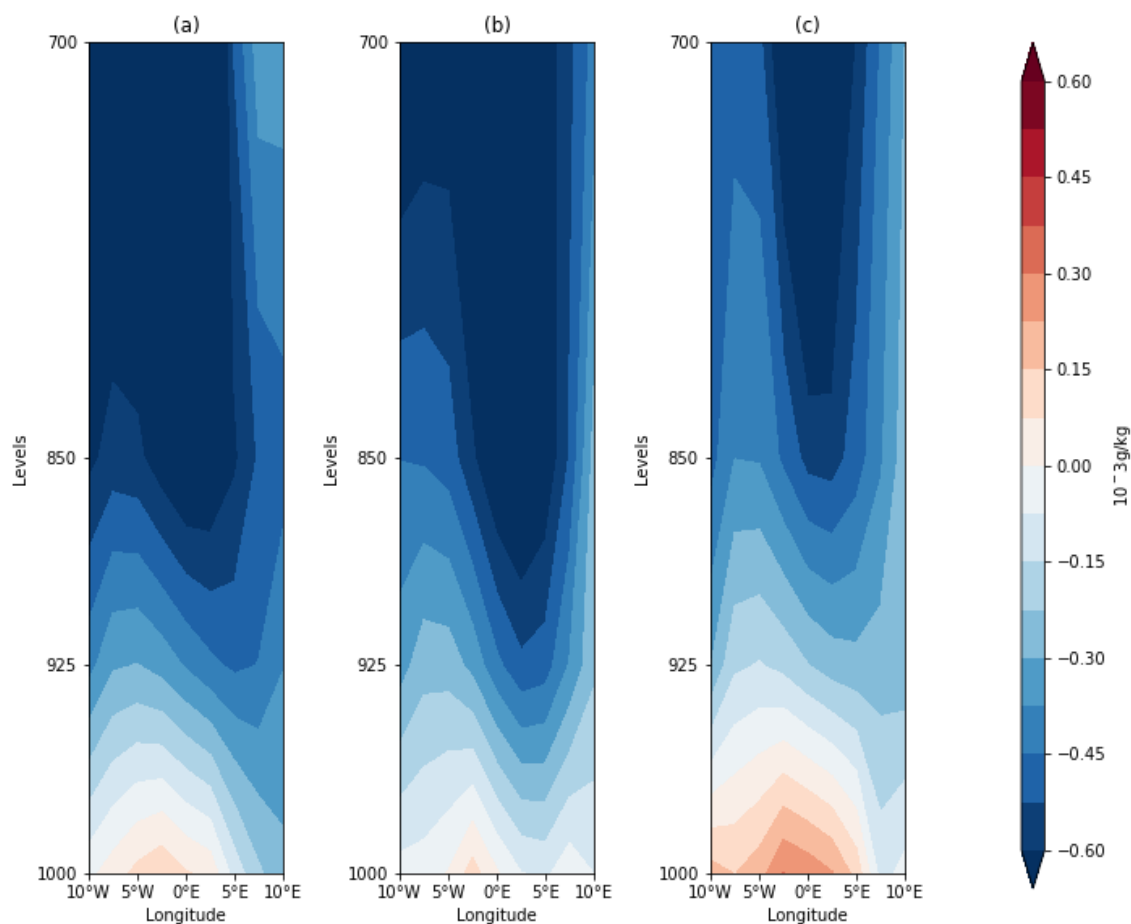


Figure 60 : Anomalies composites altitude-longitude de l'humidité spécifique (g.kg^{-1}) dans la zone I.

Anomalies composites de l'humidité spécifique moyennées au cours des six jours précédant les épisodes de MHWs (a), au cours des périodes des épisodes sélectionnés (b) et au cours des six jours suivant les épisodes de MHWs (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

Pour la zone II, l'analyse des diagrammes composites altitude-longitude des anomalies d'humidité spécifique dans la zone II (Figure 61), indique des anomalies positives d'humidité spécifique dans la basse couche (1000-850 hPa) avant, pendant et après des événements de MHWs (Figure 61a, b et c) à cause de l'existence de l'évaporation pendant ces mêmes périodes. Elles sont fortement élevées pendant les événements ($\text{anomalie} > 0.45 \text{ g.kg}^{-1}$) dans les bandes longitudinales $30^{\circ}\text{W}-9^{\circ}\text{W}$ et $10\text{E}-12^{\circ}\text{E}$, et après les événements dans la bande $0^{\circ}\text{E}-12^{\circ}\text{E}$.

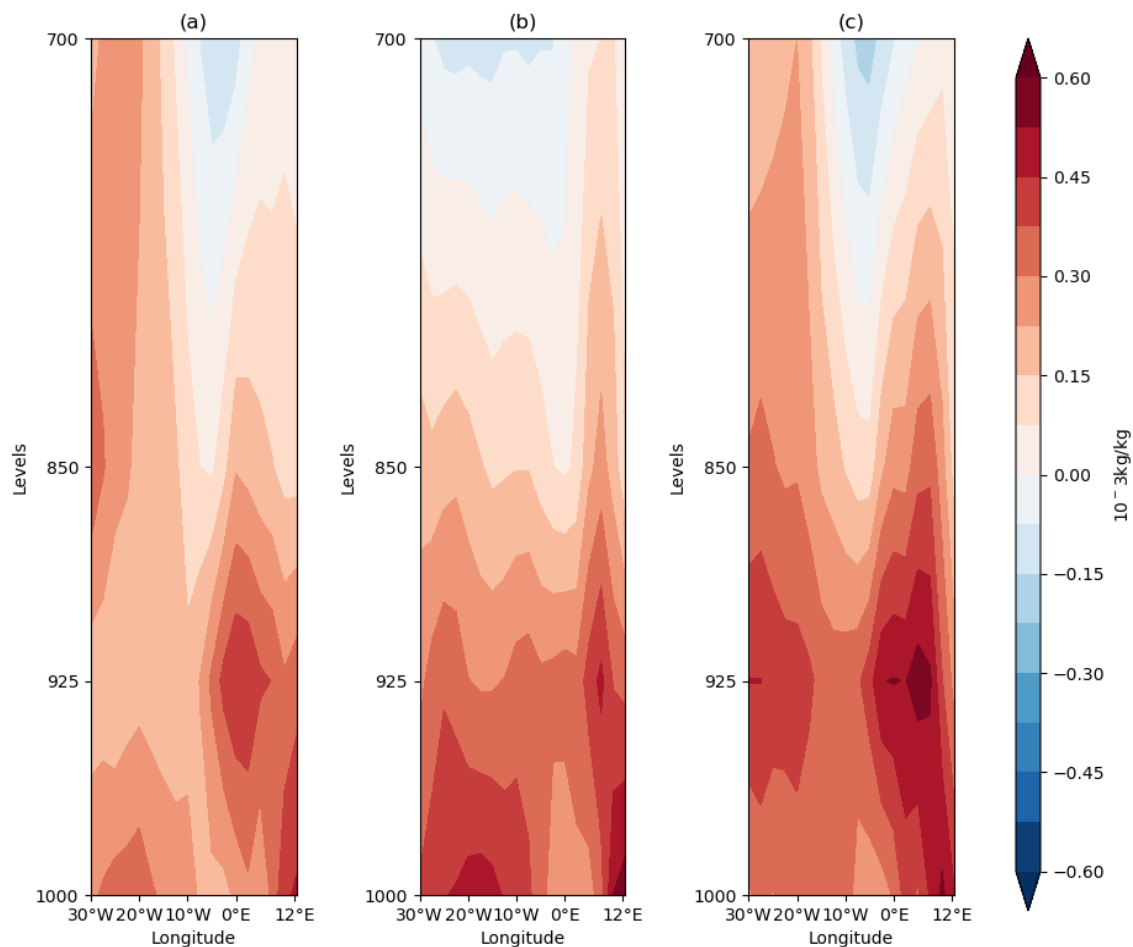


Figure 61 : Anomalies composites altitude-longitude de l'humidité spécifique (g.kg^{-1}) dans la zone II.

Anomalies composites de l'humidité spécifique moyennées au cours des six jours précédant les épisodes de MHWs (a), au cours des périodes des épisodes sélectionnés (b) et au cours des six jours suivant les épisodes de MHWs (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

Dans la zone III, des anomalies positives de l'humidité spécifique sont observées avant, pendant et après les événements de MHWs (Figure 62). Avant et pendant (Figure 62a et b) les événements, des valeurs positives sont situées entre 5°W et 0°E dans la zone 1000 hPa - 925hPa. Après les événements (Figure 62c), elles atteignent environ 850 hPa.

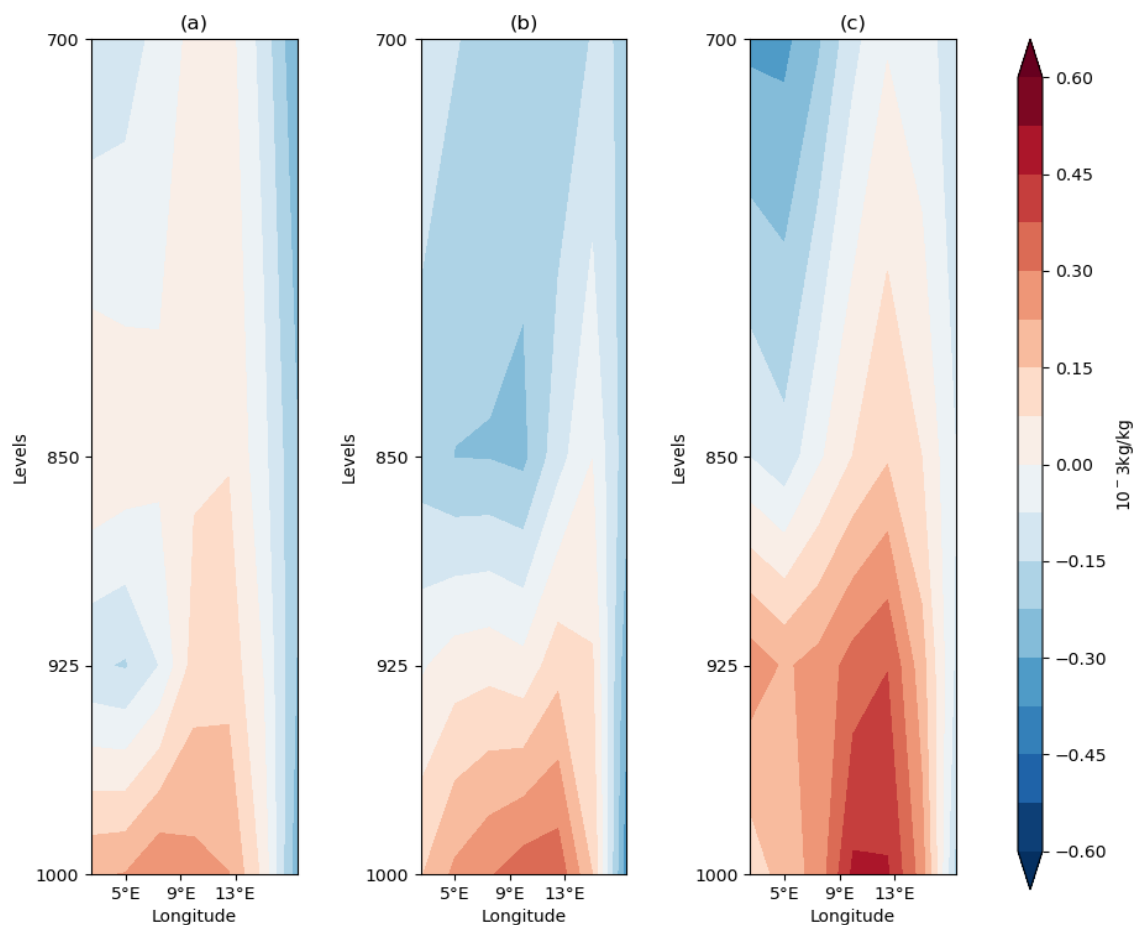


Figure 62 : Anomalies composites altitude-longitude de l'humidité spécifique (g.kg^{-1}) dans la zone II.

Anomalies composites de l'humidité spécifique moyennées au cours des six jours précédant les épisodes de MHWs (a), au cours des périodes des épisodes sélectionnés (b) et au cours des six jours suivant les épisodes de MHWs (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières de réanalyses NCEP-NCAR

4-4- Discussion

La relation entre les remontées d'eau et les MHWs indique une progression vers l'est de ces événements océaniques extrêmes. Ceci pourrait être lié au transport d'eaux chaudes par le courant de Guinée, qui est plus proche de la côte. Cette remarque est cohérente avec les résultats de Djakouré *et al.* (2014) qui ont montré que l'upwelling à l'est du Cap des Palmes disparaissait en l'absence du détachement du courant de Guinée qui indique la présence d'eaux chaudes, contrairement à l'upwelling à l'est du Cap des Trois Pointes qui était toujours présent. Un tel phénomène s'est produit en particulier en 2009-2011 (Djakouré *et al.*, 2014). Les occurrences de MHWs entraînent un excès d'évaporation à la surface de l'océan. L'apparition d'un excès d'évaporation pendant les épisodes de MHWs est associée à une forte décélération des vents de

surface qui ne permet pas un important transport de la vapeur d'eau en moyenne vers le continent. L'humidité océanique générée est ensuite localisée dans les basses couches de l'atmosphère jusqu'à la côte du GG. Pendant les MHWs de mousson, le réchauffement de la surface de l'océan associé à la décélération des vents pourrait permettre un stockage plus important de la chaleur dans l'océan. Cette remarque est cohérente avec Liu *et al.* (2016), qui ont montré que l'absorption de chaleur par l'océan a pénétré profondément dans les océans Atlantique et Austral au cours du récent réchauffement. La chaleur est ensuite libérée après les événements de MHWs. L'excès d'évaporation observé après les événements de MHWs pourrait contribuer au refroidissement de l'océan.

Conclusion partielle

Ce chapitre a permis de mettre en évidence, la variabilité des MHWs durant la période de la mousson Ouest africaine et leurs différents modes de variabilité dans les zones de la côte nord du GG, la bande équatoriale et de la côte Congo-Gabon. Sur la base des critères de vérification des EOFs décrits dans cette étude, quatre modes de variabilité ont une bonne représentativité de la variation de MHWs à la côte nord du GG et dans la bande équatoriale. Par contre, seuls deux modes de variabilité ont une bonne représentativité des MHWs à la côte Congo-Gabon. Il a été montré que ces MHWs qui se produisent durant la même période que les événements d'upwelling dans le GG ont une influence sur la surface de refroidissement. Cette dernière est maximale à un décalage temporel de zéro jour et peut créer une perturbation de la surface de refroidissement susceptible de durer 8 jours au niveau de la côte nord du GG, 10 jours dans la bande équatoriale et 30 jours au niveau de la côte Congo-Gabon. Durant la même période, les conditions océaniques et atmosphériques sont modifiées. Ces changements ont lieu avant, pendant et après les épisodes de MHW.

CHAPITRE 5 : VARIABILITE DES PLUIES EXTREMES ET CLASSIFICATION DES EVENEMENTS DE VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES

Ce chapitre est une étude complémentaire de nos travaux sur les pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest. Pour cela il propose d'abord une étude de la variabilité spatiale du cumul annuel de la pluviométrie (PRCPTOT), de l'intensité des jours pluvieux (SDII), jours pluvieux consécutifs (CWD), pluies intenses (R95P) et pluies très intenses (R99P) en Afrique de l'Ouest qui sont des indices des pluies extrêmes auxquels nous nous intéressons. Cette analyse de variabilité entreprise dans ce chapitre concerne principalement les pluies extrêmes durant la saison pluvieuse de mai à Octobre de 1991-2020. Ensuite, nous faisons une analyse des séries temporelles associées à ces indices dans l'optique de fournir une information sur la recrudescence des pluies extrêmes et sur le changement réel de la pluviométrie. Enfin, une classification des événements de MHWs sera faite afin de regrouper les MHWs susceptibles d'avoir les mêmes impacts.

5-1-La variabilité spatiale des différents indices de pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest

5-1-1- Evolution spatiale du cumul annuel de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest

La figure 63 présente la variabilité spatiale du cumul de pluie durant la période 1991-2020. Elle indique que les hauteurs moyennes annuelles du cumul de pluie sont inégalement réparties et varient sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. En effet, la variabilité interannuelle pluviométrique qui marque cette région, est plus soutenue dans les zones 6°N-12°N ; 17°W-10°W et 4°N-7°N ; 6°E-10°E où le cumul de pluie dépasse les 2500 mm par an durant toute la période d'étude. Les plus faibles cumuls (<950 mm) sont enregistrés au-dessus de 18°N, le long de la bande longitudinale de 15°W-15°E. La bande longitudinale 7°W-5°E et latitudinale 5°N-14°N est marquée par un cumul moyen annuel de la pluviométrie inférieure ou égal à 1900 mm. Ces différentes observations indiquent que les cumuls moyens annuels élevés de la pluviométrie de l'Afrique de l'Ouest sont observés à l'Ouest et à l'Est dans la zone Guinéenne ainsi qu'à l'Ouest dans la zone soudanienne. Les parties au centre des zones Guinéenne et soudanienne, sont des zones de cumuls moyens, tandis que la zone sahélienne est la zone de faible cumul annuel de pluie de la région de l'Afrique de l'Ouest.

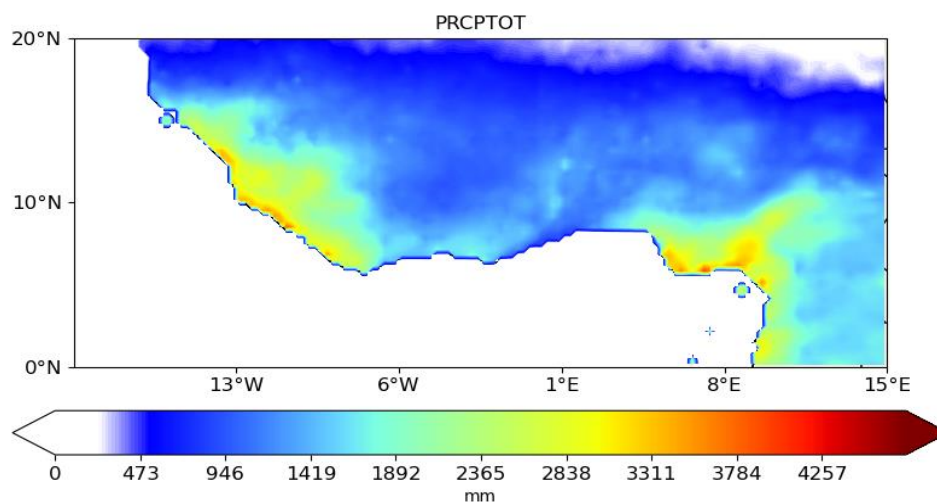


Figure 63 : Répartition spatiale de la moyenne annuelle du cumul de pluie en mm de 1991-2020 en Afrique de l’Ouest.

Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPSs de l’USGS.

5-1-2- Champ moyen annuel de l’intensité des jours pluvieux

La structure spatiale annuelle de l’intensité des jours pluvieux (SDII) est représentée par la figure 64. Cet indice a la même variabilité spatiale (Figure 64) en moyenne annuelle que celle du cumul moyen annuel durant la période 1991-2020. Le SDII varie entre 7 mm/jour/an et 22 mm/jour/an à l’échelle de l’Afrique de l’Ouest et se répartit suivant un gradient croissant à partir de 7°W sur le reste de la partie Ouest, et de 2°E à 10°E. Les régions de fortes intensités de jours pluvieux (>18 mm moyenne annuelle) sont situées dans la zone de 6°N-12°N ; 17°W-10°W précisément dans la zone littorale du Liberia, de la Serra Leone, de la Guinée et de la Guinée Bissau ainsi que de 4°N à 7°N ; 6°E à 10°E et à l’Est au niveau du littoral nigérian et celui Cameroun. La partie Ouest enregistre les valeurs les plus élevées d’environ 22 mm/jour/an.

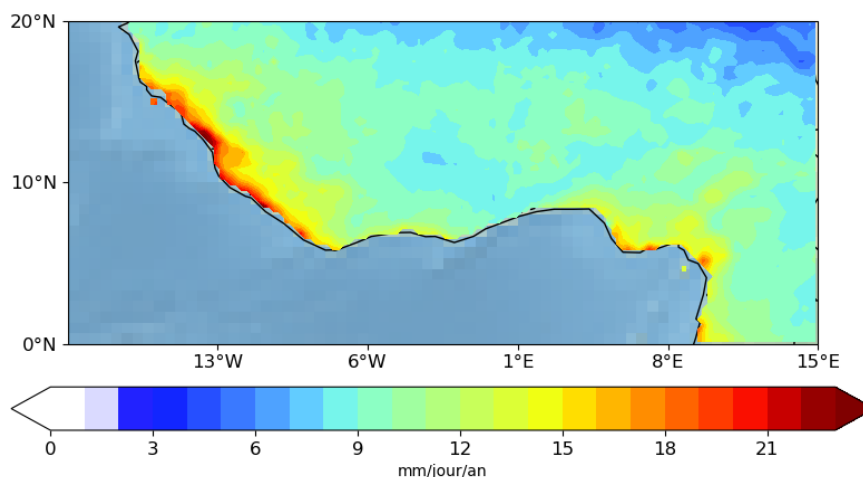


Figure 64 : Répartition spatiale de la moyenne de l’intensité des jours pluvieux en mm/jour de 1991-2020 en Afrique de l’Ouest.

Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPSs de l’USGS.

5-1-3- Evolution spatiale du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs en Afrique de l’Ouest

L’examen de la figure 65, indique qu’à l’échelle interannuelle, les moyennes du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs de 1991 à 2020 oscillent entre environ 0.38 jour et 3.6 jours. D’un point de vue général, l’observation du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs fait apparaître une répartition inégale de cet indice en Afrique de l’Ouest, et moins important dans de nombreux pays de la région. Cependant, la zone du Nigéria est la zone du nombre de jours le plus élevé (>3 jours) suivi par certains pays côtiers dans la partie Ouest de la zone d’étude (la Guinée et le Sénégal) où les valeurs annuelles peuvent atteindre 2.7 jours. Par contre, la bande longitudinale de 7°W-5°E, (qui correspond à la partie centrale de notre zone d’étude) enregistre un faible nombre de jours pluvieux (<1.7 jours). Dans la partie nord le nombre maximal de jours pluvieux est pratiquement uniforme. Les zones où le nombre maximal de jours pluvieux est moyennement élevé, correspondent aux zones de cumul annuel élevé identifiées sur la figure 63.

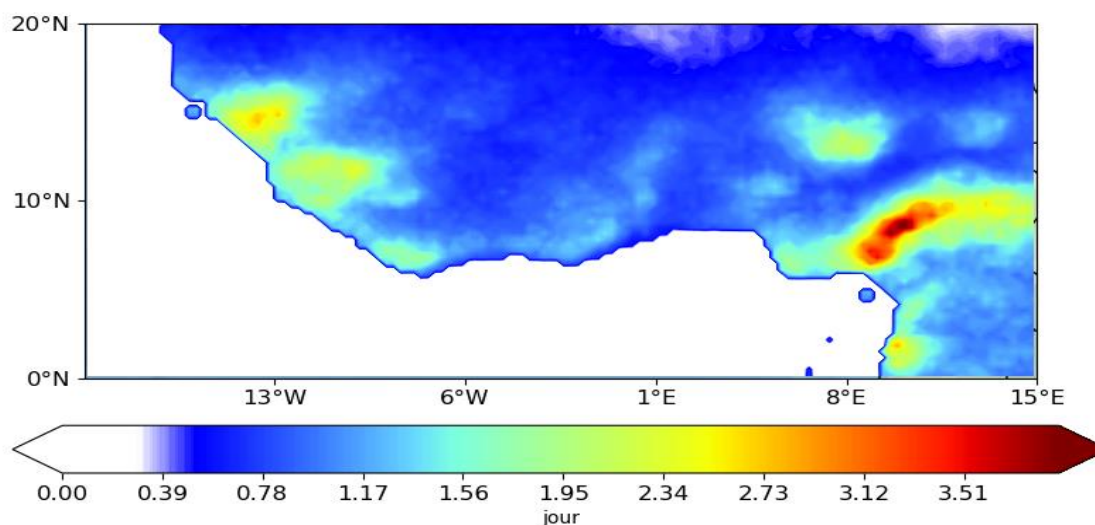


Figure 65 : Répartition spatiale de la moyenne du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs en jour de 1991-2020 en Afrique de l'Ouest.

Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPSs de l'USGS.

5-1-4- Variabilité des pluies intenses annuelles et des pluies très intenses annuelles en Afrique de l'Ouest

La figure 66 est le résultat de la variabilité spatiale de l'indice des pluies intenses (R95P) calculé sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest durant la période 1991-2020. La répartition des pluies intenses illustrée par la figure 66a, indique que la zone 14°W-15°E et 0°N-15°N connaît des pluies intenses associées au 95^e centile de plus de 14 mm. Ce qui indique que toute la zone Guinéenne et Soudanienne enregistre des pluies intenses sur les 30 ans d'étude. La valeur de R95P atteint 12,5 mm dans la zone littorale de la Guinée et de la Guinée Bissau où l'intensité des jours pluvieux est élevée. Cette valeur est un peu plus faible que celle des autres zones. L'indice des pluies très intenses (R99P) calculé en Afrique de l'Ouest durant la période d'étude a une variabilité spatiale semblable à celle des pluies intenses (R95P) de la région (Figure 66b). Il varie spatialement entre 1.6 et 2.65 mm en moyenne annuelle.

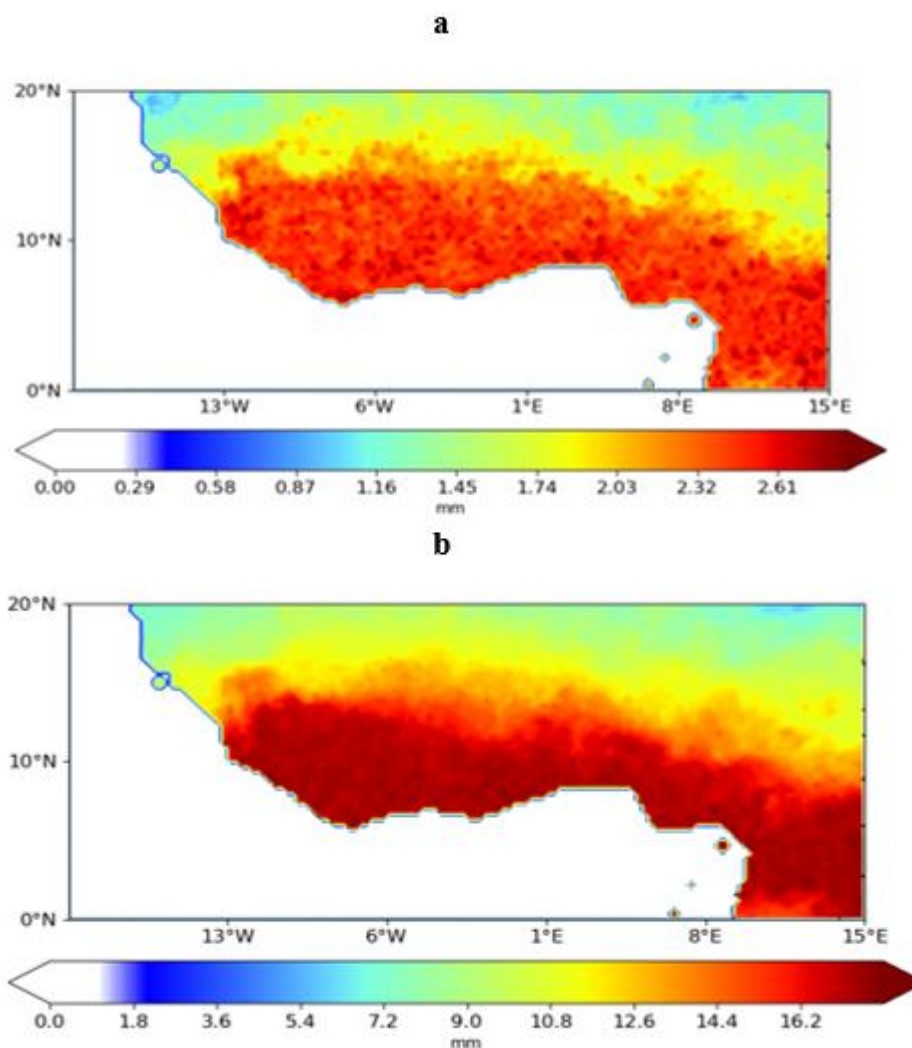


Figure 66 : (a) variation spatiale de la moyenne des pluies intenses annuelles et (b) des pluies très intenses annuelles en Afrique de l’Ouest.

Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières CHIRPSs de l’USGS.

5-2- Variabilité temporelle des différents indices de pluies extrêmes en Afrique de l’Ouest

L’analyse de la série temporelle des indices des pluies extrêmes est réalisée sur la période récente de 1991 à 2020 qui est une période d’alternance d’années humides et d’années sèches. Elle est faite dans l’optique de vérifier s’il existe un changement au niveau de la pluviométrie en appliquant le test de Pettitt à chacune des séries chronologiques étudiées.

5-2-1- Evolution spatiale du cumul annuel de la pluviométrie en Afrique de l’Ouest

L’évolution interannuelle du cumul annuel (PRCPTOT) de pluie en Afrique de l’Ouest durant la période 1991-2020 est illustrée par la figure 67. Cette variabilité temporelle récente de la

pluviométrie en Afrique de l’Ouest montre que le PRCPTOT varie entre 553 mm en 1992 et 2001, et 678 mm en 1999. Elle indique que les années humides (> 600 mm par an) sont les années 1994, 1995, 2003, 2008, 2010, 2018, 2019 et 2020, et les années sèches (< 665 mm par an) sont les années 1992, 2001 et 2015. L’année la plus humide est 1999, ce qui est en bon accord avec les travaux de Lebel & Ali (2009). Selon ces auteurs ce cumul important de pluie durant l’année 1999 pourrait être dû au nombre élevé de systèmes convectifs durant cette année, par opposition aux années sèches. Cette élévation de pluie a eu un impact négatif sur la population (Tschakert *et al.*, 2010). L’évolution interannuelle de PRCPTOT présente une tendance générale non significative à 95%. Le test de Pettitt indique une rupture de tendance en 2018. Celle-ci intervient après une période déficitaire de 1991 à 2017 décrite par une tendance non significative (p -value = 0.84) et une moyenne pluviométrique de 593.71 mm. De même, le test montre que la période 2018-2020 a été humide en Afrique de l’Ouest, avec une pluviométrie moyenne de 619.42 mm par an.

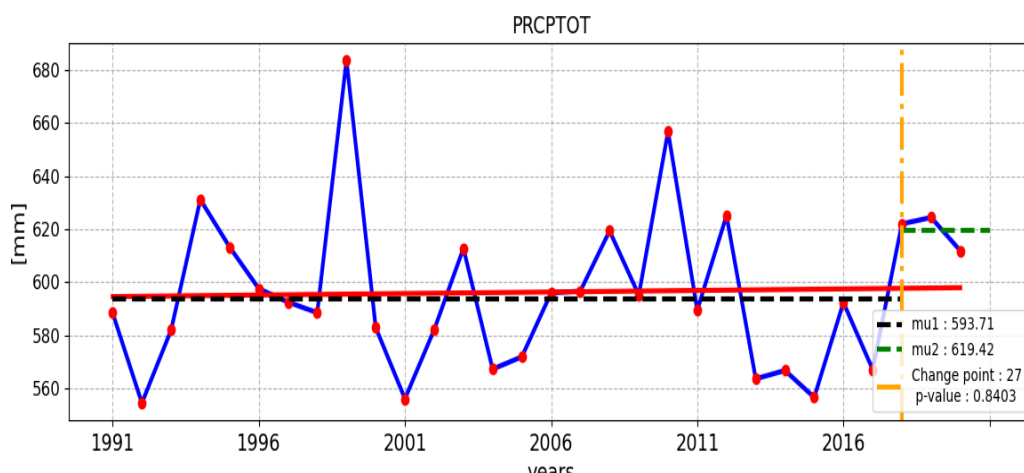


Figure 67 : Evolution interannuelle du cumul de la pluviométrie de 1991 à 2020.

L’évolution interannuelle du cumul de la pluviométrie (courbe bleue), la droite indiquant la tendance associée à cette évolution (rouge), l’année de rupture (jaune), et les tendances de la première période (ligne noire) et la deuxième période (ligne verte) sont aussi représentées. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPSs de l’USGS.

5-2-2- Champ moyen annuel de l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest

La variabilité interannuelle de l’intensité des jours pluvieux (SDII) (figure 68) présente une forte variation d’une année à une autre avec des années enregistrant de très faibles intensités de jours pluvieux (<8.4 mm/ jour/année). Par exemple, en 1997 et en 2013, les intensités de jours pluvieux sont respectivement 7.87 et 7.90 mm/jours/an, tandis que les années 1998, 1999, 2003,

2010, 2012 et 2020 ont enregistré des intensités des jours pluvieux supérieures à 8.6 mm/jours/an. Ces fortes valeurs des intensités des jours pluvieux ne correspondent pas forcément à des années où le cumul annuel de pluie est élevé comme observé en 1998. L'évolution de cet indice n'est pas significative durant ces trois décennies d'étude. Cependant, l'application du test de rupture de tendance de Pettitt indique un changement de la tendance en 1998. Celui-ci subdivise la série en années moyennement faible en intensité des jours pluvieux (courbe noire), et en années d'intensité des jours pluvieux élevée (courbe verte). Les intensités moyennes associées à ces deux périodes (1991-1997 et 1998-2020) identifiées par la rupture sont respectivement 8.24 mm/jours/an et 8.41 mm/jours/an. L'année de la rupture 1998 correspond aussi à la première année d'apparition des MHWs à la côte Nord du GG (voir chapitre 3). Cela pourrait expliquer la probable contribution de ces événements à l'augmentation de cet indice en Afrique de l'Ouest.

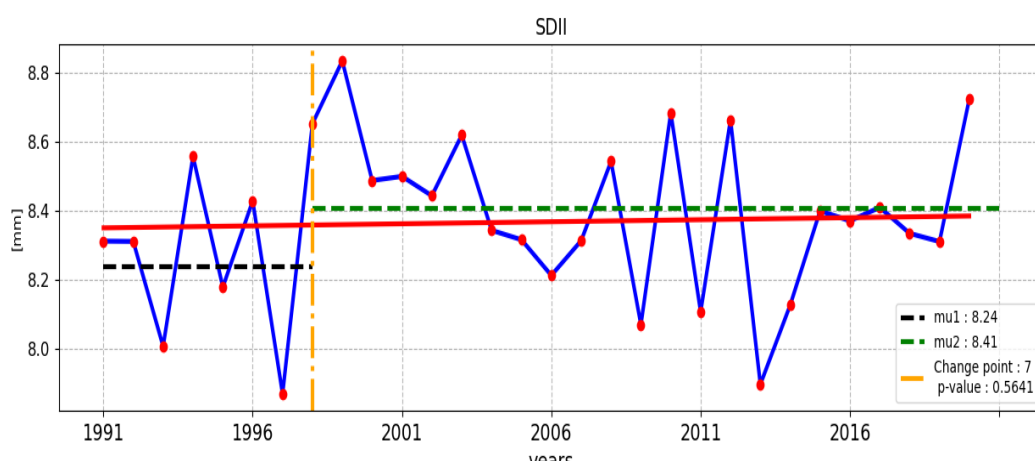


Figure 68 : Evolution interannuelle du cumul de l'intensité de jours de pluvieux de 1991 à 2020.

L'évolution interannuelle du cumul de l'intensité de jours de pluvieux (courbe bleue), la tendance associée à cette évolution (rouge), l'année de rupture (jaune), et les tendances de la première période (ligne noire) et la deuxième période (ligne verte) sont aussi représentées. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPSs de l'USGS.

5-2-3- Champ moyen annuel du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs en Afrique de l'Ouest

L'évolution interannuelle du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs (CWD) est illustrée par la figure 69. Elle montre que cet indice varie entre 4.73 jours par an et 6.35 jours par an. Le CWD a été important pendant les années 1993, 1994, 1995, 1997, 1999 et 2020 où CWD était supérieur à une valeur moyenne de 5.75 jours par an. La période 2000-2017

enregistre de faibles valeurs de CWD avec les plus faibles valeurs (~4.75 jours par an) en 2002, 2005 et 2017. La droite de régression linéaire associée à cette évolution est non significative à 95% selon le test t de student. Par ailleurs, cette évolution connaît une rupture selon le test de Pettitt à 95%. Cette rupture est observée en 2000, c'est-à-dire un an après l'année la plus humide (1999, voir Figure 68). Elle indique le passage d'une période (1991-1999) de nombre élevé de CWD à une période (2000-2020) de faible CWD. Les valeurs moyennes de CWD durant ces deux périodes (1991-1999 et 2000-2020) sont 5.25 jours par an et 5.67 jours par an.

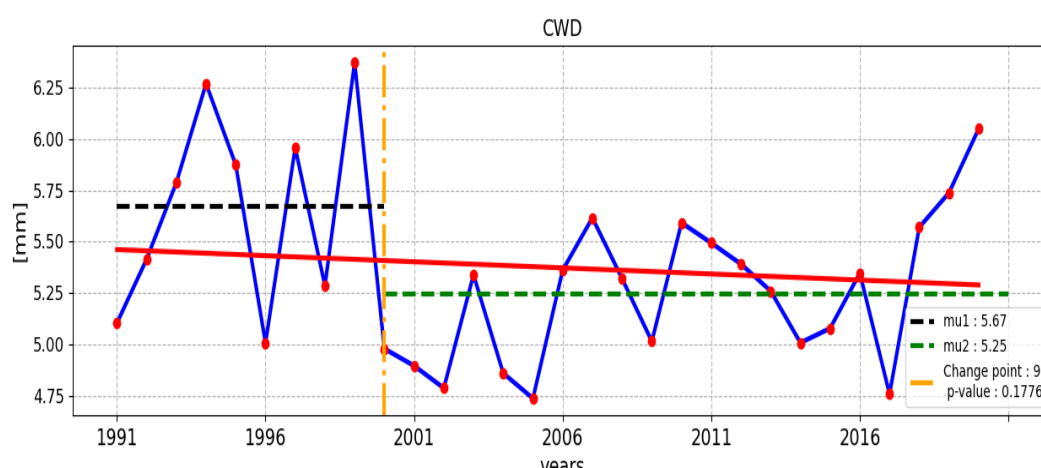


Figure 69 : Evolution interannuelle du nombre de jours maximal pluvieux de 1991 à 2020.

L'évolution interannuelle du nombre de jours maximal pluvieux (CWD)(courbe bleue), la tendance associée à cette évolution (rouge), l'année de rupture (jaune), et les tendances de la première période (ligne noire) et la deuxième période (ligne verte) sont aussi représentées. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPSs de l'USGS.

5-2-4- Variabilité temporelle des pluies annuelles intenses et des pluies très intenses annuelles en Afrique de l'Ouest

La variabilité interannuelle des pluies intenses (R95P et R99P) (Figure 70) indique que les années 1991, 1994, 1999, 2003, 2010, 2012 et 2020 ont connu des valeurs moyennes de R95P supérieures ou égales 8 mm. Par contre, de faibles pics de cet indice (<6.5mm) sont observés durant les années 2001 et 2015. En effet, la figure 70 montre que l'année 2012 a été l'année où le RP95 a atteint sa valeur maximale en Afrique de l'Ouest. La droite de régression linéaire associée à la variabilité de cet indice indique une évolution non significative à 95% (p-value = 0.89). En plus, la rupture de tendance selon le test de Pettitt montre une rupture de cette allure de R95P en 2018 indiquant une augmentation de la tendance durant le reste de la période d'étude contrairement à celle de 1991-2017. Ce changement de tendance a lieu pendant la même

année (2017) que celui de cumul annuel, ce qui pourrait expliquer la contribution des pluies intenses dans l'augmentation du cumul de pluie ces dernières années.

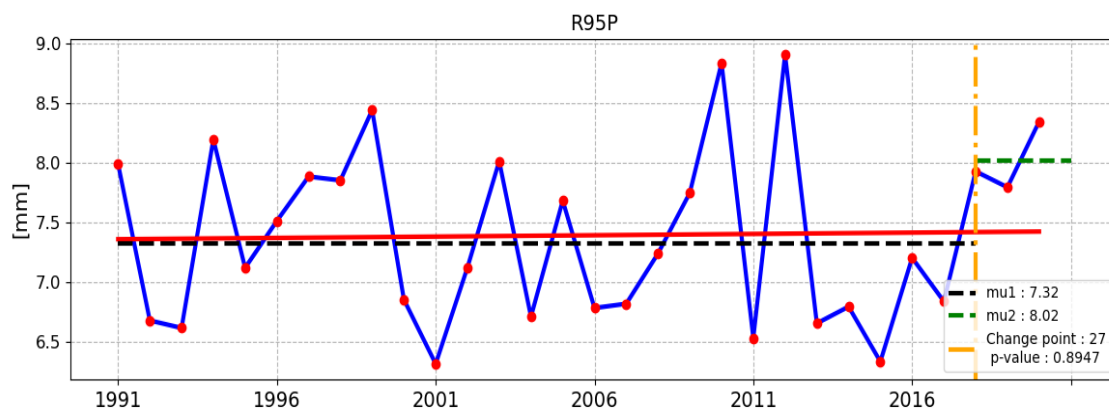


Figure 70 : Evolution interannuelle des pluies intenses de 1991 à 2020.

L'évolution interannuelle des pluies intenses (courbe bleue), la tendance associée à cette évolution (rouge), l'année de rupture (jaune). Les tendances de la première période (ligne noire) et la deuxième période (ligne verte) sont aussi représentées. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPS de l'USGS.

La variation interannuelle des pluies très intenses (R99P) (figure 71) en Afrique de l'Ouest est semblable à celle des pluies intenses variant entre 0.8 mm en moyenne en 2015 et 1.46 mm en moyenne en 2015. La droite de régression linéaire associée à l'évolution de cet indice montre une baisse de la tendance des pluies très intenses dans la zone, qui n'est pas significative selon le test t de student à 95%. Par ailleurs le test de Pettitt présente une rupture en 1998, dont une première période de 1991 à 1997 marquée par une tendance un peu plus élevée, et une seconde période de 1998 à 2020 qui suit une évolution à la baisse des pluies très intenses. De plus, il ressort du test de Pettitt que la hauteur annuelle des pluies très intenses sur la période de 1991-1997 est de 1.25. Cette moyenne pluviométrique est supérieure à celle de la période 1998-2020 (1.11 mm)

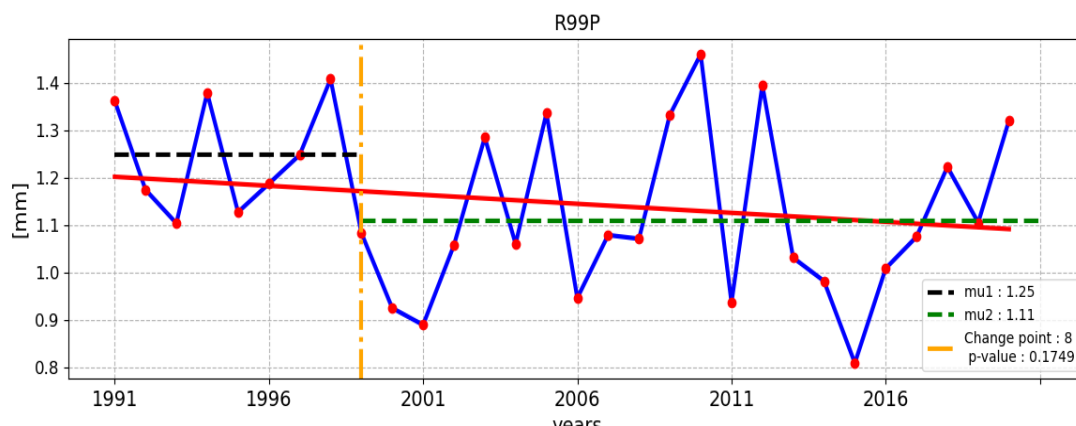


Figure 71 : Evolution interannuelle des pluies très intenses de 1991 à 2020.

L'évolution interannuelle des pluies très intenses (courbe bleue), la tendance associée à cette évolution (rouge), l'année de rupture (jaune). Les tendances de la première période (ligne noire) et la deuxième période (ligne verte) sont aussi représentées. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières CHIRPSs de l'USGS.

5-3- La classification des vagues de chaleur océaniques dans le Golfe de Guinée

5-3-1- Classification des vagues de chaleur océaniques au niveau de la côte Nord du Golfe de Guinée

La méthode des clusters basée sur la considération des intensités maximales des MHWs a permis de regrouper les 35 événements de MHWs à la côte Nord du GG en trois groupes (Figure 72). La figure 72 montre que les distances euclidiennes maximale et moyenne (trait rouge en pointillé et horizontal) des MHWs de la zone I sont respectivement 70 et 21.

Le découpage à partir de la distance euclidienne moyenne permet d'avoir une répartition des classes donnant 28.57% d'événements pour la classe 1, 48.48% d'événements pour la classe 2 et 25.71% d'événements pour la classe 3. L'intensité maximale associée aux différentes classes est de $\sim 2.38^{\circ}\text{C}$ pour la classe 1, $\sim 2^{\circ}\text{C}$ pour la classe 2 et $\sim 1.4^{\circ}\text{C}$ pour la classe 3.

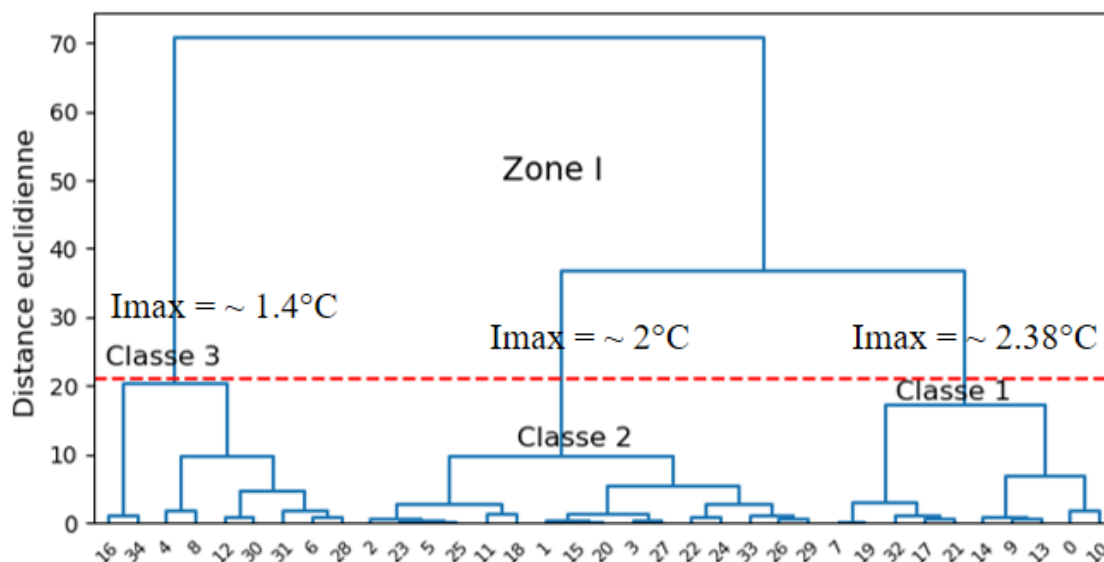


Figure 72 : Analyse groupée appliquée sur les événements de vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 pendant la mousson africaine au niveau de la côte nord du Golfe de Guinée.

La ligne rouge correspond au seuil de la distance euclidienne (égale à 21) et I_{max} désigne l’intensité maximale de chaque classe. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières OISST de NOAA.

Le Tableau III montre la date de début, de fin des événements et la durée des événements de la classe 1. Tous les mois enregistrent au moins un événement. Le tableau indique qu’il y a eu plus d’apparition (environ 30%) de ces événements durant le mois d’août (en 1999, en 2008 et en 2019) et octobre (en 1999, en 2008 et en 2019), tandis que les mois de mai n’enregistrent que 20% et 10% pour chacun des mois de juin et de juillet. Les MHWs de classe 1 qui ont une durée supérieure ou égale à 10 jours sont enregistrées durant les derniers mois de la période à l’exception de l’événement numéro zéro tableau 3.

Tableau III : Dates de début, de fin des événements de la classe 1 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jours)
0	14 juillet 19	15 août 1999	32
7	29 septembre 2010	10 octobre 2010	12
9	15 août 2019	20 août 2019	6
10	30 septembre 2017	09 octobre 2017	10
13	24 août 2008	29 août 2008	5
14	22 octobre 2017	28 octobre 2017	7
17	17 mai 2007	23 mai 2007	7
19	16 octobre 2018	08 novembre 2018	23
21	21 mai 2015	29 mai 2015	9
32	25 juin 2010	29 juin 2010	5

La seconde classe composée de 16 événements, est représentée par le tableau IV. Ce tableau montre que ces événements sont plus fréquents en mai. En effet, ce mois a connu 43.75% des événements de la classe 2, de 1991 à 2020 avec des durées plus ou moins longues. De plus, d'autres mois de la période mai-octobre ont enregistré ce type d'événement, tels que le mois de juin (en 2006, deux fois en 2009 et en 2020), de juillet (deux fois en 2009), d'août (en 2007, en 2010 et en 2019) et de septembre (en 2007, en 2018 et en 2019). Aucun événement de la classe 2 n'est enregistré en octobre. Environ 63% de ces événements ont une durée supérieure 10 jours.

Tableau IV : Dates de début et fin des événements de la classe 2 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jours)
1	03 mai 2013	25 mai 2013	23
2	15 août 2007	04 septembre 2007	20
3	20 septembre 2007	29 septembre 2007	10
5	30 juin 2009	04 juillet 2009	5
11	25 août 2019	30 août 2019	6
15	21 septembre 2019	25 septembre 2019	5
19	30 mai 2017	12 juin 2017	14
20	06 juin 2020	12 juin 2020	7
22	03 mai 2016	19 mai 2016	17
23	08 mai 2015	16 mai 2015	9
24	31 juillet 2010	05 août 2010	6
25	30 juin 2009	04 juillet 2009	5
26	03 mai 2013	09 mai 2013	6
27	09 mai 2019	22 mai 2019	12
29	13 mai 2000	17 mai 2000	5
33	10 juin 2006	14 juin 2006	5

Un total de 9 événements de la classe 3 ont été détectés entre les mois de mai et août (tableau V). L'observation du tableau 5 indique que les événements de ce groupe sont pratiquement de courtes durées (<12 jours). Environ 66% de ces événements ont été observés pendant les mois de juin (en 2002 et en 2015) et de juillet (en 2006, 2017 et 2018). Ces deux mois ont la même fréquence d'apparition de ces événements de la classe 3. La région a connu ce type d'événement durant la période de 2007-2009 avec deux apparitions en mai (2007 et 2009) et une apparition en août 2008. De plus, une absence de ce type d'événement est observée pendant les mois de septembre et d'octobre.

Tableau V : Dates de début et fin des événements de la classe 3 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jours)
4	01 juillet 2006	05 juillet 2006	5
6	03 août 2008	12 août 2008	10
8	27 juillet 2018	06 août 2018	11
12	11 juillet 2017	21 juillet 2017	11
16	05 juin 2015	13 juin 2015	9
28	20 juin 2002	25 juin 2002	6
30	12 juin 2002	16 juin 2002	5
31	29 mai 2007	03 juin 2007	5
34	29 mai 2009	06 juin 2009	8

La figure 73 ci-dessous représente les structures spatiales de l'anomalie moyenne de la SST pour chaque classe de 1991 à 2020. La structure d'anomalies de la classe 1, dont les dates sont connues (Tableau III), montre que la valeur des anomalies moyennes de la SST de la classe 1 varient entre 0.3°C et 1.2°C. Elle montre également que la zone la plus chaude lors de ces événements se localise devant la Côte d'Ivoire avec une surface importante et des valeurs élevées comprises entre 0.8°C et 1.2°C. Ces valeurs élevées des anomalies se tendent jusqu'à la côte ghanéenne mais sur une surface moins grande que celle précédemment citée. Ensuite la structure de la classe 2 se traduit par une zone entièrement chaude avec le même intervalle de valeurs d'anomalies moyennes que celui de la classe 1. Les valeurs les plus élevées de cette classe sont observées le long de la côte ivoiro-ghanéenne avec une surface plus grande devant les deux pays et faible au niveau du Cape des Trois Pointes. Enfin la structure de la classe 3 dont l'intensité moyenne varie dans le 0.3°C et 1.2°C montre une surface dominée par des valeurs comprises entre 0.6°C et 0.9°C. Ces événements se caractérisent par un fort réchauffement qui se tend sur une surface importante de la côte du Ghana à la côte Ouest du Nigeria.

Ces structures spatiales indiquent que les anomalies moyennes de la SST durant les événements de ces différentes classes varient entre les mêmes valeurs (0.6°C à 1.2°C) avec des surfaces dominées par des valeurs comprises entre 0.6° et 0.9°C. Elles se distinguent par la position des zones les moins chaudes et les plus chaudes durant les événements.

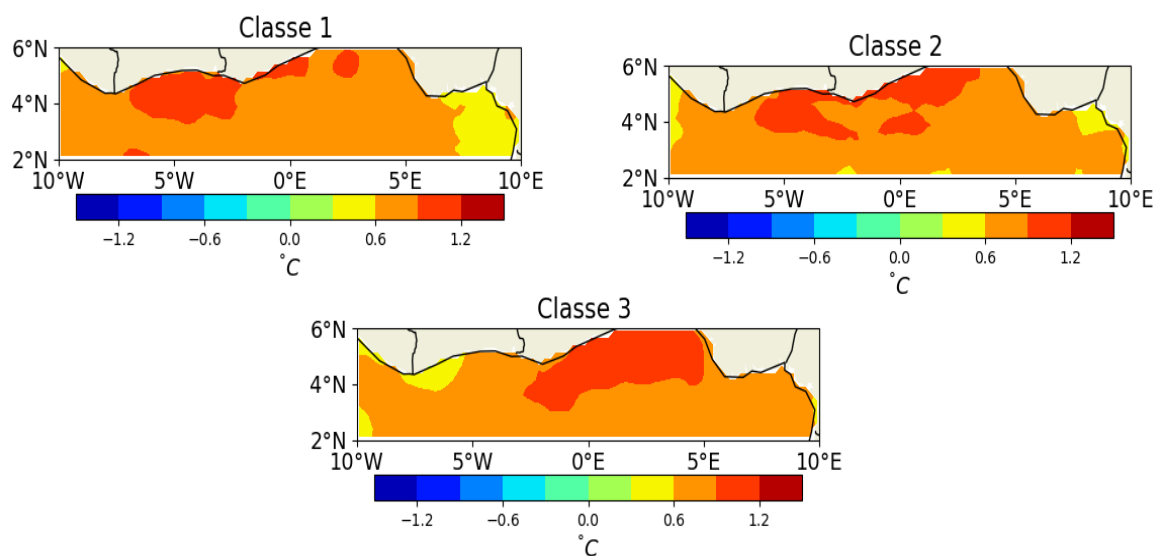


Figure 73 : Evolution spatiale moyenne en °C des différentes classes d'événements de 1991 à 2020.

Les données utilisées pour la réalisation de ces répartitions spatiales des différentes classes sont les données journalières OISST de NOAA.

5-3-2- Classification des vagues de chaleur océaniques dans la zone équatoriale du Golfe de Guinée

Dans la bande équatoriale, 33 événements de MHWs ont été détectés durant la période mai-octobre. La figure 74 montre que la distance euclidienne maximale et moyenne entre les différents événements dans la zone d'équatoriale sont respectivement 126 et 41. A partir de la distance moyenne les événements sont classés en 4 classes (Figure 74) d'événements semblables. La première classe comptabilise 29.41% des événements avec une intensité maximale de $\sim 3.5^{\circ}\text{C}$, la seconde 32.35% et une intensité maximale de $\sim 2.4^{\circ}\text{C}$, la troisième 17.65 % et une intensité maximale de $\sim 1.8^{\circ}\text{C}$ et la quatrième classe 20.59% et une intensité maximale de $\sim 1.2^{\circ}\text{C}$. Ce classement met en évidence l'apparition importante des événements de la classe 2 et de la classe 4 de MHWs qui pourraient impacter plus les conditions atmosphériques.

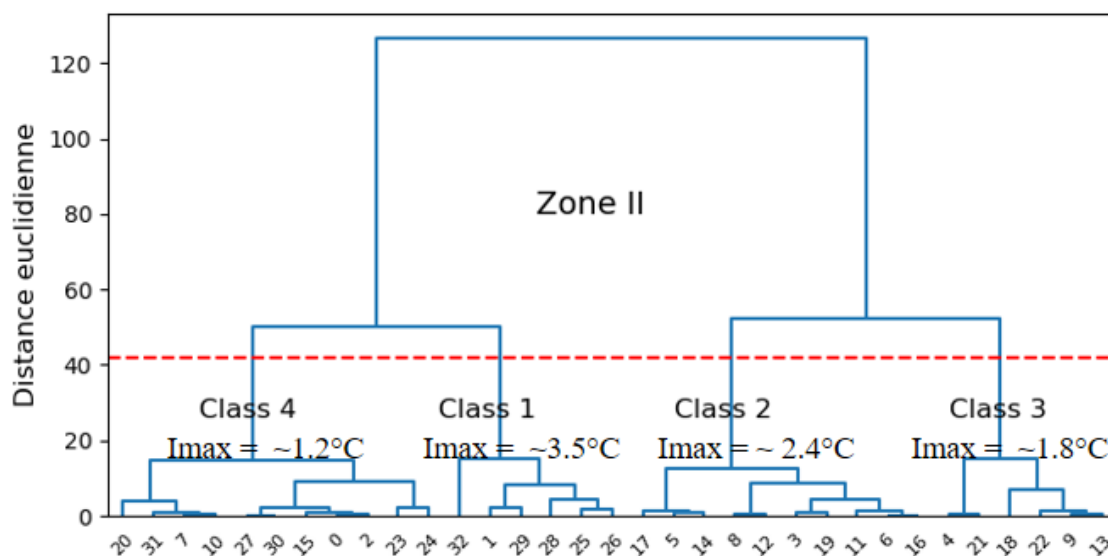


Figure 74 : Analyse groupée appliquée sur les événements de vagues de chaleur océaniques de 1991 à 2020 pendant la mousson africaine dans la bande équatoriale.

La ligne rouge correspond au seuil de la distance euclidienne (égale à 25) et I_{max} désigne l'intensité maximale de chaque classe. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières OISST de NOAA.

Les dates d'apparition et de fin des événements de la classe 1 sont contenues dans le tableau VI. Ces événements se sont produits durant les mois de mai (2019 et 2020), septembre (1993 et 2018) et octobre (2018, 2019 et 2020). De 1991 à 2017, ce type d'événement ne s'est manifesté qu'une seule fois (en septembre 1993). Par contre de 2018 à 2020 ils sont apparus 5 fois. Environ 66.67% de ces événements ont une durée de 5 jours, c'est à dire la durée minimale d'un événement de MHW.

Tableau VI : Dates de début et de fin des événements de la classe 1 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
1	25 septembre 1993	29 septembre 1993	5
25	22 septembre 2018	29 octobre 2018	38
26	13 mai 2019	18 mai 2019	5
28	15 octobre 2019	31 octobre 2019	17
29	08 mai 2020	12 mai 2020	5
32	27 octobre 2020	31 octobre 2020	5

Les événements de la classe 2 (Tableau VII) apparaissent pratiquement tous les mois de la période de mousson. Ce type d'événement est détecté pour une première fois en 1996. Ils ont été plus fréquents de 2007 à 2010 avec 45% d'apparitions, une fois en 2007, 2009 et 2010, et 2 fois en 2008. Les mois de mai et d'octobre ont connu chacun 2 événements. De façon générale, ces événements ont des durées importantes c'est à dire supérieures à la durée minimale d'un événement de MHW.

Tableau VII : Dates de début et de fin des événements de la classe 2 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
3	16 juin 1996	26 juin 1996	11
5	08 juillet 1999	22 juillet 1999	15
6	12 août 1999	22 août 1999	11
8	14 septembre 2004	02 octobre 2004	20
11	26 octobre 2007	31 octobre 2007	6
12	13 mai 2008	02 juin 2008	21
14	04 août 2008	09 août 2008	6
16	08 mai 2009	02 juin 2009	26
17	20 octobre 2010	27 octobre 2010	8
19	11 juillet 2016	15 juillet 2016	5

La classe 3 est composée de 6 événements (Tableau VIII). Ceux-ci ont une durée comprise entre 5 jours (en juillet 1998 et en octobre 2017) et 14 jours (en août 2017). L'observation de ces événements indique une faible fréquence de ce type d'événements avec une première apparition en 1998. De plus, le mois de juin est le mois qui a plus connu ce type d'événement (en 2007, en 2008 et en 2016).

Tableau VIII : Dates de début et de fin des événements de la classe 3 ainsi que leur durée déterminée de 1991 à 2020 à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
4	27 juillet 1998	31 juillet 1998	5
9	05 juin 2007	14 juin 2007	11
13	11 juin 2008	16 juin 2008	6
18	22 juin 2016	02 juillet 2016	11
21	16 août 2017	29 août 2017	14
22	12 octobre 2017	16 octobre 2017	5

Les événements de la classe 4 existent depuis 1991 (Tableau IX), des durées majoritairement inférieures à 10 jours. Tout comme les événements de la classe 2, ceux de la classe 4 apparaissent presque tous les mois de la période de la mousson à l'exception du mois de mai. Ainsi, ils sont plus fréquents durant le mois d'août, (45%). Les plus longs durent 20 et 29 jours et ont été observés en septembre 2007 et 2018.

Tableau IX : Dates de début et de fin des événements de la classe 4 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
0	19 juin 1991	23 juin 1991	5
2	26 juin 1995	30 juin 1995	5
7	05 août 2002	09 août 2002	5
10	11 septembre 2007	30 septembre 2007	20
15	22 août 2008	28 août 2008	7
20	27 août 2016	31 août 2016	5
23	09 juillet 2018	13 juillet 2018	5
24	20 août 2018	17 septembre 2018	29
27	06 septembre 2019	14 septembre 2019	9
30	19 juillet 2020	23 juillet 2020	5
31	05 août 2020	09 août 2020	5

Les représentations spatiales des différentes classes d'évènement de MHWs sont données par la figure 75. La moyenne spatiale des évènements de la classe 1 indique que ces évènements affectent la totalité de la zone. Cependant, ces évènements ont une anomalie moyenne maximale supérieure à 1.2°C et affectent une importante surface d'anomalie supérieure à 0.9°C. Cette grande surface chaude pourrait faire de ces évènements une source importante d'évaporation. La classe 2 se caractérise par une surface chaude d'anomalies comprises entre 0°C et 1.5°C en moyennes. Les plus faibles valeurs sont localisées dans une petite région dans la partie Ouest de la zone. Cette classe enregistre également des anomalies moyennes supérieures à 1.2°C. La structure spatiale des évènements de la classe 3 montre que ces évènements se caractérisent par une zone totalement chaude comme celle de la classe 1 avec des valeurs moyennes comprises entre 0.3°C et 1.5°C. Pendant ces évènements les eaux les plus chaudes sont observées au centre de la zone avec des anomalies supérieures à 0.9°C. Enfin, le réchauffement provoqué par les évènements de la classe 4 s'étend pratiquement sur toute la zone avec des anomalies de valeurs moyennes comprise entre 0°C et 1.2°C. En effet, dans la bande équatoriale un évènement de la classe 4 se manifeste par une surface océanique plus chaude entre 20°W et 1°E. Ce réchauffement se tend sur les reste de la zone mais avec une intensité moins importante.

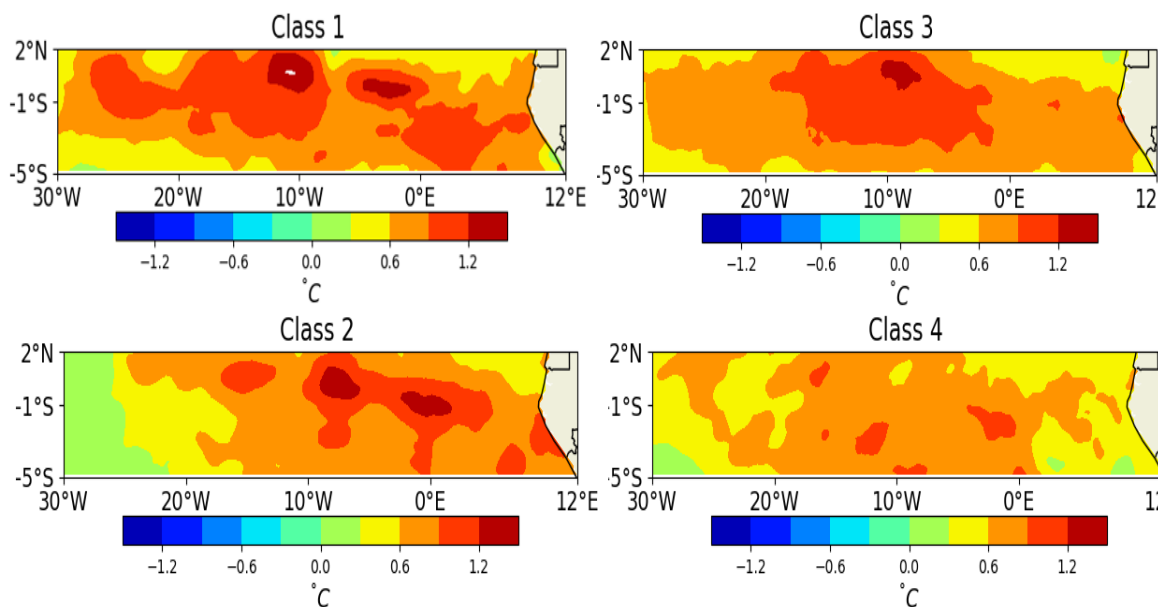


Figure 75 : Répartition spatiale moyenne en °C des différents groupes d'évènements de 1991 à 2020.

Les données utilisées pour la réalisation de ces répartitions spatiales des différentes classes sont les données journalières OISST de NOAA.

5-3-3- Classification des vagues de chaleur océaniques dans la zone Congo-Gabon

La zone du Congo-Gabon a connu de 1990 à 2020, 31 événements de MHWs durant la saison de la mousson Ouest-africaine. Les distances euclidiennes maximale et moyenne des événements de cette zone sont respectivement 96 et 25. A partir de la distance euclidienne moyenne, les événements de la zone Congo-Gabon ont été classés en 4 groupes d'événements. La classe 1 est composée de 9.68% des événements avec une intensité maximale de $\sim 3.9^{\circ}\text{C}$, la classe 2 contient 22.58% et une intensité maximale de 2.2°C , la classe 3 englobe 19.35% et une intensité maximale de 1.4°C , et enfin la classe 4 compte 48.39% une intensité maximale de 1.1°C (figure 76). Une comparaison du nombre de ces événements indique que les plus fréquents dans cette région océanique sont ceux de la classe 4. Ils représentent presque la moitié des événements enregistrés dans la zone sur les 30 ans. La fréquence des événements de la classe 2 suit celle de la classe 1.

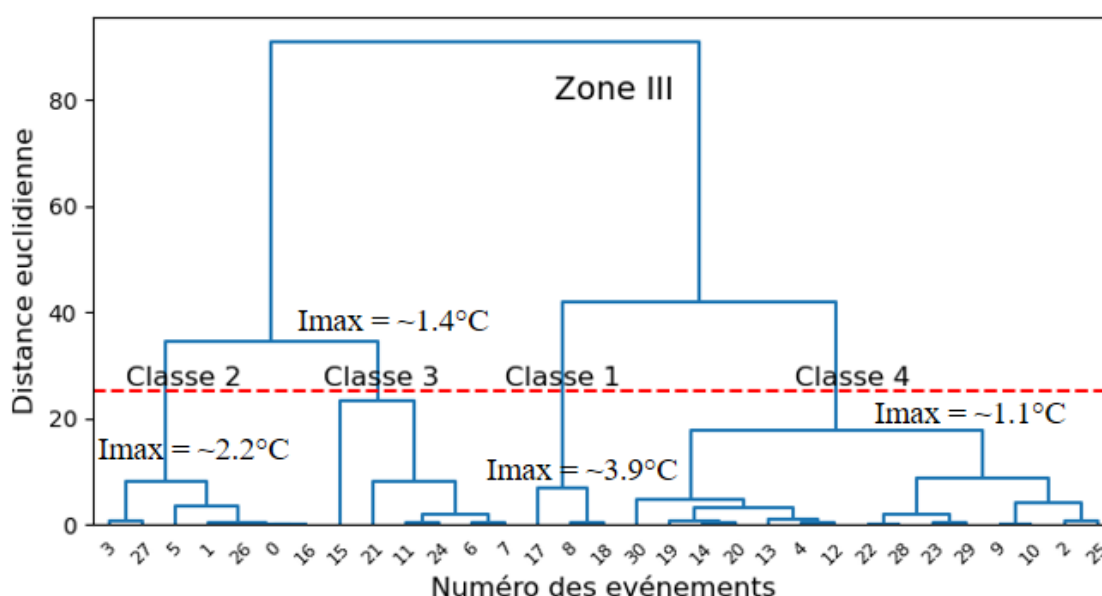


Figure 76 : Analyse groupée appliquée sur les événements de vagues de chaleur océaniques de 1991-2020 pendant la mousson africaine dans la zone Congo-gabonaise.

La ligne rouge correspond au seuil de la distance euclidienne (égale à 25) et I_{max} désigne l'intensité maximale de chaque classe. Les données utilisées pour la réalisation de cette figure sont les données journalières OISST de NOAA.

Le tableau X regroupe les événements de la classe 1, qui compte au total 3 événements. Durant la période 1991-2014, aucun événement de ce type n'est apparu dans la zone. La période 2018 à 2020 correspond à la période d'apparition des trois événements qu'a connu la zone avec des durées moins longues de 6, 10 et 16 jours respectivement en juin 2016, en septembre 2010 et en mai 2015. L'absence d'événements de 1991 à 2014, et le lag de temps entre les événements

détectés font de ceux-ci des événements rares qui pourraient avoir un impact important sur les extrêmes pluvieux.

Tableau X : Dates de début et de fin des événements de la classe 1 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
8	05 mai 2015	20 mai 2015	16
17	27 septembre 2010	06 octobre 2010	10
18	25 juin 2016	30 juin 2016	6

Les événements de la classe 2 (Tableau XI) qui sont plus fréquents que ceux du premier groupe sont des événements qui se sont produits entre les mois de mai et d'août. Ainsi, les mois de septembre et d'octobre n'ont pas connu ce type d'événement malgré une fréquence un peu plus élevée de ces événements (22,58%). Pour les différents mois d'apparition, le mois de juillet a connu 3 de ces événements en 1998, en 2000 et en 2020. De plus, les événements de la classe 2 peuvent avoir une durée importante allant jusqu'à 41 jours (événement numéro 3) et aussi des durées faibles (événement numéro 26). De 1991 à 2014, la zone a connu 6 apparitions de ces événements avec un événement de 1991 à 1999, 4 événements de 2000 à 2007 et elle n'a connu qu'un seul événement de 2015 à 2020. Cette évolution est contraire à celle des événements de la classe 1 même si ces derniers sont rares (seulement trois événements de la classe 1 de 1991 à 2020).

Tableau XI : Dates de début et de fin des événements de la classe 2 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
0	20 juin 1998	12 juillet 1998	23
1	08 mai 2007	21 mai 2007	14
3	21 juillet 2020	30 août 2020	41
5	19 août 2006	26 août 2006	8
16	09 mai 2011	6 mai 2011	8
26	16 juin 1996	20 juin 1996	5
27	29 juillet 2000	06 août 2000	9

La classe 3 composée de 6 événements est représentée par le tableau XII. Malgré ce nombre d'apparition restreint, ces événements ont apparu presque tous les mois de la mousson, à l'exception du mois d'août. Le tableau 12 indique que durant la période 1991-2000, 3 événements de la classe 3 se sont produits en juin 1991, de fin juin au début juillet 1995 et en mai 2000. De 2001 à 2010, le nombre d'événement est passé à 2, avec le premier en mai 2001, et le second de fin juin à début juillet 2006. La période de 2011 à 2020 n'a connu qu'un seul événement qui s'est produit de fin septembre à fin octobre 2017. De plus, ces événements de MHWs peuvent avoir une durée moins importante (5 jours en juin 1991), et peuvent durer plus d'un mois (34 jours de septembre à octobre 2017).

Tableau XII : Dates de début et de fin des événements de la classe 3 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
6	23 juin 1995	03 juillet 1995	11
7	22 juin 2006	01 juillet 2006	10
11	18 mai 2000	29 mai 2000	12
15	01 mai 2001	08 mai 2001	8
22	04 juin 1991	08 juin 1991	5
24	23 septembre 2017	26 octobre 2017	34

Composé de 15 événements, les événements de la classe 4 sont les plus nombreux (Tableau XIII). Ils sont fréquents tous les mois même s'ils ne se manifestent pas forcément d'une année à une autre. Leur évolution décennale montre que de 1991 à 2000, 5 événements de la classe 4 se sont produits en mai 1991, en juillet 1993, en octobre 1997, en août 1999 et en août 2000. Ensuite, de 2001 à 2010 seulement 3 événements ont été détectés en juin 2006, en juillet 2007, et un mois plus tard en septembre 2007. Enfin, de 2011 à 2020, 7 événements se sont manifestés, en juillet 2016, en mai 2017, en septembre et octobre 2019 et en mai, en juillet ainsi qu'en septembre 2020. En effet, ce type d'événements est plus fréquent en juillet et septembre selon le tableau 13 qui indique 4 apparitions pour chacun de ces mois. Par contre, les mois de juin et août sont les mois durant lesquels ces événements se manifestent peu. Certains de ces événements peuvent durer plus de 2 semaines (événements numéro 13 et 28).

Tableau XIII : Dates de début et de fin des événements de la classe 4 et leur durée déterminée à partir de la méthode des clusters.

Numéro selon les clusters	Date de début de l'événement de MHWs	Date de fin de l'événement de MHWs	Durée (jour)
2	04 juin 2006	12 juin 2006	9
4	11 août 2000	23 août 2000	13
9	08 mai 1991	18 mai 1991	11
10	06 juillet 2020	13 juillet 2020	8
12	28 mai 2017	28 mai 2017	10
13	01 octobre 1997	17 octobre 1997	17
14	03 juillet 2007	11 juillet 2007	9
19	17 mai 2020	22 mai 2020	6
20	09 août 1999	22 août 1999	14
22	15 septembre 2007	27 septembre 2007	13
23	05 septembre 2019	13 septembre 2019	9
25	08 juillet 1993	17 juillet 1993	10
28	18 septembre 2019	04 octobre 2019	17
29	06 septembre 2020	18 septembre 2020	13
30	20 juillet 2016	24 juillet 2016	5

L'évolution spatiale sur toute la période d'étude des différentes classes est illustrée par la figure 77. La classe 1 composée d'événements rares (seulement 3 événements de ce type de 1991 à 2020), se manifeste dans la partie Est de la zone. Elle donne une structure dipolaire Est-Ouest. Cette structure avait déjà été montrée par la méthode des EOFs appliquée aux événements de MHWs durant la mousson. L'intensité moyenne maximale de cette classe est observée dans les régions côtières de cette zone donnant une valeur de 2.4°C opposée à une valeur moyenne minimale de -0.8°C à l'Ouest. La classe 2 se manifeste en moyenne sur la majeure partie de la zone. Elle enregistre une intensité moyenne maximale supérieure à 2.4°C. La classe 3 se manifeste en moyenne sur une zone moins importante que celles des 2 premières classes, avec des intensités élevées, dans la partie Sud (15°S- 10°S) de la zone. Ces événements de surface moins importants ont une intensité moyenne maximale supérieure à 3°C. Parallèlement aux événements de la classe 3, ceux de la classe 4 occupent une petite zone en moyenne mais avec une intensité moyenne maximale supérieure à 3.2°C.

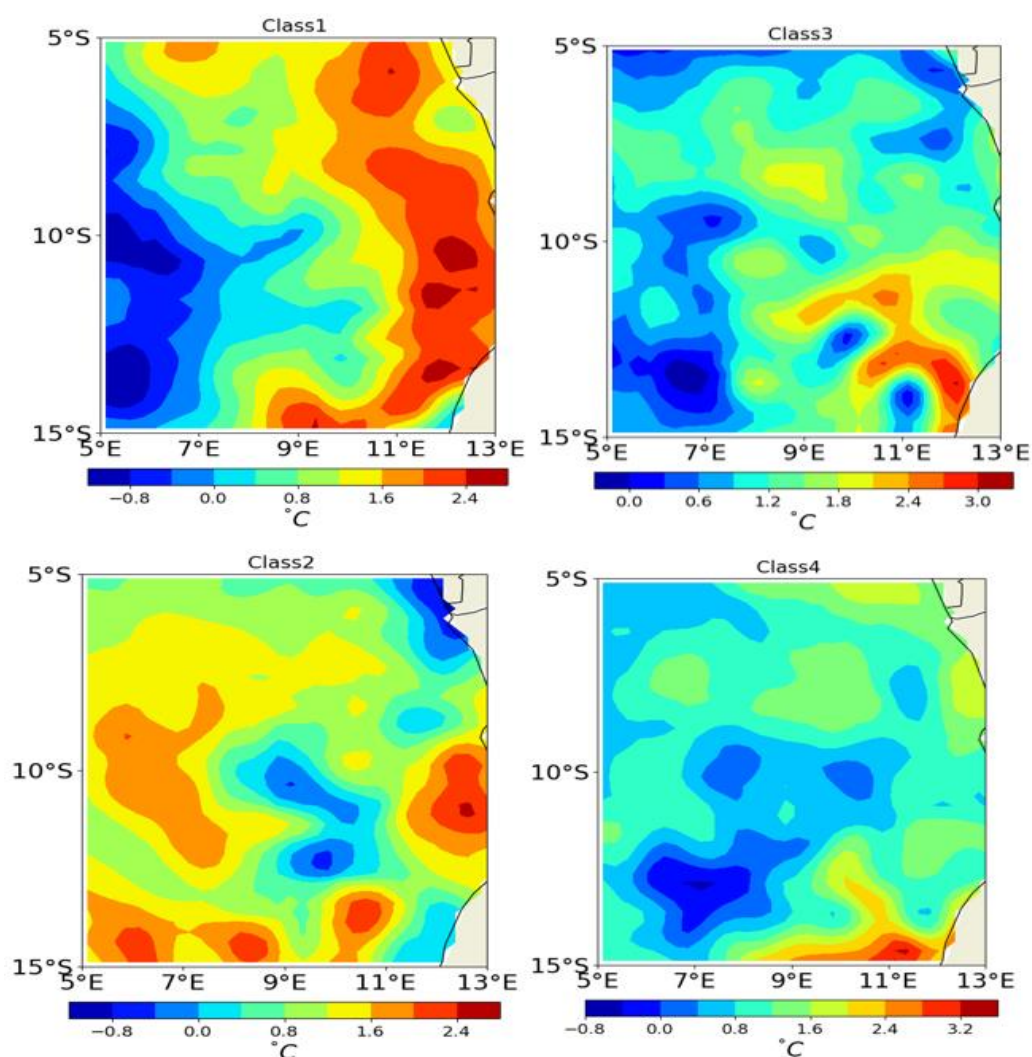


Figure 77 : Répartition spatiale moyenne en °C des différents groupes d'événements de 1991 à 2020.

Les données utilisées pour la réalisation de ces répartition spatiales des différentes classes sont les données journalières OISST de NOAA.

5-4- Discussion

L'analyse de la variabilité des indices des pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest sur la période 1991-2020 à partir des données CHIRPS indique que la majeure partie de cette zone reçoit moins de pluie en moyenne. Les secteurs les plus humides, avec par endroits des précipitations annuelles supérieures à 2500 mm, sont localisées dans la partie Ouest considérée comme l'extension la plus orientale de l'ITCZ de l'Atlantique et Est de la zone correspondant au bord ouest du large maximum équatorial associé à la cellule locale Hadley (Servain *et al.*, 1985). La pluviométrie des régions nord de la zone étudiée est assez uniforme et faible. Ce résultat est en parfait accord avec celui de Serval *et al.* (1998) et de Liebmann *et al.* (2012), qui ont montré

que les zones de forte pluviométrie de l’Afrique de l’Ouest sont la partie Ouest et la partie sud des pays côtiers. Ce cumul de pluie a été important durant les années 1999, 2010, 2018 et 2019. Cette observation est en conformité avec l’étude de Tschakert *et al.* (2010) qui ont noté que la forte pluviométrie en 1999 a affecté négativement plus d’un million de personnes dans 11 pays de l’Afrique de l’ouest. Dans la même perspective, Lindzen & Nigam (1987) et Lau *et al.* (1997) ont montré que cette élévation du cumul annuel de pluie dans ces parties de la zone serait la conséquence de plusieurs pluies intenses. Celles-ci débutent en avril, apparemment après la présence d’une SST chaude dans l’Atlantique tropical oriental. L’analyse de la variabilité spatio-temporelle des indices des précipitations extrêmes (SDII, CWD, R95P et R99P) indique que les pays d’Afrique de l’Ouest ont connus des pluies extrêmes ces dernières années. Ces événements de pluies extrêmes ont été dramatiques avec un impact considérable sur les activités socio-économiques et principalement sur l’agriculture dans ces pays de la région (Didi, 2021). En effet, l’analyse de la tendance associée à l’évolution temporelle des différents indices de pluies extrêmes a montré des années de ruptures. Ce constat corrobore les résultats de travaux antérieurs sur la variabilité pluviométrique en Afrique de l’Ouest (Servat *et al.*, 1999; Paturel *et al.*, 2010). Cette rupture, qui correspond pour certains indices (PRCPTOT, SDII et R95P) à un changement vers les valeurs élevées, pourrait-être expliquée par la position géographique de l’Atlantique équatorial avec le continent africain (Planton, 2015). Selon cet auteur l’Afrique de l’Ouest reçoit de l’humidité venant de l’océan Atlantique tropical. Enfin, la classification des événements de MHWs a été réalisée par la méthode des Clusters. Cette analyse a montré que ces événements peuvent se manifester dans la même période, et dans la même zone mais avec des propriétés et/ou des impacts différents, comme observé par Hobday *et al.* (2018).

Conclusion partielle

Ce chapitre a permis d’étudier la variabilité des différents indices de pluie choisis dans cette étude durant la période 1991-2020. La variabilité spatiale des différents indices a mis en évidence les zones de fort cumul de pluie que sont la zone guinéenne, et la zone soudanienne qui ont les cumuls les plus importants. Cependant, cette configuration spatiale du cumul est pratiquement égale à celle de l’intensité des précipitations qui indique des intensités importantes dans les zones littorales des pays de l’Afrique de l’Ouest. De même, peu de régions connaissent un grand nombre de jours pluvieux consécutifs. Cet indice a des valeurs élevées dans la zone du Cameroun et du Nigeria. De plus, les pluies intenses et très intenses ont été observées dans toute la zone. Cette étude a montré que les différents indices de pluies utilisés n’évoluent pas dans le même sens, bien qu’ils soient associés à des tendances non significatives selon le test

de Student. Ainsi, l'évolution du cumul a montré que l'année 1999 a été une année de rupture durant laquelle le cumul le plus important a été enregistré selon le test de Pettitt. Cette rupture est observée pour les autres indices avec des années différentes. Enfin une classification des événements de MHWs a été réalisée. Elle a permis d'avoir 3 classes d'événements à la côte nord du GG, 4 classes dans la bande équatoriale et dans la zone Congo-gabonaise.

CHAPITRE 6 : RELATION ENTRE LES VAGUES DE CHALEUR OCEANIQUES DANS LE GOLFE DE GUINEE ET LES PLUIES EXTREMES EN AFRIQUE DE L'OUEST

Nous avons montré dans le chapitre précédent la variabilité des pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest de 1991 à 2020. Nous avons mis en évidence les ruptures de tendances pour les différents indices de pluies extrêmes utilisés. Ce chapitre analyse la relation entre les pluies extrêmes et les MHWs dans le GG. Pour cela, il expose le lien entre les MHWs et les pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest à travers une analyse des fonctions orthogonales empiriques multivariées, et une discussion des résultats.

6-1- Relation entre pluies extrêmes et vagues de chaleur océaniques au niveau de la côte nord du Golfe de Guinée

6-1-1- Vagues de chaleur océaniques et pluie journalière

L'EOF multivariée a été appliquée entre les événements de la classe 1 à la côte nord du GG pendant leur manifestation et les événements de pluies journalières. L'analyse montre un seul mode avec une variance de 82% (Figure 78). La variation spatiale de l'EOF1 des MHWs (Figure 78a) indique une surface chaude dans la grande partie de la zone, et plus chaude dans la partie Est où des intensités supérieures à 0.18°C sont observées. L'upwelling côtier au nord du GG est observable par les anomalies négatives de la SST qui sont plus élevées devant la Côte d'Ivoire. La structure spatiale de la pluie (Figure 78b) indique une augmentation des pluies dans les régions littorales de l'Afrique de l'Ouest entre le Liberia et le Nigéria. Les intensités de pluies associées à cette augmentation sont supérieures 12.8 mm dans certaines zones, et particulièrement sur le littoral de la Côte d'Ivoire. Quant aux variations temporelles (Figure 78c), elles indiquent une forte corrélation d'environ 0.96 significative à 99 %. En effet, elles mettent en évidence 3 périodes que sont 1991-2001, 2006-2009 et 2015-2019. De 1991 à 2001, il n'existe pas d'événements de la classe 1, ce qui concorde avec les résultats précédents indiquant une faible apparition des MHWs pendant cette période. La période 2006-2009 présente une forte fluctuation des événements durant laquelle elles atteignent leurs valeurs maximales en 2007. De 2015 à 2019, un seul événement est observé en 2015 associé à une quantité de pluie inférieure à 10 mm en moyenne annuelle. La forte corrélation indique que les événements de MHWs de la classe 1 ont un impact important sur les pluies journalières en Afrique de l'Ouest, en particulier les régions littorales du Liberia au Nigeria.

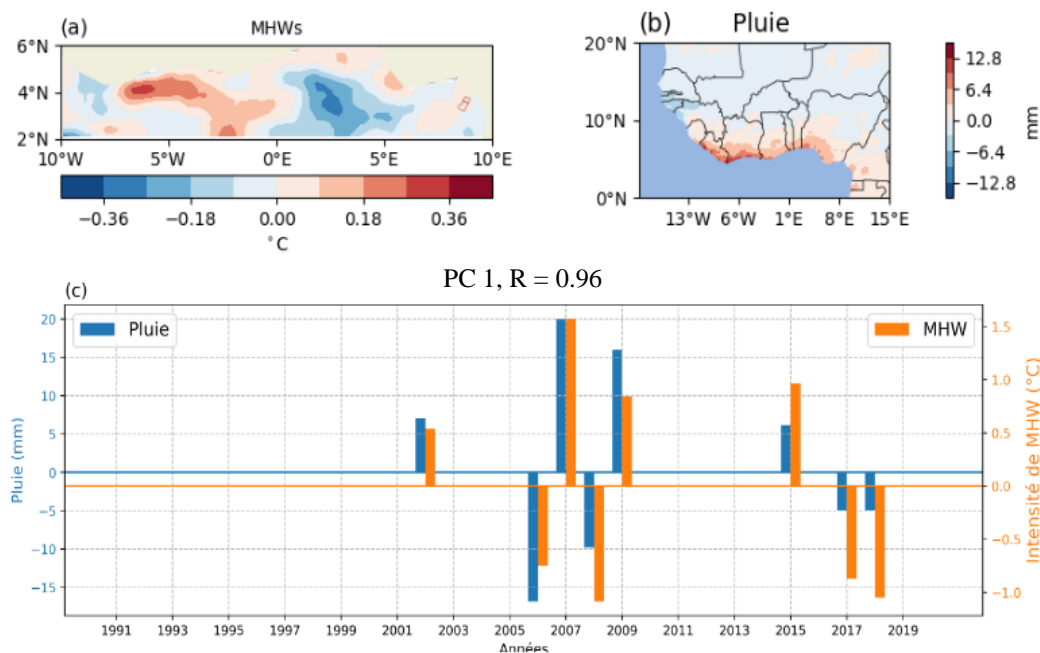


Figure 78 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de la classe 1 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest durant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

Seul le premier mode de l’EOF multivariée des événements de la classe 2 et des pluies journalières observées durant la période de ces événements présente 87.29% de la variance expliquée (Figure 79). La structure des MHWs (Figure 79a) montre des zones chaudes à l’Est et à l’Ouest. Contrairement à la zone chaude de l’Est, celle de l’Ouest est connue comme étant la zone de l’upwelling saisonnier du Cap des Palmes. La zone d’anomalies négatives observée entre 2.5°W et 4°E est centrée sur le Cap des Trois Pointes à la côte du Ghana. La structure spatiale de pluies journalières associée (Figure 79b) indique une augmentation des pluies dans la zone littorale du Liberia à la Côte d’Ivoire, et du Benin au Nigeria avec les valeurs les plus élevées (~ 12 mm) dans la zone littorale du Liberia. L’évolution des différentes séries temporelles (figure 79c) présente une corrélation importante (~ 0.54) et significative à 99%. Cette évolution peut être subdivisée en 3 périodes (1991-1999, 2000-2006 et de 2007-2020). La première période (1991-1999) n’a connu aucun événement de classe 2. La deuxième période (2000-2006) est marquée par les premières apparitions de ce type d’événements. La troisième période (2007-2020) présente une forte variabilité, avec la valeur maximale (supérieure à 6 mm)

atteinte en 2016 et 2017 et la valeur minimale (environ -4 mm) atteinte en 2008 et 2010.

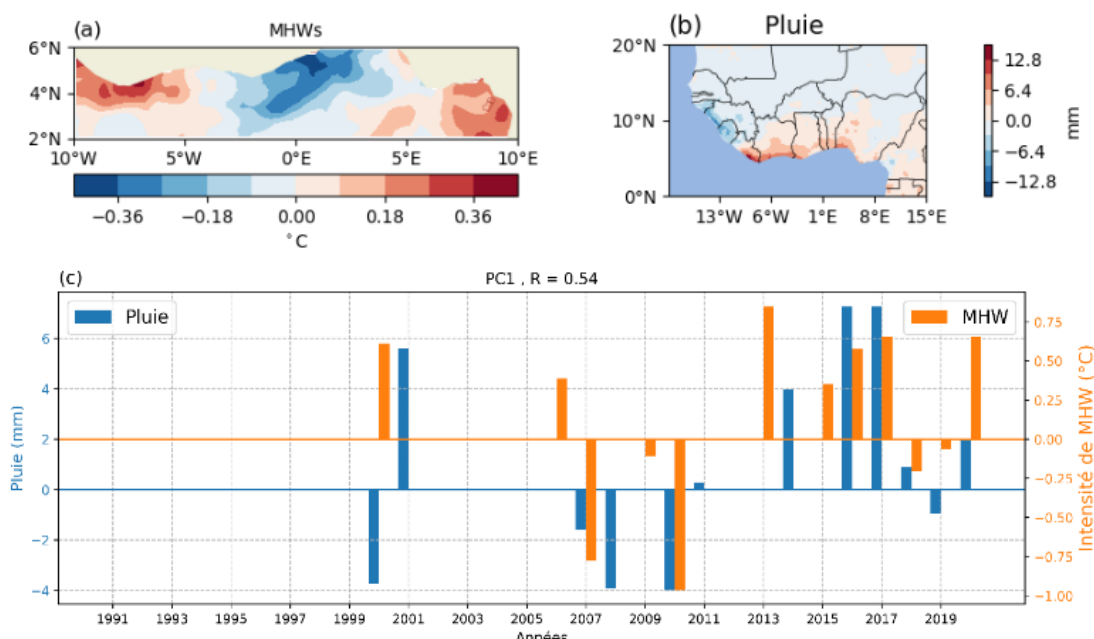


Figure 79 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de la classe 2 à la côte Nord du Golfe Guinée et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

La figure 80 illustre le premier mode de l’EOF multivariée des événements de MHWs de la classe 3 et les événements de pluies journalières pendant ces événements. Ce mode traduit la majeure partie de la variance expliquée (92.05%). La figure 80a met en évidence la zone de l’upwelling ivoiro-ghanéen et une zone de réchauffement au niveau du Nigeria. La figure 80b indique une petite zone de pluie associée à ces événements dans la partie Est de l’Afrique de l’Ouest, en particulier vers le Benin et le Nigéria. Les séries temporelles (Figure 80c) évoluent selon une corrélation significative de 0.49. Cette évolution ne présente pas d’événements de classe 3 durant la période 1991-1998. La période 1999-2066 n’a connu qu’un seul événement de MHW (en 1999) avec une intensité moyenne de 0.8°C environ qui n’est associée à aucune pluie extrême. De 2007 à 2011 et de 2015 à 2020, l’on note une forte fluctuation des deux indices dont quatre événements de pluie associés aux MHWs sont enregistrés en 2010, en 2015, en 2017 et en 2018, et marquée par leur valeur maximale en 2010 (>6 mm).

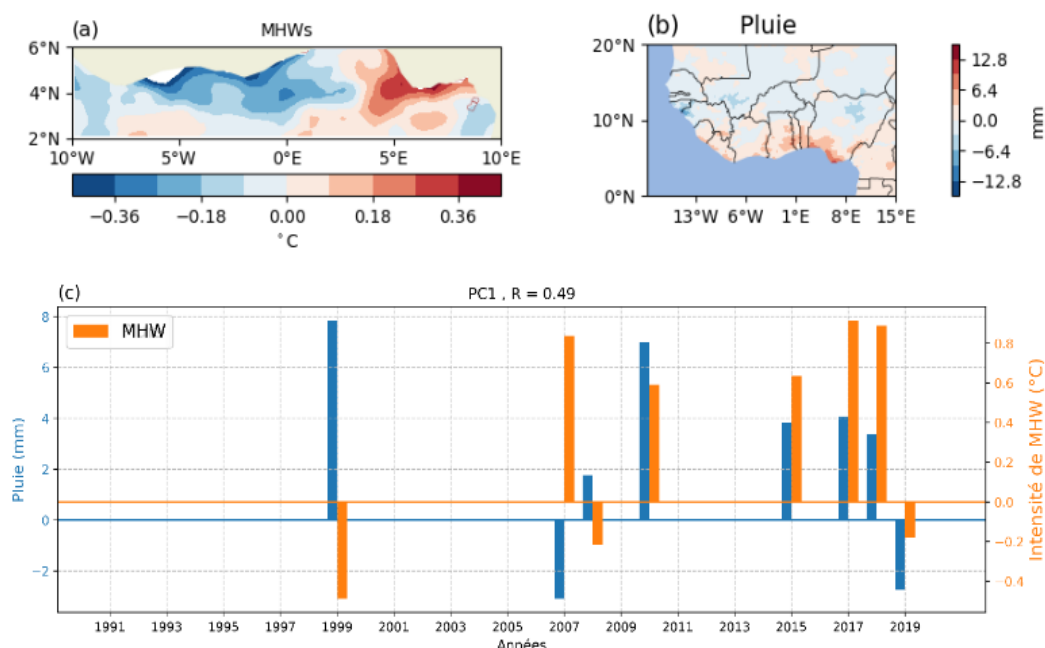


Figure 80 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les pluies journalières en Afrique de l'Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l'USGS.

6-1-2- Vagues de chaleur océaniques et intensité des jours pluvieux

L'application de l'EOF multivariée entre les événements de la classe 1 et l'intensité des jours pluvieux durant lesdits événements révèle que le premier mode contient 95% de la variance expliquée. La figure 81 montre les structures spatiales et temporelles du premier mode de cette EOF multivariée. La structure spatiale des événements de MHWs (Figure 81a) reste identique à celle décrite par la figure 80a par contre celle de l'intensité des jours pluvieux (Figure 81b) présente une forte intensité (supérieure à 20 mm/jour) dans la partie Ouest de l'Afrique de l'Ouest (Liberia et Côte d'Ivoire). Ce qui pourrait indiquer que les intensités des jours pluvieux sont élevées lors des événements de la classe 1. La variation temporelle (Figure 81c) de l'intensité des jours pluvieux est pratiquement nulle pour la période 1991-2005, à l'exception de 2002 où l'on observe une petite intensité de pluie (~2.5 mm/jour) associée à une MHW durant la même année. La période 2007 à 2020 a enregistré trois pics positifs des MHWs et des intensités de pluie en 2006, en 2008 et en 2015. C'est durant cette période que l'on observe la valeur maximale de l'intensité de pluie (~25 mm/jour) associée aux MHWs.

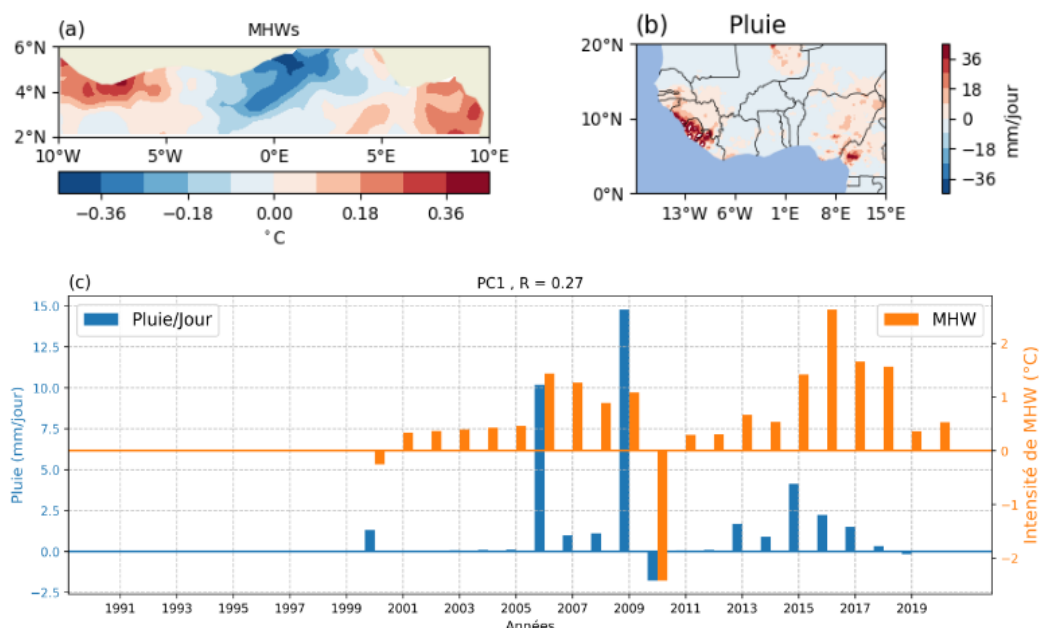


Figure 81 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les intensités des jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l'USGS.

L'EOF multivariée entre les événements de la classe 2 et les intensités des jours pluvieux explique 89% de la variance (Figure 82). Elle se caractérise par la même structure des MHWs de la classe 2 (Figure 82 a). La structure des intensités des jours pluvieux (Figure 82b) montre de fortes intensités en Sierra Leone (supérieure 36 mm/jour) et la zone littorale de la Guinée. Une autre zone de fortes intensités est observée au Cameroun mais très petite comparativement à la première. Cette élévation de l'intensité des pluies peut être expliquée par la proximité de ces régions aux zones de réchauffement observées sur la figure 82a. L'évolution temporelle reste nulle durant la période 1991-1999. De 2000 à 2005, des événements de MHWs sont observés mais ne sont associés à aucune intensité de pluie. De 2006 à 2020, 10 événements de MHWs associés à une évolution positive de l'intensité de pluie sont observés avec une fréquence élevée entre 2013 et 2018. L'année 2009 enregistre l'intensité de pluie la plus élevée (~ 14.9 mm/jour) de cette série temporelle.

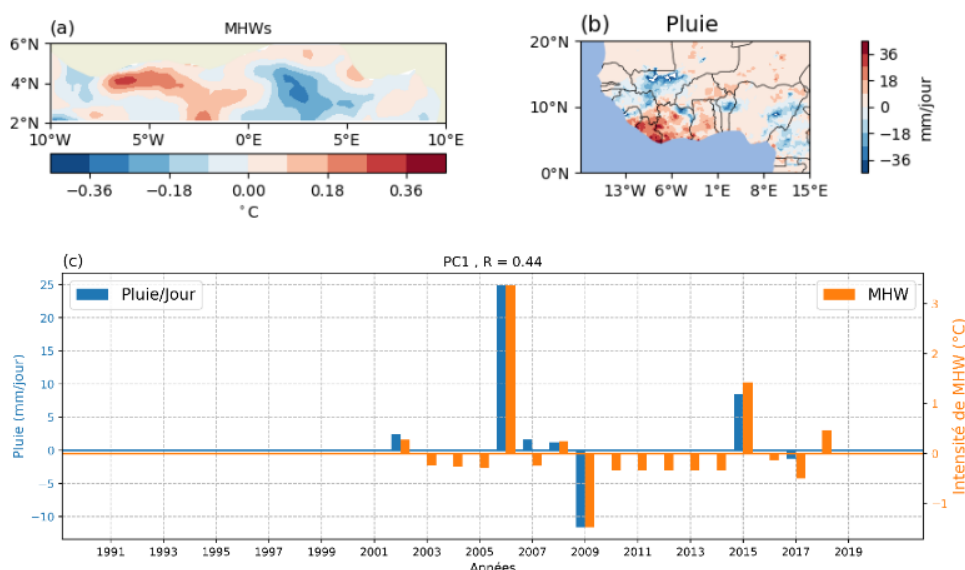


Figure 82 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les intensités des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

(a) Structures des MHWs, celle des pluies et (c) l’évolution temporelle des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

L’EOF 1 entre des MHWs de la classe 3 et les intensités des jours pluvieux présente le maximum de la variance (61.13%) (Figure 83). Cette EOF est associée à une structure spatiale des MHWs identique à celle de la figure 80a. Celle de l’intensité de jours pluvieux (Figure 83b) présente des intensités de jours pluvieux pratiquement nulles dans plusieurs pays de l’Afrique de l’Ouest (de la Côte d’Ivoire au Nigeria). Dans certains pays de la partie ouest (du Sénégal au Liberia) de très faibles intensités de jours pluvieux (<18 mm/jour) sont enregistrées. L’évolution temporelle (Figure 83c) qui présente très peu de pics indique deux événements de MHWs associés à ces intensités de jours pluvieux dont le premier en 2000 et le deuxième en 2009. Ces événements sont associés à des intensités de jours pluvieux respectives de 2.95 mm/jour et 3.18 mm/jour.

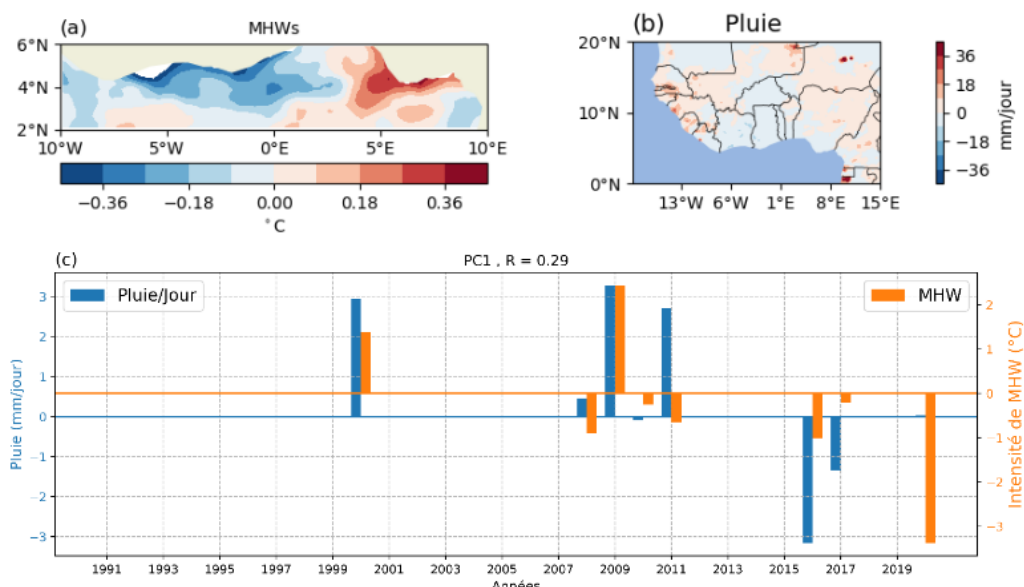


Figure 83 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 à la côte Nord du Golfe de Guinée et les intensités des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

6-1-3- Vagues de chaleur océaniques et le nombre maximal de jours pluvieux consécutifs

L’analyse EOF multivariée appliquée aux événements de MHWs des différentes classes et au nombre maximal de jours pluvieux consécutifs a révélé un seul mode expliquant le maximum de variance dans tous les cas.

L’EOF de la figure 84 indique 74% de variance expliquée et présente une structure spatiale des MHWs (Figure 84a) identique aux précédentes. Par contre, la structure spatiale de CWD (Figure 84b) pendant les événements, présente des événements de pluie durant 0.3 à 0.9 jours avec la plus grande zone de jour pluvieux consécutif au Nigeria. L’évolution temporelle des deux indices (Figure 84c) indique que de 1991 à 2020, seul trois événements de MHWs (en 2008, en 2009 et en 2017) sont associés à des valeurs positives de CWD et sont les événements de 2008, 2009 et de 2017. De plus, elles présentent aussi un pic fortement négatif (~ -2.25 jours) en 2006.

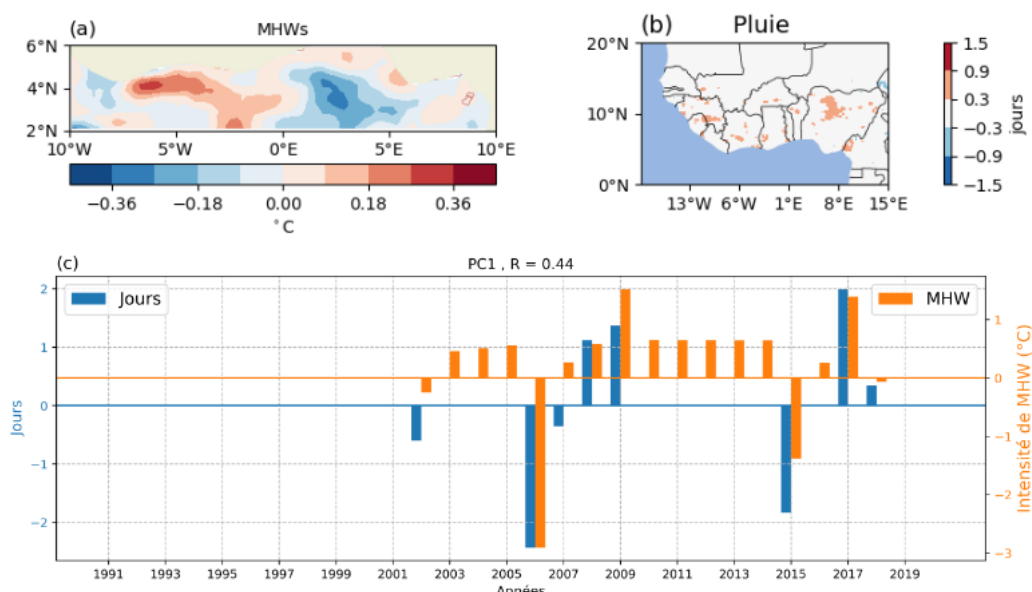


Figure 84 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 à la côte Nord du Golfe de Guinée et du nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

La composante spatiale de l’EOF 1 entre les événements de classe 2 et l’indice CWD montre 86% de variance expliquée (Figure 85). Elle indique au plus un jour de pluie dans la bande littorale de certains pays de l’Afrique de l’Ouest (Liberia, Côte d’Ivoire et Ghana) (Figure 85b). Ces zones littorales correspondent aux zones de fortes pluies journalières mises en évidence dans la figure 79b. Les séries temporelles des deux indices (Figure 85c) durant la période 1991-2012 est pratiquement nulle et n’affiche qu’un seul pic positif en 2000. De 2013 à 2020, la série temporelle de CWD présente deux pics positifs de CWD, l’un en 2000 et l’autre en 2006. Le pic de 2000 n’est associé à aucune MHW contrairement au pic de 2006. Ensuite, la période 2007 à 2020 est marquée par de pics négatifs avec la valeur minimale en 2010. Et de 2013 à 2017, des événements de plus d’un jour de pluie sont observés et sont associés à des pics positifs de MHWs.

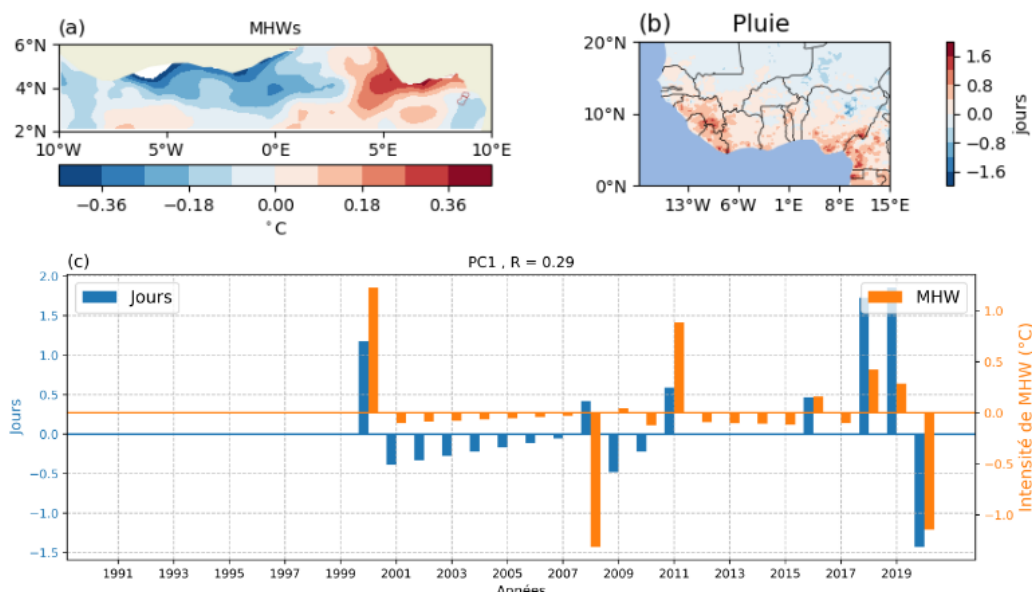


Figure 85 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 à la côte Nord du Golfe de Guinée et du nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

Un seul mode d’EOF explique l’essentielle de la variance (87%) par application des EOFs multivariées entre les MHWs de la classe 3 et CWD pendant les événements (Figure 86). La figure 86a qui représente la variation des MHWs a été analysée dans les sections précédentes. La variation spatiale CWD (Figure 86b) montre des jours de pluie dans la partie Ouest et Est (~2 jours). Cependant, le CWD est observé à l’Ouest en Sierra Léone, en Guinée, au Liberia, et en Côte d’Ivoire et à l’Est au Nigeria et au Cameroun. Ces zones correspondent aux zones mises en évidence par les pluies journalières et par la structure de la variation moyenne de CWD durant la période d’étude (voir chapitre 5). Leurs évolutions temporelles (Figure 86c) présentent quelques pics positifs et est nulle pour la majeure partie de la période 1991-2020. Les pics les plus importants (environ 2 jours pluvieux consécutifs) sont observés en 2018 et en 2019. Les valeurs minimales des MHWs et de CWD sont observées respectivement en 2008 et 2020.

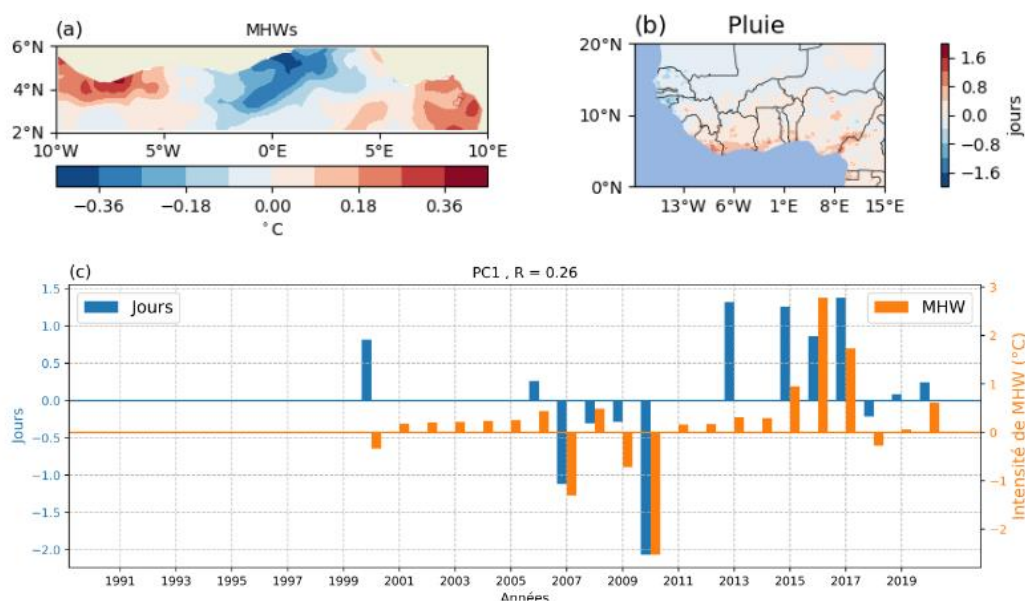


Figure 86 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 à la côte Nord du Golfe de Guinée et du nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l'Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l'USGS.

6-2- Relation entre pluies extrêmes et vagues de chaleur océaniques dans la zone équatoriale

6-2-1- vagues de chaleur océanique et pluie journalière

L'application de l'EOF multivariée aux événements de la classe 1 et les pluies journalières fait ressortir un seul mode dominant avec 91% de la variance. Ce mode est illustré par la figure 87. Il montre à travers la figure 87a des intensités élevées de MHW dans la partie Est de la zone (0°E à la côte africaine) et une partie Ouest légèrement froide (autour de -0.3°C). Cette variation des MHWs est associée à de très faibles pluies journalières moyennes (<5 mm) de 1991 à 2020 (Figure 87b). De plus, il est remarqué que les séries des deux indices indiquent un pic négatif en 1992 pour les pluies journalières et en 1993 pour les MHWs. Ce décalage temporel montre clairement que ces deux événements cités ne sont liés. De 1994 à 2017, aucun événement de ce type n'est détecté et de 2018 à 2020 des pics positifs des deux indices sont observés avec des valeurs maximales en 2020.

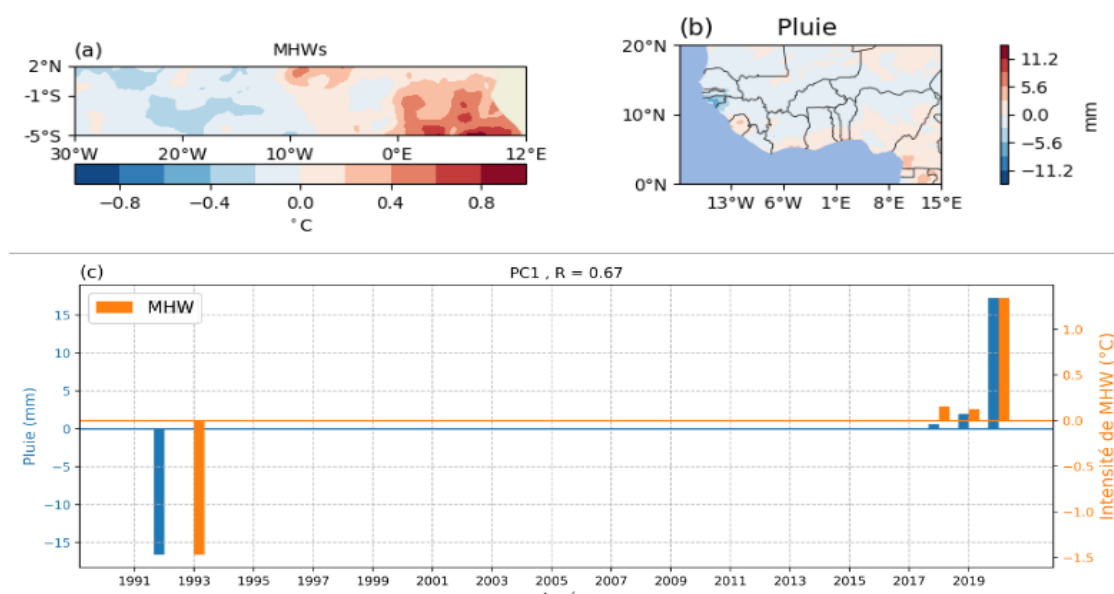


Figure 87 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

La figure 88 montre les structures spatiales et temporelles de l’EOF 1 des MHWs de la classe 2 et les pluies journalières. Cette EOF composée de l’essentielle de variance (65%) indique une zone équatoriale dominée par des intensités positives avec des intensités élevées dans sa partie Ouest ($>0, 3^{\circ}\text{C}$) (figure 88a). Ce réchauffement est lié à des pluies pendant les événements dans une partie de la zone Ouest-africaine en-dessous de 9°N jusqu’aux pays côtier de l’Afrique centrale (Figure 88b). Les valeurs de pluies journalières les plus élevées ($> 8\text{mm}$) sont observées dans les zones littorales de la Sierra Leone au Ghana et de la Guinée équatoriale au Gabon. L’évolution temporelle (Figure 88c) de ces indices montre des événements de pluies journalières associés à ce type de MHWs. Elle indique que ces pluies sont enregistrées durant la période 1996 à 2010. En effet, les pluies les plus importantes ont été enregistrées durant les années 1996 ($>12.5\text{ mm}$) et 2007 ($\sim 12.5\text{ mm}$). De plus, le refroidissement de la surface océanique de cette zone observée en 2016 (le pic négatif des MHWs en 2016) est associée à un pic négatif de pluie environ -3 mm .

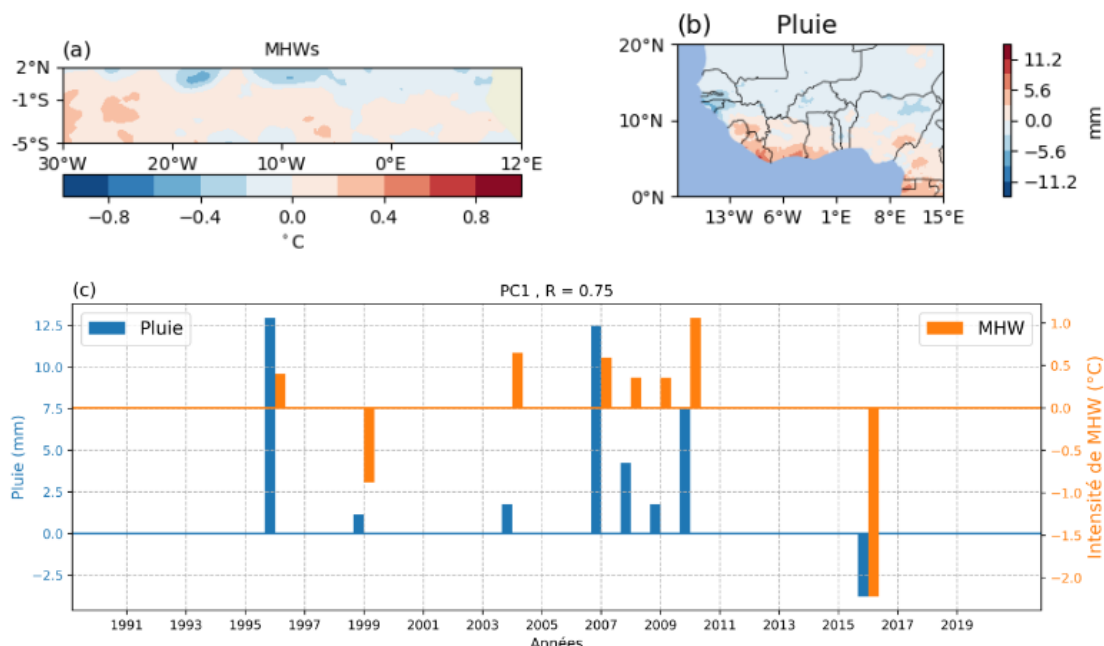


Figure 88 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c).

L’EOF1 multivariée des événements de la classe 3 et les pluies journalières représentent 71% de variance (Figure 89). La figure 89a présente une structure dipolaire de la SST caractérisée par des anomalies positives dans la partie Est (10°W à la côte africaine) dont l’intensité maximale est supérieure à 0.8°C et négatives dans la partie Ouest de cette zone. La structure spatiale des pluies journalières associées (Figure 89b) présente d’importantes pluies en Sierra Leone et une petite zone au niveau du Cape des Palmes. Le comportement temporel (Figure 89c) de ces indices indique trois pics positifs observés dont les deux premiers durant deux années consécutives, 2008 et 2009 et le troisième en 2017. La pluie de 2009 associée à une intensité de MHW moyenne de ~1°C a enregistré la valeur maximale de pluie de la série temporelle (>20 mm). Les refroidissements observés en 1998 et en 2016 sont associés à des pics négatifs de pluie.

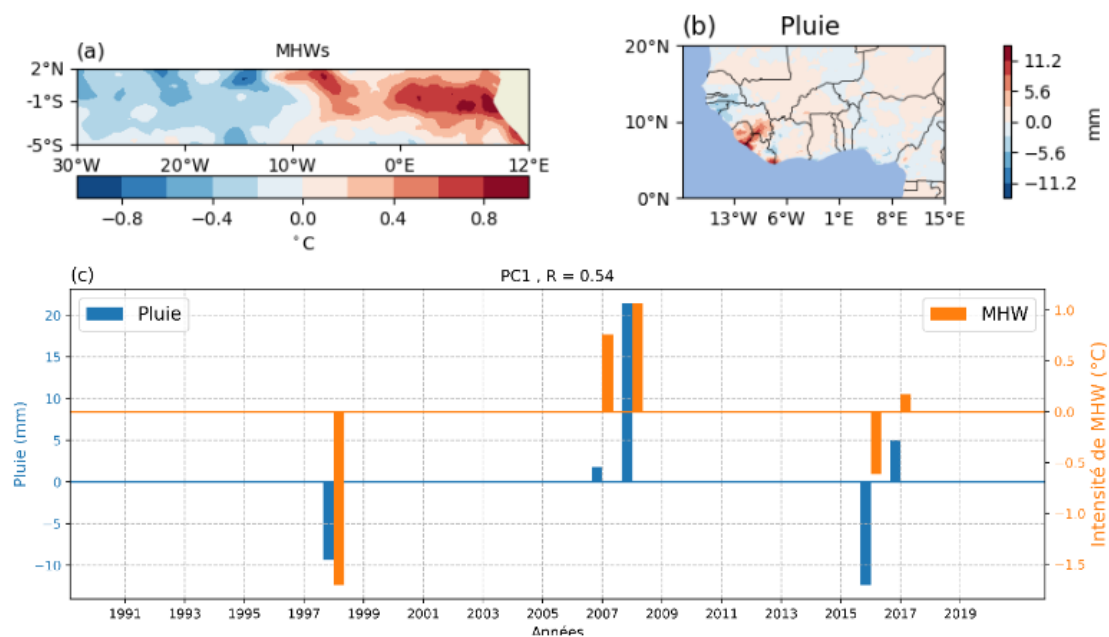


Figure 89 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

Il existe des pluies lors des événements de MHWs de la classe 4 (Figure 90 b). L’application de la méthode des EOFs multivariées de cette classe de MHWs et les pluies journalières indiquent que l’essentiel de la variance est contenue dans l’EOF 1 (75%) (Figure 90). La structure spatiale de cette EOF montre à la figure 90a une structure des MHWs pratiquement identique à celles des MHWs de la classe 1 et 3 mais avec un réchauffement à l’Ouest de 20°W. Les pluies associées sont inférieures ou égales à 10 mm dans la bande littorale de l’Afrique de l’Ouest et de l’Afrique centrale. En effet, les 2 indices évoluent dans le temps (Figure 90c) avec plusieurs pics positifs notamment en 2008, 2018, 2019 et 2020. Les pics négatifs les plus remarquables sont ceux de 1991 et 1995.

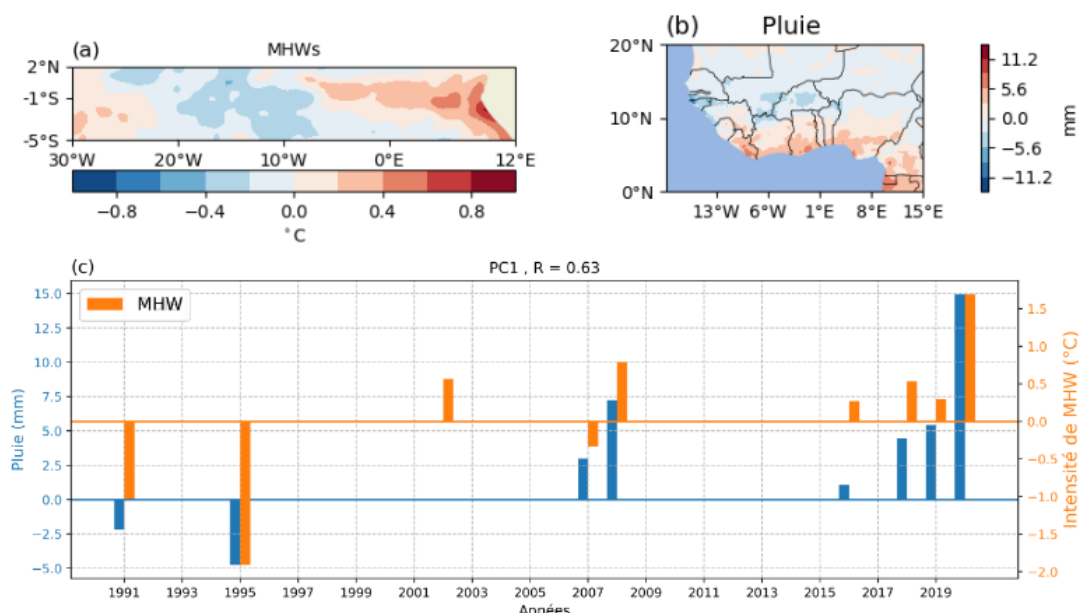


Figure 90 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la bande équatoriale et les pluies journalières en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

6-2-2- Vagues de chaleur océaniques et intensité de jours pluvieux

Le mode dominant de l’EOF multivariée des MHWs de la classe 1 et de l’intensité des jours pluvieux explique 78% de la variance (Figure 91). Il indique la même structure spatiale pour les MHWs (Figure 91a), et une structure spatiale de l’intensité des jours pluvieux (Figure 91b) différentes des précédentes. Cette dernière structure est caractérisée par des valeurs élevées d’intensités des jours pluvieux (>36 mm/jour) au nord de la Côte d’Ivoire (Figure 91b). Quant à la variation temporelle (Figure 91c), elle montre une évolution importante pendant les trois dernières années de la période d’étude (2018-2020) avec des pics positifs d’intensité des jours pluvieux associés à des événements de MHWs. Le refroidissement de 1993 n’a eu aucun impact sur l’intensité des jours pluvieux.

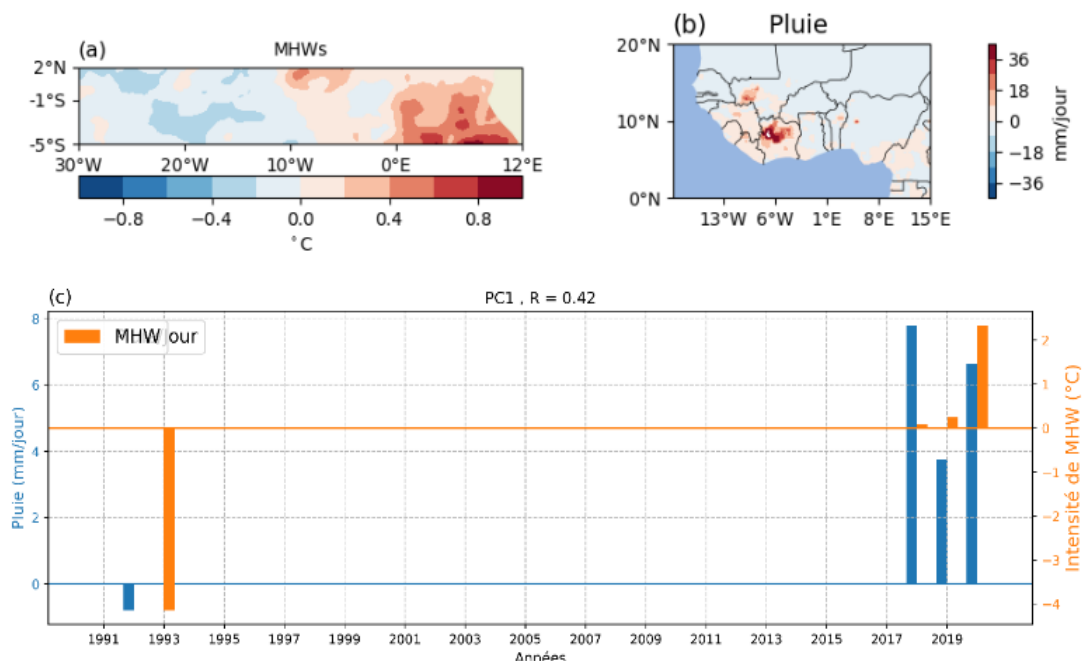


Figure 91 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la bande équatoriale et intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c).

La figure 92 montre les distributions spatiale et temporelle de l’EOF1 de SDII et les MHWs de la classe 2 expliquant 90% de la variance. Elles sont obtenues en appliquant l’EOF multivariées entre ces indices. En effet, la structure des MHWs (Figure 92a) a été décrite dans les sections précédentes. Par contre, la structure spatiale de SDII indique une nouvelle répartition de cet indice (Figure 92b) Cette répartition fait remarquer une élévation de SDII dans une partie du Liberia, de la Côte d’Ivoire et de la Guinée où des intensités supérieures à 20 mm/jour sont observées. L’évolution temporelle (Figure 92c) de l’intensité des jours pluvieux indique plusieurs pics positifs de SDII associés aux MHWs dont le plus important est observé en 1996. Un important pic négatif est aussi observé en 2010 avec une valeur minimale de ~39 mm/jour

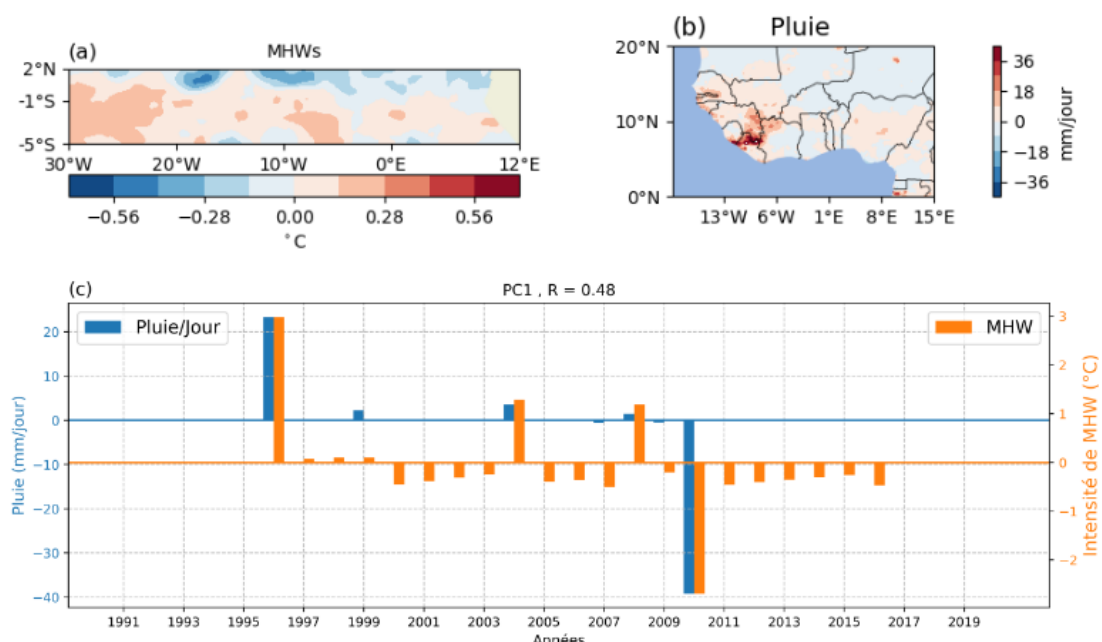


Figure 92 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de classe 2 dans la bande équatoriale et intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

L’EOF 1 obtenue de l’application des EOFs multivariées entre les MHWs de la classe 3 et SDII est illustrée à la figure 93. Lors des événements des intensités élevées des jours pluvieux (Figure 93b) sont observées au Nigeria et dans une petite zone à l’Ouest du Cape des Palmes avec des valeurs supérieures à 36 mm/jour. Ces fortes intensités des jours pluvieux (Figure 93c) se caractérisent par un pic positif en 2008 avec une valeur de SDII supérieure à 36 mm/jour et des pics négatifs en 1998 et 2016.

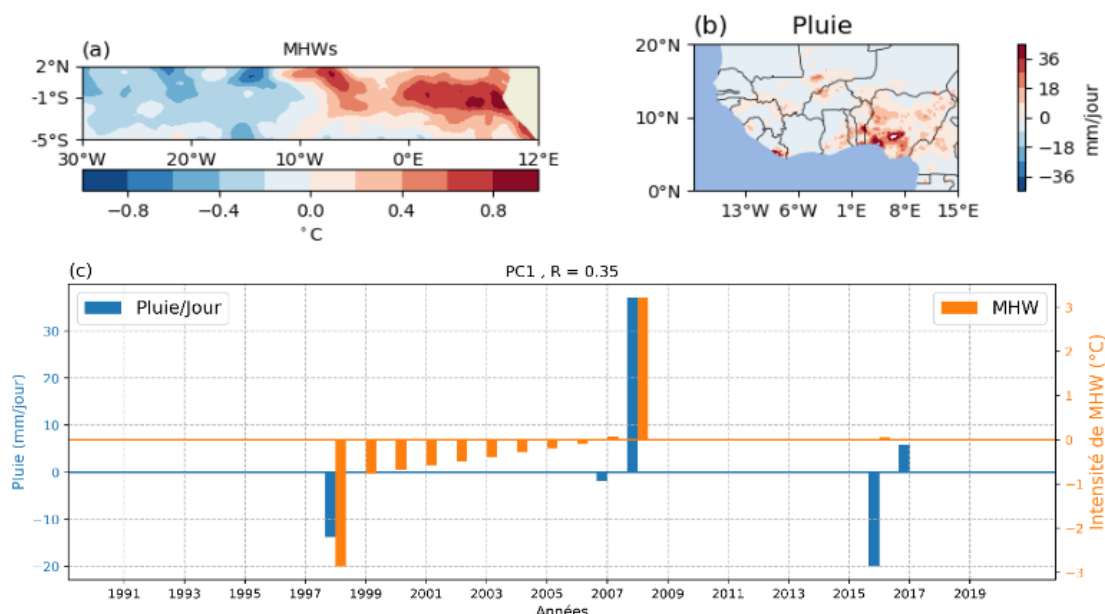


Figure 93 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la bande équatoriale et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

L’EOF 1 obtenue suite à une application de la méthode des EOFs multivariées entre les MHWs de la classe 4 et SDII pendant les événements est illustrée par la figure 94. Elle présente 68% de la variance expliquée. Lors des événements de MHWs, des intensités élevées de SDII (>18 mm/jour) sont observées dans la partie Est de la zone dans certaines régions au Nigeria et au Cameroun (Figure 94 b). Ces intensités des jours pluvieux se caractérisent par plusieurs pics positifs dont le plus important (>20mm/jour) est observé en 2007. Le pic le plus élevé des MHWs est observé en 2020 et est associé à un SDII moins élevé (<5 mm/jour). Un pic négatif de SDII est aussi observé en 1991 associé à un refroidissement de la surface océanique.

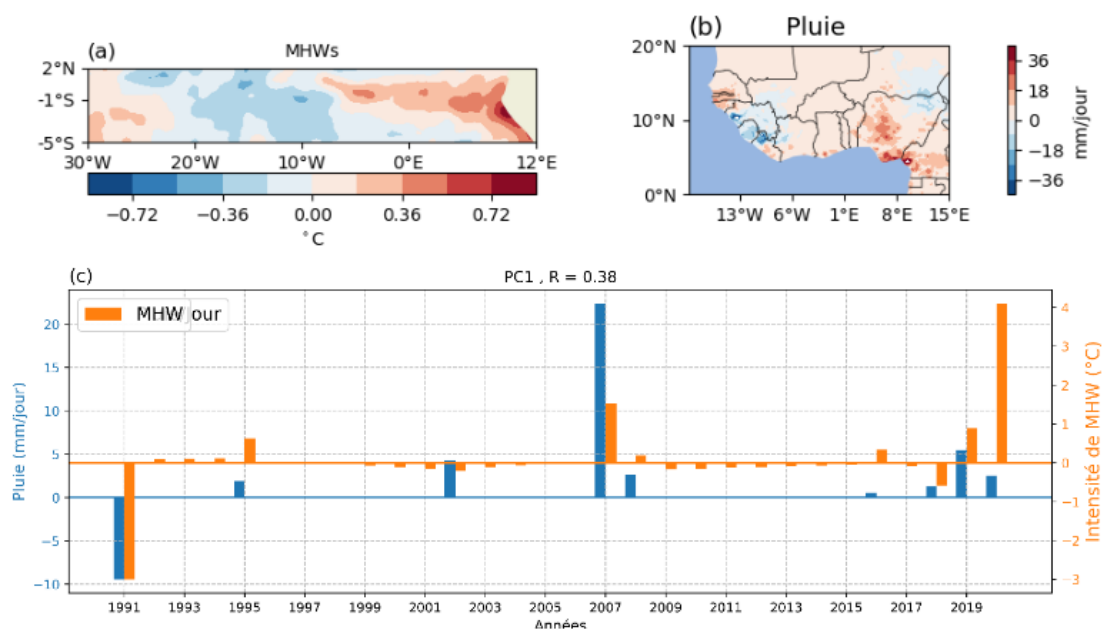


Figure 94 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur océaniques de la classe 4 dans la bande équatoriale et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

6-2-3- Vagues de chaleur océaniques et nombre maximal de jours pluvieux

La structure de l’EOF1 multivariée (Figure 95) entre les MHWs de la classe 1 et CWD pendant les événements de MHWs de la classe 1 enregistre 64% de la variance expliquée. Elle présente un jour de pluie au maximum dans les zones littorales situées à l’Est de la zone d’étude (Figure 95b). L’évolution temporelle de l’indice CWD indique des pics négatifs en 1992 et en 2018 (Figure 96c). De 1993 à 2017 elle est restée nulle et de 2019 à 2020, elle a enregistré deux pics positifs d’un jour de pluie au maximum.

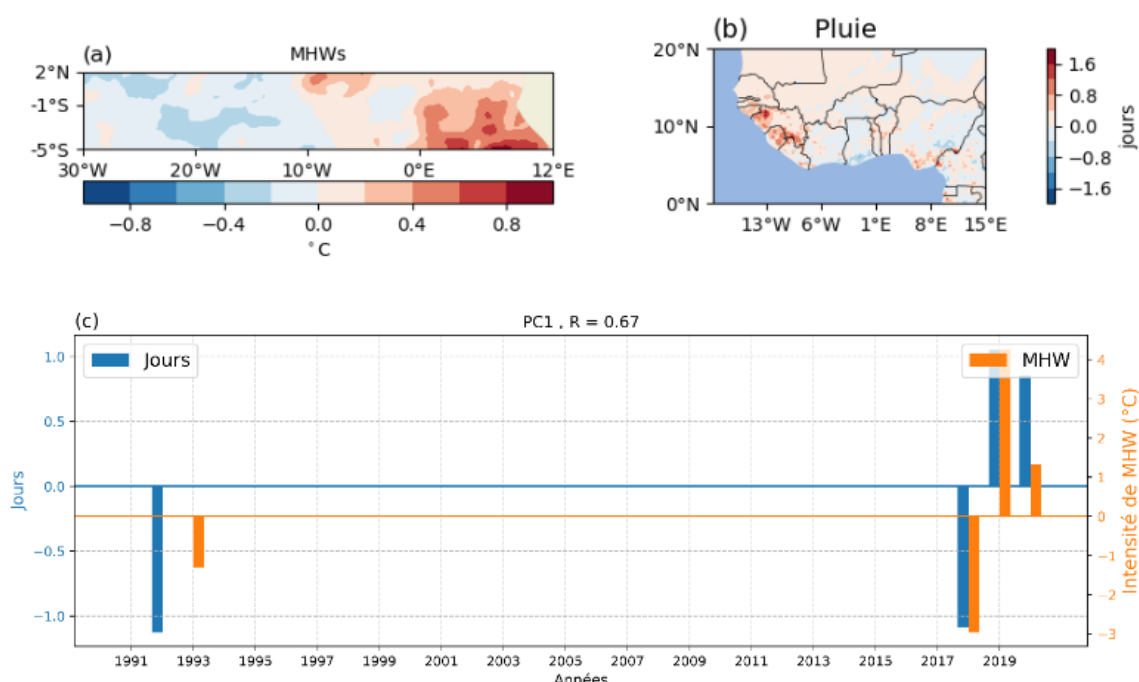


Figure 95 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c).

L’évolution spatio-temporelle des MHWs de la classe 2 et le CWD s’explique par une seule EOF représentant 68% de la variance expliquée (Figure 96). La structure spatiale des MHWs (figure 96a) est similaire aux précédentes par contre, celle du CWD présente les zones d’Est et d’Ouest comme les zones du nombre élevé de jours pluvieux (Figure 96b). Cette variation du CWD associée à ce type de MHW est semblable à celle du CWD étudiée dans le chapitre V. L’évolution temporelle des MHWs est corrélée significativement avec celle du nombre de jours pluvieux (Figure 96c). Ces évolutions indiquent que la fréquence élevée des pics positifs est observée durant la décennie 2000-2010. Elles mettent en évidence aussi des pics négatifs importants en 1999 et en 2016.

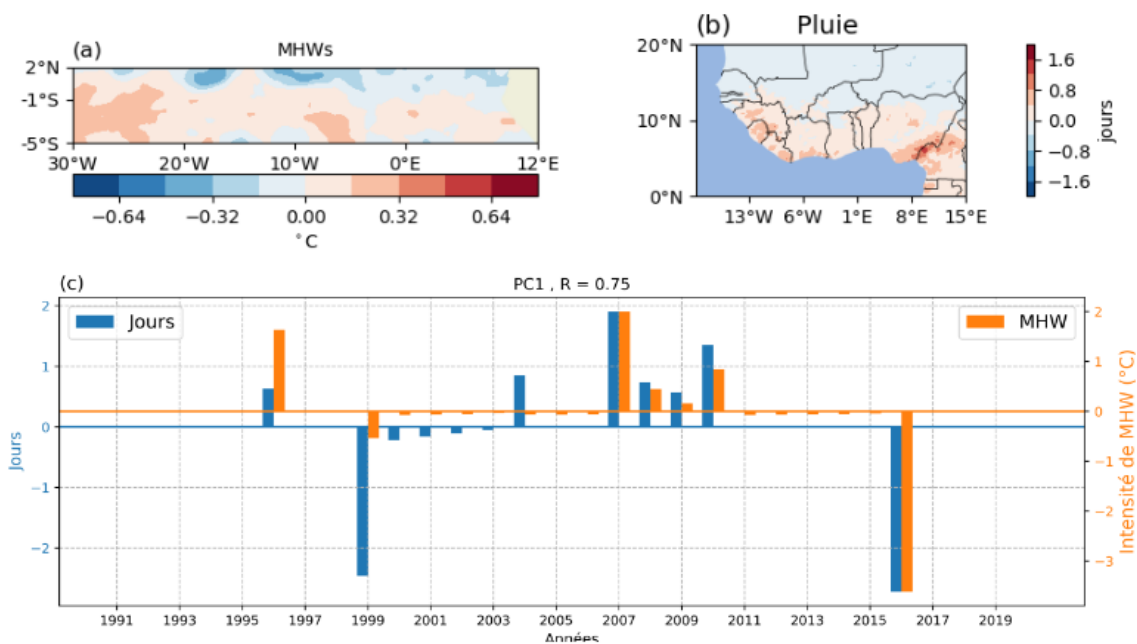


Figure 96 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues chaleur la classe 2 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

L’essentielle de la variance est expliquée par l’EOF 1 (57%) (Figure 97) obtenue après l’application de la méthode des EOFs multivariées. Elle indique que lors des événements de MHWs de la classe 3, des valeurs positives de CWD sont observées dans toute la zone de l’Afrique de l’Ouest (Figure 97b). Toute comme la figure 96b, elle montre les mêmes zones de CWD élevé c’est-à-dire dans la partie Ouest et Est de la zone étude. Les séries temporelles (Figure 97c) associées sont restées nulles de 1991 à 1997, de 2009 à 2015 et de 2018 à 2020. Elles présentent des pics négatifs de 1998 à 2006 et en 2017. Les pics positifs sont pour les années 2007, 2008 et 2017 et ne dépassent pas un jour de pluie.

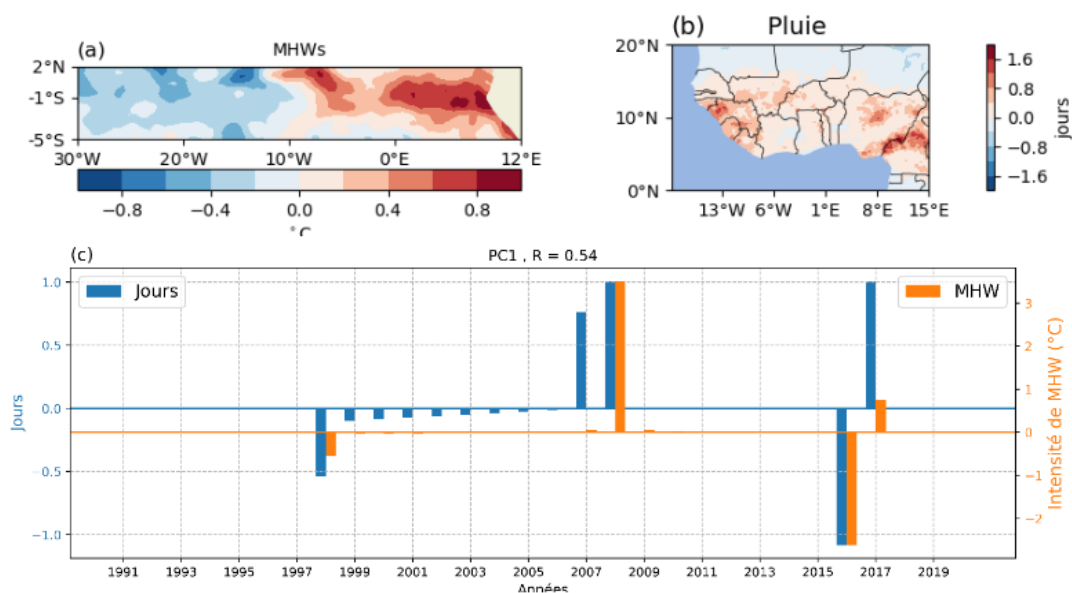


Figure 97 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

L’EOF1 des événements de MHWs de la classe 4 et CWD présente 53% de la variance expliquée (Figure 98). La figure 98b indique des valeurs positives de CWD dans les pays côtiers, de la Sierra Leone au Gabon. Ces valeurs varient entre 0.5 et 1 jour de pluie. Les séries temporelles (Figure 98c) montrent moins de pics négatifs dont le plus important est celui de 1991. Plusieurs pics positifs sont observés, en 1995, 2002, 2007, 2008, 2016, 2018, 2019 et en 2020. Le pic le plus important de la série de CWD est observé en 2007.

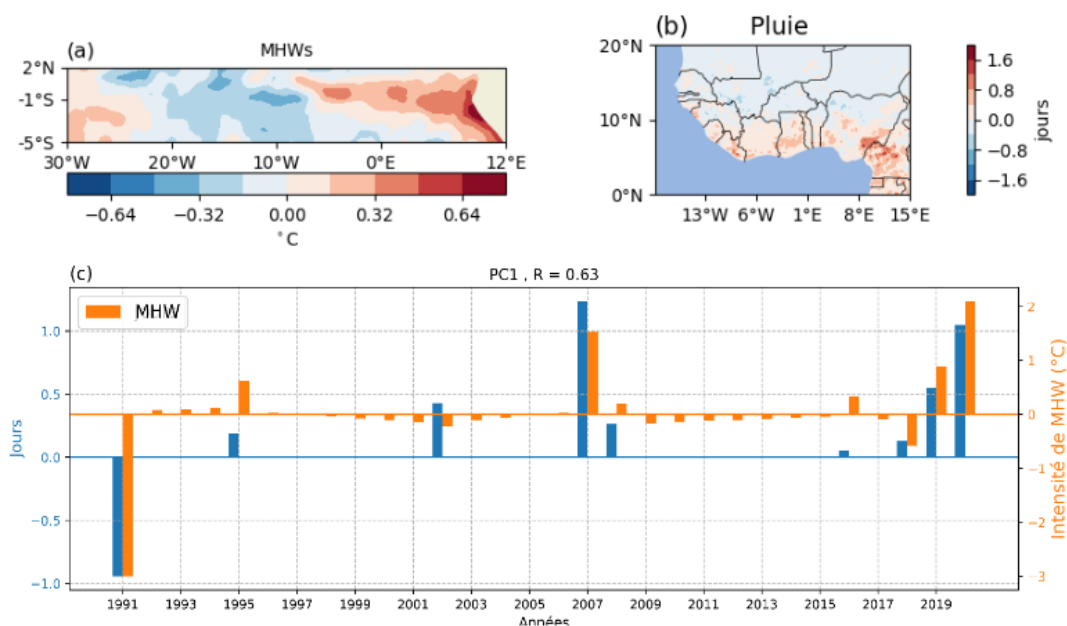


Figure 98 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la bande équatoriale et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

6-3-. Relation entre pluies extrêmes et vagues de chaleur océaniques à la côte Congo-Gabon

6-3-1- Vagues chaleur océaniques et pluie journalière

L’EOF 1 des MHWs de la classe 1 et les pluies journalières présente 74% de la variance expliquée. Elle est illustrée par la figure 99. Elle indique à travers la figure 99a une structure des intensités des MHWs qui est importante dans la partie Ouest de la zone avec une intensité supérieure à 0.6°C. La partie Est se caractérise par un refroidissement. Ce refroidissement correspond à l’upwelling côtier de cette région. De plus, l’évolution spatiale des pluies (Figure 99b) est positive en dessous de 7°N dans les pays de l’Afrique de l’Ouest et vers les pays de l’Afrique Centrale dans la partie Ouest. Les valeurs positives ne dépassent pas les 10 mm. Les évolutions temporelles (MHWs et pluie) (Figure 99c) indiquent des valeurs nulles de ces deux indices de 1991 à 2009. En 2010, un pic négatif de la pluie et des MHWs est observé. Les pics positifs de ces séries sont observés en 2015 et 2016.

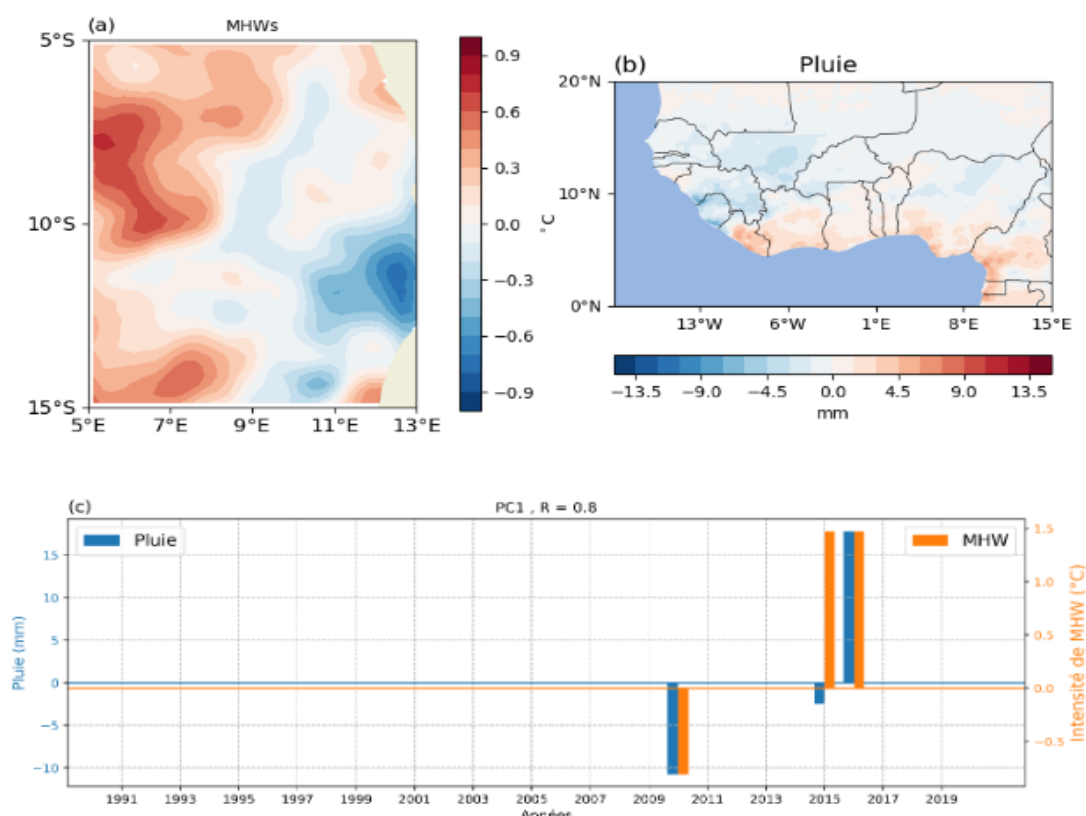


Figure 99 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la zone Congo-gabonaise et pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

Le mode dominant de l’EOF associé aux MHWs de la classe 2 et aux pluies journalières est représenté par la figure 100 (EOF1). Il contient 81% de variance expliquée. La structure des MHWs (Figure 100a)) indique réchauffement dans la grande partie de la zone avec des intensités inférieures ou égales à 0.7°C. Il est aussi à noter que la partie Sud-Ouest de la zone est marquée par des anomalies négatives de la SST. En effet, à cette structure des MHWs est associée des pluies de plus de 9mm dans les zones littorales du Liberia au Nigeria (Figure 100b). Ainsi, les composantes temporelles des pluies (Figure 100c) sont marquées par des pics négatifs durant la période 1996 -2001. Les pics positifs de la série de pluie sont pour les années 1996, 2006, 2007 et 2020. Cependant, seuls les pics de 2006 et de 2020 sont associés aux MHWs.

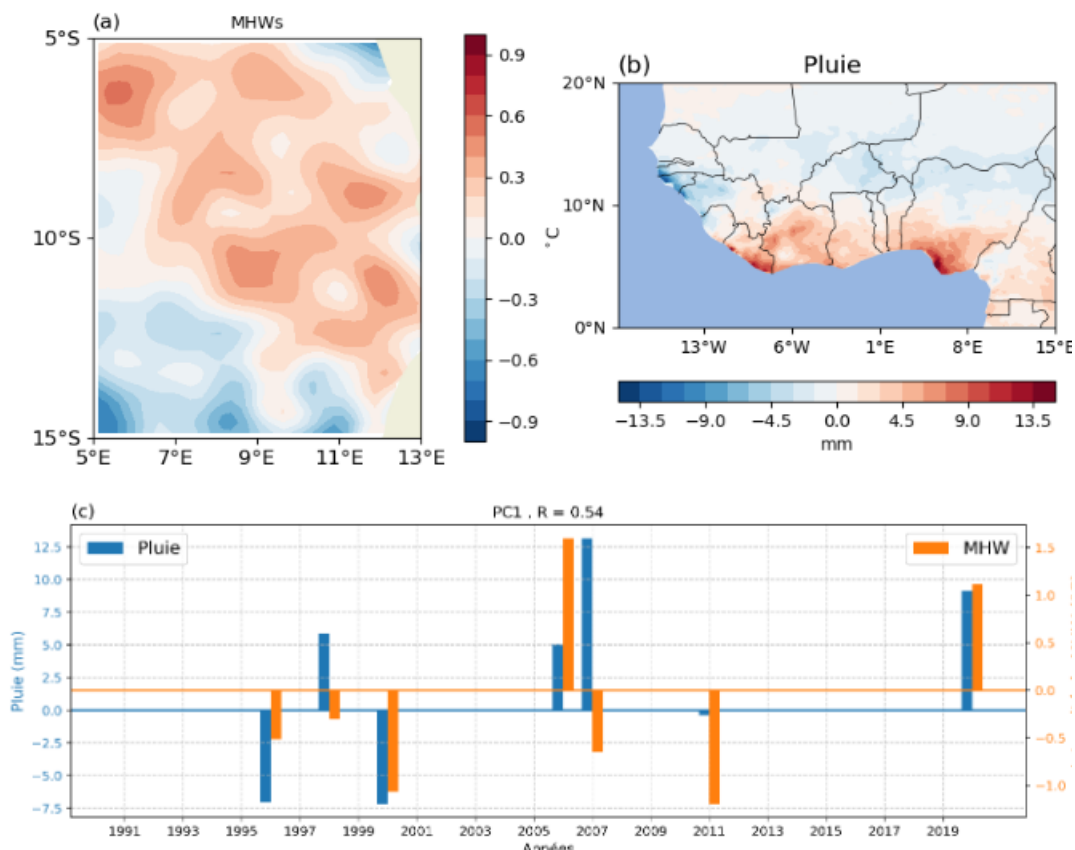


Figure 100 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la zone Congo-gabonaise et le cumul journalier de pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

L’EOF multivariée entre les MHWs de la classe 3 et les pluies journalières présente 68% de la variance expliquée (Figure 101). Elle indique (Figure 101a) la présence de MHWs dans la partie nord et à la côte avec des intensités pouvant atteindre 0.6°C. Cette structure des MHWs est associée à de pluies très faibles (Figure 101b) dans la zone de l’Afrique de l’Ouest mais à des pluies un peu plus élevées dans la zone Congo-gabonaise. Leurs séries temporelles (Figure 101c) présentent une fluctuation durant la période 2000-2007, entre des valeurs positives en 1991, 2000 et en 2006, et des valeurs négatives en 1995 et en 2005.

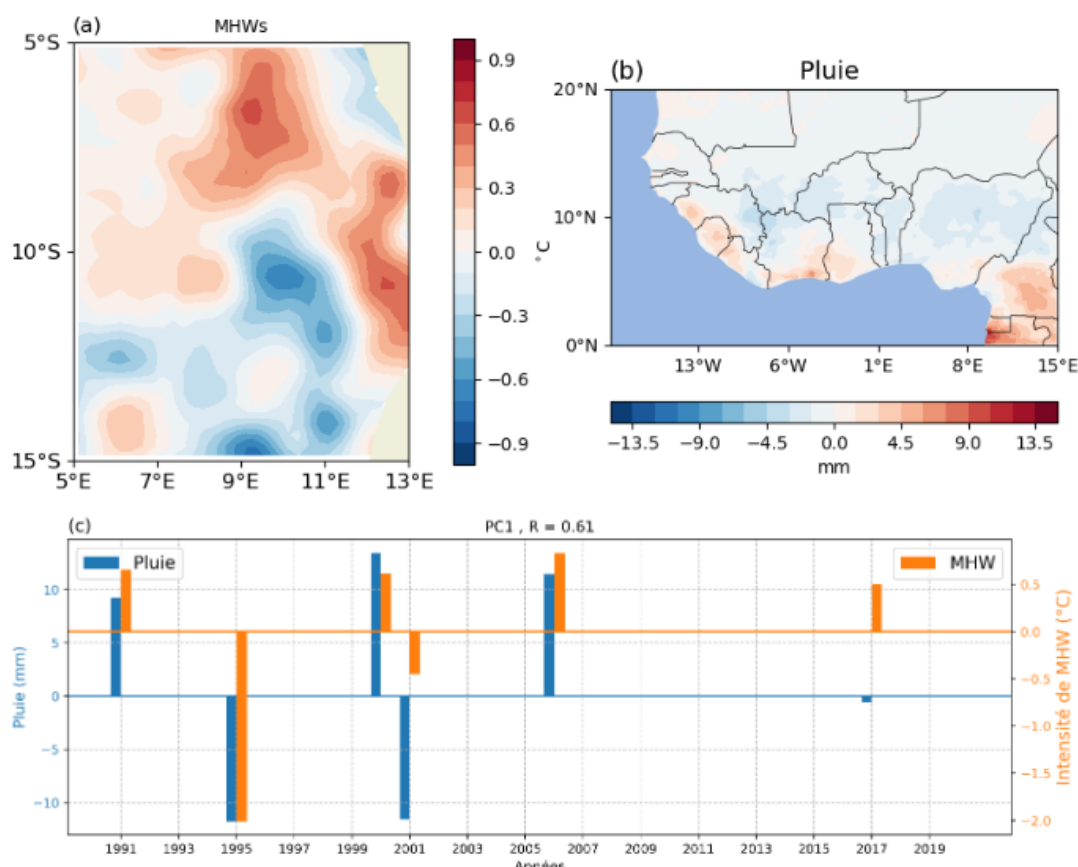


Figure 101 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la zone Congo-gabonaise et pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

L’EOF 1 de 81% de variance expliquée représente le principal mode issu de l’application de l’EOF multivariée entre les MHWs de la classe 4 et les pluies (Figure 102). La structure de l’EOF des MHWs (Figure 102a) indique un réchauffement Ouest-Est qui est l’opposée de la structure des MHWs de la classe 1 (Est-Ouest). Cette structure correspond à des intensités supérieures à 0,6°C. L’évolution spatiale des pluies associée à ces événements (Figure 102b) indique la présence de pluies pouvant atteindre des quantités de 9 mm en Afrique de l’Ouest, au Liberia et au Ghana. La composante temporelle (Figure 101c) présente une variabilité importante de ces indices depuis 1991 avec sa valeur maximale en 1999 et sa valeur minimale en 2017.

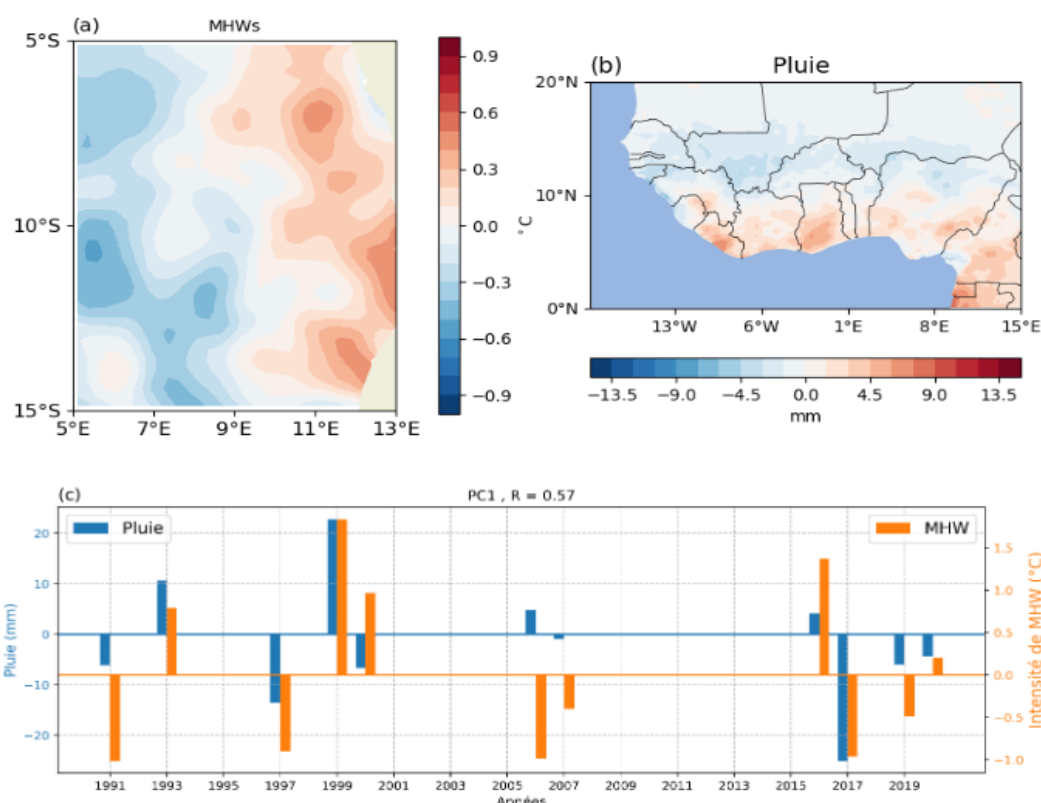


Figure 102 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la zone Congo-gabonaise et pluies en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

6-3-2- Vagues de chaleur océaniques et l’intensité des jours pluvieux

Le mode suivant correspond à l’EOF 1 et contient 69% de la variabilité totale des MHWs de la classe 1 et SDII (Figure 103). Cette structure des MHWs (Figure 103a) a déjà été décrite et celle de l’intensité des jours pluvieux se caractérise par de précipitation dans plusieurs endroits de l’Afrique de l’Ouest, avec des pluies qui peuvent atteindre 36 mm/jours. L’évolution temporelle (Figure 102c) de ces indices a connu une augmentation de 2011 à 2014. Il est aussi important de faire remarquer que le pic positif de MHWs le plus élevé (en 2016) n’est associé à aucune intensité de jours pluvieux.

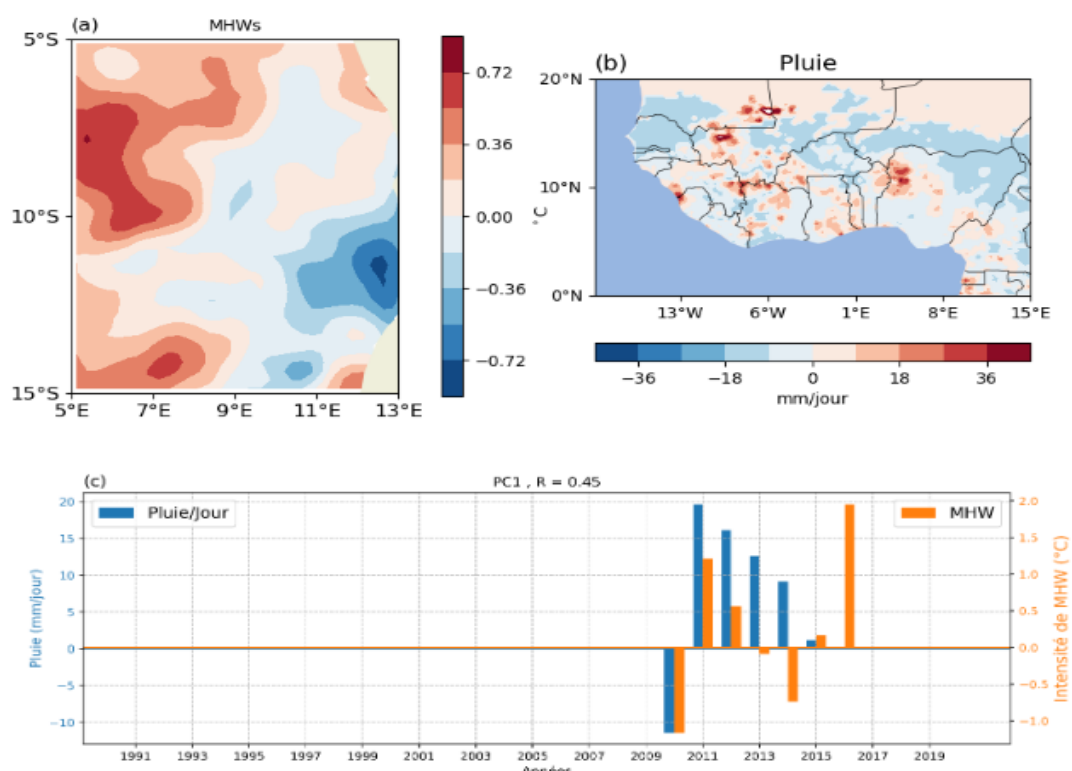


Figure 103 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la zone Congo-gabonaise et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

L’EOF 1 présente 78% de la variabilité totale des MHWs de la classe 2 et le SDII (Figure 104). La variation spatiale du SDII (Figure 104b) se caractérise par de précipitation en Côte d’Ivoire, en Guinée et au Liberia, avec des intensités de pluies maximales qui peuvent atteindre plus de 36 mm/jour dans ces zones. Cette structure est pratiquement égale à celle mise en évidence par la figure 91a. Ce qui pourrait indiquer que les intensités des jours pluvieux de ces zones sont impactées par les MHWs de la classe 2 à l’équateur et à la côte Congo-Gabon. L’évolution temporelle (Figure 104c) de ces indices montre plus de pics entre 1996 et 2007. Durant cette période, ces indices atteignent leurs valeurs maximales (en 2007) et minimales (en 2000).

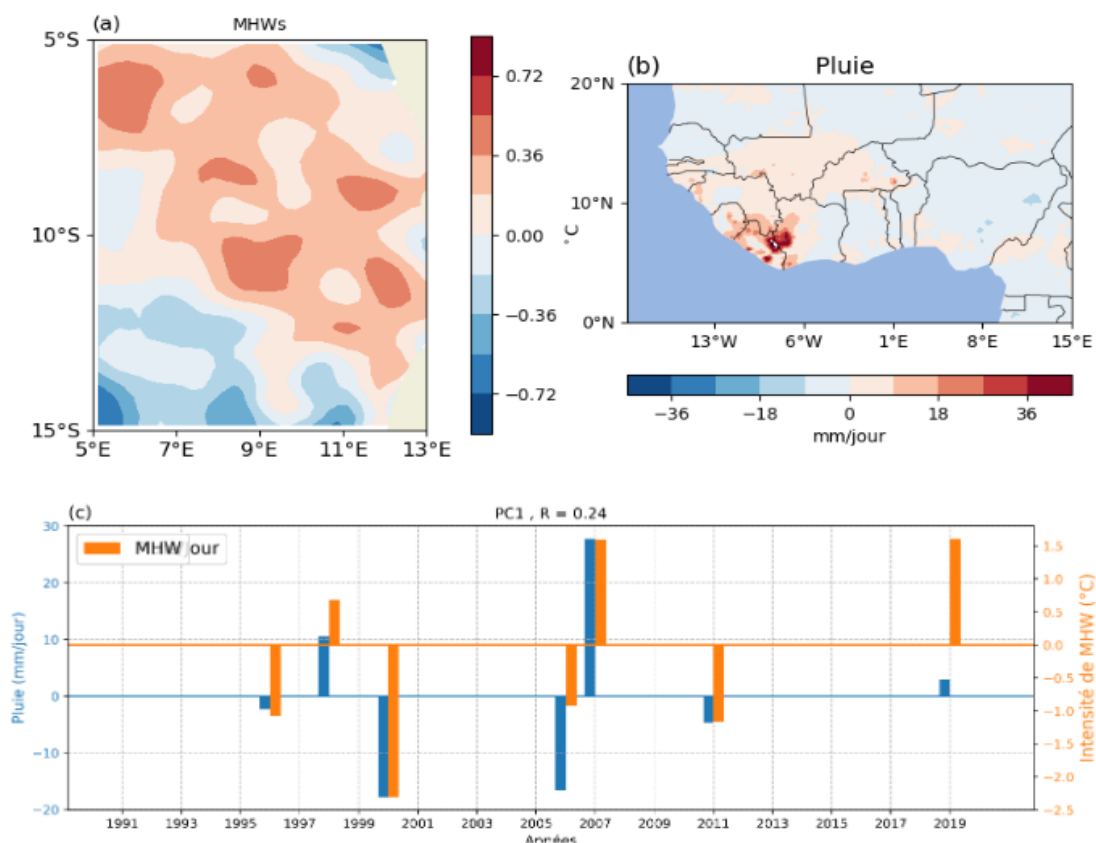


Figure 104 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la zone Congo-gabonaise et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

L’EOF 1 composée de 81% de la variabilité totale des MHWs de la classe 3 et SDII (Figure 105). Elle met en évidence des variations spatiales de la précipitation dans la zone (Figure 105b). Cette variation indique une quantité élevée de pluie du Ghana au Nigeria. L’évolution temporelle (Figure 105c) de ces indices montre une augmentation qui se traduit par des pics positifs en 1995, en 2001 et en 2006.

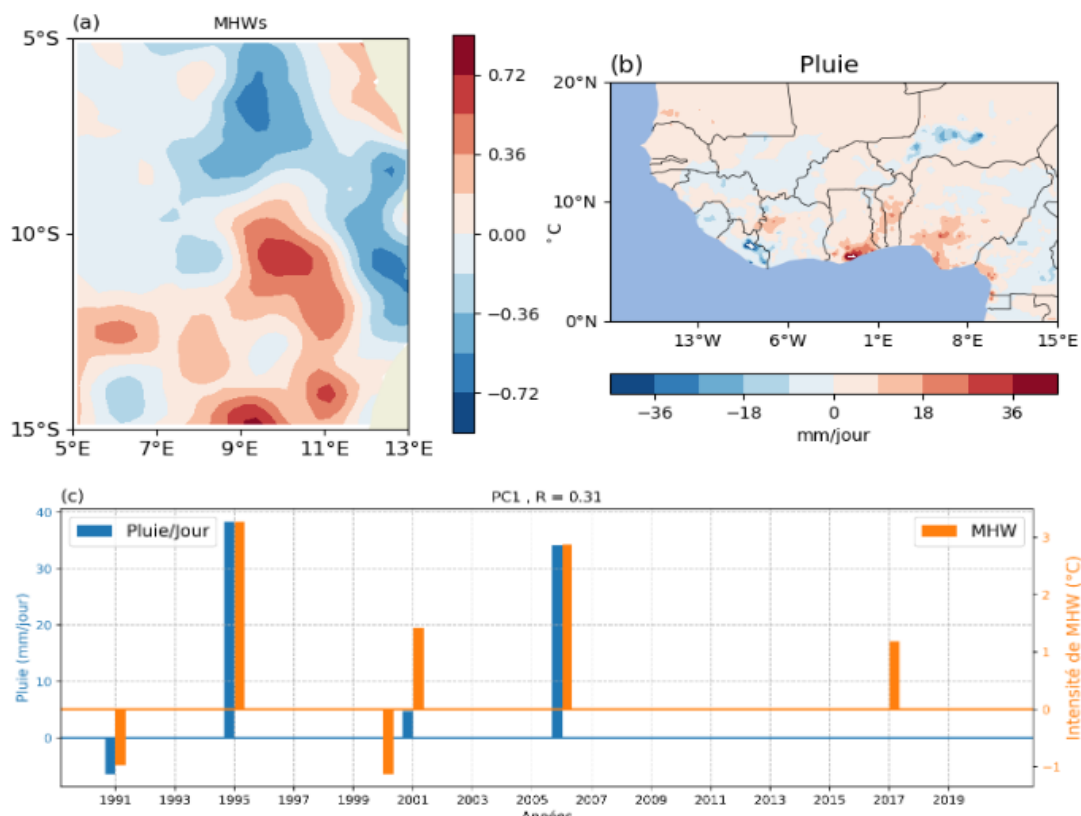


Figure 105 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la zone Congo-gabonaise et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

L’EOF 1 présente 71% de la variabilité totale des MHWs de la classe 4 et du SDII (Figure 106). La structure spatiale de l’intensité des jours pluvieux (Figure 106b) montre des valeurs positives de l’intensité des jours pluvieux dans les zones soudanienne et sahélienne, avec des intensités de pluies maximales qui dépassent 36 mm/jours pendant les événements au Niger. L’évolution temporelle (Figure 106c) de ces indices montre son pic maximal en 1993 (>10 mm/jour) et son pic minimal en 2000 environ -9.5 mm/jour.

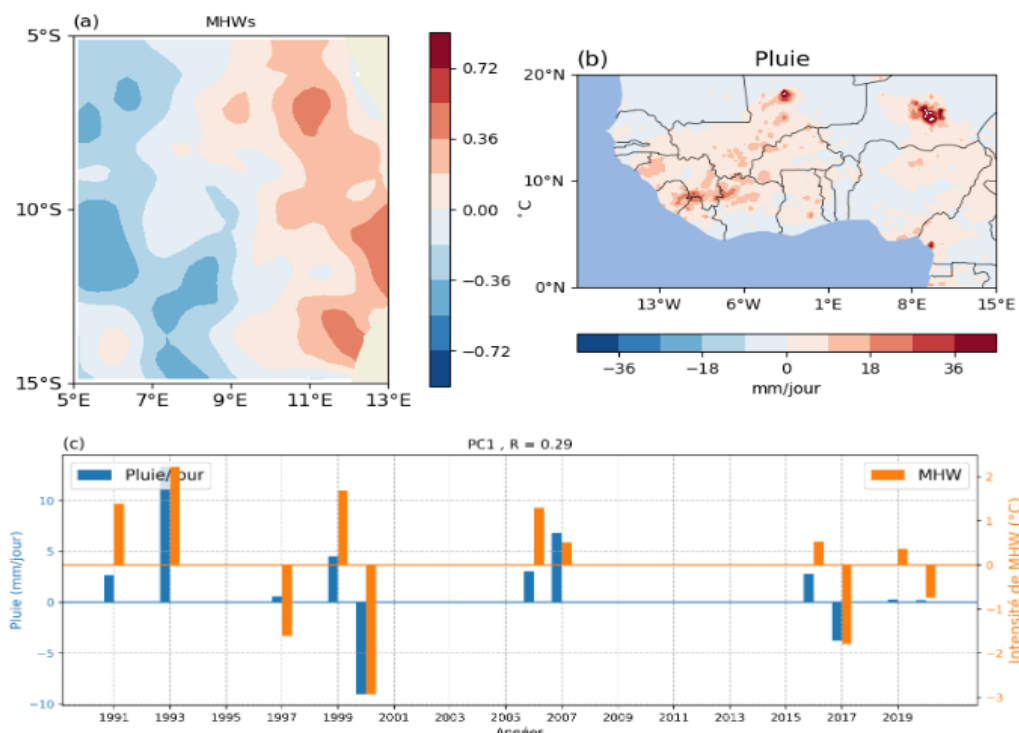


Figure 106 : Structures spatiale et temporelle du premier mode de des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la zone Congo-gabonaise et l’intensité des jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

6-3-3- Vagues de chaleur et le nombre maximal de jours pluvieux consécutifs

La structure de l’EOF 1 (Figure 107) des MHWs de la classe 1 et du CWD enregistre respectivement 60% de la variance expliquée. Elle présente au maximum un jour de pluie dans les zones littorales et à l’Est de la zone d’étude (Figure 107b). Ces jours de pluie moyenne se caractérisent par une évolution temporelle (Figure 107c) avec un pic négatif important en 2010 et un autre positif important en 2016.

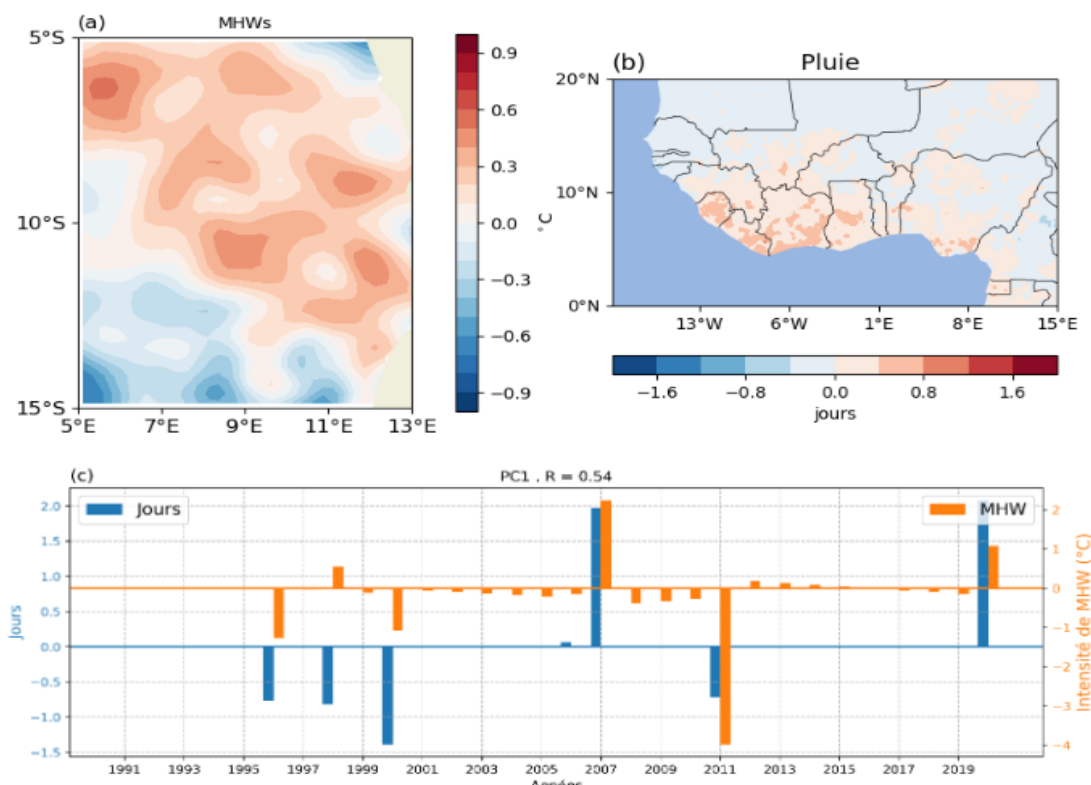


Figure 107 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 1 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

Le premier mode issu de l’application de la méthode des EOFs multivariées entre les MHWs de la classe 2 et le CWD enregistre l’essentielle de la variance (53%) (Figure 108). Il indique un maximum d’un jour de pluie de la Guinée au Ghana (Figure 108b). Les séries temporelles associées montrent le pic négatif le plus important des jours pluvieux en 2000 et celui des MHWs en 2011. Elles indiquent aussi deux pics positifs dont l’un en 2007 et l’autre en 2020 (Figure 108c).

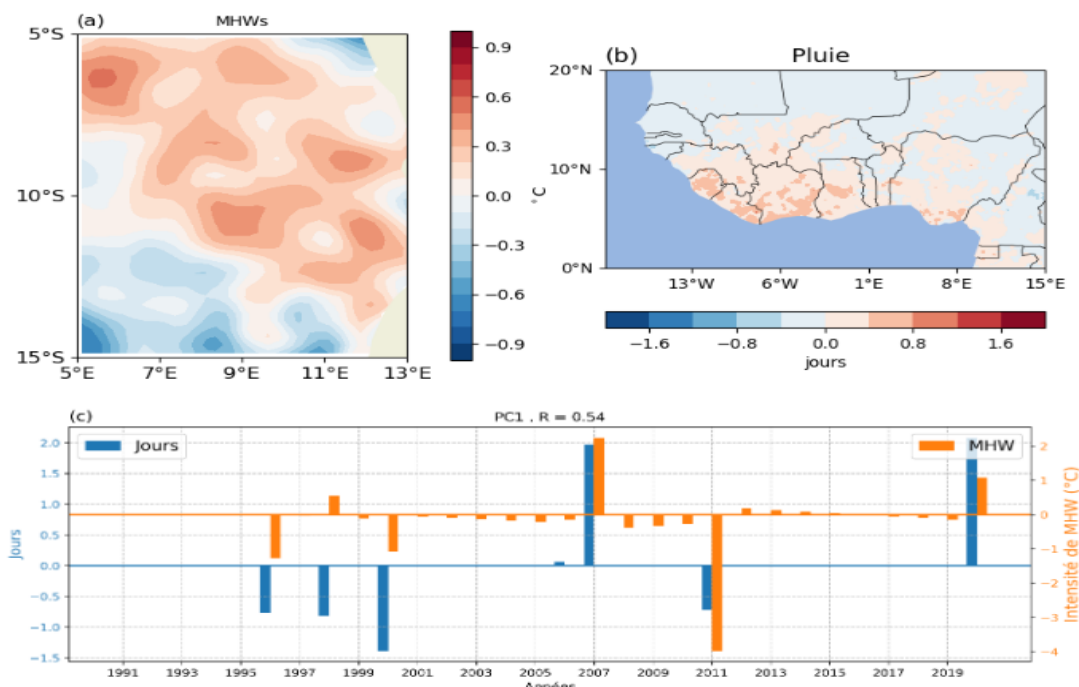


Figure 108 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 2 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

La structure de l’EOF1 entre les MHWs de la classe 3 et le CWD est illustrée par la figure 109. Elle enregistre 69.12% de la variance et présente au maximum environ 1.5 jours de pluie dans certaines zones littorales et à l’Est de la zone d’étude (Figure 109b). Ce nombre de jour de pluie se caractérise par deux pics positifs associés aux événements de MHWs en 1995 et en 2001 (Figure 109c).

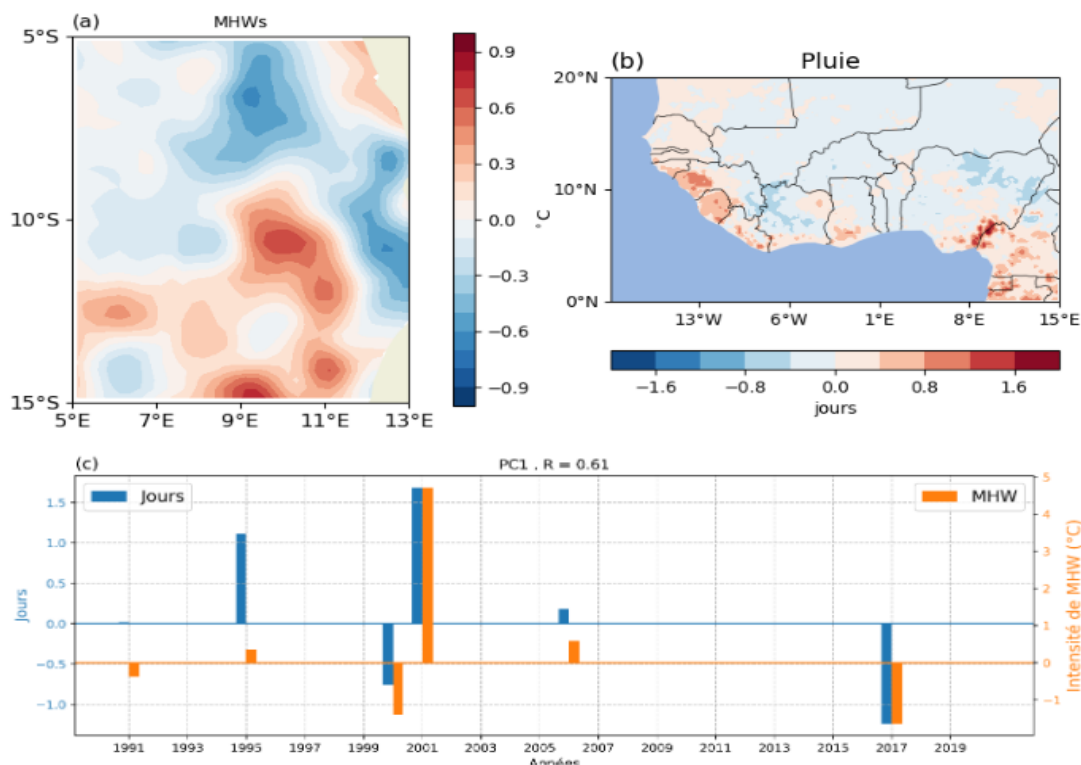


Figure 109 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 3 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPS de l’USGS.

L’EOF 1 entre les événements de la classe 4 et le CWD présente 58% de variance (Figure 110). Lors des événements, elle indique un jour pluvieux dans les pays côtiers de la Guinée et au Gabon (Figure 110 b). Sa composante temporelle est positive en 1991, 1993, 1999 et en 2016 (Figure 110c).

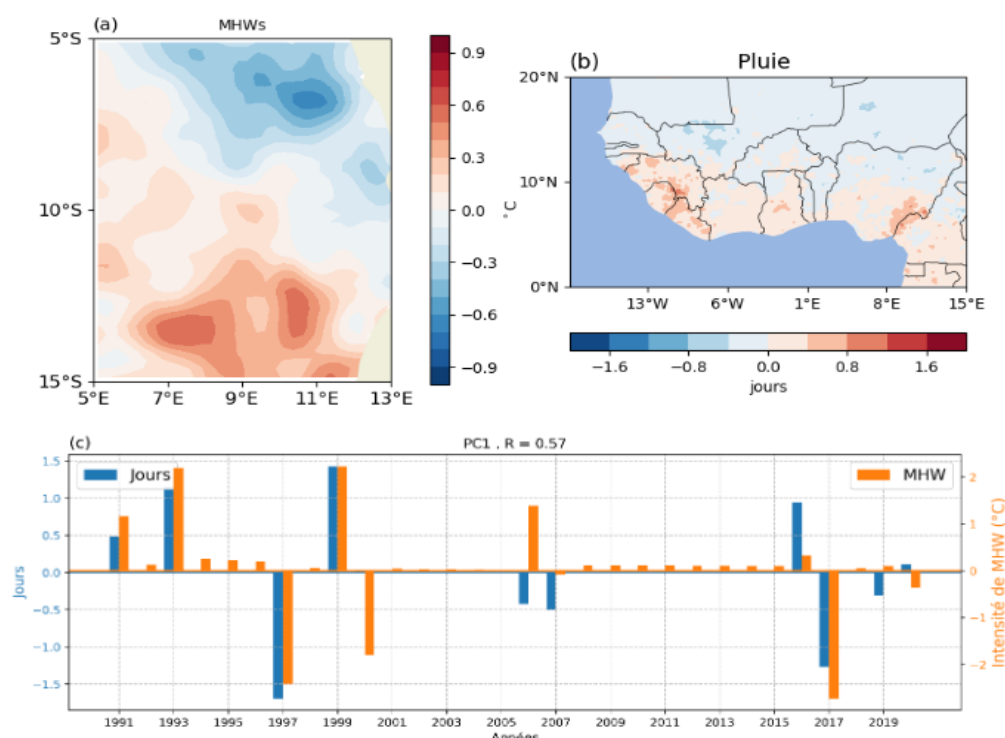


Figure 110 : Structures spatiale et temporelle du premier mode des événements de vagues de chaleur de la classe 4 dans la zone Congo-gabonaise et le nombre maximal de jours pluvieux en Afrique de l’Ouest pendant les événements.

La structure des MHWs est représentée par (a), celle des pluies par (b) et les évolutions temporelles des MHWs (diagramme orange) et des pluies (diagramme bleu) par (c). Les données utilisées pour la réalisation de ces figures sont les données journalières OISST de NOAA et CHIRPSs de l’USGS.

6-4- Discussion

La relation entre les MHWs à la côte nord du GG et les pluies journalières indique une élévation des pluies dans les régions littorales de l’Afrique de l’Ouest. Ce qui suggère un impact de ces événements sur la pluviométrie de cette région. L’importance de cet impact est liée à la classe de l’événement de MHW. En effet, les pluies sont moins importantes pour une MHW de classe élevée dans la zone I. Ce qui met en évidence le rôle important joué par les SSTs chaudes sur l’évolution de la pluviométrie de cette zone, comme l’ont montré Sourav *et al.* (2021). Selon ces auteurs la SST dans l’Atlantique est liée à un renforcement de la dépression thermique saharienne, et à une augmentation de l’humidité et de l’énergie statique humide dans la basse troposphère au-dessus de l’Afrique de l’Ouest. Cependant, ces événements qui se produisent au niveau de la côte nord du GG impactent plus la pluvieux en Afrique de l’Ouest quelle que soit leur classe. Ce qui concorde avec les travaux de Koné *et al.* (2022), qui indiquent une élévation

d'évaporation dans cette zone durant les MHWs associées à des vents dirigés vers le continent. Ensuite, des événements de MHWs qui se manifestent dans la bande équatoriale impactent la pluviométrie en Afrique de l'Ouest. Ce qui concorde avec les résultats de Caniaux *et al.* (2011), qui ont mis en évidence le rôle important de la SST de l'Atlantique équatorial sur l'évolution de la mousson Ouest-africaine. En effet, les MHWs de cette région n'affectent pas uniquement les pays de la zone littorale de l'Afrique de l'Ouest, mais étendent leur impact sur la zone soudanienne. Cette influence est montrée par une bonne corrélation avec les pluies journalières et aussi avec les intensités maximales de jours pluvieux. Ce qui pourrait être expliquée par un transfert de l'humidité océanique vers le continent, selon le mouvement trans-équatorial des vents de l'hémisphère Sud (Lavaysse *et al.*, 2010; Caniaux *et al.*, 2011). Enfin, les MHWs à la côte Congo-Gabon ont eux aussi un impact sur la pluviométrie en Afrique de l'Ouest. Cette observation a été partagée par Kouadio *et al.* (2003) qui ont montré que lorsqu'il y a un excès d'évaporation dans le bassin Atlantique sud-équatorial, cet excès d'humidité est transporté vers l'Afrique de l'ouest par des alizés plus forts que la normale.

Conclusion partielle

Cette étude a mis en évidence la relation entre les MHWs se manifestant dans le GG et les pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest à partir des EOFs multivariées. Cette application des EOFs multivariées a montré que les variabilités spatio-temporelles des champs de MHWs et des pluies peuvent-être décrites par la seule première EOF qui explique le maximum de la variance. Par la suite, elle a montré que des pluies sont associées aux MHWs et plus particulièrement avec des valeurs plus élevées durant les MHWs de la classe 2 quelle que soit la zone. Elle a également indiqué que les MHWs de la zone I sont celles qui corroborent plus avec la pluviométrie en Afrique l'Ouest. Ce rapport se traduit par des zones de fortes intensités dans la partie Ouest de la zone avec des intensités allant jusqu'à 36 mm/j. De même, il a été montré que le lien des MHWs et le nombre maximal de jours pluvieux consécutifs est moins important.

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

L'océan Atlantique tropical est soumis au changement climatique observé dans de nombreuses régions océaniques du monde, ce qui se traduira tôt ou tard par un fort impact socio-économique sur les pays qui l'avoisinent. Ces changements ont augmenté la durée la fréquence et l'intensité des MHWs qui peuvent affecter la circulation océanique locale, notamment les systèmes d'upwellings qui sont des régions cruciales pour la productivité primaire. Ceux-ci peuvent aussi affecter la circulation atmosphérique ; d'où les nombreux défis auxquels sera confronté l'ensemble des pays de l'Afrique de l'Ouest.

A cet effet, nous nous sommes intéressés dans ce travail, aux événements de MHWs, de l'upwelling dans le Golfe de Guinée (GG) et de leurs impacts sur les extrêmes pluvieux en Afrique de l'Ouest. Cette étude apporte des éléments essentiels à la compréhension des structures de variabilité spatiale et temporelle des MHWs dans le GG, leurs influences sur la surface de l'upwelling, de certains paramètres atmosphériques et des indices de pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest.

L'analyse statistique appliquée aux jeux de données NOAA-OISST a permis de caractériser les vagues de chaleur océaniques (MHW). Une climatologie de ces événements sur l'ensemble de la zone d'étude, et l'application des fonctions empiriques orthogonales (EOF) sur l'indice de surface de l'upwelling ont permis un découpage en trois zones dénommées côte nord du GG (zone I), bande équatoriale (zone II) et côte Congo-Gabon (zone III). Les MHWs ont ainsi été caractérisées et étudiées dans chacune des zones. L'analyse de la structure spatiale et temporelle de ces événements a montré une différence régionale de l'évolution des paramètres (nombre, durée, intensité et cumul d'intensité) de ces événements de MHWs. Elle a aussi montré un nombre de MHWs élevé au niveau de la côte nord du GG ces dernières années comparativement aux deux autres régions. Une analyse statistique des tendances de ces paramètres, selon le test de Student, a indiqué que la fréquence et le cumul annuel de ces événements connaissent une augmentation significative. La catégorisation des MHWs dans les différentes régions de la zone d'étude a montré que seuls 9%, 4% et 10% des MHWs détectées respectivement dans les zones I, II et III sont de catégorie forte. Les événements de catégorie I se produisent dans la période hors mousson et s'étendent sur de grandes surfaces. L'analyse de l'anomalie de température en subsurface lors de l'événement le plus long en durée a montré que le réchauffement a commencé en subsurface quelques jours avant d'être observé en surface.

Une comparaison des caractéristiques des MHWs a montré que la fréquence d'apparition des MHWs est plus importante au niveau de la côte nord du GG que les deux autres zones. La région de la côte Congo-Gabon est la partie du GG où la fluctuation de la durée des MHWs est la plus importante. Les événements qui se produisent à la côte Congo-gabonaise sont

moyennement les plus intenses dans le Golfe de Guinée.

La variabilité de la surface de l'upwelling a été aussi étudiée. Elle a montré que la surface de l'upwelling dure pratiquement 3 mois (juillet-août-septembre) au nord du GG, 4 à 5 mois (juin à octobre) au niveau de la bande équatoriale et est permanente à la côte Congo-gabonaise. De même, la surface de l'upwelling au nord du GG est composée de 2 noyaux à l'Est du Cap des Palmes et du Cap des Trois Pointes ; l'upwelling du Cap des Trois Pointes étant plus intense que le premier. Cependant ces surfaces de refroidissement ont connu un rétrécissement ces dernières années.

Ensuite, une étude de la variabilité des MHWs pendant la période de la mousson, et leur relation avec l'upwelling et les paramètres atmosphériques a été entreprise dans les différentes zones. Il ressort de cette analyse que la régression linéaire associée à la fréquence des MHWs indique une tendance significative à l'augmentation des événements selon le test t de Student. De plus, il a été montré que les événements les plus importants en intensité à la côte nord du GG sont les événements de dix jours dont l'intensité atteint en moyenne 1.5°C. Les événements les plus importants en intensité dans la bande équatoriale sont les événements de dix jours, avec une intensité atteinte en moyenne de 1.5°C. Dans la zone Congo Gabon, l'intensité moyenne (2°C) est atteinte pour les MHWs qui durent neuf jours. Cette intensité reste aussi importante (1.8°C) pour les MHWs de sept jours.

Une analyse en EOF des MHWs a été effectuée dans les différentes zones. Celle-ci a abouti à quatre modes représentant 78 % de la variance expliquée à la côte nord du GG, quatre EOF représentant 77.96% de la variance expliquée dans la bande équatoriale, et deux EOFs représentant 93.05% de la variance expliquée dans la zone Congo Gabon. Ces différentes structures indiquent qu'il existerait des périodes où les MHWs sont pratiquement absentes dans ces zones, et d'autres périodes où elles se manifesteraient sur une surface importante, parfois avec une caractéristique dipolaire.

Une analyse a été effectuée en mettant en relation les valeurs journalières des intensités de MHWs avec la surface de refroidissement. Elle a montré que les différents modes spatiaux des MHWs sont liés à l'upwelling dans le GG. Au nord du GG, les MHWs à l'ouest du Cap des Palmes (~ 5°W) progressent apparemment vers l'est et inhibent le refroidissement qui y est observé. A la fin des événements de MHWs, l'on assiste à une extinction progressive du réchauffement et un remplacement par de l'eau froide. L'évolution de ces deux événements indique une corrélation significative à 95% qui est maximal pour un décalage journalier nul. Dans la bande équatoriale, une augmentation progressive des MHWs dans la partie Est de la zone est accompagnée d'une diminution de la surface de refroidissement jusqu'à sa disparition

dans le nord de la zone (2°S - 2°N). A la fin des événements de MHWs, les eaux chaudes sont remplacées par les eaux froides issues du phénomène d'upwelling. Cet impact est non seulement significatif mais aussi maximal pour un décalage journalier nul. Les MHWs dans la zone Congo Gabon impactent significativement la surface de refroidissement de cette zone pour un décalage journalier nul. Cet impact se traduit par des corrélations négatives et significatives moyennement localisées dans la partie Sud de la zone aux alentours de 15°S - 13°S et 5°E - 9°E . De fortes corrélations entre les MHWs et la surface de refroidissement sont observées dans cette partie Sud qui correspond à la région des MHWs de longue durée de la zone.

De même, il a été montré que certaines conditions atmosphériques de surface sont modifiées en fonction de la période de MHWs. Dans ce sens, de faible évaporation, marquée par des valeurs positives avant le début des événements a été observée dans les différentes zones. Cette faible évaporation est corroborée par les anomalies de vent, d'humidité spécifique et de vent vertical qui sont presque nulles à la côte nord du GG et dans la zone Congo-gabonaise mais un peu plus importante dans la zone équatoriale. Ces mouvements à l'exception du vent à la côte nord du GG et dans la zone équatoriale s'intensifient pendant les événements. Ces anomalies des différents paramètres atmosphériques sont presque deux fois plus importantes que celles observées pendant les périodes chaudes et la structure des anomalies de vent associées montre des vecteurs presque orientés vers le littoral.

Une étude de la variabilité des pluies et une classification des MHWs détectées durant la période de la mousson ont été réalisées. La variabilité spatiale des pluies indique que les hauteurs moyennes annuelles du cumul de pluie sont inégalement réparties et varient sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest. Les faibles cumuls sont enregistrés au-dessus de 18°N , le long de la bande longitudinale de 15°W - 15°E où des cumuls inférieurs à 950 mm sont observés. La zone 7°W - 5°E et 5°N - 14°N montre un cumul moyen annuel compris entre 1400 mm par an et 2000 mm par an. Cette évolution est aussi celle de l'intensité des jours de pluie et du nombre maximal de jours pluvieux consécutifs dans ces zones. L'analyse a montré que les pluies intenses et très intenses sont fréquentes dans toute la zone guinéenne. Une analyse de la série temporelle des indices des pluies extrêmes avec application du test de Pettitt a été réalisée sur la période de 1991 à 2020. Cette analyse a révélé que la tendance associée à ces indices est non significative de façon générale. Ainsi le test de Pettitt a indiqué une rupture de cette tendance montrant le passage des faibles valeurs à de fortes valeurs du cumul de pluie en 2018, de l'intensité des jours pluie en 1998 et des pluies intenses en 2018.

La méthode des clusters a permis de regrouper les 35 événements de MHWs à la côte Nord du GG en 3 classes, les 33 événements à l'équateur en 4 classes, et les 31 événements de la zone

Congo Gabon en 4 classes. Ce classement a mis en évidence le nombre d'apparition élevée de MHWs de classe 2 à la côte nord du GG, de la classe 3 dans la bande équatoriale, et de la classe 4 dans la zone Congo Gabon.

Une étude de l'EOF multivariée entre les MHWs et les indices de pluie extrêmes pendant la manifestation des MHWs a été effectuée. Seules les premières EOFs issues de cette analyse multivariée expliquent le maximum de variance quel que soit la zone et la classe des événements.

Cette étude a indiqué qu'il existe une bonne corrélation à 99% de significativité selon le test de Student entre les MHWs des différentes la classe au niveau de la côte nord du GG et les pluies dans les zones littorales pendant les MHWs.

Cette étude a aussi indiqué qu'il existe une bonne corrélation à 99% de significativité selon le test de Student entre les MHWs de la classe 1, 2, 3 et 4 dans la bande équatoriale et les pluies dans les zones littorales pendant les MHWs. Cette relation indique des valeurs élevées des cumuls journaliers de pluie lors des MHWs de classe 1.

Cette étude a enfin indiqué qu'il existe une bonne corrélation à 99% de significativité selon le test de Student entre les MHWs de la classe 1, 2, 3 et 4 à la côte Congo-Gabon et les pluies dans les zones littorales pendant les MHWs. Cette relation indique des valeurs élevées des cumuls journaliers de pluie lors des MHWs de classe 1.

Les principaux résultats de ce travail de thèse mettent en relief les structures de variabilité spatio-temporelle des événements de MHWs, leur relation avec la surface de refroidissement et les pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest. Sur la question des MHWs dans le GG cette thèse constitue une amélioration de la connaissance de la variabilité océanique dans cette zone. Les connaissances acquises et les nouvelles données générées devraient permettre de mieux comprendre la dynamique de ces événements de MHWs dans cette région, et aider à la gestion durable des ressources marines. Plusieurs perspectives se dégagent de cette étude. Il s'agira entre autres d'étudier les activités de MHWs observées en subsurface. Une meilleure connaissance du comportement de la température de subsurface constituerait un grand avantage dans la compréhension de la dynamique de MHWs dans le GG. Cela pourrait être bénéfique pour comprendre comment ces changements peuvent influencer l'écosystème marin et la pêche locale. Enfin, Il s'agira aussi d'approfondir la compréhension des causes des événements extrêmes à la côte nord du GG. En effet, le suivi sur le long terme des paramètres clés des événements de MHW pourrait contribuer à la prédiction des événements extrêmes de pluies.

REFERENCES

- Abdo, D. A., Bellchambers, L. M., and Evans, S. N. (2012). Turning up the heat: increasing temperature and coral bleaching at the high latitude coral reefs of the Houtman Abrolhos Islands. *PLoS ONE*, 7(8), e43878.
- Alhassane, A., Salack, S., Ly, M., Lona, I., Traoré, S. B., and Sarr, B. (2013). Évolution des risques agroclimatiques associés aux tendances récentes du régime pluviométrique en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. *Sécheresse* 24, 282–293.
- Ali, K. E., Kouadio, K. Y., Zahiri, E.-P., Aman, A., Assamoi, A. P., and Bourles, B. (2011). Influence of the Gulf of Guinea Coastal and Equatorial Upwellings on the Precipitations along its Northern Coasts during the Boreal Summer Period. *Asian J. Appl. Sci.* 4, 271–285. doi: 10.3923/ajaps.2011.271.285
- Amoussou, E., Trambly, Y., Totin, H. S. V., Mahé, G., and Camberlin, P. (2014). Dynamique et modélisation des crues dans le bassin du Mono à Nangbéto (Togo/Bénin). *Hydrol. Sci. J.* 59, 2060–2071. doi: 10.1080/02626667.2013.871015
- Annamalai, H., Xie, S. P., McCreary, J. P., and Murtugudde, R. (2005). Impact of Indian Ocean sea surface temperature on developing El Niño. *J. Clim.* 18, 302–319.
- Arnault, P., and Roger, M. (1987). The connection of the peripeduncular area studied by retrograde and anterograde transport in the rat. *J. Comp. Neurol.* 258, 463–476. doi: 10.1002/cne.902580313
- Asuquo, F. E., and Oghenechovwen, O. C. (2019). Detection and spatio-temporal variation of marine heatwaves in the Gulf of Guinea, Nigeria. *J. Oceanogr. Mar. Sci.* 10, 11–21.
- Atkinson, J., King, N. G., Wilmes, S. B., and Moore, P. J. (2020). Summer and Winter Marine Heatwaves Favor an Invasive Over Native Seaweeds. *J. Phycol.* 56, 1591–1600. doi: 10.1111/jpy.13051
- Awo, F. M. (2018). Modes interannuels de la variabilité climatique de l'Atlantique tropical, dynamiques oscillatoires et signatures en salinité de surface de la mer. Université Paul Sabatier-Toulouse III, (Toulouse III, France), 153p.
- Bakun, A. (1978). Guinea current upwelling. *Nature* 271, 147–150.

- Bernard, C. Y., Dürr, H. H., Heinze, C., Segschneider, J., and Maier-Reimer, E. (2011). Contribution of riverine nutrients to the silicon biogeochemistry of the global ocean—a model study. *Biogeosciences* 8, 551–564.
- Blacher, R. (1990). Quelques applications des fonctions orthogonales en probabilité et statistiques. Thèse de doctorat en Mathématique. Université Joseph-Fourier-Grenoble I, (Grenoble, France), 151p.
- Bond, N. A., Cronin, M. F., Freeland, H., and Mantua, N. (2015). Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 42, 3414–3420. doi: 10.1002/2015GL063306
- Bourlès, B., Araujo, M., McPhaden, M. J., Brandt, P., Foltz, G. R., Lumpkin, R., et al. (2019). PIRATA: A Sustained Observing System for Tropical Atlantic Climate Research and Forecasting. *Earth Space Sci.* 6, 577–616. doi: 10.1029/2018EA000428
- Bourlès, B., Gouriou, Y., and Chuchla, R. (1999). On the circulation in the upper layer of the western equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res. Oceans* 104, 21151–21170. doi: 10.1029/1999JC900058
- Bretherton, C. S., Uttal, T., Fairall, C. W., Yuter, S. E., Weller, R. A., Baumgardner, D., et al. (2004). The EPIC 2001 stratocumulus study. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 85, 967–978.
- Briche, E., Madelin, M., Beltrando, G., and Kergomard, C. (2010). Analyse comparative des températures extrêmes de 1950 à 2100 issues des modèles ARPEGE-Climat et LMD: intérêt pour l'activité viticole champenoise. *Climatologie* 7, 9–19.
- Briquet, J. P., Mahé, G., Bamba, F., and Olivry, J.-C. (1996). Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger Koulikoro (Mali). *IAHS Publ.*, 157–166.
- Cane, M. A., Zebiak, S. E., and Dolan, S. C. (1986). Experimental forecasts of EL Nino. *Nature* 321, 827–832.
- Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J.-L., Guichard, F., Key, E., and Wade, M. (2011). Coupling between the Atlantic cold tongue and the West African monsoon in boreal spring and summer. *J. Geophys. Res.* 116, C04003. doi: 10.1029/2010JC006570

- Caputi, N., Kangas, M., Denham, A., Feng, M., Pearce, A., Hetzel, Y., et al. (2016). Management adaptation of invertebrate fisheries to an extreme marine heat wave event at a global warming hot spot. *Ecol. Evol.* 6, 3583–3593. doi: 10.1002/ece3.2137
- CARTON, X., and JALLUDIN, M. (2016). Etude de l’habitat épipelagique du Golfe de Tadjourah (Djibouti). *Envrion. Res. Lett.* 11, 033001.
- Cattell, R. B. (1966). The Scree Test For The Number Of Factors. *Multivar. Behav. Res.* 1, 245–276. doi: 10.1207/s15327906mbr0102_10
- Cavole, L. M., Demko, A. M., Diner, R. E., Giddings, A., Koester, I., Pagniello, C. M., et al. (2016). Biological impacts of the 2013–2015 warm-water anomaly in the Northeast Pacific: winners, losers, and the future. *Oceanography* 29, 273–285.
- Chang, P., Ji, L., and Li, H. (1997). A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature* 385, 516–518.
- Chauvin, F., Roehrig, R., and Lafore, J.-P. (2010). Intraseasonal variability of the Saharan heat low and its link with midlatitudes. *J. Clim.* 23, 2544–2561.
- Christensen, J. H., Kanikicharla, K. K., Aldrian, E., An, S. I., Cavalcanti, I. F. A., de Castro, M., et al. (2013). “Climate phenomena and their relevance for future regional climate change,” in *Climate change 2013 the physical science basis: Working group I contribution to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change*, (Cambridge University Press), 1217–1308.
- Colin, C. (1988). Coastal upwelling events in front of the ivory-coast during the FOCAL program. *Oceanol. Acta* 11, 125–138.
- Collins, M., Sutherland, M., Bouwer, L., Cheong, S., Frölicher, T., Jacot Des Combes, H., et al. (2022). “Extremes, abrupt changes and managing risks,” in *IPCC special report on the ocean and cryosphere in a changing climate*, (Cambridge University Press), 589–655. Available at: <https://publications.hereon.de/id/39144/> (Accessed August 27, 2024).
- Cook, K. H., and Vizy, E. K. (2006). Coupled model simulations of the West African monsoon system: Twentieth-and twenty-first-century simulations. *J. Clim.* 19, 3681–3703.

- Coumou, D., and Rahmstorf, S. (2012). A decade of weather extremes. *Nat. Clim. Change* 2, 491–496.
- Crisci, C., Bensoussan, N., Romano, J.-C., and Garrabou, J. (2011). Temperature anomalies and mortality events in marine communities: insights on factors behind differential mortality impacts in the NW Mediterranean. *PLoS One* 6, e23814.
- Da-Allada, C. Y., Agada, J., Baloïtcha, E., Hounkonnou, M. N., Jouanno, J., and Alory, G. (2021). Causes of the Northern Gulf of Guinea Cold Event in 2012. *J. Geophys. Res. Oceans* 126, e2021JC017627. doi: 10.1029/2021JC017627
- Darmaraki, S., Somot, S., Sevault, F., Nabat, P., Cabos Narvaez, W. D., Cavicchia, L., et al. (2019). Future evolution of Marine Heatwaves in the Mediterranean Sea. *Clim. Dyn.* 53, 1371–1392. doi: 10.1007/s00382-019-04661-z
- Daubechies, I., and Lagarias, J. C. (1992). Two-Scale Difference Equations II. Local Regularity, Infinite Products of Matrices and Fractals. *SIAM J. Math. Anal.* 23, 1031–1079. doi: 10.1137/0523059
- Di Lorenzo, E., and Mantua, N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nat. Clim. Change* 6, 1042–1047.
- Diaz-Almela, E., Marbà, N., and Duarte, C. M. (2007). Consequences of Mediterranean warming events in seagrass (*Posidonia oceanica*) flowering records. *Glob. Change Biol.* 13, 224–235. doi: 10.1111/j.1365-2486.2006.01260.x
- Diba, I., Camara, M., Sarr, A. B., and Diedhiou, A. (2018). Potential impacts of land cover change on the interannual variability of rainfall and surface temperature over West Africa. *Atmosphere* 9, 376.
- Djakouré, S., Penven, P., Boursès, B., Veitch, J., and Koné, V. (2014). Coastally trapped eddies in the north of the Gulf of Guinea. *J. Geophys. Res. Oceans* 119, 6805–6819. doi: 10.1002/2014JC010243
- Donou, T. B. (2007). Dynamique pluviométrique et manifestation des crues dans le bassin du fleuve Ouémé à Bonou. *Mém. Maîtrise DGAT Abomey-Calavi Bénin*.

- Dubuisson, B., and Moisselin, J.-M. (2006). Evolution des extrêmes climatiques en France à partir des séries observées. *Houille Blanche* 92, 42–47. doi: 10.1051/lhb:2006099
- Ekman, V. W. (1905). On the influence of the earth's rotation on ocean-currents. Available at: <https://jscholarship.library.jhu.edu/bitstream/1774.2/33989/80/31151027498728.pdf> (Accessed August 27, 2024).
- Eltahir, E. A. B., and Gong, C. (1996). Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa. *J. Clim.* 9, 1030–1042. doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<1030:DOWADY>2.0.CO;2
- Enfield, D. B., and Mayer, D. A. (1997). Tropical Atlantic sea surface temperature variability and its relation to El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res. Oceans* 102, 929–945. doi: 10.1029/96JC03296
- Fiedler, P. C. (1984). Satellite Observations of the 1982-1983 El Niño Along the U.S. Pacific Coast. *Science* 224, 1251–1254. doi: 10.1126/science.224.4654.1251
- Fink, A. H., Vincent, D. G., and Ermert, V. (2006). Rainfall types in the West African Sudanian zone during the summer monsoon 2002. *Mon. Weather Rev.* 134, 2143–2164.
- Foltz, G. R., Brandt, P., Richter, I., Rodríguez-Fonseca, B., Hernandez, F., Dengler, M., et al. (2019). The tropical Atlantic observing system. *Front. Mar. Sci.* 6, 206.
- Foltz, G. R., Schmid, C., and Lumpkin, R. (2018). An enhanced PIRATA dataset for tropical Atlantic Ocean–atmosphere research. *J. Clim.* 31, 1499–1524.
- Fontaine, B., Roucou, P., and Trzaska, S. (2003). Atmospheric water cycle and moisture fluxes in the West African monsoon: mean annual cycles and relationship using NCEP/NCAR reanalysis. *Geophys. Res. Lett.* 30, 2002GL015834. doi: 10.1029/2002GL015834
- Fraser, M. W., Kendrick, G. A., Statton, J., Hovey, R. K., Zavala-Perez, A., and Walker, D. I. (2014). Extreme climate events lower resilience of foundation seagrass at edge of biogeographical range. *J. Ecol.* 102, 1528–1536. doi: 10.1111/1365-2745.12300
- Frich, P., Alexander, L. V., Della-Marta, P., Gleason, B., Haylock, M., Tank, A. K., et al. (2002). Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. *Clim. Res.* 19, 193–212.

- Frölicher, T. L., Fischer, E. M., and Gruber, N. (2018). Marine heatwaves under global warming. *Nature* 560, 360–364. doi: 10.1038/s41586-018-0383-9
- Gachon, P., St-Hilaire, A., Ouarda, T., Nguyen, V. T., Lin, C., Milton, J., et al. (2005). A first evaluation of the strength and weaknesses of statistical downscaling methods for simulating extremes over various regions of eastern Canada. *Final Rep. Sub-Compon. Clim. Change Action Fund CCAF Environ. Can. Montr. Qué. Can.* 15.
- Gallardo, Y. (1981). “Océanographie physique,” in *Milieu marin et ressources halieutiques de la République Populaire du Congo*, (ORSTOM Paris), 47–73.
- Garrabou, J., Coma, R., Bensoussan, N., Bally, M., Chevaldonné, P., Cigliano, M., et al. (2009). Mass mortality in Northwestern Mediterranean rocky benthic communities: effects of the 2003 heat wave. *Glob. Change Biol.* 15, 1090–1103. doi: 10.1111/j.1365-2486.2008.01823.x
- Gemenne, F., Blocher, J., De Longueville, F., Perrin, N., Vigil, S., Zickgraf, C., et al. (2014). Catastrophes, changement climatique et Déplacements forcés, Dynamiques régionales de mobilité en Afrique de l’Ouest. *Geo-Eco-Trop*, 41:317-337.
- Giannini, A., Saravanan, R., and Chang, P. (2003). Oceanic Forcing of Sahel Rainfall on Interannual to Interdecadal Time Scales. *Science* 302, 1027–1030. doi: 10.1126/science.1089357
- GIEC, B. (2007). des changements climatiques: Rapport de synthèse GIEC. *Genève Suisse 2008* 18p.
- Grazzini, F., and Viterbo, P. (2003). Record-breaking warm sea surface temperature of the Mediterranean Sea. *ECMWF Newsl.* 98, 30–31.
- Gruber, N. (2011). Warming up, turning sour, losing breath: ocean biogeochemistry under global change. *Philos. Trans. R. Soc. Math. Phys. Eng. Sci.* 369, 1980–1996. doi: 10.1098/rsta.2011.0003
- Gupta, A. S., Thomsen, M., Benthuisen, J. A., Hobday, A. J., Oliver, E., Alexander, L. V., et al. (2020). Drivers and impacts of the most extreme marine heatwaves events. *Sci. Rep.* 10.

- Hamatan, M., Mahe, G., Servat, É., Paturel, J.-E., and Amani, A. (2004). Synthèse et évaluation des prévisions saisonnières en Afrique de l’Ouest. *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* 15, 279–286.
- Hardman-Mountford, N. J., and McGlade, J. M. (2003). Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Gulf of Guinea: An investigation using AVHRR sea surface temperature data. *Int. J. Remote Sens.* 24, 3247–3268. doi: 10.1080/0143116021000021297
- Hastenrath, S., and Lamb, P. (1978). On the dynamics and climatology of surface flow over the Equatorial Oceans. *Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr.* 30, 436. doi: 10.3402/tellusa.v30i5.10387
- Hisard, P., and Hénin, C. (1987). Response of the equatorial Atlantic Ocean to the 1983–1984 wind from the Programme Français Océan et Climat Dans l’Atlantique equatorial cruise data set. *J. Geophys. Res. Oceans* 92, 3759–3768. doi: 10.1029/JC092iC04p03759
- Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C. J., et al. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Prog. Oceanogr.* 141, 227–238. doi: 10.1016/j.pocean.2015.12.014
- Hobday, A. J., Oliver, E. C., Gupta, A. S., Benthuisen, J. A., Burrows, M. T., Donat, M. G., et al. (2018). Categorizing and naming marine heatwaves. *Oceanography* 31, 162–173.
- Holbrook, N. J., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., Benthuisen, J. A., Feng, M., Oliver, E. C., et al. (2019). A global assessment of marine heatwaves and their drivers. *Nat. Commun.* 10, 2624.
- Houghton, J. T. (2001). Climate change 2001: the scientific basis. Available at: https://www.academia.edu/download/51255267/CLIMATECHANGE_202001_20_20The_20Scientific_20Basis.pdf (Accessed September 4, 2024).
- Houghton, R. W. (1989). Influence of local and remote wind forcing in the Gulf of Guinea. *J. Geophys. Res. Oceans* 94, 4816–4828. doi: 10.1029/JC094iC04p04816
- Houze, R. A., and Betts, A. K. (1981). Convection in GATE. *Rev. Geophys.* 19, 541–576. doi: 10.1029/RG019i004p00541

- Hughes, T. P., Kerry, J. T., Connolly, S. R., Baird, A. H., Eakin, C. M., Heron, S. F., et al. (2019). Ecological memory modifies the cumulative impact of recurrent climate extremes. *Nat. Clim. Change* 9, 40–43.
- Hulme, M., and Tosdevin, N. (1989). The Tropical easterly Jet and Sudan rainfall: A review. *Theor. Appl. Climatol.* 39, 179–187. doi: 10.1007/BF00867945
- IPCC, V. (2018). Global warming of 1.5 c. intergovernmental panel on climate change. *IPCC Geneva Switz.* 450.
- Janicot, S., and Fontaine, B. (1993). L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La météorologie* 1993, 28–53.
- Janicot, S., Mounier, F., Gervois, S., Sultan, B., and Kiladis, G. N. (2010). The dynamics of the West African monsoon. Part V: The detection and role of the dominant modes of convectively coupled equatorial Rossby waves. *J. Clim.* 23, 4005–4024.
- Janicot, S., Mounier, F., Hall, N. M., Leroux, S., Sultan, B., and Kiladis, G. N. (2009). Dynamics of the West African monsoon. Part IV: Analysis of 25–90-day variability of convection and the role of the Indian monsoon. *J. Clim.* 22, 1541–1565.
- Janicot, S., and Sultan, B. (2001). Intra-seasonal modulation of convection in the West African Monsoon. *Geophys. Res. Lett.* 28, 523–526. doi: 10.1029/2000GL012424
- Johns, W. E., Brandt, P., Bourlès, B., Tantet, A., Papapostolou, A., and Houk, A. (2014). Zonal structure and seasonal variability of the Atlantic Equatorial Undercurrent. *Clim. Dyn.* 43, 3047–3069. doi: 10.1007/s00382-014-2136-2
- Jones, T., Parrish, J. K., Peterson, W. T., Bjorkstedt, E. P., Bond, N. A., Ballance, L. T., et al. (2018). Massive Mortality of a Planktivorous Seabird in Response to a Marine Heatwave. *Geophys. Res. Lett.* 45, 3193–3202. doi: 10.1002/2017GL076164
- Kahru, M., and Mitchell, B. G. (2002). Influence of the El Niño-La Niña cycle on satellite-derived primary production in the California Current. *Geophys. Res. Lett.* 29. doi: 10.1029/2002GL014963
- Kalnay, E. ca, Kanamitsu, M., Kistler, R., Collins, W., Deaven, D., Gandin, L., et al. (1996). The NMC/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Am Meteorol Soc* 77, 437–472.

- Karl, T. R., Nicholls, N., and Ghazi, A. (1999). “CLIVAR/GCOS/WMO Workshop on Indices and Indicators for Climate Extremes Workshop Summary,” in *Weather and Climate Extremes*, eds. T. R. Karl, N. Nicholls, and A. Ghazi (Dordrecht: Springer Netherlands), 3–7. doi: 10.1007/978-94-015-9265-9_2
- Katz, E. J. (1987). Seasonal response of the sea surface to the wind in the equatorial Atlantic. *J. Geophys. Res. Oceans* 92, 1885–1893. doi: 10.1029/JC092iC02p01885
- Kiladis, G. N., Thorncroft, C. D., and Hall, N. M. (2006). Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I: Observations. *J. Atmospheric Sci.* 63, 2212–2230.
- Kodja, D. J. (2011). Prév́ision des crues dans le bassin-versant du Zou à Atcherigbé avec le modèle GR2M. Mémoire de Maîtrise. DGAT/FLASH/UAC.
- Kodja, D. J., Mahé, G., Amoussou, E., Boko, M., and Paturel, J.-E. (2018). Assessment of the Performance of Rainfall-Runoff Model GR4J to Simulate Streamflow in Ouémé Watershed at Bonou’s outlet (West Africa. Available at: <https://hal.science/hal-04133007/> (Accessed November 28, 2023).
- Kolodziejczyk, N. (2008). Analyse de la circulation de subsurface et de sa variabilité dans le Golfe de Guinée. Brest. Available at: <https://www.theses.fr/2008BRES2020> (Accessed November 22, 2023).
- Koné, M., Djakouré, S., Adon, M., Ta, S., and Kouadio, Y. (2022). Marine Heatwaves, Upwelling, and Atmospheric Conditions during the Monsoon Period at the Northern Coast of the Gulf of Guinea. *Climate* 10, 199.
- Koné, V., Lett, C., Penven, P., Bourlès, B., and Djakouré, S. (2017). A biophysical model of *S. aurita* early life history in the northern Gulf of Guinea. *Prog. Oceanogr.* 151, 83–96.
- Koranteng, K. A., and McGlade, J. M. (2001). Climatic trends in continental shelf waters off Ghana and in the Gulf of Guinea, 1963–1992. *Oceanol. Acta* 24, 187–198.
- Kouadio, Y. K., Ochou, D. A., and Servain, J. (2003). Tropical Atlantic and rainfall variability in Côte d’Ivoire: ATLANTIC AND RAINFALL IN COTE D’IVOIRE. *Geophys. Res. Lett.* 30, n/a-n/a. doi: 10.1029/2002GL015290

- Krishnamurti, T. N. (1971). Observational study of the tropical upper tropospheric motion field during the Northern Hemisphere summer. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 10, 1066–1096.
- Kushnir, Y., and Stein, M. (2010). North Atlantic influence on 19th–20th century rainfall in the Dead Sea watershed, teleconnections with the Sahel, and implication for Holocene climate fluctuations. *Quat. Sci. Rev.* 29, 3843–3860.
- Lavaysse, C., Flamant, C., and Janicot, S. (2010). Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmospheric Sci. Lett.* 11, 255–264. doi: 10.1002/asl.284
- Le Barbé, L., Lebel, T., and Tapsoba, D. (2002). Rainfall variability in West Africa during the years 1950–90. *J. Clim.* 15, 187–202.
- Lebel, T., and Ali, A. (2009). Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *J. Hydrol.* 375, 52–64.
- Leduc-Leballeur, M. (2012). Influence océanique du golfe de Guinée sur la mousson en Afrique de l’Ouest. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI. Available at: <https://theses.hal.science/tel-00728272/> (Accessed September 3, 2024).
- Lee, S., Park, M. S., Kwon, M., Park, Y. G., Kim, Y. H., and Choi, N. (2023). Rapidly Changing East Asian Marine Heatwaves Under a Warming Climate. *J. Geophys. Res. Oceans* 128, e2023JC019761. doi: 10.1029/2023JC019761
- Lee, S., Park, M.-S., Kwon, M., Kim, Y. H., and Park, Y.-G. (2020). Two major modes of East Asian marine heatwaves. *Environ. Res. Lett.* 15, 074008.
- Leroux, M. (2001). *The meteorology and climate of tropical Africa*. Springer Science & Business Media..
- Lorenz, E. N. (1956). *Empirical orthogonal functions and statistical weather prediction*. Massachusetts Institute of Technology, Department of Meteorology Cambridge.
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Janicot, S., Gervois, S., Chauvin, F., and Ruti, P. (2010). A multi-model approach to the Atlantic Equatorial mode: impact on the West African monsoon. *Clim. Dyn.* 35, 29–43. doi: 10.1007/s00382-009-0625-5

- Lough, J. M. (1986). Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in Sub-Saharan Africa. *Mon. Weather Rev.* 114, 561–570.
- Lübbecke, J. F., Rodríguez-Fonseca, B., Richter, I., Martín-Rey, M., Losada, T., Polo, I., et al. (2018). Equatorial Atlantic variability—Modes, mechanisms, and global teleconnections. *WIREs Clim. Change* 9, e527. doi: 10.1002/wcc.527
- Mahé, G. (2006). Variabilité pluie-débit en Afrique de l’Ouest et Centrale au 20ème siècle: changements hydro-climatiques, occupation du sol et modélisation hydrologique. *Univ. Montp. II Montp. Fr.* 2, 160.
- Mahé, G., and Olivry, J.-C. (1995). Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l’Ouest et Centrale de 1951 à 1989. *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* 6, 109–117.
- Mallat, S. G. (1989). A theory for multiresolution signal decomposition: the wavelet representation. *IEEE Trans. Pattern Anal. Mach. Intell.* 11, 674–693.
- Mara, D., Lane, J., Scott, B., and Trouba, D. (2010). Sanitation and health. *PLoS Med.* 7, e1000363.
- Marbà, N., Jordà, G., Agustí, S., Girard, C., and Duarte, C. M. (2015). Footprints of climate change on Mediterranean Sea biota. *Front. Mar. Sci.* 2, 56.
- Marin, M., Bindoff, N. L., Feng, M., and Phillips, H. E. (2021). Slower Long-Term Coastal Warming Drives Dampened Trends in Coastal Marine Heatwave Exposure. *J. Geophys. Res. Oceans* 126, e2021JC017930. doi: 10.1029/2021JC017930
- Marx, W., Haunschild, R., and Bornmann, L. (2021). Heat waves: a hot topic in climate change research. *Theor. Appl. Climatol.* 146, 781–800. doi: 10.1007/s00704-021-03758-y
- Mathon, V., and Laurent, H. (2001). Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 127, 377–406. doi: 10.1002/qj.49712757208
- Mathon, V., Laurent, H., and Lebel, T. (2002). Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 41, 1081–1092.

- Matthews, A. J., and Barclay, J. (2004). A thermodynamical model for rainfall-triggered volcanic dome collapse. *Geophys. Res. Lett.* 31, 2003GL019310. doi: 10.1029/2003GL019310
- Mazeika, P. A. (1960). *Predication of the thermocline depth*. US Navy Hydrographic Office. Available at: https://books.google.fr/books?hl=en&lr=&id=Tl4iAQAAIAAJ&oi=fnd&pg=PA1&dq=Mazeika,+1968+,+upwelling+atlantic&ots=IPWcuZG4OD&sig=Ix4s_MdgUN83jUNtTatfxs2VJT0c (Accessed November 26, 2024).
- McCabe, R. M., Hickey, B. M., Kudela, R. M., Lefebvre, K. A., Adams, N. G., Bill, B. D., et al. (2016). An unprecedented coastwide toxic algal bloom linked to anomalous ocean conditions. *Geophys. Res. Lett.* 43. doi: 10.1002/2016GL070023
- Meehl, G. A., and Tebaldi, C. (2004). More Intense, More Frequent, and Longer Lasting Heat Waves in the 21st Century. *Science* 305, 994–997. doi: 10.1126/science.1098704
- Mills, K. E., Pershing, A. J., Brown, C. J., Chen, Y., Chiang, F.-S., Holland, D. S., et al. (2013). Fisheries management in a changing climate: lessons from the 2012 ocean heat wave in the Northwest Atlantic. *Oceanography* 26, 191–195.
- Monerie, P., Roucou, P., and Fontaine, B. (2013). Mid-century effects of Climate Change on African monsoon dynamics using the A1B emission scenario. *Int. J. Climatol.* 33, 881–896. doi: 10.1002/joc.3476
- Moore, D., Hisard, P., McCreary, J., Merle, J., O'Brien, J., Picaut, J., et al. (1978). Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. *Geophys. Res. Lett.* 5, 637–640. doi: 10.1029/GL005i008p00637
- Moore, J. A., Bellchambers, L. M., Depczynski, M. R., Evans, R. D., Evans, S. N., Field, S. N., et al. (2012). Unprecedented mass bleaching and loss of coral across 12 of latitude in Western Australia in 2010–11. *PLoS One* 7, e51807.
- Morlière, A. (1970). *Les saisons marines devant Abidjan*. Côte d'Ivoire: CRO, Abidjan. Available at: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers11-11/20642.pdf

- Mounier, F., Janicot, S., and Kiladis, G. N. (2008). The West African monsoon dynamics. Part III: The quasi-biweekly zonal dipole. *J. Clim.* 21, 1911–1928.
- Mounier, F., Kiladis, G. N., and Janicot, S. (2007). Analysis of the dominant mode of convectively coupled Kelvin waves in the West African monsoon. *J. Clim.* 20, 1487–1503.
- Moura, A. D., and Shukla, J. (1981). On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmospheric Sci.* 38, 2653–2675.
- Munari, C. (2011). Effects of the 2003 European heatwave on the benthic community of a severe transitional ecosystem (Comacchio Saltworks, Italy). *Mar. Pollut. Bull.* 62, 2761–2770.
- Nagura, M., and McPhaden, M. J. (2010). Dynamics of zonal current variations associated with the Indian Ocean dipole. *J. Geophys. Res. Oceans* 115, 2010JC006423. doi: 10.1029/2010JC006423
- Nguyen, H., and Duvel, J.-P. (2008). Synoptic wave perturbations and convective systems over equatorial Africa. *J. Clim.* 21, 6372–6388.
- Nicholson, S. E. (2009). A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Clim. Dyn.* 32, 1155–1171. doi: 10.1007/s00382-008-0514-3
- Nicholson, S. E., and Grist, J. P. (2003). The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *J. Clim.* 16, 1013–1030.
- Nicholson, S. E., Nash, D. J., Chase, B. M., Grab, S. W., Shanahan, T. M., Verschuren, D., et al. (2013). Temperature variability over Africa during the last 2000 years. *The Holocene* 23, 1085–1094. doi: 10.1177/0959683613483618
- North, G. R., Bell, T. L., Cahalan, R. F., and Moeng, F. J. (1982). Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Mon. Weather Rev.* 110, 699–706.
- Noufé, D. (2011). Changements hydroclimatiques et transformations de l’agriculture: l’exemple des paysanneries de l’Est de la Côte d’Ivoire. *Carnets Géographes*. Available at: <https://journals.openedition.org/cdg/2539> (Accessed November 22, 2023).

- Noufe, D., Kouadio, Z. A., Soro, G. E., Wayou, T. P., Goula, B. T. A., and Savane, I. (2015). Impact de la variabilité climatique sur la production du maïs et de l'igname en Zones Centre et Nord de la Côte d'Ivoire. *Agron. Afr.* 27, 241–255.
- O'Brien, J. J., Adamec, D., and Moore, D. W. (1978). A simple model of upwelling in the Gulf of Guinea. *Geophys. Res. Lett.* 5, 641–644. doi: 10.1029/GL005i008p00641
- Odekunle, T. O., and Eludoyin, A. O. (2008). Sea surface temperature patterns in the Gulf of Guinea: their implications for the spatio-temporal variability of precipitation in West Africa. *Int. J. Climatol.* 28, 1507–1517. doi: 10.1002/joc.1656
- Olita, A., Sorgente, R., Natale, S., Gaberšek, S., Ribotti, A., Bonanno, A., et al. (2007). Effects of the 2003 European heatwave on the Central Mediterranean Sea: surface fluxes and the dynamical response. *Ocean Sci.* 3, 273–289.
- Oliver, E. C., Benthuisen, J. A., Bindoff, N. L., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., Mundy, C. N., et al. (2017). The unprecedented 2015/16 Tasman Sea marine heatwave. *Nat. Commun.* 8, 16101.
- Oliver, E. C., Burrows, M. T., Donat, M. G., Sen Gupta, A., Alexander, L. V., Perkins-Kirkpatrick, S. E., et al. (2019). Projected marine heatwaves in the 21st century and the potential for ecological impact. *Front. Mar. Sci.* 6, 734.
- Oliver, E. C., Donat, M. G., Burrows, M. T., Moore, P. J., Smale, D. A., Alexander, L. V., et al. (2018a). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nat. Commun.* 9, 1–12.
- Oliver, E. C., Donat, M. G., Burrows, M. T., Moore, P. J., Smale, D. A., Alexander, L. V., et al. (2018b). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nat. Commun.* 9, 1–12.
- Oliver, E. C. J., Benthuisen, J. A., Darmaraki, S., Donat, M. G., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., et al. (2021). Marine Heatwaves. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 13, 313–342. doi: 10.1146/annurev-marine-032720-095144
- Oliver, E. C., Perkins-Kirkpatrick, S. E., Holbrook, N., and Bindoff, N. (2018c). Anthropogenic and natural influences on record 2016 marine heat waves.

-
- Panthou, G., Vischel, T., and Lebel, T. (2014). Recent trends in the regime of extreme rainfall in the Central Sahel. *Int. J. Climatol.* 34. Available at: <https://cyberleninka.org/article/n/1344135.pdf> (Accessed September 3, 2024).
- Paradis, D., Lafore, J. P., Redelsperger, J. L., and Balaji, V. (1995). African easterly waves and convection. Part I: Linear simulations. *J. Atmospheric Sci.* 52, 1657–1679.
- Paturel, J. E., Boubacar, I., L’Aour, A., and Mahé, G. (2010). Analyses de grilles pluviométriques et principaux traits des changements survenus au 20ème siècle en Afrique de l’Ouest et Centrale. *Hydrol. Sci. J.* 55, 1281–1288. doi: 10.1080/02626667.2010.527846
- Pauly, D., and Christensen, V. (1995). Primary production required to sustain global fisheries. *Nature* 374, 255–257. doi: 10.1038/374255a0
- Pearce, A. F., and Feng, M. (2013). The rise and fall of the “marine heat wave” off Western Australia during the summer of 2010/2011. *J. Mar. Syst.* 111, 139–156.
- Pettitt, A. N. (1980). Some results on estimating a change-point using non-parametric type statistics. *J. Stat. Comput. Simul.* 11, 261–272. doi: 10.1080/00949658008810413
- Peugeot, C., Bock, O., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Meynadier, R., et al. (2012). Le cycle de l’eau dans le système de mousson d’Afrique de l’Ouest. *La Météorologie*, 55–63.
- Peyrillé, P., Lafore, J.-P., and Redelsperger, J.-L. (2007). An idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part I: Validation and key controlling factors. *J. Atmospheric Sci.* 64, 2765–2782.
- Philander, S. G. H., and Pacanowski, R. C. (1986). A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res. Oceans* 91, 14192–14206. doi: 10.1029/JC091iC12p14192
- Picaut, J. (1983). Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* 13, 18–37.

- Planton, Y. (2015). Sources of the Atlantic cold tongue interannual variability. Université Paul Sabatier-Toulouse III. Available at: <https://hal-meteofrance.archives-ouvertes.fr/tel-01302636/> (Accessed November 22, 2023).
- Poan, D. E. (2013). Documentation et interprétation physique de la variabilité intrasaisonnière de la mousson africaine; application à la prévision. Institut National Polytechnique de Toulouse-INPT. Available at: <https://theses.hal.science/tel-04309343/> (Accessed August 29, 2024).
- Poccard, I., Camberlin, P., Richard, Y., and Roucou, P. (1998). Connexions des TSO du Pacifique et de l'Atlantique avec la dynamique atmosphérique et la pluviométrie en Afrique boréale. *IAHS Publ.*, 35–44.
- Pohl, B., Janicot, S., Fontaine, B., and Marteau, R. (2009). Implication of the Madden–Julian oscillation in the 40-day variability of the West African monsoon. *J. Clim.* 22, 3769–3785.
- Qin, L.-Z., Kim, S. H., Song, H.-J., Kim, H. G., Suonan, Z., Kwon, O., et al. (2020). Long-term variability in the flowering phenology and intensity of the temperate seagrass *Zostera marina* in response to regional sea warming. *Ecol. Indic.* 119, 106821.
- Radinović, D., and Čurić, M. (2012). Criteria for heat and cold wave duration indexes. *Theor. Appl. Climatol.* 107, 505–510. doi: 10.1007/s00704-011-0495-8
- Redelsperger, J.-L., Diedhiou, A., Flamant, C., Janicot, S., Lafore, J.-P., Lebel, T., et al. (2006). AMMA, une étude multidisciplinaire de la mousson ouest-africaine. *La météorologie* 54, 22–32.
- Reed, D., Washburn, L., Rassweiler, A., Miller, R., Bell, T., and Harrer, S. (2016). Extreme warming challenges sentinel status of kelp forests as indicators of climate change. *Nat. Commun.* 7, 13757.
- Richardson, P. L., and Walsh, D. (1986). Mapping climatological seasonal variations of surface currents in the tropical Atlantic using ship drifts. *J. Geophys. Res. Oceans* 91, 10537–10550. doi: 10.1029/JC091iC09p10537

- Ringard, J., Chiriaco, M., Bastin, S., and Habets, F. (2019). Recent trends in climate variability at the local scale using 40 years of observations: the case of the Paris region of France. *Atmospheric Chem. Phys.* 19, 13129–13155.
- Rodrigues, R., Neto, A. G., Frölicher, T., Keenlyside, N., Hobday, A., Burger, F., et al. (2024). Extreme Compound Events in the Equatorial and South Atlantic. Available at: <https://www.researchsquare.com/article/rs-4863778/latest> (Accessed November 26, 2024).
- Roehrig, R., Chauvin, F., and Lafore, J.-P. (2011). 10–25-day intraseasonal variability of convection over the Sahel: A role of the Saharan heat low and midlatitudes. *J. Clim.* 24, 5863–5878.
- Ruiz-Barradas, A., Carton, J. A., and Nigam, S. (2000). Structure of interannual-to-decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *J. Clim.* 13, 3285–3297.
- Sabai, D. (2014). Mobilising Processes of Abstraction, Experiential Learning and Representation of Traditional Ecological Knowledge in Participatory Monitoring of Mangroves and Fisheries: An Approach towards Enhancing Social Learning Processes on the Eastern Coast of Tanzania. Rhodes University Grahamstown. Available at: <https://commons.ru.ac.za/vital/access/services/Download/vital:1979/SOURCEPDF> (Accessed December 16, 2023).
- Salinger, M. J., Renwick, J., Behrens, E., Mullan, A. B., Diamond, H. J., Sirguey, P., et al. (2019). The unprecedented coupled ocean-atmosphere summer heatwave in the New Zealand region 2017/18: drivers, mechanisms and impacts. *Environ. Res. Lett.* 14, 044023.
- Scannell, H. A., Pershing, A. J., Alexander, M. A., Thomas, A. C., and Mills, K. E. (2016). Frequency of marine heatwaves in the North Atlantic and North Pacific since 1950. *Geophys. Res. Lett.* 43, 2069–2076. doi: 10.1002/2015GL067308
- Schär, C., Vidale, P. L., Lüthi, D., Frei, C., Häberli, C., Liniger, M. A., et al. (2004). The role of increasing temperature variability in European summer heatwaves. *Nature* 427, 332–336.

- Schiaparelli, S., Castellano, M., Povero, P., Sartoni, G., and Cattaneo-Vietti, R. (2007). A benthic mucilage event in North-Western Mediterranean Sea and its possible relationships with the summer 2003 European heatwave: short term effects on littoral rocky assemblages. *Mar. Ecol.* 28, 341–353. doi: 10.1111/j.1439-0485.2007.00155.x
- Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Di Luca, A., et al. (2021). Weather and climate extreme events in a changing climate (Chapter 11). Available at: <https://pure.iiasa.ac.at/id/eprint/19093/> (Accessed December 15, 2023).
- Servain, J. (1991). Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *J. Geophys. Res. Oceans* 96, 15137–15146. doi: 10.1029/91JC01046
- Servain, J., Caniaux, G., Kouadio, Y. K., McPhaden, M. J., and Araujo, M. (2014). Recent climatic trends in the tropical Atlantic. *Clim. Dyn.* 43, 3071–3089. doi: 10.1007/s00382-014-2168-7
- Servain, J., Picaut, J., and Busalacchi, A. J. (1985). “Interannual and seasonal variability of the tropical Atlantic Ocean depicted by sixteen years of sea-surface temperature and wind stress,” in *Elsevier oceanography series*, (Elsevier), 211–237. Available at: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0422989408707128> (Accessed November 22, 2023).
- Servain, J., Picaut, J., and Merle, J. (1982). Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.* 12, 457–463.
- Servain, J., Wainer, I., and Dessier, A. (1998). Évidence d’une liaison entre les deux principaux modes de variabilité climatique interannuelle de l’Atlantique tropical. *Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci.* 327, 1–8.
- Servat, É., Paturel, J.-E., Lubès-Niel, H., Kouamé, B., Masson, J.-M., Travaglio, M., et al. (1999). De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l’Ouest et Centrale non sahélienne. *Rev. Sci. Eau* 12, 363–387.
- Smale, D. A., and Wernberg, T. (2013). Extreme climatic event drives range contraction of a habitat-forming species. *Proc. R. Soc. B Biol. Sci.* 280, 20122829. doi: 10.1098/rspb.2012.2829

- Smale, D. A., Wernberg, T., Oliver, E. C., Thomsen, M., Harvey, B. P., Straub, S. C., et al. (2019). Marine heatwaves threaten global biodiversity and the provision of ecosystem services. *Nat. Clim. Change* 9, 306–312.
- Sourav, C., Muthalagu, R., Nuncio, M., Raj, R. P., and Johannessen, O. M. (2021). A possible relation between Arctic sea ice and late season Indian Summer Monsoon Rainfall extremes. *NPJ Clim. Atmospheric Sci.* 4. Available at: <https://search.proquest.com/openview/db391f222c53ddf97c1edfbaf533daca/1?pq-origsite=gscholar&cbl=4669727> (Accessed November 22, 2023).
- Sparnocchia, S., Schiano, M. E., Picco, P., Bozzano, R., and Cappelletti, A. (2006). The anomalous warming of summer 2003 in the surface layer of the Central Ligurian Sea (Western Mediterranean)., in *Annales Geophysicae*, (Copernicus Publications Göttingen, Germany), 443–452.
- Storch, H. von, Zwiers, F. W., and Livezey, R. E. (2000). Statistical analysis in climate research. *Nature* 404, 544.
- Stretta, J. M. (1988). Environnement et pêche thonière en Atlantique tropical oriental. *Ressour.Pêche Biol. Thon. Trop. L'Atlantique Cent.-Est FAO Doc Tech Pêch.* Available at: https://horizon.documentation.ird.fr/exl-doc/pleins_textes/divers09-06/34188.pdf (Accessed November 20, 2023).
- Sultan, B., and Janicot, S. (2000). Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability. *Geophys. Res. Lett.* 27, 3353–3356. doi: 10.1029/1999GL011285
- Sultan, B., and Janicot, S. (2003). The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Clim.* 16, 3407–3427.
- Tazen, F., Diarra, A., Kabore, R. F. W., Ibrahim, B., Bologo/Traoré, M., Traoré, K., et al. (2019). Trends in flood events and their relationship to extreme rainfall in an urban area of Sahelian West Africa: The case study of Ouagadougou, Burkina Faso. *J. Flood Risk Manag.* 12, e12507. doi: 10.1111/jfr3.12507
- Thompson, A. R., Ben-Aderet, N. J., Bowlin, N. M., Kacev, D., Swailethorp, R., and Watson, W. (2022). Putting the Pacific marine heatwave into perspective: The response of larval

- fish off southern California to unprecedented warming in 2014–2016 relative to the previous 65 years. *Glob. Change Biol.* 28, 1766–1785. doi: 10.1111/gcb.16010
- Thorncroft, C. D., and Hoskins, B. J. (1994). An idealized study of African easterly waves. I: A linear view. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 120, 953–982. doi: 10.1002/qj.49712051809
- Thorncroft, C. D., Nguyen, H., Zhang, C., and Peyrillé, P. (2011). Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 137, 129–147. doi: 10.1002/qj.728
- Torrence, C., and Compo, G. P. (1998). A practical guide to wavelet analysis. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 79, 61–78.
- Toualy, E. (2013). Variabilité Temporelle de l’Upwellinga la Côte Nord du Golfe de Guinée. *Abidj.-Cocody Côte D’Ivoire Univ. Félix Houphouët Boigny These Unique Dr.* 215p.
- Tschakert, P., Sagoe, R., Ofori-Darko, G., and Codjoe, S. N. (2010). Floods in the Sahel: an analysis of anomalies, memory, and anticipatory learning. *Clim. Change* 103, 471–502. doi: 10.1007/s10584-009-9776-y
- Varlet, F. (1958). *Le Régime de l’Atlantique près d’Abidjan (Côte d’Ivoire), essai d’océanographie littorale.*
- Vischel, T., Panthou, G., Peyrillé, P., Roehrig, R., Quantin, G., Lebel, T., et al. (2019). “Precipitation extremes in the West African Sahel: Recent evolution and physical mechanisms,” in *Tropical extremes*, (Elsevier), 95–138. Available at: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780128092484000042> (Accessed August 29, 2024).
- Vizy, E. K., and Cook, K. H. (2009). A mechanism for African monsoon breaks: Mediterranean cold air surges. *J. Geophys. Res. Atmospheres* 114, 2008JD010654. doi: 10.1029/2008JD010654
- Voituriez, B. (1983). Les variations saisonnières des courants équatoriaux à 4 W et l’upwelling équatorial du Golfe de Guinée. *Océan. Trop* 18, 163–183.

- Waliser, D. E., Collins, W. D., and Anderson, S. P. (1996). An estimate of the surface shortwave cloud forcing over the western Pacific during TOGA COARE. *Geophys. Res. Lett.* 23, 519–522. doi: 10.1029/96GL00245
- Wang, B., Wu, R., and Lukas, R. (1999). Roles of the western North Pacific wind variation in thermocline adjustment and ENSO phase transition. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser II* 77, 1–16.
- Ward, J. H. (1963). Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. *J. Am. Stat. Assoc.* 58, 236–244. doi: 10.1080/01621459.1963.10500845
- Wauthy, B. (1983). Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océan. Trop.* 18, 103–138.
- Weisberg, R. H., and Colin, C. (1986). Equatorial Atlantic Ocean temperature and current variations during 1983 and 1984. *Nature* 322, 240–243.
- Wernberg, T. (2021). “Marine Heatwave Drives Collapse of Kelp Forests in Western Australia,” in *Ecosystem Collapse and Climate Change*, eds. J. G. Canadell and R. B. Jackson (Cham: Springer International Publishing), 325–343. doi: 10.1007/978-3-030-71330-0_12
- Wernberg, T., Bennett, S., Babcock, R. C., De Bettignies, T., Cure, K., Depczynski, M., et al. (2016). Climate-driven regime shift of a temperate marine ecosystem. *Science* 353, 169–172. doi: 10.1126/science.aad8745
- Wernberg, T., Smale, D. A., Tuya, F., Thomsen, M. S., Langlois, T. J., De Bettignies, T., et al. (2013). An extreme climatic event alters marine ecosystem structure in a global biodiversity hotspot. *Nat. Clim. Change* 3, 78–82.
- Wu, B., Xie, Y., Lin, Y., Ye, X., Chen, J., Qiu, X., et al. (2013). Characteristics of Air-Sea Fluxes Based on In Situ Observations from a Platform in the Bohai Gulf during Early Mid-August 2011. *Adv. Meteorol.* 2013, 1–10. doi: 10.1155/2013/142767
- Yegbemey, R. N., Yabi, J. A., Aïhounon, G. B., and Paraïso, A. (2014). Modélisation simultanée de la perception et de l’adaptation au changement climatique: cas des producteurs de maïs du Nord Bénin (Afrique de l’Ouest). *Cah. Agric.* 23, 177–187.

- Zebiak, S. E. (1993). Air–sea interaction in the equatorial Atlantic region. *J. Clim.* 6, 1567–1586.
- Zheng, X., Eltahir, E. A. B., and Emanuel, K. A. (1999). A mechanism relating tropical Atlantic spring sea surface temperature and west African rainfall. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 125, 1129–1163. doi: 10.1002/qj.1999.49712555604
- Zisseron, B., and Cook, A. (2017). Impact of bottom water temperature change on the southernmost snow crab fishery in the Atlantic Ocean. *Fish. Res.* 195, 12–18.
- Zwick, W. R., and Velicer, W. F. (1986). Comparison of five rules for determining the number of components to retain. *Psychol. Bull.* 99, 432.

Annexe 1 : Caractérisation des vagues de chaleur océaniques dans l'Atlantique tropical

¹Laboratory of Matter, Environmental and Solar Energy Sciences (LASMES), Ocean-Atmosphere Interaction Group, University Félix Houphouët-Boigny, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire

²Laboratory of Environmental Sciences and Techniques (LSTE), University Jean-Lorougnon Guédé, BP 150 Daloa, Côte d'Ivoire

³Département des Sciences et Technologies, École Normale Supérieure, 08 BP 10 Abidjan 08 8 Abidjan, Côte d'Ivoire

⁴Northern Gulf Institute, Mississippi State University, 1021 Balch Blvd, Stennis Space Center, MS, 39529, USA

⁵NOAA National Centers for Environmental Information, 1021 Balch Blvd, Stennis Space Center, 12 MS, 39529, USA

⁶UFR of Marine Sciences, University of San-Pédro, 01 BP 18100 San-Pédro, Côte d'Ivoire
paru dans *Frontiers in Marine Science*

Resumé:

Les vagues de chaleur marine (MHW) peuvent potentiellement altérer les écosystèmes océaniques avec des conséquences écologiques et socio-économiques de grande portée. Dans cette étude, nous caractérisons les vagues de chaleur marine dans l'océan Atlantique tropical oriental en nous concentrant sur le Golfe de Guinée (GG). Les données de température de surface de la mer par interpolation optimale (OISST) de janvier 1991 à décembre 2020 et les données de température du réseau PIRATA, d'octobre 2019 à mars 2020, ont été utilisées à cette fin. L'Atlantique tropical oriental a connu plusieurs épisodes de vagues de chaleur intense au cours des dernières décennies. Sur la base de la distribution spatiale des différentes caractéristiques de ces MHWs, nous avons subdivisé l'océan Atlantique tropical oriental en trois zones : la côte nord du GG, la zone équatoriale et la région côtière du Congo Gabon. La tendance associée aux événements MHWs montre une augmentation des MHWs depuis 2015 dans les différentes zones. Cette augmentation est plus importante sur la côte nord du GG que sur l'équateur et la côte Congo-Gabon. Les MHWs de longue durée sont plus fréquentes dans la zone équatoriale. Des MHWs de forte intensité ont été observées dans différentes zones avec des anomalies de température de surface de la mer supérieures à 2°C. Ces anomalies sont plus intenses sur les côtes de l'Equateur et du Congo-Gabon. Ces anomalies sont plus intenses sur la côte Congo-Gabon.



OPEN ACCESS

EDITED BY

Francisco Machín,
University of Las Palmas de Gran Canaria,
Spain

REVIEWED BY

Wei Huang,
Florida International University,
United States
John Roland Moisan,
National Aeronautics and Space
Administration (NASA), United States

*CORRESPONDENCE

Sandrine Djakouré
✉ agre.djakoure@ird.fr

RECEIVED 13 September 2023

ACCEPTED 06 November 2023

PUBLISHED 12 December 2023

CITATION

Djakouré S, Koné M, Koffi KU, Kouadio KY,
Adon M, Nyadjro E and Ta S (2023)
Characterization of marine heat waves in
the eastern tropical Atlantic Ocean.
Front. Mar. Sci. 10:1293779.
doi: 10.3389/fmars.2023.1293779

COPYRIGHT

© 2023 Djakouré, Koné, Koffi, Kouadio,
Adon, Nyadjro and Ta. This is an open-
access article distributed under the terms of
the [Creative Commons Attribution License
\(CC BY\)](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/). The use, distribution or
reproduction in other forums is permitted,
provided the original author(s) and the
copyright owner(s) are credited and that
the original publication in this journal is
cited, in accordance with accepted
academic practice. No use, distribution or
reproduction is permitted which does not
comply with these terms.

Characterization of marine heat waves in the eastern tropical Atlantic Ocean

Sandrine Djakouré^{1*}, Mamadou Koné^{1,2},
Kouakou Urbain Koffi^{1,3}, Kouassi Yves Kouadio¹,
Marcellin Adon², Ebenezer Nyadjro^{4,5} and Samuel Ta⁶

¹Laboratory of Matter, Environmental and Solar Energy Sciences (LASMES), Ocean-Atmosphere Interaction Group, University Félix Houphouët-Boigny, Abidjan, Côte d'Ivoire, ²Laboratory of Environmental Sciences and Techniques (LSTE), University Jean-Lorougnon Guédé, Daloa, Côte d'Ivoire, ³Département des Sciences et Technologies, École Normale Supérieure, Abidjan, Côte d'Ivoire, ⁴Northern Gulf Institute, Mississippi State University, Stennis Space Center, MS, United States, ⁵National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) National Centers for Environmental Information, Stennis Space Center, MS, United States, ⁶Fundamental Research Unit (UFR) of Marine Sciences, University of San-Pédro, San-Pédro, Côte d'Ivoire

Marine heat waves (MHWs) can potentially alter ocean ecosystems with far-reaching ecological and socio-economic consequences. In this study, we characterize the MHWs in the eastern tropical Atlantic Ocean with a focus on the Gulf of Guinea (GG). The Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) data from January 1991 to December 2020 and PIRATA network temperature data, from October 2019 to March 2020, have been used for this purpose. The results show that the eastern tropical Atlantic has experienced an annual average of 2 MHWs events in recent decades. Based on the spatial distribution of the different characteristics of these MHWs, we subdivided the eastern tropical Atlantic Ocean into three zones: the northern coast of the GG, the equatorial zone and the Congo-Gabon coastal region. The trend associated with MHWs events showed an increase in the number of MHWs since 2015 in the different zones. This increase was greater at the northern coast of the GG than at the equator and the Congo-Gabon coast. Long-duration MHWs are more frequent in the equatorial zone. High intensity MHWs were observed in different areas with sea surface temperature anomalies greater than 2°C. These anomalies are more intense at the Congo-Gabon coast. The results also revealed that the MHWs event at the equator from mid-October 2019 to March 2020 initially occurred in the subsurface before it appeared at the surface. These results also suggested that ocean temperatures are a potential predictor of MHW events.

KEYWORDS

marine heat waves, sea surface temperature, ocean-atmosphere interaction, eastern tropical Atlantic Ocean, Gulf of Guinea, climate change

1 Introduction

Marine heat waves (hereafter MHWs) are temporary periods of exceptionally high ocean temperature that can have severe and long-lasting effects on the structure and function of marine ecosystems (Hobday et al., 2016). MHWs are synoptic events. A MHW event lasts at least 5 consecutive days and is warmer than the 90th percentile of climatological observations (Hobday et al., 2016). These cases of high ocean temperature can last for days or even months and can extend for thousands of kilometers (Oliver et al., 2018). They can be characterized according to several factors, including frequency, duration and intensity. These extreme temperature events have been observed at various locations in the global ocean, regardless of the season (Hobday et al., 2018; Oliver et al., 2018; Atkinson et al., 2020). It should be noted that MHWs can be observed in both the surface and subsurface ocean (Hu et al., 2021).

MHWs are largely attributed to the influence of atmospheric and oceanic mechanisms (Schlegel et al., 2021), which directly affect temperature variations (Oliver et al., 2021). These processes include ocean advection, ocean-atmosphere interaction, vertical mixing (Di Lorenzo and Mantua, 2016; Schmeisser et al., 2019; Amaya et al., 2020), and others within the mixing layer (Holbrook et al., 2019), which can be modulated by remote influences via teleconnections (Oliver et al., 2018; Yao and Wang, 2021).

Studies on the impacts of MHWs have shown that, although they are not as dramatic as earthquakes and cyclones, they do have an influence on the marine environment, and the ecosystem changes can be enormous (Oliver, 2019).

; Wernberg et al., 2016). MHWs can lead to habitat loss (Wernberg et al., 2016), coral bleaching (Hughes et al., 2017), mass mortality of seabirds (Jones et al., 2018), and benthic invertebrates (Garrabou et al., 2009). It has also been observed harmful algal blooms (Trainer et al., 2020), reduced levels of surface chlorophyll (Bond et al., 2015), reduced surface area of cold upwelling waters (Koné et al., 2022) and loss of seagrass and kelp forests (Arias-Ortiz et al., 2018; Thomsen et al., 2019). Significant and progressive changes in the distribution of the main coastal seaweed species in northern Spain have been described by several studies (Fernández and Anadón, 2008; Müller et al., 2009; Fernández, 2011; Viejo et al., 2011; Duarte et al., 2013; Voerman et al., 2013; Fernández, 2016; Piñeiro-Corbeira et al., 2016; Casado-Amezúa et al., 2019; Des et al., 2020). According to Gómez-Gesteira et al. (2008), these changes are mainly associated with the observed increase in MHWs in this region, among other factors. The intensification of MHWs due to climate change compromises the endurance of key organisms and that of the ecosystem itself (Smale et al., 2019). The loss of these organisms has a negative environmental impact and threatens the maintenance of the valuable ecological services they provide. These biological impacts can in turn disrupt dependent human systems (Mills et al., 2013; Frölicher and Laufkötter, 2018) with changes in fishing practices and increased economic tensions between countries (Mills et al., 2013).

The Gulf of Guinea (hereafter GG) is a region of the tropical Atlantic where Sea Surface Temperature (SST) variability strongly

impacts the climate of the surrounding countries. This region is the site of deep-water upwelling (Djakouré et al., 2014; Djakouré et al., 2017). These upwelled cold waters are rich in nutrients, which create conditions that are highly conducive to the development of a rich and complex food web. The GG is the most important area for Atlantic tuna fishing (Stretta, 1988; Koné et al., 2017). Studies by Koranteng and McGlade (2001); Hardman-Mountford and McGlade (2003) and Kouadio et al. (2013) on fluctuations in SST, along the north coast of the GG during the coastal upwelling season, have revealed a consistent trend towards warmer surface waters over the years. Recently, Koné et al. (2022) assessed the relationship between MHWs and the coastal upwelling on the north coast of the GG, and found that the cooling ocean surface weakened with the presence of MHWs. The increasing occurrence of MHWs and their ecological impacts (Oliver, 2019; Smale et al., 2019) highlight the relevance of characterizing these MHWs in all ocean basins.

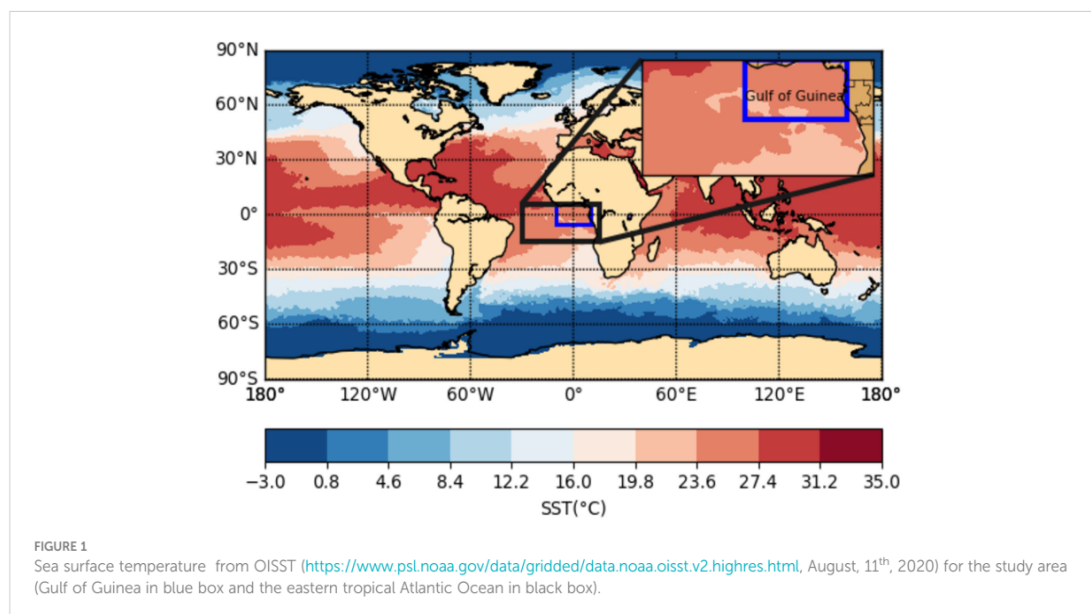
In recent years, the detection of MHWs in various parts of the world has been widely reported (Bond et al., 2015; Caputi et al., 2016; Di Lorenzo and Mantua, 2016; Frölicher and Laufkötter, 2018; Holbrook et al., 2019). These extreme ocean temperature events in the GG that can impact biological productivity and the coastal upwelling supported by the food web have not yet been fully documented. Koné et al. (2022) have shown an increase in the frequency of these MHW events on the north coast of the GG since 2015. According to these authors, this increase in the frequency of MHWs is consistent with the ocean warming observed and the reduction in the cooling surface in this area. Similarly, oceanic and atmospheric surface conditions along the north coast of the GG are modified before, during and after MHW events (Koné et al., 2022).

The aim of this study is to provide a more detailed analysis of the spatio-temporal evolution of the characteristics of MHWs in the eastern tropical Atlantic from 1991 to 2020. With this in mind, the remainder of the paper is organized as follows. The datasets and methods used in this study are briefly presented in Section 2. Section 3 presents the statistical characteristics of MHWs in the eastern tropical Atlantic and in areas within the GG, together with an analysis of subsurface warming at the equator. Finally, a discussion and summary are presented in section 4.

2 Data and methods

2.1 Study area

The study is conducted in the tropical Atlantic Ocean and the GG, which is part of the eastern basin (Figure 1). The GG is bounded to the east by the African continent and to the west at about 10°W. It is an area of strong SST variability caused by the various upwellings (i.e., equatorial and coastal). The large-scale ocean circulation is composed of surface and subsurface currents. These are the Guinea Current (GC), the Northern South Equatorial Current, the Equatorial branch South Equatorial Current, the Southern South Equatorial Current, the Equatorial Undercurrent and the Guinea Undercurrent (Figure 1).



2.2 Data

In order to detect and characterize MHWs, we use the National Oceanic and Atmospheric Administration's (NOAA) sea surface temperature (SST) product, developed using optimal interpolation (NOAA-OISST, Reynolds et al., 2007) accessible from the web page (<https://stateoftheocean.osmc.noaa.gov/sur/ind/dmi.php>). NOAA-OISST is a global, daily, high-resolution (0.25°) gridded product. This data has a complete global grid of 1440 rows x 720 columns, or 1,036,800 grid cells. The ocean temperature included in this product represents the upper 0.5 m of the ocean, obtained by regressing the satellite measurement of the ocean skin layer against quality-controlled buoy data. We analyze this product between January 1991 and December 2020. The NOAA-OISST gridded product has been widely used in the studies of MHWs (e.g., Hobday et al., 2016; Oliver et al., 2018; Smale et al., 2019; Holbrook et al., 2019).

In addition, we use daily *in situ* temperature fields from the enhanced prediction and research buoy network (0°W, 0°N; buoy) in the tropical Atlantic (PIRATA, Foltz et al., 2019), which are available from September 1997 to August 2020 accessible from the web page (<http://www.pmel.noaa.gov/gtmba/pmel-theme/atlantic-ocean-pirata>). These data are derived from buoy measurements from the PIRATA program (Servain et al., 1998; Bourlès et al., 2008; Bourlès et al., 2019), which have passed quality control and do not require bias correction. Subsurface temperature fields are interpolated on a uniform 5 m vertical grid. Details on gap-filling procedures, error estimates and instrument bias corrections can be found in Foltz et al. (2019). The buoy measurements are analyzed from October 2019 to March 2020.

2.3 Methods

Several techniques are used to define and calculate MHWs, including the use of fixed, relative or seasonally varying thresholds.

Each of these techniques has its advantages and disadvantages (Mohamed et al., 2022). In this paper, we characterized MHWs according to the criteria of Hobday et al. (2016). These latter criteria are the most widely used approach using a moving threshold. These criteria stipulate that an MHW (i) must last at least 5 consecutive days, (ii) must be warmer than the 90th percentile of climatological observations and (iii) must be based, at least, on a 30-year historical reference period.

We used the NOAA-OISST data to create an annual climatological mean. To calculate the climatological value at each grid cell, we calculated an average temperature taking into account the temperature at that grid cell in an 11-day window centered on the desired day for all years of data. For example, the climatological value for a given grid cell on January 15th is calculated by averaging the temperature values between January 10th and 20th for all years (i.e. 1991-2020). We repeat this process for each day of the year. We then calculated the 90th percentiles in the study region to determine the presence or absence of MHW conditions. To calculate the 90th percentile at each grid cell, we also considered all the temperature data for a given grid cell in an 11-day window for all years, as in the climatology calculation. If the temperature at a given location exceeds the 90th percentile for five consecutive days, we have a MHW event. Each MHW event is described by a set of metrics (Hobday et al., 2016; Hobday et al., 2018) which are: average MHW duration (average number of sequential days when the SST exceeds the 90th percentile), MHW frequency (number of MHW events per year), mean intensity (mean of the difference between temperature during the MHW event and the 90th percentile threshold [i_{mean} , °C]), and cumulative intensity (sum of daily temperature intensity anomalies [i_{cumul} , °C days]). Two consecutive MHWs events with an interval of 2 days or less are considered as a single event.

To provide a better understanding of heat stress in the GG, a categorization of MHWs according to Hobday et al. (2016) is made.

This categorization is based on determining the number of times the MHW anomaly exceeds the difference between MHW climatology and the 90th percentile threshold. A weakly positive anomaly will be reported as a Category I or Moderate event while a category II or Strong event corresponds to an anomaly 2 times greater than the above-mentioned difference. Likewise, a category III or Severe event corresponds to an anomaly 3 times greater than the difference and a category IV or Extreme event corresponds to an anomaly 4 times greater than the difference. Authors such as Martinez et al. (2023) suppressed the SST trend before applying the Hobday method for detecting MHWs. They consider that this suppression made it possible to use a fixed climatology without overestimating the properties of MHWs over time. This is not consistent with the results of Oliver (2019), which show an increase in MHWs over the coming decades. Thus trend suppression could lead to the detection of certain low MHWs. Taking into account the limited study of these events in this area, we considered it appropriate to use original detection (i.e., use of SST with trend) in order to take into account all the MHWs likely to have occurred.

Finally, temperature anomalies are calculated from temperature data from the PIRATA network (<http://www.pmel.noaa.gov/gtmba/pmel-theme/atlantic-ocean-pirata>) at the 0°W-0°N buoy for each day. These temperature anomalies represent the difference between the values of its subsurface temperature by the climatology of that day. These subsurface data were used to analyze changes in subsurface temperature during the MHW event that had longer duration.

As regards the division of our study area, we took into account the average frequency, average duration and average intensity in order to divide our study area into three zones. The trends in MHW frequency, MHW duration, intensity and cumulative MHW intensity were estimated at 95% significance using the Poisson method (Gelman, 2007).

3 Results

3.1 Climatology of MHWs metrics

Figure 2 illustrates the mean annual frequency (Figure 2A), mean annual duration (Figure 2B) and mean annual intensity (Figure 2C) of MHWs events in the tropical Atlantic Ocean. These metrics have been calculated over the period January 1991 to December 2020.

The tropical Atlantic Ocean exhibits high spatial variability in all these MHWs characteristics. The spatial pattern of the climatological mean frequency allows us to assess the total variability of the frequency of MHWs over the 30 years period. It shows that the tropical Atlantic Ocean is dominated by an average frequency of 1.5 to 2 events per year. MHWs occur more frequently (>2) in the equatorial zone, the region between Congo and Angola, and from 0°E to the African coast (Figure 2A).

The mean annual duration of MHWs shows that the mean annual duration of MHWs is between five and twenty-five days (Figure 2B). Five days corresponds to the minimum duration of an MHW event according to the definition. Events lasting between this

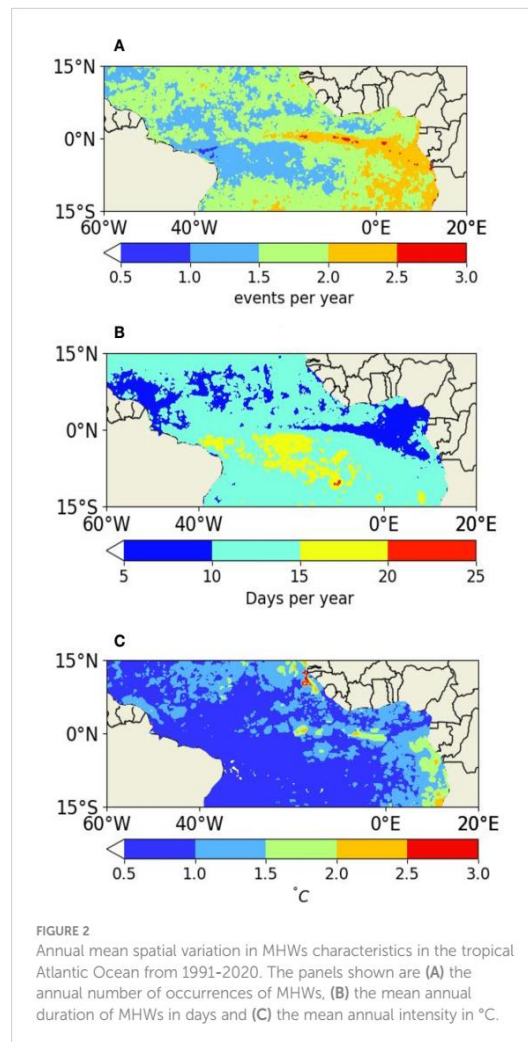


FIGURE 2
Annual mean spatial variation in MHWs characteristics in the tropical Atlantic Ocean from 1991-2020. The panels shown are (A) the annual number of occurrences of MHWs, (B) the mean annual duration of MHWs in days and (C) the mean annual intensity in °C.

threshold and 10 days typically occur in the eastern and northwestern equatorial Atlantic. MHWs in the eastern tropical Atlantic are dominated by 10- to 15-day events. MHWs events lasting more than 15 days typically occur south of the equator between 10°S and 0°S. Likewise, events lasting 20 to 25 days occur south of the equator.

Finally, the average intensity (Figure 2C) varies between 0.5°C and 3°C. These intensities show that MHWs events in the study area are moderate events ($2^{\circ}\text{C} > i_{\text{max}} > 1^{\circ}\text{C}$) and strong events ($3^{\circ}\text{C} > i_{\text{max}} > 2^{\circ}\text{C}$). The most intense MHWs are observed in the regions close to the African coast, with the maximum value in the North Atlantic, south of Senegal. Other strong events were also observed along the Gabonese and Angolan coasts and at the equator.

To find out whether the main characteristics of the MHWs change according to SST variability of the study area, we divided the eastern tropical Atlantic Ocean into three zones (Figure 3). Zone I, Zone II, and Zone III, representing areas (i) of high SST seasonal variability and (ii) where MHWs events have been observed (Figure 2A). These zones correspond respectively to the coastal

upwelling region north of the GG (10°W-10 °E, 2N°- 5°N), the equatorial upwelling region (30°W-12 °E, 5S°- 2°N) and the Congo-Gabon coastal upwelling area (0°E-15 °E, 15S°- 5°S).

3.2 Characteristics of MHWs in different zones of the eastern tropical Atlantic Ocean

3.2.1 Frequency of MHWs

After dividing the study area into three zones, motivated by the various factors defined above, we analyzed the various characteristics (i.e., duration, frequency, average intensity, and cumulative intensity) of MHWs in the three zones.

The frequencies of MHW occurrence per year in the different zones are illustrated in Figure 4. The spatial representation of the frequency in Zone I (Figure 4A) over the 30 year period shows that the average frequency of occurrence of MHWs in the north of the GG varies from 1 to 2.25 events per year. In this zone, MHWs are more frequent in the eastern part and along the coast than in the west. The temporal distribution of these MHWs (Figure 4D) shows that the first MHW events during the study period appeared in 1998 with a frequency of at most two events per year until 2005. From 2006 onwards, there was an increase in this frequency, especially during the most recent years, with maximum values of eight events in 2018 and 2019, giving a total of sixty-four (64) events identified in Zone I during 1991 to 2020. The increase in the frequency of MHWs in Zone I is associated with a significant upward trend of 2.1 events per year.

According to the spatial evolution of the frequency of MHWs (Figure 4B), MHWs are more frequent along the equator between 2°

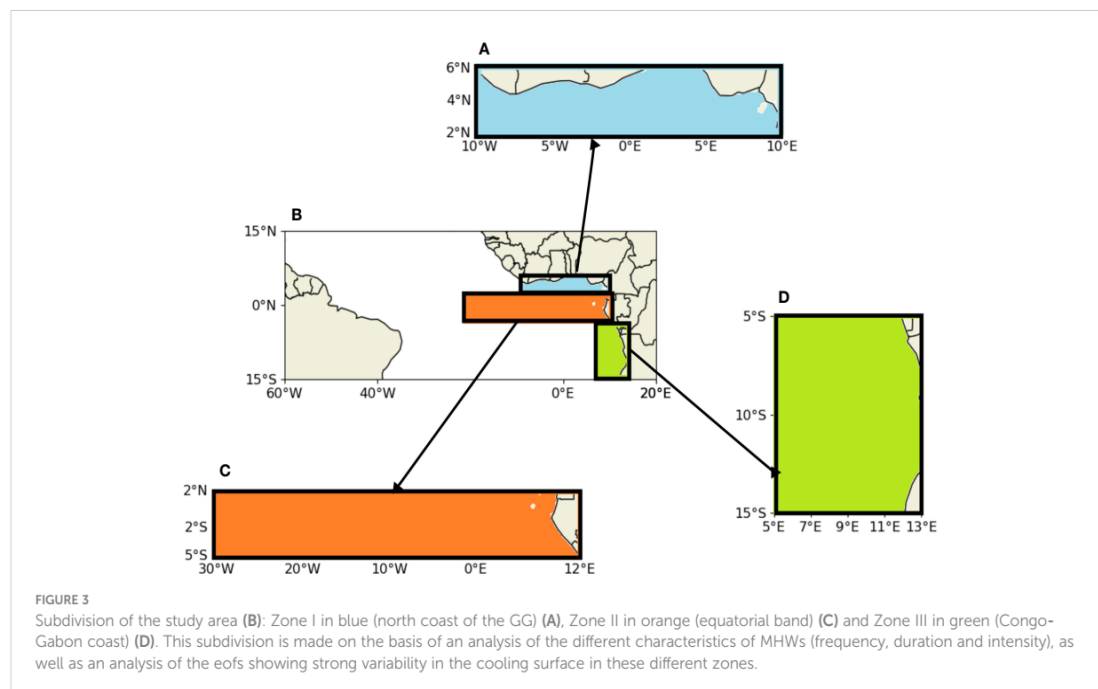
S and 2°N and along the east coast in zone II. MHWs events are observed from one to 2.75 times per year. MHWs have been occurring in Zone II, since 1991 but with a low frequency during the period 1991-2006, when they occurred around one or two times a year (Figure 4E). From 2007 onwards, an increase in frequency was observed, reaching eight (8) events in 2016. One can note a total of fifty-seven (57) events evolving according to a trend of 1.2 events per year. This trend is statistically significant at 95% using Student's t-test.

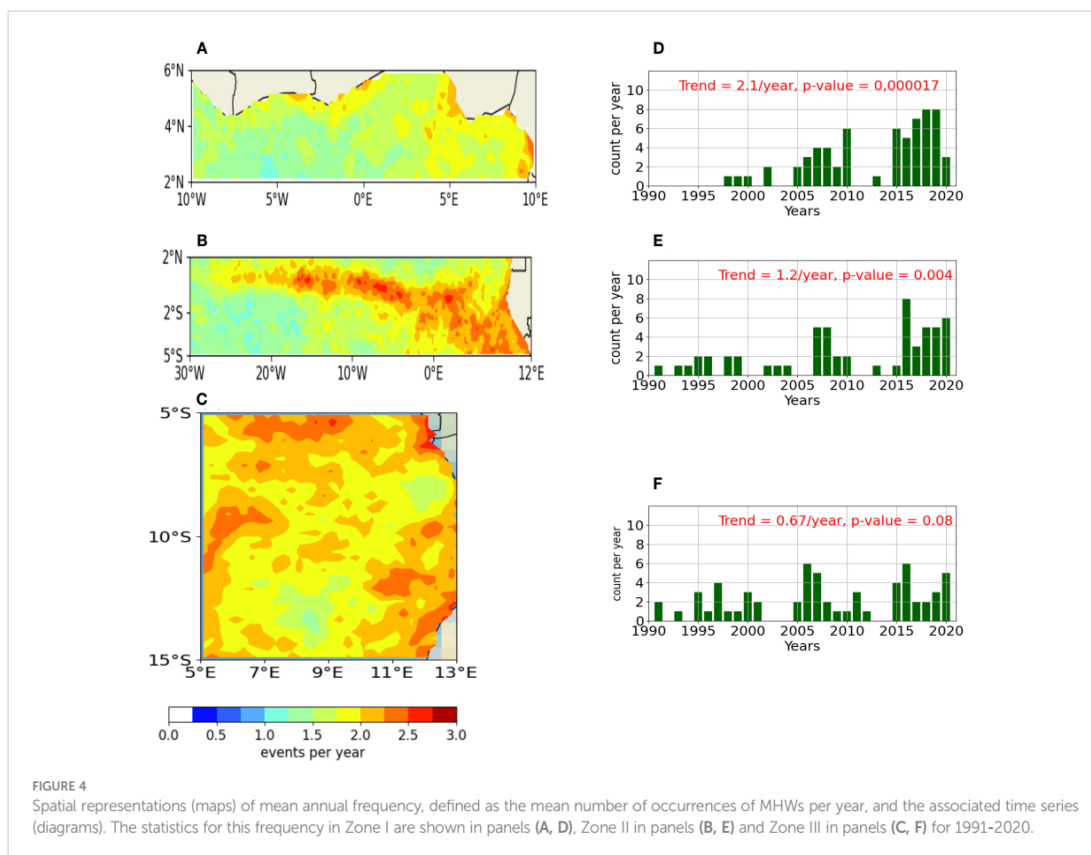
Spatial evolution of the frequency of MHWs (Figure 4C) shows that the frequency of MHWs in Zone III varies on average between 1 and 2.5 events per year. A large part of this zone experiences at least 2 events per year on average and, as in the other two zones, MHWs are more frequent at the coast. Their temporal representation (Figure 4F) shows the existence of these events since 1991. Their frequencies are up to 4 events in 1997, during the period 1991-2006. From 2007 onwards, an increase in frequency was observed. A maximum frequency of 6 events is noted in 2007 and 2016. Herewith, a total of 61 events are recorded in Zone III, with a non-significant trend of 0.67 events per year.

Zone I is the zone with the most MHWs events in 30 years, i.e. from 1991 to 2020. This increase has an upward trend of 2.1 events on average per year, which is around twice the trend in the frequency of MHWs in Zone III.

3.2.2 Duration of MHWs

The spatial and temporal variations in duration associated with the MHWs events are illustrated in Figure 5. These durations are the number of days between the start and end dates of a MHWs event. According to the spatial variation, MHWs in Zone I last on average between 5 and 12.5 days per year (Figure 5A). Those of





longer duration are located in the western part, in contrast to the spatial variation of higher frequency of occurrence in this zone. This suggests that MHWs of longer duration are less frequent than those of shorter duration in Zone I. Their temporal variation (Figure 5D) ranges from 6 to 33 days on average. The maximum duration of 33 days was observed in 1999, one year after the first appearance of MHWs over the period 1991 to 2020. A decrease is then observed from 2000 with a warming lasting between 6 and 12 days on average until 2015 when an increase is observed. This increase has a statistically insignificant trend of 1.7 days per year ($p\text{-value} > 0.05$). One can note that according to Student's *t*-test, the trend is only significant for $p\text{-values} < 0.05$.

In the equatorial region (Zone II), long-lasting MHWs are observed in the south-western part of this region. A maximum duration of 18 days on average per year is noted (Figure 5B). Like Zone I, these long-duration MHWs are in the band where MHWs are less frequent. The time trend (Figure 5E) shows that MHWs lasted an average of 5 to 15 days between 1991 and 2003. From 2004 onwards, they increased in duration, reaching 49 days in 2019. This corresponds to the maximum duration of MHWs in Zone II over the study period. This sharp increase in the duration of MHWs follows a significant trend of 5.5 days per year.

In Zone III, the annual spatial trend shows that MHWs vary on average between 6 and 16.5 days per year (Figure 5C). The long-

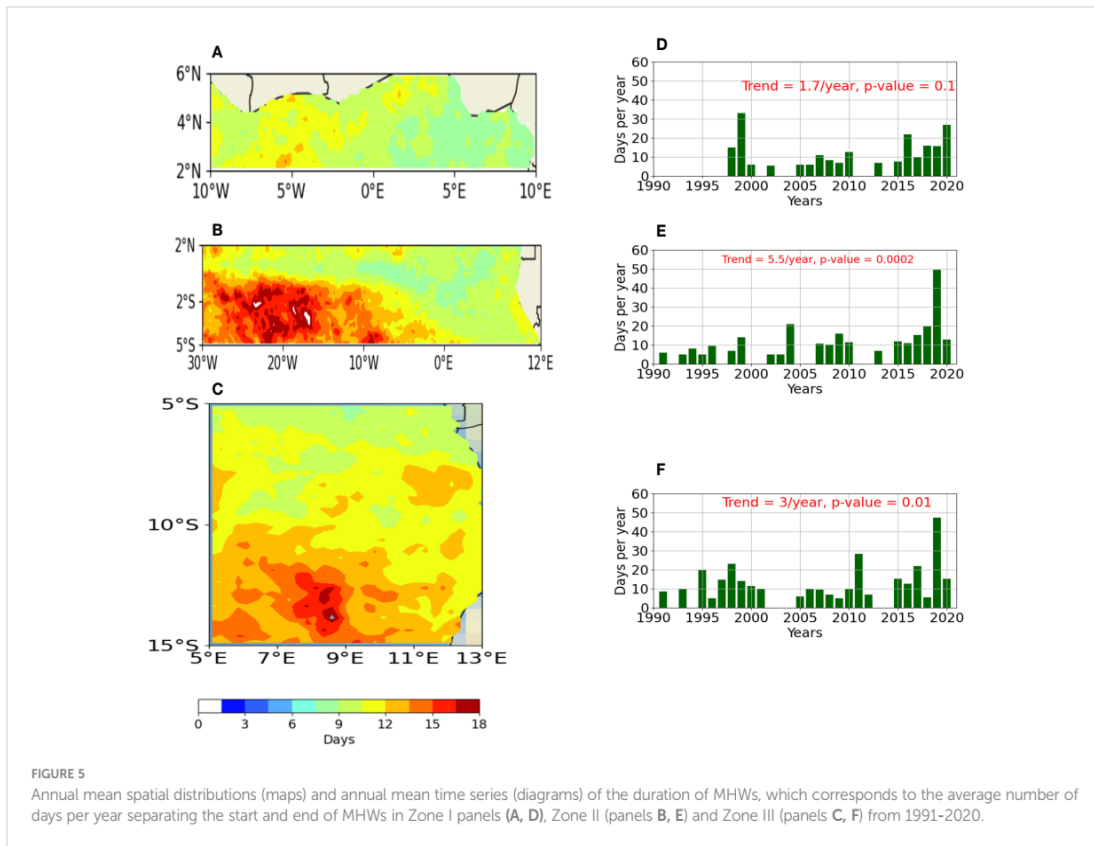
duration events are found in the southern part of the zone where it coincides with some areas of high frequency of MHW occurrence. As regards temporal evolution (Figure 5F), MHWs lasted between 5 and 24 days during the period 1991 to 2001. From 2002 to 2009, this duration reduced. From 2010 onwards the duration increased, reaching its maximum value of 47 days in 2019. The trend ($p\text{-value} = 0.01$) associated with this change in MHWs duration is 3 days per year.

Overall, Zone II is the zone where MHWs have evolved the most in terms of duration, with a trend three times greater than in Zone I. The year 2019 was the year in which MHWs events of the longest duration were observed in both Zones II and III.

3.2.3 Intensity of MHWs

The spatial and temporal variations of MHW intensity for the three different zones are shown in Figure 6. The cumulative intensity, which is the sum of the MHW intensities per year, is superimposed on the temporal plot (i.e., Figure 6 right panel).

The mean annual intensity in Zone I varies between 0.4 and 1.3°C (Figure 6A). The temporal evolution of this average intensity indicates that the maximum value was observed in 1998, the year of the first MHW observed in this zone. The minimum value is found in 2002 (Figure 6D). The cumulative annual intensity varies between 4.8°C in 2002 and 30°C in 2020. The mean annual intensity and



cumulative annual intensity follow respectively trends of -0.0011°C per year, which is not significant and 2.5°C per year, which is significant.

In Zone II, the spatial variation shows that the mean annual intensity varies between 0.77 and 2.4°C (Figure 6B). High intensity of MHWs is frequent in Zone II and can reach 2.4°C . The temporal variation of the mean annual intensity and the year-to-date gives the maximum intensity (1.1°C) in 2015 and the minimum (0.77°C) in 2013 (Figure 6E). The cumulative annual intensity associated with the MHWs varies between 4 and 48°C , with the maximum cumulative value observed in 2019. The trend associated with the mean intensity in this zone is non-significant and negative (-0.0005°C). In contrast to this trend, the cumulative trend shows an increase of 4.8°C with a $p\text{-value} < 0.05$.

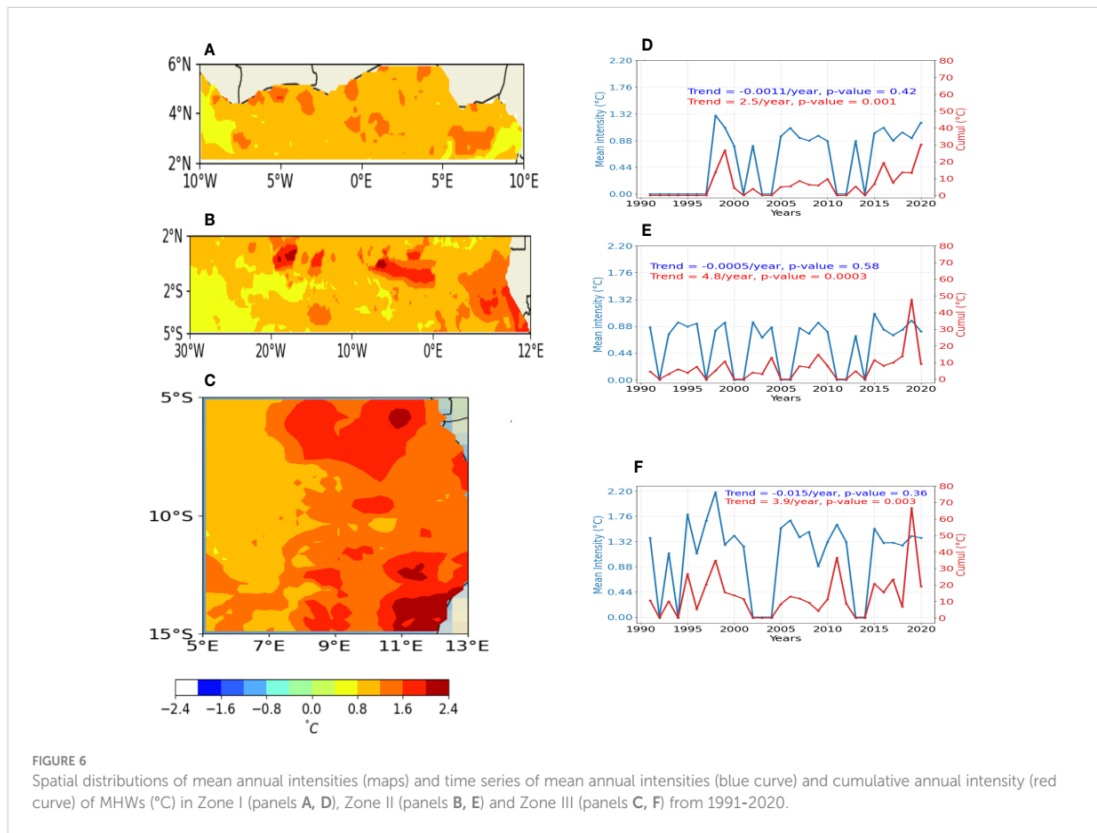
The spatial evolution of MHWs in Zone III (Figure 6C) shows that the most intense MHWs are located in the eastern part of the region near the coast, with a mean annual variation of between 0.8 and 2.2°C . The most intense MHWs are frequent in Zone III. The temporal variation of the mean annual intensity shows that the maximum value of 2.2°C is obtained in 1998. The minimum value of 1.15°C is found in 1994 (Figure 6F). The cumulative annual intensity varies between 2 and 68°C , with its highest value in 2019. The mean annual intensity and the cumulative annual intensity follow respective trends of -0.015°C per year, which is not significant, and 3.9°C , which is significant.

3.3 The most important MHWs events in terms of intensity

The MHWs events with the maximum intensities for the three zones are analyzed in this section. The days with SST anomalies greater than 2°C in Zones I and III and 1.5°C in Zone II have been identified. They will be referred to as events. There are 2 stronger events in Zone I, 2 in Zone II and 3 in Zone III.

Figure 7 shows the evolution of these MHWs events described above. In the eastern part of GG (Zone I), a strong event occurred on June 11th, 2006 (Figure 7A). The rise in SST anomaly is up to about 2.2°C . SST anomalies with values ranging between 0.2 and 0.5°C have been observed in the eastern part of GG. This MHW event occurred during the transition season for the coastal upwelling of the northern GG (defined as June–July). This transition season is characterized by a gradual decrease in SST to the north of the GG. On February 26th, 2020, a second event (Figure 7B) is observed with a maximum anomaly greater than 2°C . This second strong event occurred during the minor cold season (defined as January–March). This season is characterized by minimal seasonal variation in SST. The periods during which these two events occurred correspond to periods when the SST varies more or less to the north of the GG.

In the equatorial zone (Figures 7C, D), 2 strong events were detected. The first one is on January 11th, 2020 and located between 21°W – 2°W . This large part of abnormally warm area recorded a



maximum SST anomaly values up to 1.8°C. The second event observed on February 7th, 2020 is located in the 30°W-15°W longitudinal band. This latter event occurred 27 days after the first one. It stretched over a smaller area and recorded lower maximum SST anomaly values than the first event. These 2 most intense events occurred outside the equatorial upwelling season.

The strong event in Zone III is reported on November 13th, 1997 (Figure 7E). This warming stretched over a large area with SST anomalies varying between 0.2°C and 3.6°C. This strong MHW event has the greatest impact on the area south of 7°S. Another intense event occurred on July 1st, 1998 (Figure 7F). This strong event, with maximum SST anomalies of ~3.6°C, resulted in significant SST increases in the eastern part of this zone. High anomalies of SST (up to 2.6°C), are found over more than 60% of this area. On November 11th, 2019, a significant rise in SST is observed in almost all regions of this zone (Figure 7G). The maximum values of SST anomalies (~3.6°C) associated with this event is located at ~9°S-10° E. These zones of high intensity shown in Figure 7 are in agreement with the results of section 3.2.c (see Figures 6A-C).

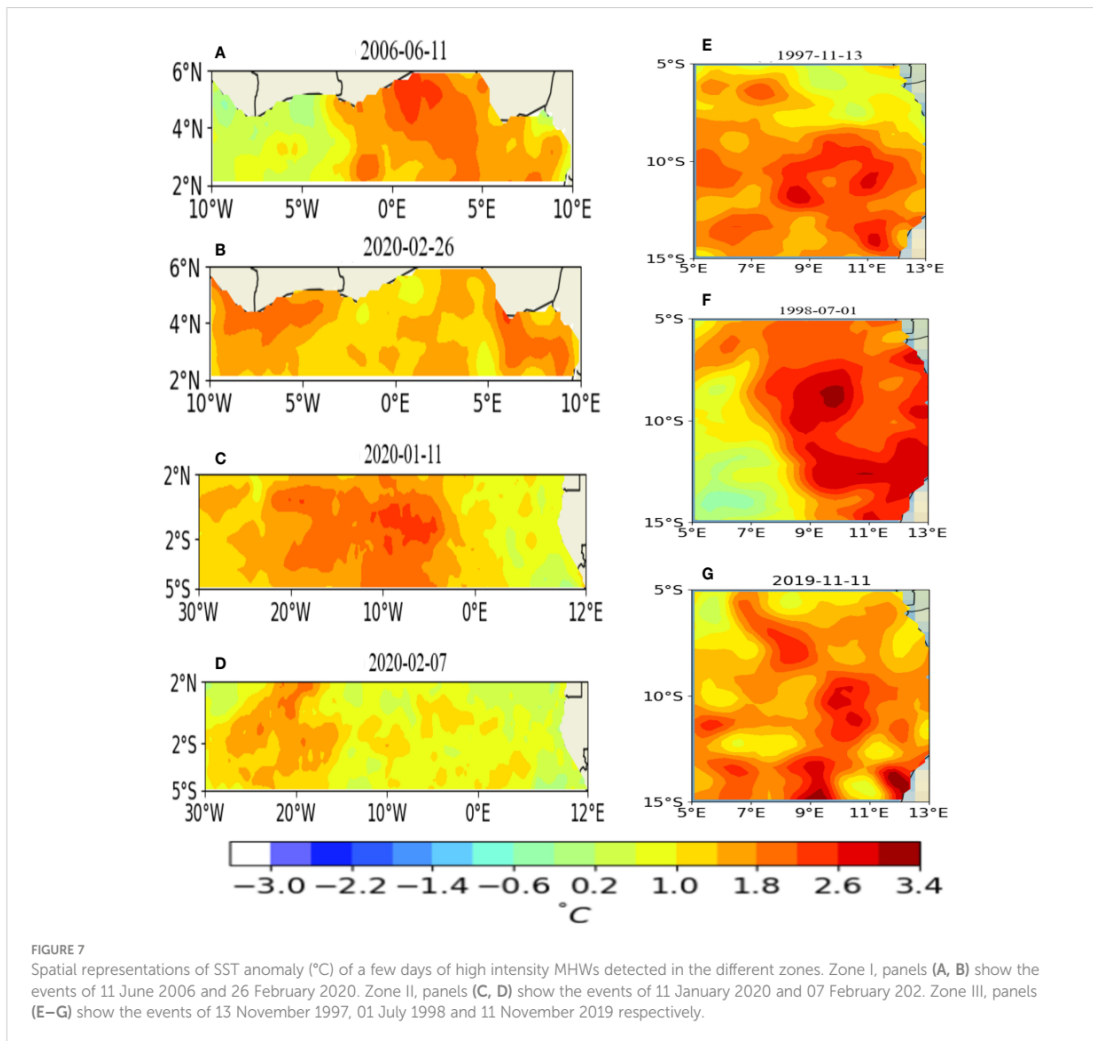
3.4 Subsurface warming and categorization of MHWs in the GG

In this section, we analyze the temporal evolution of the longest-lasting (Figure 8A) and most extreme MHWs event in the

equatorial zone (Zone II). The climatology of SST, the 90th percentile and SST are represented respectively in dashed black curve, the green curve and black solid curve. The part in red represents the MHWs event. This event started on 15th October 2019 and lasted until 13th March 2020. Low intensities are observed during the period from 15th October to 30th October, and from 1st November until the end of the event. High intensities are observed, although these fluctuate to a greater or lesser extent.

The Hovmöller diagram (Figure 8B) represents the temperature anomalies during the same MHWs event, from 1st October 2019 to 13th March 2020. This ocean temperature anomaly is calculated at the equator, with data derived from the PIRATA buoy (0°W-0°N). The temperature anomalies are positive in the subsurface (around a depth of 40 meters) before 15th October (i.e. before the start of the surface event). From 15th October onwards, these positive anomalies are observed at the surface with low values of <0.5°C. The highest values (>2°C) are located in the subsurface between 40 and 80 meters. From November onwards, between 40 and 80 meters depth, a slight cooling is observed until the end of the event.

Over the last 30 years, the MHW events detected in the various zones fall into two categories: category I and category II (Figure 9). The breakdown of these two categories shows that only 9%, 4% and 10% of the MHWs detected in Zones I, II and III respectively are from category II. The trend in the severity of MHWs is virtually the same in Zones I and II, which are also the zones with the highest number of MHW events.



4 Discussion and conclusion

MHWs in the eastern tropical Atlantic Ocean are characterized using temperature data from OISST, from January 1991 to December 2020 and the PIRATA datasets, from October 2019 to March 2020. This eastern tropical Atlantic region is home to MHWs events in recent decades. Based on the spatial distribution of the different characteristics of these MHWs, the study area has been subdivided into three zones. The first zone is the northern coast of the GG, the second is the equatorial zone and the third is the Congo-Gabon coastal area.

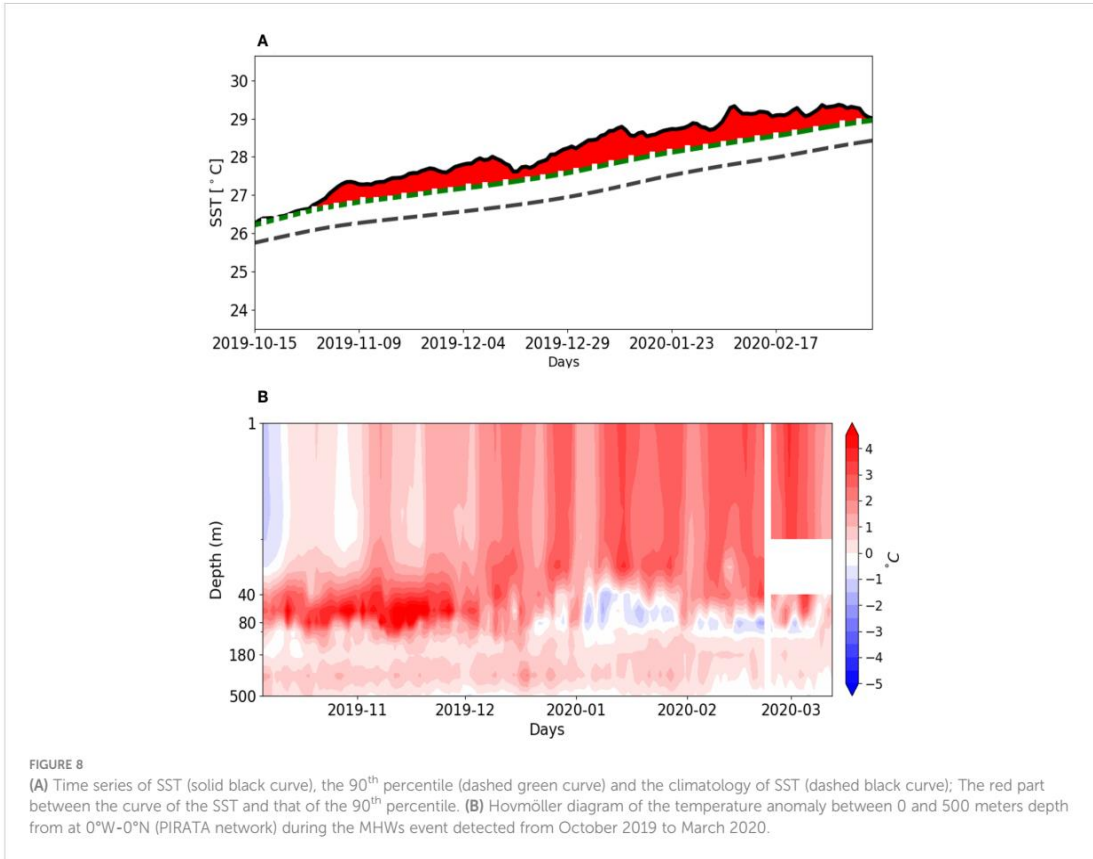
Studies by (Oliver et al., 2018; Oliver, 2019) on characteristics such as the duration, intensity and frequency of MHWs using a range of climate models have shown an increase in these different characteristics. Anthropogenic warming would be one of the major causes of this long-term increase in MHWs (Oliver, 2019; Marin et al., 2021). This is in good agreement with our results highlighting high spatial and temporal variability in all features in the eastern tropical Atlantic Ocean.

First of all, spatial and temporal distributions of annual mean features of MHWs were analyzed. The results showed that the

frequency of MHWs in the GG varied from about 2.1, 1.2 and 0.6 events per year respectively from Zone 1 to Zone 3. The higher frequencies are found at the GG north coast (> 2 events, Figure 4D) and the lower frequencies at the Congo-Gabon coast (Figure 4F).

This zone-dependent rate of occurrence of MHWs can be explained by the ocean conditions in these regions. The increased frequency of MHWs at the northern GG coast suggests that the oceanic heat introduced into this area is lost rapidly or indicates a residence time of water mass. In other regions, rapid changes in air-sea exchange lead to the rapid onset of MHWs (Bond et al., 2015; Jacox et al., 2019; Salinger et al., 2019).

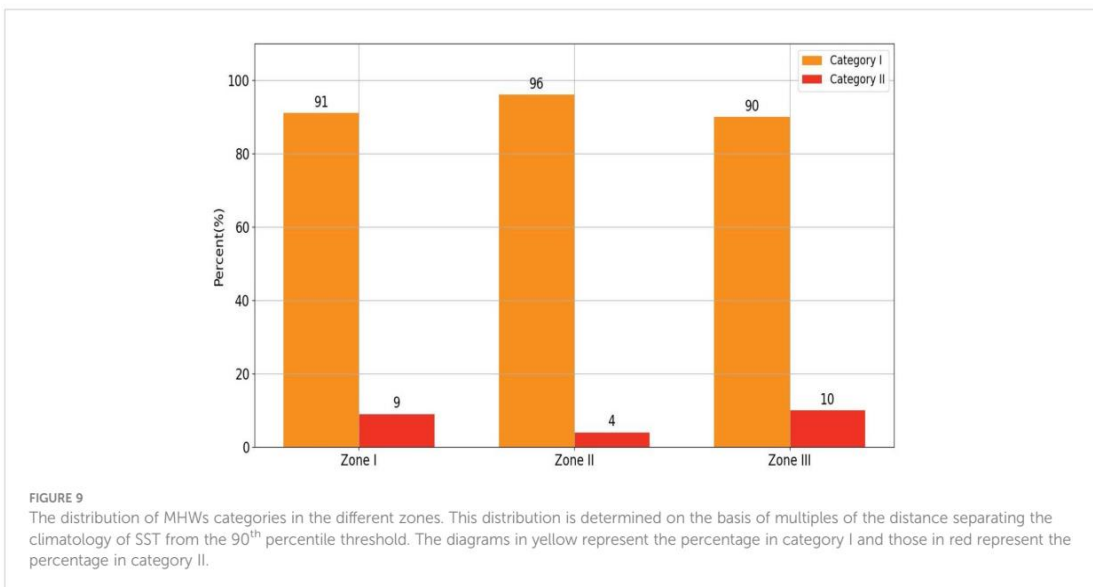
The total number of days of MHWs events also varied significantly up to 49 days (Figure 5F). Long-duration MHWs were observed at the equator and along the Congo-Gabon coast. They have increased over the last decade and particularly during 2019. During the latter year, events lasting more than 40 days have been observed, from October 2019 to March 2020. This is in agreement with a study by Costa and Rodrigues (2021). In that study, the authors found that the presence of strong positive



temperature anomalies along the equator and the Angolan coast was detected from October 2019 to February 2020. However, the events to the north of the GG are short-lived.

With regard to intensities, we have shown that there is no clear trend for the mean annual intensities in the different zones. There is

also no significant change and a maximum value of -0.015°C per year along the Congo-Gabon coast is found. But unlike the mean annual intensity, the cumulative annual intensity show significant positive trends of $2.5^{\circ}\text{C}/\text{year}$ for Zone I, $2.2^{\circ}\text{C}/\text{year}$ for Zone II and $4.8^{\circ}\text{C}/\text{year}$ for Zone III. This means that the areas of highest



intensity are those on the Congo-Gabon coast and on the northern coast of the GG. The most intense MHWs event is located on the Congo-Gabon coast. High intensity MHWs events are detected during or after upwelling on the Congo-Gabon coast, whereas in the equatorial zone and on the north coast of the GG they occur outside the upwelling period (Djakouré et al., 2014; Djakouré et al., 2017).

The subsurface temperature results show subsurface warming between 40 and 80 meters depth at 0°W-0°N before the appearance of MHWs at the surface, in October 2019. This warming observed is in agreement with the result of Costa and Rodrigues (2021). These authors have shown temperature anomalies (>2°C) between 40 and 60 meters depth in November and also in December 2019. These MHWs events took place in the eastern equatorial Atlantic during the peak of the Benguela Niño. These strong warmings are transported to the surface a few days later, giving way to a cooling until the temperature returns to normal. These warmings could be caused by the eastward propagation of an ascending Kelvin wave induced by an ascending Rossby wave reflecting at the western boundary which is forced by westerly wind anomalies along the equator (Nagura and McPhaden, 2010; Costa and Rodrigues, 2021). Subsurface cooling could explain the fluctuations observed in the intensity of the surface event. The strong presence of MHWs from category I, observed in the eastern tropical Atlantic, is relatively common worldwide.

This study presents the different characteristics of MHWs and their evolution in the eastern tropical Atlantic. It has been shown that MHWs in this region are increasing in frequency, duration and cumulative intensity. The change in mean intensity remains low in this part of the eastern tropical Atlantic. It has also been shown that the changes in characteristics are not uniform and show regional differences. Finally, the results suggested that ocean temperatures are a potential predictability of MWHs.

Data availability statement

Publicly available datasets were analyzed in this study. This data can be found here: <https://www.ncei.noaa.gov/products/optimum-interpolation-sst> <http://www.pmel.noaa.gov/gtmba/pmel-theme/atlantic-392.ocean-pirata> or <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/ird/pirata/pirata-data/s>.

Author contributions

SD: Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Funding acquisition, Methodology, Resources, Software, Supervision, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing –

review & editing. MK: Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Investigation, Methodology, Resources, Software, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing. KUK: Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Methodology, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing. KYK: Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Investigation, Methodology, Resources, Supervision, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing. MA: Conceptualization, Data curation, Formal analysis, Methodology, Supervision, Validation, Writing – review & editing. EN: Formal analysis, Validation, Visualization, Writing – original draft, Writing – review & editing. ST: Software, Writing – review & editing.

Funding

The author(s) declare financial support was received for the research, authorship, and/or publication of this article. This work is supported by the TRIATLAS project, which has received funding from the European Union's Horizon 2020 research and innovation program under grant agreement 377 817578 and IRD JEAI IVOARE-UP.

Acknowledgments

This work contributes to the TRIATLAS and IRD JEAI IVOARE-UP projects. We thank the NOAA administration and PIRATA for making their data available.

Conflict of interest

The authors declare that the research was conducted in the absence of any commercial or financial relationships that could be construed as a potential conflict of interest.

Publisher's note

All claims expressed in this article are solely those of the authors and do not necessarily represent those of their affiliated organizations, or those of the publisher, the editors and the reviewers. Any product that may be evaluated in this article, or claim that may be made by its manufacturer, is not guaranteed or endorsed by the publisher.

References

- Amaya, D. J., Miller, A. J., Xie, S.-P., and Kosaka, Y. (2020). Physical drivers of the summer 2019 North Pacific marine heatwave. *Nat. Commun.* 11, 1903. doi: 10.1038/s41467-020-15820-w
- Arias-Ortiz, A., Serrano, O., Masqué, P., Lavery, P. S., Mueller, U., Kendrick, G. A., et al. (2018). A marine heatwave drives massive losses from the world's largest seagrass carbon stocks. *Nat. Climate Change* 8, 338–344. doi: 10.1038/s41558-018-0096-y

- Atkinson, J., King, N. G., Wilmes, S. B., and Moore, P. J. (2020). Summer and winter marine heatwaves favor an invasive over native seaweeds. *J. Phycolgy* 56, 1591–1600. doi: 10.1111/jpy.13051
- Bond, N. A., Cronin, M. F., Freeland, H., and Mantua, N. (2015). Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. *Geophysical Res. Lett.* 42, 3414–3420. doi: 10.1002/2015GL063306
- Bourlès, B., Araujo, M., McPhaden, M. J., Brandt, P., Foltz, G. R., Lumpkin, R., et al. (2019). PIRATA: A sustained observing system for tropical Atlantic climate research and forecasting. *Earth Space Sci.* 6, 577–616. doi: 10.1029/2018EA000428
- Bourlès, B., Lumpkin, R., McPhaden, M. J., Hernandez, F., Nobre, P., Campos, E., et al. (2008). The PIRATA program: History, accomplishments, and future directions. *Bull. Am. Meteorological Soc.* 89, 1111–1126. doi: 10.1175/2008BAMS2462.1
- Caputi, N., Kangas, M., Denham, A., Feng, M., Pearce, A., Hetzel, Y., et al. (2016). Management adaptation of invertebrate fisheries to an extreme marine heat wave event at a global warming hot spot. *Ecol. Evol.* 6, 3583–3593. doi: 10.1002/ece3.2137
- Casado-Amezúa, P., Araújo, R., Bárbara, I., Bermejo, R., Borja, Á., Díez, I., et al. (2019). Distributional shifts of canopy-forming seaweeds from the Atlantic coast of Southern Europe. *Biodiversity Conserv.* 28, 1151–1172. doi: 10.1007/s10531-019-01716-9
- Costa, N. V., and Rodrigues, R. R. (2021). Future summer marine heatwaves in the western South Atlantic. *Geophysical Res. Lett.* 48, e2021GL094509. doi: 10.1029/2021GL094509
- Des, M., Martínez, B., DeCastro, M., Viejo, R. M., Sousa, M. C., and Gómez-Gesteira, M. (2020). The impact of climate change on the geographical distribution of habitat-forming macroalgae in the Rías Baixas. *Mar. Environ. Res.* 161, 105074. doi: 10.1016/j.marenvres.2020.105074
- Di Lorenzo, E., and Mantua, N. (2016). Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. *Nat. Climate Change* 6, 1042–1047. doi: 10.1038/nclimate3082
- Djakouré, S., Penven, P., Bourlès, B., Koné, V., and Veitch, J. (2017). Respective roles of the Guinea Current and local winds on the coastal upwelling in the northern Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanography* 47, 1367–1387. doi: 10.1175/JPO-D-16-0126.1
- Djakouré, S., Penven, P., Bourlès, B., Veitch, J., and Koné, V. (2014). Coastally trapped eddies in the north of the Gulf of Guinea. *J. Geophys. Res.: Oceans* 119, 6805–6819. doi: 10.1002/2014JC010243
- Duarte, L., Viejo, R. M., Martínez, B., deCastro, M., Gómez-Gesteira, M., and Gallardo, T. (2013). Recent and historical range shifts of two canopy-forming seaweeds in North Spain and the link with trends in sea surface temperature. *Acta Oecologica* 51, 1–10. doi: 10.1016/j.actao.2013.05.002
- Fernández, C. (2011). The retreat of large brown seaweeds on the north coast of Spain: the case of *Saccorhiza polyschides*. *Eur. J. Phycology* 46, 352–360. doi: 10.1080/09670262.2011.617840
- Fernández, C. (2016). Current status and multidecadal biogeographical changes in rocky intertidal algal assemblages: the northern Spanish coast. *Estuarine Coast. Shelf Sci.* 171, 35–40. doi: 10.1016/j.ecss.2016.01.026
- Fernández, C., and Anadón, R. (2008). La cornisa cantábrica: un escenario de cambios de distribución de comunidades intermareales. *Algas* 39, 30–32.
- Foltz, G. R., Brandt, P., Richter, I., Rodriguez-Fonseca, B., Hernandez, F., Dengler, M., et al. (2019). The tropical Atlantic observing system. *Front. Mar. Sci.* 6, 206. doi: 10.3389/fmars.2019.00206
- Frölicher, T. L., and Laufkötter, C. (2018). Emerging risks from marine heat waves. *Nat. Commun.* 9, 650. doi: 10.1038/s41467-018-03163-6
- Garrabou, J., Coma, R., Bensoussan, N., Bally, M., Chevaldonné, P., Cigliano, M., et al. (2009). Mass mortality in Northwestern Mediterranean rocky benthic communities: effects of the 2003 heat wave. *Global Change Biol.* 15, 1090–1103. doi: 10.1111/j.1365-2486.2008.01823.x
- Gelman, A. (2007). Struggles with survey weighting and regression modeling. *Stat. Sci.* 22 (2), 153–164. doi: 10.1214/088342307000000203
- Gómez-Gesteira, M., Decastro, M., Alvarez, I., and Gómez-Gesteira, J. L. (2008). Coastal sea surface temperature warming trend along the continental part of the Atlantic Arc (1985–2005). *J. Geophys. Res.* 113, 2007JC004315. doi: 10.1029/2007JC004315
- Hardman-Mountford, N. J., and McGlade, J. M. (2003). Seasonal and interannual variability of oceanographic processes in the Gulf of Guinea: an investigation using AVHRR sea surface temperature data. *Int. J. Remote Sens.* 24, 3247–3268. doi: 10.1080/0143116021000021297
- Hobday, A. J., Alexander, L. V., Perkins, S. E., Smale, D. A., Straub, S. C., Oliver, E. C., et al. (2016). A hierarchical approach to defining marine heatwaves. *Prog. Oceanography* 141, 227–238. doi: 10.1016/j.pocan.2015.12.014
- Hobday, A. J., Oliver, E. C., Gupta, A. S., Benthuisen, J. A., Burrows, M. T., Donat, M. G., et al. (2018). Categorizing and naming marine heatwaves. *Oceanography* 31, 162–173. doi: 10.5670/oceanog.2018.205
- Holbrook, N. J., Scannell, H. A., Sen Gupta, A., Benthuisen, J. A., Feng, M., Oliver, E. C., et al. (2019). A global assessment of marine heatwaves and their drivers. *Nat. Commun.* 10, 2624. doi: 10.1038/s41467-019-10206-z
- Hu, S., Li, S., Zhang, Y., Guan, C., Du, Y., Feng, M., et al. (2021). Observed strong subsurface marine heatwaves in the tropical western Pacific Ocean. *Environ. Res. Lett.* 16, 104024. doi: 10.1088/1748-9326/ac26f2
- Hughes, T. P., Barnes, M. L., Bellwood, D. R., Cinner, J. E., Cumming, G. S., Jackson, J. B., et al. (2017). Coral reefs in the anthropocene. *Nature* 546, 82–90. doi: 10.1038/nature22901
- Jacox, M. G., Alexander, M. A., Stock, C. A., and Hervieux, G. (2019). On the skill of seasonal sea surface temperature forecasts in the California Current System and its connection to ENSO variability. *Climate Dynamics* 53, 7519–7533. doi: 10.1007/s00382-017-3608-y
- Jones, K. R., Klein, C. J., Halpern, B. S., Venter, O., Grantham, H., Kuempel, C. D., et al. (2018). The location and protection status of Earth's diminishing marine wilderness. *Curr. Biol.* 28, 2506–2512. doi: 10.1016/j.cub.2018.06.010
- Koné, M., Djakouré, S., Adon, M., Ta, S., and Kouadio, Y. (2022). Marine Heatwaves, Upwelling, and Atmospheric Conditions during the Monsoon Period at the Northern Coast of the Gulf of Guinea. *Climate* 10, 199. doi: 10.3390/cli10120199
- Koné, V., Lett, C., Penven, P., Bourlès, B., and Djakouré, S. (2017). A biophysical model of *S. aurita* early life history in the northern Gulf of Guinea. *Prog. oceanography* 151, 83–96. doi: 10.1016/j.pocan.2016.10.008
- Koranteng, K. A., and McGlade, J. M. (2001). Climatic trends in continental shelf waters off Ghana and in the Gulf of Guinea 1963–1992. *Oceanologica Acta* 24, 187–198. doi: 10.1016/S0399-1784(01)01140-9
- Kouadio, Y. K., Djakouré, S., Aman, A., Ali, K. E., Koné, V., and Toulay, E. (2013). Characterization of the boreal summer upwelling at the northern coast of the Gulf of Guinea based on the PROPAO *in situ* measurements network and satellite data. *Int. J. Oceanography* 2013. doi: 10.1155/2013/816561
- Marin, M., Bindoff, N. L., Feng, M., and Phillips, H. E. (2021). Slower long-term coastal warming drives dampened trends in coastal marine heatwave exposure. *J. Geophysical Research: Oceans* 126, e2021JC017930. doi: 10.1029/2021JC017930
- Martinez, J., Leonelli, F. E., Garcia-Ladona, E., Garrabou, J., Kersting, D. K., Bensoussan, N., et al. (2023). Evolution of marine heat waves in warming seas: the case study of the Mediterranean Sea. *In. Mars Sci.* 10. doi: 10.3389/fmars.2023.1193164
- Mills, K. E., Pershing, A. J., Brown, C. J., Chen, Y., Chiang, F.-S., Holland, D. S., et al. (2013). Fisheries management in a changing climate: lessons from the 2012 ocean heat wave in the Northwest Atlantic. *Oceanography* 26, 191–195. doi: 10.5670/oceanog.2013.27
- Mohamed, B., Nilsen, F., and Skogseth, R. (2022). Marine heatwaves characteristics in the barents sea based on high resolution satellite data, (1982–2020). *Front. Mar. Sci.* 9, 821646. doi: 10.3389/fmars.2022.821646
- Müller, R., Laepple, T., Bartsch, I., and Wiencke, C. (2009). Impact of oceanic warming on the distribution of seaweeds in polar and cold-temperate waters. *Bot. Mar.* 52, 617–638. doi: 10.1515/BOT.2009.080
- Nagura, M., and McPhaden, M. J. (2010). Dynamics of zonal current variations associated with the Indian Ocean dipole. *J. Geophys. Res.: Oceans* 115, 2010JC006423. doi: 10.1029/2010JC006423
- Oliver, E. C. (2019). Mean warming not variability drives marine heatwave trends. *Climate Dynamics* 53, 1653–1659. doi: 10.1007/s00382-019-04707-2
- Oliver, E. C., Benthuisen, J. A., Darmaraki, S., Donat, M. G., Hobday, A. J., Holbrook, N. J., et al. (2021). Marine heatwaves. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 13, 313–342. doi: 10.1146/annurev-marine-032720-095144
- Oliver, E. C., Donat, M. G., Burrows, M. T., Moore, P. J., Smale, D. A., Alexander, L. V., et al. (2018). Longer and more frequent marine heatwaves over the past century. *Nat. Commun.* 9, 1–12. doi: 10.1038/s41467-018-03732-9
- Piñeiro-Corbeira, C., Barreiro, R., and Cremades, J. (2016). Decadal changes in the distribution of common intertidal seaweeds in Galicia (NW Iberia). *Mar. Environ. Res.* 113, 106–115. doi: 10.1016/j.marenvres.2015.11.012
- Reynolds, R. W., Smith, T. M., Liu, C., Chelton, D. B., Casey, K. S., and Schlax, M. G. (2007). Daily high-resolution-blended analyses for sea surface temperature. *J. Climate* 20, 5473–5496. doi: 10.1175/2007JCLI1824.1
- Salinger, M. J., Renwick, J., Behrens, E., Mullan, A. B., Diamond, H. J., Sirguey, P., et al. (2019). The unprecedented coupled ocean-atmosphere summer heatwave in the New Zealand region 2017/18: drivers, mechanisms and impacts. *Environ. Res. Lett.* 14, 044023. doi: 10.1088/1748-9326/ab012a
- Schlegel, R. W., Darmaraki, S., Benthuisen, J. A., Filbee-Dexter, K., and Oliver, E. C. (2021). Marine cold-spells. *Prog. Oceanogr.* 198, 102684. doi: 10.1016/j.pocan.2021.102684
- Schmeisser, L., Bond, N. A., Siedlecki, S. A., and Ackerman, T. P. (2019). The role of clouds and surface heat fluxes in the maintenance of the 2013–2016 Northeast Pacific marine heatwave. *J. Geophys. Res.: Atmospheres* 124, 10772–10783. doi: 10.1029/2019JD030780
- Servain, J., Busalacchi, A. J., McPhaden, M. J., Moura, A. D., Reverdin, G., Vianna, M., et al. (1998). A pilot research moored array in the tropical Atlantic (PIRATA). *Bull. Am. Meteorological Soc.* 79, 2019–2032. doi: 10.1175/1520-0477(1998)079<2019:APRMAI>2.0.CO;2
- Smale, D. A., Wernberg, T., Oliver, E. C., Thomsen, M., Harvey, B. P., Straub, S. C., et al. (2019). Marine heatwaves threaten global biodiversity and the provision of ecosystem services. *Nat. Climate Change* 9, 306–312. doi: 10.1038/s41558-019-0412-1
- Stretta, J. M. (1988). "Environnement et pêche thonière en Atlantique tropical oriental," in *Ressources, pêche et biologie des thonidés tropicaux de l'Atlantique centre-est. Document Technique sur les Pêches - FAO*; 292. Eds. F. Alain and M. Jacques. (Rome: FAO), 269–316.

- Thomsen, M. S., Mondardini, L., Alestra, T., Gerrity, S., Tait, L., South, P. M., et al. (2019). Local extinction of bull kelp (*Durvillaea* spp.) due to a marine heatwave. *Front. Mar. Sci.* 6, 84. doi: 10.3389/fmars.2019.00084
- Trainer, V. L., Moore, S. K., Hallegraeff, G., Kudela, R. M., Clement, A., Mardones, J. I., et al. (2020). Pelagic harmful algal blooms and climate change: Lessons from nature's experiments with extremes. *Harmful algae* 91, 101591. doi: 10.1016/j.hal.2019.03.009
- Viejo, R. M., Martínez, B., Arrontes, J., Astudillo, C., and Hernández, L. (2011). Reproductive patterns in central and marginal populations of a large brown seaweed: drastic changes at the southern range limit. *Ecography* 34, 75–84. doi: 10.1111/j.1600-0587.2010.06365.x
- Voerman, S. E., Llera, E., and Rico, J. M. (2013). Climate driven changes in subtidal kelp forest communities in NW Spain. *Mar. Environ. Res.* 90, 119–127. doi: 10.1016/j.marenvres.2013.06.006
- Wernberg, T., Bennett, S., Babcock, R. C., De Bettignies, T., Cure, K., Depczynski, M., et al. (2016). Climate-driven regime shift of a temperate marine ecosystem. *Science* 353, 169–172. doi: 10.1126/science.aad8745
- Yao, Y., and Wang, C. (2021). Variations in summer marine heatwaves in the South China Sea. *J. Geophys. Res.: Oceans* 126, e2021JC017792. doi: 10.1029/2021JC017792

Annexe 2 : Upwelling, vagues de chaleur océaniques et les conditions atmosphériques à la côte nord du Golfe de Guinée durant la période de la mousson Ouest africaine

Mamadou Koné^{1,2,*}, Sandrine Djakouré², Marcellin Adon¹, Samuel Ta³ and Yves Kouadio²¹

Laboratory of Environmental Sciences and Techniques (LSTE), University Jean-Lorougnon Guédé, Daloa BP 150, Côte d'Ivoire²Laboratory of Matter Sciences, Environment and Solar Energy (LASMES), University Felix Houphouet Boigny of Cocody-Abidjan, Abidjan 22 BP 582, Côte d'Ivoire³

UFR of Marine Sciences, University of San-Pédro, San-Pédro 01BP 18100, Côte d'Ivoire


paru dans *Climate*

Resumé :

Les conditions océaniques influencent les économies et le climat de l'Afrique de l'Ouest. Sur la base de l'ensemble de données quotidiennes sur 30 ans de la température optimale d'interpolation de la surface de la mer (OISST) de mai à octobre, la variabilité de la surface d'upwelling et les vagues de chaleur marines (MHW) sur la côte nord du golfe de Guinée sont étudiées. La surface de refroidissement diminue plus rapidement autour du cap des Palmes qu'autour du cap Trois Pointes et s'étend vers l'est. La variabilité des MHWs montre une occurrence fréquente de tels événements depuis 2015, ce qui est cohérent avec le réchauffement océanique observé et la diminution de la surface d'upwelling. Les fonctions orthogonales empiriques réalisées sur l'intensité cumulée annuelle des MHWs montrent quatre modes de variabilité qui incluent toute la côte nord, un dipôle est-ouest entre les deux caps, un contraste entre la côte nord aux deux caps et la section méridionale à l'est de 5 °E, et une opposition nord-sud. Ces schémas montrent des tendances sur 3, 6 et 8 ans et sont liés à l'upwelling côtier sur la côte nord du golfe de Guinée. De même, les conditions océaniques et atmosphériques de surface sont modifiées en fonction des périodes MHW. Ces changements ont lieu avant, pendant et après les événements MHW

Article

Marine Heatwaves, Upwelling, and Atmospheric Conditions during the Monsoon Period at the Northern Coast of the Gulf of Guinea

Mamadou Koné ^{1,2,*}, Sandrine Djakouré ², Marcellin Adon ¹, Samuel Ta ³  and Yves Kouadio ²

¹ Laboratory of Environmental Sciences and Techniques (LSTE), University Jean-Lorougnon Guédé, BP 150 Daloa, Côte d'Ivoire

² Laboratory of Matter Sciences, Environment and Solar Energy (LASMES), University Felix Houphouët Boigny of Cocody-Abidjan, 22 BP 582 Abidjan 22, Côte d'Ivoire

³ UFR of Marine Sciences, University of San-Pédro, 01BP 18100 San-Pédro, Côte d'Ivoire

* Correspondence: konemamadou884@gmail.com

Abstract: Ocean conditions influence the economies and climate of West Africa. Based on the 30-year daily Optimum Interpolation Sea Surface Temperature (OISST) dataset during May–October, upwelling surface variability and marine heatwaves (MHWs) at the northern coast of the Gulf of Guinea are investigated. The cooling surface decreases more rapidly around Cape Palmas than around Cape Three Points and extends eastward. MHWs variability exhibits a frequent occurrence of such events since 2015 that is consistent with the observed oceanic warming and the decrease in upwelling surface. The empirical orthogonal functions performed on the annual cumulated intensity of MHWs show four variability modes that include the whole northern coast, an east–west dipole between the two capes, a contrast between the northern coast at the two capes and the meridional section east of 5° E, and a north–south opposition. These patterns show 3-year, 6-year, and 8-year trends, and are related to coastal upwelling at the northern coast of the Gulf of Guinea. Similarly, surface ocean and atmospheric conditions are modified according to MHW periods. These changes take place before, during, and after MHW events. These results could be used to understand how this change influences the marine ecosystem, the local fisheries resources, and the extreme rainfall episodes in West Africa.

Keywords: upwelling; marine heatwaves; Gulf of Guinea; atmospheric and ocean surface conditions



Citation: Koné, M.; Djakouré, S.; Adon, M.; Ta, S.; Kouadio, Y. Marine Heatwaves, Upwelling, and Atmospheric Conditions during the Monsoon Period at the Northern Coast of the Gulf of Guinea. *Climate* **2022**, *10*, 199. <https://doi.org/10.3390/cli10120199>

Academic Editor: Salvatore Magazù

Received: 3 November 2022

Accepted: 29 November 2022

Published: 14 December 2022

Publisher's Note: MDPI stays neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.



Copyright: © 2022 by the authors. Licensee MDPI, Basel, Switzerland. This article is an open access article distributed under the terms and conditions of the Creative Commons Attribution (CC BY) license (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>).

1. Introduction

The Gulf of Guinea is a region in which upper ocean variability is noticeable through sea surface temperature (SST) anomalies that extend southward along the coast, and strongly influence the hydrology and coastal upwelling of adjacent regions. SST magnitudes on diurnal, seasonal, and interannual time scales are important when considering their impacts on the ocean–air turbulent flow exchanges. The spatial pattern of SST, which could be like a dipole between the southern and northern basins of the tropical Atlantic some years and like the El-Niño mode of the Pacific other years, could be influenced by the upwelling signal at the African coast. Hence, understanding the variability of the ocean conditions in this area and its relationship with the climate and atmosphere is of great interest, (i) firstly because the Gulf of Guinea is the main source of water vapor, constituting most of the precipitation on the continent [1,2]; (ii) secondly, because this area of the tropical Atlantic has the largest seasonal SST amplitude of about 5–8 °C [3].

Pauly and Christensen [3] reported that upwelling areas are economically important even though the overall surface of these regions represents less than 1% of the world ocean. In addition, coastal upwellings have a great impact on the local climate. Particularly, the surface conditions of the coastal ocean in the Gulf of Guinea in the northeast tropical

Atlantic influence the West African climate [4,5]. A coastal upwelling is seasonally observed along the northern coast of the Gulf of Guinea during the boreal winter and summer periods, i.e., from January to February (minor upwelling) and from June to October (major upwelling), respectively, off Côte d'Ivoire and Ghana [6,7]. June and October are transitional periods when the major upwelling is observed and are part of the Gulf of Guinea monsoon period [8]. These months are characterized by a progressive weakening of SST in June and a return of warm waters in October, corresponding to the beginning and the end of the upwelling season, respectively.

A recent report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [9] stated that the global temperature had increased by 1 °C compared to the pre-industrial period. This warming has also been experienced in the tropical Atlantic. Indeed, a regional analysis of SST trends in the tropical Atlantic [10] showed that the whole basin warmed from the mid-1970s, with a stronger positive trend in the northern basin (~1 °C) than in the southern basin (~0.6 °C). Particularly, this warming was important in the upwelling regions of West Africa and along the equator in the Gulf of Guinea. In this respect, Ali et al. [5] found an increase in positive SST anomalies at the northern coast of the Gulf of Guinea, associated with a decrease in the coastal upwelling intensity. Odekunle and Eludoyin [11] also showed that strong positive SST anomalies in the tropical Atlantic Ocean were associated with rainfall in West Africa. Finally, Asuquo and Oghenechovwe [12] suggested that some of these observed positive anomalies may be associated with the onset and the enhancement of marine heatwaves (MHWs) in this region. MHWs are defined as a prolonged discrete anomalously of high sea surface temperature (SST) in a particular location [13,14]. These last phenomena differ considerably from atmospheric heatwaves [15], although they are calculated according to the same convention [13]. MHWs can occur mainly during favorable ocean conditions such as positive SST anomalies or enhanced warm ocean currents [16–18]. Their contribution to the influence of atmospheric conditions is mainly explained by the accumulation of heat flux in the ocean due to the weakening of the wind speed [19,20]. MHW events are classified as oceanic extreme events which could negatively and sustainably influence marine ecosystems [20–22]. This situation could also negatively affect the populations who depend on the marine environment for their food. The consequences of these extreme oceanic events and their potential impact on the economies and climate of West African countries make the study of the variability of upwelling and MHWs, and their relationship with ocean–atmospheric conditions, essential for risk planning associated with these hazards. Similarly, MHWs are poorly documented at the northern coast of the Gulf of Guinea, and a limited number of studies have been conducted in this area [12,23].

The main objective of this study is to investigate the variability of upwelling and MHWs at the northern coast of the Gulf of Guinea and their relationships with atmospheric and ocean surface conditions. Section 2 presents the dataset and the method used. In Section 3, the analysis of the upwelling variability and the trends and patterns of MHWs variability is performed. This section also describes the relationships between upwelling and MHWs and presents the atmospheric and ocean surface conditions that occur during MHW events. Finally, a discussion and conclusion are provided in the last section.

2. Data and Methods

2.1. Data

The oceanic study area is the northern coast of the Gulf of Guinea, bordering the West African coast. It extends from 2° N to the northern coast at 6° N, between 10° W and 10° E. It includes Cape Palmas around 7° W at the border of Côte d'Ivoire and Liberia, and Cape Three Points around 2° W at the west of Takoradi in Ghana (Figure 1). This zone experiences two seasonal upwellings that are important for the marine ecosystem and the fishery in this area [24–26]. Such SST enhancement was associated with extreme rainfall precipitations in littoral areas [27] and could have disastrous consequences on fishery resources.

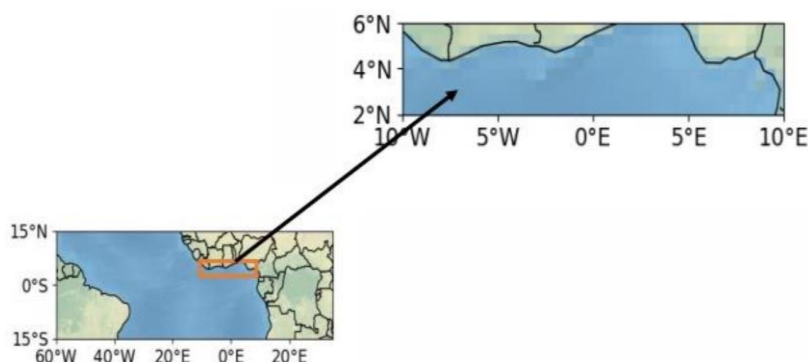


Figure 1. The tropical Atlantic Ocean. The orange box shows the northern coast of the Gulf of Guinea.

The relationships between the coastal upwelling, marine heatwaves (MHWs), and oceanic and atmospheric conditions are established by using the sea surface temperature (SST), horizontal and vertical winds, specific humidity, and latent heat flux. The coastal upwelling, MHWs, and sea surface conditions are documented for the tropical Atlantic using the National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) Optimum Interpolation (OI) sea surface temperature (SST) daily data [28]. These data are reported on a $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ grid for 1991–2020. May-to-October periods of each year are used for this study since they comprise the major coastal upwelling season at the northern coast of the Gulf of Guinea. They also correspond to the monsoon period [8]. This period is characterized by a progressive decrease in SST in June and a return of warm waters in October. Daily horizontal (at 2 m at the surface) and vertical wind fields, specific humidity, and latent heat flux are extracted from the National Center for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalysis dataset [29] for the same periods (1991–2020). These data are reported on a $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ grid, with 17 pressure levels from 1000 hPa to 10 hPa for vertical wind and 8 pressure levels from 1000 hPa to 10 hPa for specific humidity.

2.2. Detection of Coastal Upwelling Indices and Marine Heatwaves

The current definition of coastal upwelling indices used in this study follows Caniaux et al. [30]. These authors found a large interannual variability of the equatorial Atlantic cold tongue variability by using the spread of these indices. Based on NOAA OISST daily data, a threshold temperature of 25°C is chosen as it is lower than the mean SST reached in June in the eastern equatorial Atlantic [25,31]. Then, the coastal upwelling surface (CUS, in km^2) is defined as the daily total surface reached by the grids in which the temperature is lower than the threshold. In this study, the CUS is attributed to be zero when the SST is above the chosen threshold.

A complementary index used is the coastal upwelling index (CUI, in $^\circ\text{C}\cdot\text{km}^2\cdot\text{day}$). For each grid representing a pixel or a surface, the cooling is shown by the positive difference between the threshold and SST. The CUI is then performed daily as the sum of each difference between threshold and SST multiplied by the total surface reached by the cooled grids. These indices can be performed daily or yearly at the northern coast of the Gulf of Guinea (10°W – 10°E ; 2°N – 6°N) where coastal upwelling occurs. They allow for the estimation, each year, of the duration of the upwelling.

The original definition of Hobday et al. [13] is applied to detect marine heatwave (MHW) events. Three occurrences of these phenomena were analyzed for different areas. In conclusion, they suggest the use of MHWs to better understand their variability. An MHW event is defined as anomalous ocean warming on at least five consecutive days with an SST greater than the 90th percentile. The 90th percentile and the climatology of the SST are calculated for each calendar day from the daily SSTs, using an 11-day window centered

on each day of the year, and smoothed using a 31-day running average on the daily SST. The 90th percentile varies seasonally and makes it possible to identify MHWs at any time of the year [32]. The MHW events' identification was performed over the May–October period from 1991 to 2020. Four parameters are computed to detect MHW events. These parameters are duration, frequency, intensity, and reference climatology. Let us note that an MHW event intensity is defined as being the difference between the absolute SST and the climatological value. In this study, the MHW intensity is attributed to be zero when no MHW occurs during a certain period.

3. Results

3.1. Upwelling Variability in the Gulf of Guinea

Figure 2 shows the Hovmöller diagrams of the monthly cooling surface (Figure 2a) and the monthly anomaly diagram (Figure 2b) of the cooling surface (CUS) at the northern coast of the Gulf of Guinea. This figure is performed for the defined area (10° W– 10° E; 2° N– 6° N), by spatially averaging the CUS. Then, the anomalies are computed for every month by differentiating the value of its CUS by the climatology of that month. The largest cooling areas ($>0.30 \times 10^6 \text{ km}^2$) are observed during the 1991–2005 period, and particularly during August which represents the core of the major upwelling season in this area (see Figure 2a). Figure 2b shows that at the northern coast of the Gulf of Guinea, the upwelling season occurs generally from July to September, with extension in June and October some years. The CUS alternates between decreasing and increasing during 1991–2005. From 2006 up to 2020, there is a persistent decrease in the CUS, which could indicate a warming at the northern coast of the Gulf of Guinea.

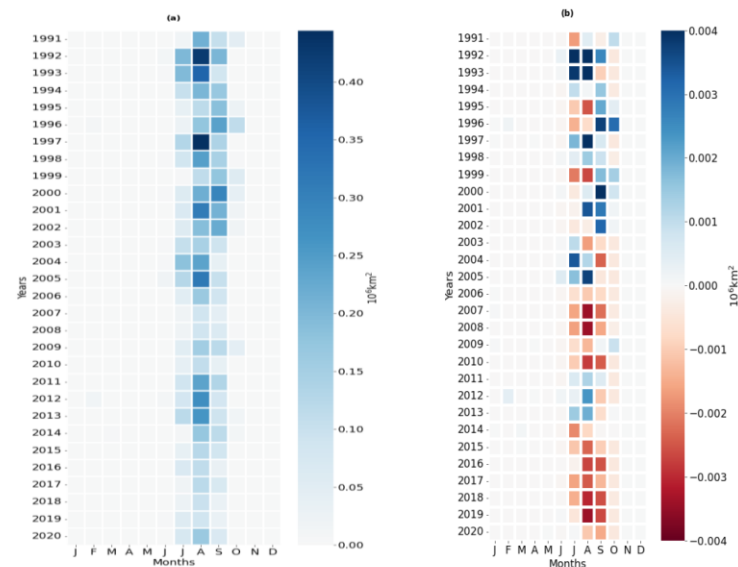


Figure 2. Hovmöller diagrams of (a) monthly cooling surface (b) and monthly cooling surface anomalies of the study area.

Figure 3 depicts the longitude–time diagram of the CUS at the northern coast of the Gulf of Guinea averaged over 2° N– 6° N (Figure 3a). It also displays the annual evolution of the coastal upwelling index (CUI) and its duration (Figure 3b), as well as the correlations between the three upwelling indices (Figure 3c). The CUS evolution (Figure 3a) shows that the coastal upwelling ranges between 7° W and 3° E with two main cores, one core being

centered at 5° W (i.e., between 6° W and 2.5° W) around the Cape Palmas and the other core centered at 0° E (i.e., between 2° W and 2° E) around the Cape of the Three Points. The spatial extension of the CUS core at Cape Three Points (at 0°) is larger than that of the core at Cape Palmas (at 5° W) most years and is consistent with previous studies [5]. These two cores have almost the same cooling area (~28,000 km²) from 1991 to 1994. From 1995 to 2006, the cooling surface narrows around Cape Palmas relative to Cape Three Points. The cooling surfaces of both upwelling cores remain almost constant with 24,000 km² and 28,000 km² at Cape Palmas and at Cape Three Points, respectively. Then, a global narrowing of the cooling surface occurs at both cores from 2006 to 2020, where it ranges from 14,000 km² to 20,000 km², resulting on a mean 17,000 km² surface. A comparison of the mean cooling surface of the two cores between 1991 (~28,000 km²) and 2020 (~17,000 km²) indicates a half drop of cooling surface during these last 30 years, i.e., a loss of about 567 km² per year. This decrease is consistent with the warming of the southern tropical Atlantic basin since 1975 [10] and particularly with the increase in positive SST anomalies at the northern coast of the Gulf of Guinea [8].

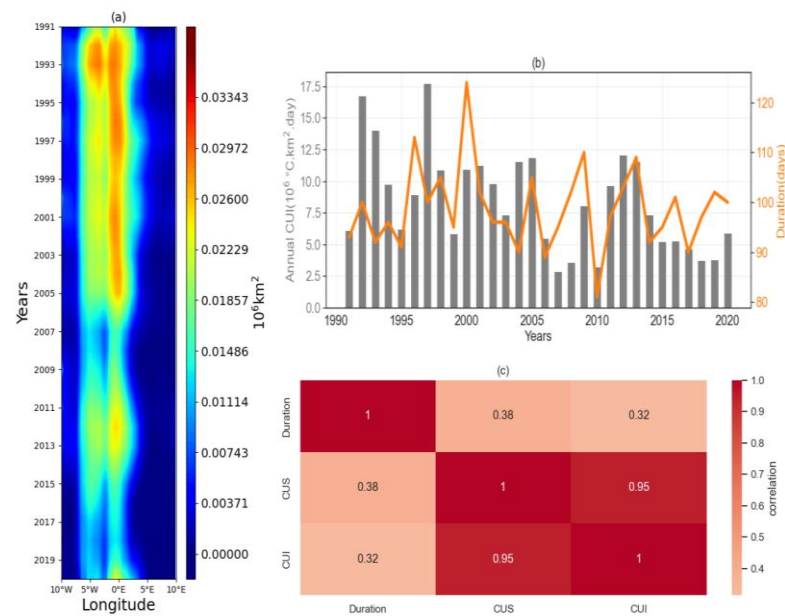


Figure 3. (a) Longitude–time diagram of the cooling surface at the northern coast of the Gulf of Guinea, (b) annual evolution of the index and duration of coastal upwelling, (c) and correlogram between the characteristic upwelling parameters. The numbers inside the correlogram represent the correlation coefficients and are proportional to the colors.

The evolution of the coastal upwelling index (CUI) and the duration of the phenomenon (Figure 3b) agree with the CUS observations. There is a downward trend of CUI and duration that has accelerated since 2012. The correlations (Figure 3c) between the upwelling parameters (CUS, CUI, duration) indicate a significant positive correlation (~0.95) between CUI and CUS, while this relationship is weak and non-significant between duration and CUS (~0.38) and duration and CUI (~0.32). Therefore, this figure suggests a similar evolution of CUS and CUI. Hereafter, the CUS is used when referring to the coastal upwelling at the northern coast of the Gulf of Guinea.

3.2. Trend Analysis and Patterns of MHWs Variability

3.2.1. Temporal Variability of MHWs

To investigate MHWs variability, daily SST anomalies were spatially averaged across 10° W– 10° E; 2° N– 6° N to generate a time series, for which intensities, number, and duration of MHWs were determined. Days with no MHWs were assigned a value of zero. Then, wavelets were applied to the resulting new daily series. Figure 4a displays the interannual evolution of MHW numbers during May–October. Only one event occurred in 1999 and 2000. From 2006, the number of events substantially increases by two to four which is the highest value during 2015–2020 and in 2007. The linear regression shows an increasing tendency of events which is statistically significant at 95% by using the Student's *t*-test.

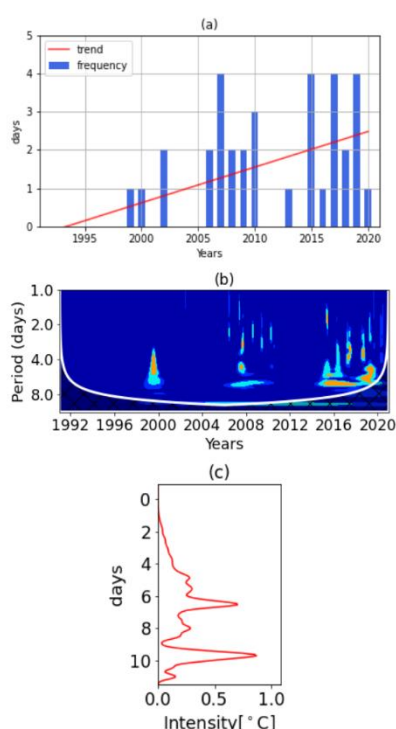


Figure 4. (a) Number of MHWs during the May–October period from 1991 to 2020 calculated over 10° W– 10° E; 2° N– 6° N. (b) Wavelet of MHWs over the same area and period, and (c) the associated spectrum.

Figure 4b shows the wavelets of MHWs at the northern coast of the Gulf of Guinea during May–October. It indicates an intensification and a frequent occurrence of these events that range between two days and eight days since 2015. The average and the standard deviation of the duration reach 10 days and 6 days, respectively (not shown). This occurrence of MHWs is consistent with the number of events (see Figure 4a) and the decrease in upwelling surface during this period (see Figure 3a). During 1991–2008, MHWs are almost inexistent, except in 1999–2000 and 2006–2010. In 2000, MHWs are observed with periods ranging between three and seven days. Similarly, scattered low-period MHWs are observed during 2006–2010. The spectrum of MHW intensities shows a weak intensity on average (Figure 4c). These intensities reach approximately 0.7° C for 6-day MHWs. Thus, MHWs at the northern coast of the Gulf of Guinea could be categorized as moderate based on Hobday et al.'s [14] classification.

3.2.2. Patterns of MHWs Variability

This subsection outlines the patterns of MHWs variability. It is performed by using empirical orthogonal functions (Eofs) of the cumulated annual intensities of MHWs in May–October during 1991–2020. Figure 4 illustrates the first four Eof spatial structures of the cumulated intensity of MHWs (Figure 5a–d) and their corresponding time series (Figure 5e–h). Only those Eof patterns that are physically significant are selected [33,34]. These four patterns represent 78% of the explained variance. The dotted area on Eof structures illustrates the significant areas at the 95% confidence level of Student's *t*-test.

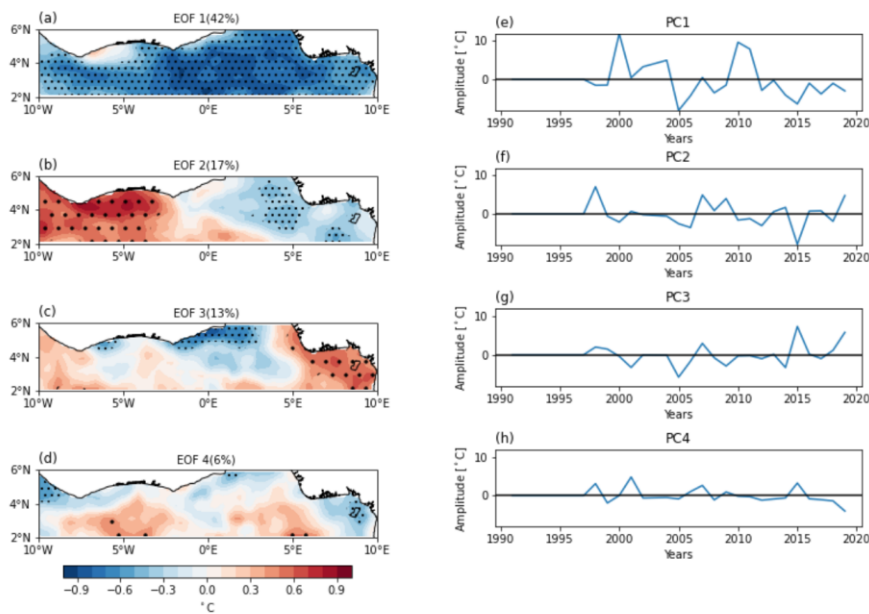


Figure 5. The first four Eof spatial patterns of MHW intensities (a–d) and their corresponding time series (e–h). The black dots show the significant areas at the 95% level while the blue curves are the time series.

The first Eof (~42%) (Figure 5a) shows a negative and significant area in the whole littoral zone. Such pattern could indicate a full presence of cold waters, or a generalized occurrence of MHWs some years. This structure is also characterized by a weak positive and non-significant area downstream of Cape Palmas and Cape Three Points that are the two areas where coastal upwelling occurs (see Figure 3a). The time series of this mode (Figure 5e) does not exhibit any MHW events in 1991–1999, which agrees with the wavelet results. MHWs occur during 2002–2006 and 2012–2013, but with weak amplitudes. This time series suggests a low-frequency fluctuation, with a 4-year periodicity, characterized by periods of MHW intensification (2002 to 2006) and upwelling periods (2007–2011 and 2014–2020) over the whole study area. Opposite scores agree with this alternation and could indicate that MHWs are present throughout the area some years, whereas they are practically absent other years. The highest MHW intensities are recorded in 2002, 2012, and 2013.

The second mode (Figure 5b) represents 17% of the total variance. It illustrates an east–west dipole between the two capes where the coastal upwelling occurs. It shows that one cape could experience MHW events, while these events would not occur at the other cape. For example, the associated time series (Figure 5f) shows that MHW events occur

downstream of Cape Palmas during 2000–2001, 2009–2011, 2015–2016, and 2018–2019 as scores of these years are consistent with the significant Eof structure in that upwelling area. The years 2004–2008, 2012–2015, 2017, and 2020 exhibit MHW events in Cape Three points as the scores of these years are in accordance with the Eof structure in that upwelling area. Particularly, the 2020 event is the most intense, considering its score.

The third mode (Figure 5c) represents 13% of the total variance. It illustrates a contrast between the northern coast represented by the two capes and the meridional section east of 5° E. This mode shows negative significance in the Ghana–Benin upwelling area and west of Côte d’Ivoire in contrast to the positive significance in the east. The time series (Figure 5g) displays a prolonged period (2002–2016) of cooling in both capes, with the highest value in 2007. This is consistent with Ali et al. [5] and Da-allada et al. [35], who observed a significant cooling at the coast during this period. The high positive value in 2017 and 2020 indicates an intensification of MHWs east of 5° E.

The fourth mode (Figure 5d) accounts for ~6% of the total variance. It illustrates a weak north–south contrast. The significant positive area south of 4° N could be associated with an intensification of MHWs towards the tropical Atlantic cold tongue. This weak north–south contrast is confirmed by lower scores of the time series (Figure 5h).

3.2.3. MHWs Trend Analysis

A complementary analysis of the interannual study of the Eof time series is now conducted by using a statistical diagnostic based on linear regression [36]. This method is used to objectively identify one or several tendency breaks in the Eof scores and when they occur. Figure 6 displays every possible trend for each Eof and the corresponding confidence Student’s *t*-test on each time segment from a 2-year period to a 22-year period corresponding to the total length of the available Eof time series. For example, when considering the first time series of Eofs (see Figure 6a), the value plotted at the point $x = 2012$, $y = 6$ corresponds to the 6-year trend (~ 5 °C/year) computed over the time segment 2006–2012. One can note that the trends with longer segments are rather weak compared to those corresponding to shorter segments.

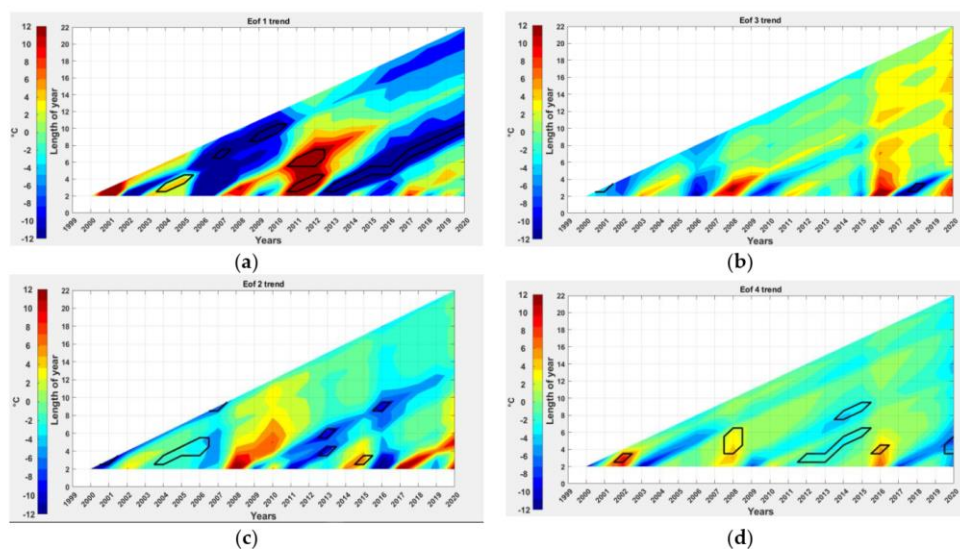


Figure 6. Trends of the four Eof time series (a–d) from 1991 to 2020 as a function of length of time segment and ending year of calculation; the black contours provide the confidence ranking Student’s *t*-test.

For Eof1 (Figure 6a), there is no long-term trend break above 10 years for this structure, even if for time segments above this period the trend remains negative. A significant negative trend is observed from 2013 to 2020, with time segments ranging from 3 to 10 years. There are significant positive 3-year and 6-year trends between 2011 and 2012. The Eof2 graph (Figure 6b) presents significant negative trends in 2004–2006 for a time segment of 3–5 years, in 2013 for a time segment of 3 years and 6 years, and in 2016 for a time segment of 8 years. The only significant positive trend is observed in 2015 for a 3-year time segment. In the case of Eof3 (Figure 6c), a significant negative trend is observed in 2018 for a time segment of 3 years. The latter concerns Eof4 (Figure 6d) for which the time segments range between 3 and 8 years. It shows significant positive trends in 2002, 2008, and 2016, and significant negative trends in 2012–2015 and 2020.

3.3. Overview of the Atmospheric and Ocean Conditions during the MHW Events

In this section, the surface oceanic and atmospheric conditions that could occur before, during, and after MHW events are discussed by analyzing the zonal wind, vertical velocity, and specific humidity in the troposphere (700–1000 hPa), and the LH and SST off the Gulf of Guinea (10° W–10° E; 2° N–6° N). Atmospheric and oceanic parameter composites are constructed by averaging daily anomalies surrounding MHW events, and by averaging daily anomalies six days before and six days after these events. The 6-day period corresponds to the standard deviation of the MHW duration. Daily anomalies of each variable are calculated using the arithmetical difference between each daily value and the long-term daily climatology (1991–2020) during the same calendar periods.

3.3.1. Daily Relationship between MHW and Cooling Surface

A preliminary analysis is carried out by relating the daily values of MHW intensities to cooling surface. Figure 7 shows the lagged correlation series (Figure 7a) and the spatial correlation between these two variables (Figure 7b). Figure 7a shows an opposite and significant evolution between MHWs and the cooling surface. It indicates an onset of MHWs that gradually intensify and reach their maximum values at lag 0. Thereafter, they gradually vanish and are substituted by cold waters. These correlations are more localized, at lag 0, off Cape Palmas (Figure 7b).

A sample evolution of the SST anomalies from 31 July to 06 August 2010 (Figure 7c) indicates a progressive increase in SST off Cape Palmas, associated with a decrease in the cooling surface. The warming west of Cape Palmas (~5° W) seemingly progresses eastwards and inhibits the cooling that is observed there. Later, there is a gradual extinction of warming and a replacement by cold water. This structure is similar to Eof2, but some periods of SST evolution could also be similar to other Eof structures.

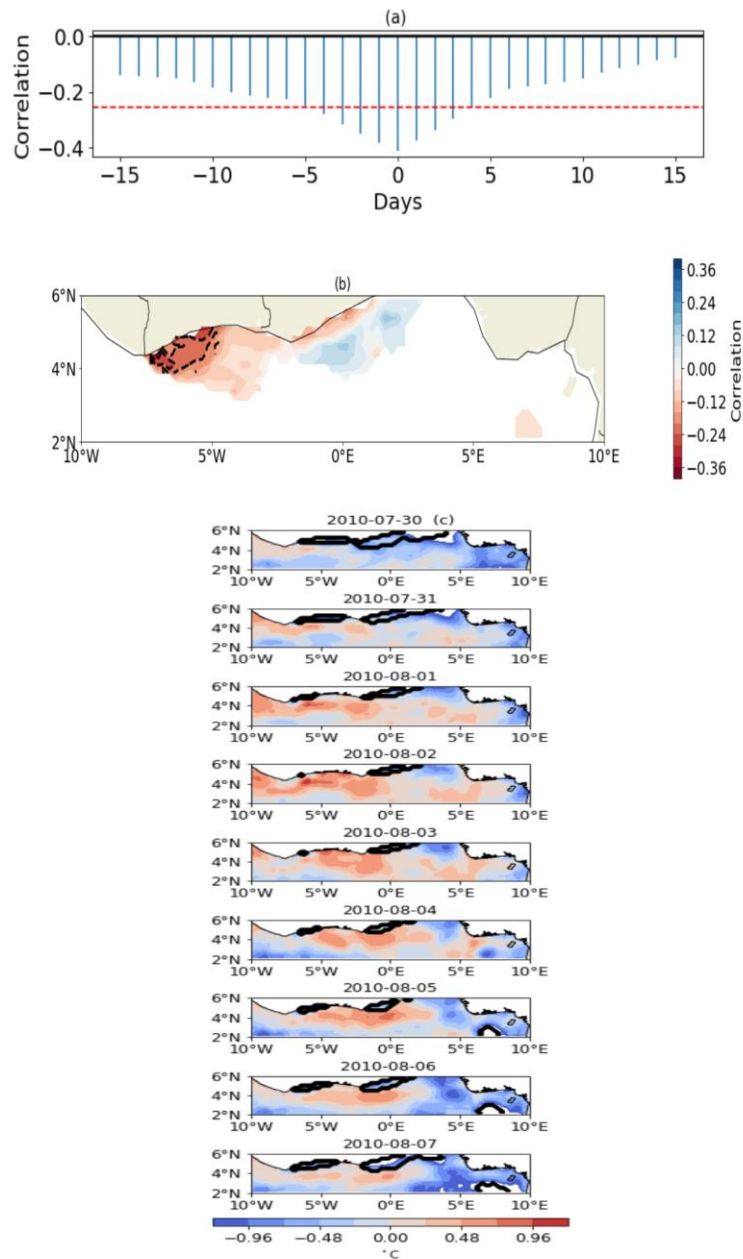


Figure 7. (a) Lag correlation between the upwelling surface and MHWs from May to October in the northern Gulf of Guinea. The dashed red horizontal line represents a 99% significance. (b) Correlation map determined at 99% significance (dashed line) between upwelling surface and MHWs from 1 May to 31 October. (c) Example of the evolution of the SST anomaly and the cooling surface from 31 July to 6 August 2010.

3.3.2. Ocean Surface and Atmospheric Conditions

Figure 8 depicts SST and CUS composites 6 days before (Figure 8a), during (Figure 8b), and 6 days after (Figure 8c) the MHW events. Weak positive SST anomalies ($>0.38\text{ }^{\circ}\text{C}$) are observed prior to MHW events off the Gulf of Guinea (Figure 8a). Along Cape Three Points, a strong warming ($>0.4\text{ }^{\circ}\text{C}$) is noticed at $5^{\circ}\text{N}; 0^{\circ}\text{E}$. That surface warming later intensifies during MHW events ($>1\text{ }^{\circ}\text{C}$) by spreading longitudinally between 5°W and 5°E , and latitudinally between 3°N and 6°N (Figure 8b). By the end of the MHW events (Figure 8c), the surface warming decreases significantly ($<0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$). This pattern of SST anomalies is characterized by a weak spatial extension of upwelling surface before and during MHW events, whereas it increases at the end.

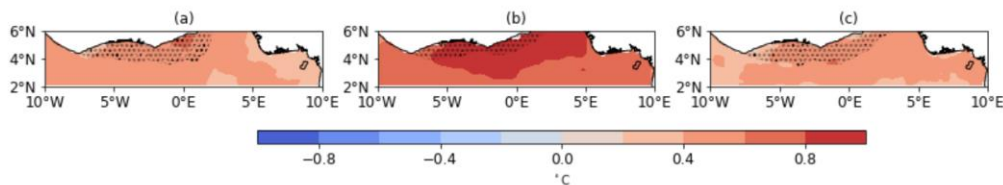


Figure 8. Latitude–longitude composite anomalies of SST ($^{\circ}\text{C}$) and CUS (km^2) averaged during six days before the MHW events (a), during the periods of the selected events (b), and during six days after the MHW events (c).

LH anomaly composites (Figure 9) indicate weak evaporation, marked by positive values between 0 and $7\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ before the events onset (Figure 9a). These values are located in the eastern part of the study area and lie between 2.5°N and 5°N . This weak evaporation is corroborated by wind anomalies which are almost null along the coast at 4°N or are directed offshore at 3°N . This wind anomaly pattern does not allow for any moisture transport to the continent. During the MHW events (Figure 9b), an excess of evaporation is noticeable in the eastern part of the study area. Positive LH anomalies ($>7\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) are observed around Cape Three Points where positive SST anomalies were previously registered during the occurrence of MHW events. Finally, an increase in excess of evaporation ($>14\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) is observed at the end of the MHW events (Figure 9c). These LH anomalies are almost two times those observed during MHW events. Similarly, they are located in the same region (5°W – 5°E , 3°N – 6°N) where a large surface warming of the SST was observed. The related wind anomalies' structure shows vectors almost oriented toward the shoreline, which could reflect an oceanic moisture input on the continent.

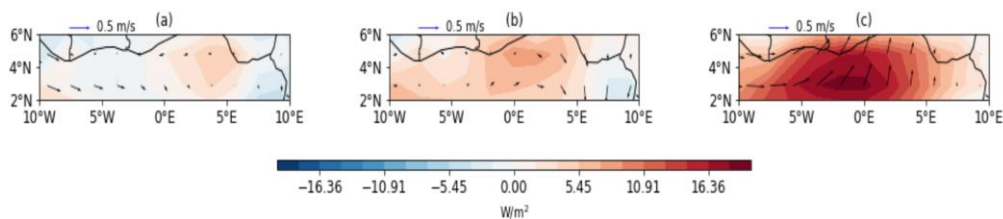


Figure 9. Latitude–longitude composite anomalies of LH ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$) and surface wind ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) averaged during six days before the MHW events (a), during the periods of the selected events (b), and during six days after the MHW events (c). The arrows on the map show the wind speed.

Figure 10 depicts altitude–longitude composite diagrams of vertical velocity (in $10^{-2} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) averaged over 2° N – 6° N along 10° W – 10° E . Negative values indicate an upward motion of air, which can carry moisture from the ocean to the troposphere, while positive values indicate the subsidence of air. The composite of anomalies illustrates the mean atmospheric conditions before, during, and after the MHW events. The three panels of the composite vertical motion exhibit an upward motion in the troposphere. This upward motion intensifies from the surface into the lower troposphere during the events, and more after the events along the 0 – 10° E longitudinal band. This band coincides with the area of excess of evaporation observed with LH. The upward motion found in the 0 – 10° E longitudinal band at 1000 hPa before the MHW events ($< -1.229 \times 10^{-2} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) increases by about 25% on average ($< -1.536 \times 10^{-2} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) during and after those events. Particularly, the large negative values ($< -1.843 \times 10^{-2} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) of upward motion above the surface move from the 0° – 10° E band during MHW events to the whole 10° W – 10° E longitudinal band in the lower troposphere after those events.

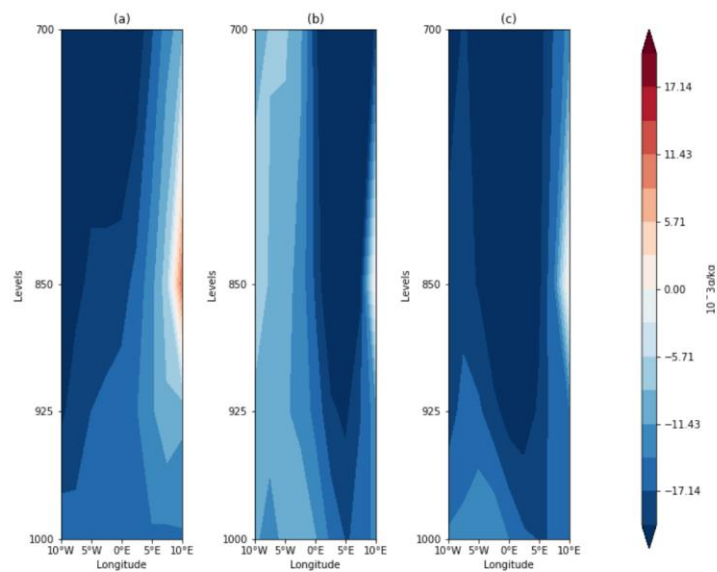


Figure 10. Altitude–longitude composite anomalies of Omega ($\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) averaged (a) during six days before the MHW events, (b) during the periods of the selected events, and (c) during six days after the MHW events.

Analogously to the vertical velocity analyses, composite altitude–longitude diagrams of specific humidity anomalies (in $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$) are presented for the same periods (Figure 11). Prior to the MHW events (Figure 11, left), a weak excess of moisture ($< 0.15 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$) is observed at 1000 hPa along 5° W – 0° . The weak excess of moisture is likely to vanish during the MHW occurrence phase (Figure 11, middle). This value ranges between $0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ and $0.075 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ within the same longitudinal band. After the MHW events (Figure 11, right), the specific humidity increases strongly. That suggests an excess of moisture along 10° W – 7° E . The specific humidity anomaly is particularly high in the lower layers (925–1000 hPa) along 5° W – 5° E , which corresponds to the area of excess of evaporation observed with LH anomalies.

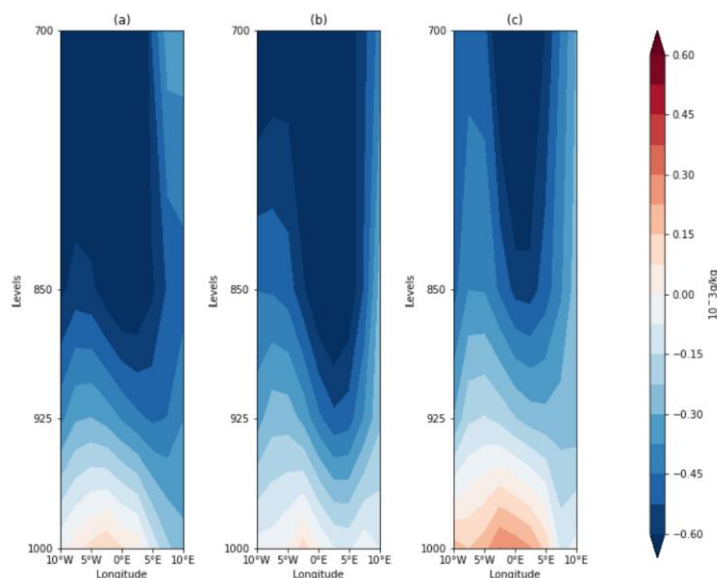


Figure 11. Altitude–longitude composite anomalies of specific humidity (g kg^{-1}) averaged (a) during six days before the MHW events, (b) during the periods of the selected events, and (c) during six days after the MHW events.

4. Discussion and Summary

Various studies highlighted ocean warming in the tropical Atlantic related to global warming [37,38]. This warming is particularly noticeable along the northern coast of the Gulf of Guinea, off the coast of West African countries. This warming may be responsible for the onset and amplification of some extreme oceanic events known as marine heatwaves (MHWs). The study of the variability of these events and their relationship with coastal upwelling is poorly investigated at the northern coast of the Gulf of Guinea during the monsoon season, which includes the upwelling season. This fact motivates the present study. It also highlights the relationship between MHW events, atmospheric, and ocean surface conditions in this ocean area.

The use of a 30-year daily SST dataset showed a continuous decrease in the cooling surface of the coastal upwelling. This could result in an ocean warming tendency at the northern coast of the Gulf of Guinea as observed by Servain et al. (2014). Upwelling is more frequent around Cape Three Points during the boreal summer, and contrasts with an earlier weakening of upwelling intensity in the west, around Cape Palmas. In fact, the warming is more rapid around Cape Palmas than around Cape Three Points and extends from west to east.

The study of MHW variability indicates a frequent occurrence of such events since 2015 and a decrease in upwelling surface. This is consistent with the oceanic warming observed over the tropical Atlantic in recent decades, although MHWs at the northern coast of the Gulf of Guinea are listed as moderate, due to their weak intensity. The different spatial patterns of MHW events show 3-year, 6-year, and 8-year trends that are consistent with the SST fluctuations in the tropical Atlantic. Indeed, Serena [39] and Zébiak [40] suggested that a significant part of the energy is projected in the 1–5 year frequency band, and that the SST in the equatorial Atlantic also has a significant decadal component for 9–14 year periods. However, these climate fluctuations magnitudes are significantly lesser than those observed in the eastern equatorial Pacific, which are dominated by the El Niño signature.

The relationship between upwelling and MHWs indicates an eastward progression of these extreme oceanic events. This could be related to the transport of warm waters by the Guinea Current, which is closer to the coast. This remark is consistent with Djakouré et al. [26], who noticed that the upwelling east of Cape Palmas disappeared in the absence of the Guinea Current detachment that indicates the presence of warm waters, in contrast with the upwelling east of Cape Three Points, which was still present. Such a phenomenon occurred particularly in 2009–2011 [25].

MHW occurrences lead to an excess of evaporation at the ocean surface. The onset of excess of evaporation during MHW events is associated with a strong deceleration of surface winds that do not allow for the transport of generated oceanic moisture to the surface and then localized in the lower atmospheric layers to the coast of the Gulf of Guinea. During MHW events, the ocean surface warming associated with the wind deceleration could allow for more heat storage into the ocean. Such remark is consistent with Liu et al. [41], who showed that Ocean heat uptake penetrated deeply into the Atlantic and Southern Oceans during the recent warming. Then, the heat is released after the MHW events. The excess of evaporation observed post-MHW events could contribute to the ocean cooling at the northern coast of the Gulf of Guinea, and thus to the establishment of the coastal upwelling.

As a conclusion, different spatial patterns of MHW events are related to coastal upwelling at the northern coast of the Gulf of Guinea. Similarly, surface ocean and atmospheric conditions are modified according to MHW periods. These changes take place before, during, and after MHW events. Further research is required to understand how this change could influence the marine ecosystem and local fisheries' resources, and how it could be quantified. Moreover, this research can help to understand how this change in weather conditions could influence or contribute to the intensification of extreme rainfall episodes on the continent.

Author Contributions: Conceptualization, Y.K.; methodology, M.K., Y.K. and S.T.; formal analysis M.K.; writing—original draft preparation, M.K., S.T., S.D., Y.K. and M.A.; writing—review and editing, M.K., S.D., S.T., Y.K. and M.A.; funding acquisition, S.D.; supervision, Y.K. All authors have read and agreed to the published version of the manuscript.

Funding: This research work was supported by the EU H2020 TRIATLAS project under Grant Agreement 817578.

Data Availability Statement: All data used in this study are publicly available. NOAA OISST dataset can be download at <https://www.ncei.noaa.gov/products/optimum-interpolation-sst> (accessed on 13 March 2022).

Acknowledgments: The authors thank the “Jeune Équipe Associée à l’IRD (JEA)—Interactions et Variabilité Océan Atmosphère Régionales liées à l’Upwelling (IVOARE-UP)” for its financial support. The authors would like to thank the anonymous reviewers for their valuable comments and suggestions to improve the quality of the paper.

Conflicts of Interest: The authors declare no conflict of interest.

References

1. Eltahir, E.A.B.; Gong, C. Dynamics of Wet and Dry Years in West Africa. *J. Clim.* **1996**, *9*, 1030–1042. [[CrossRef](#)]
2. Gu, G.; Adler, R.F. Seasonal Evolution and Variability Associated with the West African Monsoon System. *J. Clim.* **2004**, *17*, 3364–3377. [[CrossRef](#)]
3. Pauly, D.; Christensen, V. Primary Production Required to Sustain Global Fisheries. *Nature* **1995**, *374*, 255–257. [[CrossRef](#)]
4. Kouadio, Y.K.; Ochou, D.A.; Servain, J. Tropical Atlantic and Rainfall Variability in Côte d’Ivoire. *Geophys. Res. Lett.* **2003**, *30*, 4. [[CrossRef](#)]
5. Ali, K.E.; Kouadio, K.Y.; Zahiri, E.-P.; Aman, A.; Assamoï, A.P.; Bourles, B. Influence of the Gulf of Guinea Coastal and Equatorial Upwellings on the Precipitations along Its Northern Coasts during the Boreal Summer Period. *Asian J. Appl. Sci.* **2011**, *4*, 271–285. [[CrossRef](#)]
6. Morlière, A. Les Saisons Marines Devant Abidjan. In *Documents Scientifiques du Centre Recherche Océanographique*; CRO: Abidjan, Côte d’Ivoire, 1970; Volume 1.

7. Colin, C. Coastal upwelling events in front of the Ivory Coast during the FOCAL program. *Oceanol. Acta* **1988**, *11*, 125–138.
8. Kouadio, Y.K.; Djakouré, S.; Aman, A.; Ali, K.E.; Koné, V.; Toualy, E. Characterization of the Boreal Summer Upwelling at the Northern Coast of the Gulf of Guinea Based on the PROPAO In Situ Measurements Network and Satellite Data. *Int. J. Oceanogr.* **2013**, *2013*, 1–11. [[CrossRef](#)]
9. IPCC. *Global Warming of 1.5 °C: An IPCC special Report on the Impacts of Global Warming of 1.5 °C above Pre-Industrial Levels and Related Global Greenhouse Gas Emission Pathways, in the Context of Strengthening the Global Response to the Threat of Climate Change, Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty*; Sustainable Development, and Efforts to Eradicate Poverty: Geneva, Switzerland, 2018; p. 538.
10. Servain, J.; Caniaux, G.; Kouadio, Y.K.; McPhaden, M.J.; Araujo, M. Recent Climatic Trends in the Tropical Atlantic. *Clim. Dyn.* **2014**, *43*, 3071–3089. [[CrossRef](#)]
11. Odekunle, T.O.; Eludoyin, A.O. Sea Surface Temperature Patterns in the Gulf of Guinea: Their Implications for the Spatio-Temporal Variability of Precipitation in West Africa. *Int. J. Climatol.* **2008**, *28*, 1507–1517. [[CrossRef](#)]
12. Francis, E.A.; Oghenekevwe, C.O. Detection and Spatio-Temporal Variation of Marine Heatwaves in the Gulf of Guinea, Nigeria. *J. Oceanogr. Mar. Sci.* **2019**, *10*, 11–21. [[CrossRef](#)]
13. Hobday, A.J.; Alexander, L.V.; Perkins, S.E.; Smale, D.A.; Straub, S.C.; Oliver, E.C.J.; Benthuisen, J.A.; Burrows, M.T.; Donat, M.G.; Feng, M.; et al. A Hierarchical Approach to Defining Marine Heatwaves. *Prog. Oceanogr.* **2016**, *141*, 227–238. [[CrossRef](#)]
14. Hobday, A.; Oliver, E.; Sen Gupta, A.; Benthuisen, J.; Burrows, M.; Donat, M.; Holbrook, N.; Moore, P.; Thomsen, M.; Wernberg, T.; et al. Categorizing and Naming Marine Heatwaves. *Oceanography* **2018**, *31*, 162–173. [[CrossRef](#)]
15. Lee, S.; Park, M.-S.; Kwon, M.; Kim, Y.H.; Park, Y.-G. Two Major Modes of East Asian Marine Heatwaves. *Environ. Res. Lett.* **2020**, *15*, 074008. [[CrossRef](#)]
16. Feng, M.; McPhaden, M.J.; Xie, S.-P.; Hafner, J. La Niña Forces Unprecedented Leeuwin Current Warming in 2011. *Sci. Rep.* **2013**, *3*, 1277. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
17. Pearce, A.F.; Feng, M. The Rise and Fall of the “Marine Heat Wave” off Western Australia during the Summer of 2010/2011. *J. Mar. Syst.* **2013**, *111–112*, 139–156. [[CrossRef](#)]
18. Oliver, E.C.J.; Benthuisen, J.A.; Bindoff, N.L.; Hobday, A.J.; Holbrook, N.J.; Mundy, C.N.; Perkins-Kirkpatrick, S.E. The Unprecedented 2015/16 Tasman Sea Marine Heatwave. *Nat. Commun.* **2017**, *8*, 16101. [[CrossRef](#)]
19. Sparnocchia, S.; Schiano, M.E.; Picco, P.; Bozzano, R.; Cappelletti, A. The Anomalous Warming of Summer 2003 in the Surface Layer of the Central Ligurian Sea (Western Mediterranean). *Ann. Geophys.* **2006**, *24*, 443–452. [[CrossRef](#)]
20. Olita, A.; Sorgente, R.; Natale, S.; Gaberšek, S.; Ribotti, A.; Bonanno, A.; Patti, B. Effects of the 2003 European Heatwave on the Central Mediterranean Sea: Surface Fluxes and the Dynamical Response. *Ocean Sci.* **2007**, *3*, 273–289. [[CrossRef](#)]
21. Caputi, N.; Kangas, M.; Denham, A.; Feng, M.; Pearce, A.; Hetzel, Y.; Chandrapavan, A. Management Adaptation of Invertebrate Fisheries to an Extreme Marine Heat Wave Event at a Global Warming Hot Spot. *Ecol. Evol.* **2016**, *6*, 3583–3593. [[CrossRef](#)]
22. Walsh, J.E.; Thoman, R.L.; Bhatt, U.S.; Bieniek, P.A.; Brettschneider, B.; Brubaker, M.; Danielson, S.; Lader, R.; Fetterer, F.; Holderied, K.; et al. The High Latitude Marine Heat Wave of 2016 and Its Impacts on Alaska. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2018**, *99*, S39–S43. [[CrossRef](#)]
23. Acheampong, E.; Mantey, P.; Weremfo, A. Potential Impact of Marine Heatwaves on Selected Phytoplankton Adapted to the Gulf of Guinea during Stable Hydrographic Periods. *Afr. J. Mar. Sci.* **2021**, *43*, 77–86. [[CrossRef](#)]
24. Binet, D. Influence des variations climatiques sur la pêche de la sardinella aurita ivoiro-ghanéenne: Relation sécheresse-surpêche. *Oceanol. Acta* **1982**, *5*, 443–452.
25. Djakouré, S.; Penven, P.; Bourlès, B.; Veitch, J.; Koné, V. Coastally Trapped Eddies in the North of the Gulf of Guinea. *J. Geophys. Res. Oceans* **2014**, *119*, 6805–6819. [[CrossRef](#)]
26. Djakouré, S.; Penven, P.; Bourlès, B.; Koné, V.; Veitch, J. Respective Roles of the Guinea Current and Local Winds on the Coastal Upwelling in the Northern Gulf of Guinea. *J. Phys. Oceanogr.* **2017**, *47*, 1367–1387. [[CrossRef](#)]
27. Ta, S.; Kouadio, K.Y.; Ali, K.E.; Toualy, E.; Aman, A.; Yoroba, F. West Africa Extreme Rainfall Events and Large-Scale Ocean Surface and Atmospheric Conditions in the Tropical Atlantic. *Adv. Meteorol.* **2016**, *2016*, 1940456. [[CrossRef](#)]
28. Reynolds, R.W.; Rayner, N.A.; Smith, T.M.; Stokes, D.C.; Wang, W. An Improved In Situ and Satellite SST Analysis for Climate. *J. Clim.* **2002**, *15*, 1609–1625. [[CrossRef](#)]
29. Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woollen, J.; et al. The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **1996**, *77*, 437–471. [[CrossRef](#)]
30. Caniaux, G.; Giordani, H.; Redelsperger, J.-L.; Guichard, F.; Key, E.; Wade, M. Coupling between the Atlantic Cold Tongue and the West African Monsoon in Boreal Spring and Summer. *J. Geophys. Res.* **2011**, *116*, C04003. [[CrossRef](#)]
31. Bakun, A. Guinea Current Upwelling. *Nature* **1978**, *271*, 147–150. [[CrossRef](#)]
32. Oliver, E.C.J.; Donat, M.G.; Burrows, M.T.; Moore, P.J.; Smale, D.A.; Alexander, L.V.; Benthuisen, J.A.; Feng, M.; Sen Gupta, A.; Hobday, A.J.; et al. Longer and More Frequent Marine Heatwaves over the Past Century. *Nat. Commun.* **2018**, *9*, 1324. [[CrossRef](#)]
33. North, G.R.; Bell, T.L.; Cahalan, R.F.; Moeng, F.J. Sampling Errors in the Estimation of Empirical Orthogonal Functions. *Mon. Weather Rev.* **1982**, *110*, 699–706. [[CrossRef](#)]
34. Servain, J.; Legler, D.M. Empirical Orthogonal Function Analyses of Tropical Atlantic Sea Surface Temperature and Wind Stress: 1964–1979. *J. Geophys. Res.* **1986**, *91*, 14181. [[CrossRef](#)]

35. Da-Allada, C.Y.; Agada, J.; Baloïtcha, E.; Hounkonnou, M.N.; Jouanno, J.; Alory, G. Causes of the Northern Gulf of Guinea Cold Event in 2012. *J. Geophys. Res. Oceans* **2021**, *126*, e2021JC017627. [[CrossRef](#)]
36. Liebmann, B.; Dole, R.M.; Jones, C.; Bladé, I.; Allured, D. Influence of Choice of Time Period on Global Surface Temperature Trend Estimates. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* **2010**, *91*, 1485–1492. [[CrossRef](#)]
37. Carton, J.A.; Huang, B. Warm Events in the Tropical Atlantic. *J. Phys. Oceanogr.* **1994**, *24*, 888–903. [[CrossRef](#)]
38. Yang, Y.; Wu, L.; Guo, Y.; Gan, B.; Cai, W.; Huang, G.; Li, X.; Geng, T.; Jing, Z.; Li, S.; et al. Greenhouse Warming Intensifies North Tropical Atlantic Climate Variability. *Sci. Adv.* **2021**, *7*, eabg9690. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
39. Illig, S. Variabilité Basse Fréquence de l'Atlantique Tropical: Rôle de la Dynamique Océanique Équatoriale et Influence d'El Niño Southern Oscillation. Ph.D. Thesis, Université Paul Sabatier—Toulouse III, Toulouse, France, 2005.
40. Zebiak, S.E. Air–Sea Interaction in the Equatorial Atlantic Region. *J. Clim.* **1993**, *6*, 1567–1586. [[CrossRef](#)]
41. Liu, W.; Xie, S.-P.; Lu, J. Tracking Ocean Heat Uptake during the Surface Warming Hiatus. *Nat. Commun.* **2016**, *7*, 10926. [[CrossRef](#)]

RESUME

Les conditions océaniques du Golfe de Guinée influencent les économies et le climat en Afrique de l'Ouest. Cette thèse a été réalisée dans le but de caractériser les vagues de chaleur océaniques dans le Golfe de Guinée et d'analyser leur relation avec la surface d'upwelling dans le Golfe de Guinée ainsi que leur relation avec les pluies extrêmes en Afrique de l'Ouest. A partir des données satellitaires, nous avons réalisé diverses analyses statistiques. De nombreux résultats cohérents ont été mis en évidence au cours de cette étude. En effet, le Golfe de Guinée a connu une moyenne annuelle de 2 événements de vagues de chaleur océaniques au cours des dernières décennies. Sur la base de la distribution spatiale de ces vagues de chaleur océaniques, nous avons subdivisé la région du Golfe de Guinée en trois zones : la côte nord du Golfe de Guinée, la zone équatoriale et la région côtière Congo-Gabon. La tendance associée aux vagues de chaleur océaniques montre une augmentation du nombre de vagues de chaleur océaniques depuis 2015 dans les zones. Cette augmentation a été plus importante au niveau de la côte nord du Golfe de Guinée que les deux autres zones. Il a été montré que la surface de refroidissement dans les différentes régions est rétrécie pendant les vagues de chaleur océaniques une diminution accentuée au lag zéro jour. De même, les conditions de surface et les conditions atmosphériques sont modifiées en fonction des périodes de vagues de chaleur océaniques. Ces changements ont lieu avant, pendant et après les événements de vagues de chaleur océaniques. Enfin cette modification conduit à des pluies en Afrique de l'Ouest principalement dans la zone Guinéenne, qui peuvent-être extrêmes selon la classe de vagues de chaleur océaniques.

Mots clés : Vagues de chaleur océanique, Upwelling, Pluies extrêmes, Golfe de Guinée, Afrique de l'Ouest.

ABSTRACT

Ocean conditions in the Gulf of Guinea influence the economies and climate of West Africa. This thesis was carried out with the aim of characterizing oceanic heat waves in the Gulf of Guinea and analyzing their relationship with the upwelling surface in the Gulf of Guinea as well as their relationship with extreme rainfall in West Africa. Various statistical analyses were carried out on the satellite data. A number of consistent results emerged from this study. Indeed, the Gulf of Guinea has experienced an annual average of two Marine HeatWaves events over recent decades. Based on the spatial distribution of these Marine HeatWaves, we subdivided the Gulf of Guinea region into three zones: the northern coast of the Gulf of Guinea, the equatorial zone and the Congo-Gabon coastal region. The trend associated with Marine HeatWaves shows an increase in the number of Marine HeatWaves since 2015 in the zones. This increase has been greater in the northern coast of the Gulf of Guinea than in the other two zones. It has been shown that the cooling surface in the various regions is reduced during the Marine HeatWaves, a reduction that is accentuated at lag zero day. Similarly, surface and atmospheric conditions are altered as a function of Marine HeatWaves periods. These changes take place before, during and after Marine HeatWaves events. Finally, this modification leads to rainfall in West Africa, mainly in the Guinean zone, which can be extreme depending on the Marine HeatWaves class.

Keywords: Marine HeatWaves, Upwelling, Extreme rainfall, Gulf of Guinea, West Africa.